

A könyv szerzői

Barcza Zoltán, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Bartholy Judit, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Bihari Zita, Országos Meteorológiai Szolgálat

Czira Tamás, Nemzeti Fejlesztési Minisztérium

Haszpra László, Országos Meteorológiai Szolgálat

Horányi András, Országos Meteorológiai Szolgálat

Horváth E. Sára, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem

Krüzseli Ilona, Országos Meteorológiai Szolgálat

Lakatos Mónika, Országos Meteorológiai Szolgálat

Mészáros Róbert, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Mika János, Országos Meteorológiai Szolgálat,
Eszterházy Károly Főiskola

Pálvölgyi Tamás, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem

Pieczka Ildikó, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Pongrácz Rita, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Práger Tamás, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Radics Kornélia, Magyar Honvédség Geoinformációs Szolgálat

Szentimrey Tamás, Országos Meteorológiai Szolgálat

Szabó Péter, Országos Meteorológiai Szolgálat

Szépszó Gabriella, Országos Meteorológiai Szolgálat

Torma Csaba, Eötvös Loránd Tudományegyetem,
MTA TKI Alkalmazkodás a klímaváltozáshoz kutatócsoport

KLÍMAVÁLTOZÁS – 2011

Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére

Szerkesztők

Bartholy Judit

Eötvös Loránd Tudományegyetem
MTA Meteorológiai Tudományos Bizottság Éghajlati Bizottság elnöke

Bozó László

Országos Meteorológiai Szolgálat
MTA X. osztálya osztályelnök-helyettese

Haszpra László

Országos Meteorológiai Szolgálat
MTA Meteorológiai Tudományos Bizottság elnöke

Budapest, 2011

Lektor

Bartholy Judit, Eötvös Loránd Tudományegyetem
Pongrácz Rita, Eötvös Loránd Tudományegyetem
Radics Kornélia, Magyar Honvédség Geoinformációs Szolgálat

Technikai szerkesztő

Pieczka Ildikó, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Kiadja

A Magyar Tudományos Akadémia és
az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszéke

ISBN 978-963-284-232-5

Fedélterv

Mészáros Róbert, Eötvös Loránd Tudományegyetem

Nyomdai kivitelezés

Fólium Nyomda Kft.
Felelős vezető: Nagy Tamás

Tartalomjegyzék

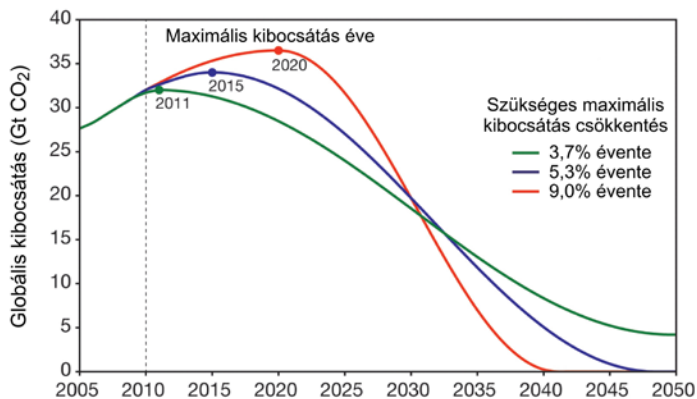
Előszó	1
Klíímaváltozás a Kárpát-medencében: A múltbeli megfigyelések és a jövőre vonatkozó modelledmények összefoglalása	3
1. Globális éghajlatváltozás	11
1.1. A klímaváltozás természetes és antropogén okai Bartholy J., Pongrácz R.	13
1.1.1. Múltbeli éghajlatváltozások mértéke	13
1.1.2. Az éghajlati rendszer és az üvegházhatás	21
1.2. A klímaváltozás vizsgálati módszerei, eszközei	38
1.2.1. Éghajlati adatsorok elemzése, homogenizálása Szentimrey T.	38
1.2.2. A globális éghajlatmodellezés közelmúltja és jelene (1990-2010) Práger T.	43
1.2.3. Statisztikus leskálázás Mika J.	66
1.2.4. Regionális éghajlatmodellek Bartholy J., Pongrácz R., Horányi A., Szépszó G.	78
1.2.5. Az éghajlati modellek korlátai Horányi A., Szépszó G., Bartholy J., Pongrácz R.	85
1.3. Emisszió-szenáriók Haszpra L.	92
1.3.1. Az IPCC kibocsátási forgatókönyvek története	92
1.3.2. A SRES forgatókönyvek	93
1.3.3. A kibocsátási forgatókönyvek és a valóság	97
2. Globális és európai tendenciák	99
2.1. Várható globális tendenciák Radics K.	100
2.1.1. A közeljövőben várható változások	101
2.1.2. Globális éghajlatváltozás a XXI. században	102
2.1.3. Hosszabb távú előrejelzések	113
2.2. Várható európai tendenciák Bartholy J., Pongrácz R.	116
2.2.1. Becslések GCM-eredmények alapján	117
2.2.2. Becslések RCM-eredmények alapján	120
2.3. A bizonytalanságok számszerűsítése, a modellhibák csökkentése Bartholy J., Pongrácz R.	126

2.4. Sérülékeny régiók	
Barcza Z., Mészáros R.	130
2.4.1. Mit értünk sérülékenységgel?	130
2.4.2. Sérülékeny régiók Európában	132
2.4.3. Sérülékeny régiók Európán kívül	135
2.4.4. Bizonytalanságok az üvegházhatású gázokkal kapcsolatos visszacsatolási mechanizmusokban	141
3. Hazai éghajlati tendenciák	145
3.1. A közelmúlt megfigyelt hőmérsékleti- és csapadéktendenciái	
Lakatos M., Bihari Z.	146
3.1.1. Hőmérsékleti tendenciák	146
3.1.2. Csapadéktendenciák	159
3.2. A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján	
Bartholy J., Horányi A., Krüzselyi I., Pieczka I., Pongrácz R., Szabó P., Szépszó G., Torma Cs.	170
3.2.1. Az alkalmazott regionális klímamodellek jellemzői	
Vezető szerző: Szépszó G.	171
3.2.2. A hazai regionális klímamodellek validációja	
Vezető szerzők: Bartholy J., Pongrácz R.	181
3.2.3. Az alkalmazott regionális klímamodellek projekciós eredményeinek bizonytalanságai	
Vezető szerző: Szépszó G.	195
3.2.4. A hőmérséklet várható változásai és bizonytalanságai	
Vezető szerző: Horányi A.	198
3.2.5. A csapadék várható változásai és bizonytalanságai	
Vezető szerző: Horányi A.	209
3.2.6. A szélsőségek várható változásai és bizonytalanságai	
Vezető szerzők: Bartholy J., Pongrácz R.	223
4. Éghajlati sérülékenység	235
4.1. Éghajlati sérülékenység a hazai kistérségek szintjén	
Pálvölgyi T., Czira T., Bartholy J., Pongrácz R.	236
4.1.1. Éghajlatváltozási sérülékenység-vizsgálat a CIVAS modellben	237
4.1.2. Az éghajlatváltozás kistérségi szinten releváns kockázati tényezői, problémái és folyamatai – alapfeltevések, megközelítések	245
4.1.3. A magyarországi kistérségek éghajlati sérülékenység-vizsgálatának eredményei – esettanulmányok	247
4.1.4. Következtetések és javaslatok	255
4.2. A klímaváltozás várható hatásai az épített környezetre	
Pálvölgyi T., Horváth E. S.	257
Köszönetnyilvánítás	262
Irodalomjegyzék	263

Előszó

A 2007-ben megjelent IPCC-jelentés összefoglalja a nemzetközi tudományos közösség klímaváltozással kapcsolatos ismereteit, s felhívja a figyelmet a várható következményekre. A jelentés lezárása óta világszerte folyamatosan számos újabb mérési és kutatási eredmény látott napvilágot e témakörben. Vitathatatlan, hogy az emberi tevékenységek hatására a globális szén-dioxid kibocsátás 2008-ban 40%-kal volt magasabb az 1990-es értéknél. Ugyancsak tény, hogy az elmúlt 25 évben a globális hőmérséklet-növekedés üteme elérte az évtizedenkénti 0,2 °C-os mértéket – annak ellenére, hogy az utolsó évtizedben a napsugárzásból származó éghajlati kényszer csökkent.

A fenti tények is arra utalnak, hogy a XXI. század nagy kihívása a globális klímaváltozás következményeinek kezelése, az egyre fokozódó emberi tevékenység hatásainak csökkentése, illetve a várható regionális változásokra való felkészülés, azokhoz való alkalmazkodás. Minél tovább várunk arra, hogy a tudomány minden bizonytalanság kizárásával igazolja az éghajlati rendszer változási folyamatait, és azok regionális következményeit, annál több visszafordíthatatlan változás következik be a Föld számos sérülékeny régiójának környezeti feltételeiben. Ezzel párhuzamosan adaptációs lehetőségeink egyre szűkülnek. Az 1. ábrán német elemzők által készített előrejelzéseket láthatunk a globális CO₂-kibocsátás becsült alakulásáról. A vizsgálat során meghatározták, hogy milyen mértékű kibocsátás-csökkentés szükséges ahhoz, hogy a XXI. század közepére a globális melegedés mértéke ne haladja meg a 2 °C-ot. Annak függvényében, hogy az antropogén kibocsátás összehangolt csökkentése már 2011-ben, 2015-ben vagy csak 2020-ban kezdődik meg, a globális önkorlátozás mértéke az idő előrehaladtával egyre drasztikusabb kell legyen: kilenc éves késlekedés évi 3,7% helyett 9%-os kibocsátás-csökkentést tesz szükségessé.



1. ábra. A globális szén-dioxid emisszió alakulása 2010–2050 között, ha 67% valószínűséggel 2 °C alatt szeretnénk tartani a globális melegedés mértékét (WBGU, 2009)

A rendelkezésre álló jelenlegi becslések alapján nagyon gyors cselekvés lenne szükséges, mely komoly gazdasági következményekkel jár. Ugyanakkor érthető, hogy a társadalom minden szegmense tart a változásoktól, s a különböző ipari lobbik vagy a nemzeti kormányok szeretnék halogatni vagy elkerülni az egyre sürgetőbb környezetvédelmi intézkedéseket, s az energiaszektor átalakítását. Ahhoz, hogy drasztikus döntések szülessenek, olyan egyértelmű bizonyítékokat várnak a tudománytól, melyeket az egyelőre nem képes szolgáltatni. Ebben a feszült légkörben érthető, hogy erősödik az általános kételkedés, s egyre gyakrabban jelennek meg az ún. klímaszkeptikus elgondolások. Ezen elméletek egy része valódi fizikai alapokkal rendelkezik, míg nagyobb hányada mögött nincs valós tudományos háttér, s a kételkedésben csupán a változásoktól való burkolt félelem jelenik meg: ha nincs globális melegeedés, úgy minden folytatódhat az eddig megszokott módon, tehát nincs különösebb teendőnk. A rövidtávú meteorológiai prognózisok, illetve gazdasági döntések is tartalmaznak bizonytalanságot, s a valószínűségi előrejelzések könnyítik meg a hatáselemzéseket, a kockázatbecslést. Ugyanez az út követhető a klímaszenáriók esetén is, ezért itt is egyre inkább több modell alapján készített valószínűségi becslésekkel találkozunk, melyek alapján a döntéshozók évtizedekkel előre szembesülhetnek a régióban várható éghajlati tendenciákkal. E könyvben a Kárpát-medence térségére négy regionális modell felhasználásával valószínűsíthető klímaváltozást vázoljuk fel.

Könyvünk célját három fő pontban foglalhatjuk össze: (1) a globális klímaváltozással kapcsolatos jelenlegi tudományos ismeretek összegzése; (2) a klímaváltozás kutatási módszertanának, a modellezés korlátainak, valamint a becslések bizonytalanságainak bemutatása; (3) hazánkra és a Kárpát-medence térségére vonatkozó regionális klímaszenáriók ismertetése. Mielőtt rátérnénk a részletes elemzésekre, összefoglaljuk a Kárpát-medence XX. és XXI. századi klímájára vonatkozó legfontosabb megfigyeléseinket, illetve eredményeinket. A tömören kiemelt következtetések, s az így megjelenő éghajlati jövőkép lehetőséget ad a döntéshozók, illetve a társadalom szélesebb rétegei számára, hogy könnyebben áttekinthessék a várható változásokat.

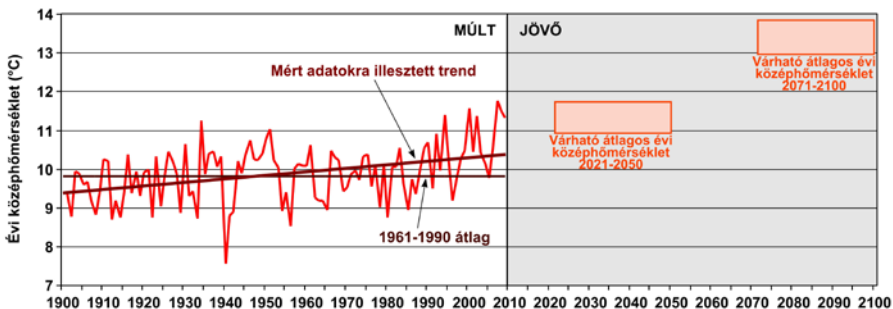
Klímváltozás a Kárpát-medencében: A múltbeli megfigyelések és a jövőre vonatkozó modelleredmények összefoglalása

Az éghajlati változások elemzésénél alapvetően két forrást vehetünk figyelembe: a mért és a modellezett éghajlati idősorokat. (1) Az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) által 1901-től észlelt, ellenőrzött és homogenizált meteorológiai adatok segítségével képet kaphatunk a közelmúlt és a jelen éghajlati viszonyairól, a megfigyelt tendenciákról. (2) Az éghajlati modellek lehetőséget adnak a XXI. században várható változások számszerűsítésére, melyek sokféle bizonytalansággal terheltek. A jövőben várható magyarországi változásokról az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) Meteorológiai Tanszékén és az OMSZ-nál használt két-két regionális klímamodell (PRECIS, RegCM, illetve ALADIN-Climate, REMO) eredményei alapján adunk áttekintést a 2021–2050, illetve a 2071–2100 időszakra vonatkozóan. A finom (10-25 km) térbeli felbontású regionális modellszimulációkban közepesnek, illetve optimistának tekinthető kibocsátási forgatókönyveket tekintettünk a XXI. századra. A modellek bemutatása és a kibocsátási forgatókönyvek áttekintése a könyvben részletesen megtalálható. Az alábbiakban a felhasználók, gazdasági szakemberek, döntéshozók számára röviden összefoglaljuk a Magyarországon megfigyelt és várható hőmérséklet- és csapadékváltozással kapcsolatos eredményeket. A jövőre vonatkozó eredmények esetében a becslések bizonytalanságát is megadjuk, ezek ugyanis a várható változások mellett lényeges és nélkülözhetetlen elemei az éghajlatváltozással kapcsolatos objektív hatásvizsgálatoknak. A bemutatásra kerülő eredmények bizonytalansága elsősorban az alkalmazott regionális modellek különbségeiből adódik, az évszázad végére vonatkozó eredményekben azonban a forgatókönyv-választás, azaz az emberi tevékenység bizonytalansága is megjelenik.

Hőmérséklet

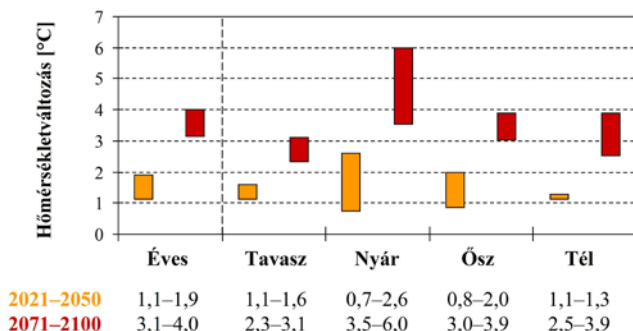
A Magyarországra vonatkozó múltbeli megfigyelések és a jövőre vonatkozóan rendelkezésre álló regionális klímamodellek eredményei egyaránt a hőmérséklet emelkedését mutatják. Ez a XXI. századra minden évszak és minden modell esetében statisztikailag szignifikáns, azaz a változások nagysága meghaladja a természetes változékonyságot. A megfigyelések és a regionális klímamodellek alapján összefoglalóan elmondhatjuk:

- (1) A műszeres megfigyelések kezdete óta az ezredforduló és az azt követő évek bizonyultak a legmelegebbnek. A XX. század elejétől tekintett időszoron kimutatható szignifikáns változás kétséget kizáróan az éghajlat megváltozását jelzi, melynek országos mértéke eléri az 1 °C-ot (2. ábra). Az 1980-tól napjainkig tartó periódus a legintenzívebb melegedés időszak. Ekkor a melegedés mértéke a keleti, északkeleti országrészben a legnagyobb, ahol meghaladja az 1,7 °C-ot.



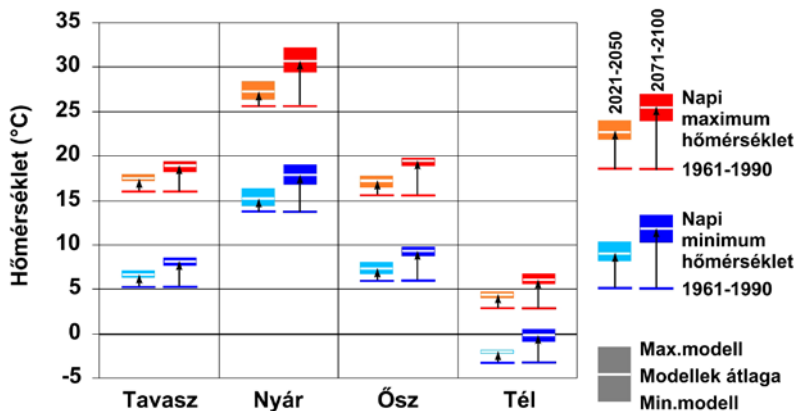
2. ábra. Az országos évi középhőmérséklet mért és szimulált menete 1901–2100 időszakban. Az 1901–2009 közötti mért idősort az OMSZ adatbázisán alapuló, homogenizált, interpolált adatokból állítottuk elő. A jövőre vonatkozó téglalapok a Magyarországra adaptált három, illetve négy regionális modellszimuláció eredményei alapján a 2021–2050 és 2070–2100 időszakokra várható legnagyobb és legkisebb átlagos változást mutatják

- (2) Az évszakai változásokat tekintve a nyarak melegedése volt a legintenzívebb (1,2 °C a XX. század kezdetétől). A tavaszok melegedése 1,1 °C, s a legkisebb hőmérsékletnövekedést (0,7 °C-ot) ősszel és télen jelzik a megfigyelések.
- (3) 2021–2050-re a magyarországi éves átlaghőmérséklet várható növekedése 1-2 °C, 2071–2100-ra pedig 3-4 °C az 1961–1990 referencia időszakhoz viszonyítva (3. ábra).
- (4) A közelebbi jövőben a modellek közötti változékonyság télen (0,2 °C), a távolabbi jövőben tavasszal a legkisebb (0,8 °C). Mindkét időszakban a modellek közötti változékonyság nyáron a legnagyobb (1,9 °C, illetve 2,5 °C), s ugyancsak nyáron várható a legnagyobb mértékű melegedés (0,7-2,6 °C, illetve 3,5-6,0 °C).
- (5) Mind a napi maximum-, mind a napi minimumhőmérséklet legnagyobb mértékben várhatóan nyáron fog növekedni (4. ábra), ugyanakkor erre az évszakra esik a modellbecslések legnagyobb bizonytalansága is. Az őszi maximum- és minimumhőmérsékletek kivételével a közelebbi jövőre becslült változások bizonytalansága minden évszakban kisebb, mint az évszázad végén.



3. ábra. A magyarországi átlaghőmérséklet várható változása (°C) 2021-2050-re (narancssárga) és 2071-2100-ra (piros) az 1961-1990 időszakhoz képest a hazai regionális klímamodellek eredményeit figyelembe véve

- (6) A maximumhőmérséklet minden évszak és mindkét időszak esetében 0,1-0,3 °C-kal jobban növekszik, mint a minimumhőmérséklet. Egyedül a század végi nyarak esetében láthatunk ennél jelentősebb (0,8 °C-os) változást az átlagos napi hőingásban ($T_{max} - T_{min}$).
- (7) A szélsőséges hőmérsékletekben bekövetkezett változásokat jellemző trendértékek arra utalnak, hogy a klíma megváltozása a meleg szélsőségek egyértelmű növekedésével és a hideg szélsőségek csökkenésével járt a teljes múlt századot felölelő időszakban. A XX. század elejétől kezdve mintegy 8 nappal több nyári napot ($T_{max} > 25\text{ °C}$) tapasztalunk évente, s a hőségriadós napok száma ($T_{közép} > 25\text{ °C}$) is megnőtt 5 nappal. Ezzel párhuzamosan kevesebb a fagyos nap ($T_{min} < 0\text{ °C}$), mint a századelőn, jellemzően 10 nappal.

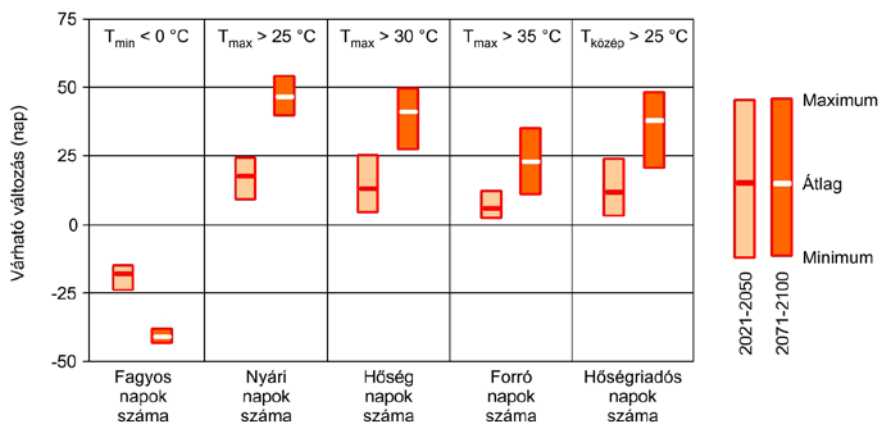


4. ábra. A napi maximumhőmérsékletek (narancs és piros szín) és a napi minimumhőmérsékletek (világoskék és sötétkék szín) Magyarország területére várható értékei 2021-2050-re és 2071-2100-ra a hazai regionális klímamodellek eredményei alapján. (Referencia: az E-OBS adatbázis 1961-1990-es átlagos értékei)

- (8) A fagyos napok száma várhatóan a jövőben is csökkenni fog, azaz ellentétesen változik a többi paraméterhez képest (5. ábra). A várható csökkenés mértéke

átlagosan 18 nap, illetve 42 nap a XXI. század közepére és végére. A meleg és szélsőségesen meleg (nyári, hőség-, forró és hőségiadós) napok esetében a várható változás mértéke a közeljövőre átlagosan 12 nap, a távolabbi jövőre 37 nap.

- (9) A várható melegedés egyértelműen növekedő tendenciát eredményez a vegetációs időszak hosszában, mely átlagosan 24 nappal növekszik 2021–2050-re, illetve 51 nappal 2071–2100-ra.

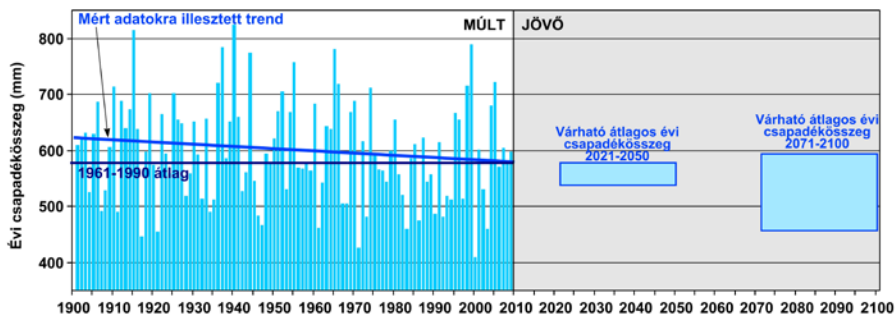


5. ábra. Hőmérsékleti indexek várható változása 2021–2050-re (világos narancs) és 2071–2100-ra (sötét narancs) három, illetve négy hazai regionális klímamodell eredményei alapján. Referencia időszak: 1961–1990

Csapadék

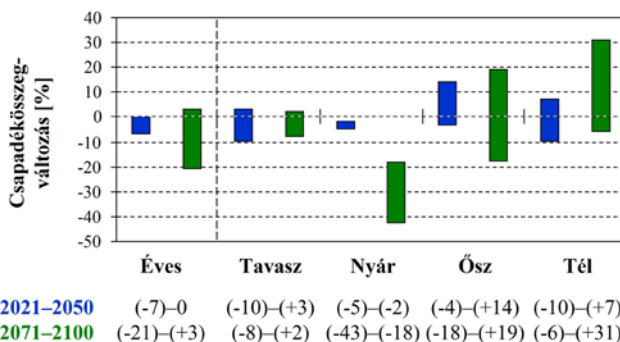
A csapadék térben és időben egyaránt változékony éghajlati paraméter. Míg Észak- és Nyugat-Európában a melegedési tendenciával együtt egyre több csapadék hullik, addig nálunk a Földközi-tenger térségéhez hasonlóan éves szinten némileg kevesebb. A Magyarországra várható csapadék mennyiségének megváltozása jóval nagyobb bizonytalansággal adható meg, mint a hőmérsékletnél, ugyanis a modellek esetenként még előjelükben is eltérő eredményeket szolgáltatnak. A különböző modellek által jelzett változások gyakran nem szignifikánsak (azaz a változás mértéke összemérhető a változékonyág nagyságával), ezért az eredmények értelmezésénél kellő óvatossággal kell eljárunk. A megfigyelések és a regionális modellszimulációk alapján összefoglalóan elmondhatjuk:

- (1) Az éves csapadékösszeg átlagosan 578 mm volt hazánkban az 1961–1990-es normál időszakban, melynek 33%-a nyáron, 18%-a télen hullott le. Magyarországon a csapadék éves mennyisége (1901-től 7%-os) csökkenő tendenciát mutat (6. ábra). A csökkenés a Dunántúlon az országos átlagnál nagyobb, ezzel ellentétben viszont az ország északkeleti részén gyengén növekedett a csapadékmennyiség.

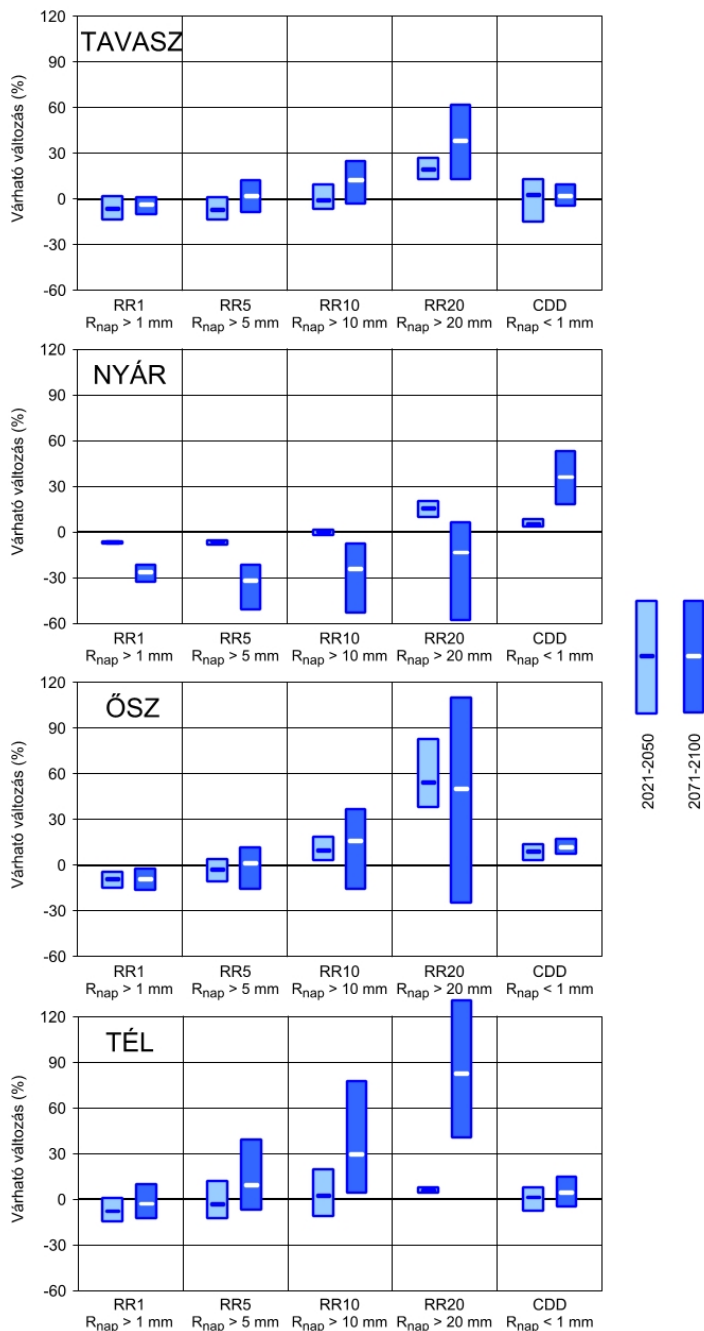


6. ábra. Az országos évi csapadékösszeg mért és szimulált menete 1901–2100 időszakban. Az 1901-2009 közötti mért idősort az OMSZ adatbázisán alapuló, homogenizált, interpolált adatokból állítottuk elő. A jövőre vonatkozó téglalapok a Magyarországra adaptált három, illetve négy regionális modellszimuláció eredményei alapján 2021–2050 és 2070–2100 időszakokra várható legnagyobb és legkisebb átlagos változást mutatják

- (2) Az évszakokat tekintve a csökkenés csak tavasszal szignifikáns, s mértéke mintegy 20%-os a XX. század elejétől. Ősszel 17%-os volt a csapadékcsökkenés mértéke (ez azonban nem szignifikáns). A nyári és a téli csapadék kis mértékben növekedett, bár ezek a változások sem szignifikánsak statisztikailag.
- (3) A Kárpát-medence a jövőre vonatkozó globális és regionális modell-szimulációkban egyaránt egy átmeneti zónában fekszik az éves csapadékösszeg változását tekintve: tőlünk északra egyértelműen csapadéknövekedés, míg délre csapadékcsökkenés várható, és a változatlan éves csapadékmennyiséggel jellemezhető területek behatárolása bizonytalan.
- (4) A XXI. század első felében az éves csapadékmennyiségben kis mértékű, nem szignifikáns csökkenés valószínűsíthető. Az évszázad végére az éves csökkenés mértéke akár a 20%-ot is elérheti.
- (5) Az átlagos évszakos csapadékösszeg XXI. századra várható relatív megváltozása tavasszal és nyáron jellemzően negatív, míg ősszel és télen inkább pozitív (7. ábra). Egyedül a nyári csapadékmennyiség az, ahol a modellek mindegyike egységesen a csapadék csökkenését valószínűsíti.



7. ábra. A magyarországi átlagos csapadékösszeg relatív változása (%) 2021–2050-re (kék) és 2071–2100-ra (zöld) az 1961–1990 időszakhoz képest a hazai regionális klímamodellek eredményeit figyelembe véve



8. ábra. A csapadékindexek Magyarországra várható évszakai változása (%) 2021–2050-re és 2071–2100-ra (referencia időszak: 1961–1990) három, illetve négy hazai regionális klímamodell eredményei alapján

- (6) A bizonytalansági intervallum az évszakos csapadékváltozás esetében az évszázad közepére nyáron, az évszázad végére tavasszal a legkisebb. A legnagyobb bizonytalanság a közelebbi jövőre nézve ősszel, a távolabbi jövőre ősszel és télen tapasztalható: akár 18%, illetve 37% is lehet a különbség a modellek által prognosztizált változásban.
- (7) A csapadékos napok évi száma (napi összeg > 1 mm) összességében csökkent, országos átlagban 15 nappal. A 20 mm-t meghaladó csapadéku napok száma (RR20) kis mértékben emelkedett a XX. század eleje óta, ugyanakkor a száraz időszakok maximális hossza (CDD) is jelentősen (évi 4 nappal) megnövekedett. A napi csapadékontenzitás (SDII: a lehullott csapadékösszeg és a csapadékos napok számának hányadosa) nyáron szintén jelentősen megnövekedett, mely arra utal, hogy a csapadék egyre inkább a rövid ideig tartó, intenzív záporok formájában hullik.
- (8) A jövőben a nem szélsőséges küszöbértékeket alkalmazó két éghajlati indexnél (RR5: 5 mm-t meghaladó csapadéku napok száma, RR1: 1 mm-t meghaladó csapadéku napok száma) az évi értékek néhány százalékkal várhatóan csökkenni fognak mind az évszázad közepére (5%, illetve 6%), mind annak végére (9%, illetve 13%). A gyakoriságcsökkenést egyöntetűen jelzik a modellszimulációk, azaz a változási intervallumok legnagyobb hányadukban a negatív tartományba esnek. A 2021-2050-re várható modellbecslések -1% és -10% közötti értéke, s a 2071-2100-ra várható becslések -22% és +1% közötti értéke egyértelműen a bizonytalanság növekedésére utalnak. Az évszakos változásokat tekintve ezekben az indexekben csak nyáron számíthatunk egyértelműen nagyobb mértékű csökkenésre (8. ábra).
- (9) A nagyobb (10 és 20 mm-t meghaladó) napi csapadékmennyiséget reprezentáló RR10 és RR20 index átlagos évi értékének várható növekedése 2%, illetve 17% a közeljövőre, s 3%, illetve 25% a távolabbi jövőre vonatkozóan. A nyarat kivéve a modellek nagyrészt az évszakos gyakoriság növekedését jelzik, főképp a század végére. A napi csapadékontenzitás szintén kis mértékben növekedni fog a XXI. században.
- (10) A csapadékhiány tartósságát jellemző CDD index (a csapadékmentes időszak maximális hossza) évszázad végére várható pozitív tendenciái a szárazodás erősödésére utalnak (mely a csapadékösszeg gyenge változása mellett a növekvő intenzitású csapadék egyik következményének tekinthető). Az évszakonkénti elemzés szerint nyáron valószínűsíthető jelentős (és ősszel kisebb) mértékű növekedés.

Felhívjuk a figyelmet, hogy egy négytagú ensemble klíma-előrejelzéssel szemben nem lehetnek túlzott elvárásaink, mivel a kis elemszám miatt nagy a becslések bizonytalansága. Ugyanakkor a Magyarországon várható éghajlatváltozás mértékére kapott eredmények a jelenlegi lehetőségeinkhez képest a lehető legjobb becslést bocsátják a hazai éghajlati hatásvizsgálatot végző szakemberek rendelkezésére. Az itt összefoglalt modelleredmények lehetőséget nyújtanak arra is, hogy a szimulációs bizonytalanságok objektíven megjelenjenek a hatásvizsgálatokban.

Globális éghajlatváltozás

Bartholy Judit¹, Haszpra László², Horányi András², Mika János^{2, 3},
Pongrácz Rita¹, Práger Tamás¹, Szentimrey Tamás², Szépszó Gabriella²

¹*Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*

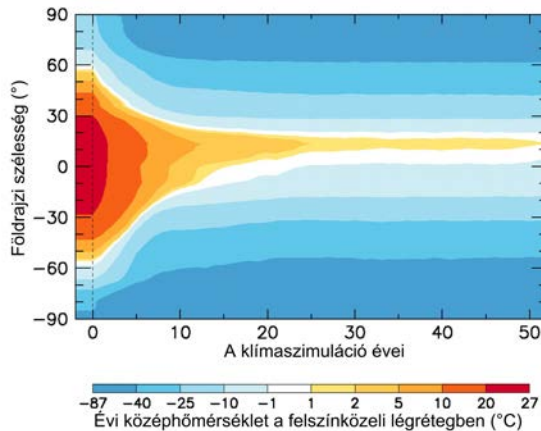
²*Országos Meteorológiai Szolgálat*

³*Eszterházy Károly Főiskola, Földrajz Tanszék*

Vitathatatlan tény, hogy a Föld felszínközeli légrétege melegszik, valamint számos üvegházhatású gáz koncentrációja emelkedett az utóbbi egy-két évszázadban. E változások mértéke sokkal nagyobb, mint amit a természetes folyamatok indokolhatnának, illetve az általunk belátható földtörténet során valaha is bekövetkezett. Az elmúlt 800 ezer évre vonatkozó jégfuratminták elemzéséből tudjuk, hogy míg ebben a hosszú időszakban a szén-dioxid koncentráció 170–300 ppm intervallumban mozgott, addig az elmúlt két évszázadban 280 ppm-ről 390 ppm-re nőtt, s az optimista becslések szerint sem valószínű, hogy a XXI. század végére 560 ppm alatt tartható. Miért érdekes számunkra a légköri szén-dioxid gáz – akár kétszeresre növekvő – koncentrációváltozása, mely jelenleg a légkör 0,04%-át sem teszi ki? Az üvegházhatás 33 °C-kal növeli a felszínközeli átlaghőmérsékletet, enélkül nem lenne lakható a Föld. Annak ellenére, hogy a vízgőz hozzájárulása a legnagyobb ehhez a hőmérsékleti többlethez, a többi üvegházhatású gáz fontossága is egyértelmű. Ennek illusztrálására mutatjuk be az 1.1. ábrát, melyen egy 50 éves klímaszimulációt követhetünk nyomon. Laci és munkatársai (2010) igazolták, hogy önmagában a rövid (alig 10 napos) tartózkodási idejű vízgőz nem képes tartósan biztosítani az üvegházhatásból származó többlethőmérsékletet, s a hosszú tartózkodási idejű üvegházhatású gázok hiányában egy-két évtized alatt a Föld felszínének szinte teljes egésze eljegesedne.

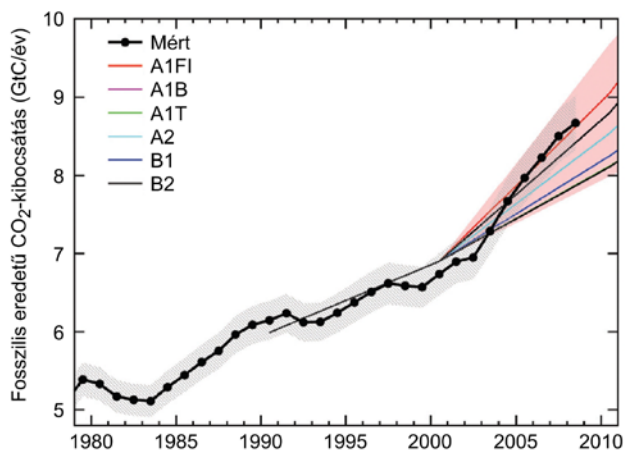
Amennyiben ennyire fontosak az üvegházhatású gázok, köztük a szén-dioxid, akkor hogyan lehetséges, hogy nagymértékű koncentrációnövekedésük csak néhány tized °C-os globális melegedést (0,74 °C-ot 1906–2005 között) okozott a légkör felszínközeli rétegeiben? Egyrészt jelentős mértékben csökkentette az üvegházgázok melegítő hatását az ugyancsak antropogén eredetű légszennyezés növekedése, mely az aeroszolkoncentráció emelkedését eredményezte. Az aeroszolrészecskék fokozódó légköri jelenléte hűtő hatást vált ki. Másrészt, az elmúlt 50 évben az üvegházhatású gázok koncentrációnövekedése miatt megjelenő többletenergia nagy része, mintegy 84%-a az óceánnak adódott át, további 7%-a, illetve 5%-a a tengeri jég és a gleccserek

olvadására, illetve a szárazföldek melegítésére használódott fel, s csupán 4%-a maradt a légkörben.



1.1. ábra. Zonálisan átlagolt évi középhőmérséklet megváltozása. Az 50 éves klímamodellezés során a vízgőzt kivéve az összes üvegházhatású gáz koncentrációját nullának tekintették. (Forrás: Lacis et al., 2010)

Az utolsó két IPCC-jelentés az ún. SRES szcenáriókat (melyekről az 1.3. alfejezetben lesz részletesen szó) használta. Ezeket a kibocsátási forgatókönyveket Nakicenovic és Swart 2000-ben tette közzé, s az akkori elképzelések szerint a XXI. századra vonatkozó népesség- és gazdasági növekedési becslések alapján határozták meg az optimista, közepesnek tekinthető, valamint pesszimista kibocsátási tendenciákat. Az azóta eltelt időszakban nyilvánvalóvá vált, hogy a közelmúlt valódi kibocsátásai még a legpesszimistább becslést is meghaladják (1.2. ábra). A mért nagy kibocsátások háttérében elsősorban a fejlődő, feltörekvő gazdaságok állnak, köztük is a legnagyobb mértékben Kína.



1.2. ábra. A fosszilis tüzelőanyag felhasználásából eredő szén-dioxid globális kibocsátásának alakulása, 1980–2008. (Forrás: Le Quéré et al., 2009)

Ebben a fejezetben elsőként az éghajlat változását előidéző természetes és antropogén okokat vesszük sorra, s azt elemezzük, hogy a múltbeli éghajlatváltozások mértéke összemérhető-e a XX-XXI. századi változásokkal. Ezt követően a vizsgálati módszereket és az elemzésekhez felhasznált eszköztárat tekintjük át, ezen belül külön hangsúlyozzuk az éghajlatmodellezés fejlődéstörténetét, s a jelenleg rendelkezésre álló éghajlati modellek vázlatos felépítését. A durva felbontású, teljes Földre kiterjedő modelleredmények regionális leskálázására a dinamikus alapú regionális éghajlatmodellezést, s e módszertan korlátait foglaljuk össze, emellett a statisztikus leskálázási módszertanról is külön alfejezetben szólnunk. A fejezet végén a globális klímamodellek által felhasznált kibocsátási forgatókönyveket mutatjuk be részletesen.

1.1. A klímaváltozás természetes és antropogén okai

Bartholy Judit, Pongrácz Rita

Számos vizsgálat foglalkozik a globális melegedés természetes és antropogén tényezői közötti arány minél pontosabb becslésével, számszerűsítésével. A legújabb eredmények alapján az 1889–2006 időszakban a természetes faktorok (vagyis a nap- és a vulkántevékenység) által kifejtett melegítő hatás nem haladja meg a teljes globális felszínközeli melegedés 10%-át, így a maradék 90%-ért az antropogén tevékenység a felelős (Lean és Rind, 2008). Eddig semmilyen hitelt érdemlő kutatási eredményt nem publikáltak, mely ezen eredmények alternatívájaként számításba vehető lenne.

1.1.1. Múltbeli éghajlatváltozások mértéke

E fejezetben áttekintjük a múltbeli éghajlatváltozások vizsgálati módszereit, s a detektált éghajlatváltozási tendenciákat. Elsőként az utóbbi néhány százezer évben, majd az elmúlt két évezredben történt változásokat mutatjuk be a közvetett megfigyelések alapján. Ezután összegezzük a műszeres mérések időszakában megfigyelt globális éghajlati tendenciákat, valamint az ezek háttérében meghúzódó okokat.

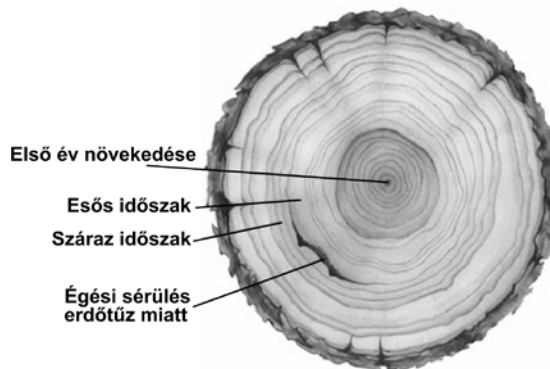
Régmúlt idők éghajlatváltozása

Földünk története során az éghajlat folyamatosan változott, e változás mértékét annak amplitúdója és időskálája határozza meg. Különösen napjainkban vált fontossá vizsgálni és mind jobban megérteni a múlt éghajlatváltozásainak lefolyását és ok-okozati összefüggéseit, mivel az emberiség ezekben az évszázadokban vált képessé az éghajlat befolyásolására, vagy akár megváltoztatására.

Az elmúlt egy-két évszázad változásairól a meteorológiai mérőhálózatok segítségével pontos információink vannak, de milyen közvetett utakon, ún. „proxy” adatsorok összeállításával szerezhetünk mért éghajlati adatok nélkül információt a régebbi korok klímájáról, azok változásairól? A proxy adatforrások eredete sokféle lehet, mi most csak néhányat sorolunk fel közülük:

- Az ősi barlangrajzokon ábrázolt állatok, növények utalnak a térség faunájára és flórájára, ami információt ad a régi korok klímájáról.

- Az ún. „pollenanalízis” a régmúlt időkből származó növényi pollenek elemzésével foglalkozik, ugyanis egyes növények pollenje és ellenálló spórái akár évmilliók elteltével is felismerhetők, s bemutatják a terület növényzetét.
- Az eljegesedés, a gleccserek kialakulása és mozgása jelentős és felismerhető nyomot hagy a környezeten, s az alacsony tengerszinti magasságon talált gleccseryomok hidegebb éghajlatra engednek következtetni. Gleccserek visszahúzódásának mostanában is tanúi lehetünk.
- Száraz éghajlatra utalnak a talaj kősó- és gipszrétegei, amelyek beltavak, elzáródott tengerrészek kiszáradásával keletkeztek.
- A paleoklimatológiai célú kormeghatározáshoz az egyik legpontosabb becslést a szénizotópok felhasználásával kaphatjuk. A légköri szén-dioxidban állandó a szén 14-es tömegszámú izotópjának (^{14}C) aránya. Az élő szervezetekbe épülő ^{14}C -izotóp, annak pusztulása után csökkenni kezd, melynek mértéke kellő pontossággal számítható. Így lehetséges e módszerrel akár az utolsó 1 millió év fosszíliainak kormeghatározása.



1.3. ábra. A fák évgyűrűinek értelmezése

- A fák évgyűrűinek vastagsága, egymástól való távolsága, színe is értékes adatok lehetnek, hiszen elemzésükkel egy adott térség évenkénti csapadékviszonyairól nyerhetünk információkat (1.3. ábra). A Kaliforniában élő ún. Sequoia fenyőóriások életkora gyakran meghaladja a 3000 évet (1.4. ábra), így ez a faj különösen alkalmas évgyűrű-elemzésekhez.
- Festmények és egyéb régi műalkotások is segíthetik a klímaváltozások megfigyelését. Például a híres római Trajánusz-oszlop egy részletének tanulmányozása is segítségünkre lehet elmúlt idők éghajlatának feltárásában. A faragott domborművön a császár által i.sz. 101–106 között építtetett, kőpillérekkel álló fahíd látható, mely a Vaskapunál íveli át a Dunát. A híd a történetírás szerint 170 éven keresztül állt a kőfaragás által megmintázott formában. Az elmúlt több mint másfél évezred alatt változott a Duna vízállása és változtak a térség csapadékviszonyai is, hiszen a mai klimatikus viszonyok, s a folyón az elmúlt évszázadok során levonuló áradások mellett a híd nem állhatott volna az ábrázolt helyszínen és formában.



1.4. ábra. Sequoia óriásfa keresztmetszete évgyűrű-analízishez

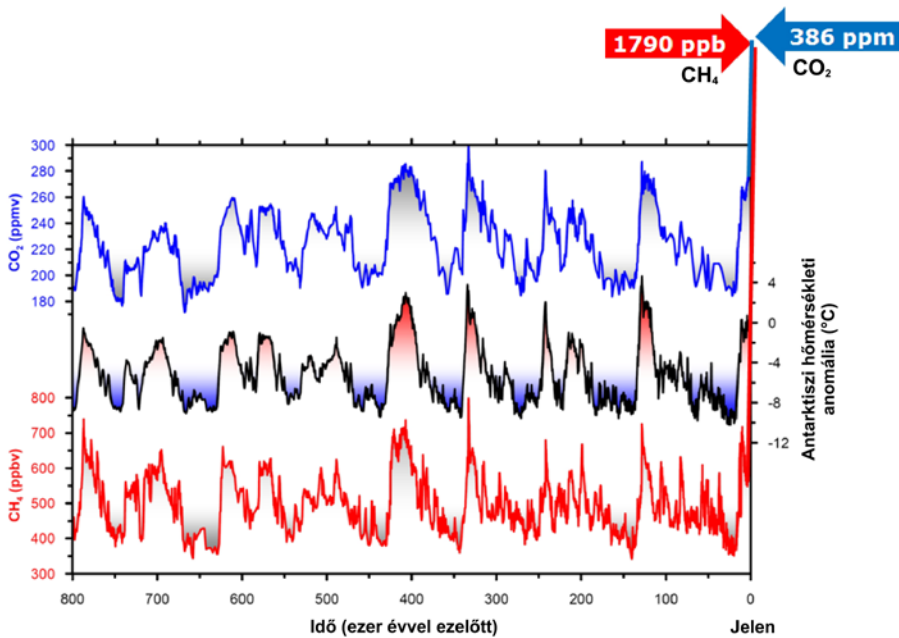
- A múlt éghajlatát kutató vizsgálatoknak egy további jó indikátora a sarkvidéki területeket fedő jégpáncélból vett jégminta. Az ^{18}O -izotóp rétegenként meghatározott koncentrációjából jól következtethetünk az elmúlt korok hőmérsékletének alakulására. E módszer lehetővé teszi akár többszázéves időszak végigkövetését, de ehhez esetenként több km-es jégfuratminták elemzésére is szükség lehet. A furatelemzés során az elmúlt idők légköri összetételére a lehullott hópelyhek közé szorult légbuborékok analízisével következtetünk. Egyedül ezek a direkt források állnak rendelkezésünkre, s egyben ezek kínálják a legjobb idősorokat a légkör összetételéről és az éghajlati paramétereikről. A jégminták még az áramlási viszonyokról is rendelkeznek információkkal az ide fújt por-, tengeri só-, pollen- és vulkanikus hamurészecskék révén.



1.5. ábra. Antarktisi jégfuratminta a Dome C kutatóállomásról. (Fotó: Laurent Augustin, CNRS/LGGE, Grenoble, France)

A leghosszabb éghajlati minták az Antarktist borító, több kilométer vastagságú jégpáncélból kerülnek ki. Az eddigi rekord hosszúságú jégfuratminta hossza több mint 3000 méter (1.5. ábra). Ennek részletes elemzését 2004 elején kezdték meg

európai klimatológusok és geofizikusok. E minta alapján az elmúlt közel 800 ezer év éghajlatáról kaphatunk információkat: a hőmérsékletet, valamint a szén-dioxid és a metán koncentrációjának történetét követhetjük nyomon (1.6. ábra).



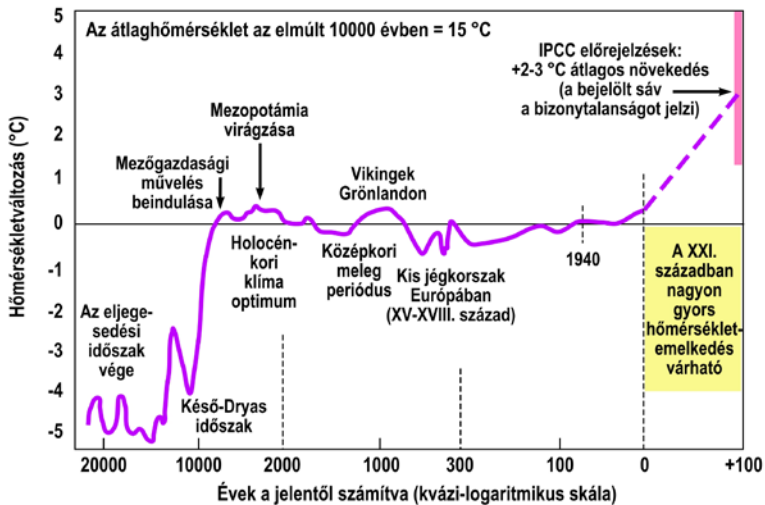
1.6. ábra. Az elmúlt 800 ezer év eljegesedési periódusai: a hőmérséklet (középen), a szén-dioxid (fent) és a metánkoncentráció (lent) változásai. (Forrás: Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, Koppenhágai Egyetem)

A pleisztocén kori eljegesedések során a meleg és hideg fázis közötti hóingás a sarkok közelében nagyobb volt, mint a közepes földrajzi szélességeken. A grafikonon látható, hogy a meleg csúcsok egymástól megközelítőleg 100 ezer évnnyire voltak, s a periódusok hőmérsékleti ingása a Déli-sark térségében elérte a 10 °C-ot. A jégfuratmintából jól látszik, hogy a glaciálisok és interglaciálisok során teljesen együtt változott a hőmérséklet, a szén-dioxid- és a metánkoncentráció. Jelenlegi ismereteink szerint az eljegesedési ciklusok a földpálya-elemek periodikus változásainak következtében alakulnak ki, mivel azok befolyásolják a földfelszínre érkező napsugárzás évszakos eloszlását. Érdekes megfigyelni, hogy míg a besugárzás csökkenése és növekedése értelemszerűen fokozatosan történik, addig az erre adott légköri válasz (a melegedési és a hűlési folyamat) nem szimmetrikus: a hűlés 80–90 ezer évig tart, s a melegedés ennek gyakran még egy tizedéig sem. A múltban is volt már példa hihetetlenül gyors melegedésre, s ezek mind pontosabb tanulmányozása talán segíthet megérteni a jelenkori éghajlatváltozások fizikai hátterét. A múltban az eljegesedési időszakok idején a jelenleginél akár 6–8 °C-kal hidegebb klíma uralkodott. Az elmúlt 800 ezer évben a mainál jelentősen melegebb éghajlati viszonyok nem fordultak elő.

A legutolsó eljegesedés idején a kontinensek közel egyharmadát gleccserek fedték, melyek az Északi-félgömbön lenyúltak egészen Prágáig, Párizsig (Európában), s New

York-ig (Amerikában). A Föld rekonstruált hó- és jégtakaró térképe alapján a jégtakaró vastagsága a mai Svédország területén és a Sziklás-hegységben meghaladta a 2500–3000 m-t. Az Alpok gleccserei mélyen lehúzódtak a folyóvölgyekbe, és óriási egybefüggő jégtáblák borították a kontinensek jelentős részét. Az óriási tömegű jég lecsökkentette az óceánok vízmennyiségét, így a vízszint több mint 100 méterrel alacsonyabb volt a jelenleginél. Ennek eredményeképpen egy szárazföldi híd kötötte össze Szibériát Alaszkával, azaz a két kontinens ekkor még összefüggő volt.

Az 1.7. ábra 20 ezer évet felölelve mutatja be a földfelszíni hőmérséklet becsült alakulását a múltban és a következő évszázadban. Jól látható, hogy az esetlegesen bekövetkező változások veszélye abban rejlik, hogy a földi légkör olyan hőmérsékleti tartományba léphet, melyben az emberiség – földtörténeti időskálán viszonylag rövid – története során soha nem volt.

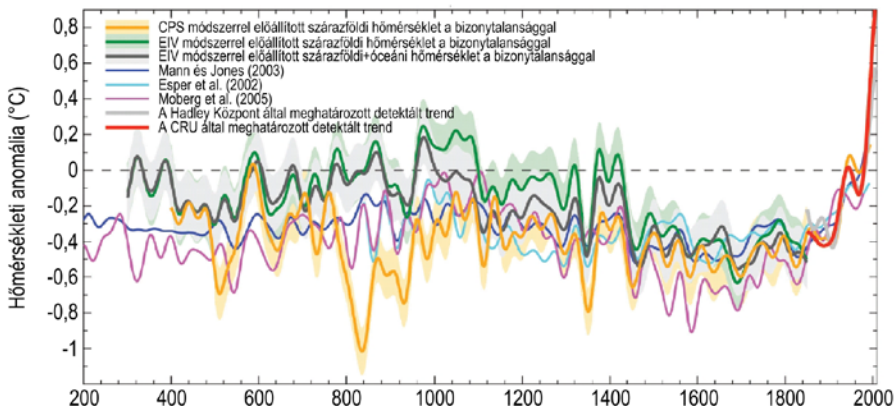


1.7. ábra. A Föld globális átlaghőmérsékletének alakulása az elmúlt 20 ezer év során. (Forrás: WHO)

A fent felsorolt paraméterek esetenként önmagukban is jó indikátorai lehetnek az éghajlatváltozásoknak. Gondoljunk csak a Velencei-tó felszínének csökkenésére, kiszáradására vagy a Balaton vízszintjének ingadozásaira. (A történelem során még a Balaton is többször teljesen kiszáradt, s óriási homokviharak, porviharak sújtották a vidéket, míg nem a rómaiak a Sió-csatorna és a hozzátartozó zsilipek megépítésével lehetővé tették a vízszint emberi szabályozását.) Egy-egy klímamutató alakulásából nem vonhatunk le általános következtetéseket az éghajlat egészére, hiszen gyakran nem lehet megítélni, hogy egy markáns tendencia megjelenésének háttérben milyen ok-okozati összefüggések húzódnak. Például az aszályok vagy árvizek gyakoriságának jelentős változása mögött nemcsak a lehullott csapadék mennyiségének markáns növekedése vagy csökkenése állhat, hanem esetenként folyók szabályozása, víztározók építése vagy a rosszul tervezett vízgazdálkodás. Ezek a változások mind közvetlenül vagy közvetve érintik a mezőgazdaságot, s következményeik hatással lehetnek a térség gazdaságára.

Az elmúlt néhány évszázad mérési adatait a fent felsorolt módszerek felhasználásával kiegészítve jó közelítést kaphatunk az éghajlati paraméterek

múltbeli alakulásáról. A Közép- és Észak-Európában markánsan jelentkező ún. középkori meleg időszak 1000 körül tetőzött, mely egyben a megelőző néhány évezred legmelegebb periódusa is volt. Arról heves szakmai viták folynak, hogy a középkori meleg időszak melegebb volt-e a jelenlegi klímánál vagy csak megközelítette azt. E témával kapcsolatos legújabb eredményeket összegzi az 1.8. ábra, melyet az ún. Koppenhágai Diagnózisban (Allison et al., 2009) is közöltek. A grafikon nemcsak összefoglalja mai tudásunkat az elmúlt 2000 évben bekövetkezett klímaváltozásokról, hanem számszerűsíti a különböző módszerekkel kapott eredmények bizonytalanságait. Nagy jelentőségű ez a vizsgálat, hiszen az eredmények ismeretében lehetőségünk van az elmúlt évszázadokban természetes okokból létrejött változásokat összehasonlítani a napjainkban zajló antropogén eredetű tendenciákkal. Ugyancsak lehetővé válik, hogy értékeljük a jövőre vonatkozó modellszimulációk által jelzett melegedés kockázatát. Az elemzés egyedülálló, mert elsőként alkalmazza és értékeli az ún. Proxy Adatbázis Hálózatban (Proxy Data Network) szereplő összes (1209) adatbázist, melyek közül 1158 éves és 51 évtizedes felbontású adatsorokat tartalmaz. Komplex adatbázisról van szó, hiszen egyaránt szerepelnek benne a fák évgyűrűi, a tengeri és édesvízi üledékek rétegeztsége, a cseppkövek, a korallok, a jégfurat minták, valamint a történeti feljegyzések alapján meghatározott idősorok. Az összes adatbázis visszanyúlik minimum 1800-ig, 460 közülük egészen 1600-ig, 177 adatsor 1400-ig, 59 adatsor 1000-ig, 36 adatsor 500-ig, s 25 adatsor időszámításunk kezdetéig. Ez a felsorolás jól tükrözi a klímarekonstrukciók forrásainak időbeni ritkulását, vagyis minél távolabbi múltba megyünk vissza, annál kevesebb proxy adatsor áll rendelkezésre, s így a levonható következtetések bizonytalansága is nő. A teljes adatbázisban a Föld különböző régiói elég jól lefedettek: egyrészt a trópusi, a sarkvidéki és a mérsékeltövi területekről egyaránt vannak felhasználható források; másrészt mind az óceáni, mind a szárazföldi térségeket megfelelően nagy mennyiségű adat reprezentálja. A részletes elemzést megelőzően az adatsorokat különféle érzékenységi vizsgálatoknak vetették alá, s többféle statisztikai módszerrel is ellenőrizték azok minőségét.



1.8. ábra. Az északi félgömb rekonstruált hőmérsékleti menete különböző elemzések alapján az elmúlt 2000 évben. A CPS (composite plus scale) módszer azt jelenti, hogy a kompozit idősort a proxy adatok standardizálásával és súlyozásával állítják elő. Az EIV (error in variables) módszer során szintén súlyozást alkalmaznak, de a skálázás regresszióval történik. (Forrás: Mann et al., 2008)

A minőségileg szűrt proxy adatbázis északi félgömbre vonatkozó komplex analizéséből levonhatjuk azt a következtetést, hogy az elmúlt néhány évtized hemiszférikus skálájú melegedése jelentős pozitív anomáliának számít minimum az elmúlt 1300 évben (ebben a becslésben nem szerepelnek a nagyobb bizonytalansággal rendelkező évgyűrű-idősorok). Abban az esetben, ha a fák évgyűrűinek esetenként vitatott proxy adatsorait is figyelembe vesszük, akkor az elmúlt 1700 évre vonatkozóan állíthatjuk ugyanezt. A déli félgömből jóval kevesebb adat áll rendelkezésre, mint az északi félgömből, ezért a hőmérsékleti becslések bizonytalansága nagyobb mind a déli félgömbre, mind a globális átlagra vonatkozóan. Így a déli félgömb éghajlati viszonyait vagy a globális klímát tekintve nem kizárt, hogy az elmúlt 1500 évben előfordulhattak az utóbbi néhány évtized melegedéséhez hasonló rövidebb periódusok.

A középkori meleg időszakot egy lehűlési fázis követte kb. 1550-től 1850-ig. Ez a több évszázadon át tartó, „kis jégkorszak”-nak nevezett hűvös periódus az előző jégkorszak hidegfázisa óta a leghűvösebb időszak volt. A XIX. század közepévéig viszont már az egész kontinens túljutott ezen a hidegebb perióduson. E hőmérsékleti ingadozásokkal összefüggésben több fontos éghajlati elem is változott:

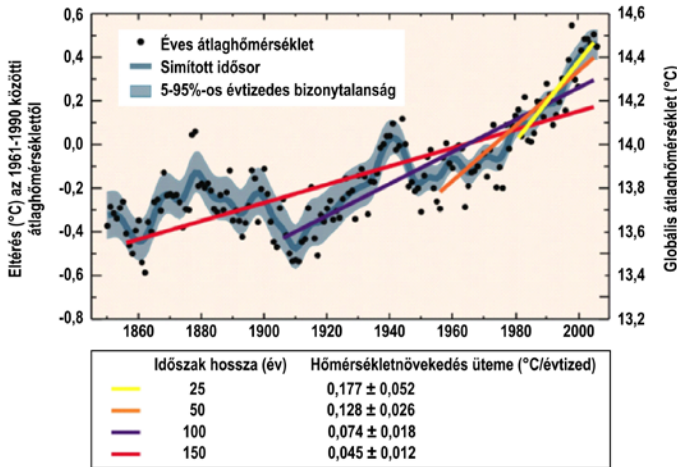
- a különféle növénykultúrák tenyészidőszakának hossza,
- a téli időszak hossza,
- a fagyok gyakorisága, s a talajba való lehúzódnás mélysége,
- a csapadék mennyisége és évszakonkénti eloszlása,
- a párolgás és a talajnedvesség évszakonkénti eloszlása,
- a folyók és tavak vízszintje, kiterjedése,
- az aszályok és árvizek gyakorisága.

A XX. század éghajlati tendenciái

Az elmúlt évszázad éghajlatváltozásainak elemzéséhez már nincs szükség proxy adatbázisok felhasználására, hiszen a XIX. század közepétől világszerte megindultak a rendszeres műszeres meteorológiai mérések. A mérések alapján meghatározott globális átlaghőmérséklet az utóbbi száz évben (1906–2005 között) mintegy 0,74 °C-kal emelkedett. Ez a melegedés mind területileg, mind évszakosan nagy eltéréseket mutat ugyan, de a teljes meteorológiai mérési idősor legmelegebb 12 éve közül 11 az 1995 és 2006 közötti időintervallumba esett (IPCC, 2007a).

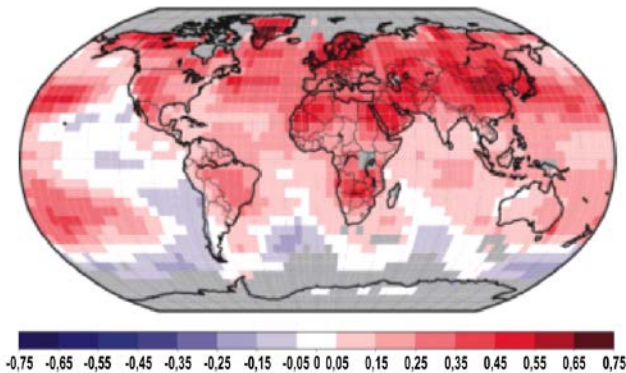
Az 1.9. ábrán az 1850–2005 közötti 155 éves időszakra vonatkozóan láthatjuk a földfelszíni meteorológiai mérések alapján a globális átlaghőmérsékletek értékeit (fekete pöttyökkel jelölve). A jobb oldali tengelyen °C-ban a felszínközeli hőmérsékleti értékek, míg a bal oldali tengelyen az anomáliaértékek szerepelnek az 1961–1990 közötti referencia időszakhoz viszonyítva. A pontokra egy simított görbét illesztettek (sötétszürke görbe) és egy 5–95%-os bizonytalansági sávot (világosszürke sáv). Ez a bizonytalansági sáv többek között a mérőműszer-váltásból, illetve az állomások áthelyezéséből adódó hibát foglalja magába. Jól látható, hogy az idősor bizonytalansága a múlt felé haladva egyre nő. A jelentől számítva 25, 50, 100, illetve 150 évre visszamenőleg meghatározták a lineáris trendfüggvényt (melyeket rendre citromsárga, narancssárga, sötétkék, illetve piros színnel láthatunk a grafikonon). Ahogy a jelenhez közeledünk, úgy a trendegyüttható értékei egyre nagyobbak, a trendfüggvények meredeksége egyre nő, azaz a melegedés üteme egyre gyorsul. Az

utolsó negyed-évszázadban már $0,18\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{évtized}$ volt a melegedés sebessége, mely közel négyszerese a teljes másfél évszázadra vonatkozó melegedési sebességnek.



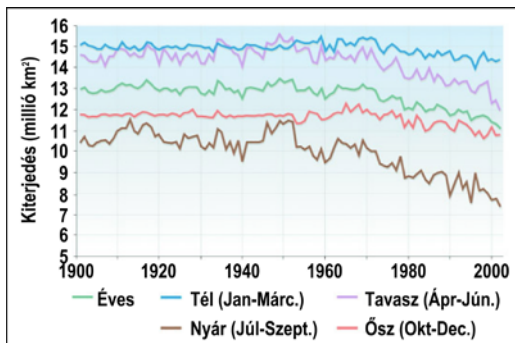
1.9. ábra. A globális éves átlaghőmérséklet (fekete pöttyök) alakulása 1850-2005 között és az illesztett lineáris trendfüggvények (színes egyenesek). (Forrás: IPCC, 2007a)

Az éves átlaghőmérséklet növekedésének területi eloszlását láthatjuk az 1.10. ábrán, mely az 1979–2005 közötti időszak műholdas mérései alapján készült. A térképen $^{\circ}\text{C}/\text{évtized}$ egységben kifejezve a piros, illetve a kék színárnyalatok rendre a melegedés, illetve a hűlés mértékét jelenítik meg. A szürke színnel jelölt területekről (a pólusok környezetében) nem áll rendelkezésre megfelelő mennyiségű adat a hosszantartó éjszakai időszakok miatt. Az éves átlaghőmérséklet trendegyütthatóit áttekintve elmondható, hogy általában melegedést detektálhatunk, mely a legnagyobb mértékű a kontinensek területén, különösen a magas földrajzi szélességeken (ahol meghaladja a $0,45\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{évtized}$ mértéket). Nagyon kis mértékű hűlés csak a déli féltekén az óceáni területek felett figyelhető meg.



1.10. ábra. Az éves átlaghőmérséklet évtizedes trendegyütthatóinak térképe műholdas megfigyelések alapján az 1979–2005 időszakra. A szürke színnel jelölt területek adathiány miatt nem értékelhetők. (Forrás: IPCC, 2007a)

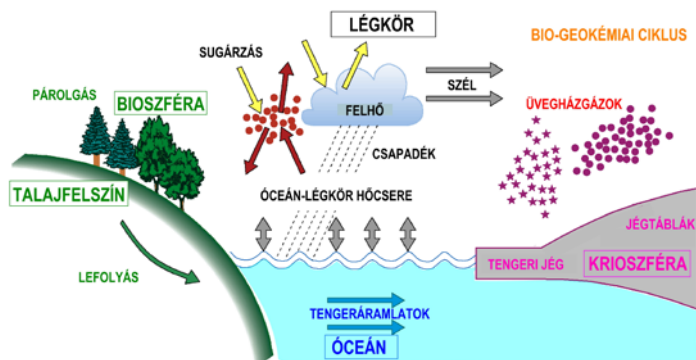
Ugyancsak a XX. század második felében egyre fokozódó melegedésre utal az északi sarkvidék körzetében található tengeri jég éves, valamint évszakos kiterjedésének csökkenése (1.11. ábra). Különösen a nyári és a tavaszi időszakban detektálhatunk nagyarányú változást, mely az utóbbi fél évszázadban elérte a 40%-os (3,5 millió km²), illetve a 20%-os (2,5 millió km²) mértéket.



1.11. ábra. Az északi sarkvidék tengeri jég kiterjedésének éves és évszakos változásai 1900–2003 között. (Forrás: ACIA, 2005)

1.1.2. Az éghajlati rendszer és az üvegházhatás

Az éghajlati rendszer folyamatainak, kölcsönhatásain keresztül érthetjük meg a múlt és a jelen éghajlatát, valamint az elkövetkező évtizedek, évszázadok éghajlatváltozását. Az éghajlati rendszer öt alapeleme: a légkör, az óceán, a krioszféra, a bioszféra és a talajfelszín (1.12. ábra). Az éghajlati rendszert vezérlő két alapvető hatás: (1) a légkör felmelegedése a bejövő rövidhullámú (látható tartományú) napsugárzás révén, (2) a hűtő hatás a világűrbe történő hosszúhullámú (infravörös) kisugárzás által. Míg a melegítő hatás az alacsonyabb szélességeken, a trópikusokon a legerősebb, addig a hűtés a sarki térségek téli időszakában a legintenzívebb. A földrajzi szélességek között meglévő jelentős hőmérsékleti gradiens – mely egyben az adott térségek markáns légnyomáskülönbségét is jelenti – vezérli a légköri és óceáni cirkulációt. A légköri és óceáni kiegyenlítő áramlásoknak köszönhető a teljes rendszer egyensúlyba jutásához szükséges energia- és hőátvitel.



1.12. ábra. Az éghajlati rendszer elemei

A légkör

A bejövő napsugárzás jelentős hányada nem a légkörben nyelődik el, hanem a Föld felszínén (talaj, óceán, jégtakaró). A párolgás és a földfelszínt érő direkt hősugárzás alakítja ki a felszín és a légkör közötti hőátvitelt, melynek ehhez kapcsolódó két megjelenési formája rendre a látens és a szenzibilis hő. A légköri hőátvitel főként meridionális jellegű, azaz a mozgások észak-dél irányú összetevői dominálnak. Az energiacsere leggyakoribb közvetítői az ún. tranziens időjárási rendszerek (pl.: ciklonok, anticiklonok), melyek átlagos élettartama mindössze néhány naptól egy-két hétig terjed.

Az éghajlati rendszer egyik legfontosabb összetevőjének, a légkörnek az állapotát főként a következő paraméterek és folyamatok határozzák meg:

- ún. turbulens jellegű hőátvitel, mely kifejezés a légköri átkeveredés örvényes jellegére utal;
- a felszín nedvességtartalma;
- a felszín típusa, ill. annak albedója (fényvisszaverő-képessége), mely meghatározza a bejövő és a visszavert napsugárzás arányát;
- a vízgőz kondenzálódása révén felszabaduló ún. látens hő;
- a felhőzet (1.13. ábra), melynek fontos szerep jut a bejövő rövidhullámú napsugárzás visszaverődésénél és a kimenő hosszuhullámú földsugárzás abszorpciójánál, illetve emittálásánál;
- a CO₂, vízgőz, ózon és egyéb nyomgázok légköri hűtő és melegítő hatása;
- a Föld keringési pályaelemeinek ciklikus változásai;
- orográfiai akadályok, szárazföldek és óceánok területi eloszlása, inhomogenitása;
- a légkör és az éghajlati rendszer más elemei között fellépő visszacsatolási mechanizmusok.

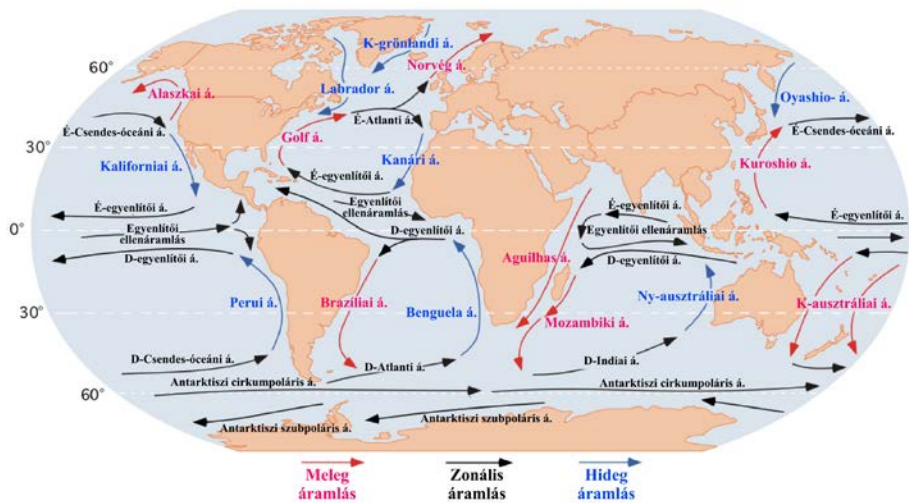


1.13. ábra. Mérsékeltövi ciklon felhőrendszere műholdképen (az Aqua műhold 2007.05.27.-i átvonulásakor)

Az óceán

Az óceánok is meghatározó szerepet játszanak a globális éghajlati rendszerben. A légkörbe lépő sugárzásnak több mint a fele érkezik le a földfelszínre. Az óceán elnyeli, illetve tárolja ezt az energiát, s a tengeráramlások révén újra elosztja. Az energia nagyjából párolgási folyamatokon keresztül jut ki újra a légkörbe látens hő formájában, kisebb részben pedig hosszúhullámú földsugárzásként. A tengeráramlásokat az impulzuszórány, a hő és a víztömeg kicserélődési folyamatai vezérlik. Bonyolult vertikális és horizontális összetevőket tartalmazó pályákon haladnak ezek az áramlatok, melyeket a tenger felett fújó szél iránya és erőssége, a tengervíz hőmérséklete és sókoncentrációja, a kontinensek partvonalai, valamint a tengerfenéken húzóódó hegyvonulatok, árokrendszerek határoznak meg.

A Föld legjellemzőbb felszíni tengeráramlásait az 1.14. ábrán mutatjuk be.



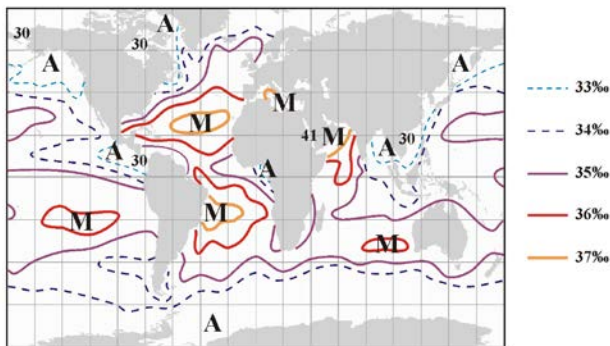
1.14. ábra. A Föld tengeráramlásainak rendszere

A tengeráramlások vertikális rétegződése szempontjából három szintet különböztetünk meg:

1. Az *évszakos határréteget*, mely esetében az évszakos-éves időskálán biztosított a felszín felől történő átkeveredés. E réteg vastagsága nem haladja meg a 100 m-t a trópusokon, s csak néhány száz m-es a mérsékelt övben. A sarki tengerek egy kis szegmensében viszont szinte az egész év során több km-es mélységbe nyúlik e réteg.
2. A *melegvízű réteget*, melynél a levegőztetés, a hőcsere, valamint a gáz halmazállapotú összetevők cserefolyamatai az évszakos határréteg irányából biztosítottak.
3. A *hidegvízű réteget*, mely a világoceánok összefüggő medencéinek alsó 80%-át tölti ki. E víztömegek levegőztetése szintén az évszakos határréteg felől történik, de csak a sarki tengerek régiójában, ahogy ezt a korábbiakban már említettük.

Az 1.14. ábrán bemutatott felszíni áramlások csak az – átlagosan több km mélységű – óceántömeg felső néhány száz méterét érintik. A mélytengerek is mozgásban vannak, melyek iránya és sebessége gyakran jelentősen eltér a felszíni

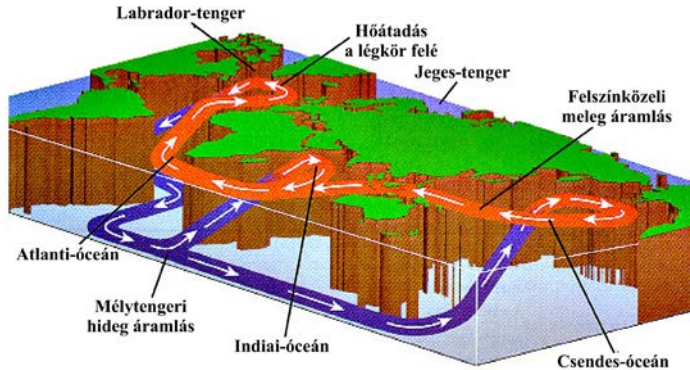
áramlásoktól. Az óceán vertikális, azaz lefelé és felfelé irányuló mozgásait is tartalmazó mélytengeri áramlások összességét termohalin cirkulációnak nevezzük, mivel ezeket az óceán sűrűségváltozásai irányítják (a víz akkor a legsűrűbb, ha hideg és sós). A nagy sűrűségű víz olyan mélységekig süllyed le, hogy az egyensúlyi állapot létrejön. Az 1.15. ábra az óceánok átlagos felszíni sókoncentrációt (ezrelékben kifejezve) mutatja be augusztus hónapra. (A sókoncentráció-eloszlás éves változékonysága nem jelentős). Általában elmondhatjuk, hogy magasabb sótartalmakat találhatunk a meleg egyenlítői régióban és alacsonyabb értékeket a hideg sarkvidéki területeken. Az Atlanti-óceán 20° és 40° északi szélességi körök közötti szektorában megfigyelhető magas sókoncentráció a Földközi-tengerből kiáramló víztömeggel magyarázható, mely a nagymértékű párolgás miatt sűrűsödik be. Az egész Földön a 41‰ körüli legmagasabb tengeri sókoncentráció-értékeket a Vörös-tengerben találjuk. (Még ennél is sokkal nagyobb sókoncentráció található Izraelben, a kiszáradó félben lévő Holt-tengerben, de ez az ősi „tengerzárvány” nem tekinthető a világoceán részének.) A magas sótartalommal összefüggő nagy párolgás oka mindhárom fenti esetben a magas lég- és vízhőmérséklet.



1.15. ábra. Az óceánok átlagos felszíni sókoncentrációja augusztusban. (Forrás: Graedel-Crutzen, 1993 alapján)

A termohalin mélytengeri cirkuláció áttekintő képét láthatjuk az 1.16. ábrán, mely azt sugallja, hogy ez a „szállítószalag” (angol nevén conveyor belt) a Föld óceánjait egybefüggő rendszerbe fogja össze. Ezen áramlás szerepe az egymástól földrajzilag távol fekvő óceáni medencék közötti hőmérsékleti és sókoncentrációbeli különbségek kiegyenlítése. A termohalin cirkulációnak a horizontális víztömegszállítás mellett vertikális le- és felszálló komponensei is vannak. Az Észak-Atlantikumban jellemző száraz arktikus légtömegek elvonják a hőt, és intenzív párolgást indukálnak az óceán felszínközeli rétegeiben, mely megnöveli a sótartalmat és a vízsűrűséget. E sűrű, nehéz víztömegek néhány ezer méter mélységbe leszállva olyan déli irányba haladó mélytengeri folyammá állnak össze, melynek összömege hússzorosa a Világ összes folyójának. Ez a mélytengeri áramlás az Atlanti-óceán északi peremétől Dél-Afrika felé folyik, majd áthalad az Indiai-óceánon, délről megkerüli Ausztráliát, s megérkezik a Csendes-óceánba, eközben mindvégig nagy mélységben halad. Ez a „szállítószalag” juttatja el az Atlanti-óceáni intenzív vízgőzkipárolgás miatt visszamaradt sómennyiséget a Csendes-óceánba. A Csendes-óceán északi régiójába megérkező mélytengeri áramlás a környezethez viszonyítva már meleg és kevésbé sós, így a felszínre emelkedik, s ellentétes irányban, a felszín alatt néhány száz

méterrel termohalin áramlásként haladva érkeznek vissza az Észak-Atlanti térségbe. Jég- és üledékminták bizonyítják, hogy ez a nagy szállítószalag-rendszer a glaciális és interglaciális időkben többször összeroppant, illetve áthelyeződött, így az elkövetkezendő klímaváltozásoknak szintén egy fontos meghatározója lehet.



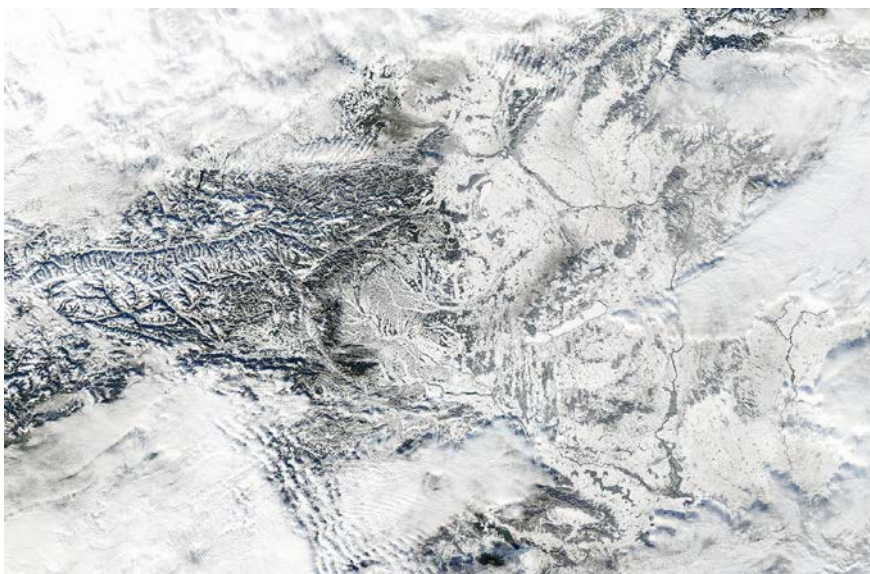
1.16. ábra. A termohalin cirkuláció mélytengeri és felszínközeli áramai

A krioszféra

Krioszférának a földfelszínen található alábbi hó- és jégformációkat nevezzük:

- Időszakos szárazföldi hótakaró (1.17. ábra), amely a leggyorsabban reagál a néhány naptól néhány hétig terjedő időskálán a légkörben lejátszódó dinamikai folyamatokra. A téli időszakban megjelenő kontinentális hótakaróban tárolt hőmennyiség a teljes Földet tekintve nem jelentős. A krioszféra legfontosabb hatása a hóval fedett felszínek nagy albedójából ered (vagyis hogy a beérkező napsugárzás nagy részét visszaveri).
- Tengeri jég, melynek hatása az éghajlatra az évszakos és annál nagyobb időskálán érvényesül. Az óceánon lévő jégnek és a szárazföldet borító hónak a hőegyenlegre gyakorolt hatása hasonló. Az óceánok és szárazföldek elkülönülését is erősíti a tengeri jég. Jelenléte megakadályozza az impulzusmomentum és a nedvesség cserefolyamatait. Bizonyos térségekben szerepe van a mélytengeri víztömegek elkülönülésében, pl. a sókoncentráció növekedésekor, a fagyási periódusokban, illetve édesvízi rétegek keletkezésekor az olvadási időszakokban.
- Grönland és Antarktisz jégtáblái, melyek szinte állandóan jelenlévő felszíni formációknak tekinthetők. Talán meglepőnek tűnik, de ezen jégtömegek tartalmazzák a Föld édesvízkészletének 80%-át. Ez indokolja a hidrológiai ciklusban betöltött „nagy időskálán ható” tározó szerepüket. Ennek méreteiben bekövetkező bármely változás a tengerszint megváltozását vonná maga után.
- Hegyi gleccserek, melyek a krioszférának csak egy nagyon kis hányadát teszik ki. Szintén édesvízi tározóknak tekinthetők, s így ugyancsak hatással lehetnek a tengerszint alakulására. Az éghajlat megváltozása szempontjából fontos diagnosztikai jelentőségük van, hiszen a környezeti feltételek megváltozására nagyon gyorsan reagálnak.

- Az örök fagy birodalma, mely hatással van a felszíni ökoszisztémákra és a tengerbe ömlő folyók vízhozamára. Ez befolyásolja az óceánok termohalin cirkulációját.



1.17. ábra. Hóval borított felszín megjelenése műholdképen (az Aqua műhold 2010.12.20.-i átvonulásakor) – a Dunántúli és Ausztria keleti része

A bioszféra

A bioszféra vezérli, illetve kontrollálja néhány fontos üvegházgáznak az óceán, a légkör, valamint a különféle felszínformák közötti kicserélődési folyamatait. A legfontosabb ilyen gázok a szén-dioxid és a metán. Ezek a folyamatok nagyon érzékenyek az éghajlat ingadozására, módosulására, illetve a környezeti hatásokra. A legkisebb változás egy adott térség légköri összetevőiben, állapotjelzőiben vagy a környezetben (pl. a CO₂ gáz többlete, azaz koncentrációjának növekedése a légkörben) az egyensúly megbomlásához vezethet. Ekkor az adott elemek, gázok többletként, feleslegként jelennek meg a légkörben. Ez magyarázza a légköri visszacsatolási mechanizmusok jelentőségét, s azt, hogy e folyamatoknak a klímaváltozásokat leíró modellekben kitüntetett szerep jut.

A talajfelszín

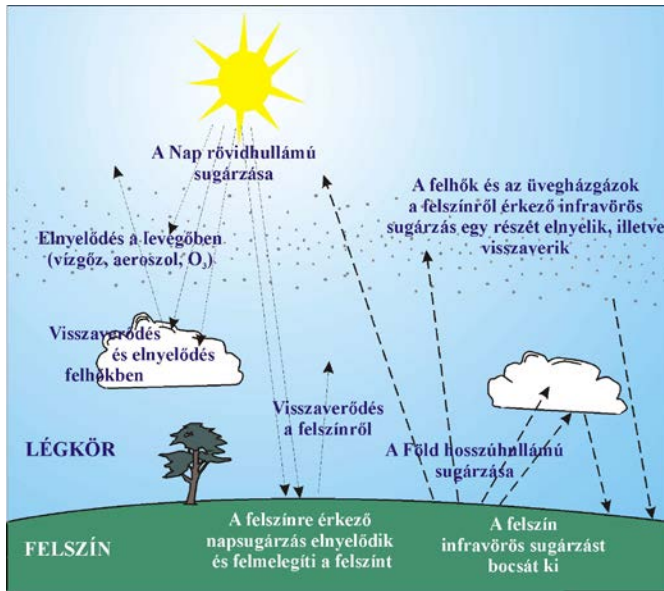
A hidrológiai ciklusban jelentős szerepet kapnak a talajban, valamint annak felszínén játszódó folyamatok is. Fontos komponensek: a talaj felszínközeli rétegében talajnedvességként tárolt édesvíz mennyisége; a talaj anyagi tulajdonságaitól nagymértékben függő földalatti víztározók elhelyezkedése, védettsége. A talaj kölcsönhatásban áll a légkörrel a gázok, az aeroszolok (mikroszkopikus méretű lebegő részecskék) és a légnedvesség cserefolyamatai révén. Ezeket a történéseket nagymértékben befolyásolja a talaj típusa és a felszín növényi borítottsága, amit természetesen ismét nagyon erősen determinál a talaj nedvessége. Bár jól látható e

folyamatok szoros és többszörös kölcsönhatása, mégis a pontos összefüggések nem ismertek kellő pontossággal. Az utóbbi évtizedben sok kutatás foglalkozik e témakörrel.

A légköri üvegházhatás

A légköri üvegházhatás kifejezés arra a hasonlóságra utal, mely számos légköri gáz és a kertészetek melegházait lefedő üveglapok funkciója között van. A légkörben jelen lévő ún. üvegházgázok a kertészetekben használt üveglapokhoz hasonlóan áttereszik a rövid hullámhosszú, Napból érkező elektromágneses sugárzást. A másik irányba pedig útját állják a Föld felől érkező, az infravörös (hőmérsékleti) tartományba eső földi sugárzásnak. Ettől meleg az üvegház, s ettől magasabb a Föld felszínközeli hőmérséklete 33 °C-kal (mint lenne a gázok légköri jelenléte nélkül).

A melegházban a Nap sugárzása átjutva az átlátszó üveglapon, részlegesen elnyelődik a felszínközeli tárgyakon, melyek azt hővé konvertálják, s így emelkedik a melegház belső hőmérséklete. A másik fontos melegítő hatás a termőtalajra lejutott, elnyelt, s a hosszuhullámú hőmérsékleti tartományban újból kisugárzott energiából származik: ez az energia alulról eljut az üveglaphoz, melyet az nem ereszt át, hanem visszasugároz a melegház belsejébe.



1.18. ábra. A légkör üvegházhatása

A vitathatatlan hasonlóságok ellenére a légköri folyamatok a fent ismertetett mintától jelentősen eltérő módon zajlanak le (1.18. ábra), a lényegi különbségeket az alábbiakban összefoglaljuk.

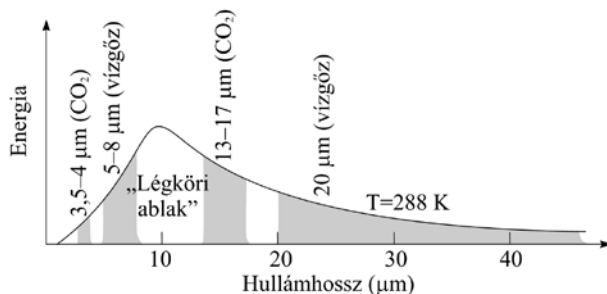
1. A levegő- és felhőrészecskék a napsugárzás egy nagy hányadát elnyelik,
2. a légkörön át a világűr irányába haladó földsugárzást bizonyos tartományban (az ún. „légköri ablak”-ban) nem nyelik el az üvegházgázok,
3. a szabad légkörben a légtömegeket szállító szeleknek is nagy szerep jut.

Sok szakember a fenti okok miatt tiltakozik a légköri üvegházhatás elnevezés használata ellen, mondván, több az eltérő, mint a hasonló elem. Ennek ellenére széles körben elterjedt ez a szóhasználat.

Az üvegházhatás mechanizmusának feltárása nem az elmúlt évtizedek érdeme, közel másfél évszázados múltra tekint vissza. A légkörrel foglalkozó tudósok már az 1860-as években felismerték a nyomgázok jelentős szerepét abban, hogy a Föld bolygó éghajlata ilyen kellemes. 1863-ban, az angol Philosophical Magazine hasábjain jelent meg az első cikk – John Tyndall tollából – mely a vízgőz légkört melegítő szerepével foglalkozik. Svante Arrhenius 1896-os tanulmánya pedig a kőszén elégetése révén megemelkedő szén-dioxid koncentráció várható légköri következményeit taglalja.

Az üvegházhatás leírásának egyik kulcsszava a „szelektív abszorpció”. Néhány légköri gáz – az ún. üvegházgázok – szelektíven elnyelők, azaz elnyelnek az infravörös hőmérsékleti tartományban, viszont átteresztenek az ultraibolya, s a látható fény tartományában. A legfontosabb üvegházgázok a vízgőz és a szén-dioxid. E két gáz légköri jelenléte együttesen 27,8 °C-kal (20,6 illetve 7,2 °C-kal) emeli a felszínközeli léghőmérsékletet. További üvegházgázok az ózon (mely főleg a sztratoszférában található meg nagyobb mennyiségben), a dinitrogén-oxid és a metán, melyek rendre 2,4 °C, 1,4 °C és 0,8 °C-kal járulnak hozzá a globális üvegházhatáshoz. Ezen gázok az infravörös tartományba eső energia elnyelése révén kinetikus (mozgási) energiához jutnak, melyet ütközésekkel megosztanak a többi (főként oxigén és nitrogén) molekulával. E folyamat révén megemelkedik az alsó légrétegek energiaszintje, mely a felszíni léghőmérséklet növekedéséhez vezet.

A hőmérsékleti sugárzási tartomány egy részén, a 8–11 μm-es intervallumban sem a vízgőz, sem a szén-dioxid nem nyeli el, hanem áttereszti a sugárzást. Ezt a tartományt nevezzük az ún. „légköri ablak”-nak (1.19. ábra), jelképesen utalva arra, hogy itt „szökhet” a hőenergia a légkörből az űrbe.



1.19. ábra. A Föld hosszúhullámú kisugárzásának hullámhossz szerinti eloszlása. Jól láthatók a légköri üvegházhatás két legfontosabb elemének, a vízgőznek és a szén-dioxidnak a fontosabb elnyelési sávjai, melyeket a grafikonon szürkével jelöltünk

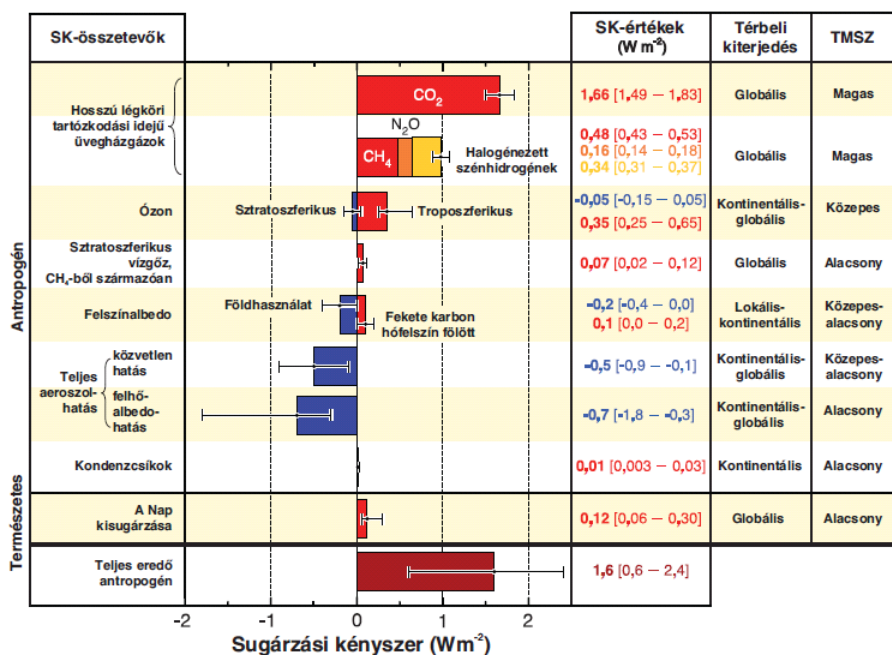
Éjszakánként a felhők felerősíthetik az üvegházhatást: az apró vízcseppcskékből álló alacsonyszintű, nagy tömörségű, vastag felhők még a 8–11 μm-es intervallumban is képesek energiát elnyelni, így mintegy „becsukni a légköri ablakot”.

A természetes üvegházhatás összetett folyamatait révén egy finom, s nagyon sérülékeny egyensúly alakult ki a földi légkör sugárzási egyenlegében az elmúlt évmilliók során. Kérdés, hogy a XXI. század elején a Földet lakó emberiség képes-e megőrizni ezt az egyensúlyt. Csak a légköri folyamatok mechanizmusának mind

jobb megismerése, megértése, s a felelősségteli önkorlátozó fogyasztás ad esélyt az ipari és gazdasági fejlődés jelenlegi üteme mellett arra, hogy az ember ne veszélyeztesse saját jövőbeni életterét.

Az üvegházhatású gázok és légköri aeroszolok koncentrációjának változása

Az iparosodás és a robbanásszerű népességnövekedés révén az emberi jelenlét a Földön egyre intenzívebbé válik, mely folyamat megváltoztatja az üvegházgázok és aeroszolok légköri eloszlását és koncentrációját. Ezeknek a változásoknak a következtében jön létre a korábbi fejezetekben már említett sugárzási kényszer megváltozása, melyet a napsugárzás eltérő mértékű elnyelése és visszaverődése, illetve a földszugárzás eltérő mértékű emissziója és elnyelése magyaráz.



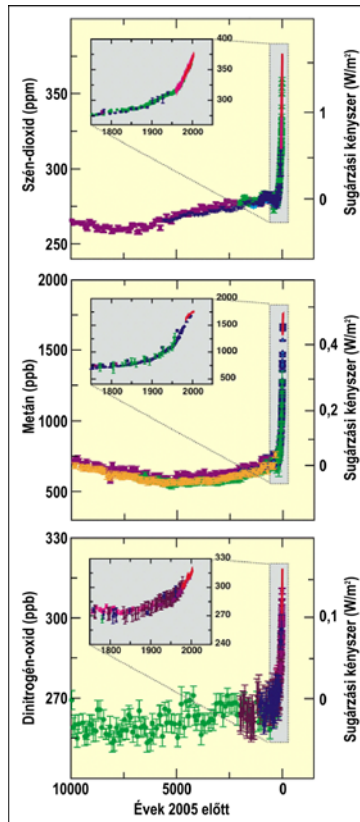
1.20. ábra. A sugárzási kényszer (SK) megváltozásának antropogén és természetes összetevői, a becült változások mértéke az 1750-2005 közötti időszakban. A zárójelben lévő értékek jelzik az 5%-os, illetve 95%-os valószínűségű megbízhatósági értékeket. A jobb oldali oszlopban a tudományos megértés szintje (TMSZ) szerepel. (Forrás: IPCC, 2007a)

Az elmúlt 250 évben az alsó légkörben bekövetkezett sugárzási viszonyok megváltozásáért számos folyamat felelős, melyeket az 1.20. ábra foglal össze. A legnagyobb hatású, s egyértelműen a globális melegedés irányába mutat ezen összetevők közül az üvegházhatás, pontosabban az üvegházgázok antropogén eredetű koncentrációjának növekedése. További légköri „melegítő” komponensek: a troposzférikus ózonkoncentráció emelkedése, a fosszilis tüzelőanyagok égetéséből származó aeroszolok mennyiségének növekedése, a repülőgépekből a légkörbe kerülő égéstermékek hatása, valamint a Nap sugárzásának ingadozása. A sugárzási kényszer növekedését részben kompenzálják a légköri „hűtő” folyamatok: a

sztratoszférikus ózonkoncentráció csökkenése, a szulfát aeroszolok és a szerves anyagok égetéséből származó aeroszolok mennyiségének növekedése, valamint a földhasználatban bekövetkezett változások.

Az üvegházhatású gázok koncentráció változása

Ha összehasonlítjuk a legfontosabb üvegházgázok koncentrációinak a jelenlegi és az iparosodási folyamatot megelőző értékeit, a légköri koncentráció növekedésének ténye vitathatatlan. Az 1.21. ábra bemutatja a fontosabb üvegházgázoknak az elmúlt tíz évezred és az utolsó 250 év során bekövetkezett koncentráció-változásait. A szén-dioxid légköri koncentrációja 280 ppm-ről 385 ppm-re növekedett az ipari forradalom kezdete óta, a metáné 715 ppb-ről 1800 ppb-re, a dinitrogén-oxidé pedig 270 ppb-ről 319 ppb-re. Mindhárom gáz esetén az ipari forradalmat megelőző évezredek során jelen változásokhoz képest csak minimális ingadozás figyelhető meg.



1.21. ábra. Fontosabb üvegházgázok légköri mennyiségének változása az elmúlt 10.000 évben, valamint 1750–2000 között. A jobb oldali tengely beosztása a koncentrációváltozás okozta sugárzási kényszer megváltozását tükrözi. (Forrás: IPCC, 2007a)

A legújabb kutatások alapján (Lüthi et al. 2008; Tripathi et al. 2009) jelen légköri szén-dioxid koncentráció bizonyosan nem fordult elő az elmúlt 800.000 évben, s nagy valószínűséggel az elmúlt 3-20 millió évben sem. A szén-dioxid koncentráció-

növekedés üteme 2000 és 2008 között elérte az 1,9 ppm/év mértéket, mely több mint tízszer gyorsabb emelkedést jelent, mint amit az elmúlt 22.000 év jégfuratmintái jeleznek (Joos és Spahni 2008).

A koncentráció mellett még egy nagyon fontos paramétere az üvegházgázoknak az ún. tartózkodási idő, mely megmondja, hogy a légkörbe kerülés után a gáz várhatóan átlagosan mennyi idő múlva kerül ki a légkörből. A szén-dioxid esetén ez 50-200 év, a metánnál 12 év, a dinitrogén-oxidnál 114 év. Új üvegházhatású gázként jelentek meg az 1950-es évek közepétől a halogénezett szénhidrogének (CFC-gázok), melyeknek nincsenek természetes forrásai. Ezen gázok kizárólag emberi tevékenység következtében kerülnek a légkörbe, s a légkör alsó részében rendkívül stabilak, átlagos tartózkodási idejük 65–130 év.

Lényeges tényező, hogy a szén-dioxid, a dinitrogén-oxid, s némely halogénezett szénhidrogén-gáz légköri tartózkodási ideje a 100 (esetenként akár több ezer) évet is meghaladja, ami a mai generáció felelősségét csak még jobban kiemeli. Ahhoz, hogy megbecsülhessük a növekvő légköri üvegházhatás következtében esetlegesen bekövetkező globális melegedéshez az üvegházgázok egyenkénti hozzájárulását, három tényezőt kell figyelembe venni:

1. a molekulák egyedi aktivitását az abszorpciós és az újra kisugárzó mechanizmusokban,
2. az adott gáz légköri koncentrációját,
3. a gáz tartózkodási idejét.

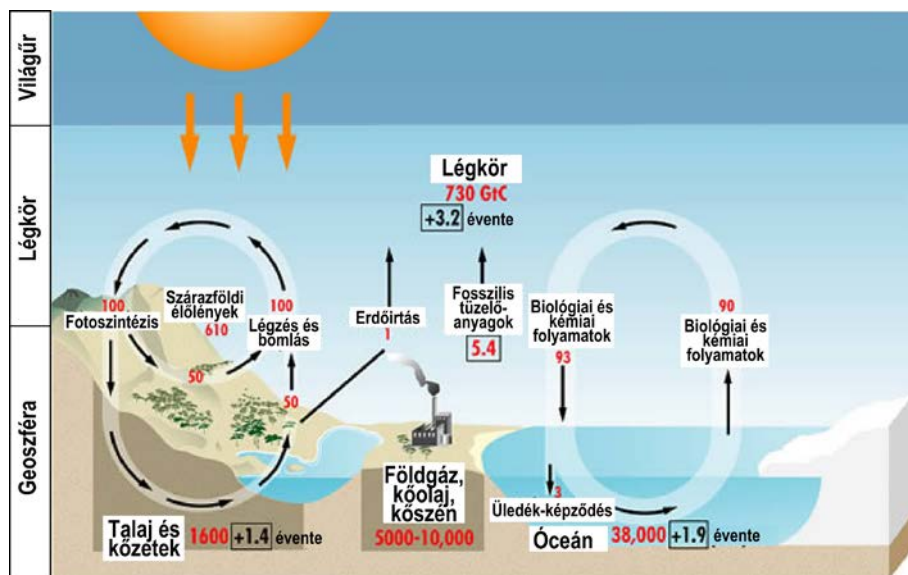
Az üvegházgázok közül a szén-dioxid a legkevésbé aktív gáz. Nála 21-szer hatékonyabb a metán, 206-szor aktívabb a dinitrogén-oxid, s átlagosan mintegy 15.000-szer aktívabbak a CFC-gázok a sugárzási energia elnyelésében és újra kisugárzásában. Ennek ellenére a CO₂ gáz a legjelentősebb komponense a globális melegedési folyamatnak, ahogy ezt az 1.20. ábrán is láthatjuk. A szén-dioxid domináns szerepe magas légköri koncentrációjával és tartózkodási idejével magyarázható.

Az elmúlt évtizedekben kutatások sora foglalkozott az üvegházgázok légköri folyamataival, koncentrációváltozási tendenciáik pontosabb megértésével. Mindkét hemiszférát lefedő monitoring hálózatok segítik ezeket a vizsgálatokat, és mérik e gázok koncentrációjának térbeli és időbeni alakulását. A következőkben sorra vesszük a fontosabb légköri üvegházgázokat, s összefoglaljuk jelenlegi tudásunkat a globális melegedésben betöltött szerepükről.

Szén-dioxid (CO₂)

Annak megértése, hogy a légkörben térben és időben hogyan változik a szén-dioxid koncentrációja, nem könnyű feladat. Az 1.22. ábrán a földi szén ciklus fontosabb komponenseit, s a közöttük lejátszódó folyamatokat mutatjuk be vázlatosan. A zárójelben látható, illetve a nyilak mellé írt számok az adott részfolyamatban résztvevő szén becsült össz mennyiségét adják meg milliárd tonna (Gt) egységekben. A földi ökoszisztéma legaktívabb széntárolói a szárazföldi bioszféra, a légkör és az óceán, melyek rendre 610, 730 és 38.000 milliárd tonna szenet tárolnak. Az éves óceán és légkör közötti szén-dioxid-forgalom körülbelül 90, míg az élő növények által közvetített, szárazföldek feletti forgalom 100 milliárd tonna körül ingadozik. Évtizedes szinten a természetes folyamatok hatására elnyelt és felszabaduló szén-

dioxid nettó mennyisége közelítően megegyezik, tehát ezek a folyamatok egyensúlyban vannak.



1.22. ábra. A globális szénkörforgás folyamatainak áttekintése, 1990–1999. A tározók, illetve a fluxusok esetén jelzett értékek rendre Gt-ban, illetve Gt/év-ben vannak megadva. (Forrás: Ausztrál Meteorológiai Szolgálat ábrája alapján)

E természetes egyensúly került veszélybe, hiszen a XIX. század elejétől kezdődően a szén-dioxid koncentráció tetemes növekedése figyelhető meg (1.21. ábra), mely feltételezések szerint az egyre intenzívebb emberi jelenlét, s az egyre fokozódó iparosodással magyarázható. Az elmúlt száz évben az erdővel borított térségek mezőgazdasági területekké való átalakítása önmagában 100 milliárd tonna szenet juttatott a légkörbe. Azóta tovább gyorsult az erdőirtási folyamat, főként a dél-amerikai, afrikai és délkelet-ázsiai őserdők intenzív kitermelése, égetése miatt. Az 1.23. ábra műholdfelvételén jól látszik, ahogy a brazil esőerdőket szisztematikusan irtják az Amazonas vidékén. Az egymással párhuzamos fehér vonalak a sávszerűen kiirtott területeket jelölik, melyek között az erdőt egy pár hónapos szárazítási időszak után felgyújtják, és így teljesen megbontják a helyi ökoszisztéma egyensúlyát.

Másik és az előbbinél jelentősebb forrása a légkörbe jutó szén-dioxidnak az üzemanyagok (szén, kőolaj, földgáz) égetése, amely nagyrészt a gyorsuló ütemben iparosodó világunk állandóan növekvő energiaigényét hivatott fedezni. A tüzelőanyagok égetése során a szén oxidálódik és szén-dioxiddá alakul: minden elégetett tonna szénből 3,7 tonna szén-dioxid gáz keletkezik. Becsült értékek alapján jelenleg e forrásból évi 22 milliárd tonna szén-dioxid jut a légkörbe, mely több mint tízszerese az ezredfordulón keletkezett mennyiségnek. A források régióként változó sűrűsége miatt nagyon egyenlőtlen a tüzelőanyagok égetése révén a légkörbe jutó szén-dioxid mennyiségének területi eloszlása. Az északi félteke fejlődő országainak részesedése egyre jelentősebb, például Kínában és Indiában különösen figyelemre méltó a kibocsátás mértékének növekedése az elmúlt néhány évtizedben.



1.23. ábra. Műholdképekről is jól látható erdőirtások Brazíliában, az Amazonas vidékén. (Forrás: NASA alapján, 2000)

Talán meglepő a fenti számértékek ismeretében, hogy az antropogén eredetű szén-dioxid kibocsátás csupán 1/25-öd részét adja a teljes légköri szén-dioxid forgalomnak, s a maradék 24/25-öd rész természetes felszíni folyamatok következtében jut a légkörbe. E kis hányad ellenére a fenti folyamatok fenyegető következménye – jelentős CO_2 -koncentrációnövekedés formájában – már napjainkban is jól mérhető. Ennek háttérében egyrészt a légköri szén-dioxid forgalom egyensúlyi állapotának szignifikáns megbillenése, másrészt a koncentráció-többlet évről-évre kumulálódó jellege áll. Ez egyben a légköri egyensúlyi állapot nagyfokú érzékenységet is jelzi.

A légköri szén-dioxid jövőbeni koncentrációjára előrejelzést adni nagyon nehéz feladat. A nagy bizonytalanságot az emberi eredetű szén-dioxid emisszió sok tényezőtől való függése magyarázza. Fontos összetevők többek között, hogy mennyi lesz a Föld lakóinak a száma az elkövetkezendő időszakban, milyen energiahordozókat fogunk használni, milyen hatékony lesz az energiafelhasználás, milyen szinten áll majd a fejlődő országok életszínvonala, s mennyi lesz energiaigényük? Ezek a kérdések számos társadalmi, szociológiai, ökológiai, technológiai, gazdasági, s politikai tényezőtől függnek, ebből adódik ezen folyamatok előrejelzésének, modellezésének nehézsége.

Metán (CH_4)

A metán (CH_4) gáz természetes úton a szerves anyagok lebomlásánál keletkezik, amennyiben nincs jelen elegendő oxigéngáz. Bár a metán koncentrációját nem méri olyan régóta, s időben olyan folyamatosan, mint a szén-dioxidét, mégis az elmúlt évtizedekben született tanulmányokból egyértelműen kiderül, hogy átlagos évi koncentrációnövekedése közelítően 1%. Már jelenleg is túllépett az iparosodási folyamatot megelőző koncentrációs szint kétszeresén.

A szén-dioxidhoz hasonlóan, a metán esetén is megfigyelhetjük a földfelszín és a légkör közötti természetes cserefolyamatokat. A metán légkörbe kerülésének legfontosabb forrása a mocsárvidékek kigőzölgése, közismert néven az ún. „mocsárgáz”. A metán egyben rovarok (termeszek) és kérődző állatok (kecskék, birkák, szarvasmarhák) által kibocsátott emésztési termék is. Az 1.21. ábra középső diagramja a metánkoncentráció alakulását mutatja be az elmúlt tíz évezredben. Érthető e gyors koncentrációnövekedés, ha figyelembe vesszük, hogy pl. a háziasított formában tartott marhaállomány megnégyszereződött az elmúlt évszázadban a Földön. Az utóbbi évtizedekben ugyan csökkent a mocsárvidékek területe, de a népesedéssel arányosan, ugrásszerűen megnövekedett a rizsültetvények területe, széleskörben elterjedt a műtrágyák alkalmazása, valamint megnövekedett az elégetett biomassa mennyisége, melyek további fontos metánforrások. A metánemisszió elsődleges forrásainak nagy része a gyorsan átalakuló földfelhasználás következménye, amely az ugrásszerűen növekedő népesedéssel van összefüggésben. Így könnyű belátni, hogy a XXI. században is várhatóan folytatódni fog a már 200 éve nyomon követhető tendencia, a CH₄ gáz légköri koncentrációjának növekedése.

Dinitrogén-oxid (N₂O)

A dinitrogén-oxid egy kémiaileg aktív nyomgáz, melynek légköri koncentrációja növekszik (1.21. ábra). Fontosabb nyelői a sztratoszféra, ahol lebomlása fotokémiai reakciók révén történik, valamint a troposzféra, ahol lebomlása a vízfelszíneken, illetve a talajban megy végbe, de ez a folyamat az előbbinél lényegesen kisebb jelentőségű. Két legfontosabb forrása az óceán és a talaj. Néhány éve a koncentrációnövekedés fő okának az ammónia alapú (mind a háziállatok trágyájával, mind a műtrágyákkal való) trágyázás elterjedését, valamint a nagymértékben növekvő biomassa-égetést tekintették, ez a teória azonban nem bizonyult helytállónak. A dinitrogén-oxid természetes körforgásáról, cserefolyamatairól még mindig nagyon keveset tudunk. Néhány tény azonban ismeretes: a dinitrogén-oxid koncentrációnövekedésének évi átlagos mértéke 0,3%, jelenlegi szintje mintegy 8-10%-kal haladja meg az iparosodás előtti légköri koncentrációsíntet. A gáz légköri tartózkodási ideje 114 év. A sok bizonytalanság ellenére is létezik a szakemberek által általánosan elfogadott álláspont, mely szerint a dinitrogén-oxid koncentráció-növekedésének is a növekvő intenzitású emberi tevékenység az oka.

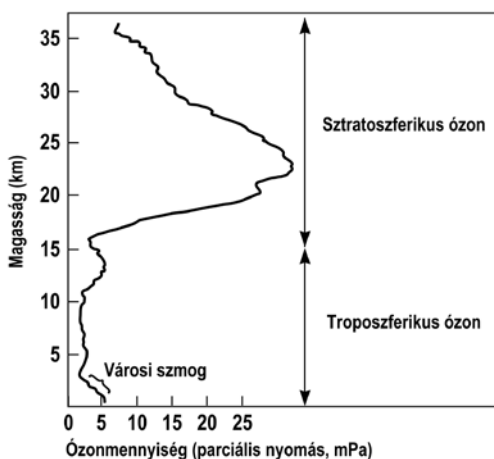
Halogénezett szénhidrogének

A halogénezett szénhidrogének fluort, klórt vagy brómot tartalmaznak, melyek a légköri üvegházgázok közül a legaktívabbak. Jelentős a szerepük a sztratoszférikus ózon lebontásában is, ahogyan azt hamarosan látni fogjuk a következő szakaszban. A természetben nem fordulnak elő, de iparilag nagy mennyiségben állítják elő őket. A legismertebb csoportja e vegyületeknek a klórozott, fluorozott szénhidrogének (ún. CFC-gázok). Használatuk a II. világháború után széles körben elterjedt: hűtőgépekben, légkondicionáló berendezésekben, hajtógázokként, habosító anyagként stb. Az 1980-as évek végén megkötött nemzetközi egyezmények szabályozták a két legnagyobb mértékben ózonromboló CFC-gáz kibocsátását, s ezeknek köszönhetően ma már jelentősen lecsökkent a CFC-11 és a CFC-12 gáz alkalmazása. A gázok hosszú

légköri tartózkodási ideje miatt e pozitív folyamatok a légköri koncentráció csökkenésében még nem éreztetik jelentős mértékben hatásukat.

Ózon (O₃)

A légköri ózon 10%-a a troposzférában, 90%-a a sztratoszférában található (1.24. ábra). Fotokémiai reakciók révén mindkét régióban folyamatosan lebomlik és újra keletkezik. A két rétegben egymással ellentétesen változik az ózon koncentrációja, de szerencsétlen módon mindkettő az ember és a földi élővilág számára kedvezőtlen következményekkel jár.



1.24. ábra. A légköri ózonkoncentráció változása a magassággal. (Forrás: ACIA, 2005)

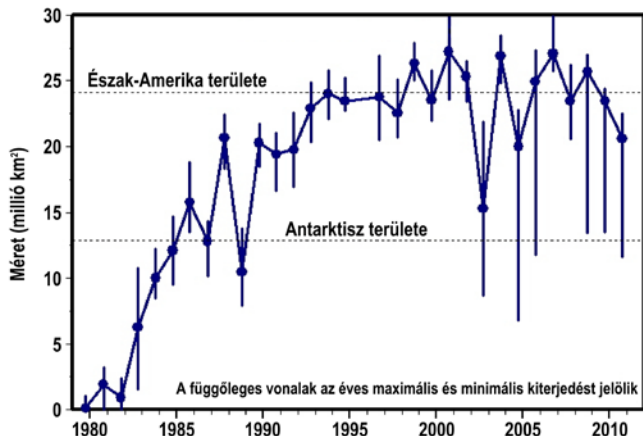
Ahhoz, hogy pontosan lássuk a sztratoszférikus ózonrétegben lejátszódó folyamatokat, közel 50-féle elemet és legalább 200 fotokémiai reakcióegyenletet kellene felírunk, megértenünk. Mi mindösszesen a két legfontosabb CFC-gáz (a CFC-11 és CFC-12) fotokémiai bomlásának, valamint a keletkező klóratomnak az ózonréteg lebontásában játszott szerepét leíró reakcióegyenletét mutatjuk be az 1.25. ábrán, melyből jól látható az ózonréteg lebontásának vázlatos folyamata klór-monoxid (ClO) gáz jelenlétében. (A mérhető klór-monoxid koncentrációból lehet következtetni a bomlási sebességre.)

A legfontosabb CFC-gázok:	CFCl ₃ (CFC-11)	CF ₂ Cl ₂ (CFC-12)
Reakciók:	CFCl ₃ + hv → CFCl ₂ + Cl	O ₃ + Cl → O ₂ + ClO
	CF ₂ Cl ₂ + hv → CF ₂ Cl + Cl	ClO + O → O ₂ + Cl

1.25. ábra. A magaslégköri ózonréteg bomlása halogénezett szénhidrogének által

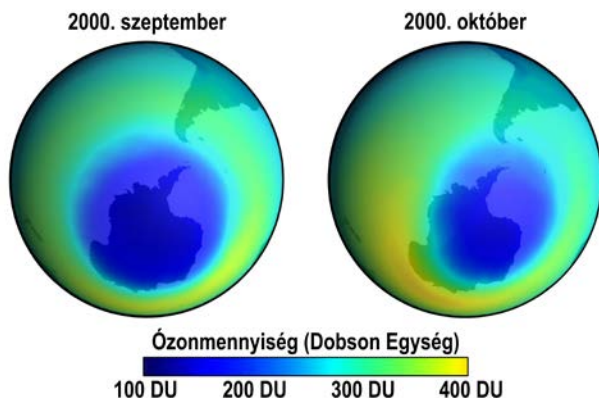
A sztratoszférikus ózonkoncentráció csökkenése nem egyenletesen jelentkezik a különböző földrajzi régiókban. Jelentős negatív anomáliákat figyelhetünk meg a magas földrajzi szélességeken: a déli féltekén az Antarktisz felett, az északi féltekén pedig Grönland térségében. Az 1.26. ábra az Antarktisz feletti „ózonlyuk” kiterjedésének változásait mutatja be az 1980–2010 közötti időszakban, amelyek definíció szerint a 220 Dobson Egységénél kisebb ózonkoncentrációjú térségek.

Vitathatatlanul növekszik a vizsgált két évtizedben e területek nagysága. Míg az 1980-as évek közepén az ózonlyuk kiterjedése elérte az Antarktisz területét, addig napjainkra csaknem megduplázódott, s maximális kiterjedése már az Észak-Amerikai kontinens területét is meghaladta.



1.26. ábra. Az Antarktisz feletti „ózonlyuk” kiterjedésének változása 1980–2010 között. (Forrás: NASA adatai alapján)

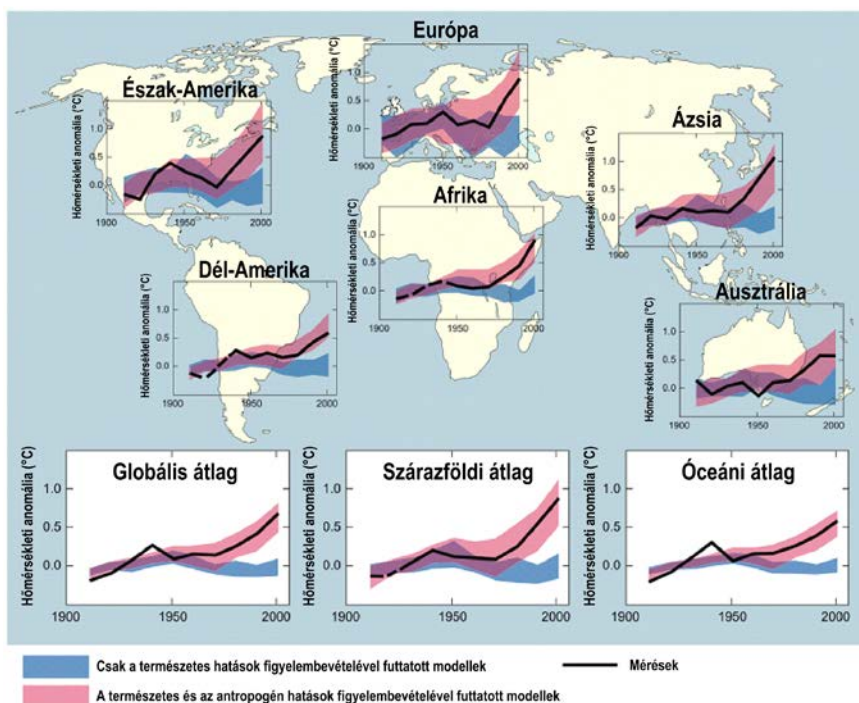
A déli féltekén különösen a szeptember-október hónapokban jelentkezik az erőteljes ózonszökkenés, melynek 2000. évi mértékét az 1.27. ábrán láthatjuk.



1.27. ábra. Az Antarktisz feletti „ózonlyuk” 2000. szeptember-október hónapokban. (Forrás: NASA mérései nyomán, 2000)

Az elmúlt évtizedekben mért átlaghőmérsékleti idősor éghajlati modellekkel történő szimulációi segíthetnek annak eldöntésében, hogy milyen mértékben tehető felelőssé az emberi tevékenység a fejezet elején bemutatott melegedő éghajlati tendenciák miatt. Az 1.28. ábrán szereplő grafikonokon a kék sáv jelöli az emberi tevékenység hatását figyelmen kívüli hagyó 19 éghajlati szimuláció eredményét. E modellfuttatások csak a vulkáni tevékenységet és a napsugárzás ingadozásait tekintik, melyek alapján az éghajlat természetes változásait határozzák meg. A

rózsaszín sávok az előbb említett természetes éghajlati kényszereken kívül az üvegházhatású gázok antropogén hatású koncentráció-növekedését is figyelembe vevő 58 szimuláció eredményeit foglalják össze. Akár a globális átlagot, akár a földrészenként számított átlaghőmérsékleti idősorokat vetjük össze az elmúlt 100 év klímaszimulációival, egyértelmű a XX. század utolsó negyedében az antropogén melegítő hatás.



1.28. ábra. A kontinentális és globális felszínközeli átlaghőmérséklet szimulációinak összehasonlítása a mért értékekkel 1906–2005 között. (Forrás: IPCC, 2007a)

1.2. A klímaváltozás vizsgálati módszerei, eszközei

Ebben az alfejezetben elsőként a globális és regionális klímaváltozások feltérképezéséhez elengedhetetlenül szükséges adatbázisok, adatsorok elemzési módszereit tekintjük át. Majd a globális éghajlat-modellezés fejlődésének fontosabb lépéseit mutatjuk be az utóbbi két évtizedben. Egyben felvázoljuk a jelenleg használatos globális klímamodellek szerkezetét, felépítését. Ezután külön-külön alfejezetekben a statisztikus, illetve a dinamikus leskáázás módszertanát foglaljuk össze, s kitérünk e módszerek korlátaira is.

1.2.1. Éghajlati adatsorok elemzése, homogenizálása

Szentimrey Tamás

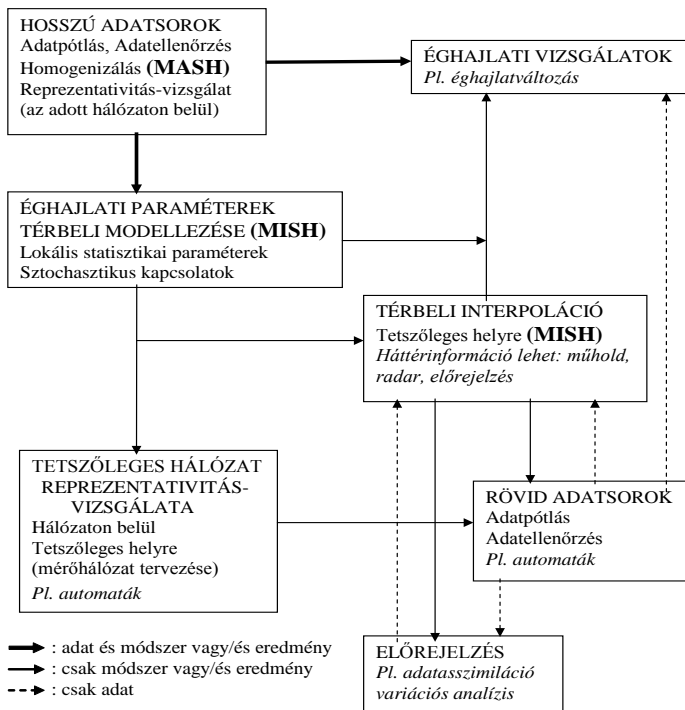
Magyarország elmúlt évtizedeinek éghajlati tendenciáit a statisztikus klimatológia eszköztárának felhasználásával elemezhetjük. A statisztikus klimatológiai alkalmazásoknál a sztochasztikus közelítésből indulunk ki, és a meteorológiai események valószínűségeit kívánjuk megismerni, bemutatni. Egy adott térség éghajlatának jellemzésére az események valószínűségi eloszlásait használjuk. Míg egy adott időpont éghajlatát, beleértve a változékonyságot is, az aktuális valószínűségi eloszlással jellemezhetjük, addig az éghajlat változása e valószínűségi eloszlás – feltételezhetően lassú – változásával írható le. Ehhez eszközként a valószínűségszámítás és a matematikai statisztika szolgál. A vizsgálat tárgya elsősorban a meteorológiai megfigyelési és mérési adatok. Az éghajlatra és annak változására vonatkozó alapvető információt ezek a meteorológiai adatok hordozzák, s lényegében ezek játsszák a statisztikai minta szerepét. Mivel az éghajlat változik, ezért e vizsgálatban kiemelt feladatként jelenik meg magának a változásnak a detektálása és jellemzése. A vizsgálatokhoz csak olyan matematikai statisztikai modellek és módszerek alkalmazhatók, melyek megengedik, illetve képesek figyelembe venni a valószínűségi eloszlás változását.

Az elemzés során az egyik fő feladat az adatszervezés, ugyanis jó minőségű, reprezentatív meteorológiai adatokra van szükség, mind térben, mind időben. Ide tartozik az adatpótlás, az adatellenőrzés, a homogenizálás, valamint az interpoláció térben és időben. Az így előállított homogenizált idősorok alapján történhet a múlt és a jelen éghajlatának térbeli és időbeli vizsgálata, azaz a valószínűségi eloszlás és változásának becslése, matematikai statisztikai elemzése. Ami a jövő éghajlatának előrejelzését illeti, a statisztikus klimatológiának szintén fontos szerepe van: egyrészt a modellek felépítésében és validálásában, másrészt a projekciós eredmények matematikai statisztikai elemzésében.

A meteorológiai adatsorok elemzése során a minőség szempontjából komoly problémát jelentenek az adathiányok, a mérési hibák, valamint a mérőhálózat változásából eredő inhomogenitások. A térbeli reprezentativitás szempontjából a pontonkénti mérések, továbbá ezek és rácspontra adott háttér-információk (pl. radar, műhold, előrejelzési adatok) együttes kezelése okoz nehézséget. Ugyanakkor, jó minőségű térbeli és időbeli adatok biztosítása, előállítása nem lehetséges az éghajlat vizsgálata nélkül. Hangsúlyozzuk az előállítást, ugyanis a kiindulási alapot jelentő, igen értékes nyers adatok nem tesznek eleget az elvárásoknak. A nyers adatok feldolgozásához, illetve az immár „mesterséges” adatok előállításához olyan eljárások szükségesek, mint például adatpótlás, adatellenőrzés, homogenizálás, valamint térbeli és időbeli interpoláció. Az ilyen – egymással szorosan összefüggő –

eljárások jó minőségű megvalósítása azonban már maga is éghajlati vizsgálatokat igényel. Ezek a vizsgálatok a statisztikus klimatológia tárgykörébe tartoznak, és erős matematikai alapokat igényelnek. A vizsgálatok során kapott eredmények már önmagukban is hasznos éghajlati, meteorológiai információt jelentenek. Tehát a két problémát – jó minőségű adatok biztosítása és az éghajlat vizsgálata – nem lehet, nem szabad mereven szétválasztani. A kérdés ennél sokkal bonyolultabb, az egyszerű, mechanikus megközelítés sehova sem vezet.

A következő kérdés, hogy az adatokat biztosító eljárások, illetve maguk az éghajlati vizsgálatok, hogyan foglalhatók egy egységes és egyben megvalósítható rendszerbe. Ezzel kapcsolatos elképzelésünket, koncepciónkat az 1.29. ábrán látható blokk-diagram illusztrálja. Ez nem csupán egy terv, hanem már jórészt működő programrendszerek (MASH, MISH), melyek alkalmazhatóságát a sok nemzetközi adaptáció és hivatkozás (pl.: Peterson et al., 1998; Li és Yan, 2010) is igazolja. Bár a blokk-diagramon látható meteorológiai, illetve éghajlati blokkokat gyakran külön-külön kezelik, hangsúlyozni kívánjuk, hogy ezek együtt képeznek egy komplex rendszert. Együttes kezelésük teszi lehetővé a jó minőségű térbeli és időbeli adatok biztosítását, előállítását is. Lényegében az ÉGHAJLATI VIZSGÁLATOK, beleértve az alkalmazott klimatológiát is, valamint az ELŐREJELZÉS blokkjai számára a többi öt – egymással is szorosan összefüggő – témakör, illetve rendszer szolgáltat adatokat és éghajlati információkat.



1.29. ábra. Az éghajlati adatsorok elemzésének rendszere

Homogenizálás, adatellenőrzés, adatpótlás (MASH), térbeli interpoláció (MISH)

A MASH rendszert (Multiple Analysis of Series for Homogenization) hosszú havi és napi adatsorok pótlására, ellenőrzésére és homogenizálására dolgoztuk ki (Szentimrey, 1999, 2008). Lényegében ez a többi rendszerünk alapja is, hiszen az éghajlatra vonatkozó információ szempontjából a hosszú adatsorok jelentik a térbeli és időbeli mintát. A legújabb MASHv3.02 verzió (Szentimrey, 2007) módszertani alapelvei az alábbiak.

Havi adatsorok homogenizálása, ellenőrzése, pótlása:

- A rendszer az ún. relatív homogenitás vizsgálati elv alapján működik. Ennek lényege, hogy egy adott éghajlati elem, különböző megfigyelési állomásokhoz tartozó, azonos időszakra vonatkozó, ugyanazon havi – vagy ugyanazon évszakos, esetleg éves – adatsorait hasonlítjuk össze, és az esetleges ellentmondásokat keressük, vizsgáljuk. Az ezen elv alapján történő homogenizálás célja pontosan a felfedezett ellentmondások megszüntetése, vagyis az ezeket okozó inhomogenitások kiszűrése az adatsorokból.
- Havi adatsorokat homogenizálunk, és a homogenizált évszakos, éves sorokat a homogenizált havi sorokból származtatjuk.
- A rendszer alkalmas additív (pl. hőmérséklet) és kumulatív (pl. csapadék) jellegű éghajlati elemek havi, évszakos, éves adatsorainak homogenizálására.
- Lépésről lépésre működtethető interaktív, fél-automatikus iterációs eljárás.
- Az adattörténeti információkat (ún. meta adatokat) a rendszer képes automatikusan használni.
- A homogenizálás eredménye kiértékelhető, verifikálható. Ez annyit jelent, hogy az eredeti adatsorok és az eredményül kapott sorok inhomogenitásának mértékét, valamint a változtatás mértékét az eljárás során kvantitatíve jellemezzük.

Napi adatsorok homogenizálása, ellenőrzése, pótlása:

- A napi adatok homogenizálása a becsült havi inhomogenitások felhasználásával történik.
- A rendszer automatikus adatellenőrző és adatpótló eljárást is tartalmaz.

A MASH rendszerünknel különösen a pontos matematikai statisztikai megalapozottságra törekedtünk, ugyanis sok, a gyakorlatban elterjedt módszer gyengesége pontosan ennek hiányával, azaz az elméleti háttér elnagyolásával, elhanyagolásával magyarázható. Mint oly sokszor, ez esetben sem vezet eredményre a túlzott gyakorlatiasság.

A MISH rendszert (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis) meteorológiai elemek földfelszíni értékeinek interpolációjára dolgoztuk ki (Szentimrey és Bihari, 2006, 2007a). Az alábbiakban röviden összefoglaljuk a MISHv1.02 programrendszerrel (Szentimrey és Bihari, 2007b) kapcsolatos legfontosabb tudnivalókat. A rendszer tulajdonképpen két részre bontható, nevezetesen az éghajlati modellező és az interpolációs részre. Az interpolációs rendszer a modellező rendszer eredményeinek felhasználásával működik.

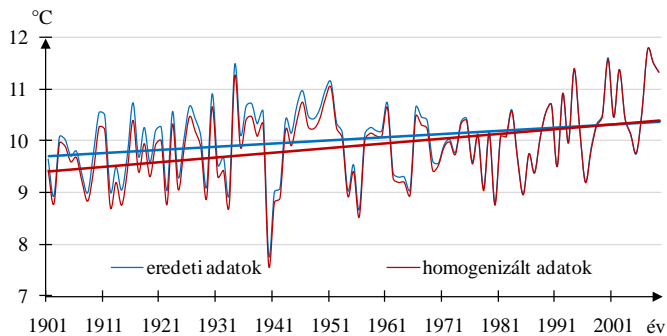
Modellező programrendszer az éghajlati statisztikai paraméterekre:

- Hosszú homogenizált adatsorok és determinisztikus modellváltozók (pl. topográfia) alapján működik.
- A modellezést csak egyszer kell elvégezni az interpolációs alkalmazások előtt.

Interpolációs programrendszer:

- Additív (pl. hőmérséklet) vagy multiplikatív (pl. csapadék) modell és interpolációs formula alkalmazható a meteorológiai elem eloszlásától függően.
- Lehetséges mind a napi, havi értékek, mind a sokévi átlagok interpolálása.
- Kevés prediktor is elegendő, tekintettel a korábbi modellezésre.
- Becslés az interpolációs hibákra, mégpedig a reprezentativitás értékekre.
- Lehetőség háttér-információ (pl. műholdas információk, radaradatok, illetve előrejelzések) használatára.
- A programrendszer képes adatsorok rácspontokba való interpolációjára (gridding).

A MISH rendszerrel kapcsolatban felvethető a kérdés, hogy egyáltalán miért készült, különös tekintettel a térinformatikai rendszerekbe (GIS) beépített interpolációs módszerekre, melyeket manapság a meteorológiában is széles körben alkalmaznak. Ezek a könnyen hozzáférhető interpolációs eljárások ugyan matematikai szempontból korrektek, de mivel speciális geostatistikai (Cressie, 1991) interpolációs módszereket alkalmaznak, ezért nem képesek a hosszú meteorológiai adatsorokban meglévő éghajlati információ felhasználására (Szentimrey et al., 2007).



1.30. ábra. Az eredeti és a homogenizált évi középhőmérséklet interpolált országos átlagsorai az illetékt lineáris trendvonalakkal, 1901–2009

Magyarország éghajlatára vonatkozó vizsgálatainkat napi és havi, hőmérsékleti (közép, minimum, maximum), illetve csapadékösszeg adatsorok alapján végeztük az Országos Meteorológiai Szolgálatnál. Voltak közöttük ritkább állomáshálózatokra vonatkozó hosszabb sorok (1901-2009), valamint rövidebb sorok, melyek viszont sűrűbb hálózatokra álltak rendelkezésre. Az előbbieket különösen az időszerelemzések esetén fontosak, míg az utóbbiak a térbeli vizsgálatoknál. A MASH rendszerrel valamennyi adatsorra végrehajtottuk a homogenizálást, adatellenőrzést és szükség esetén a pótlást. A MISH interpolációs rendszerhez szükséges, a szóban forgó elemek valószínűségi eloszlását jellemző, éghajlati statisztikai paraméterek (pl. korrelációs szerkezet) modellezése már az utóbbi évek folyamán megtörtént. A térbeli reprezentativitás növelése érdekében az állomások adatsorait sűrű rácssystemre interpoláltuk (gridding), és a matematikai statisztikai elemzéseknél ezeket is vizsgáltuk, pl. az éghajlati extrém indexek esetében. Az országos átlagok sorait pedig a rácsponti adatsorok átlagaiként számoltuk, hiszen ezek az elméleti országos átlagok interpolált értékeivel ekvivalensek. Ily módon az adatoknak egy -

reményeink szerint – jó minőségű, valamint térben és időben reprezentatív rendszeréhez jutottunk. Példaként mutatjuk be az 1.30. ábrát, ahol az eredeti és homogenizált évi középhőmérséklet interpolált országos átlagsorai láthatók. Az ábrán egyértelműen kitűnik, hogy különösen a század első felében az OMSz Archívumban szereplő adatok és a homogenizált hőmérsékleti adatok jelentős mértékben eltérnek egymástól. Ennek megfelelően a két idősorra illesztett lineáris trendvonalak is különböznek. A homogenizált adatsorban a melegedés mértéke a XX. század folyamán lényegesen nagyobb. E könyv 3.1. fejezetében részletesen elemezzük a közelmúlt megfigyelt hőmérsékleti- és csapadéktendenciáit, ahol az idősorelemzéseket a fenti eljárással homogenizált adatsorokon végeztük.

1.2.2. A globális éghajlatmodellezés közelmúltja és jelene (1990-2010)

Práger Tamás

A következő áttekintést két olyan dokumentum alapján állítottuk össze, melyek hitelességéhez nem férhet kétség, és amelyek mindegyike komplex értékelést ad a jelenleg alkalmazott klímamodellekről. Az egyik felhasznált irodalom az amerikai Klímaváltozási Helyzetértékelő Program (U.S. Climate Change Assessment Program, CCSP) keretében eddig megjelent 21 kötetből álló Synthesis and Assessment Product (SAP) című sorozat. Az általunk alapul vett jelentés a *Climate Models: An Assessment of Strengths and Limitations* (Bader et al., 2008) címet viseli. A másik forrás az IPCC Első Munkacsoportja (WG1) által összeállított Negyedik Helyzetértékelő Jelentés 8. fejezete (Randall et al., 2007). A két dokumentum közül az első az, amely tartalmában és szerkezetében talán jobban megfelel könyvünk célkitűzéseinek, ezért arra támaszkodunk nagyobb mértékben. Ugyanakkor megjegyezzük, hogy az IPCC Jelentéseket azért tartjuk nagyon fontos forrásnak, mivel a világ tudományos közvéleményének hosszú egyeztetési folyamat során kialakított konszenzusát tartalmazzák.

Elsőként tekintsük át, hogy milyen tárgyköröket érintenek a fenti összefoglalók. Ebből természetesen következtetni lehet arra is, hogy a fejezetben a klímamodellezés teljes kérdésköréből mely témákkal, milyen részletességgel kívánunk foglalkozni. A klímamodellezés legfontosabb kérdései napjainkban a következők:

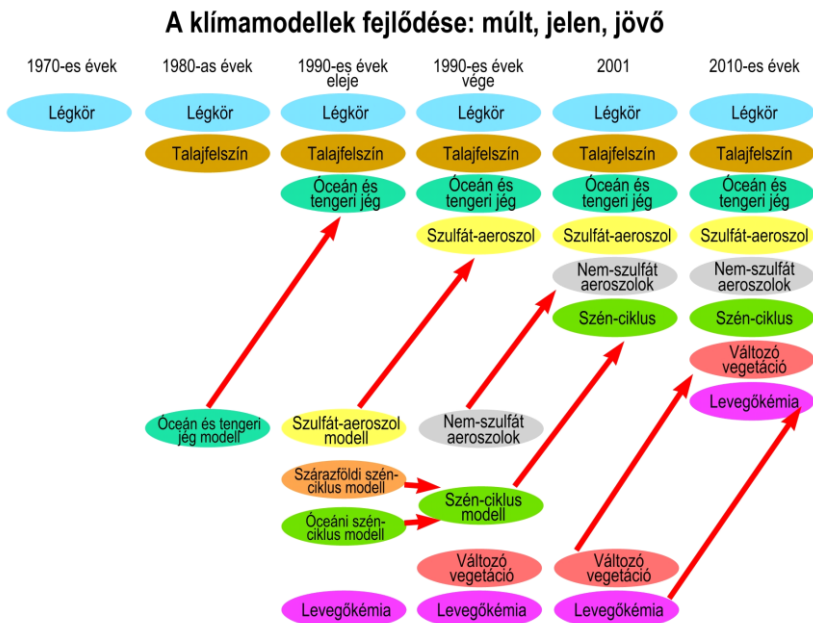
- Melyek az éghajlati rendszer azon fő összetevői és folyamatai, amelyeket be kell vonni a korszerű éghajlati modellekbe? Milyen módon reprezentálják a modellek a kiválasztott alrendszereket és kölcsönhatásokat?
- Hogyan veszik figyelembe a Föld energiamérlegének változását az éghajlati modellekben? Mennyire érzékeny a Föld (modellezett) éghajlata azon kényszerek hatásaira, melyek megváltoztatják az energiamérleget?
- Mennyire bizonytalanok az éghajlati modellek eredményei? Milyen módon változott (csökkent) a modellekre alapozott szimuláció és előrejelzés bizonytalansága az éghajlati rendszerről szerzett ismeretek növekedésével?
- Milyen pontosan képesek az éghajlati modellek visszaadni az éghajlat természetes változékonyságát, és hogyan változik ez a változékonyság az időben?
- Milyen pontossággal képesek szimulálni az éghajlati modellek a regionális éghajlati változékonyságot, éghajlatváltozást?
- Melyek azok a kompromisszumok, amelyeket el kell fogadnunk a jövő éghajlatmodellezésében (pl. a térbeli/időbeli felbontás növelése vagy további fizikai/kémiai/biológiai folyamatok modellekbe történő bekapcsolása érdekében)?

A meteorológia XX. századi rohamos fejlődése a század közepére a légkört a legintenzívebben mért és dinamikájában is legjobban megismert környezeti alrendszerré tette. Az 1940-es és 1950-es években két jelentős előrelépés történt a légkör fizikai-matematikai, meteorológiai szakkifejezéssel élve dinamikai modellezésében. Egyrészt, megjelentek az első elektronikus számítógépek, melyekkel a nem-lineáris dinamikai folyamatok alakulását is szimulálni lehetett. Másrészt, kialakult a nem-lineáris légkördinamikai modellek elmélete.

Tulajdonképpen ekkor kezdődött az éghajlatmodellezés története is. Az amerikai Institute of Advanced Studies (IAS) keretei között létrejött egy kutatócsoport (ahol többek között J. Neumann, J. Charney, N. Phillips, P. Thompson, R. Fjortoft, A.

Eliassen, E. Lorenz és J. Smagorinsky is dolgozott), amely az 1949–1955 időszakban elsőként valósította meg a számítógépes meteorológiai előrejelzést. Már ezzel a rövidtávú időjárás-előrejelzési modell kifejlesztésével párhuzamosan felmerült az általános légköri számításos modellezésének gondolata. Neumann János egy 1955-ben megjelent tanulmányában felvetette, hogy az általuk kidolgozott előrejelzési modellt a kezdeti feltételek (a légkör kiindulási állapotának) pontos megadása helyett pontos peremfeltételekkel lássanak el, azaz a vele szomszédos környezeti alrendszerek időben változó állapotát írják le. Ebben az esetben megfelelően hosszú időtartamra vonatkozó integrálással a modell alkalmas lenne az általános légköri kvázi-stacionárius eseteinek szimulációjára. E gondolattól számíthatjuk az éghajlatmodellezés megszületését.

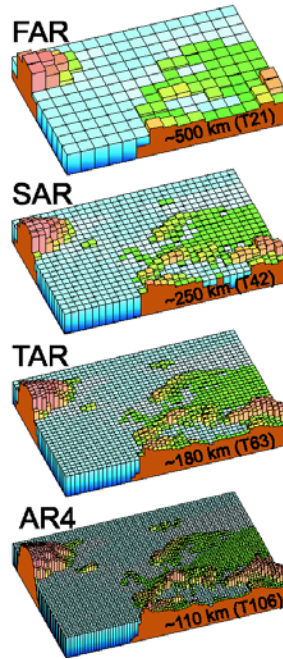
Mivel a klímamodellezés jelenleg már 55 éves múlttal rendelkezik, lehetetlennek és feleslegesnek látszik egy ilyen rövid összefoglaló keretében a teljes fejlődéstörténet áttekintése. Bár kétségtelen, hogy a globális klímamodellezés szempontjából igazán „izgalmas” események többsége a klímamodellezés fejlődésének korai időszakában, azaz 1955 és 1990 között történt, mégis úgy gondoljuk, hogy e könyv keretei között elegendő visszatekintünk a határkövet jelentő 1990-ig, amikor megjelent az IPCC-nek a globális éghajlatváltozást értékelő First Assessment Reportja (FAR). Az ezt követő fejlődéssel, elsősorban a jelen helyzet elemzésével és az ebből adódó feladatokkal foglalkozunk tehát e fejezetben.



1.31. ábra. A globális klímamodellek komplexitásának (a bennük figyelembevett éghajlat-alakító mechanizmusok, mint modell-blokkok számának) fejlődése 2000-ig. (Forrás: IPCC, 2001)

1988-ban az ENSZ égisze alatt megalakult az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC), a nemzetközi tudományos élet és tudománypolitika történetében egyedülálló szervezet. Az IPCC egyik legfontosabb feladata a világ különböző tudományos kutatóhelyein az éghajlati rendszer és az éghajlat kutatásában elért

eredmények gyűjtése, folyamatos áttekintése, valamint alapos értékelés után azok közzététele az ún. helyzetértékelő jelentésekben.



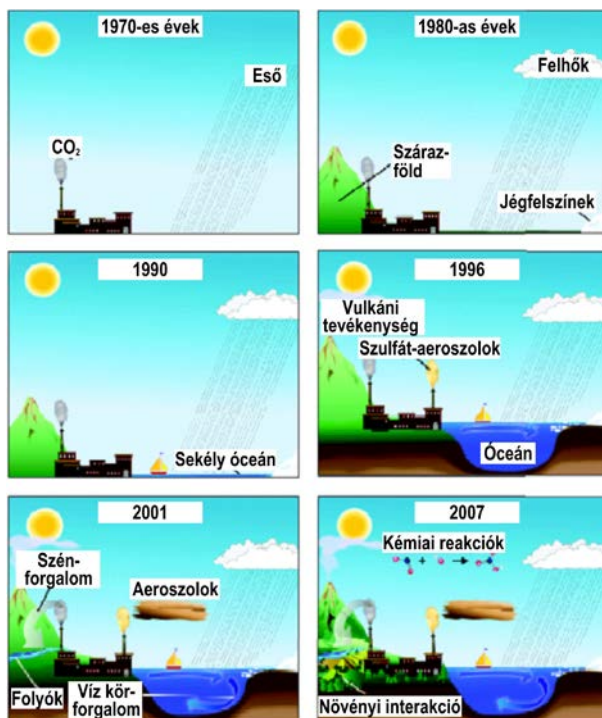
1.32. ábra. A globális klímamodellek horizontális irányú felbontásának fejlődése az IPCC Helyzetértékelő Jelentései alapján. (Forrás: IPCC, 2007a)

A szervezet tevékenysége elsősorban az antropogén eredetű éghajlatváltozás közelmúltban bekövetkezett és jövőben várható mértékére fókuszál, melyhez felhasználja az éghajlat érzékenységi vizsgálatokat, valamint a különböző emisszió szcenáriókra vonatkozó modellszimulációkat. E terület szerepe az, hogy a világ összes éghajlattal kapcsolatos kutatási eredményét értékelje és szintetizálja. Habár az IPCC semmiféle hivatalos irányító hatáskörrel nem rendelkezik az egyes kutatóhelyek fölött, mégis új korszakot nyitott az éghajlat tudományos megismerésében: a harmonizált, célirányos globális kutatómunka korszakát. Ez serkentőleg hatott az éghajlatmodellezésre is. Az IPCC 1990-ben tette közzé Első Helyzetértékelő Jelentését (First Assessment Report, FAR), mely szerint: „Az éghajlatváltozás előrejelzésének megbízhatóbbá válása az éghajlatmodellek fejlődésén alapszik, mely egyben a WCRP¹ klímamodellezési alprogramjának célja.” Ezzel szinte egyidejűleg újtárá indult Az Egyesült Államok Globális Változás Kutatási Programja², amely négy kiemelt témaköre közül az egyikként az éghajlatmodellezést és a klímaváltozás előrejelzését választotta (Our Changing Planet, 1991). A két különböző szervezeti keretben folytatott kutatások, a tudományos ismeretek és a számítógép-kapacitás

¹ World Climate Research Program, Éghajlatkutatási Világprogram

² The United States Global Change Research Program, USGCRP

együttes fejlődésével a modellek (AOGCM-ek³) állandó tökéletesedési folyamatában realizálódtak, mind a modellek felbontása, mind pontossága, mind pedig komplexitása terén. Jól kifejezi ezt a folyamatot az IPCC WG1 2001-ben megjelent Harmadik Helyzetértékelő jelentésében megjelent 1.31 ábra, valamint a testület 2007-es, az AR4 részeként készült tanulmányból kiemelt két további ábra (1.32. ábra, 1.33. ábra) is.

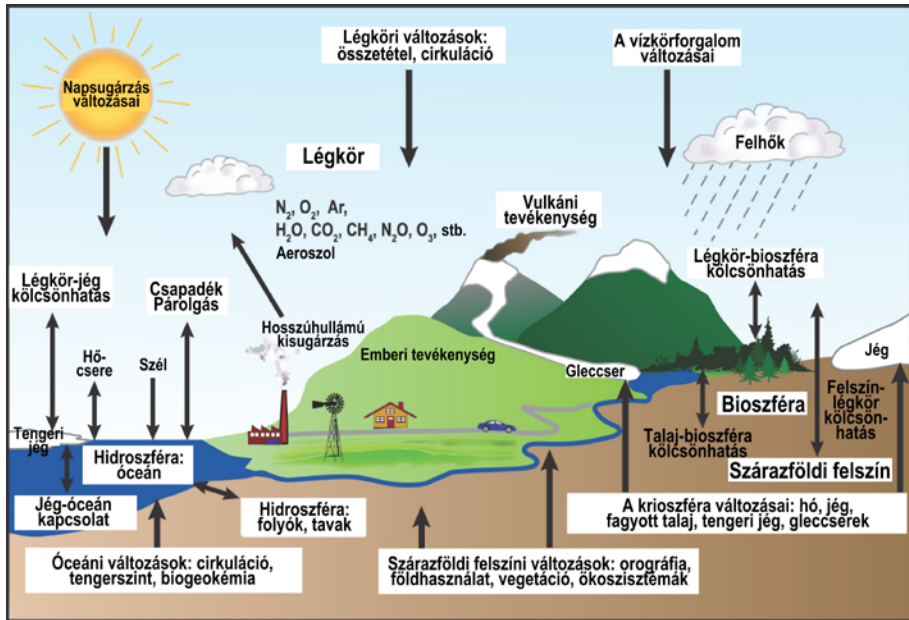


1.33. ábra. A legfejlettebb globális éghajlatmodellek struktúrájának fejlődése az 1970-es évektől napjainkig. (Forrás: IPCC, 2007a)

Egy másik jelentős, az éghajlatmodellek fejlődését serkentő tényező ebben az időszakban az volt, hogy beindult az AOGCM-ek globális szintű átfogó összehasonlítása a modellfejlesztők részvételével. Ez a program 1995-ben indult a WCRP keretein belül, és a Csatolt Modell Összehasonlítási Program (Coupled Model Intercomparison Program, CMIP) nevet viseli. A program során a nemzetközi műszer-összehasonlítási programokhoz hasonlóan összevetik és értékelik az egyes modellek eredményeit. A CMIP a modellfejlesztő tudományos közösség által általánosan elfogadott módszertant biztosít a modellek szisztematikus összehasonlítására, validálására, s elősegíti a hatékony, célirányos modellfejlesztést. A CMIP-ben gyakorlatilag a teljes globális klímamodellel-fejlesztő tudományos

³ Atmosphere-Ocean General Circulation Model - Légkör-Óceán Általános Cirkulációs Modell: a globális klímamodellek jelenleg legfejlettebb osztálya, amelyben mind az általános légkörzés, mind pedig a világóceán általános vízkörzése explicit módon megjelenik.

közösség részt vesz annak indulása óta. A CMIP3 múlt- és jövőbeli éghajlati kényszer-szenáriók alapján számított „realisztikus” klímaszenáriókat hasonlított össze. Megállapításai az IPCC AR4 WG1 új eredményeinek jelentős részét képezték. A résztvevő intézmények az USA-ból a GFDL, az NCAR és a GISS, míg a többi (egy-egy modellel) résztvevő ország Anglia, Németország, Franciaország, Japán, Ausztrália, Kanada, Oroszország, Kína, Korea és Norvégia.

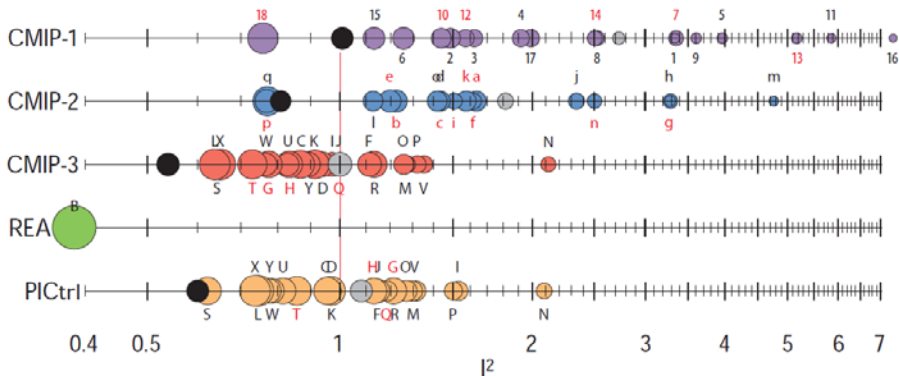


1.34. ábra. Az éghajlati rendszer teljes struktúrája és kölcsönhatás-rendszere

Az éghajlati modellek megalkotásában a két alapvető követelmény (1) az éghajlat legfontosabb jellemzőinek pontos szimulációja, valamint (2) az ezt létrehozó fizikai-kémiai-biológiai folyamatok jó megértése és beépítése. Az éghajlati jellemzők fontossági sorrendjét az emberiség számára képviselt jelentőségük alapján állíthatjuk fel. Ennek megfelelően a felszínközeli légköri jellemzők, a hőmérséklet, a csapadék, a szélviszonyok és a heves viharok sorolhatók az első néhány helyre. Kevésbé nyilvánvaló követelmény az, hogy a modellnek tartalmaznia kell azokat a komplex kölcsönhatásokat és visszacsatolásokat a légkör-felszín-óceán-krioszféra-bioszféra rendszerben, amelyek a fenti légköri-éghajlati jellemzőket létrehozzák (1.34. ábra). Egyre inkább közismert tényné válik, hogy a felszíni időjárási jellemzők egyik elsődleges alakítója a mintegy 10 km magasságban elhelyezkedő légköri futóáramlások rendszere. Az is egyre inkább nyilvánvaló, hogy az Egyenlítő és a sarkok közti éghajlati hőmérséklet-különbség kialakításában nagy szerepet vállal a világóceán, amelyben a hőszállítás jelentős része 3-4 km mélységben megy végbe. Ezeknek a mechanizmusoknak a valósághű leírása teszi lehetővé, hogy a korszerű klímamodellek nemcsak az éghajlati átlagértékeket, hanem az extrémumokat és a változékonyság egyéb jellemzőit is pontosan visszaadják. Végül, a klímamodelleknek valósághűen kell tükrözniük a fenti éghajlati statisztikáknak a természetes és emberi

tevékenységből származó kényszerek hatására történő megváltozását, amelyet a földi környezet hőháztartásának aránylag igen kismértékű változása közvetít.

Az éghajlati rendszer folyamatai néhány órától több ezer évig terjedő idő-, és néhány centimétertől több ezer kilométerig terjedő térskálán zajlanak. Ezek együttesének pontos matematikai-fizikai leírása a nagyságrendi analízis, a folyadékdinamika és a számítási módszerek elméletének együttes alkalmazását igényli. Így végül eljuthatunk a légkörben és az óceánban érvényes megmaradási törvények egyszerűsített matematikai formuláihoz, illetve az azokra épülő, közelítő megoldást szolgáltatató számítógépes algoritmusokhoz és programrendszerekhez. A modellkísérletek a világ legfejlettebb, legnagyobb számítási és memória-kapacitású számítógépeit igénylik. A rendelkezésre álló számítógép-kapacitás behatárolja a modellben alkalmazott matematikai-fizikai leírás részletességét. A számítógépek teljesítőképességének fejlődése a közelmúltban, a jelenben és remélhetőleg a jövőben is lehetővé tette ill. teszi, hogy a modellekben alkalmazott közelítések, megszorítások egyre enyhüljenek, és helyüket a teljesen egzakt fizikai leírások és matematikai formulák vegyék át. A modellekbe beépített „nem teljesen egzakt” közelítő formulákat a szaknyelv lezárásnak vagy parametrizációs sémának nevezi. Ezek használatára még ma is szükség van ahhoz, hogy a modell-szimulációk reális idő alatt lefussanak a számítógépeken.



1.35. ábra. A különböző modellgenerációk hibájának összehasonlítása. Az egyes klímamodellek (AGCM-ek, illetve AOGCM-ek) hibájának becslésére az ún. I2 teljesítmény indexet (egy speciálisan képzett és normált négyzetes hibát) alkalmazták a XX. század második felére (1948–2000) végzett modellszimulációk alapján. Az első három sorban a CMIP1 (1995), CMIP2 (1997) és CMIP3 (2004) projektekben résztvevő modellek eredményei láthatók, a negyedik sor a referenciaként használt mérési adatbázis, az NCEP/NCAR reanalízis „teljesítményét” mutatja, míg az ötödik sorban a CMIP3 keretében lebonyolított preindusztriális kontrollfutás eredményei jelennek meg. A körök nagysága mindenütt a 95%-os konfidencia-intervallummal arányos. Mindegyik sorban szürke kör jelöli a modellhibák átlagát, míg a modelledmények átlagának (multimodel ensemble mean) hibáját a fekete kör mutatja. (Forrás: Reichler és Kim, 2008)

Az éghajlatmodellek teljesítménye egyenletesen javuló tendenciát mutatott a múltban (1.35. ábra). Ennek lehetséges okai: a klímát alakító folyamatok egyre jobb megértése, a számítógép-kapacitás növekedése, a numerikus algoritmusok és a modell ellenőrzéséhez szükséges mérési adatbázis folyamatos fejlődése. Látható, hogy a modellek átlageredményeinek hibája (fekete kör) jóval kisebb, mint a

modellek túlnyomó részének, esetleg az összes modellnek az „egyéni” hibája (színes körök). Ez alapozza meg napjaink egyik fontos klímamodellézési technikáját, a sok modell alapján készített ensemble scenáriókat.

A modern globális éghajlatmodellek áttekintése

A korszerű klímamodellek csaknem mindegyike számos egymással kölcsönható részmodellből áll, amelyek az éghajlati rendszer egy-egy alrendszerét írják le. Az egyes részmodelleket bizonyos alkalmazásokban egymástól függetlenül is futtathatják. A 2004-es modell-összehasonlításban résztvevő modellek csaknem mindegyike a légkört, a szárazföldi felszínt, az óceánt és a tengeri jeget tartalmazza részmodellként. A légköri és óceáni modulok termo- és hidrodinamikai leírást egyaránt tartalmazó általános cirkulációs modellek, amelyek explicit módon szimulálják az adott közeg áramlási viszonyait. Emiatt az éghajlatmodelleket gyakran azonosítják az atmoszféra-óceán általános cirkulációs modellekkel (AOGCM), pedig a két kategória nem teljesen fedi egymást. Léteznek ugyanis olyan AOGCM-ek, amelyeket évszakos előrejelzések előállítására használnak. Tehát nem alkalmasak az éves-évtizedes skálájú éghajlatváltozások szimulációjára. Másrészt vannak olyan éghajlati szimulációkra alkalmas egyszerűbb modellek is, amelyek nem AOGCM-ek. Ezekről a közepes bonyolultságú Föld-rendszer modellekről (Earth-system Models of Intermediate Complexity, EMIC) később lesz szó. A továbbiakban, az egyes alpontokban szereplő modelleket mindig a kapcsolt egész részeként tekintjük és így írjuk le.

Légköri Általános Cirkulációs Modellek

A légköri folyamatokat leíró általános cirkulációs modellek olyan számítógépes programok, melyek segítségével szimulálhatjuk a légkör háromdimenziós állapotának (azaz a különféle állapothatározók mezőinek) időbeli alakulását. Ehhez a légkör hidro-termodinamikai folyamataira felírható megmaradási törvényeket, pontosabban azok matematikai egyenletrendszerrel történő közelítéseit kell megoldani. Az alkalmazott állapothatározók a hőmérséklet, a légnyomás, az áramlási sebesség (mely egy háromdimenziós vektormennyiség), valamint a vízgőz és a víz különböző fázisainak (felhő- és csapadékelemek) sűrűsége. A modellek a folytonosnak tekintett állapothatározó-mezőket többszintű rácshálózat pontjaiban adják meg. A rácsfelbontás finomságát általában a számítógépes kapacitás határozza meg. Mivel a teljes légkör csupán egy vékony szférikus rétegnek tekinthető, ezért a vertikális rácsávolság általában két nagyságrenddel kisebb ($\sim 0,1$ – 1 km), mint a horizontális (~ 10 – 100 km). A légköri mozgásokat meghatározó folyamatok közül egyesek (általában a rácsávolságot legalább egy nagyságrenddel meghaladó méretűek) jól leírhatók ezen a rácshálózaton, mások viszont nem. Az utóbbiakat „rács alatti” (szubgrid) skálájú folyamatoknak nevezzük. Ezek összehatását a parametrizációk hivatottak képviselni a modellben. A vízszintes irányú impulzus-, hő- és vízszállítást általában az alkalmazott rácshálózaton értelmezik, míg a felszín-légkör közötti hasonló szállítást parametrizálják. A modellek a száraz levegőt ideális gáznak tekintik, s általában a troposzférát és az alsó sztratoszférát (a légkör össz tömegének 95%-át) magában foglaló 25–30 km vastagságú rétegeket veszik figyelembe. Gyakorlatilag minden fontos meteorológiai és levegőkémiai folyamat itt zajlik (pl.: a sztratoszferikus ózonképződés és lebomlás). E modellekben csak a

függőleges irányban kvázisztatikus (azaz megközelítően hidrosztatikus) mozgások írhatók le expliciten, tehát a mozgásegyenletekben is ezt a közelítést alkalmazzák. Az így létrejött egyenletrendszer az ún. primitív egyenletrendszer. Ma lényegében az összes AGCM ezen a primitív egyenletrendszeren alapul, ami a konvektív fel- és leáramlási folyamatokat (pl.: gomolyfelhők, zivatarok, rendezett konvekció) csak parametrizáció segítségével tudja kezelni. Kísérleti fázisban van a nem-hidrosztatikus (konvektív) folyamatokat is explicit módon leíró modellek fejlesztése globális skálán, s a regionális modellezésben már meg is jelentek az ilyen típusú modellek.

Az egyes AGCM-ek az alkalmazott egyenletrendszerben alapvetően nem különböznek, de számítási algoritmusuk jelentős mértékben eltérhet egymástól. További különbségek jelentkezhetnek a használt koordináta-rendszerben, valamint a rácshálózat geometriájában és felbontásában. Ma már minden modellben felszínkövető koordináta-rendszert alkalmaznak, amelyben a földfelszín koordinátafelület. Enélkül nem lehetséges ugyanis pontos peremfeltételek megadása: a domborzati hatás és a sűrűlási impulzusáram, valamint a felszíni hő- és nedvességáram pontos leírása. Egyes modellekben a sztratoszféra jellemzésére csak egy-két mesterséges réteget alkalmaznak, mely reprezentálja a tropopauza helyzetét (GFDL, 2004). Más esetekben a sztratoszférát realizisztikusan írják le, ugyanannyi réteg felhasználásával, mint a troposzféránál (Schmidt et al., 2006). Néhány modellben vízszintes irányban az ún. spektrális közelítést alkalmazzák, míg másokban mindhárom dimenzióban véges különbséges közelítő módszereket használnak. Az alkalmazott numerikus módszereknek biztosítaniuk kell a tömeg és az energia megmaradását az elemi cellákban. Az egyenletrendszer közelítő megoldását előállító programrészt általában a modell „dinamikai magjának” vagy egyszerűen modell-dinamikának nevezik. A modelleket gyakran idealizált áramlásokon tesztelik: ekkor hosszú időtartamú integrálás során vizsgálják a közelítő módszer stabilitását (Held és Suarez, 1994), s rövid időtartamra vonatkozó analitikus megoldásokkal a pontosságát (Polvani et al., 2004).

Minden AGCM-nek tartalmaznia kell egy ún. sugárzási modult, amely a légköri rövid- és hosszúhullámú sugárzásátviteli folyamatokat írja le. E folyamatokat a légköri gázok és aeroszolrészecskék elnyelése, szórása és kibocsátása határozza meg. A légkört alkotó gázok elnyelése ún. vonalas természetű (frekvenciafüggő, meghatározott színekpvonalak köré koncentrált). Napjainkban a vonalas természetű elnyelés pontos, vonalankénti leírásának modellekbe történő beépítése számítástechnikailag még nehezen megoldható. Ezért közelítéseket használnak a színekpvonalak csoportokba rendezésére és a csoportok egyszerűsített kezelésére. A Nappól érkező rövidhullámú és a földi eredetű termikus hosszúhullámú sugárzást a sugárzási modul általában elkülönítve kezeli, mivel e sugárzásfajták lényegében nem lépnek kölcsönhatásba. A szcenáriókísérletekben a fő légköri gázokon kívül a fotokémiaiilag aktív (üvegházhatású) nyomgázok (szén-dioxid, metán, dinitrogén-oxid és a kloro-fluorokarbonok), valamint a természetes és antropogén aeroszolok hatását is figyelembe kell venni. A sugárzási modulok validálása gyakran elkülönítve történik, mely során a pontosabb vonalankénti számításokat összehasonlítják laboratóriumi és természetben végzett mérési eredményekkel (Ellingson és Fouquart, 1991; Clough et al., 1992; Collins et al., 2006).

Minden AGCM tartalmaz a szubgrid skálájú folyamatok leírására szolgáló parametrizációt. Ezeknek a folyamatoknak a tér- és időskálája túl kicsi ahhoz, hogy a modell rácshálózatán közvetlenül leírhatók legyenek. A legfontosabb

parametrizációcsoportok (1) a konvektív-felhőfizikai típusú parametrizációk: cirrusz és sztrátusz felhőképződés és feloszlás, kumulusz-konvekció (szépidő gomolyfelhők és zivatarfelhők), valamint (2) a légköri határrétegben zajló turbulens kicserélődés: a vertikális impulzus-, hő- és nedvességáram parametrizációi. A felhőfizikai számításokban a legtöbb modell ma már a légköri vízgőzön kívül a felhők folyékony víz- és jégkoncentrációját is modellváltozóként kezeli. Néhány modellben a különböző típusú felhő- és csapadékelemeket (a jégkristályokat, a hópelyheket, a felhő- és esőcseppeket) elkülönítik, és a különböző fajtájú elemek egymásba alakulásával is számolnak. A mikrofizikai méretű felhő- és csapadékképződési folyamatoknak a több tíz km méretű modellcellákban történő számítása rendkívül nehéz feladat, amelyhez a cellánkénti felhőfedettségi arányok számítása is szükséges. Ez igen nagymértékben befolyásolja a modellbeli sugárzásátvitelt, s ily módon a modell érzékenységét.

A legtöbb éghajlati GCM még ma sem tesz különbséget az elszigetelt konvektív felhők, a szervezett zivatarvonalakba vagy elliptikus mezoskálájú konvektív komplexumokba rendezett tömeges konvekció, illetve az ún. szupercellák között. Néhány modellben kísérletet tesznek a sekély és a mély konvekció elkülönítésére. Az előbbi eredményezi az 1 km-nél kisebb függőleges kiterjedésű szépidő-kumuluszokat, az utóbbi pedig a ~10 km függőleges kiterjedésű, intenzív csapadékot okozó zivatarfelhőket. Sajnos e folyamatok bonyolult, a víz fázisátmeneteitől függő termodinamikájának modellbeli leírásában is szükséges bizonyos kompromisszumokat kötni. Emiatt a felhőképződés, s különösen a kumulusz-konvekció leírása még nem elég pontos.

Minden modell tartalmaz a turbulens kicserélődési folyamatokra vonatkozó parametrizációt. A számítások elméleti fizikai bázisát a felszínközeli 100 m-es rétegben még mindig a több mint fél évszázada született Monin-Obukhov féle hasonlósági elmélet (1954) adja. E fölött a turbulens réteg fölött található az ún. Ekman-réteg, ahol a turbulencia lényeges, de nem kizárólagos meghatározója az áramlási és átviteli folyamatoknak. Ebben a rétegben általában valamilyen lezárási hipotézist alkalmaznak a turbulencia mint sztochasztikus folyamat magasabb rendű momentumainak alacsonyabb rendű momentumokkal történő kifejezésére, azaz az egyenletek lezárására. A régebben használt első rendű lezárásokat (a magasabb rendű momentumoknak az átlagokkal való kifejezését) ma már egyre inkább felváltják a modellekben a magasabb rendű lezárások, ahol a szórások és kovarianciák is explicit változók, és a lezárást a turbulens tömeg-, impulzus- és energiaegyenlet biztosítja.

Jelentős hatást gyakorolt a modellfejlődésre annak felismerése, hogy a felszín és a légkör közötti impulzusáram jelentős részéért a kisebb, szubgrid skálájú domborzati akadályok szél felőli oldalán történő nyomásnövekedés és a szélárnyékos oldalon észlelhető nyomáscsökkenés a felelős. Az 1980-as évektől kezdve jelentős erőfeszítések történtek e mechanizmus megértésére és a modellekbe való beépítésére (McFarlane, 1987; Kim és Lee, 2003).

A globálisan összehangolt modellezéssel párhuzamosan az elmúlt évtizedekben kiterjedt mérési programokat indítottak be a parametrizációk tesztelésére és javítására. Ide tartozik például a Mezoskálájú Alpesi Program (Mesoscale Alpine Program, MAP, Bougeault et al., 2001) vagy a sugárzásátviteli és felhő-parametrizációk tesztelését szolgáló Légköri Sugárzásmérési Program (Atmospheric Radiation Measurement Program, ARM, Ackerman és Stokes, 2003). Ezen kutatások legfontosabb felismerése az volt, hogy az éghajlati scenáriók előállításához

alkalmazott modellverziókat hatékonyan tesztelhetjük felszínmodellel összekapcsolva. Ez egy jó módszer a dinamikai mag és a parametrizációk együttműködésének vizsgálatára (Xie et al., 2004).

Óceáni Általános Cirkulációs Modellek

A világóceán vízkörzési modelljei (OGCM-ek) a légkörhöz hasonlóan a megmaradási törvények matematikai formuláinak, azaz a korábban említett hidrosztatikus primitív egyenletrendszer egyenleteinek közelítő megoldásán alapulnak. A két áramló közeg, a légkör és az óceán között alapvető különbség, hogy míg a légkör összenyomható, addig az óceán lényegében összenyomhatatlan. Az átlagosan mintegy 3–4 km mélységű világóceán vizét azonban mégsem tekinthetjük tökéletesen összenyomhatatlannak. Ennek egyik oka a mélységben uralkodó 300–400 bar nyomás, amely már jelentősebb mértékben megváltoztatja a víz sűrűségét. A másik, az óceáni áramlási rendszer kialakulásában sokkal fontosabb szerepet játszó ok, hogy a hőmérséklet és a sótartalom változásával a tengervíz sűrűsége is megváltozik. Ebből adódik, hogy az óceán globális vízkörzését *termohalin cirkulációnak* nevezzük. A légköri cirkulációt ettől eltérően a hőmérséklet- és nyomáskülönbségek tartják fenn, melyet ily módon *termobárikus cirkulációként* is definiálhatunk.

A csatolt éghajlati modellekben az OGCM-ek az AGCM-ekhez hasonlóan a teljes összecsatolt modellnek csak egy részmodulját alkotják. A csatolásokat a légkör és az óceán közötti impulzus-, hő- és vízgőzáramok, valamint az óceán és a tengeri jég közötti hőáramok és a sókoncentráció kiegyenlítődése jelentik. A légkörhöz hasonlóan az óceán vízszintes méretei is 3 nagyságrenddel meghaladják a függőleges méreteket. A tengervíznek a légkörnél 3 nagyságrenddel nagyobb sűrűsége miatt a horizontális és a vertikális áramokat meghatározó erők és mechanizmusok azonban itt nem válnak szét olyan nagymértékben, mint a légkörben. Az óceán geometriája a három nagy óceáni medencével, a kontinensekkel, mint áthatolhatatlan akadályokkal, a szűk tengerszorosokkal, valamint a tengerfenék igen jelentős domborzati különbségeivel teljesen eltér a légkörétől, amit a modellezésben figyelembe kell venni. Végül, mint fent említettük, a sótartalom okozta sűrűségkülönbségek miatt az óceán termodinamikája igen bonyolult. A tengervíz állapotegyenlete csak közelítőleg ismert. A napjainkban létező legpontosabb közelítés egy 27 tagból álló polinomiális kifejezés, melyet a modellekbe beépíteni ilyen formában nem lehetséges.

Az OGCM-ek egyik jelentős konstrukciós kérdése a vertikális koordináta és a diszkretizáció megválasztása. Sok modellben a közönséges descartesi z-koordinátát használják függőlegesen, melynek nulla szintje a felszín (Bryan és Cox, 1967; Bryan, 1969a, b). A modellek egy másik csoportja a fizikai oceanográfiában elterjedt sűrűségi, ill. potenciális sűrűségi koordinátázást alkalmaz. Ennek háttérben pontosan ugyanaz a megfontolás áll, mint a nyomási koordináta használatánál a légkörben: az áramlásokat és a hőcserét a légkörben a nyomási gradiens, míg az óceánban a (hőmérséklet- és sótartalombeli különbségek által létrehozott) sűrűségi gradiens irányítja. Egy harmadik típusú közelítés a hibrid koordináták alkalmazása, mely a felszínen magassági, a fenék felé haladva pedig fokozatosan sűrűségi koordinátázásba megy át (Sun és Bleck, 2001; Bleck, 2002; Sun és Hansen, 2003). A CMIP3 összehasonlításban résztvevő óceánmodellek mindegyikében már a

légkörihez hasonló felbontású horizontális rácsot használnak ($\sim 1^\circ$ meridionális és zonális felbontás).

Az óceán turbulens keveredési folyamatai a felszín közelében még a légkörnél is jóval kisebb átlagos méretűek, a cm-től a m-ig nyúló tartományba esnek. Ugyanez a helyzet a dinamikailag ugyancsak fontos szélkeltette hullámokkal. Ezek parametrizációja is lényeges az OGCM-ekben, ezért számos közelítés látott napvilágot (Large et al., 1994), amelyek hasonlóak a légkör felszínközeli rétegében alkalmazottakhoz. Az adiabatikus (külső hőcserementes), sűrűség szerint rétegződő mélyóceánban függőleges irányú keveredés döntően az 1-100 km közötti skálákon zajlik, amelyeket szintén parametrizálni kell. A földi méretekben mikroskálájú függőleges irányú óceáni keveredés és szállítás jelentősen befolyásolja az óceán hőfelvételét és a tengervíz vízszintes irányú sűrűségeloszlását. Ez utóbbi viszont már az évtizedes időskálájú óceáni áramlási rendszerekre gyakorol hatást. Ezért az az elterjedt vélemény, hogy e keveredési folyamatok parametrizációiban rejlő pontatlanságok jelentős mértékben növelik azt a bizonytalanságot, amelyet az óceán éghajlatalakító hatásával kapcsolatban a jelenlegi modelledmények mutatnak (Schopf et al., 2003).

A légkör néhány ezer km átlagos méretű, nagyskálájú örvényeinek (ciklonok és anticiklonok) megfelelőjeként az óceánban is megtalálhatók a sok energiát szállító, 10-100 km méretű geosztrófikus örvénygyűrűk. Ezek legtöbbször, a légkörhöz hasonlóan, hideg és meleg víztömegeket elválasztó frontálzónák (pl. a Golf-áramlat és a Labrador-áramlat határa) mentén találhatók. Az óceáni örvények azonban egyetlen jelenlegi óceánmodellben sincsenek meg explicit módon, csak parametrizált formában. A direkt formában történő OGCM-ekbe való bekapcsolásuk a jelenlegi legnagyobb kihívás az óceánmodellezés területén. Ezzel ugyanis lényegesen csökkenthetők lennének a keveredési és szállítási folyamatokkal kapcsolatos bizonytalanságok.

A légkörben a nagytérségű szállítás (~ 1000 km-es skálán) elsősorban az izobárfelületek mentén zajlik. A légkör analógiájára, az óceánokban elsősorban az azonos sűrűségű felületeken működnek a nagy térségre kiterjedő szállítási mechanizmusok. Ennek a fizikai oceanográfiában már jól ismert sajátosságának az OGCM-ekbe való beépítése nemrég történt meg, és jelenleg is fejlesztés alatt áll (Gent és McWilliams, 1990; Griffies, 1998). Fontos szállítási mechanizmusok lehetnek még az óceánban az ár-apály okozta keveredés és az óceánfenék topográfiájával való kölcsönhatás. Néhány modell már tartalmazza e folyamatok közelítő leírását, mint pl. a GFDL modell az ár-apály folyamatokét (Lee et al., 2006), más modellek pedig a fenékkal való kölcsönhatásokat (Beckman és Doscher, 1997; Roberts és Wood 1997; Griffies et al. 2005).

A napsugárzás tengervízbe történő behatolási mélysége, amelyet a víz tisztasága határoz meg, jelentősen befolyásolhatja a tengerfelszín vízhőmérsékletét (Sea Surface Temperature, SST). Ez a világoceán legfontosabb éghajlati változója (Paulson és Simpson, 1977; Morel és Antoine, 1994; Ohlmann, 2003). Majdnem minden OGCM tartalmaz valamely parametrizációt erre a hatásra, de csak kevés modellben található olyan bioszféramodul, amely a víz átlátszóságát legnagyobb mértékben befolyásoló klorofilltartalom változását le tudja írni. Az óceánok édesvíz bevétele, annak elterülése a nehezebb, sós víz felszínén, illetve a két víztípus keveredése a globális hidrológiai ciklus alapvető folyamatai. Ezek hatásait a modellek különböző mértékben tudják csak tükrözni.

A durvább felbontású OGCM-ek rácshálózatán a sekély szorosok egyáltalán nem jelennek meg, a melléktengek mesterséges „beltengerekké” válnak. Ezért ezekben a modellekben valamely mesterséges vízcserét kell előírni a kérdéses vízfületek és a nyílt óceán között (pl. Gibraltári-szoros, Boszporusz stb. vízcseréjének szimulációja).

Az AGCM-ekhez hasonlóan az OGCM-ek is tesztelhetők egyedi modelleként. Ekkor az óceánfelszínen uralkodó légköri állapotot az óceánmodell integrálásánál használt időlépcsőnek megfelelő átlagolásban kell megadni – ez általában lényegesen hosszabb, mint az AGCM-ek esetében, jellemzően 30–40 nap. Ugyanez a helyzet a tengeri jég peremfeltételeivel is.

A másik tesztelési forma az, amikor már a teljes csatolt légkör-óceán-tengeri jég modellt futtatják. Ez napjainkban a modellezés módszertanának önálló tudományos területe, ahol az egyes alrendszerek közötti impulzus-, hő- és vízáramok megadásában a mai napig fennálló jelentős bizonytalanságok okoznak súlyos problémákat. Ezeket részben még csak empirikus úton lehet áthidalni (ún. fluxus korrekcióval, melyről később esik szó). Az áramok hiányos, illetve pontatlan ismerete a modellek ellenőrzését is megnehezíti.

Földfelszín és Felszíni Réteg Modellek

A felszín-légkör kölcsönhatások – legyen szó akár szárazföldi, akár tengerfelszínről – az éghajlati rendszer kölcsönhatásainak valószínűleg legjelentősebb és rendkívül bonyolult csoportját képviselik, mivel a gyors és a lassú klimatikus alrendszereket kötik össze tömeg-, impulzus- és energiacsere útján. Az egész rendszer működése szempontjából kiemelt fontosságúak azok a kölcsönhatások, amelyek az erősen különböző reakcióidejű rendszerek között fellépnek (Seneviratne et al., 2006). A szárazföldi felszín talán a legbonyolultabb éghajlati alrendszer, hiszen rendkívül heterogén és a bioszféra alrendszert is magában foglalja. A bioszférát – az éghajlat alakításában játszott kiemelkedő szerepe miatt – a klimatológiában mindig külön éghajlati alrendszerként szokás kezelni. Ennek ellenére, a modellezésben használt biofizikai alapok és főleg a matematikai apparátus miatt, a modellekben mindig kapcsolt felszín-légkör-bioszféra részmodellek jelennek meg. A fentiek alapján nem meglepő, hogy az éghajlati modellszimulációk rendkívül érzékenyek bizonyultak a felszínmodellek választására nézve (Irannejad et al., 2003).

A legelső globális éghajlatmodellekben a talajmodellek szerepe arra korlátozódott, hogy konzisztens (a tömeg-, impulzus- és energiamérleg feltételeket kielégítő) peremfeltételeket biztosítsanak az AGCM számára (Manabe, 1969). Ennek megfelelően a felszínt energiaáramokat befogadó és kibocsátó kétdimenziós felületként tekintették. Egyetlen kivétel a víztartalom, ahol a felszín egy „edény”, melybe belefolyik a csapadék, párologtat és a víz egy része elfolyik belőle. Ettől a nagyon egyszerű kezelési módtól napjainkig a talaj-bioszféra modellek rendkívül nagy utat tettek meg bonyolultságukban és valósághűségükben egyaránt. Természetesen ez a talajmodellek egymástól való eltéréseinek növekedését eredményezte (Gates et al., 1999). A közelmúltban a felszínmodellek összehasonlítását és összehangolását célzó több projekt is megindult (Henderson-Sellers et al., 1995; Henderson-Sellers, 2006), melyek következtében a modellek eredményeinek egymástól és a mért értékektől való eltérése számottevően csökkent (Overgaard et al., 2006). Ehhez természetesen az egyre növekvő számú mérési adat is hozzájárult. Mindemellett elmondható, hogy talán ezek a részmodellek azok, amelyek napjainkban is a leginkább eltérő eredményeket adják az egyes globális

AOGCM-ekben (Randall et al., 2007). A légkörhöz képest igen sűrű és nagy ellenállású talajban – de általában a bioszférában is – a folyamatok mérete igen kicsi (1 μm – 1 m), időskálájuk viszont igen nagy is lehet (1 s – 1 év). Ezért ezeket a folyamatokat a modellekben parametrizálni szükséges.

A felszínmodellek fejlődése leginkább az általuk tartalmazott növényzeti modul flexibilitásán mérhető le. A legkorábbi modellek, amelyekben a vegetációval borított felszín vízvisszatartó hatása megjelent, az ún. SiB modell változatai voltak (Wilson et al., 1987; Sellers et al., 1986). A további fejlődés már olyan növényfiziológia bekapcsolásához vezetett, amely lehetővé tette a bioszférikus szén-dioxid áram modellezését is (Bonan, 1995; Sellers et al., 1996). A módszer optimalizációs problémaként kezelte a fotoszintetikus CO_2 felvétel és a transpirációs vízvesztés dinamikus egyensúlyát. A szükséges bemenő paramétereket műholdas megfigyelések szolgáltatták a teljes Földre vonatkozóan (Sellers et al., 1996). Később olyan növénymodellek jelentek meg, amelyekben már elkülönült a gyökérszóna (Arora és Boer, 2003; Kleidon, 2004), majd a többrétegű növényzet (Gu et al., 1999; Baldocchi és Harley, 1995; Wilson et al., 2003). Ilyen bonyolult bioszféra-almodelleket azonban a legtöbb AOGCM-be még nem építettek be, mert ezekhez nagyszámú bemenő paraméterre van szükség, s kalibrálásuk napjainkban még nem lehetséges. A mai modellekben már megtalálható a bioszféra évszakos fel- és leépülésével kapcsolatos CO_2 felvétel és leadás, valamint a talajbeli szén ciklus (Li et al., 2006), annak ellenére, hogy ezeken a területeken is csak hiányos mérési adatsorok állnak rendelkezésre.

A felszínmodellek talajjal kapcsolatos része többnyire inorganikus talajt tételez fel, amely homok, közepesen kötött talaj és agyag keveréke. A magasabb szélességeken (tajga, tundra) ugyanakkor organikus (sok szerves anyagból álló) talajokra (pl. tőzeglápra) végzik a számításokat, amelyeket vastag mohaszőnyeg borít. A mohatakaró korlátozza a talaj hőáramát és növeli a felszín-légkör szenzibilis és látens hőáramot (Beringer et al., 2001). Kezdetben az éghajlatmodellek a hótakarót csupán egyetlen réteggént kezelték, melyet a hóesés növelt, az olvadás pedig csökkentett (Dickinson et al., 1993). Az újabb modellekben már figyelembe veszik a hórétgvastagság változását a rácscellákon belül (Liston, 2004), valamint a hófúvást is (Essery and Pomeroy, 2004). A még ennél is bonyolultabb rendszerek többrétegű hótakarót (friss porhó, régi csonthó) is tartalmaznak az egyes rétegek közötti hőáramokkal együtt (Oleson et al., 2004). Erőfeszítések történtek a talaj fagyásának és felengedésének modellezésére is (Koren et al., 1999; Boone et al., 2000; Warrach et al., 2001; Li és Koike, 2003; Boiserie et al., 2006). A permafroszt területek modellezése azonban még napjainkban is gyermekcipőben jár (Malevsky-Malevich et al., 1999; Yamaguchi et al., 2005). A hótakaró és a növényzet optikai kölcsönhatásának eredményeként a növényzet részben elfedi a hó albedónövelő hatását (Betts és Ball, 1997), valamint késlelteti a tavaszi hóolvadást (Sturm et al., 2005). Így magasabb felszínközeli léghőmérsékletek alakulnak ki a modellekben (Bonan et al., 1992).

A kontinentális jégtakarók időbeli megváltozása, valamint a hegységek gleccserei általában nem szerepelnek explicit módon a modellekben. Sokáig az volt az általános vélemény, hogy a vastag jégtömegek termikus relaxációs ideje több ezer év, így kívül esik a modellezőket elsősorban érdeklő évtizedes időskálán. Azonban a modern távérzékelési módszerekkel végzett megfigyelések egyértelműen kimutatták a kontinentális jégtakarónak az elmúlt 20 évben tapasztalt felmelegedésre adott erőteljes válaszát (Rignot és Kanagaratnam, 2006; Velicogna és Wahr, 2006). Ennek megfelelően egyes modellezők dinamikus kontinentális jégmodellek használatával

kísérleteznek az eddigi rögzített határu jégtakarók helyett. A sarki jégtakarók kiterjedésének XXI. századra várható alakulása nagyon bizonytalan, s ez nehezíti a modellekbe való beépítést. A közeljövő legnagyobb kihívása egy reális fizikai-dinamikai jégmodell megalkotása, melyben a jégbeli feszültségeket is figyelembe veszik. Ebben helyet kapnának egyrészt a jégréteg növekedésének és olvadásának óceáni áramlatokra gyakorolt változásai, másrészt a jégtakaró háromdimenziós inhomogén szerkezete és a hőmérséklet-eloszlás is.

A felszínmodellek elsődleges célja a légkörrel való csatolás. Ugyanakkor egyes modellekben már megjelent a folyók vízszállításának és a lefolyásnak a figyelembevétele is (Sausen et al. 1994; Hagemann és Dümenil, 1998; Ducharme et al., 2003). Felismerték a fagyott talaj lefolyásra gyakorolt jelentős hatását is, amely gyakran vezet jelentős árvizekhez (Luo et al., 2003; Rawlins et al., 2003; Niu és Yang, 2006). Újabbban több felszín alatti szintet tartalmazó vízmodellt is csatolnak a felszínmodellekbe (pl.: Gutowski et al., 2002; York et al., 2002; Liang et al., 2003; Maxwell és Miller, 2005; Yeh és Eltahir, 2005), melyek alapvetően a kölcsönhatások időskáláját növelik, hiszen a sekélyszintű talajvíz és a mélyebb szintű karsztvíz egyaránt hőtárolóként és pufferként is működik.

A felszínmodellek tesztelése, validálása talán az egyik legnehezebb feladat, elsősorban a megfelelő mérések hiányában. A jelenlegi modellek által szolgáltatott felszín-légkör áramok látszólag elég jól harmonizálnak egymással és a mérési eredményekkel, de minthogy nagy belső szórásúak, ezért megbízhatóságuk megkérdőjelezhető (Henderson-Sellers et al., 2003). A folyók és vízgűjtők vízhozam-mérései jó diagnosztikai eszközök lehetnek a felszín-modellek átlagos teljesítményének ellenőrzésére. A távérzékelés lehetőségeit is tárgyaltuk korábban, de ilyen méréseket sem végeznek rendszeresen modellvalidációs céllal. Egy további reményt adó kezdeményezés az USA-ban az ún. mezonet-ek (állandó mezoskálájú mérő-poligonok) kialakulóban levő rendszere. Ezek elsődleges célja ugyan nem a felszínről, hanem a légkörben fellépő pusztító mezoskálájú rendszerekről (szupercellák, tornádók stb.) történő ismeretszerzés, de műszerezettségük a felszíni paraméterekre is kiterjed. A felszín modellezése egyébként is az éghajlatmodellezés leginkább interdiszciplináris ága. Benne szétválaszthatatlanul összevegyülnek az éghajlati, a hidrológiai és a bioszféra hatások megismerése. Remélhetőleg ezek az erős kölcsönhatások gyümölcsözően hatnak majd a témakör éghajlatmodellezési alkalmazásának fejlődésére is.

Tengeri Jég Modellek

Az AOGCM-ek mindegyike tartalmaz tengeri jég részmodellt annak ellenére, hogy a kontinentális jégtakaró a modellek döntő részében csak kényszerként van jelen. Ennek oka az a felismerés, hogy a tengeri jég termikus relaxációs ideje több nagyságrenddel kisebb (1-10 év). A modellek egyaránt tartalmazzák a tengeri jég dinamikájának és hőtanának elemeit: a jég mozgásának fizikáját, a jégen belüli, illetve a jég és a környező tengervíz közötti hő- és sótartalom átadási folyamatokat. Míg a valóságban a tengeri jég 10-10.000 m nagyságú, de csak néhány méter (< 10 m) vastagságú jégtáblákat alkot, a modellekben a tengeri jeget megszakítás nélküli jégtakaróként kezelik. Leírásukra a megfelelő egzakt fizikai elméletet, a reológiát használják, amely a nyírási feszültségek és az általuk létrehozott mozgás és alakváltozás közötti kapcsolatot határozza meg.

A jégmodellek termodinamikája elég nagy változatosságot mutat. A korai jégmodellekbe általában a Semtner (1976) által javasolt termodinamikai leírás volt beépítve, amely egy hóréteggel és alatta két (vízen felüli és vízbe merülő) jégréteggel számolt, melyek állandó hővezető képességűek és sótartalmúak voltak. Az amerikai GFDL modellben ma is ez a tengeri jégmodell fut kisebb javításokkal, amelyek a jégben található sólé zárványok és a hőkapacitás közötti kapcsolatot bevezetését jelentik (Winton, 2000). Más modellek újabb fizikai folyamatokat is figyelembe vesznek, mint például ezen sólé zárványoknak a fagyása és olvadása (Bitz és Lipscomb, 1999; Briegleb et al., 2002). Az egyes modellekben a tengeri jégfelszint különböző részekre bontják vízszintes irányban (pl.: partközeli mozdulatlan jég, nyílt tengeri sodródó jég stb.). A tengeri jégmodellek rácshálózata általában azonos az alatta fekvő óceánmodellével (azaz ráépül az óceánmodellekre, akárcsak a bioszféramodellek a talajmodellekre).

A hó- és jégfelületek albedója – azaz az általuk visszavert napsugárzás aránya – igen nagy szerepet játszik az éghajlati rendszerben, ezért a modellezők e mechanizmust lehetőség szerint egyre pontosabban parametrizálják. A parametrizációk az egzakt sugárzásátviteli elméletet keverik az empirikus közelítéssel.

A Modellek Összekapcsolása és a Kapcsolt Modellek Értékelése

Az éghajlati rendszer összetettsége és a parametrizációk megválasztása számtalan modellvariációs lehetőséget kínál az ezzel foglalkozó kutatócsoportok számára. Az éghajlatmodellezés elmúlt két évtizedes fejlődésének egyik nagy eredménye, hogy létrejött egy minden kutatóközpont által elfogadott és végrehajtott minőségellenőrzési és hangolási folyamat. Az éghajlatmodellek újabb és újabb változatait ez alapján elemzik – a folyamatot az alábbiakban ismertetjük.

A globális energiaegyensúly hangolása

Minden korszerű és nemzetközileg elfogadott globális éghajlatmodell átesik a globális átlagos energiaegyensúly hangolási folyamatán. Bármely klímamodelben globális átlagban szükséges az energiaegyensúly teljesülése a légkör felső határán. Ennek az egyensúlynak (azaz a világűr felé távozó terrisztrikus sugárzásnak) változatlanoknak kell lennie az antropogén éghajlatváltozás megindulása előtt (1860-ban) fennálló egyensúlyi állapothoz képest (megengedett eltérés $<10^{-1} \text{ W/m}^2$). Csak így lehet elkerülni a csatolt modellek típushibájaként jelentkező ún. „éghajlat-elcsúszást”, vagyis a modell-éghajlat szisztematikus hibáját. Az elcsúszás akár évszázados időskálán (a XX. és XXI. századra vonatkozó scenáriókban) is jelentkezhet, és eltakarhatja a tényleges éghajlati kényszerekre: például a napsugárzás, az üvegházhatás, az aeroszol-tartalom, a vulkanikus tevékenység megváltozására adott választ. Főként a felhő-parametrizációk pontatlansága, valamint az ebből következő sugárzásátviteli számítási hibák miatt a jelenlegi éghajlatmodellek jelentős része nem felel meg e követelménynek. Így a légkör felső határának globális átlagos sugárzási egyensúlya akár 5 W/m^2 értékkel is megváltozhat. A felhőparametrizációs sémában kiválasztott néhány paraméter szisztematikus változtatásával lehetséges a modellnek egy olyan beállítás (hangolása), mellyel helyreállítjuk a sugárzási egyensúlyt, és ugyanakkor biztosítjuk, hogy az elnyelt napsugárzás és a teresztrikus sugárzás a mért értékeket a lehető

legjobban megközelítse. Ez egyben lehetővé teszi a sugárzási hőbevétel valóságghú megosztását a légkör és a felszín, s kiemelten az óceánfelszín között. A hangolás egyik lehetséges módja, hogy a vízgőz sugárzáselnyelési tulajdonságait változtatjuk (mely érték csak nagy bizonytalansággal becsülhető). A teresztrikus sugárzás globális átlaga megközelítőleg 200 W/m^2 . A hangolással mintegy 1 W/m^2 (0,5%) változást lehet előidézni, s ez gyakran elegendő is.

A modellek értékelésének lehetőségei

A modellek értékelésének elengedhetetlen feltétele szerkezetük és fejlesztésük alapos, részletekbe menő szakmai-tudományos ismerete. Ez a feltétel azonban gyakran nem teljesül. Ekkor a modelleredmények interpretálásánál két lehetőség közül választhatunk. (1) A modellt egy képzelt éghajlati rendszerrel helyettesítjük, amely a valóságnak majdnem mindenben megfelel, tehát kételkedés nélkül megbízunk eredményeiben. (2) Számunkra ismeretlen működésű „fekete dobozként” értelmezzük, s ezért nem bízunk meg feltétel nélkül a modelleredményekben.

Ha viszont tökéletesen ismerjük a modellstruktúrát, azaz egyszerre szintetizáló, ugyanakkor részletes ismeretekkel rendelkezünk a modellről, akkor képesek leszünk elvégezni a modell és a modelleredmények együttes értékelését. A szintetizáló értékelésre jó példa, ha a modellt – bármilyen bonyolult is – egy egyszerű energiaegyensúlyi modellként tekintjük, melynek feladata csupán a globális sugárzási áramok és ennek alapján a felszíni átlaghőmérséklet jó reprodukciója. A megfelelő hőmérsékleti értékek az ilyen típusú modellekben szereplő vízgőz, illetve felhőzet visszacsatolási paraméterek megfelelő hangolásával könnyen elérhetők. A másik példa a modell analitikus értékelésére vonatkozik, amikor a modelleredményeket teljes bonyolultságukban, pl. a globális teresztrikus sugárzási mező formájában szemléljük, és ezt hasonlítjuk össze a valósággal. Ekkor a tényleges és a modellezett mező részleteinek azonosságait és különbözőségeit vizsgáljuk. Ezen túlmenően azt is kutatjuk, hogy az áramlások által szállított vízgőz, az abból kialakuló bonyolult felhőzeti mező és számos más tényező hatására hogyan változik a modellezett teresztrikus sugárzási mező.

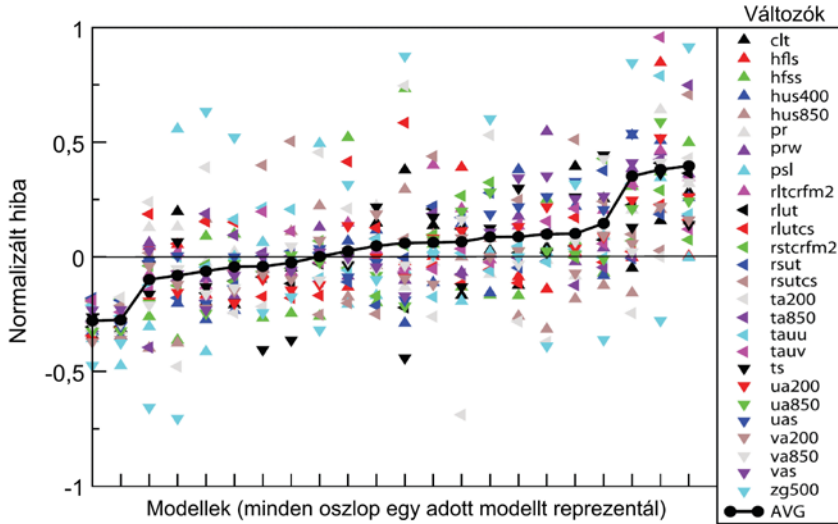
Az éghajlatmodellezésnek két alapvető célja van: Az egyik cél pusztán gyakorlati: minél realizisztikusabban leírni a közeljövő változó éghajlati kényszerhatások által létrehozott éghajlati képét. A másik pedig elméleti: minél jobb betekintést nyerni azokba a mechanizmusokba, amelyek ezt az éghajlati képet kialakítják. A két célhoz való együttes közelítésben ellentmondások léphetnek fel: a gyakorlati cél a szintetikus ellenőrzést, az elméleti cél pedig az analitikus ellenőrzést preferálja, igényli jobban. A modellfejlesztést és -ellenőrzést akkor tekinthetjük kiegyensúlyozottnak, ha ilyen ellentmondás nem lép fel. Napjaink rendkívül nagy bonyolultságú AOGCM-jei egyre több szerző véleménye szerint kisebb-nagyobb elhajlást jelentenek a mindenáron egzakt leírásra való törekvés irányába. Ugyanakkor senki sem akar végtelenül leegyszerűsített statisztikai modelleket, amelyek csupán egy vagy néhány kiválasztott sajátosság szempontjából optimálisak (Hoerling et al., 2006). A megoldást előreláthatóan a jelenleginél pontosabb előrejelző potenciállal rendelkező közepes bonyolultságú Föld-rendszer modellek (EMIC) fejlesztése adja majd. Ezek lényegesen egyszerűbbek a legfejlettebb AOGCM-eknél, tehát áttekinthetőbbek és könnyebben hangolhatók bennük az alapvető éghajlati visszacsatolási mechanizmusok. Egyben arra is jók, hogy megmutassák a hiányosságokat: azokat a folyamatokat, melyeknél egyszerűsített leírással nem

érhetünk célt, és ahol mindenképpen pontos fizikai háttérismeretekre, valamint megfelelő pontosságú matematikai leírásra van szükség.

Modellértékelési metrikák használata

Az ezredfordulótól napjainkig terjedő időszak talán legfontosabb újdonsága az éghajlatmodellezésben az objektív értékelés első eszközeinek megjelenése, amelyek túlmutatnak a fenti értékelési szempontokon és módokon. Ezek a modellértékelési mérőszámok vagy más néven modellmetrikák. A metrika olyan mérőszám vagy mérőszámegyüttes, amely kvantitatív módon adja meg azt, hogy egy vizsgált modell mennyire képes reprodukálni a jelenleg észlelt éghajlati sajátosságokat (Reichler és Kim, 2008; Gleckler et al., 2008). A metrikák alkalmazásának, vagyis az objektív értékelésnek a szükségességét természetesen a jelenlegi globális modellek számának ugrásszerű növekedése vetette fel (Meehl et al., 2006). A jelenlegi klíma azon aspektusai, amelyeket feltétlenül helyesen kell szimulálni ahhoz, hogy megbízható jövőbeli projekciókat kapjunk, nem ismeretesek. Korántsem biztos, hogy azon modellek, amelyek a legrealisztikusabb jelenbeli hőmérséklet-reprodukciókat szolgáltatják egy adott térségre, a jövőbeli hőmérsékleti eloszlások szempontjából is a legmegbízhatóbbak lesznek. Például Európa jövőbeli hőmérséklet-eloszlását nagy valószínűséggel magának az Atlanti-óceáni áramlási rendszernek és a poláris jet helyzetét meghatározó légköri ágának (Észak-Atlanti Oszilláció, NAO) jövőbeli állapota határozza meg. Észak-Amerika esetében viszont ugyanezt az ENSO óceáni-légköri cirkulációs rendszer jövőbeli állapota és annak a szubtrópusi jet helyzetére gyakorolt hatása befolyásolja. A metrikák bevezetésének és az optimális metrikák megalkotásának éppen az a célja, hogy az egyszerű empirikus következtetési mód helyett a fontosabb áramlási rendszerek állapotát jelző mennyiségek (pl. óceán-légkör fluxusok) legyenek a modellek prediktorai a jövőt illetően. A jól megválasztott metrikák átfogóan jellemezhetik az egyes modellek gyengéit és erősségeit, valamint a modellek átlagos teljesítményét.

A metrikák bevezetése arra is választ ad, hogy jelenleg miért nem lehet kiválasztani a legjobb modellt. Az 1.36. ábrán az eltérően színezett háromszögek a metrikákban figyelembe vehető különböző metrikus mennyiségeket jelölik (pl. „ts” a felszíni léghőmérsékletet). Az egyes oszlopokban a CMIP3 modell-összehasonlítási projektben résztvevő 22 modell hibája olvasható le 26 különböző paraméterre vonatkozóan. A modellhiba minden esetben a modellek hibaátlagával normált, így a 0-nál nagyobb értékek az átlagosnál nagyobb, míg a 0-nál kisebb értékek az átlagosnál kisebb modellhibákat jelölik. A vastag fekete vonallal összekötött körök a 26 meteorológiai paraméter (súlyozatlan) átlagolásával nyert átlagos modellhibákat mutatják. A modelleket – megnevezés nélkül – balról jobbra rangsorolja az ábra. Látható, hogy – talán az első két helyen álló modell kivételével – a metrikák közötti szórás nagy, tehát a „kiváló” modellek is lehetnek gyengék egyik vagy másik állapotátározó szempontjából.



1.36. ábra. A CMIP3 modell-összehasonlító nemzetközi projektben szereplő 22 modell hibája 26 különböző éghajlati állapotathatározóra vonatkozóan. A modellhibák a modelleredmények átlagos hibájával való összehasonlításban jelennek meg, tehát a 0-nál kisebb számok az átlagosnál kisebb, míg a 0-nál nagyobb számok az átlagosnál nagyobb hibákat jelentenek. A fekete vonal az egyes modellekre vonatkozó átlagos hibákat reprezentálja az összes paraméter felhasználásával. (Forrás: Gleckler et al., 2008)

Az éghajlatszimulációk főbb típusai napjainkban

A modellekkel végzett éghajlatszimulációk főbb típusai nem nagyon változtak meg az elmúlt évtizedek során. A szimulációtípusokat az éghajlati kényszerek futtatás során figyelembevevett értékei határozzák meg.

A **kontroll-futtatásokban** az éghajlati kényszerek (a napállandó, a szén-dioxid és más üvegházgázok, valamint az aeroszolok koncentrációjának) értéke állandó. A modellek tükrözik a napi és az évszakos változásokat, illetve a hosszabb időtartamú kvázi-periodikus jelenségeket, mint pl. az ENSO vagy a Madden-Julian oszcilláció (Madden és Julian, 1994). Egy jó minőségű modell futtatása során más változások nem léphetnek fel, a modellnek bizonyos idő után (az ún. felpörgési idő végére) egy kvázi-stacionárius állapotot kell elérnie. Leggyakrabban a jelen klímával, vagyis a Meteorológiai Világszervezet által elfogadott konvenció szerint a legutóbbi lezárt 3 évtized átlagértékeivel, az ún. éghajlati normálértékekkel hasonlítják össze a modelleredményeket. Mivel a jelen klímát nemcsak a jelenlegi éghajlati kényszerek, hanem azoknak a múltban akkumulálódott hatása is befolyásolja, ezek a futtatások elméletileg sem lehetnek hibamentesek. Feltételezik azonban, hogy az ilyen, ún. retardált hatások csekélyek.

Az **idealizált éghajlati szimulációk** azt a célt szolgálják, hogy az éghajlati folyamatokba jobb betekintést nyerjünk. Vannak olyan kísérletek, melyekben a CO₂ koncentráció növekedése pontosan 1%/év, s olyanok is, amelyekben a széndioxid-tartalom kezdettől 2-szerese, 3-szorosa stb. a jelenlegi értéknek. A legtradicionálisabb CO₂-duplázódási scenáriók egészen M. I. Budyko munkásságáig nyúlnak vissza, s a kontroll-futtatásokhoz hasonlóan ezeket is a stacionárius állapot eléréséig futtatják. Természetesen ezen szimulációk is „beépített hibával” terheltek, hiszen a kényszerek

időben folyamatosan változnak, s nem ugrásszerűen. E hibák ellenére, a korlátozott számítógépi kapacitás miatt egészen az 1990-es évekig csak ilyen szimulációkat futtathattak a kutatók. Az ezredfordulóra viszont már teljesen kiszorultak az alkalmazási gyakorlatból, helyüket a reális, időben változó kényszerekkel számoló szimulációk vették át.

Az időfüggő éghajlati kényszerekkel végzett szimulációk elvégzéséhez először megadják a feltételezett forgatókönyveket, amelyek között természetesen kitérítetett szerepet játszanak az antropogén kényszerek (az üvegházhatású gázok és az aeroszolok kibocsátásának, valamint a felszíni albedó változásának) scenáriói. A forgatókönyvek meghatározása igen összetett feladat, mely gazdasági szakértelmet, mérnöki és közigazgatási ismereteket, valamint komplex rendszerelemzést igényel. Ezért általában az IPCC koordinálásában globálisan e célra rendelkezésre álló emisszió-scenáriókat használják a modellekben. A különböző szimulációk között a közeli jövőre vonatkozó és az emberi tevékenység által okozott éghajlatváltozás megbecslésére irányuló scenáriók mellett végeznek a közelmúltra (az elmúlt 100 évre), a régmúltra (az elmúlt 1.000-10.000 évre) és a földtörténeti korok éghajlatára vonatkozó szimulációkat is (Hoffert és Covey, 1992; Hansen et al., 2006; Hegerl et al. 2006).

Miért kellene az egyszerűbb modellek, az EMIC-ek?

Az éghajlati rendszer működésének feltárásához hasznos, ha sok, különböző bonyolultságú modellel rendelkezünk, melyek mindegyike egy-egy konkrét kérdés megválaszolására alkalmas. Nincs értelme azon vitatkozni, hogy a bonyolultabb vagy az egyszerűbb modellek a jobbak. Ehelyett az a fontos, hogy olyan kérdéseket vizsgáljunk, amelyek megfelelnek az egyes modellek bonyolultságának.

Jelenleg a legösszetettebb éghajlatmodellek az AOGCM-ek. E modellek a mind több beépített éghajlati folyamat és modul révén az éghajlati rendszer dinamikájának egyre egzaktabb reprezentációját adják, s így a természet leginkább valóság-hű laboratóriumaiként szolgálnak. Az AOGCM-ek használatának legnagyobb korlátja jelenleg a grandiózus számítógép-kapacitás igény. Ezért, ha nem a világ legnagyobb teljesítményű szuperszámítógépén futtatunk egy ilyen modellt, csak néhány, több évtizedes időtávú szimulációt végezhetünk. Ez hátráltatja a bizonytalanságok feltérképezését és az ennél hosszabb távú futtatásokat.

A spektrum másik végén az ún. egyszerű éghajlati modellek állnak (Harvey et al., 1997). A legfejlettebb egyszerű klíma modellek a következő, nagyon magas fokon parametrizált (nagyon erősen egyszerűsített) modulokból állnak:

- a jövőbeli emisszió-scenáriók,
- a gázok és az aeroszol, illetve az aeroszol-prekursor anyagok kibocsátásából származó sugárzási kényszer számítása,
- a globális felszíni átlaghőmérsékleti válasz számítása,
- a hőtágulásból származó globális átlagos tengerszint-emelkedés, valamint a kontinentális és tengeri jégtakarók kiterjedésében mutatkozó válasz számítása.

Ezek a modellek sok nagyságrenddel kisebb számítási igényűek, így számos különböző scenárió kiszámítására alkalmasak. A bizonytalanságok a nagyszámú futtatás alapján jól számszerűsíthetők, mivel lehetőséget adnak az éghajlatváltozásnak valószínűségi eloszlásfüggvényekkel történő meghatározására, ami az AOGCM-ekkel lehetetlen. Az egyszerű klíma modellek egyik sajátossága az,

hogy bennük egyes érzékenységi és rendszerparamétereket az AOGCM-ek eredményei alapján lehet megadni, tehát az egyszerű modelleket az egyes AOGCM-ekhez lehet hangolni. Ily módon reprodukálhatók és kiterjeszhetők azok specifikus, globális skálájú outputjai (Cubasch et al., 2001; Raper et al., 2001).

Az EMIC-ek arra szolgálnak, hogy áthidalják az egyszerű klímamodellek és az AOGCM-ek közötti különbségeket. Erre sokféle EMIC-et fejlesztettek ki (Saltzman, 1978; Claussen et al., 2002). Az EMIC-ek általában leegyszerűsített légköri (AGCM) és/vagy óceáni (OGCM) almodelleket használnak. Felbontásuk elég durva, a folyamatok leírásához parametrizációkat alkalmaznak. Ugyanakkor általában az AOGCM-ekben figyelembevett minden folyamatot szimulálnak az EMIC-ekben is, a leginkább explicit módon az egyes alrendszerek kölcsönhatásait. Az EMIC-ek szabadsági foka - az AOGCM-ektől eltérően - több nagyságrenddel nagyobb a hangolható paramétereik számánál, ezért áttekinthető, és a velük végzett érzékenységvizsgálatok matematikailag kezelhetők. Az EMIC-ekkel több ezer éves integrálások is elvégezhetők, sőt egyes modellekkel a (mintegy 100.000 évig tartó) jégkorszakok szimulációja is lehetséges. Arra is alkalmasak, hogy velük a klímátörténet múltbeli érdekes időszakainak (pl.: a kihálási időszakoknak) az éghajlatát közelebbről megvizsgálhassuk. Legfőbb előnyük, hogy rajtuk keresztül jobban megérthetjük a nagytérségű éghajlati folyamatokat és visszacsatolási mechanizmusokat. A viszonylag kevés paraméter miatt széleskörű paraméter-érzékenységi vizsgálatra alkalmazhatók, amely segíti az egyes modellek bizonytalanságának meghatározását.

Jellegüknél fogva az EMIC-eket csak durva felbontásban futtatják. Eredményeik értékelésénél mindig figyelembe kell venni lehetőségeiket és korlátaikat. Sok EMIC zonálisan átlagolt (az óceán-szárazföld arányt figyelembe véve), tehát csak meridiális változásokra enged következtetni. Van, ahol a felhőzet, illetve a szélmező nem változtatható, más EMIC-ekben a globális napi időjárás (a szinoptikus helyzet) csak statisztikus-dinamikus formában van jelen. Fontos megjegyezni, hogy az egyszerűsítések mértéke nem határozza meg a modell pontosságát. Nagy térskálán a legtöbb EMIC outputjai jó egyezést mutatnak az AOGCM-ek eredményeivel, a mért és a proxy adatok átlagaival.

Fentiek alapján elmondható, hogy az összes rendelkezésre álló éghajlati modelltípus, azaz a teljes modellhierarchia együttes használata többletinformációt szolgáltat, ezért alkalmazásuk egyértelműen kívánatos.

Mennyire megbízhatók az éghajlat jövőbeli alakulásának előrejelzésére használt modellek?

Jelentős mértékben megbízunk abban, hogy az éghajlati modellek a jövőbeli éghajlatváltozás hihető mennyiségi becslését adják, elsősorban kontinentális vagy annál is nagyobb méretekben. Ez a meggyőződés abból ered, hogy egyrészt a modellek elfogadott fizikai alapelveken és törvényeken alapulnak, másrészt képesek reprodukálni a jelenlegi éghajlat észlelt sajátosságait és a múltbeli éghajlatváltozásokat. A modellbecslésekbe vetett hitünk bizonyos éghajlati változók (pl. a hőmérséklet) esetében erősebb, mások (pl. a csapadék) esetén gyengébb. Az éghajlati modellek - elmúlt több évtizedes fejlődésük ideje alatt konzisztens módon - a robusztus és vitathatatlan globális felmelegedés képét vázolták fel az üvegházhatású gázok átlagos légköri koncentrációjának emelkedése hatására.

Az éghajlati modellek az éghajlati rendszer fizikai-matematikai leképezései, amelyek nagyteljesítményű számítógépeken futtatható számítógépes programok formájában léteznek. A modellekbe vetett bizalom **első** forrása az, hogy olyan fizikai alaptörvényeken nyugszanak (mint a tömeg-, az energia- és az impulzusmegmaradás törvénye), melyek érvényessége vitathatalan.

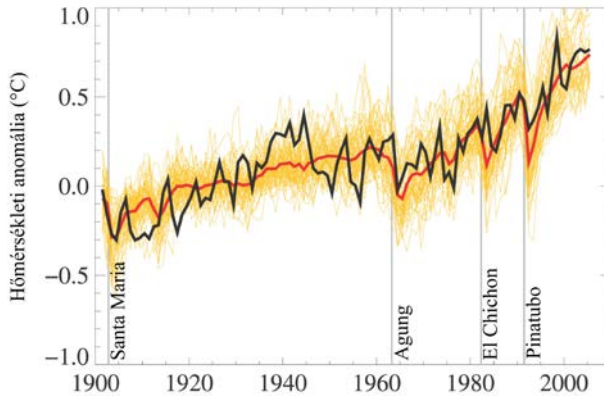
A bizalom **második** forrása azon alapszik, hogy a modellek képesek visszatükrözni a jelenlegi klíma legfontosabb jellegzetességeit. A modelleredményeket kiterjedten és rutinszerűen összevetik a légkörben, az óceánban, a jégtakaróban és a szárazföldi felszíni rétegekben végzett mérések adataival. Az elmúlt évtizedben részletes modellértékeléseket, összehasonlításokat hajtottak végre szervezett keretben. A modellek egyre pontosabban képesek reprodukálni számos éghajlati jellemzőt, mint például a léghőmérsékletet, a csapadékot, a sugárzást és a szelet, valamint az óceánfelszín hőmérsékletét, a tengeráramlatokat és a tengeri jég kiterjedését. A modellek ugyancsak képesek az észlelt éghajlati változékonyság számos megjelenési formájának szimulálására, viszonylag jelentős és egyre távoluló időskálán. Ide tartozik a monszunrendszerek ciklusa: beköszöntése és visszavonulása, a hőmérsékleti övek, a trópusi viharok pályái és az esőzónák évszakos eltolódása, valamint a trópusokon kívüli felszíni légnyomáseloszlás hemiszférikus skálájú ingása (az Északi és Déli áramlási gyűrűk). Néhány éghajlati modell csekély eltérést tartalmazó változatát kipróbálták évszakos időjárás-előrejelzések készítésére is. Ezek a modellek bebizonyították, hogy alkalmasak ilyen előrejelzések előállítására, ami azt jelzi, hogy rövid időtartamon belül is képesek megjeleníteni az általános légkörzés sajátosságait, és visszatükrözik az évszakos és évek közti változásokat. A fent felsorolt előnyös tulajdonságok következtében a modellek kielégítő pontossággal leírják a jövőbeli éghajlatváltozásban fontos szerepet játszó környezetfizikai és -kémiai folyamatokat.

A modellekbe vetett bizalom **harmadik** forrása abból fakad, hogy képesek az elmúlt korok éghajlatának és éghajlatváltozásainak reprodukálására. A modelleket felhasználták paleoklímák rekonstruálására, mint például a 6.000 évvel ezelőtti közép-holocén meleg éghajlatának modellezésére vagy a legutóbbi, 20.000 évvel ezelőtti glaciálmáximum klimatológiai viszonyainak elemzésére. A modellek – figyelembe véve a klímarekonstrukciók bizonytalanságát is – számos sajátosságot sikeresen tükröztek, mint például a világóceán nagymértékű lehűlését az elmúlt jégkorszak során. Ugyancsak sikeresen adták vissza a műszeres mérések időszakában lezajlott éghajlatváltozásokat. Ennek jó példája, hogy az elmúlt évszázad hőmérsékleti trendjét igen pontosan sikerült modellezni, ha a természetes és az emberi tevékenységből származó éghajlati kényszereket is figyelembe vették.

A modellek más észlelt változásokat is képesek tükrözni, mint például az éjszakai hőmérsékletnek a nappali hőmérsékletnél gyorsabb növekedését, a felmelegedés nagyobb mértékét az Arktisz vidékén, valamint a nagyobb vulkánkitöréseket követő rövid idejű globális lehűléseket (pl. a Mt. Pinatubo 1991-es aktivitása után). Az elmúlt két évtizedben (1990–2010) bekövetkezett felmelegedést a modellek szimulációi jól reprodukálják (1.37. ábra).

Mind ezek ellenére a modellek még napjainkban is jelentős hibákkal terheltek. Bár a hibák jellemzően kisebb térszkálájúak, a nagyobb skálákon is maradtak még komoly problémák. Hiányosságok mutatkoznak például a trópusi csapadékmennyiség, az ENSO és a Madden-Julian oszcilláció leírásában. A legtöbb hiba forrása az, hogy számos fontos, kis- és mikroskálájú fizikai folyamatot nem lehet explicit módon leírni a modellekben, csak közelítő módon, parametrizációk formájában vehetjük őket

figyelembe. Ez részben a számítógépi kapacitás korlátaiból fakad, de részben arra vezethető vissza, hogy korlátozottak a tudományos ismereteink, illetve a részletes mérési adataink ezekről a folyamatokról. Fontos hibaforrás az, hogy hiányosan ismerjük a felhők különböző fizikai paramétereit és az éghajlatváltozásnak a felhőzetre gyakorolt hatásait, vagyis a felhőzettel összefüggő visszacsatolási mechanizmusokat. Az eredmények jelentős szórása ellenére a modellek mindegyike számottevő melegedést jelez, amelynek nagyságrendje minden esetben megegyezik azon modellfüggetlen becslések nagyságrendjével, melyeket a megfigyelt klíma-változásból vagy paleoklíma rekonstrukciókból nyerhetünk.



1.37. ábra. A globális átlaghőmérsékleti anomália (°C) alakulása a XX. század során az 1901–1950 referencia időszakhoz viszonyítva. A műszeres mérések alapján meghatározott idősort reprezentálja a fekete vonal. Az egyes modellszimulációkból számított anomália idősorokat a sárga vonalak jelzik (összesen 14 különböző GCM 58 szimulációja látható a grafikonon), melyek átlagát a piros vonal mutatja. A függőleges szürke vonalak a nagyobb vulkánkitörések időpontjait jelzik. (Forrás: IPCC, 2007a)

Mivel a globális modellek által előrejelzett változások kisebb térszálakon kevésbé megbízhatóak, olyan egyéb módszerek kerültek kifejlesztésre – mint a leskálázás vagy a regionális klímamodellzés –, amelyek lehetőséget adnak a regionális és lokális skálájú éghajlatváltozás tanulmányozására, pontosabb előrejelzésére. Mivel azonban a globális modellek folyamatosan fejlődnek, és térbeli felbontásuk is fokozatosan javul, egyre inkább alkalmassá válnak az éghajlatváltozás finomabb skálájú sajátosságainak, mint például az extrém időjárási jelenségekben bekövetkező változások elemzésére. További javulás várható a regionális éghajlati modellbecsléseknél a felbontás növelésével, melyet a számítógépi kapacitás növekedése tesz lehetővé. A modellekben explicit módon megtalálható számos fizikai, biofizikai folyamat és kölcsönhatás, amelyek az éghajlatváltozás szempontjából – különösen hosszabb időskálán – fontosak. Ilyenek például a növények éghajlatváltozásra adott válaszai, az óceán biológiai és kémiai folyamatai, valamint a jégtakarók dinamikai leírása.

Összefoglalva elmondható, hogy a modellekbe vetett bizalom alapja fizikai hátterük, valamint a jelenlegi éghajlati viszonyok és a múltbeli éghajlatváltozások szimulációjában mutatott teljesítményük. Ahogy már említettük, különlegesen fontos szerepet játszanak az éghajlatváltozás szimulálásában és megértésében. Általánosan elfogadott, hogy az általuk szolgáltatott becslések megbízhatóak – különösen

nagyobb térségekre vonatkozóan. Ugyanakkor továbbra sem mentesek a hibáktól és korlátoktól (például a felhőfizikai folyamatok megjelenítésében), és ez bizonytalanná teszi az általuk előrejelzett éghajlatváltozás mértékét, időbeli lefolyását és regionális sajátosságait. A modellek a több évtizedes fejlődésük során azonban robusztus és megkérdőjelezhetetlen előrejelzést adtak a növekvő üvegházgáz-koncentráció okozta globális felmelegedésre.

1.2.3. Statisztikus leskálázás

Mika János

Mint ahogy az eddigiekben már láttuk, a légkör, a szárazföldek, az óceánok, a bioszféra és a krioszféra alkotta éghajlati rendszer egyike a valaha modellezett legbonyolultabb, nem lineáris rendszereknek. A figyelembe veendő méretskálák térben a felhőfizikai folyamatok milliméteres léptékétől az Egyenlítő hosszaiig; időben a másodperces élettartamú mikroturbulenciától a sok száz éves óceáni vízkörzésig tartanak. Nem meglepő, hogy mindezt egyetlen klímamodell nem is képes átfogni. Mind a számítógép-kapacitás véges jellege, mind a megfigyelő rendszer korlátaiból fakadó ismerethiány hibaforrásként jelentkezhet.

A globális klímamodellek korlátozott felbontása és az ebből eredő hiányos fizikai tartalma napjainkban még nem teszi lehetővé, hogy a Föld adott térségeire egyetlen lépésben megfelelő feltételes prognózisokat fogalmazzunk meg. Még ennél is kevésbé lehetséges, hogy mindezt a hatásvizsgálatok számára szükséges térbeli és időbeli bontásban adjuk meg. Ezért gyakran több lépésben és több párhuzamos eljárással próbáljuk meg vázolni a globális felmelegedés nyomán várható regionális sajátosságokat. Egy adott térség éghajlati átlagaiban bekövetkező változások becslésére szolgáló módszerek négy csoportba sorolhatók:

- A létező globális klímamodellek, amelyek felbontása ma még nem kielégítő.
- A globális modellekhez kapcsolódó beágyazott regionális modellek, melyek használatával legalább egy kitüntetett térségben (pl. Közép-Európában) egy-két nagyságrenddel, vagyis a mai legfinomabb napi időjárás-prognózisban használatos léptékig csökkenthető a modellben szimulált légköri képződmények alsó mérethatára.
- A globális modellek eredményeit csak nagy területi átlagok formájában felhasználó egyszerű statisztikai eljárások, amelyek a múlt adatsorain állapítanak meg egyidejű kapcsolatokat a helyi-, illetve a kontinentális léptékű folyamatok között, majd feltételezik, hogy e kapcsolatok a jövőbeli változásokra is érvényesek lesznek.
- Statisztikus leskálázási eljárások, amelyek a kérdéses térség szempontjából mérvadó cirkulációs mezőkből vagy típusokból kiindulva, azok „szinoptikus klimatológiai” statisztikáinak múltbeli ismeretét használják fel, ugyancsak feltételezve ezek állandóságát.

A globális modellek 100–200 km-es tipikus rácstávolsága (s ezért korlátozott fizikai tartalma), valamint a hatásvizsgálatok által megkívánt sokkal finomabb térbeli felbontás között ún. leskálázással teremthetünk kapcsolatot. Sajnos a fenti eljárások egyike sem ígér olyan mértékben megbízható eredményt, mint amit az éghajlati rendszer összes folyamatának egy rendszerként való, megfelelő felbontású modellezése nyújthatna. A leskálázáson a globális modellekből kinyerhető, durva felbontású eredmények és a térben részletesebb felbontású éghajlati információk közötti kapcsolatkeresést értjük. A fenti csoportosítás valójában ennek a leskálázásnak a módozatait adja meg: a leskálázás nélküli, nyers globális modell-eredményektől az egyre általánosabbá váló dinamikai leskálázáson át a két utóbbi statisztikai leskálázásig. Mivel könyvünkben az első két úton nyerhető eredmények más fejezetekben már szerepelnek, ezért itt csak a két utóbbi csoporttal, a statisztikus leskálázással foglalkozunk.

A térbeli leskalázást megalapozó statisztikai kapcsolatok bemenő adatai származhatnak a globális (félgömbi), a kontinentális, illetve akár a környező rácsponatok alkotta, regionális skáláról. A statisztikus leskalázás egyik célja lehet annak a közvetítő skálának a megtalálása, amely a megbízhatóbb nagytérségű átlag és a távol eső lokális mennyiségek, illetve a bizonytalanabb nagytérségű előrejelzés és az ehhez léptékben közelebb eső lokális skálák végletei között optimális pontossággal becsli a helyi változókat. Egyáltalán nem biztos azonban, hogy létezik ilyen optimum, továbbá ha létezne is, ennek léptéke függne a globális modell megbízhatóságától.

A „közvetítő” skála kiválasztása az utolsó nagy európai statisztikus leskalázási projekt, a STARDEX (Goddess et al., 2005) szerint történhet: (1) a legjobb korrelációk alapján; (2) többváltozós, lépésenkénti (stepwise) regresszióval; (3) főkomponens-analízissel (és ennek módzataival); (4) neurális hálók matematikai módszerének felhasználásával; (5) cirkulációs típusokkal; (6) trendanalízis alapján és (7) egyszerű próbálkozással.

Ugyanez a projekt a statisztikus leskalázási módszereket, illetve azok eszközeit a következőkben jelölte meg: (1) kanonikus korreláció elemzés, (2) neurális hálók elmélete, (3) regresszió elemzés, (4) cirkulációs indexeken alapuló csapadékbecsles, (5) feltételes időjárás generátorok, (6) fuzzy szabályok alkalmazása, (7) egyéb eljárások.

A következőkben két statisztikus leskalázási eljárást ismertetünk, melyek közül az első a megbízható, félgömbi skálájú modellezéshez társuló gyenge statisztikus kapcsolat módszert alkalmazza. A másik eljárás a nagy térbeli és időbeli részletességet igénylő modellezéshez kapcsolódó nagy pontosságú, meteorológiai szempontból is alátámasztott statisztikai kapcsolatokat ismerteti.

Egyszerű analógiák és statisztikus módszerek

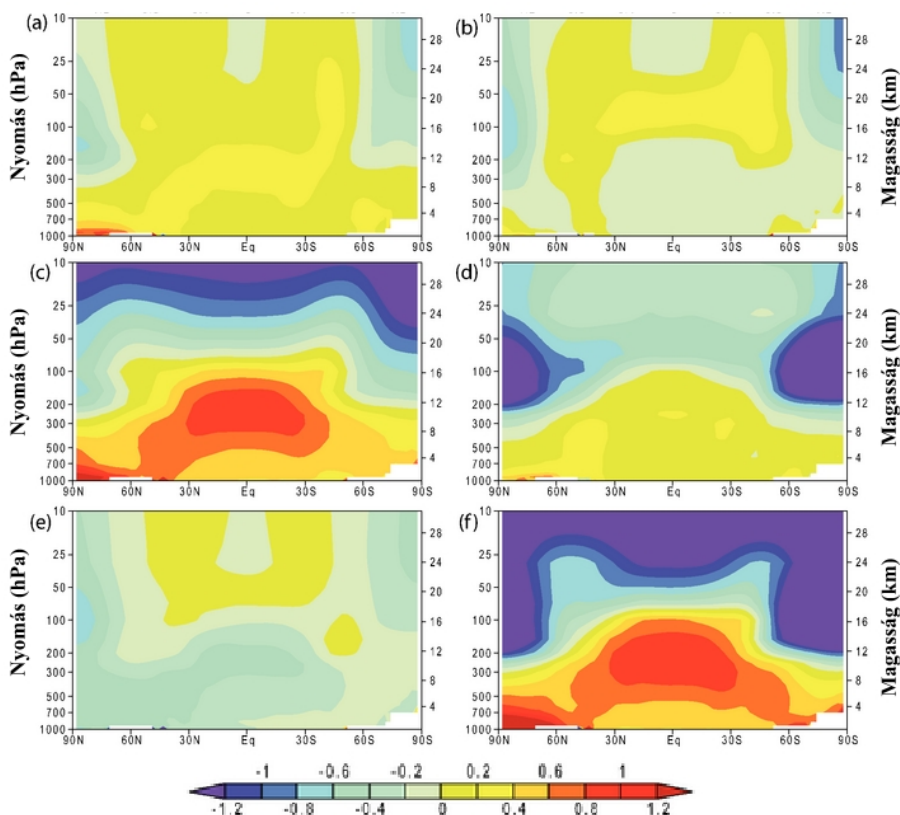
A legegyszerűbb analógiás és statisztikus eljárások részletes leírását egy korábbi írásunk (Mika, 1991) tartalmazza. Bár a tanulmányban bemutatott eljárások az elmúlt két évtizedben nem fejlődtek jelentős mértékben, a módszerekkel kapott eredmények továbbra is szerephez jutnak a regionális klímaváltozást összefoglaló publikációkban, jelentésekben (Falko et al., 2003). Az utóbbi évek kutatásaiban a hangsúly egyértelműen a modellezésre helyeződött át (MacCracken et al., 2003), az egyszerűbb módszerekkel nyert eredményeket már csak kisebb súllyal veszik figyelembe.

Az egyszerű módszerek léte annak köszönhető, hogy a múltból rendelkezésre állnak megfigyelt, illetve rekonstruált éghajlati adatok, valamint az ehhez tartozó, tényleges és közelítő globális indikátorok. A globális és regionális léptékű folyamatok között statisztikus kapcsolatok állapíthatók meg, melyeket – fennmaradásukat feltételezve – a jövőre is alkalmazunk. Egy másik lehetőség szerint elemzéseinkben a múlt melegebb időszakait tekintjük analóg periódusoknak.

A múltbeli analógiák és empirikus kapcsolatok természetesen nem vonatkoztathatók automatikusan a jövőbeli változásokra. Hiszen nincs arra biztosíték, hogy a különböző külső tényezők, amelyek e széles időskálán a földi klímát alakították, rendre ugyanolyan jellegű és mértékű helyi változásokat fognak okozni a jövőben, mint tették azt a múltban. Ennek ellenére az ilyen eljárások alapvető feltételezése, hogy a globális klíma alakulásával párhuzamosan fellépő lokális változások csak a globális jellemzők megváltozásának a mértékétől függenek. Így nem veszik figyelembe a változások kiváltó okait. Ez az ún. hasonlósági hipotézis

(a korai, egyensúlyi GCM-ek napállandó- és szén-dioxid kísérletei, illetve a vulkánkitörések tapasztalatai alapján) elfogadható közelítés a Földünkön folytonosan eloszló, globális külső tényezők esetében. Ugyanakkor, bizonyos lokális tényezőkre, mint a troposzférikus aeroszolkok vagy a földhasználat változásai, ez a feltételezés automatikusan nem érvényes, minden esetben külön vizsgálódást igényel a hipotézis elfogadása vagy elvetése.

Az 1.38. ábrán az egyik olyan modellszimulációt mutatjuk be, amely felhasználható a hasonlósági hipotézis vizsgálatára. Santer et al. (2003) öt különböző kényszerhatás vertikális és övezetes eloszlását vizsgálta a PCM általános cirkulációs modellben. Látható, hogy a hőmérsékletváltozások vertikális eloszlásában jelentősek a különbségek. Ugyanakkor a felszín közelében a változás – az e) ábrától eltekintve (szulfát aeroszolkok direkt hatása) – végig a pólusoknál, azon belül is az északi félteke esetén a legnagyobb (a déli féltekén bizonyára az antarktisi jégtömb hideg pólusa az akadály). Az egyezés semmiképpen sem elég pontos ahhoz, hogy ne maradjon kétséges a fenti hasonlósági hipotézis elfogadása.



1.38. ábra. A modellezett hőmérsékletértékek vertikális és zonális megváltozása ($^{\circ}\text{C}/100$ év) a XX. század során az alábbi kényszerek megfigyelt, illetve becsült változásainak hatására: a) napállandó, b) vulkánkitörések, c) egyenletes eloszlású üvegházgázok, d) troposzférikus és sztratoszférikus ózon, e) szulfát aeroszolkok direkt hatása, f) mind az öt hatás együtt. (Forrás: Santer et al., 2003)

Ezért tehát továbbra is bizonytalan igazságtartalmú feltételezésnek célszerű tekinteni a hasonlósági hipotézist, és az egyes időszakokban talált kapcsolatok esetén külön-külön is el kell végezni az összehasonlítást. Sőt, ha azok a múlt akár valamennyi vizsgált szeletén egyeznek is, még az sem bizonyító erejű a kapcsolat jövőben érvényes voltára, hiszen a változások kiváltó okai minden időszakban mások lehetnek.

Az egyszerűbb statisztikus leskálázások egyik alapvető eljárása a szeletelés módszere (Mika, 1988), amely csupán két számmal, a $\langle T \rangle$ északi félgömbi átlaghőmérséklettel és a ΔT kontinens-óceán léghőmérsékleti kontraszttal jellemzi a globális éghajlat ingadozásait. Adott száz évben a globális éghajlat különböző irányú ingadozásainak hatására ez a két változó egymástól statisztikailag függetlenül (zérushoz közeli korrelációval) alakul.

Az északi félgömbi átlaghőmérsékleteket és a kontinens-óceán kontraszt értékeit egyrészt a kontinensek fölötti léghőmérsékleti adatokból (Jones, 1994), másrészt a kétféle térszín kiterjedése szerinti lineáris súlyozással származtattuk. Az óceánok fölötti léghőmérsékleti adatsorok szerzői Folland et al. (1984). Az utóbbi két forrás frissített adatbázisai (Jones et al., 2000) az internetről származnak: <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/temp/jonescru/jones.html>. A szeletelés részletes levezetését Mika (1992a) ismerteti.

A módszer lényege, hogy az eredeti (1881-1980) idősorokat azonos hosszúságú (5, 9, 13, 17 és 21 elemű) alperiódusokra szakaszolja, majd az alperiódusok időátlagainak felhasználásával regresszió-analízist hajt végre, azaz:

$$Y = Y_0 + (\delta Y / \delta \langle T \rangle) \langle T \rangle + (\delta Y / \delta \Delta T) \Delta T + e, \quad (1)$$

ahol $(\delta Y / \delta \langle T \rangle)$ az Y és $\langle T \rangle$ közötti parciális regressziós együttható,
 $(\delta Y / \delta \Delta T)$ az Y és ΔT közötti parciális regressziós együttható,
 Y_0 regressziós konstans,
 Y a helyi változó átlaga,
 $\langle T \rangle$ a félgömbi középhőmérséklet átlaga a vizsgált időszakban,
 ΔT a félgömbi óceán-kontinens kontrasztok átlaga a vizsgált időszakban,
 e normális eloszlású változó.

A „szeletelés” célja az évenkénti bontásban nem szignifikáns kapcsolatok számszerűsítése az eredeti lineáris együtthatók torzítatlan becslése mellett. A két félgömbi változó korrelációja elhanyagolható mindegyik szelet esetén. Ez lehetővé teszi, hogy elkerüljük a két fizikailag elfogadható hemiszférikus hőmérsékleti karakterisztika multi-kollinearitásának problémáját.

A szeletelés módszere Lough et al. (1983) eljárásának javítása, akik két, 20-20 éves időszak lokális eltéréseiből következtettek a regionális változásokra. Arra, hogy a két fenti hőmérsékleti változó jól közelíti a globális felmelegedéssel kapcsolatban várható hőmérsékleti elrendeződést, a Cubasch et al. (1992) által közölt, első EOF sajátfüggvényekből következtethetünk. Ezek a kontinensek felett pozitív, a mérsékletövi óceánok felett negatív értékűek.

A nyári félévi hőmérséklet a három vizsgált hazai térségben (Kisalföld, Duna-Tisza köze, Észak-Tiszántúl) 1,0–1,6-szoros együtthatóval követte a félgömbi átlaghőmérséklet alakulását (1.1. táblázat). A hazai inhomogenitások egységes, országos korrekciója után az együtthatók értéke 2,0-nek adódott a szeletelés

egyensúlyi és nem-egyensúlyi változataiban egyaránt. A téli félévi hőmérséklet hazánkban a kontinens-óceán hőmérsékleti kontraszttal mutat 1,5–2,0 szorzójú kapcsolatot, amit a homogenizálás 1,9-re módosított (Mika et al., 1996). Mint Mika (1992b) kimutatta, a hazai hőmérséklet nyári félévi együtthatói jól illeszkednek a mérsékeltövi rácspontról kirajzolt együtthatóterképekhez. A téli félévben pedig nagyobb léptékben is teljesül az, hogy a rácspontri értékek sorozatának nincs kapcsolata a félgömbi átlaghőmérséklettel, bár a kontinens-óceán kontraszttal a kapcsolat Közép-Európa jelentős részén is érvényes.

Regressziós együttható	Nyári félév		Téli félév	
	EG	$\Sigma/6$	EG	$\Sigma/6$
Hőmérséklet (°C/°C)	$\delta T / \delta \langle T \rangle$		$\delta T / \delta \langle \Delta T \rangle$	
Kisalföld	1,5±0,5	(1,1 ±0,8)	1,8±0,1	1,6±0,4
Duna-Tisza köze	1,5±0,5	(1,0 ±0,9)	1,5±0,2	1,3±0,4
É-Tiszántúl	1,6±0,4	(1,2 ±0,8)	2,0±0,3	1,6±0,5
Csapadék (mm/°C)	$\delta P / \delta \langle T \rangle$		$\delta P / \delta \langle T \rangle$	
Kisalföld	-85±48	-114±40	(28±29)	(27±38)
Duna-Tisza köze	-79±29	- 84 ±34	(31±28)	48±34
É-Tiszántúl	(-36±30)	- 46 ±34	(-22±23)	(-10±25)
Napfénytartam (%/°C)	$\delta n / \delta \langle T \rangle$		$\delta n / \delta \langle \Delta T \rangle$	
Kisalföld	19± 7	18 ± 8	.	.
É-Tiszántúl	23 ± 5	21 ± 8	.	.

1.1. táblázat. A szeletelés regressziós együtthatói és hibaszórásai a Kisalföldre, a Duna-Tisza közére és Észak-Tiszántúlra. A nem-egyensúlyi együtthatóknál a számtani közepet ($\Sigma / 6$) adtuk meg. (Zárójelben a 80%-os szinten nem szignifikáns együtthatók szerepelnek.)

A félgömbi hőmérséklet kisebb emelkedésével párhuzamosan a hazai csapadékmennyiség a nyári félévben (-50–110 mm/°C együtthatóval) nagymértékben csökken (1.1. táblázat). A téli félévre jellemző csapadékösszeg kapcsolata a félgömbi melegedéssel a három vizsgált térségben nem egyértelmű.

Ugyanezen táblázat szerint a relatív napfénytartam a nyári félévben 20%/°C-os, igen erős együtthatóval követte a félgömbi átlaghőmérséklet alakulását a kérdéses időszakban. Valószínű, hogy az 1-nél jóval magasabb hőmérsékletváltozások együtthatóban a jelentős felhőzetcsökkenésnek is szerepe van, ami növeli a besugárzást az év meleg felében. A téli félévben a felhőzet egyik félgömbi változóval sem mutatott szignifikáns kapcsolatot.

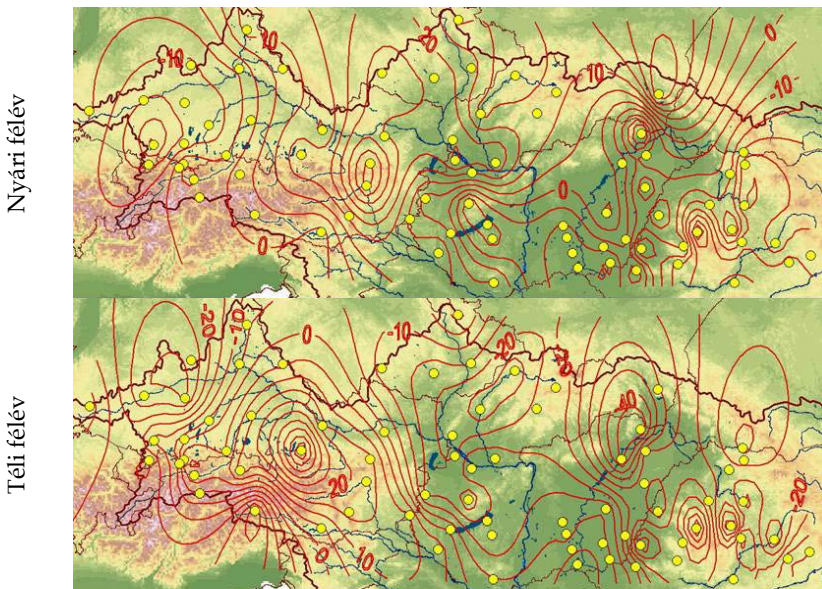
A szeletelésnél egyszerűbb közelítés az ún. instrumentális változók módszere, amellyel egy viszonylag rövid, globálisan melegedő időszakban számszerűsíthetjük a félgömbi átlaghőmérsékleti értékek és valamely helyi adatsor közötti lineáris regressziós kapcsolatot (Mika és Bálint, 2000). Ennek megfelelően a vizsgálatainkhoz felhasználált időszak az 1974 és 1998 közötti 25 év volt, amikor a félgömbi hőmérséklet erősen melegedő (+0,26 °C/évtized) trendet mutatott.

E módszert, mely lehetőséget nyújt egy lineáris sztochasztikus kapcsolat ($Y = Y_0 + b \cdot x$) b regressziós együtthatójának becslésére, Groisman és kollégái (Vinnikov, 1986) használták először a klimatológiában. Az eljárás (Kőrösi et al., 1990) alkalmazása abban az esetben ajánlott, amikor korrelációt feltételezünk a független változó megfigyelt és a függő változó reziduális értékei között. Egy instrumentális változó kritériumai a következők:

- nem-zéró korreláció a független változó megfigyelt értékeivel;
 - a korreláció hiánya a független változó hibáival;
 - a korreláció hiánya a regresszió maradékaival (hibáival) a független változóban.
- Egy Z instrumentális változó esetében a lineáris regressziós együtthatót az alábbi kovarianciák hányadosaként számítjuk ki: $b = \text{cov}(Y,Z) / \text{cov}(X,Z)$.

Közelítésünkben az X független változó a félgömbi átlaghőmérsékletek sorozata, Y az állomásonkénti helyi éghajlati elem, a Z instrumentális változó pedig egy 25 elemű vektor, amelynek komponensei az évszámok (1974, 1975, ..., 1998). Az alkalmazott módszer lehetővé teszi a regressziós együttható torzítatlan, pontszerű becslését. Ugyanakkor nehéz szignifikanciakritériumot megadni e becslésekhez (Vinnikov, 1986), ami kétségkívül hátrányt jelent a hagyományos regressziós közelítésekkel szemben, melyek hosszabb idősorokat követelnek.

A szeletelésben használnál rövidebb, de hazánk területét több állomással lefedő 1974-1998 időszakon alapuló regresszió-becslés szerint a monoton globális melegedéshez a téli félévben mindenütt csapadécsökkenés tartozott. A nyári félévben a csapadécsökkenés kiterjedt az Alföld és a Dunántúl nagy részére, viszont a Kisalföldön és a Tiszántúl északi részén pár százalékpnyi növekedés mutatkozott (1.39. ábra).



1.39. ábra. A 0,5 °C félgömbi melegedéshez tartozó százalékos csapadékösszeg-változások a nyári és a téli félévben (1974-1998 időszak)

A nyári félévre jellemző változás előjel és nagyságrend szerint illeszkedik a vizuális felhözetnek az instrumentális változók módszerével az Alpok és a Kárpátok térségére (annak 2,5°×2,5°-os hálózata) kapott regressziós együtthatómezőjéhez is (1.2. táblázat).

Téli félév	7,5°	10°	12,5°	15°	17,5°	20°	22,5°	25°	27,5°	30° K
52,5° É	-7%	-7%	-7%	-7%	-5%	-4%	-4%	-5%	-3%	-4%
50° É	-4%	-3%	-4%	-4%	-4%	-3%	-2%	-1%	-2%	1%
47,5° É	-4%	-3%	-3%	-2%	-5%	-4%	-1%	3%	6%	n. a.
45° É	-9%	-14%	-8%	-7%	-9%	-8%	-6%	1%	-5%	-1%

Nyári félév	7,5°	10°	12,5°	15°	17,5°	20°	22,5°	25°	27,5°	30° K
52,5° É	-1%	1%	2%	-1%	0%	0%	-3%	-5%	-2%	-2%
50° É	1%	4%	0%	-2%	-2%	-2%	-4%	-5%	-7%	-2%
47,5° É	1%	1%	0%	-1%	-5%	-5%	-4%	-7%	0%	n. a.
45° É	-6%	-11%	-10%	-11%	-14%	-17%	-16%	-7%	-12%	-10%

1.2. táblázat. A felhőzet változása 0,5 °C félgömbi melegedésre átszámítva az alpi-kárpáti térség 2,5 fokok négyzeteibe eső adatok alapján (1973–1996). A többségben levő, negatív előjelű változásokkal szemben, a felhőzet növekedésére utaló változásokat vastag betűvel jelöljük.

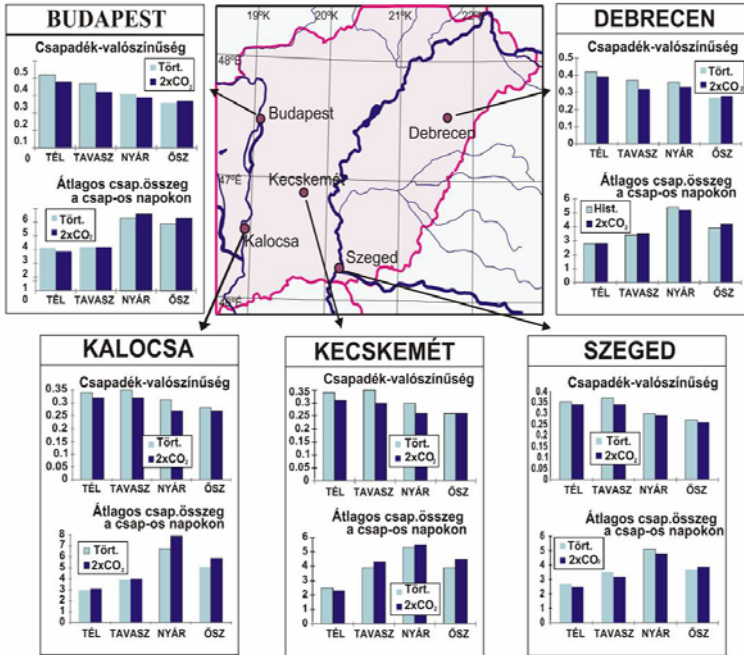
Cirkulációs mezőkből és típusokból kiinduló leskálázás

A fenti durva térbeli átlagból kiinduló eljárás szöges ellentéte a napi cirkulációs típusok alkalmazása, mely a szinoptikus előrejelzés – napjainkban már sok más információval, illetve a cirkulációs helyzet számszerű előrejelzésével is alátámasztott – eszköze.

Ezt a megközelítést a hazai kutatóhelyek közül elsőként az ELTE Meteorológiai Tanszékén alkalmazták, melynek egyik eredményét az 1.40. ábrán mutatjuk be. Az eljárás lényege, hogy egy objektív cirkulációs típusrendszer mindegyik tagjának bekövetkezése esetére meghatározzuk a vizsgált éghajlati elem várható átlagértékeit, valamint a cirkulációs típus fennmaradásához és bármely másik típusra való átváltásához tartozó korrelációs együtthatókat. Felhasználva az így kapott összefüggéseket, a cirkulációs típusok globális klímamodell által meghatározott múltbeli és jövőbeli gyakoriságait és az átmenet valószínűségeit, a várható változások jól becsülhetők.

Ennek a közelítésnek nem csupán az a gyengéje, hogy olyan részletességű bemenő adatokat vár el a globális klímamodelltől, amelyet megbízhatóan még nem képesek produkálni. Az is gond, hogy – mint azt az alábbiakban Mika (1993) nyomán megmutatjuk – ezek az anomáliák csak részben tudják leírni mindazon tendenciák összességét, ami az éghajlat változásakor végbemegy.

Tekintsük az alábbi diagnosztikai módszert annak számszerűsítésére, hogy mekkora hányadot tudunk leírni egy helyi változó havi vagy hosszabb időátlagának változékonyságából, ha ismerjük egy cirkulációs rendszer típusainak aktuális gyakoriságait, valamint ezek éghajlati átlagait. Ennek az eljárásnak (Mika, 1993) a lényegét lásd a következő oldalon!



1.40. ábra. A csapadék hullás valószínűségének, illetve a csapadékos napok átlagos hozamának alakulása a Hess-Brezowsky (1969) típusok objektív összevonásán alapuló statisztikus leskálzás alapján. (Bartholy et al., 1995; Bartholy és Matyasovszky, 1998)

Legyen a birtokunkban egy cirkulációs osztályozás (előre rögzített M darab típusal) és ennek a napi kódsorozata egy hosszabb időszakra. Vizsgáljuk a napi kódsorozatot egy-egy T időszakra (többnyire egy hónapra, de egyetlen vizsgálatnál ugyanakkor a hónapnak egymás utáni 4–24 évre vonatkozó átlagára), amit < . >-lel fogunk jelölni. Ezzel szemben, a teljes éghajlati periódusra (többnyire 30 évre, de egyetlen vizsgálatban akár 93 évre) vonatkozó időátlagot az adott hónapban { . }-lel jelöljük. Ez a jelölés vonatkozhat az I-edik cirkulációs típus (I = 1, 2, ..., M) qI gyakoriságára, de használni fogjuk egy adott A meteorológiai elem AI átlagos feltételes anomáliájára is az év adott szakára (azaz az adott hónapban), ahol a feltétel éppen az I-edik típus érvényessége az adott napon.

Jelöljük továbbá ΔAI-vel az illető elem átlagos feltételes anomáliáját, ahol a feltétel ismét az I-edik cirkulációs típus aktualitása. Legyen továbbá <.> az aktuális átlagtól való eltérés az adott T időszakban az adott I-edik típusra vonatkozóan, ami ugyancsak vonatkozhat a qI gyakoriságokra és az A elem aktuális időátlagára. Ezek alapján, elemi lépésekben levezethető (Mika, 1993), hogy az adott havi <ΔA> anomália felbontható az alábbi négy tagra:

$$\langle \Delta A \rangle = \sum_{I=1}^M \{qI\} \langle \Delta AI \rangle + \sum_{I=1}^M \langle q'I \rangle \langle \Delta AI \rangle + \sum_{I=1}^M \{qI\} \langle A'I \rangle + \sum_{I=1}^M \langle q'I \rangle \langle A'I \rangle \quad (2)$$

Az első tag nyilvánvalóan zérus, hiszen a teljes időszakra vett anomáliák szorzata, ezért a formula az alábbi alakba írható:

$$\langle \Delta A \rangle = C + P + M, \quad (3)$$

ahol $C = \Sigma \langle q \rangle \langle \Delta A \rangle$ az illető meteorológiai elem adott havi $\langle \Delta A \rangle$ anomáliájának az a része, ami a cirkulációs típusok gyakorisági eloszlásának szokásostól eltérő voltából adódik. Ez a típusok adott havi $\langle q \rangle$ gyakorisági anomáliáinak és a hozzájuk tartozó feltételes átlagok $\langle \Delta A \rangle$ szorzatainak összege, melyet a továbbiakban (tisztán) cirkulációs tagnak vagy összetevőnek nevezünk.

$P = \Sigma \langle q \rangle \langle A \rangle$ az adott havi $\langle \Delta A \rangle$ anomália azon hányada, aminek nincs kapcsolata a cirkulációs típusok gyakoriságával, minthogy ez a tag a típusok szokásos $\langle q \rangle$ gyakoriságainak és a típusokon belül az adott hónapban átlagolt $\langle A \rangle$ feltételes anomáliák szorzatainak összege. E tagot a továbbiakban fizikai tagnak vagy összetevőnek nevezzük.

$M = \Sigma \langle q \rangle \langle A \rangle$ a felbontás azon tagja, amelyben szerepe van mind a cirkulációs típusok szokásostól eltérő gyakoriságának, mind az adott típusba eső napok szokásostól eltérő anomáliájának is, minthogy ez a tag a típusok adott $\langle q \rangle$ gyakorisági anomáliáinak és a típusokon belül átlagolt $\langle A \rangle$ feltételes anomáliák szorzatainak összege. Ebben a tagban az játszik főszerepet, hogy nem mindegy hány egymás utáni napon áll fenn ugyanaz a cirkulációs helyzet, mint ahogy az sem, hogy milyen másik típusra következnek. Ezt a tagot kevert (vegyes) tag vagy összetevő elnevezéssel használjuk.

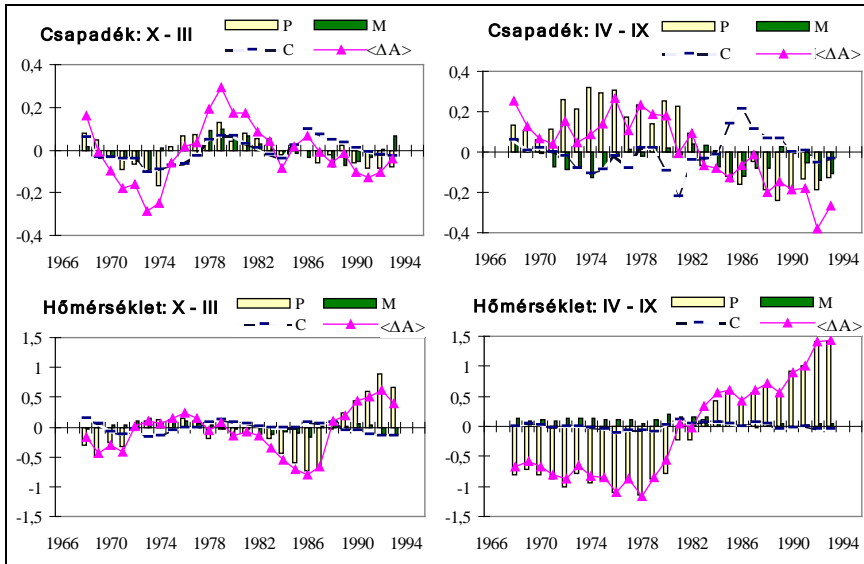
Ha csak arról van információ, hogy miként változik a cirkulációs típusok gyakorisága, akkor a teljes DY anomáliát a fenti C taggal közelítjük. Ha kiegészítő módszerekkel – tegyük fel – pontosan becsülni tudnánk az M tag értékét, a fizikai P összetevő akkor is kívül esne az anomáliának a cirkulációs típusokkal becsülhető részén.

Az általunk alkalmazott rétegzett mintavétel a Péczeley (1957) által definiált felszíni légnyomás típusaiból indul ki. A Péczeley-típusokról Barry és Carleton (2001) szinoptikus klimatológia monográfiája is említést tesz.

Az alábbiakban megmutatjuk, hogy milyen a fenti anomália-összetevők aránya a hőmérséklet és a csapadék havi anomáliáiban (Mika et al., 2005). A számításokat a Péczeley-típusok katalógusával végeztük el. A felhasznált napi hőmérsékleti és csapadékadatok Debrecen állomásról származnak az 1966 és 1995 közötti időszakból.

Az eredményeket legbeszédesebben az 1.41. ábra mutatja be, a debreceni idősorok tényleges és cirkulációs eredetű anomáliáinak kapcsolatán keresztül. A cirkulációs tag alakulása sok esetben még részlegesen sem követi a tényleges anomáliák alakulását! Megfigyelhető, hogy amíg a hőmérséklet esetében a P fizikai tag dominálja a lassú fejlődést (aminek a definíció szerint semmi kapcsolata nincs a cirkulációval), addig a csapadék lassú fejlődésében nincs olyan tag, amelyik a teljes 30 évben jól leírná a történetet.

Megjegyezzük, hogy ebben az esetben a fizikai komponens valószínűleg olyan lassan fejlődő folyamatokat is tartalmaz, amelyeket a cirkulációs típusokkal akkor sem tudnánk pontosan visszaadni, ha azok jobban megfogták az időjárás sajátosságait. A jelen éghajlatán alapuló feltételes átlagok ugyanis biztosan nem írhatják le a sugárzási mérleg eltolódásából, valamint a víz globális ciklusának gyorsulásából adódó lassú klímaváltozás helyi tendenciákra gyakorolt hatását.



1.41. ábra. A csapadék (felül) és hőmérséklet (alul) tényleges értékeinek, valamint cirkulációs, fizikai és kevert összetevőinek alakulása 5 éves mozgó átlagok alkalmazásával, félévenként összevonva. A függőleges tengelyeken az anomália értékek szerepelnek

Végül egy rövidebb időszak csapadékára vonatkozó felbontáson keresztül megmutatjuk, hogy nem csupán arról van szó, hogy az adott Péczely-féle makroszinoptikus típusok adják vissza gyengén az éghajlati anomáliákat. E vizsgálat célja annak tisztázása volt, hogy a Balaton vízgyűjtő területén a 2000 és 2003 közötti négy évben elmaradt kb. egy évnyi (25%) csapadék milyen arányban magyarázható a cirkuláció anomáliáival.

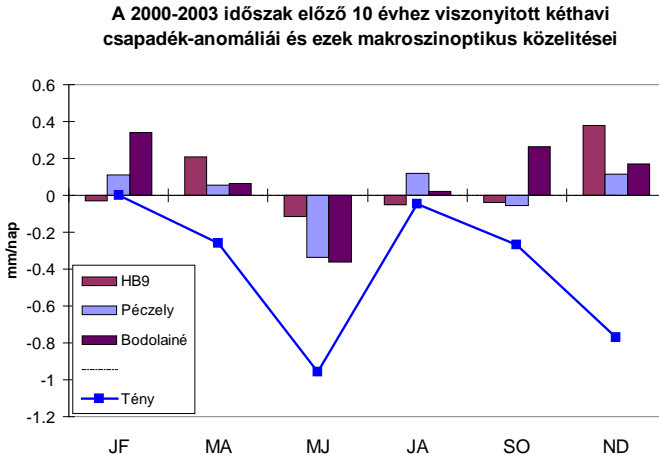
A teljes $\langle \Delta A \rangle$ és a cirkulációs C anomáliák összehasonlítását a hazai szinoptikus gyakorlatban ismert három osztályozásra végeztük el (Mika et al., 2010):

- a Hess-Brezowsky típusokból (Hess és Brezowsky, 1969) faktoranalízissel származtatott 9 európai léptékű típusra;
- a Közép-Európára nem csapadékszempontból készült, 13 osztályt definiáló Péczely (1957) féle osztályozásra;
- a hazai csapadékhozam cirkulációs magyarázatát célzó, 7 csapadékos típust, továbbá egy, a csapadék szempontjából érdektelen típust meghatározó, Bodolainé (1983) nevéhez fűződő osztályozásra.

A Hess-Brezowsky típusok objektív összevonásának lényege, hogy az eredetileg 30 típus mindegyikére Bartholy és Kaba (1987) által közreadott évi átlagos nyomásmezőket faktoranalízissel 9 új típusba vontuk össze (Mika et al., 1999). Ezek egyike továbbra is az eredeti, "nem besorolható" kategória.

Az (1) formula szerinti becslést a napi csapadék 2000. január 1. és 2003. december 31. közötti értékeire vizsgáltuk. A referencia időszak az 1990 és 1999 közötti tíz év volt. Mivel mind a vizsgált, mind a referencia időszak viszonylag rövid, a képletben szereplő paramétereket két-kéthavi összevonásban határoztuk meg. Így az évi szokásos csapadékmaximumot jelentő május-június, valamint a másodikmaximummal jelentkező november-december, illetve a minimális hozamú január-február külön csoportba került.

A (3) képlet szerinti cirkulációs becslés az 1.42. ábra tanúsága szerint csak kevésbé képes megmagyarázni, hogy miért volt az átlagosnál szárazabb a 2000–2003 időszak. Mindhárom cirkulációs tipizálás csak a legnagyobb negatív anomáliát produkáló május-június időszakban közelítette meg helyesen a tényleges anomáliák előjelét.



1.42. ábra. A tényleges kéthavi csapadék-anomáliák alakulása 2000 és 2003 között Siófokon, valamint három vizsgált makroszinoptikus típus felhasználásával a (3) formula szerint számított becslült cirkulációs eredetű anomália (az 1990–1999 közötti időszak, mint referencia alapján). JF = január-február stb. (Mika et al., 2010)

Szembevetendő az is, hogy nincs egyértelmű különbség a háromféle osztályozás között, annak ellenére sem, hogy az egyik osztályozás (Bodolainé, 1983) kimondottan a csapadék szinoptikus feltételeinek tanulmányozásával készült, míg a másik kettő csak a nagytérségű nyomási rendszerek helyzetét osztályozza.

Más megfogalmazásban: a tapasztalt anomáliákat a kisebb léptékű képződmények vagy a cirkulációs típusoktól független más (pl. mikrofizikai, esetleg bepárolgási) tényezők alakították a kérdéses időszakban. Márpedig, ha a fenti négy évre ez igaz, akkor az éghajlati átlagokra sem remélhetünk sokat a makrocirkulációs típusokon alapuló leskálzási eljárások alkalmazásával.

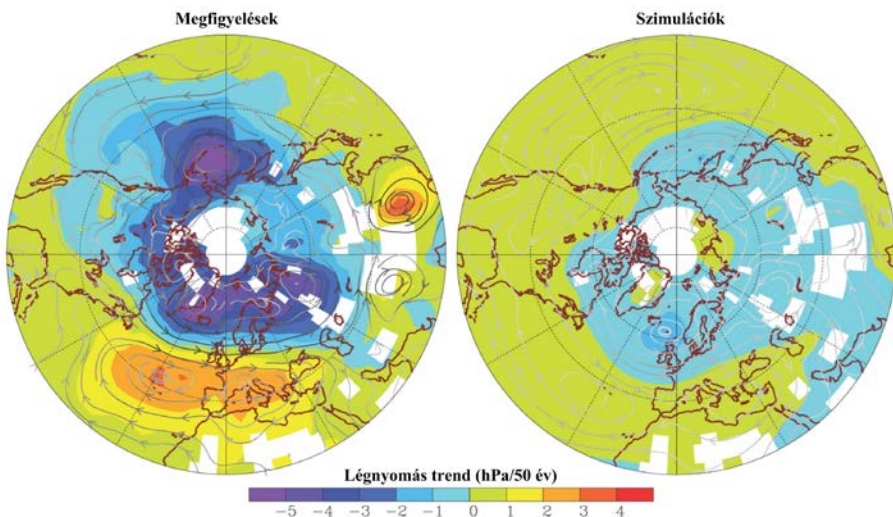
Összegzés

Az első, egyszerűbb módszerrel szemben (a helyi és nagytérségű adatok inhomogenitásai mellett) fő ellenérv, hogy a múltban nem volt pont olyan globális hatasegyüttes, mint ami a jövőben várható. Emiatt a statisztikai kapcsolatok extrapolálhatósága megkérdőjelezhető.

A második közelítés hiányossága, hogy csak a múltban érvényes ún. szinoptikus klimatológiát tudja felhasználni. Vagyis ha a globális modellek jól szimulálnák is a cirkulációs jellemzők változásait, a teljes képből akkor is hiányozna a klímaváltozásnak az a hányada, ami az új globális klímában a Föld más térségeiben alakul ki (pl. a vízgőztartalom növekedése következtében), de térségünkben lép fel a sugárzási energia függőleges átrendeződése miatt.

A cirkulációs típusok alkalmazását esetleg javíthatja, ha valóban objektív alapokra helyezhető és több vertikális szint meteorológiai változóra terjed ki a (Hirsch, 2006). E téren biztató, hogy a XX. század folyamán valóban jelentős ingadozások voltak kimutathatók az atlanti-európai térség cirkulációs viszonyaiban (Pongrácz et al., 2006b). Ugyanakkor elgondolkodtató, hogy a legkörültekintőbb statisztikai eljárások alkalmazásával is csak kis különbségek adódtak a makrocirkulációs jellemzők alapján (Matyasovszky, 2006), különösen a csapadék feltételes eloszlásai között. Mindez arra utal, hogy nagyon finom felbontású cirkulációs típusokkal kell rendelkezniünk ahhoz, hogy azok jól behatárolják a helyi időjárást. Márpedig az ilyen típusok előrejelzését még nem várhatjuk el a globális klímamodellektől.

Hiszen, amint ezt az 1.43. ábrán is bemutatjuk (Gillett et al., 2005), a modellek a jelenkori nagytérségű cirkuláció tényleges trendjeit évszakos átlagban sem jól szimulálják. Hogyan várhatnánk akkor tőlük a nagyon finom léptékek megfelelő reprodukálását, illetve az ilyen léptékű cirkulációs változások megbízható előrejelzését!?



1.43. ábra. A tengerszinti légnyomás trendjei 1955-2005 között a téli mezők tízévenkénti átlagai alapján (Gillett et al., 2005). Balra a megfigyelt értékeket ábrázoltuk (HadSLP2r), jobbra pedig nyolc globális klímamodell átlagos szimulációja látható. A szimulációkban az üvegházgázok, a szulfát-aeroszolok, a sztratoszférikus ózon, a vulkáni aeroszolok és a naptevékenység megfigyelt alakulását is figyelembe vették. Az áramvonalak a nyomásváltozásból geosztrofikus közelítéssel származtatott járulékos szélkomponenst jelölik, mégpedig a változás mértékével arányosan sötétedő rajzzal.

Végezetül hangsúlyozzuk, hogy a komplex statisztikai leskálázási módszerek nem hordoznak több biztos információt a regionális klímaanomáliákról, mint az egyszerűbb eljárások. Népszerűségük inkább annak volt köszönhető, hogy a számítástechnika és a modern matematika eszközeinek alkalmazásával nagy presztízsű publikációkat lehetett velük készíteni. Napjainkra azonban a statisztikus leskálázás iránti érdeklődést erősen visszavetette a beágyazott fizikai modellek, mint objektívebb és perspektivikusabb eszközök előtérbe kerülése.

1.2.4. Regionális éghajlati modellek

Bartholy Judit, Pongrácz Rita, Horányi András, Szépszó Gabriella

Mint ahogy azt az 1.2.2. alfejezetben láttuk, a globális éghajlati rendszer leírására elsődlegesen az AOGCM típusú modellek alkalmasak. Ez a modelltípus képes az általános cirkulációt és annak természetes és kényszerített változásait, azaz a különböző külső és belső kényszerek hatására bekövetkező klímaváltozásokat leírni különös tekintettel a légköri és az óceáni folyamatokra.

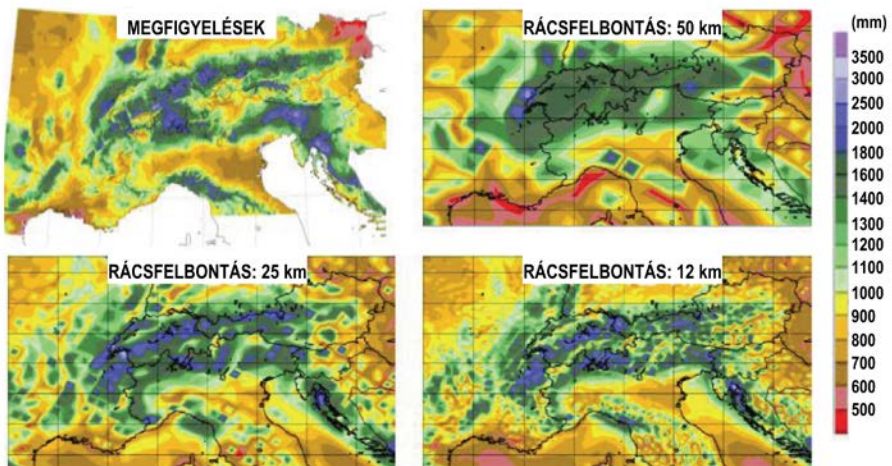
Az elmúlt évszázadra vonatkozó modellfuttatásokból következtethetünk a múltban lezajlott éghajlatváltozások okaira, s ezen információkat felhasználhatjuk a jövőre vonatkozó éghajlati becslésekhez (Stott et al., 2006). Az ensemble módszer alkalmazása, azaz a nagyszámú AOGCM-futtatások eredményeinek együttes elemzése lehetővé teszi a jövőre vonatkozó éghajlati becslések bizonytalanságának számszerűsítését. A jelenlegi AOGCM-ek tipikus térbeli felbontása 125 km és 400 km közötti, s ily módon az eredményeik is csak ezen a skálán értelmezhetőek. Ha ennél finomabb térbeli felbontással szeretnénk éghajlati becsléseket készíteni, akkor ún. leskalázásra (downscaling) van szükség. Ez a leskalázás alapvetően kétféle módszerrel történhet: dinamikus vagy statisztikus eljárással. (1) A dinamikus leskalázás során finom felbontású, többnyire légköri klímamodelleket használunk a teljes Földre vagy kisebb térségekre (kontinentális vagy annál is kisebb régiókra), melyekhez a szükséges kényszerfeltételeket az AOGCM-ek szolgáltatják. Ezek a finomabb felbontású modellek már lehetővé teszik a mezoskálájú hatások figyelembe vételét. Alkalmazásuk nagy számítástechnikai kapacitást igényel, valamint olyan parametrizációs sémákat kell kifejleszteni és használni, melyek ezeken a skálákon jól leírják a ráctávolságoknál kisebb folyamatokat (az időjárás-előrejelző modellekhez hasonlóan). (2) Az empirikus leskalázás során olyan statisztikus összefüggéseket használunk fel, melyek meghatározása az észlelt adatsorok alapján történt. Ez ugyan kevés számítási kapacitást igényel, de ehhez a közelítéshez nagy mennyiségű, jó minőségű, hosszú mért adatsorokra van szükség, melyek sokszor nem állnak rendelkezésre. A módszer legnagyobb hátránya az a feltételezés, hogy a múltban érvényes statisztikai összefüggések változatlanok maradnak a jövőben esetlegesen változó klíma esetén is, illetve, hogy a felállított kapcsolatok semmiféle ok-okozati viszonyt nem tételeznek fel az egyes vizsgált paraméterek között. A statisztikus alapú leskalázással az előző alfejezet foglalkozott részletesebben, a dinamikus leskalázás lehetőségeit viszont az alábbiakban tekintjük át.

A globális modellek dinamikus alapú regionalizálásához alapvetően három fő módszert alkalmazhatunk:

- egyenletesen finom felbontású légköri AGCM-eket, melyeket gyakran csak a légköri folyamatok leírására és kiválasztott rövidebb időszetekre futtatnak a rendkívül nagy számítási igény miatt (May és Roeckner, 2001; Coppola és Giorgi, 2005),
- változó rácsfelbontású modelleket (Déqué és Piedelievre, 1995), amikor olyan globális modelleket alkalmazunk, amelyek felbontása finomabb a vizsgálni kívánt területen és durvább a Föld másik oldalán,
- regionális éghajlati modelleket (jelölésük RCM, azaz „Regional Climate Model”), melyek ugyanazon fizikai törvényeken alapszanak, mint globális társaik, azonban a teljes Föld helyett csak egy kisebb térség folyamataira koncentrálnak. Első alkalmazásuk éghajlati leskalázásra Filippo Giorgi és munkatársai nevéhez fűződik (Giorgi és Mearns, 1991, 1999; McGregor, 1997).

Mindhárom módszer a légköri folyamatok dinamikai alapú leírására koncentrált, tartalmaznak szárazföldi almodult, viszont a kényszerfeltételek közül a tengerfelszín-hőmérsékletet és a tengeri jég kiterjedését mérési adatokból, illetve a meghajtó AOGCM segítségével határozzák meg.

A finomfelbontású globális modellek esetében a teljes Földön finomítjuk a modell rácshálózatát. Ezzel szemben a változó felbontású modellek olyan globális légköri modellek, amelyeknél a térbeli felbontás nem egyenletes: a kiemelt fontosságú területen (vagy esetleg több területen is) a rácshálózat finomabb. Az eddig alkalmazott legfinomabb felbontások néhányszor 10 km-es nagyságrendűek, bár újabban már van példa 10 km alatti felbontású globális klímamodellre is (Hay et al., 2006). Ezeknek a modelleknek nagy előnye, hogy a légköri rendszert továbbra is egészében, a teljes Földre tekintik. Hátrányuk azonban – az említett nagy számításigény mellett –, hogy az éghajlati rendszer többi komponensének (elsősorban az óceánnak) a hatását durvább felbontású modellkísérletekből veszik figyelembe, azaz nem lehetséges velük a kétirányú folyamatok leírása. Ugyanakkor azt is fontos megjegyezni, hogy a finomabb felbontású klímamodellek alkalmazása nem minden esetben ad pontosabb eredményeket egy adott térségre. Elsősorban azokban az esetekben várhatunk jelentős javulást, amikor erősen tagolt domborzatú területet vizsgálunk, és így a csapadékmező is nagy térbeli változékonyságot mutat (1.44. ábra). A finomabb térbeli felbontás miatt rövidebb időlépcsőt kell alkalmazni a modellek futtatása során, hogy a numerikus szimuláció stabilitása és pontossága megfelelő maradjon. Mivel az időlépcső finomítása mellett a térbeli felbontás horizontális finomítása mindkét irányban történik (a modell vertikális szintjeinek számát általában nem szokták arányosan növelni), ezért a szimuláció számítási időigénye harmadik hatvány szerint növekszik (a két térdimezió, valamint az időlépcső miatt). Így a finom felbontású klímamodellek futtatását legtöbbször csak 20-30 éves időszakokra végzik a nagy számítási igény miatt (Christensen és Christensen, 2007).



1.44. ábra. A különböző horizontális felbontású regionális modellekkel becsült csapadékmezők összehasonlítása a megfigyelt évi csapadékösszegekkel, 1961-1990. (Forrás: Christensen és Christensen, 2007)

Az RCM-ek csak a teljes Föld egy részére vonatkoznak, tipikusan egy kontinensre vagy annál is kisebb területre. Ebből adódik, hogy futtatásukhoz szükség van oldalsó határfeltételek megadására. A határfeltételek származhatnak ún. reanalízis mezőkből vagy globális szimulációkból. A reanalízisek a múltbeli légköri állapotoknak olyan analízisei, melyeket a legmodernebb adatasszimilációs technikák alkalmazásával és a lehető legtöbb mérési információ figyelembevételével állítottak elő, s amelyek a lehető legteljesebb információt szolgáltatják a modellek számára a múltra vonatkozóan. Ilyen például az Európai Középtávú Időjárás-előrejelző Központ által összeállított ERA-40 adatbázis (Uppala et al., 2005). A reanalízis adatokkal és a GCM-outputokkal meghajtott párhuzamos RCM-futtatások alapján lehetséges a GCM-ből származó átvett hibák és az RCM saját hibáinak elkülönítése, bár a kölcsönhatások nem-lineáris jellege miatt ez nem minden esetben könnyű és egyértelmű. Lehetőség van arra is, hogy az RCM-ek többszörös beágyazásával fokozatosan finomítsuk a felbontást a leskálázás során (pl.: Duffy et al., 2003). Az RCM-ek alkalmazásakor ügyelnünk kell arra, hogy az integrálást a célterületnél jelentősen nagyobb térségre végezzük el. Erre azért van szükség, mert az integrálási tartomány szélén – főként akkor, ha ez egy összetett domborzatú területtel esik egybe – a határfeltételekből adódóan az ott kapott értékek torzulhatnak.

Abban az esetben, amikor a változó felbontású modellekben a legfinomabb felbontás meghaladja a legdurvább felbontás mintegy háromszorosát, jelentős hibák léphetnek fel (Qian et al., 1999), s így nem tudunk tetszőlegesen pontos leírást adni a számunkra kiemelten fontos régiókra. Az RCM-eknél az okozhat problémát, ha térbeli felbontásuk több mint egy nagyságrenddel meghaladja a meghajtott határfeltételek felbontását (Denis et al., 2003), mert ez hibákat eredményezhet a két felbontás közötti méretskálájú folyamatok leírásában. Ugyancsak fontos szempont, hogy a meghajtott mezők sorozatának időbeli felbontása 12 óránál finomabb legyen, azaz az oldalsó peremfeltételeket megfelelően sűrűn vegyük figyelembe. A kiválasztott integrálási tartomány mérete befolyásolhatja a regionális modell-eredményeket. Amennyiben a modelltartomány túl nagy, úgy az RCM által leírt áramlási folyamatok túlságosan eltérhetnek a meghajtott adatok által meghatározott nagyskálájú áramlási viszonyoktól (Jones et al., 1995). Ha viszont túl kicsire választjuk az integrálási tartományt, akkor túlhangsúlyozzuk az e térséget jellemző nagyskálájú dinamikai folyamatok szerepét a mezoskálájú cirkulációhoz, valamint a felszíni kényszerekhez viszonyítva (Seth és Giorgi, 1998).

Az éghajlati modellek futtatása során (mind globális, mind regionális skálán) ún. felpörgési időt alkalmazunk annak érdekében, hogy a modelleredmények a kezdeti feltételektől független, már az egyensúlyi állapotot jellemző éghajlati viszonyokat írják le. A hagyományos légköri változók esetében ez a felpörgési idő csupán néhány nap, azonban például a talajrétegek hőmérsékleti és nedvességi viszonyai sokkal lassabban reagálnak a külső éghajlati feltételekre, ezért ezek igazodásához jóval hosszabb idő szükséges. Az 1-2 méter mélységű talajrétegeket is tartalmazó éghajlati modellek esetében néhány éves felpörgési időt szükséges alkalmazni (Christensen, 1999), így biztosíthatjuk, hogy a talaj éghajlati viszonyai konzisztensek legyenek a szimulált légköri viszonyokkal. A teljes éghajlati rendszer modellezése során számolni kell az óceán lassú, évtizedekig (a 3-dimenziós óceán esetében évszázadokig) tartó felpörgésével is – ennek módszereit azonban itt nem részletezzük.

Habár a GCM-ekhez viszonyítva a leskálázó modell térbeli felbontása jóval finomabb (napjainkban 10–25 km), ennek ellenére bizonyos folyamatok esetén

továbbra sem tekinthetünk el a parametizációk használatától. Parametizációkra olyan folyamatok leírásához van szükség, amelyek a rácsfelbontásnál kisebb méretűek és/vagy közvetlen leírásuk nem lehetséges. Ilyen folyamatok például a planetáris határreteg dinamikai folyamatai, a felszín-légkör közötti kölcsönhatások, a sugárzásátvitel, a felhők mikrofizikája és a konvektív folyamatok, melyekről bővebben az 1.2.2. alfejezetben esett szó. Az alkalmazott parametizációs sémák sok esetben megegyeznek a GCM-ekben használt parametizációs formulákkal, viszont számos olyan elemet tartalmaznak, amelyek pontosabb leírása regionális skálán elengedhetetlen. A nagyon finom térbeli felbontású modellekben a rács-hálózat elemei akár néhány kilométeres nagyságrendűek is lehetnek. Ekkor a konvekció esetén például nem feltétlenül igaz a parametizációs séma meghatározása során hallgatólagosan elfogadott valószínűségi feltételezés. E közelítés szerint egy adott rács-pont által reprezentált térségben elegendően nagy számú folyamat játszódik le ahhoz, hogy a feltételezett sztochasztikus kapcsolatot érvényesnek tekinthessük (Emanuel, 1994).

A regionális és a globális skálájú modellszimulációk eltérő rácsfelbontása miatt a különböző térskálán megjelenő cirkulációs folyamatokat is másképpen kell reprezentálnunk. Például a gyors, mezoskálájú cirkulációhoz, futóáramlásokhoz kapcsolódó, rácsfelbontás alatti skálán jellemző konvekció vagy a jelentkező felhőfedettség jelentősen eltérhet a GCM-ek esetén jellemző nagyobb skálájú cirkulációs hatásoktól. Ebből adódik, hogy a parametizációk használatával kapott eredmények pontossága függhet a leírni kívánt térségtől. Például a Grell-féle konvekciós sémában (Grell, 1993) a nagy skálájú troposzférikus kényszerek erősebben jelennek meg, míg a Kain és Fritsch (1993) által kidolgozott parametizációs sémában inkább a határretegére jellemző kényszerek érvényesülnek. Így a Grell-séma a nagyskálájú csapadék leírására alkalmas, a Kain-Fritsch-séma pedig a konvektív csapadék leírására. Az érzékenységi vizsgálatok során lehetőség van arra, hogy egy regionális modellel többféle parametizációt is kipróbáljunk, s kiválasszuk az adott térséghez legmegfelelőbbet.

A regionális skálájú modellezés bármely fenti módszert alkalmazva elsősorban arra hivatott, hogy leírja azokat az adott régió éghajlatában lényeges szerepet játszó folyamatokat, melyeket a GCM-ek nem képesek visszaadni. Ilyen regionális vagy mezoskálájú folyamatok lehetnek például: a trópusi viharok, a hegyvidékek hatása, a futóáramlások, valamint a regionális óceán-szárazföld kölcsönhatások. A szimuláció teljes hosszát és az alkalmazott térbeli felbontást úgy optimalizálhatjuk, hogy egyrészt a szimulációból elegendő időtartam álljon rendelkezésre a megfigyelt éghajlati jelenségek rekonstruálására (azaz lehetővé váljon a hosszabb múltbeli időszakokra vonatkozó tesztelés), másrészt a számításgigény ne legyen túlságosan nagy.

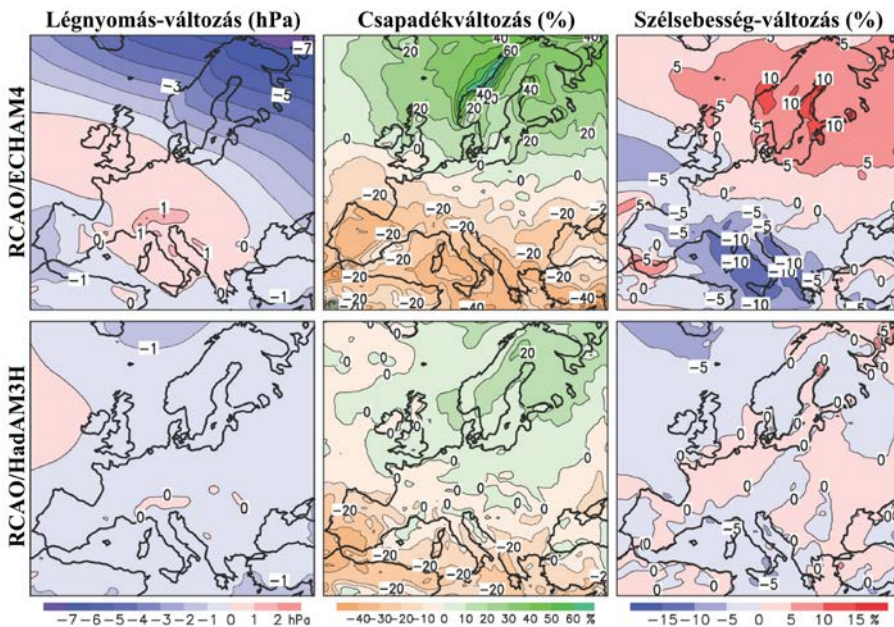
A leskálázás során tehát a regionális szimulációkkal lehetőség nyílik arra, hogy olyan jelenségeket is bevonjunk a modellezésbe, melyek a regionális éghajlat-változást érdemben befolyásolják, ugyanakkor a globális szimulációkban nem szerepelnek. Meg kell jegyeznünk, hogy a számítástechnika rohamos fejlődése a jövőben lehetővé teheti a GCM-ek felbontásának további finomítását akár a jelenlegi regionális szimulációk néhányszor 10 km-es felbontásáig. Ehhez azonban, mint fent utaltunk rá, nem csupán a számítástechnika fejlődése szükséges, de a részletesebb felbontás által megkívánt fejlettebb parametizációs eljárásoknak a globális modellekbe történő adaptálása is.

A finom felbontású regionális modellszimulációk számos mezoskálájú folyamatot képesek leírni, melyek intenzív csapadékképződéshez vezetnek – például az erős

konvektív feláramlásokat (Jones et al., 1995), valamint a regionális cirkuláció és a konvekció kölcsönhatását (Anderson et al., 2007). Ennek ellenére a nagyon intenzív, extrém csapadékokat továbbra is alulbecslik a regionális modellek, ám a még mindig durva felbontású GCM-eknél lényegesen kevésbé (Gutowski et al., 2007). A hőmérséklet vagy a szél extrémumaira szintén jóval pontosabb becslést biztosítanak az RCM-ek a globális modellekhez viszonyítva.

Nemcsak a szélsőséges, hanem az átlagos viszonyokat reprezentáló mezőket is pontosabban írják le a regionális modellek. Giorgi et al. (2001) vizsgálatai megállapítják, hogy a közel 10 km-es rácsfelbontású (azaz 100 km²-es területi elemeket tartalmazó) regionális modellek hőmérsékleti-, illetve csapadékhibái általában 2 °C-nál, illetve 50%-nál nem nagyobbak. A nagyskalájú cirkulációs mezőket mind a GCM-ek, mind az RCM-ek jól reprezentálják a mérsékelt övben és a magas földrajzi szélességeken.

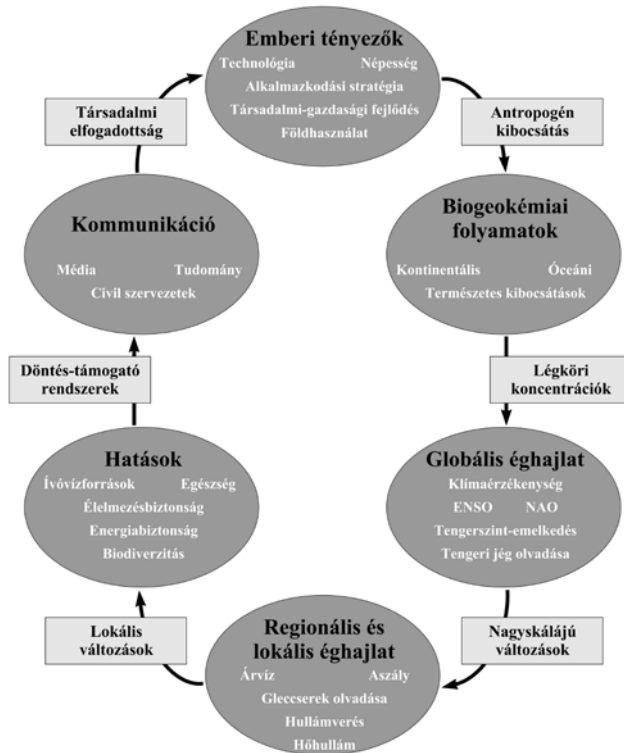
A leskálázási technikák alkalmazásánál lényeges korlátot jelent, hogy a szimulációk eredményei nagyban függenek a különféle forrásokból származó kényszer- és határfeltételektől (oldalsó perem-, valamint alsó és felső határfeltételek). Ez mindhárom dinamikus leskálázásra igaz, hiszen mindegyikhez szükséges tengerfelszín-hőmérsékleti adatokat és tengerjégadatokat bemeneti mezőként biztosítanunk. Az RCM-ekhez ezeken kívül még oldalsó határfeltételeket is meg kell adnunk.



1.45. ábra. Különböző GCM-ekkel meghajtott regionális modellbecslés az átlagos tengerszinti légnyomási mező, a csapadék és a szél várható változásának becslésére 2071–2100-ra, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: Rummukainen et al., 2004)

A sokféle közelítés és a párhuzamosan fejlődő parametrizációk miatt rendkívül változatos az egy-egy földrajzi térségre hozzáférhető modellek és modellverziók sokasága. Ugyanazon regionális modellel is juthatunk jelentősen eltérő

eredményekre annak függvényében, hogy mely globális modell adja a kezdeti- és határfeltételeket az RCM számára (1.45. ábra). A modelleredményeket több paraméterre is összehasonlítva a rendelkezésre álló mérési eredmények összességével, nem lehet egyértelműen megállapítani, hogy melyik verzió a legjobb. Például némelyik modell a hőmérsékleti mezőt képes relatíve kis hibával rekonstruálni, ugyanakkor a csapadékmezőt jelentősen alul- vagy felülbecsli. Egy térség klimatikus jellemzőinek leírására az a célszerű, ha nem csupán egyetlen modellszimulációt tekintünk, hanem a regionális modellszimulációk együttesét, s így egy-egy meteorológiai paraméter becslésére nem egyetlen értéket, hanem egy intervallumot adunk meg. Ilyen összehangolt együttes valószínűségi becslések már készültek Európára nagyszámú modellszimuláció felhasználásával. Míg a 2001–2004 között lezajlott PRUDENCE projekt (Christensen és Christensen, 2007; <http://prudence.dmi.dk>) keretében célidőszakként 2071–2100 szerepelt (A2 és B2 forgatókönyvre), addig ennek folytatásaként 2004–2009 között az ENSEMBLES projekt (van der Linden és Mitchell, 2009; <http://www.ensembles-eu.org>) keretében már 1951–2100 közötti hosszú időszakot felölelő, folyamatos futtatásokat végeztek (A1B scenárióra). A különböző projektekben végzett regionális modellszimulációk eredményei egy-egy régióra esetenként számottevően eltérnek egymástól, ezért a hatásvizsgálatok elvégzéséhez a jövőre vonatkozó projekciók bizonytalanságát számszerűsíteni kell.



1.46. ábra. A globális és regionális éghajlatváltozások hatásainak komplexitása, társadalmi-gazdasági kapcsolatrendszer, összefüggései

Mint ahogy azt az 1.46. ábra is illusztrálja, önmagában az éghajlati rendszer folyamatainak vizsgálata nem elegendő. Ahhoz, hogy a társadalom számára a klímaváltozásról és annak várható hatásairól hasznosítható és a mainál pontosabb információk álljanak rendelkezésre, mindenképpen szükséges a komplex rendszer jobb megismerése, s a modellezési folyamatok leírásának pontosítása. E cél érdekében indult a WMO (Meteorológiai Világszervezet) által koordinált újabb kezdeményezés, a jelenleg körvonalazódó CORDEX (<http://cordex.dmi.dk>) projekt, mely az egész Földre kiterjedő koordinált regionális éghajlati leskalázást tervez. A résztvevők 11 meghatározott régióra fókuszált finomfelbontású modellezésben vehetnek részt az előzetes tervek szerint. A megfelelő összehasonlítás érdekében a tervezett szimulációk mindegyikére egységes követelmények érvényesek a futtatás hosszára, s az alkalmazott rácsfelbontásra vonatkozóan.

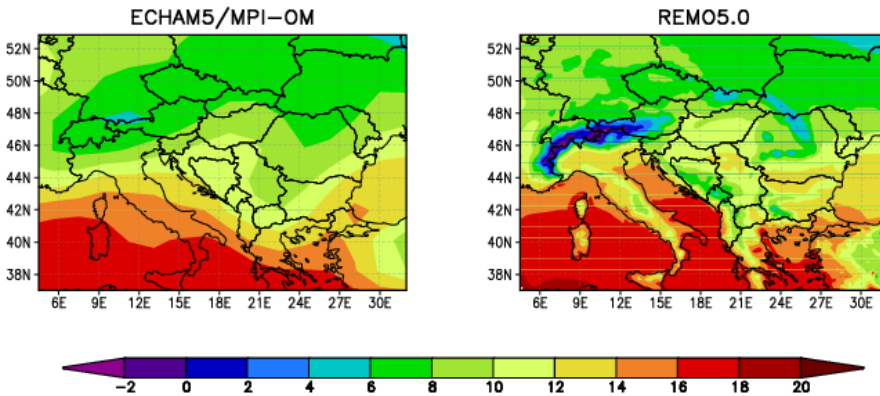
1.2.5. Az éghajlati modellek korlátai

Horányi András, Szépszó Gabriella, Bartholy Judit, Pongrácz Rita

Az éghajlati rendszer a légkör, az óceánok, a szárazföld, a jégtakaró és az élővilág olyan bonyolult együttese, amelyben az egyes komponensek között állandó kétirányú kölcsönhatások lépnek fel (minderről az 1.1. alfejezetben olvashattunk részletesebben). Ahhoz, hogy megismerjük az éghajlati rendszer komponenseit és megértsük a köztük lezajló folyamatokat, elsődleges eszközként matematikai modelleket használunk. Ezek a modellek arra hivatottak, hogy az éghajlati rendszer elemeit az azokat meghatározó fizikai törvényszerűségek matematikai leírásán keresztül jellemezzék. A modellek a valóság egyszerűsített változatát írják le ügyelve arra, hogy az egyszerűsítések ellenére a legfontosabb kölcsönhatások valósághűen jelenjenek meg bennük. A legbonyolultabb kiépítettségű ún. kapcsolt globális modellegyüttesek alkalmasak a teljes rendszer időbeli változásainak leírására is (parciális differenciálegyenletek formájában), s így képesek a jövőben várható tendenciák becslésére. A folyamatok kapcsolt modellrendszerek által leírt jövőbeli fejlődésének pontosítására léteznek a modellezésen kívül egyéb eszközök is (például statisztikus közelítések, mint ahogy azt az 1.2.3. alfejezetben láttuk), mindazonáltal kijelenthető, hogy a jövőbeli folyamatok leírásához a kiindulási alapot egyedül a fizikai törvények alapján készült modellezés eredményei szolgáltatathatják (még akkor is, ha statisztikailag igyekszünk ezeket a modelleredményeket pontosítani).

Ezek a modellek tehát képesek választ adni arra a kérdésre, hogy az éghajlat hogyan reagál a külső kényszerek megváltozására, például az antropogén eredetű szennyezőanyagok megnövekedett koncentrációjára, amelyek erőteljesen befolyásolják a légkör sugárzási viszonyait. Amennyiben a modellek jól reprezentálják az éghajlati rendszer egyes elemeit és folyamatait, úgy a külső kényszerek megváltozására is reális választ tudnak biztosítani. A globális klímamodellek ilyenfajta „előrejelzéseit” feltételes prognózisoknak, projekcióknak nevezzük, hiszen azok sikeressége nemcsak a modellek megbízhatóságától, hanem a változó külső kényszerek leírásának pontosságától is függ. Hangsúlyozzuk, hogy az éghajlati modellek nem alkalmasak arra, hogy adott időjárási eseményeket előrejelezzenek, azaz ezek nem ún. hosszútávú, évszakos skálára vonatkozó előrejelző modellek! Az elvárás velük szemben az, hogy az éghajlat leírására alkalmazott hosszabb időszak (tipikusan 30 év) átlagában megfelelően visszaadják a Föld éghajlati viszonyait, amelyeket statisztikai jellemzők segítségével (átlagokkal, szórásokkal, szélsőértékekkel, sűrűségfüggvényekkel stb.) írunk le. Ugyanakkor az éghajlatot ily módon reprezentáló földi átlaghőmérséklet vagy csapadékmennyiség olyan „globális” mennyiségek, amelyek nem sok információt hordoznak egy-egy régió viszonyairól. Ráadásul egy-egy kisebb terület éghajlatának viselkedése akár ellentétes is lehet a földi éghajlat globális alakulásával. Ezért elengedhetetlen a globális képet finomítani annak érdekében, hogy regionális vagy lokális léptékben is le tudjuk írni az éghajlat esetleges megváltozását. Az éghajlat regionális pontosításának legmodernebb eszközei szintén a numerikus modellek, méghozzá az ún. korlátos tartományú regionális klímamodellek. Ezek a régiókra alkalmazott modellek hasonló fizikai folyamatokat vesznek figyelembe, mint globális társaik, azzal a különbséggel, hogy már csak a légkörre, a szárazföldre, illetve esetleg az óceánokra koncentrálnak annak érdekében, hogy az adott terület éghajlatát minél pontosabban írják le. Mivel a regionális változások nem függetlenek a globális

folyamatoktól, ezért mindenképpen szükséges, hogy figyelembe vegyük a teljes éghajlati rendszer által „előírt” nagyskálájú kényszerek hatását is, amelyeket a globális modellek képesek számunkra szolgáltatni. A regionális klímamodellek tehát a globális modellek intelligens „nagyításaiként” funkcionálnak, de úgy, hogy olyan részleteket is felfednek a lokális éghajlatból, amelyek leírására a globális modellek alkalmatlanok (1.47. ábra). Az alábbiakban arra vállalkozunk, hogy a fentebb, illetve az előző alfejezetben leírt modellezési részletek alapján összefoglaljuk azokat a bizonytalansági tényezőket és esetleges korlátokat, amelyeket figyelembe kell vennünk az éghajlati modellek eredményeinek interpretációja során. Ezek számbavétele azért is elengedhetetlen, mert csak ennek ismeretében tudjuk a modellszimulációk eredményeit valószínűségi projekciók formájában számszerűsíteni és ezáltal objektíven értelmezni.

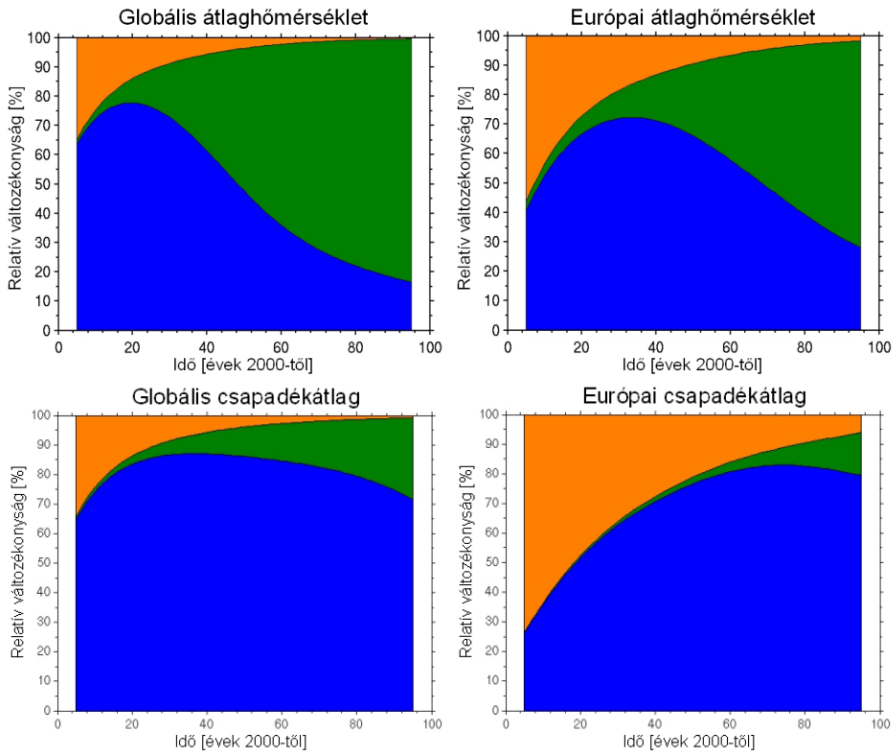


1.47. ábra. Az ECHAM globális és a REMO regionális klímamodell 1961–1990 időszakra vonatkozó hőmérsékleti szimulációja. (Forrás: Szépszó és Horányi, 2008)

Az éghajlati modellszimulációk bizonytalanságai

A globális éghajlati szimulációk egyik legbizonytalanabb eleme az emberi tevékenység és annak éghajlatra gyakorolt hatása. Csupán különböző feltételezésekkel tudunk élni arra vonatkozóan, hogy ez az antropogén hatás hogyan alakul a XXI. században. Nincsen egyértelmű elképzelésünk például arról, hogy a szennyezőanyag-kibocsátások korlátozására irányuló tárgyalások milyen eredményre fognak vezetni, vagy hogyan fog alakulni a légköri üvegházgázok koncentrációja a következő évtizedekben. A fenti bizonytalanság leírása érdekében különböző kibocsátási forgatókönyveket definiáltak (és definiálnak), amelyek megpróbálják leírni az antropogén szennyezőanyag-kibocsátás pesszimista, optimista és átlagos értékeit (Nakicenovic és Swart, 2000). Az egyes kibocsátási forgatókönyveket a modellek számára sugárzási kényszert kifejező információkká transzformálják, és ezekre alapozva végezhető el a globális modellek szimulációi. A klímamodellek a különböző mértékű légköri szennyezőanyag-koncentrációra különböző válaszokat adnak, tipikusan különböző mértékű globális átlaghőmérséklet- és csapadékváltozást vetítenek előre. A válaszok változékonyága pedig megadja azt a bizonytalansági intervallumot, amelyre fel kell készülni az éghajlat megváltozása tekintetében. Megjegyezzük, hogy az antropogén eredetű

szennyezőanyag-kibocsátás mértéke elsősorban hosszabb távon, azaz a XXI. század végére jelent érdemi különbséget a várható földi éghajlat vonatkozásában (az elkövetkező néhány évtizedre tehát gyakorlatilag nincs érdemi jelentősége annak, hogy az emberi szennyezőanyag-kibocsátás hogyan fog alakulni; ezt illusztrálja az 1.48. ábra). Természetesen a teljes bizonytalansági skála feltérképezése sokszor gyakorlati nehézségekbe ütközik, mert a klímamodellek több évtizedre vonatkozó alkalmazása igen számításigényes feladat, s nem mindig van lehetőség arra, hogy az összes kibocsátási forgatókönyvre lefuttassuk a modelleket és így minden eshetőségre megkapjuk az éghajlati választ. Azt is megemlítjük, hogy napjainkban már kezdenek újabb kibocsátási forgatókönyveket (Moss et al., 2010) használni belátva azt, hogy a hozzávetőlegesen egy évtizeddel ezelőtt felállított becslések pontatlanok voltak.



1.48. ábra. A klímamodell-szimulációk három legfontosabb bizonytalansági tényezőjének egymáshoz való viszonya a teljes Földre (bal oldali ábrák) és Európára vonatkozóan (jobb oldali ábrák) Hawkins és Sutton (2009, 2011) nyomán. A felső ábrák a hőmérsékletre, míg az alsók a csapadékra vonatkoznak. A kék terület a modellekből, a zöld a kibocsátási forgatókönyvekből, míg a narancssárga az éghajlat belső változékonyságából származó bizonytalanságot mutatja

Meglepőnek tűnhet, hogy a megfigyelési információk is tartalmaznak hibát, bizonytalanságot, s így még az elmúlt idők éghajlatát sem ismerjük kellő pontossággal, ugyanakkor mégis megkíséreljük, hogy az éghajlat jövőbeli változására is becslést készítsünk. Az ellentmondás annyiban áll fenn, hogy magát az éghajlatváltozás mértékét, illetve a modellek megbízhatóságát emiatt nem tudjuk

elegendően pontosan meghatározni, azaz ez is egy olyan korlát (bizonytalansági tényező), amit figyelembe kell vennünk a klímamodellek eredményeinek interpretálása során. Néhányan azt is vitatják, hogy egyáltalán van-e éghajlatváltozás: a globális átlaghőmérséklet valóban növekedik-e (a mérési módszerek és az adatok reprezentativitása megfelelőnek-e az idősorok elemzéséhez) vagy akár a paleoklimatológiai „proxy” adatok mennyiben tekinthetők hitelesnek. Ez utóbbi két kérdéskör nem témája e kiadványnak, s ezért nem is tárgyaljuk a továbbiakban. A közelmúlt (elsősorban az elmúlt 40-50 év) megfigyelési információi azonban fontos szerephez jutnak modelljeink tesztelésében, hiszen a klímamodellek minőségét a közelebbi múltra vonatkozó futtatások kiértékelése alapján határozzuk meg. Ily módon egyáltalán nem mindegy, hogy mi az a referencia, amihez viszonyítunk, különösen azt figyelembe véve, hogy a rendelkezésre álló adatbázisok között esetenként jelentős különbségek is előfordulhatnak (mivel ezeket más-más megfigyelések alapján, eltérő módszerekkel állítják elő). Mégis vitathatatlan, hogy a validációs információk lényeges adatokat szolgáltatnak a modellek értékeléséhez, fejlesztéséhez, mert feltételezzük, hogy ha a modelljeink jól képesek a múlt éghajlatát jellemezni, akkor megfelelőek lesznek a jövő éghajlatának leírására is. Logikailag és fizikailag semmi nem indokolja, hogy a modellek hibái hasonlóak a múltban és a jövőben, s egy múltra tökéletesen működő modell hibátlan lesz a jövőre vonatkozóan is. A fenti problémák a modellek fejlesztésével csökkenthetők, illetve jelenleg nem tehetünk mást, mint hogy a jövőre nézve változásértékeket, azaz a modellek jövőbeli és múltbeli eredményeinek különbségét adjuk meg. Ezzel azt tételezzük fel, hogy a múltbeli és a jövőbeli hibák elegendően közeliak lesznek egymáshoz. Célszerű azt is figyelembe venni, hogy az egyes modellek megbízhatósága aszerint is változik, hogy milyen területre, milyen paraméterre és melyik évszakra hajtjuk végre az eredmények validációját. Ezért a vizsgálatainkban sosem egyetlen modell eredményeire hagyatkozunk, hanem mindig több modell együttesét tekintjük, és a több modell eredményeinek szórása alapján alakítunk ki képet a projekcióink bizonytalanságáról vagy éppen bizonyosságáról.

A modellekben vannak olyan folyamatok, amelyeket nem tudunk közvetlenül (explicit dinamikai alapon) leírni, szerepük mégis nélkülözhetetlen a teljes rendszer jellemzése szempontjából: az adott folyamat leírására a modelleken belül ún. parametrizációs eljárásokat használunk (bővebben ld. az 1.2.2. alfejezetben). Fizikai parametrizációt alapvetően két esetben alkalmazunk: ha a modell rács távolságánál kisebb skálájú folyamatot akarunk figyelembe venni (erre tipikus példaként a konvektív jelenségeket említhetjük), illetve ha olyan folyamatot szeretnénk leírni, amelyet bonyolultságánál fogva nem tudunk teljes komplexitásában beépíteni a modellbe (például azok a fizikai folyamatok, amelyeket még napjainkra sem sikerült teljes alapossággal feltérképezni). Ma is az egyik legtöbb nyitott kérdést tartogató kutatási terület az, hogy hogyan módosítják az éghajlati rendszerben végbemenő változások a felhőzeti viszonyokat, illetve hogyan hatnak vissza a felhőzet folyamatai az éghajlati rendszerre. Az újonnan elért kutatási eredményeket folyamatosan építik be a modellekbe, mindazonáltal továbbra is számos olyan terület van, ahol nagy a bizonytalanság.

A parametrizáció segítségével leírt folyamatok mindig is közelítő jellegűek és esetlegesen pontatlanok lesznek. Ugyanannak a folyamatnak a leírására legtöbbször nem is egyetlen, hanem több séma létezik, s az egyes modellek gyakran különböző eljárásokat alkalmaznak. A pontatlanságok kiküszöbölésére a fejlesztők igyekeznek úgy hangolni a numerikus modelleket, hogy a parametrizációs eljárások optimális

módon kerüljenek beállításra az egyes fizikai folyamatok szimulálása tekintetében. A legfontosabb parametrizációkon keresztül megjelenő bizonytalanságok a csapadékképződéssel kapcsolatosak, s így a csapadékszimulációk azok, amelyek a legérzékenyebbek az egyes alkalmazott paraméterek megváltozására (ezt jól illusztrálja az 1.48. ábra).

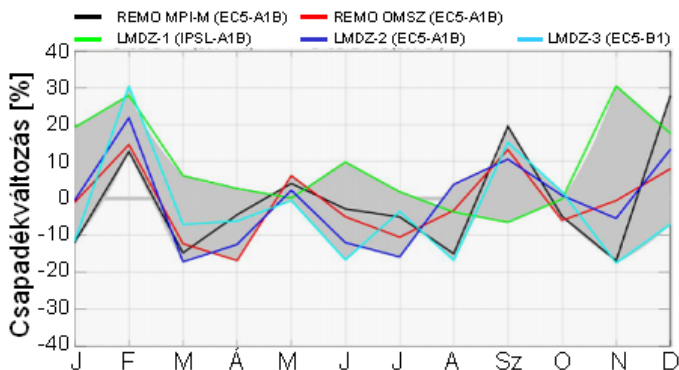
Regionális modellezés esetén a modelleredmények bizonytalanságának egyik lényeges eleme, hogy a regionális klímamodellek a nagyskálájú információkat egy globális modell eredményeiből veszik (ún. oldalsó peremfeltételekként). A korlátos tartományú modellekhez a határfeltételek megadása egyrészt azért szükséges, mert a regionális szimuláció jelentős mértékben függ az őt kormányzó nagyskálájú folyamatoktól, másrészt ez az egyenletek matematikai megoldhatóságának is feltétele. Ez alapján mind a globális modellek hibái, mind a két modellváltozat közötti csatolási mechanizmusok hatással vannak a regionális szimulációk megbízhatóságára. Elengedhetetlen a modellszimulációk hibáinak számszerűsítése annak figyelembevételével, hogy a különböző globális modellekből származó határfeltételek milyen szimulációs különbségeket okoznak a regionális modell-eredményekben. A tapasztalatok azt mutatják, hogy a különböző típusú határfeltételek hatása az évszázad közepéig nagyobb klímamodellezési bizonytalanságot jelent a fentebb már említett kibocsátási forgatókönyvekhez képest (1.48. ábra). A határfeltétel-csatolással kapcsolatos probléma nehézségét az adja, hogy az oldalsó peremfeltételek jelenléte egy mesterséges konstrukció, hisz a valóságban nem létezik semmiféle határ a vizsgált tartomány peremén. A feladat leginkább valóságghú megoldása a kétirányú csatolás, azaz amikor nem csupán a regionális modellben vesszük időről időre figyelembe a nagyskálájú kényszereket, hanem az ily módon meghatározott kis skálájú dinamika szintén visszahat a globális mezőkre. Ennek megvalósítása azonban rendkívüli számításgénye miatt nem reális, hiszen a határfeltételt biztosító, többnyire globális modellt a korlátos tartományú modellel szinkronban kell futtatni. Ennek köszönhetően a határfeltételek csatolása mindig a regionális modellek irányába történik, amire a modellfejlesztő központok igyekeznek minél jobb eljárásokat kifejleszteni.

A korlátos tartományú modellek finomabb térbeli felbontást alkalmaznak, és ily módon a felszíni jellemzőket (például a domborzatot) pontosabban tudják figyelembe venni, mint a globális klímamodellek. Ezek a felszíni jellemzők természetesen érdemi hatással vannak a felszínközeli áramlási viszonyokra: a részletesebb domborzat például pontosabb szélmezőt eredményez, illetve egy tó pontosabb reprezentálása lehetővé teszi a parti szél megbízhatóbb szimulációját. A regionális modellek másik nagy módszertani előnye a globális modellekhez képest, hogy a kisebb skáláknak jobban megfelelő parametrizációs eljárásokat tudnak figyelembe venni, és ezáltal az éghajlatot befolyásoló fizikai folyamatokat is pontosabban, realiztikusabban tudják leírni. A nagyobb felbontás és a pontosabb fizikai parametrizációs eljárások mellett is a regionális modellek számításgénye kisebb, mint a globális modelleké, s ezért van a kisebb országokban (például Magyarországon) is lehetőség ilyen modellek helyi futtatására. Természetesen a regionális modellek fent említett „elméleti” előnyeit a gyakorlatban is vizsgálni és tesztelni kell annak érdekében, hogy a globális eredményekhez általuk hozzáadott többletinformációt illusztrálhassuk (ezt demonstrálja az 1.47. ábra, ahol egyértelműen kivehető – elsősorban az összetett domborzat felett – a regionális modell hozzáadott értéke a globálishoz képest).

Természetesen a regionális klímamodellek hibája sem elhanyagolható: rájuk is érvényesek a fizikai parametrizációs eljárásokból adódó nehézségek, mindegyik regionális modell (is) kisebb-nagyobb mértékben érzékeny a felszíni jellemzőket leíró adatbázisok pontosságára, a modellezett tartomány méretére, illetve az alkalmazott térbeli felbontás finomságára. Jelenleg a regionális klímamodellek tipikus horizontális felbontása a 10–25 km-es skálán mozog (Magyarországon is ilyen modellek állnak rendelkezésre), ami behatárolja a dinamikai és fizikai folyamatok leírásának pontosságát is. Például ma még a nem-hidrosztatikus közelítést alkalmazó klímamodellek igen ritkák a végrehajtásukhoz szükséges számítógépes kapacitásigény miatt.

Záró gondolatok

Ebben az alfejezetben elsősorban arra hívtuk fel a figyelmet, hogy ugyan a (globális és regionális) klímamodellek számos hiányossággal, pontatlansággal bírnak, de nincsen alternatívájuk az éghajlat nagy- és kistérségű jövőbeli fejlődésének meghatározására. Ily módon legfontosabb feladatunk a modellek folyamatos fejlesztése mellett az, hogy meghatározzuk és számszerűsítsük azokat a bizonytalanságokat (korlátokat), amelyek határt szabnak a klímamodell-szimulációk pontosságának. Van lehetőség arra is, hogy a legfontosabb bizonytalanságok relatív mértékét meghatározzuk. Erre tett kísérletet Hawkins és Sutton (2009), amikor a kibocsátási forgatókönyvekből, a modell hibákból, valamint az éghajlat belső változékonyságából származó bizonytalanságok arányát jellemezték a hőmérsékleti és csapadékprojekciókra a XXI. század során (1.48. ábra). A hőmérsékleti szimulációk esetében azt találták, hogy az évszázad végére a legfontosabb bizonytalansági tényező a kibocsátási forgatókönyvekből adódik. Ez igaz mind globális, mind európai léptékben, s az éghajlat belső változékonyságából származó bizonytalanság gyakorlatilag nem játszik szerepet az évszázad végére vonatkozó projekcióink sikerességében. A csapadék esetében a kibocsátási forgatókönyvekből származó bizonytalanság jóval kisebb, s az éghajlat belső változékonysága is némi szerephez jut, de a legfontosabb a magukból a modellekből származó bizonytalanság. Ebből is látszik, hogy a csapadékszimulációk sikeressége elsősorban a modellek minőségétől függ, s így a modelleket elsősorban ebből a szempontból szükséges továbbfejleszteni. A feltárt bizonytalanságok számszerűsítése alapján származtatott együttes (ensemble) éghajlati szimulációs rendszerek azok, amelyek az éghajlat várható alakulása mellett információt tudnak szolgáltatni arra nézve is, hogy az egyes éghajlati projekciók milyen várható valószínűséggel fognak bekövetkezni. A gyakorlatban a regionális éghajlatváltozás modellezésének minden egyes bizonytalansági tényezőjét több modellfuttatáson keresztül pontosan megismerve, mérlegelve és legfőképpen számszerűsítve állítjuk elő ezt a szimulációs sokaságot (erre egy példát mutat be az 1.49. ábra), amely a lehetséges maximális információ-tartalmat nyújtja a felhasználók számára. Az éghajlati információk felhasználóinak tehát mindezeket nemcsak tudomásul kell venniük, hanem alkalmazniuk is kell, még hozzá oly módon, hogy nemcsak egy-egy modell által szimulált jövőbeli éghajlatot tekintenek, hanem az éghajlati modellek sokasága által vázolt valószínűségi alapú jövőképet (ezt demonstrálja az 1.50. ábra).



1.49. ábra. A CLAVIER projektben (www.clavier-eu.org) használt modellek együttes elemzése Magyarország térségére. Havi csapadékváltozási értékek 5 regionális klímamodell-szimuláció alapján, melyek számára két különböző globális modell (zárójelben) és két (A1B és B1) kibocsátási forgatókönyv biztosította a külső kényszereket

Végezetül ismételten aláhúzzuk, hogy a sok sikeres globális és regionális modell-szimuláció ellenére el kell fogadnunk, hogy nem ismerjük kellően pontosan az éghajlati rendszer minden egyes folyamatát, s ily módon nem tudunk minden egyes folyamatot kellő pontossággal modelljeinkben leírni. Azt viszont hangsúlyozzuk, hogy a modellek az egyedüli eszközök, melyek révén a jövőt megismerhetjük. Így egy-egy új tudományos állítás csak akkor fogadható el, ha azt a modellekbe beépítve többszörösen ellenőrizzük és igazolják. Akadnak olyan nézetek, melyek szerint az éghajlat antropogén eredetű változása (globális felmelegedése) nem reális fizikai alapokon nyugvó feltételezés. Természetesen nem zárjuk ki annak a lehetőségét, hogy valamelyik részfolyamatot még pontatlanul ismerünk vagy írunk le, de ebben az esetben is az új elméletek egyedüli tudományos bizonyítási eljárása, ha azokat klímamodellbe beépítve ellenőrizzük. Tudomásunk szerint sehol a világon nincsenek olyan modellkísérletek, amelyek a XXI. századra nem globális melegedést becsülnek, így ezen állítás megkérdőjelezésének nincs semmilyen tudományos és kísérleti alapja.



1.50. ábra. A regionális klímamodellek hatásvizsgálatokra való alkalmazhatóságának sematikus folyamatábrája

1.3. Kibocsátási forgatókönyvek

Haszpra László

A Föld éghajlatát befolyásoló tényezők (a napsugárzás intenzitása, a kontinensek elhelyezkedése, a bolygó domborzata, albedója, a légkör összetétele stb.) a természeti folyamatok következtében lényeges mértékben csak nagyon lassan (évtizedek-évmilliók alatt) változnak. Az ipari forradalom kibontakozása óta azonban az emberi tevékenység már olyan mennyiségben juttat légköri energiaátvitelt befolyásoló nyomanyagokat (üvegházhatású gázokat, aeroszolrészecskéket, illetve képződésükben résztvevő anyagokat) a levegőbe, amely már évtizedek alatt is érdemi változást eredményez a légkör összetételében. Ez a változás módosítja a felszín-légkör rendszer energiaeloszlását, a megváltozó energiaeloszlás (az ún. energetikai vagy sugárzási kényszer) pedig módosítja az éghajlatot. Az emberi tevékenység hatására meginduló éghajlatváltozás olyan folyamatokat indít be (párolgás változása, az albedó változása, bioszférikus és geokémiai folyamatok változása stb.), amelyek maguk is kihatnak az éghajlat alakulására. A visszacsatolások és kölcsönhatások komplex rendszere meglehetősen nehézé teszi, hogy az emberi tevékenységnek a légkör összetételére gyakorolt hatását összekapcsoljuk az éghajlat alakulásával. Ezt a kapcsolatot próbálják megteremteni az egyes folyamatokat matematikai algoritmusok formájában leíró éghajlati modellek. Ahhoz, hogy a különböző éghajlati jellemzők jövőbeni alakulását a modellek segítségével kiszámíthassuk, tudnunk kell, hogyan alakul a jelenlegi gyors éghajlatváltozás elsődleges kényszere: az emberi tevékenység által a légkörbe bocsátott üvegházhatású gázok mennyisége.

1.3.1. Az IPCC kibocsátási forgatókönyvek története

Az emberi tevékenység révén a légkörbe bocsátott nyomanyagok jövőbeni mennyiségére csak feltételezéseink lehetnek. A különböző feltételezések más és más mértékű és ütemű éghajlatváltozáshoz vezetnek. Az üvegházhatású gázok kibocsátásának alakulását a társadalmi és gazdasági folyamatok, valamint a technikai fejlődés komplex rendszere határozza meg. A kibocsátás hosszabb távú előrejelzése, részben az eseti emberi döntésektől függő tényezők miatt, gyakorlatilag lehetetlen. A kibocsátási forgatókönyvek (a magyar nyelvű szakirodalomban is gyakran használt idegen kifejezéssel: emisszióscenáriók) nem előrejelzések, inkább csak néhány szóval körülírható lehetséges jövőképek, amelyek az emberiség lélekszámára, a gazdaság fejlődésére, az energiatermelés szerkezetére, valamint a technológiai fejlődésre vonatkozó elképzeléseinken alapulnak. Ennek megfelelően a kibocsátási forgatókönyveket nem éghajlatkutatók, hanem gazdasági és energetikai szakemberek, társadalomtudósok, demográfusok és más szakértők dolgozzák ki.

Az 1988-ban megalakult Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) a várható éghajlatváltozás becsléséhez négy, 2100-ig terjedő jövőképet és kapcsolódó üvegházgáz-kibocsátási forgatókönyvet dolgozott ki (IPCC, 1990): A) a történelmi tendenciák változatlanok maradnak; B) a földgáz szénnel szembeni térnyerésének és a technológiai fejlődésnek köszönhetően csökken az üvegházhatású gázok kibocsátása; C) a XXI. század második felére meghatározóvá válik az atomenergia és a megújuló energiák használata; D) az atomenergiára és a megújuló energiákra váltás már a XXI. század első felében bekövetkezik.

Az IPCC által 1992-ben kidolgozott hat ún. IS92 forgatókönyv (Legget et al., 1992) megpróbálta átfogni a jövőben elképzelhető üvegházgáz-kibocsátás teljes spektrumát. A kibocsátási skála felső végén az IS92e forgatókönyv gyors, fosszilis tüzelőanyagokra épülő gazdasági növekedéssel számolt, míg a másik végletet a fosszilis tüzelőanyagok szűkösségét, lassú gazdasági- és népességnövekedést feltételező, 2100-ban az 1990-es szint alatti kibocsátással számoló IS92c képviselte.

1995-ben az IPCC felülvizsgálta az IS92 kibocsátási forgatókönyveket. Elismerve értékeiket, számos gyenge pontra is rámutatott. Egyebek között arra, hogy a környezet savasodása miatt határozott intézkedések történtek a kén-dioxid kibocsátás csökkentésére, ami nem jelenik meg a forgatókönyvekben. Az ajánlások alapján készültek el az 1990-es évek második felében azok a ma is használt kibocsátási forgatókönyvek, amelyek az IPCC 2000-ben publikált kiadványáról (IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES) – Nakicenovic és Swart, 2000) SRES forgatókönyvek néven váltak ismertté.

Ahogy az IS92 jelzésű forgatókönyveken túlhaladt az idő, elsősorban a kén-dioxid kibocsátás időközben bevezetett erőteljes korlátozása miatt, úgy a SRES forgatókönyvek is elavulnak a környezetpolitikai döntések és az előre nem látható gazdasági-társadalmi-technológiai változások miatt. A SRES forgatókönyvek, miközben elődeikhez hasonlóan 2100-ig vázolnak fel kibocsátási jövőképeket, nem tartalmazzák a Kiotói Jegyzőkönyv hatályaba lépésének hatását, nem készülhettek fel sem a XXI. század kezdetének igen gyors gazdasági fejlődésére, sem az azt követő váratlan gazdasági világválságra. Értelemszerűen nem tartalmazhatják azokat a kibocsátáscsökkentési döntéseket sem, amelyekről napjainkban folynak tárgyalások, és amelyek, ha megvalósulnak, alapvetően befolyásolhatják a kibocsátás jövőbeni mértékét és menetét. Bár a kibocsátási forgatókönyvek száz éves távlatokban gondolkodnak, a bekövetkező változások miatt időről időre felülvizsgálatra, átdolgozásra szorulnak.

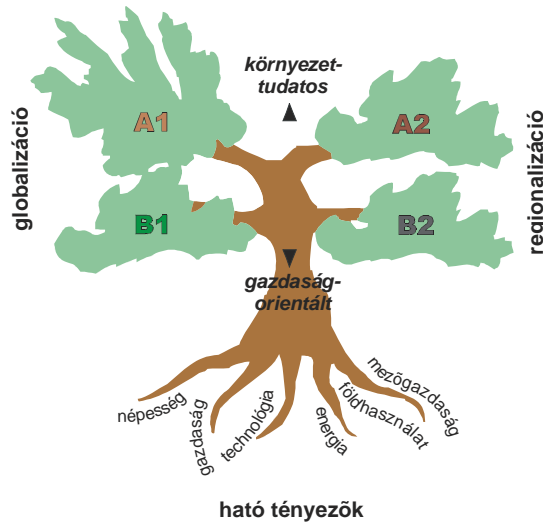
Az IPCC 2007-ben nekilátott a kibocsátási forgatókönyvek új generációjának elkészítéséhez (Moss et al., 2008). A 2006-os tényadatokból kiinduló új forgatókönyvek koncepciójukban is különböznek a régiéktől. Mivel az éghajlat megváltozása nem közvetlenül a kibocsátástól, hanem az üvegházhatású gázok, aeroszol részecskék légköri felhalmozódásától, az ebből fakadó energetikai kényszertől függ, az új forgatókönyvek elsősorban erre fókuszálnak. A reprezentatív koncentrációtrendek (Representative Concentration Pathway – RCP) által meghatározott forgatókönyvek nevükben hordozzák a 2100-ra kialakuló, W/m²-ben kifejezett energetikai kényszert (pl. RCP4.5, RCP6 stb.). A lassú rendszerek (pl. óceánok) miatt a koncentráció, illetve az energetikai kényszer stabilizálódása után a felmelegedés még hosszú ideig folytatódik. Ezért az RCP forgatókönyvek némelyikét 2300-ig terjesztik ki.

1.3.2. A SRES forgatókönyvek

A SRES forgatókönyvek kidolgozása a szakirodalomban az 1990-es évek végén fellelhető több mint 400 kibocsátási forgatókönyv áttekintésével kezdődött. A szélsőséges, illetve a 2100-ig nem terjedő változatok elhagyása után széles kibocsátási spektrumot átfogó forgatókönyv-gyűjtemény alakult ki, melynek elemei négy, jellegük alapján körülírható fejlődési jövőképebe voltak sorolhatók.

Az A1, A2, B1, B2 jelzésű jövőképek a fejlődés globális, illetve regionális/lokális jellegéhez, valamint ipari, illetve környezetkímélőbb, szolgáltatás-orientált jellegéhez

kötődnek (1.51. ábra). Mindegyikhez meghatározott demográfiai, társadalmi, gazdasági, technológiai, környezeti és politikai tendenciák tartoznak. Az A1 és B1 jövőképek feltételezik a régiók közötti különbségek fokozatos szűkülését, míg az A2 és B2 jövőképek esetében a lokális/regionális fejlődési modell miatt a különbségek kevésbé mérséklődnek. Valamennyi forgatókönyv a világ anyagi gyarapodását tételezi fel, amelyben a bruttó világtermelés 2100-ra a jelenlegi 10-26-szorosára nő.



1.51. ábra. A SRES forgatókönyvszer elvi felépítése. (Forrás: Nakicenovic és Swart, 2000)

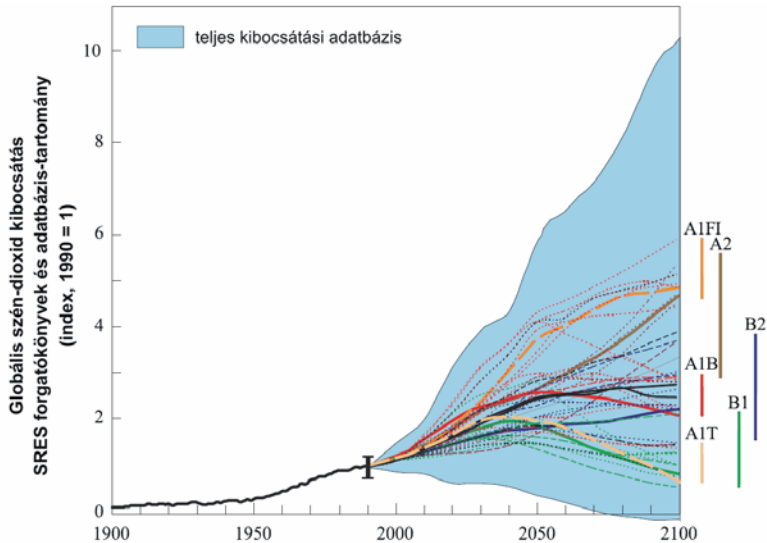
A1 - Ezt a jövőképet a nagyon gyors gazdasági fejlődés jellemzi. A Föld népessége az évszázad közepéig nő, majd csökken. Az új és hatékony technológiák gyorsan elterjednek. Mind kulturális, mind társadalmi/jövedelmi téren csökkennek a regionális különbségek. Az A1 forgatókönyvcsalád a technológiai fejlődés és az energiastruktúra alakulása alapján további három csoportra osztható. Az A1FI csoport az erőteljesen fosszilis tüzelőanyagokra épülő forgatókönyveket tartalmazza. Ezzel szemben az A1T a nem-fosszilis energiaforrásokat részesíti előnyben. Az A1B csoportba a kiegyenlített energiastruktúrájú forgatókönyvek tartoznak.

A2 - Ez a jövőkép egy nagyon heterogén világot ír le, amelyben mindenki a függetlenségének és önazonosságának megőrzésére törekszik. A különböző régiók demográfiai jellemzői csak lassan közelítenek egymáshoz, melynek következtében a világ népessége 2100-ig folyamatosan nő. A gazdasági fejlődés elsősorban regionális jellegű, így a technológiai fejlődés lassabb és az életszínvonal emelkedése területileg egyenetlenebb, mint a másik három jövőkép esetében.

B1 - Ez a jövőkép egy konvergens világot ír le, amit az A1-hez hasonló demográfiai változások és globális kiegyenlítődés jellemez. Ugyanakkor a gazdaság élet gyors ütemben vált az anyagigényes tevékenységekről a szolgáltatásokra és az informatikai alapú gazdaságra. Gyorsan terjednek a tiszta és hatékony technológiák. A hangsúly a globálisan fenntartható gazdasági, társadalmi és környezetvédelmi megoldásokon van, beleértve a társadalmi kiegyenlítődést is, de éghajlatvédelmi intézkedésekkel külön nem számol.

B2 - Ez a jövőkép olyan világot vázol fel, melyben a hangsúly a fenntartható környezet, társadalom és gazdaság helyi megoldásain van. A népesség folyamatosan

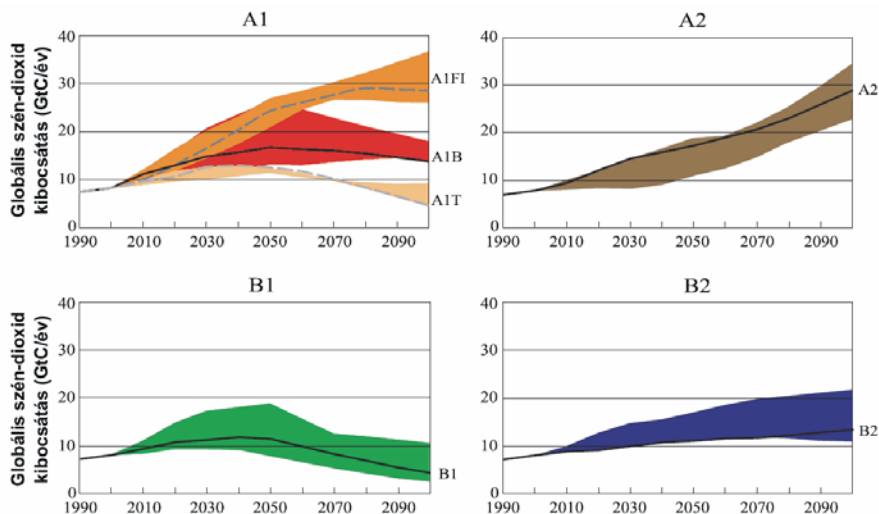
növekszik, de az A2 jövőképben feltételezettnél alacsonyabb ütemben. A gazdasági fejlődés közepes ütemű, a technológiai fejlődés és az új eredmények elterjedése pedig lassabb, mint az A1 vagy B1 jövőkép esetében. Ez a jövőkép is feltételezi a környezet védelmét és a társadalmi kiegyenlítődést, de elsősorban helyi és regionális szinten.



1.52. ábra. A globális szén-dioxid kibocsátás alakulása a különböző forgatókönyvek szerint, valamint az egyes jövőképekhez tartozó, 2100-ra vonatkozó kibocsátási tartomány. (Forrás: IPCC, 2002)

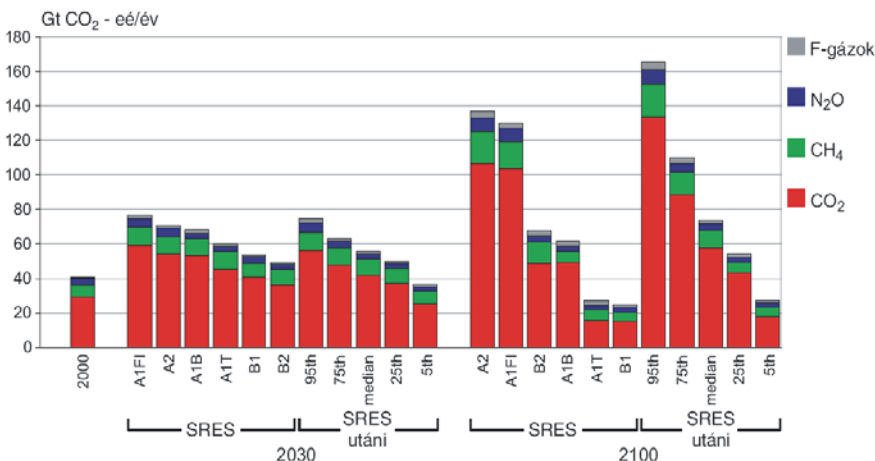
Az egyes jövőképekhez összesen 40, az adott jövőképet jellemző kibocsátási forgatókönyv kapcsolódik (1.52. ábra). A forgatókönyvek által lefedett kibocsátási tartomány az idő előrehaladtával fokozatosan szélesedik, figyelembe véve a nagyobb időbeli távlatok fokozódó bizonytanságát. A különböző jövőképekhez tartozó kibocsátási trendek át-átfedik egymást (1.53. ábra), jelezve, hogy nagyon különböző fejlődési pályák is eredményezhetnek hasonló levegőszennyezést. Más szóval, a ható tényezők (népesség, gazdasági fejlettség, energia-struktúra stb.) különböző kombinációi ugyanolyan éghajlatváltozáshoz vezethetnek. A kibocsátási forgatókönyveken dolgozó szakértők a hat forgatókönyv-csoport (A1FI, A1B, A1T, A2, B1, B2) mindegyikéhez választottak egy-egy olyan forgatókönyvet, amely - megítélésük szerint - a legjobban jellemzi az adott jövőképet. A kevésbé átfogó vizsgálatok során az éghajlati modellek gyakran ezeket az „illusztráló”, reprezentáns forgatókönyveket használják.

2005-ben a hosszú légköri tartózkodási idejű üvegházhatású gázok felhalmozódásából fakadó energetikai kényszer 63%-át a szén-dioxid koncentráció növekedése okozta (IPCC, 2007a). Részaránya fokozatosan tovább nő (WMO, 2009). Ezzel együtt a nem-CO₂ üvegházhatású gázok (metán [CH₄], dinitrogén-oxid [N₂O], halogén tartalmú gázok [F-gázok]) éghajlati hatása sem elhanyagolható. A nem-CO₂ üvegházhatású gázok kibocsátására vonatkozóan lényegesen kevesebb információ áll rendelkezésre, mint a szén-dioxidéra, ennek megfelelően a forgatókönyvek is sok bizonytalanságot rejtenek magukban. Az élelmiszerigény, a mezőgazdasági termelés szerkezete meghatározó lehet a metán és a dinitrogén-oxid kibocsátás szempontjából.



1.53. ábra. A különböző jövőképekhez tartozó forgatókönyvek által lefedett kibocsátási tartományok és reprezentatív kibocsátási pályák. (Forrás: IPCC, 2002)

A SRES forgatókönyvek elkészítése óta számos ható tényező jövőbeni várható alakulását illetően változott a szakemberek véleménye. Különösen fontos, hogy a Föld népessége várhatóan nem fog olyan ütemben nőni, mint ahogy azt korábban feltételezték. Az 1.54. ábra a reprezentatív SRES forgatókönyvek, illetve az ezek elkészítése óta publikált forgatókönyvek által 2030-ra és 2100-ra feltételezett üvegházgáz-kibocsátást mutatja.



1.54. ábra. A globális üvegházgáz-kibocsátás 2000-ben, valamint a különböző forgatókönyvek által 2030-ra és 2100-ra feltételezett értékek szén-dioxid egyenértékben. A SRES utáni forgatókönyvek esetében a forgatókönyvek által jelzett értékek gyakoriságeloszlási statisztikája szerepel az ábrán. (Forrás: IPCC, 2007b)

1.3.3. A kibocsátási forgatókönyvek és a valóság

Százéves távlatban rengeteg olyan, előre nem látható intézkedés születhet, technológiai váltás történhet, ami lényegesen befolyásolhatja az üvegházgáz-kibocsátást. Tekintettel a végtelen számú lehetőségre, nagy valószínűséggel kijelenthető, hogy a valaha is kidolgozott forgatókönyvek egyike sem fog teljes egészében megvalósulni, ezért nem tekinthetők előrejelzéseknek. Ezek a forgatókönyvek mindössze a lehetséges jövő példái. A kidolgozott forgatókönyvek, mai tudásunk szerint, lefedik a reálisan várható kibocsátási tartományt, de nincs alapunk azt mondani, hogy bármelyik változatnak nagyobb lenne a bekövetkezési valószínűsége, mint a többinek. Éppen ezért ajánlott, hogy az éghajlati modellek legalább a négy jövőkép hat reprezentáns kibocsátási forgatókönyvét figyelembe vegyék, és ezzel lehetőleg átfogják az emberi tevékenység által kiváltható éghajlatváltozás teljes skáláját. A különböző kibocsátási forgatókönyvek más és más éghajlatváltozási pályához vezetnek. Ennek megfelelően az éghajlati modellekkel nem annyira hétköznapi értelemben vett előrejelzések, mint inkább hatástanulmányok készülnek, amelyek megmutatják, hogy az emberi tevékenység adott alakulása mellett milyen éghajlati változásokkal kell számolnunk.

2008-ban a fosszilis tüzelőanyagok felhasználásából és a cementgyártásból származó szén-dioxid kibocsátás szén-tömegben kifejezve elérte a 8,7 milliárd tonnát (Global Carbon Project, 2009). A kibocsátás 2000 és 2008 között évente 3,4%-kal növekedett. Ez a növekedési ütem meghaladja az egyes SRES jövőképekhez tartozó jellemző kibocsátás-növekedési ütemeket (Myhre et al., 2009), és mindössze öt olyan forgatókönyv akad a 40 forgatókönyv között, amelyik 2008-ra a ténylegesnél magasabb kibocsátást ad. Mindezek alapján feltételezhető lenne, hogy a SRES forgatókönyvek túlfentül konzervatívak, az éghajlati modellekben célszerű lenne az üvegházgáz-kibocsátás tekintetében a legpesszimistább forgatókönyveket alapul venni. Nem feledkezhetünk meg azonban arról sem, hogy a gazdasági világválság következtében 2009-ben a kibocsátás valószínűleg nem nőtt tovább (Olivier és Peters, 2010), és így a tényleges kibocsátás valamelyest beljebb került a kibocsátási forgatókönyvek spektrumában. A jelenleg használatos forgatókönyvek nem képesek a világgazdaság rövid távú konjunkturális ingadozásait figyelembe venni, de erre a jövőben kifejlesztésre kerülők sem lesznek képesek. Az éghajlati rendszer tehetetlensége miatt azonban erre nincs is szükség.

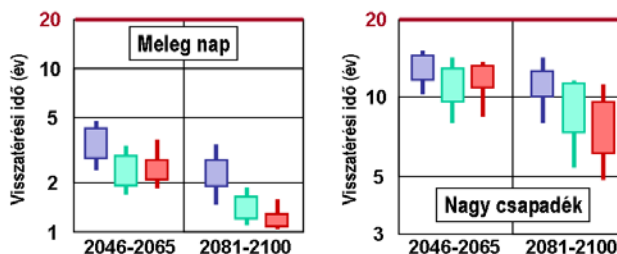
Globális és európai tendenciák

Barcza Zoltán¹, Bartholy Judit¹, Mészáros Róbert¹, Pongrácz Rita¹,
Radics Kornélia^{1,2}

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék

²MH Geoinformációs Szolgálat

Ebben a fejezetben részletesen bemutatjuk a XXI. század végéig várható változások globális és regionális tendenciáit. A modellbecslések azt jelzik, hogy mind az átlagértékek, mind a szélsőségek jelentős mértékben módosulnak a jövőben. Ezt erősíti a 2011 decemberében megjelent IPCC tematikus jelentésének döntéshozói összefoglalója (IPCC, 2011), mely a szélsőséges éghajlati események kockázatáról és kezeléséről szól. A jelentés felhívja a figyelmet, hogy a hőmérsékleti és a csapadék-szélsőségekben egyaránt az eddigiekben becsült mértéknél lényegesen nagyobb eltolódás várható. Példaként a 2.1. ábrán bemutatjuk a meleg napok és a nagy csapadékok XXI. század közepére (2046–2065) és végére (2081–2100) becsült visszatérési periódusainak csökkenését három különböző kibocsátási forgatókönyv esetén (B1, A1B, A2). Az extrém események megismétlődése közti időszak jövőbeni csökkenése azt jelzi, hogy a szélsőséges események gyakorisága növekedni fog. A becslések szerint Közép-Európa térségében a jelenleg 20 évente előforduló szélsőséges napi maximumok 2-10 évente (2046–2065-re), illetve 1-6 évente (2081–2100-ra) fognak jelentkezni. A jelenleg 20 évben egyszer előforduló szélsőségesen nagy napi csapadékok 10-15 évente (2046–2065-re), illetve 8-16 évente (2081–2100-ra) fognak előfordulni.



2.1. ábra. 12 GCM felhasználásával készült éghajlati modellbecslések alapján a XXI. században a meleg napok (bal oldalon) és a nagycsapadékú napok (jobb oldalon) visszatérési periódusainak jelentős csökkenése várható a szárazföldi területeken. A meleg nap (nagy csapadék) azt a napi maximum hőmérsékleti értéket (napi csapadékösszeget) jelzi, amelynél nagyobb érték a 1981-2000 időszakban egyszer fordult elő. A kék az optimista B1, a zöld a közepes A1B, a piros a pesszimista A2 scenárióra vonatkozik

2.1. Várható globális tendenciák

Radics Kornélia

Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) I. Munkacsoportja foglalkozik az éghajlati rendszerrel összefüggő megfigyelési adatok rendszerezésén és elemzésén, az eddig észlelt változások nyomonkövetésén túlmenően a hosszabb távon várható éghajlatváltozások becslésével is. A 2007-ben megjelent eddigi utolsó helyzetértékelő jelentés I. munkacsoport által szerkesztett kötetében (IPCC, 2007a) rendkívül nagyszámú nemzetközi kutatási eredményt foglaltak össze. E tudományos elemzések jelentős előrelépést mutatnak a harmadik értékelő jelentéshez (TAR-hoz) képest. Az elért fejlődés az új, átfogó adatsorokon, a megfigyelt adatok egyre finomabb elemzésén, a folyamatok megértésének és a modellekben létrehozott szimulációinak javulásán, valamint a bizonytalanságok eredetének szélesebb körű feltárásán alapul. Jelentősen megnőtt azon módszerek száma is, amelyek a klímaváltozás – globális átlagértékeinek és regionális eltéréseinek – valószínűségi előrejelzését adják.

Vizsgálataink tárgya, az éghajlati rendszer, egy rendkívül összetett, nem-lineáris változásokkal jellemezhető rendszer. A benne lejátszódó folyamatokat alapvetően a légkör, a szárazföldek, a hidroszféra, a krioszféra és a bioszféra állandó kölcsönhatása irányítja. Ha figyelembe vesszük az éghajlati rendszer rendkívüli bonyolultságát, a globális klíma vizsgálatát, elemzését (ahogy azt az 1.2.5. fejezetben már említettük) csupán numerikus modellek alkalmazásával végezhetjük el. Ezek a légkör általános cirkulációjának pontos leírása mellett jellemzik az éghajlati rendszer minden egyes elemét, azok pillanatnyi állapotát, kiemelt hangsúlyt fektetve a köztük lévő – sokszor nem egyirányú – kölcsönhatásokra. A globális skálájú éghajlati modellek egyik legfontosabb tulajdonsága, hogy figyelembe veszik az éghajlat külső kényszereinek (így például a légkör szén-dioxid tartalmának) módosulásait. Gyakorlati alkalmazásuk során különböző kibocsátási forgatókönyveket használnak, amelyek a gazdasági fejlődés és az antropogén szennyezőanyag-kibocsátás optimista, realista, illetve pesszimista jövőképét tükrözik.

Napjainkban a globális éghajlati modellek már megbízhatóan visszaadják a nagytérségű folyamatok átlagos viselkedését, így viszonylag pontosan leírják a múlt éghajlatát, illetve a klimatikus viszonyok jövőben várható alakulását. Természetesen az éghajlat globális jellemzése nélkülözhetetlen, de nem elégséges a Föld különböző régióiban várható éghajlat meghatározására. A fejezetben bemutatásra kerülő, jövőbeli klímaváltozásra vonatkozó becslések rendkívül nagyszámú numerikus modell felhasználásával készültek. Számos légkör-óceán globális cirkulációs modell (AOGCM) alkalmazása mellett néhány közepes bonyolultságú Föld-rendszer modell (EMIC) és sok egyszerű éghajlati modell (SCM) eredményének áttekintésére is sor került. A szimulációs eredmények – és a különböző időjárás-megfigyelésekből származó kiegészítő információk együttes – felhasználásával végezték el a jövőbeli éghajlatváltozás számos jellemzőjének valószínűségi becslését.

Az utóbbi években újdonságot jelentett az egy adott modellre vonatkozó több futtatást, azaz sok tagot, illetve sok különböző modelleredményt felhasználó ún. ensemble vizsgálatok elemzése. Alkalmazásukkal a modellezés kezdeti feltételeire való érzékenység tesztelhető. A két eltérő típusú ensemble vizsgálat lehetővé tette a különböző éghajlati modellek átfogó elemzését, valamint a mérési és a modellezési eredmények összehasonlítását. A fejezetben a 2007-es helyzetértékelő jelentésben

közzétett, a várható éghajlati tendenciákra vonatkozó legfontosabb kutatási eredményeket foglaljuk össze.

2.1.1. A közeljövőben várható változások

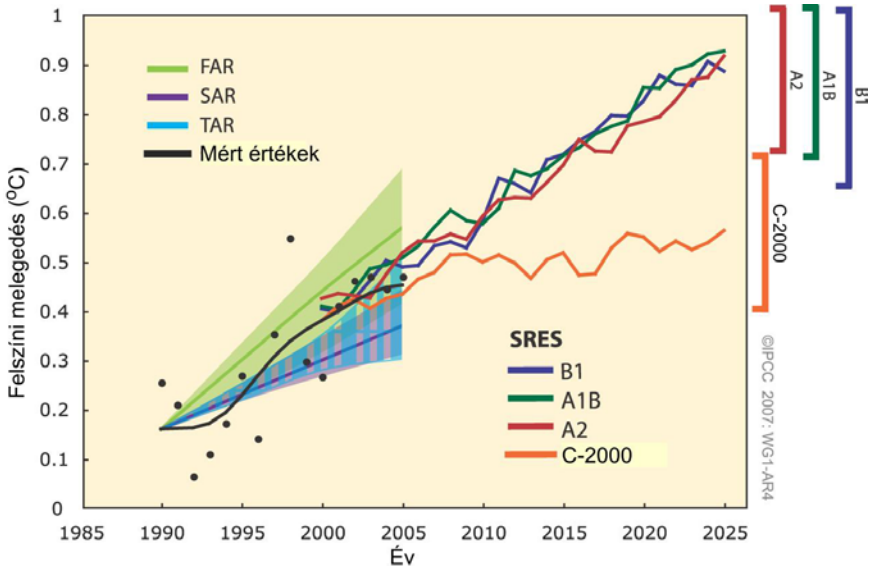
Az éghajlati rendszerről származó átfogó ismereteink és a különböző szimulációs eredmények együttesen alátámasztják azt a megállapítást, hogy az üvegházhatású gázok koncentrációjának megfigyelt emelkedése melegebbé teszi a Földet, hosszabb távon pedig klímaváltozáshoz vezet. Az éghajlati határfeltételek módosulása a troposzférában már egy hónapnál rövidebb időskálán érzékelhető. Az óceán felszíni rétegei számára azonban ennél lényegesen hosszabb, néhány évtől évtizedekig terjedő, a mélyóceán és a jégtakaró esetében évszázadoktól évezredekig terjedő időtartam szükséges a válaszütemre. Azaz, ha a sugárzási kényszer megváltozik, a légkör belső paraméterei viszonylag hamar új egyensúlyi állapotot vesznek fel. A légkör és az óceán keveredési rétege csatolt rendszert alkot, ez utóbbi pedig az óceán mélyebb rétegeivel áll szoros kapcsolatban. Ezért a határfeltételek módosulása után nagyon hosszú időtartam szükséges a légköri változók új egyensúlyba kerüléséhez. Egy elegendően hosszú időszak során – amikor a felszíni éghajlat nagyon lassan változik – feltételezhető, hogy a légkör egy kvázi-egyensúlyi állapotban van, a legtöbb energiát pedig az óceánok nyelik el. Az óceánok hőfelvétele tehát a klímaváltozás egyik kulcskérdése.

A korábbi IPCC értékelésekben megfogalmazott eredmények napjainkban már összehasonlíthatók az elmúlt néhány évben végzett mérésekkel és megfigyelésekkel. Így jelentősen megnövekedett az elkövetkező néhány évtizedre vonatkozó előrejelzések pontossága. A globálisan átlagolt hőmérséklet-emelkedés megfigyelt és modellezett értékeinek összehasonlítása a 2.2. ábrán látható. A mért hőmérséklet-értékek anomáliái éves (fekete pontok) és évtizedes (fekete vonalak) átlagként szerepelnek. A várható trendek és bizonytalansági tartományok első (FAR) és második (SAR) IPCC értékelésre vonatkozó értékei zöld, illetve lila vonalakkal és színezett területekkel, míg a TAR által meghatározott tartomány függőleges kék oszlopokkal került ábrázolásra. Mindhárom becslés kezdőpontját a mért értékek 1990-re vonatkozó évtizedes átlagához igazították. A legfrissebb jelentésből származó, SRES B1, A1B és A2 forgatókönyvre, 2000–2025 időszakra számított legvalószínűbb értékeket rendre kék, zöld és piros görbével, a hozzájuk tartozó bizonytalansági tartományokat pedig a jobb oldali tengely mellett azonos színű sávokkal tüntették fel. A narancssárga görbe azokra a szimulációs eredményekre vonatkozik, amikor az üvegházhatású gázok és az aeroszolok koncentrációját a 2000. évre vonatkozó értéken állandónak vesszük (ezt a továbbiakban C-2000 forgatókönyvként jelöljük).

A FAR és SAR értékelésekben (az 1990-es adatok alapján 2005-re készített előrejelzések) a globális átlaghőmérséklet évtizedenkénti emelkedését $0,3\text{ °C}$ -ra, illetve $0,15\text{ °C}$ -ra valószínűsítették. A két érték közötti különbséget alapvetően az okozza, hogy a SAR-ban már figyelembe vették az aeroszolok hőmérséklet-csökkentő hatását is. Jól látható, hogy a TAR-ban megfogalmazott előrejelzések alapvetően megegyeznek a SAR-ban közölt értékekkel. Ezen eredmények már összevethetők a megfigyelt $0,2\text{ °C/évtized}$ hőmérséklet-emelkedéssel, igazolva ezzel a néhány évtizedre szóló előrejelzések megbízhatóságát.

A 2000. évet jellemző légköri összetétel (C-2000 forgatókönyv) hatására létrejövő klímaváltozás mintegy $0,1\text{ °C/évtized}$ melegebbé teszi az elkövetkező néhány

évtizedben, ha a vulkanikus aktivitás hatásától és a naptevékenység változásától eltekintünk. Közel kétszer ekkora melegedés ($0,2\text{ °C}/\text{évtized}$) valószínűsíthető – függetlenül attól, hogy melyik emissziós forgatókönyvet választjuk –, ha a kibocsátások az SRES forgatókönyvek által meghatározott tartományba esnek. A felmelegedés 2050-re várható mértéke $1,3\text{--}1,7\text{ °C}$ (az 1980–1999 időszak átlagához viszonyítva), mely azonban már kis mértékben függ a forgatókönyv megválasztásától.



2.2. ábra. Az átlagos globális felmelegedés mértéke 1990–2025 között: a modellezett és a mért értékek összehasonlítása. (Forrás: IPCC, 2007a)

A 2000–2020 időszakra vonatkozó AOGCM futtatások SRES A1B forgatókönyvhöz tartozó ensemble eredményeit tekintve a világóceán hőtágulásának mértéke várhatóan $1,3 \pm 0,7\text{ cm}/\text{évtized}$ sebességgel növeli az átlagos tengerszintet az elkövetkező néhány évtizedben. Ez az eredmény számottevően nem változik, akár az A2, akár a B1 forgatókönyvet tekintjük. Az ismertetett értékek az 1993–2003 időszakra vonatkozó (hőtágulásból származó) megfigyelt tengerszint-emelkedés bizonytalansági tartományán belül vannak ($1,6 \pm 0,6\text{ cm}/\text{évtized}$).

2.1.2. Globális éghajlatváltozás a XXI. században

Az éghajlatváltozás modellezésének a bevezetőben vázolt fejlődése révén az utóbbi években lehetővé vált, hogy szimulációs eredményként az éghajlati paraméterek különböző emissziós forgatókönyvekhez tartozó legvalószínűbb értékeit és az ezekhez tartozó bizonytalansági tartományokat határozzák meg.

Átlagos globális felszínhőmérséklet

Az IPCC 2007-es jelentése hét (hat SRES és a C-2000) forgatókönyvre tartalmazza a felszínhőmérséklet globálisan átlagolt értékének megváltozását. A XXI. század

végére (2090–2099) előrejelzett átlagos globális felszínhőmérséklet értéke az egyes forgatókönyvek esetén más és más (2.1. táblázat), a tényleges melegedés mértéke természetesen az aktuális kibocsátások függvényében alakul majd.

Forgatókönyv	Hőmérséklet változása (°C) (a 2090–2099 időszakban 1980–1999-hez viszonyítva)		Tengerszint emelkedése (m) (a 2090–2099 időszakban 1980–1999-hez viszonyítva)
	Legvalószínűbb érték	Bizonytalansági tartomány	Valószínű tartomány (a jégáram esetleges hirtelen jövőbeli változásai nélkül)
C-2000	0,6	0,3 - 0,9	nincs adat
B1	1,8	1,1 - 2,9	0,18 - 0,38
A1T	2,4	1,4 - 3,8	0,20 - 0,45
B2	2,4	1,4 - 3,8	0,20 - 0,43
A1B	2,8	1,7 - 4,4	0,21 - 0,48
A2	3,4	2,0 - 5,4	0,23 - 0,51
A1FI	4,0	2,4 - 6,4	0,26 - 0,59

2.1. táblázat. A globális felszínhőmérséklet és a tengerszint előrejelzett értékei a XXI. század végén. (Forrás: IPCC, 2007a)

A XXI. század végére előrejelzett melegedés mértéke a legnagyobb az A1FI, a legkisebb a B1 scenárió esetén. A legalacsonyabb kibocsátás forgatókönyvére (B1) vonatkozóan a hőmérséklet-változás legvalószínűbb értéke 1,8 °C (1,1 - 2,9 °C), a legmagasabb emissziós ráta esetén (A1FI) pedig 4,0 °C (2,4 - 6,4 °C). A nagyon érzékeny modellek minden esetben átlagon felüli melegedést adtak.

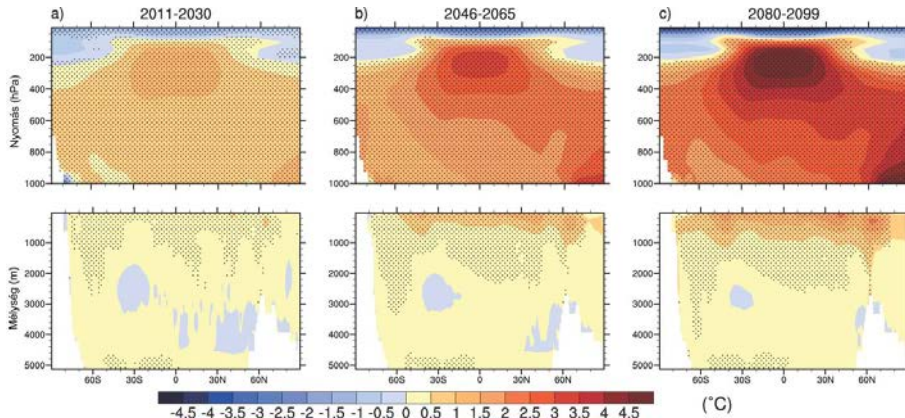
A több modelleredmény alapján számított átlagos melegedés tendenciája nem egyenletes a XXI. század során. Egyrészt, mert az egyes modellek különböző kényszereket vesznek figyelembe, másrészt, a korábbiánál részletesebb „éghajlat – szenciklus” visszacsatolást tartalmaznak. Az éghajlat és a szén körforgalma között fennálló összefüggés következményeként várhatóan többlet szén-dioxid jut a légkörbe, miközben az éghajlati rendszer melegszik. A felmelegedés hatására csökken a szárazföldek és óceánok szén-dioxid felvétele, így nő az antropogén kibocsátás azon hányada, amely hosszabb ideig a légkörben tartózkodik. E visszacsatolás erőssége azonban bizonytalan. Az A2 forgatókönyv esetén például önmagában a szén-dioxid visszacsatolás az átlagos globális melegedés 2100-ra becsült értékét több mint 1 °C-kal növeli.

A 2.3. ábra a légkör (fent) és az óceán (lent) vertikális metszetén az átlagos zonális hőmérséklet becsült változását mutatja be (az 1980–1999 időszak átlagához viszonyítva). A három különböző időszakra (a: 2011–2030, b: 2046–2065, c: 2080–2099) feltüntetett értékek az A1B forgatókönyvre vonatkozó modellfuttatások kompozit-átlagai. Pontozás jelöli azokat a területeket, ahol a várható átlagos változás meghaladja a szórás értékét.

A légkör zónáisan átlagolt hőmérsékletének maximális növekedése a felső-troposzférában várható, míg a sztratoszférában a hőmérséklet csökkenését jelezték előre. A felsőtroposzféra melegedésének maximuma a trópusi területeken található. A jellegzetes struktúra már századunk első évtizedeiben (az első oszlopban lévő ábrán) kirajzolódik. A diagram szerkezete lényegesen nem változik az idő előrehaladtával, azaz jól tükrözi a légkörnek a sugárzási kényszerre adott gyors

válaszát. A pontozott területek magas arányából levonható az a következtetés, hogy a különböző szimulációs eredmények jó egyezést mutatnak.

Az óceán felmelegedése ennél lényegesen lassabb folyamat eredménye. A hőmérséklet emelkedése elsőként a felszínhez közel, a keveredési réteg alatt, az északi félgömb közepes szélességein jelenik meg. A melegedés az óceán belső részeit már a magas földrajzi szélességeken éri el, ahol a vertikális keveredés mértéke a legnagyobb. Századunk vége felé a hőmérséklet-emelkedés mértéke azonban lényegesen felgyorsul a mélyóceáni területeken is. Így a légkör gyors felmelegedése, majd az óceáni rétegek – ennek hatására létrejövő – lassabb hőmérséklet-emelkedése alapvetően meghatározza az éghajlatváltozás időskáláját.



2.3. ábra. Az átlagos zonális hőmérséklet-változás vertikális metszete három XXI. századi időszak során. (Forrás: IPCC, 2007a)

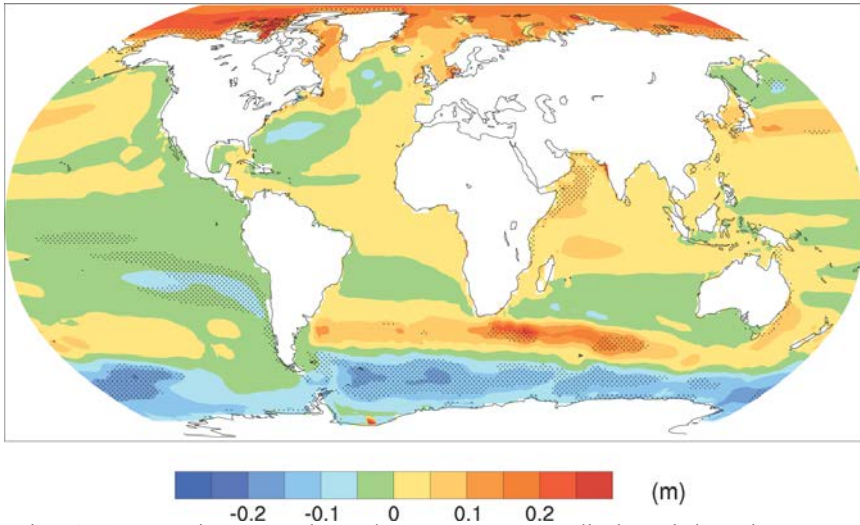
Átlagos globális tengerszint

A globálisan átlagolt tengerszint (1980–1999 időszak átlagához viszonyított) emelkedésének a XXI. század végére vonatkozó előrejelzéseit ugyancsak a 2.1. táblázat foglalja össze. A legfontosabb eredményeket áttekintve elmondható, hogy a hőtágulás a teljes tengerszint-emelkedés 70-75%-a minden forgatókönyv esetén. Nagyon valószínű, hogy a XXI. század során várható átlagos tengerszint-emelkedés (a B1 forgatókönyv kivételével) minden esetben meghaladja az 1960–2003 időszakra vonatkozó ($1,8 \pm 0,5$ cm/évtized) átlagértéket. Ha egy adott modellt tekintünk, a különböző emissziós forgatókönyvek alapján a tengerszint emelkedésére számított értékek maximális eltérése a XXI. század közepéig csupán 2 cm, de a század végére már eléri a 15 cm-t.

Másik lényeges előrelépés, hogy a 2.1. táblázatban megadott valószínű tartományok már szűkebbek, mint a korábbi években. Egyrészt, azzal a feltételezéssel éltek, hogy a föld-jég modell bizonytalanságai függetlenek a hőmérséklet és a hőtágulás előrejelzésének bizonytalanságaitól. Másrészt, a gleccserek tömegvesztésének megfigyelése jelentős mértékben fejlődött, így az észlelt adatok lényegesen pontosabb modellezési háttérrel biztosítottak. Az ismertett tartományok – a megfelelő kutatások hiányában – azonban még nem tartalmazzák például a szén körforgalmából eredő visszacsatolás és a jégáramlás megváltozásának bizonytalanságait sem.

A különböző szimulációs eredmények azt mutatják, hogy a tengerszint XXI. század során várható emelkedése nem lesz a Föld minden régiójában azonos. Általánosságban elmondható az is, hogy bár a tengerszintváltozás részletes térbeli szerkezete az egyes modellek esetén eltérő, mégis lényegesen nagyobb hasonlóságot mutatnak egymással, mint néhány évvel ezelőtt (Church et al., 2001). Például, az A1B forgatókönyvet 2070–2099 időszakra alkalmazva az AOGCM modellek a medián térbeli szórására 8 cm-t adnak. Ezért a tengerszint-emelkedés alapvető tulajdonságainak meghatározása során több modellfuttatás együttes eredményét vizsgálták.

A 2.4. ábra az óceán sűrűségének és cirkulációjának megváltozásából eredő tengerszintváltozásokat mutatja a globális átlaghoz viszonyítva. Pozitív értékekkel a globális átlagnál nagyobb tengerszint-emelkedésű területeket jelölték. A tengerszint megváltozását a 2080–2099 és az 1980–1999 időszakra vonatkozó átlagértékek különbségeként értelmezték. A XXI. század végére vonatkozó előrejelzéseket pedig 16 AOGCM modell A1B kibocsátási forgatókönyvre vonatkozó átlagaként számították. Pontozással ebben az esetben is azokat a területeket jelölték, ahol az átlagos változás meghaladja a szórás értékét.



2.4. ábra. A XXI. század végére várható átlagos tengerszint-emelkedés térbeli szerkezete. (Forrás: IPCC, 2007a)

A kismértékű hőtágulásnak (Lowe és Gregory, 2006) és a szélmező megváltozásának (Landerer et al., 2007) köszönhetően az átlagosnál kisebb mértékű tengerszint-emelkedés várható a déli óceáni területeken. Ellentétes előjelű, szintén markánsan kirajzolódó tartomány az Atlanti- és az Indiai-óceán déli részén keresztülhúzódó – s a csendes-óceáni területeken is kivehető – intenzív tengerszint-emelkedéssel jellemezhető keskeny sáv (35°–45° között). Ez feltehetőleg a polárfront déli irányú eltolódásának (Suzuki et al., 2005) tulajdonítható. Még erőteljesebb növekedés valószínűsíthető az Északi-sarkvidéken a nagymennyiségű megolvadt édesvíz okozta hígulás miatt.

Krioszféra

A krioszféra változásai várhatóan továbbra is jelentős hatást gyakorolnak a tengerszint alakulására. A gleccserek, a jégsapkák és a grönlandi jégtakaró esetén is tömegcsökkenés valószínűsíthető századunkban. A jégfelületek fokozatosan visszahúzódnak, mivel az intenzívebb olvadás mértéke meghaladja az esetlegesen megnövekedett csapadék mennyiségét. A legfrissebb szimulációs eredmények azonban azt sejtetik, hogy az antarktisi jégtakaró túlságosan hideg marad ahhoz, hogy nagyfokú olvadás következzen be. Sőt, tömegének gyarapodása valószínűsíthető az intenzívebb hóhullás következtében (Huybrechts et al., 2004).

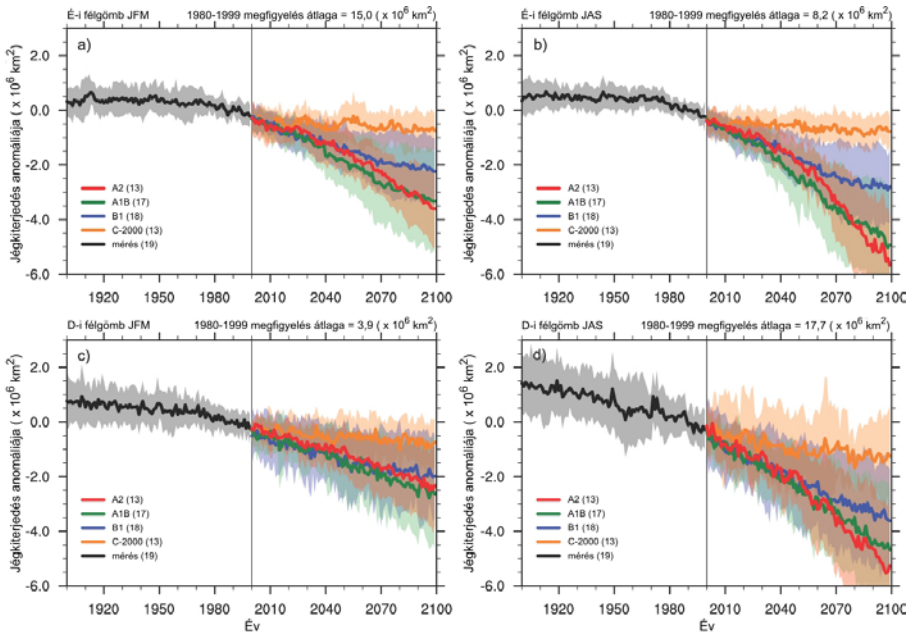
Ezzel ellentétes folyamatként azonban előfordulhat, hogy mégis jégtömegvesztés lép fel, ha a gleccserek áramlási rendszerének dinamikája megváltozik, s a jégáramlás az antarktisi jégtakaró tömegmértékének meghatározó elemévé válik. A jég mozgásával összefüggő változások következményeként nem csupán az Antarktisz, de a grönlandi jégtakaró is fokozhatja a tengerszint emelkedését. Grönland külső gleccserein végzett megfigyelések (Thomas et al., 2003; Joughin et al., 2004) igazolták, hogy egy-egy jégtábla leszakadása felgyorsult jégáramlást idéz elő. A jégáramlási sebesség évszakos eltéréseinek mérései, valamint a nyári átlaghőmérséklet növekedésével összefüggő dinamikai változások elemzése az azt sugallják, hogy az egyre nagyobb mennyiségben megolvadt víz csatlakozik a jégréteg alatt kialakuló áramlási rendszerhez, s mint egy futószalag, felgyorsítja a gleccserek mozgását.

Az ismertett folyamat hatására a XXI. század folyamán megerősödő felszíni olvadás előidézheti a gleccserek áramlásának felgyorsulását, ezzel növelheti a tengerszint aktuális értékét. Az Antarktisz nyugati térségében az elmúlt években a jégáramlások nagymértékű gyorsulását figyelték meg (Shepherd et al., 2004; Thomas et al., 2004), amelyet az óceán felmelegedésének hatására vékonyodó jégtakaró okoz. Bár hivatalosan nem tulajdonították az üvegházhatású gázok által okozott klímaváltozás következményének, a megfigyelések mégis azt sejtetik, hogy a jövőben várható melegedés a gleccserek és jégtakarók intenzívebb tömegvesztését, azaz még markánsabb tengerszint-emelkedést okozhat. E hatások megbízható mennyiségi előrejelzése azonban napjainkban még nem lehetséges. Hiszen – ahogy azt már korábban említettük – a felhasznált modellek nem tartalmazzák sem az „éghajlat-szenciklus” visszacsatolás bizonytalanságait, sem a jégtakarók olvadásának és a jégáramlások dinamikai változásainak teljes hatását. A különböző becslések során a grönlandi és antarktisi jégáramlás által okozott tengerszint-emelkedést az 1993–2003 közötti időszakban megfigyelt átlagértéken veszik figyelembe. Ám az áramlási sebességek növekedhetnek, illetve csökkenhetnek is a jövőben. Ha például az összefüggő jégtakaró csökkenésének mértéke a globális átlaghőmérséklet változásaival lineárisan növekedne, akkor az SRES forgatókönyvek szerinti, 2.1.1. táblázatban megadott tengerszint-emelkedés felső tartományai 10–20 cm-rel emelkednének. Sőt, ennél magasabb értékek sem zárhatók ki. Tudásunk jelenlegi szintjén a vázolt folyamatok megértése, ismerete azonban túlságosan hiányos ahhoz, hogy meghatározzuk a becsült értékek bizonytalanságát, illetve maximális felső határt állapítsunk meg a tengerszint várható emelkedésére.

A 2.5. ábra a tengeri jég északi (fent) és déli (lent) féltékére vonatkozó kiterjedésének az 1980–2000 időszak átlagától való eltéréseit mutatja be 1900–2100-ig terjedően. A kiterjedést annak a területnek a nagyságaként definiálták, ahol a jég a vízfelszín legalább 15%-át borítja. A bal oldali ábrákon a január-február-március

(JFM), a jobb oldalon a július-augusztus-szeptember (JAS) időszakra vonatkozó értékeket ábrázolták. A diagramokon látható vastag vonalak (fekete: mért értékek, piros: A2, zöld: A1B, kék: B1, narancssárga: C-2000 forgatókönyv) az átlagos értékeket tükrözik. A vastag vonalak körüli azonos színű széles sávok a modellek által meghatározott tartományt jelölik. A vizsgálatokhoz felhasznált modellek száma az egyes forgatókönyvek esetén más és más, a pontos értéket a scenáriók mögötti zárójelben tüntettük fel.

A tengeri jégtakaró az összes SRES forgatókönyv előrejelzése szerint visszahúzódik mind az Északi-, mind a Déli-sarkvidéken. A hőmérséklet évi menetének változásait tekintve elmondható, hogy a melegedés mértéke különösen nagy ősszel és a kora téli időszakban (Manabe és Stouffer, 1980; Holland és Bitz, 2003), amikor a tengeri jégréteg a legvékonyabb. Az előrejelzett tendenciák alapján a jégtakaró csökkenésének üteme a nyári időszakban lényegesen gyorsabb, mint télen. Így néhány évtizeden belül az állandó tengeri jégtakaró helyett valószínűleg csak szezonális jégréteg borítja a sarkvidékek egyes területeit. Ez a periodicitás azonban hosszú évtizedeken keresztül jellemző marad. Olyan éghajlati előrejelzések is léteznek, melyek az Északi-sark régiójában a késő nyári tengerjég szinte teljes eltűnését valószínűsítik a XXI. század végére.



2.5. ábra. A tengeri jég kiterjedésének anomáliái 1900–2100 között, referencia időszak: 1980–1999. (Forrás: IPCC, 2007a)

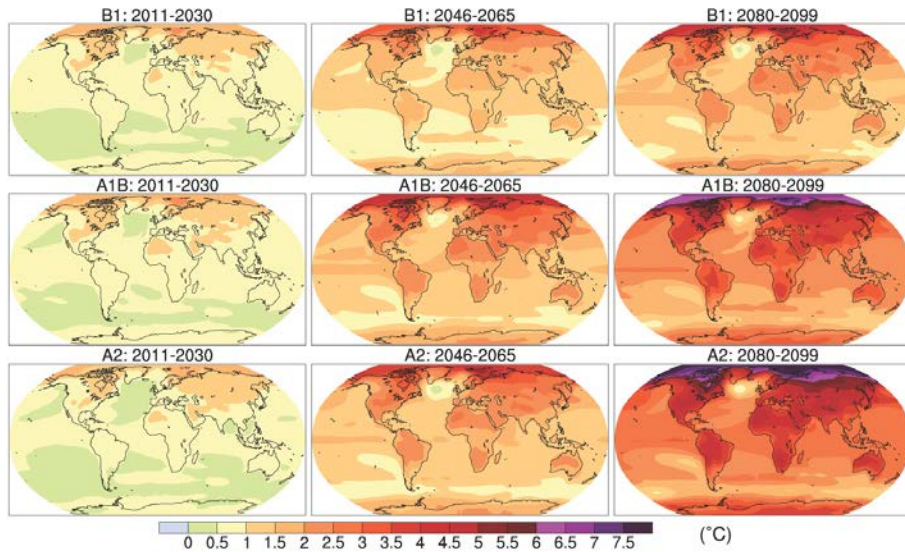
Gregory et al. (2002) vizsgálatai kimutatták, hogy az Északi-sarkvidék jégtakarójának tömege nagyobb mértékben csökken, mint területe. Különböző modelleredmények összehasonlításából az is kiderült, hogy az Antarktisz tengeri jégtakarója lassabban csökken, mint az arktikus. Bár a legtöbb modell esetén az előzőekben felsorolt tulajdonságok jelentős hányada egységesen megjelenik, a

tengeri jég elvékonyodásának mértékére egymástól nagyon eltérő eredményeket publikáltak.

A szárazföldi felszíni hótakaró az előrejelzések szerint fokozatosan visszahúzódik a XXI. század során. E folyamattal párhuzamosan az olvadt sárréteg mélységének nagyfokú megnövekedése várható az örökké fagyott területek jelentős részén.

A hőmérséklet- és csapadékmennyiség-változás térbeli szerkezete

A XXI. század végére valószínűsíthető felmelegedés földrajzi eloszlása csupán kis mértékben függ a forgatókönyvektől, térbeli szerkezete hasonlít az utóbbi néhány évtizedben megfigyelt hőmérséklet-változási tendenciák térbeli eloszlására. A felmelegedés várhatóan a szárazföldek felett és a magasabb északi szélességeken lesz a legerősebb, a Déli-óceán és az Észak-Atlanti-térség egyes részei felett a leggyengébb.

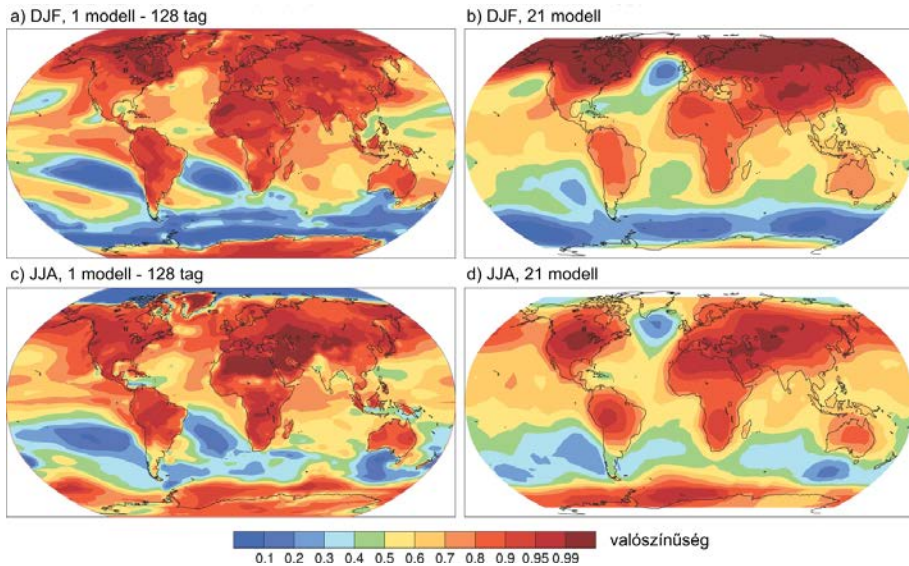


2.6. ábra. A felszínközeli átlaghőmérséklet becsült térbeli eloszlása, referencia időszak: 1980–1999. (Forrás: IPCC, 2007a)

A 2.6. ábrán a XXI. század három különböző időszakára (balra: 2011–2030, középen: 2046–2065, jobbra: 2080–2099) vonatkozó felszínközeli hőmérsékletek 1980–1999-hez viszonyított eltéréseit mutatjuk be. A felső sorban a B1, a középsőben az A1B, míg az alsóban az A2 forgatókönyv alkalmazása esetén kapott eredmények láthatók. A XXI. század végére várható változások térbeli szerkezete nagyon hasonló, függetlenül attól, hogy melyik emissziós forgatókönyvet alkalmazzuk. Jól látható, hogy a hőmérséklet-változás XXI. század végére várható értéke a Föld minden részén pozitív. A legnagyobb melegedés az északi félgömb magas szélességi körein fekvő szárazföldi területeken, ott is a téli hónapokban várható. Értéke a tengerpartoktól a kontinens belseje felé haladva emelkedik. A földrajzi értelemben hasonló fekvésű helyeken a melegedés mértéke általában nagyobb a szárazság sújtotta, mint a csapadékban gazdagabb területeken. A melegedés mértéke a déli félgömb óceánjai és

az Észak-Atlanti-óceán néhány területe felett a legkisebb. A hőmérséklet értéke várhatóan mindenhol emelkedik, ideértve az Észak-Atlanti-óceán területeit és Európát is, annak ellenére, hogy a legtöbb modell a meridionális körforgás (MOC) lassulását prognosztizálja az üvegházhatású gázok megnövekedett légköri koncentrációjának köszönhetően.

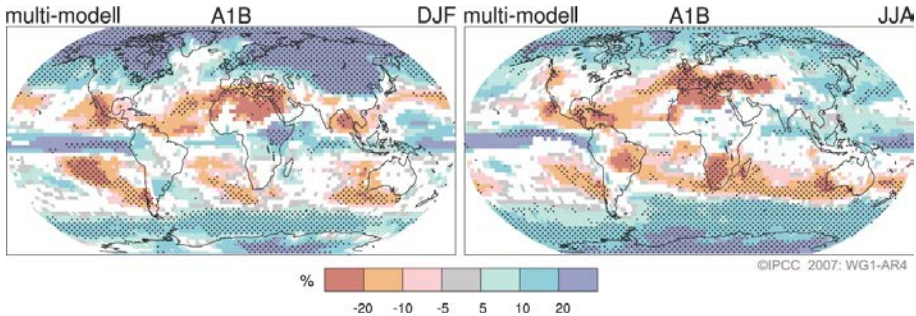
A XXI. század végére (2080–2099) előrejelzett (az 1980–1999 időszak átlagához viszonyított) 2 °C-nál nagyobb hőmérséklet-emelkedés valószínűségének területi eloszlását a 2.7. ábra mutatja. Az eredményeket az A1B forgatókönyv felhasználásával két külön módszerrel számították két évszakra, télre (fent) és nyárra (lent). Míg az első esetben (balra) egy kiválasztott EMIC modell 128 tagot számláló ensemble futtatásai (Harris et al., 2006) alapján végeztek becsléseket, addig a másodikban (jobbra) 21 különböző modell ensemble eredményei (Furrer et al., 2007) szerepelnek. Bár a két módszer eltérő statisztikai közelítést alkalmaz, a kapott térbeli eloszlások nagyskalájú jellemzői jó egyezést mutatnak. A legmagasabb (80%-nál nagyobb) értékek a szárazföldek felett és a téli félgömb magasabb szélességein találhatóak. A legalacsonyabb (50%-nál kisebb) valószínűségek a déli félgömb óceáni területeit jellemzik. Regionális skálán azonban számos lényeges eltérést fedezhetünk fel: például az Atlanti-óceán északi és szubtrópusi területei felett, a Csendes-óceán déli részén, valamint az Északi-sarkvidék nyarára jelentősen eltérő értékeket jeleztek előre.



2.7. ábra. A 2 °C-nál nagyobb hőmérséklet-emelkedés (2080–2099) valószínűségének térbeli eloszlása, referencia időszak: 1980–1999. (Forrás: IPCC, 2007a)

A felmelegedés térbeli szerkezete és ezzel párhuzamosan a regionális léptékű jelenségek ma már nagyobb megbízhatósággal jelezhetők előre, ideértve a szél, a csapadék, az egyes szélsőséges időjárási jelenségek és a hótakaró változásait is. A 2090–2099 időszakra előrejelzett csapadékmennyiségek 1990–1999 közötti átlagos értékhez viszonyított (százalékban kifejezett) relatív eltéréseinek globális eloszlását a 2.8. ábra mutatja be. A feltüntetett értékeket az A1B forgatókönyvre alapozott

modellfuttatások átlagaként határozták meg a decembertől februárig (tél, balra) és a júniustól augusztusig (nyár, jobbra) terjedő időszakokban. A fehér területeken a modellek kevesebb mint 66%-a egyezik meg a változás előjelében, míg a pontozott területeken a modellek több mint 99%-a ad azonos előjelű változást.



2.8. ábra. A lehullott csapadékmennyiség legvalószínűbb értékének (2090–2099) területi eloszlása, referencia időszak: 1990–1999. (Forrás: IPCC, 2007a)

Az elmúlt években jelentős fejlődésen ment át az előrejelzett csapadékmennyiség térbeli eloszlásának modellezése. A legfrissebb eredmények értelmében nagyon valószínű, hogy a magas szélességi övekben a csapadékösszeg növekedése várható, míg ennek csökkenését valószínűsítették a legtöbb szubtrópusi szárazföldi régióban (az A1B forgatókönyv szerint 2100-ban legalább 20%-kal). Azaz, a mérési eredmények alapján napjainkban meghatározott csapadéktrendek a jövőre vonatkozóan is érvényesek lesznek.

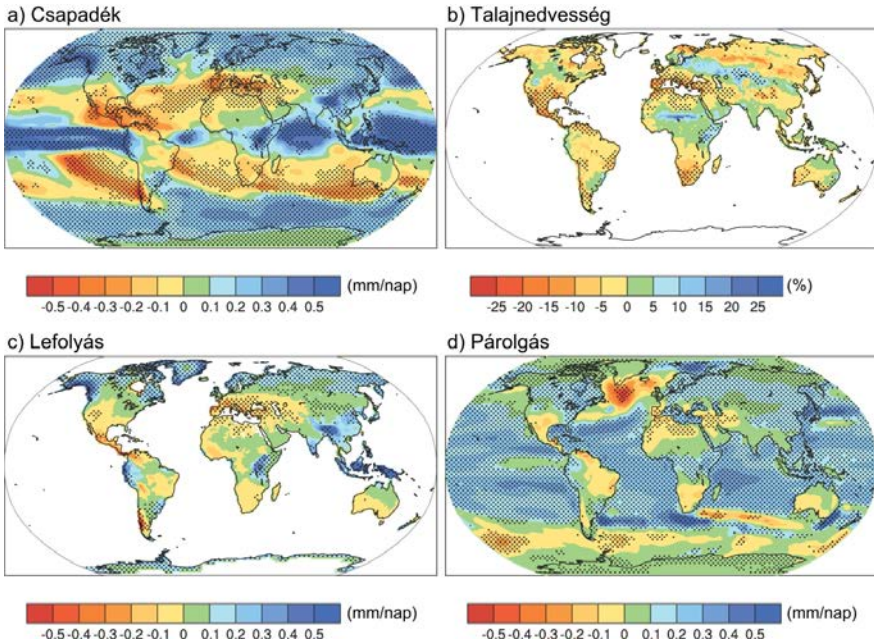
Összefoglalásul elmondható, hogy a hőmérséklet és a csapadék globális és regionális változékonysága hasonló térbeli eloszlást mutatott a korábbi években, mint amit a legfrissebb modellfuttatások és ensemble elemzések adnak. Sőt ezen eloszlások bevalási valószínűsége növekedett annak a ténynek köszönhetően, hogy a modellezett hőmérséklet- és csapadékváltozások térbeli szerkezete szinte teljesen változatlan maradt, míg a szimulációk hatalmas fejlődésen mentek át.

A különböző nedvességi karakterisztikák becsült változásai

A csapadékmennyiség, a talajnedvesség, a lefolyás és a párolgás megváltozásának kompozit térképeit a 2.9. ábrán mutatjuk be. A szimulációs eredmények konzisztenciájának jelölésére területi pontozást alkalmaztak azokon a területeken, ahol a modellek legalább 80%-a egyező előjelű lokális változást adott. A feltüntetett értékek az A1B forgatókönyv alkalmazásával a 2080–2099 időszakra modellezett becslések átlagai (referencia időszak: 1980–1999).

A csapadékmennyiség éves átlagértéke 20%-nál nagyobb mértékben emelkedik a magas szélességek nagy részén, Kelet-Afrikában, Közép-Ázsiában és a Csendes-óceán egyenlítői részén. Az északi és déli félgömb 10°-os szélességi körei által közrefogott óceáni területek csapadékmennyiségének megváltozása megközelítőleg a globális átlag felét teszi ki. Jelentős csökkenés (mely eléri a 20%-ot) jellemzi a Földközi-tenger térségét, a Karibi területeket és a kontinensek szubtrópusi régióinak nyugati partvidékét. Összességében, a csapadékmennyiség megközelítőleg 5%-kal nő a szárazföldi, 4%-kal az óceáni területek felett. Természetesen a regionális változásokról sem szabad megfeledkeznünk. A kontinensek nettó

csapadékmennyiségének növekedése a globális átlagérték 24%-a. Ez egy kicsit kevesebb, mint a szárazföldi területek aránya (29%) a Föld teljes felszínéhez képest.



2.9. ábra. A lehullott csapadékmennyiség (mm/nap), a talajnedvesség (%), a lefolyás (mm/nap) és a párolgás (mm/nap) legvalószínűbb értékeinek (2080–2099) területi eloszlása, referencia időszak: 1980–1999. (Forrás: IPCC, 2007a)

A fentiekben bemutatott tulajdonságok függetlenek a forgatókönyv megválasztásától. Az egyes modelleredmények konzisztenciája viszont gyengébb, mint a globális melegedés esetén kapott hasonló érték.

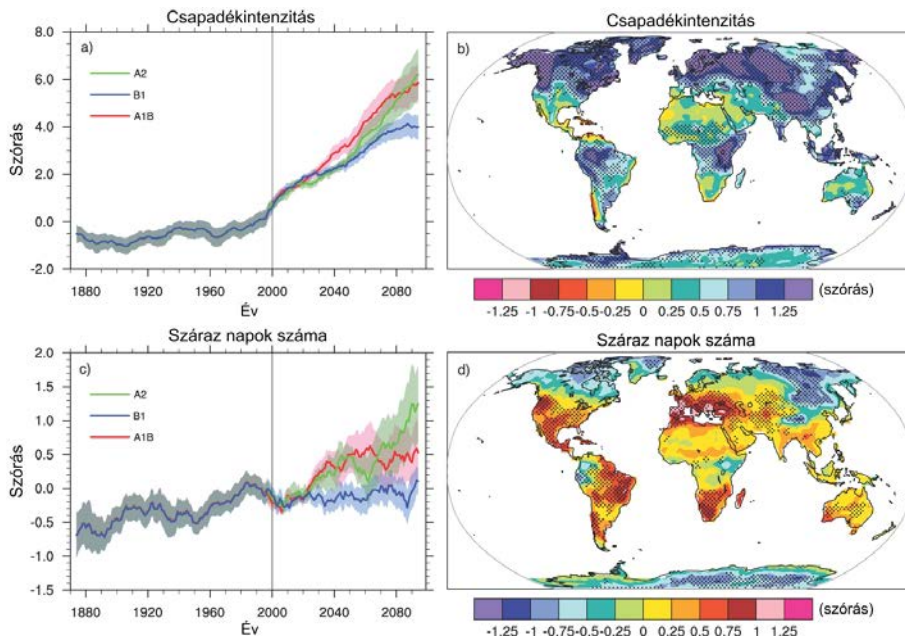
A párolgás becslült tendenciája megközelítőleg kiegyenlíti a csapadékmennyiségben várható változásokat. Éves átlaga emelkedik az óceáni területek nagy részén, ahol a megfigyelhető térbeli eloszlás a felszíni melegedés lokális változásaira emlékeztet.

Szárazföldek felett a párolgás és a lefolyás ellensúlyozza a csapadékmennyiség megváltozását. A lefolyás mennyisége jelentősen csökken Dél-Európában, Délkelet-Ázsiát és a magasabb szélességeket növekedés jellemzi. E változások előjelében a legtöbb becslés egyező eredményt ad, melyet a térképeken megjelenő területi pontozás is hangsúlyoz. Az 1980–1999 időszakhoz viszonyított változás legnagyobb értéke meghaladja a 20%-ot. Ez a csapadékban gazdagabb területeken 1-5 mm/nap, a sivatagi területeken 0,2 mm/nap értéket jelent. Fontos megjegyeznünk, hogy az olvadó jégtakarókból származó lefolyást a vizsgálatok során nem vettük figyelembe.

A talaj nedvességtartalmának éves átlaga csökken a szubtrópusi területeken, a mediterrán térségben, valamint a magasabb szélességeken, ahol a változás a hótakaró eltűnésével magyarázható. A talajnedvesség emelkedése várható Kelet-Afrikában, Közép-Ázsiában és a növekvő csapadékmennyiséggel jellemezhető területek egy részén. Az évszakos változások esetén is az éves tendenciákhoz hasonló térbeli eloszlásokat kaptak (Wang, 2005). Míg a változások nagyságának becslése

napjainkban is meglehetősen bizonytalan, jó egyezés mutatkozik annak előjelében számos, a fentiekben említett térség esetén.

A 2.10. ábrán kilenc csatolt éghajlati modell eredményének felhasználásával végzett ensemble vizsgálatok becsléseit tüntettük fel (Tebaldi et al., 2006). Az első esetben (2.10.a.) a csapadékintenzitás (mely az évi csapadékösszeg és a csapadékos napok számának hányadosaként definiálható) globálisan átlagolt változásait mutatjuk be a B1, az A1B és az A2 forgatókönyvek esetén. Majd a csapadékintenzitás térbeli szerkezetének az A1B forgatókönyv szerinti 1980–1999 és 2080–2099 időszakok között várható megváltozását (2.10.b.) ábráztuk. A harmadik diagram (2.10.c.) az egymást követő száraz napok számának (mely a maximális éves értéket jelenti) változására vonatkozik. Végül – a felső sorhoz hasonlóan – a száraz napok számának térbeli szerkezetét tüntettük fel (2.10.d.). Az a) és c) diagramokon látható folytonos vonalak az ensemble becslések 10 éves átlagait, a vonalakat közrefogó színezett sávok a becslések átlag körüli szórását mutatják. A b) és d) ábrán pontozással jelölték azokat a területeket, ahol a felhasznált kilenc modellből legalább öt szignifikáns változást adott.



2.10. ábra. A csapadékintenzitás és a száraz napok száma (1880–2100) és térbeli eloszlása (2080–2099), referencia időszak: 1980–1999. (Forrás: IPCC, 2007a)

A csapadékintenzitás XX. században megfigyelt növekedése – forgatókönyvektől függetlenül – várhatóan tovább fokozódik századunk során. Az egymást követő száraz napok számának emelkedése ennél lényegesen gyengébb, és kevésbé határozott trendet mutat. E változások részben indokolhatók a vizsgált paraméterek térbeli eloszlásával is. A csapadékintenzitás értéke a Föld szinte minden részén emelkedik. Az átlagos csapadékmennyiség növekedésével is jellemezhető közepes és magas szélességeken a becslések különösen nagy változásokat adnak. A szubtrópusi területeken és a közepes földrajzi szélességeken az egymást követő száraz napok

száma növekedik, de csökkenő tendencia figyelhető meg a magasabb szélességeken, ahol az átlagos csapadékmennyiség növekedése várható.

A legfrissebb modelleredmények alátámasztják azt a korábban megfogalmazott állítást, hogy az üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának növekedése hatására melegedő éghajlatban a csapadék intenzitása a Föld legtöbb régiójában emelkedik. Továbbá megerősítik azt a feltevést is, hogy a csapadékextrémumok növekedésének várható üteme gyorsabb, mint az átlagos csapadékmennyiségé.

Az Atlanti-óceán meridionális körforgása

A legfrissebb szimulációs eredmények értelmében nagyon valószínű, hogy az Atlanti-óceán meridionális körforgása (MOC) lelassul a XXI. század során. A számtalan modellfuttatás által 2100-ra meghatározott csökkenés átlagosan 25% (nullától kb. 50%-ig terjedő tartomány) az A1B forgatókönyv szerint. Az atlanti térség hőmérséklete ennek ellenére valószínűleg mégis emelkedik, mivel az üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának várható növekedésével összefüggő melegedés felülmúlja ezeket a hatásokat. Az atlanti MOC előrejelzett lassulása a magas szélességek hőmérsékletének és csapadékmennyiségének növekedésével, azok összetett hatásaival magyarázható, amely együttesen csökkenti az Észak-Atlanti-óceán felszíni rétegeinek sűrűségét. Ez a Labrador-áramlás szignifikáns gyengüléséhez vezethet. Nagyon kevés AOGCM szimuláció vette figyelembe a grönlandi jégtakaró olvadásából származó megnövekedett mennyiségű édesvíz hatását. Azon modellek viszont, amelyek figyelembe vették ezt a hatást, nem igazolták, hogy a vázolt folyamatok együttesen az MOC teljes leállításához vezethetnek.

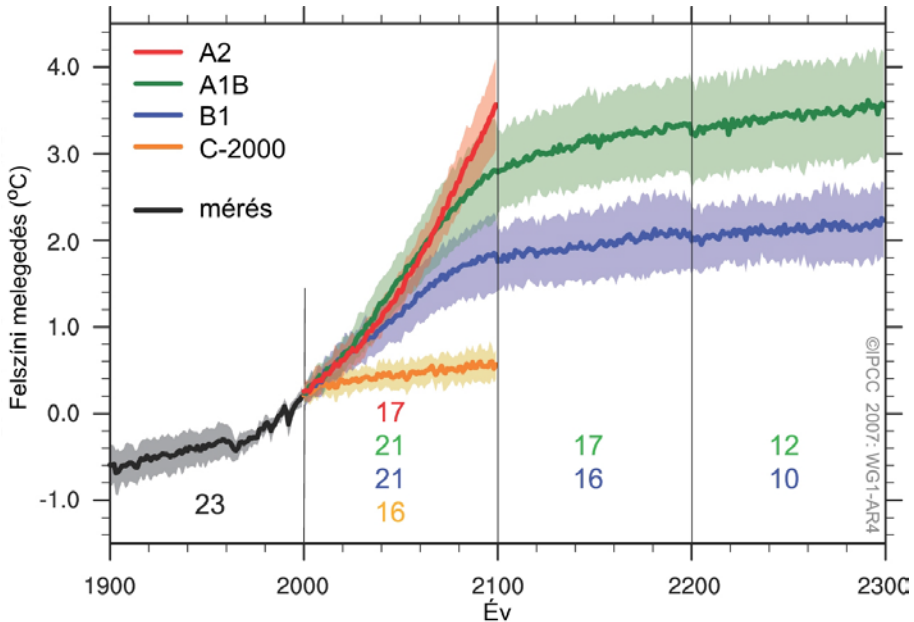
Összefoglalva tehát elmondhatjuk, hogy az előrejelzések értelmében nagyon valószínű az Atlanti-óceán meridionális körforgásának lassulása, de szinte kizárt, hogy a XXI. század folyamán az MOC hirtelen nagy átalakuláson menne keresztül. Az ennél hosszabb távú változásokat azonban napjainkban még nem lehet megbízhatóan előrejelezni.

2.1.3. Hosszabb távú előrejelzések

Közismert ténynek tekinthető, hogy mind a múltbéli, mind a napjainkban jellemző szén-dioxid kibocsátás – a gáz hosszú átlagos légköri élettartama következtében – még több ezer évig okozhatja az éghajlat melegedését és a tengerszint emelkedését. Így az antropogén eredetű felmelegedés – az éghajlati folyamatok és visszacsatolások időskálája miatt – még évszázadokon át tovább folytatódhat akkor is, ha az üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának emelkedését a közeljövőben sikerülne megfékezni.

A globálisan átlagolt felszínhőmérséklet 1900–2300 időszakra vonatkozó megváltozását a 2.11. ábrán mutatjuk be. A diagramon feltüntetett (rendre piros, zöld, kék és narancssárga) vastag vonalak az A2, A1B, B1 és C-2000 forgatókönyvekre vonatkozó átlagos értékeket ábrázolják (az 1980–1999 közötti időszakhoz viszonyítva). A vonalak körüli széles sávok az egyes modellekben kapott változások szórásának mértékét jelölik. Az ábra bal oldalán szereplő, a felszínhőmérséklet múltbéli alakulásának legvalószínűbb értékét (fekete vastag vonal) és bizonytalansági tartományának sötét sávját bemutató diagram az AOGCM modelleken kívül számos, ezektől független szimulációs eredmény és a megfigyelési idősorok

alkalmazásával került meghatározásra. Az A1B és B1 forgatókönyvekre vonatkozó becsléseket 2100 után is folytatták azzal a feltételezéssel, hogy az üvegházhatású gázok légköri koncentrációja már nem változik. Az egyes periódusok között fellelhető szakadások annak a ténynek köszönhetőek, hogy a becslések során felhasznált modellek száma (mely a forgatókönyvnek megfelelő színű számmal került feltüntetésre az ábra alsó részén) az egyes időtartamokra és forgatókönyvekre eltérő.



2.11. ábra. A globális felszínhőmérséklet átlagának és becsült tartományának alakulása, 1900–2300. (Forrás: IPCC, 2007a)

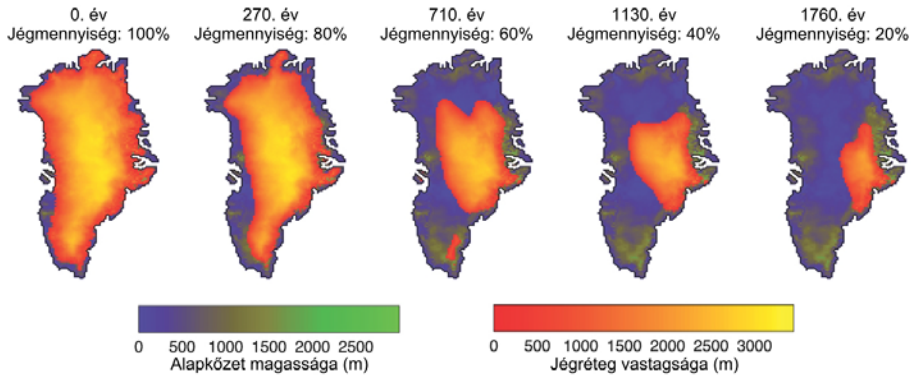
Ha a sugárzási kényszer B1 vagy A1B szinten történő stabilizálása eredményes lenne, a globális hőmérséklet várhatóan mégis további 0,5 °C-ot emelkedne 2200-ra, s csupán az óceán hőtágulása 30–80 cm tengerszint-emelkedéshez vezetne 2300-ra (az 1980–1999 időszakhoz viszonyítva). Sőt, az említett hőtágulás még további évszázadokon keresztül folytatódhat, hiszen a hőtöbbletnek a mélyóceánba kerüléséhez rendkívül hosszú időtartam szükséges.

Az előrejelzések szerint a grönlandi jégtakaró visszahúzódása is jelentős tengerszint-emelkedést okozhat 2100 után. A hőmérséklet emelkedésével párhuzamosan a jégtömeg csökkenése várhatóan gyorsabb ütemben zajlik majd, mint amennyi a csapadékhullásnak köszönhető nyereség. A legfrissebb modell-eredményekből arra is következtethetünk, hogy a felszíni tömegmérleg negatívvá válik az 1,9–4,6 °C-ot meghaladó átlagos globális melegedésnél (az iparosodás előtti értékekhez viszonyítva). Ha a felszíni tömegmérleg évezredekken át megőrzi negatív értékét, akkor a grönlandi jégtakaró szinte teljesen eltűnhet, s ennek eredményeként kb. 7 métert emelkedhet az átlagos tengerszint. Ezen körülményeknek megfelelő hőmérsékletértékek már megközelítik a legutóbbi (125.000 évvel ezelőtti) interglaciális időszakban, Grönland térségét jellemző értékeket. Paleoklimatológiai vizsgálatok alapján arra következtethetünk, hogy az akkori felmelegedés a sarki jég

kiterjedésének jelentős csökkenését okozta, mely egyes becslések értelmében kb. 46 m-es tengerszint-emelkedéshez vezetett.

Korábbi eredmények azt mutatták, hogy ha a sugárzási kényszer A1B szinten történő stabilizálása eredményes lenne, a grönlandi jégtakaró olvadása 0,3–2,1 cm/évtized sebességgel növelné az átlagos tengerszintet. Természetesen minél intenzívebb a melegedés, annál gyorsabb ütemben csökken a jég mennyisége. A jég visszahúzódását azonban tovább fokozhatja a felszín magasságának megváltozása is. Ezt a visszacsatolást a modellezések során eddig elhanyagolták. Ahhoz, hogy hatását a tengerszint hosszú távú becslései során figyelembe vehessék, csatolt klíma-jégtakaró modellek alkalmazására lenne szükség.

Grönland felszín feletti magasságának (az alapkőzet magasságának) és a jégtakaró mennyiségének várható alakulására kapott eredményeket (Ridley et al., 2005) a 2.12. ábra foglalja össze. Az ábrán feltüntetett időskála kezdőpontja (0. év) arra az időszakra vonatkozik, amikor a légköri szén-dioxid mennyisége az iparosodás kora előtti koncentráció négyszeresén konstanssá válik.



2.12. ábra. Grönland felszín feletti magasságának és a jégtakaró kiterjedésének változása (Ridley et al., 2005) attól a jövőbeli időponttól kezdődően, amikor a légköri szén-dioxid mennyisége az iparosodás kora előtti koncentráció négyyszeresén konstanssá vált. (Forrás: IPCC, 2007a)

Az első 300 évben a jég olvadása várhatóan 5,5 cm/évtized tengerszint-emelkedést okoz, mely érték fokozatosan csökken a jégtakaró visszahúzódásával. Ezer év elteltével a jégfelszín kiterjedése az eredeti érték 40%-ára csökken, 3000 év után pedig Grönland területének csupán 4%-át borítja majd jég az előrejelzések értelmében. A jégtakaró visszahúzódásának ütemét – akár csak napjainkban – felgyorsíthatja a jégáramlás dinamikájának megváltozása is. A jelenlegi modellekben ugyan nem szerepel, de a megfigyelésekből következtethetünk arra, hogy e dinamikai változás növelheti a jégtakarók sérülékenységét a felmelegedéssel szemben, így hozzájárulhat a jövőbeli tengerszint-emelkedés fokozódásához. E folyamatok megértése azonban még nem teljes körű, s nincs egyetértés még a változás nagyságrendjét illetően sem.

2.2. Várható európai tendenciák

Bartholy Judit, Pongrácz Rita

Európa jövőbeni klímájáról összefoglalóan elmondhatjuk, hogy az éves átlaghőmérsékletek a globálisnál nagyobb mértékben növekednek. Részletesebben az alábbi változások prognosztizálhatók. (1) A melegedés Észak-Európában várhatóan télen lesz a legnagyobb mértékű, míg a mediterrán területeken nyáron. (2) Észak-Európában a téli napi minimumhőmérséklet nagyobb mértékben növekszik, mint az átlaghőmérséklet. Közép- és Kelet-Európában viszont a nyári napi maximumhőmérsékletek növekednek nagyobb mértékben az átlaghőmérséklethez viszonyítva. (3) Az éves csapadékösszeg az északi területeken várhatóan növekszik, míg délen csökken. Közép-Európában a téli csapadék növekedése, s a nyári csapadék csökkenése várható. (4) A szélsőséges napi csapadék valószínűsíthetően növekedni fog Észak-Európában. Ezzel párhuzamosan a csapadékos napok évi száma a Földközi-tenger térségében várhatóan csökken. (5) A nyári aszályok esélye Közép-Európában és a mediterrán térségben egyaránt növekedni fog. (6) A melegedés miatt a hóidény várhatóan rövidülni, a hóvastagság pedig csökkenni fog egész Európában.

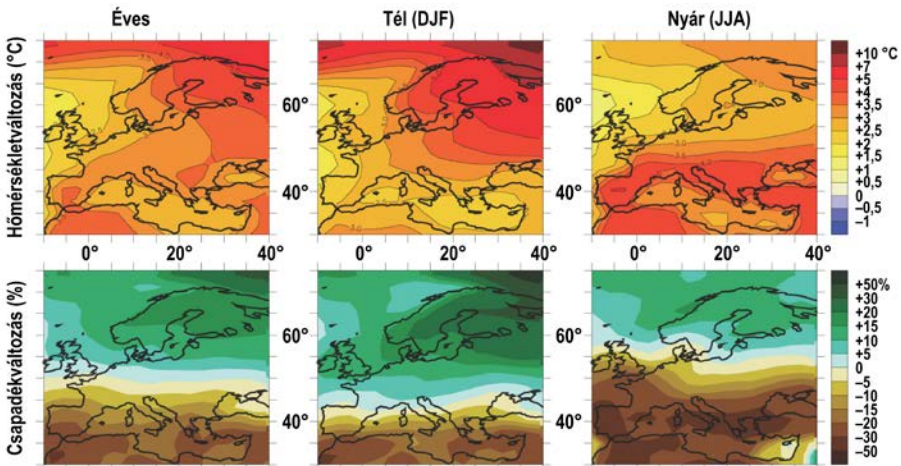
Az európai és mediterrán térségek jövőbeni klímaváltozásának kiváltó oka, a globális felmelegedés és annak közvetlen termodinamikai következményein kívül, az alacsony szélességek felől a pólusok irányába történő megnövekedő vízgőz-transzport. A légköri cirkuláció változásai éves és évtizedes skálán is befolyásolják kontinensünk éghajlatát. Erre két példát is említünk a közelműltből. 2002 augusztusában egy súlyos árhullám levonulását tapasztalhattuk Közép-Európa folyóin, mely egyértelműen egy mérsékeltövi ciklon átvonulásához volt kapcsolható (Ulbrich et al., 2003a,b). 2003 nyarán pedig egy hosszan tartó anticiklonális helyzet váltotta ki az Európa-szerte halálos áldozatokat követelő hóhullámot (Beniston, 2004; Schär et al., 2004). Még korábban az 1960-as és 1990-es évek között erős téli melegedés volt megfigyelhető Észak-Európában, melyet az Észak-Atlanti Oszilláció (NAO) pozitív fázisának erősödése okozott (Hurrell és van Loon, 1997; Scaife et al., 2005).

A lokális termodinamikai tényezők szintén kiemelt szerepet játszanak Európa klímájának jövőbeni megváltozásában (Seneviratne et al., 2010). A télen jelenleg hóval borított területeken a hótakaró jövőbeni csökkenése pozitív visszacsatolási mechanizmus beindulását válthatja ki, mellyel erősíti a melegedést. Dél- és Közép-Európa térségében a talaj nyári szárazodásával összefüggő visszacsatolási mechanizmusok már napjainkban is fontos szerepet játszanak az éghajlati viszonyok kialakításában. Például a fent említett 2003-as hóhullám hatását is jelentősen felerősítették (Black et al., 2004; Fink et al., 2004).

A következőkben röviden áttekintjük a térségre vonatkozó globális és regionális klímaszimulációk eredményeit, s a becslések bizonytalanságait. Az Európára várható éghajlati tendenciákat két forrás alapján összegezzük. Egyrészt az IPCC 2007-es Helyzetértékelő Jelentésében bemutatott eredmények, másrészt az azóta lezárult ENSEMBLES Európai Unió által támogatott projekt eredményeinek (van der Linden és Mitchell, 2009) ismertetésével. Előbbi elsősorban a GCM-eken (Phillips et al., 2007), illetve a PRUDENCE projekt (Christensen et al., 2007) keretében végzett regionális klímaszimulációkon alapul. Ebben a fejezetben csak a közepesnek tekinthető A1B scenárióra (ld. 1.3. alfejezet) vonatkozó modellszimulációkat mutatjuk be.

2.2.1. Becslések GCM-eredmények alapján

A modellek validációja során a térségre vonatkozóan kapott legfontosabb eredményeket az alábbiakban foglalhatjuk össze. (1) A GCM-szimulációk a nyári félévben nagyjából megfelelően becslik a múlt század hőmérsékletét, a téli félévben viszont jelentősebb alulbecslést figyelhetünk meg, különösen Észak-Európa keleti részén. Ennek oka, hogy a szimulációkban az Atlanti-óceán térsége felől érkező nyugati áramlás gyengébb a megfigyelthez képest. (2) Észak-Európában ősztől tavaszig a GCM-ek által szimulált csapadék a megfigyeléseket felülbecsli (Adam és Lettenmaier, 2003). Nyáron viszont a modellek többsége alulbecsli a csapadékot, különösen a térség keleti részén. (3) Az RCM-szimulációk mind a hőmérséklet, mind a csapadék esetén jobban közelítik a megfigyelési adatokat. Ennek ellenére Délkelet-Európában jóval szárazabb és melegebb éghajlati viszonyokat becsülnek a mérésekhez viszonyítva (Hagemann et al., 2004; Jacob et al., 2007). Sok RCM-szimuláció a nyári hőmérséklet évek közötti változékonyságát is túlbecsli Dél- és Közép-Európában (Lenderink et al., 2007; Vidale et al., 2007). (4) Az RCM-szimulációkban a középhőmérsékletekhez képest nagyobb a szélsőséges hőmérsékletek hibája (Kjellström et al., 2007). (5) A csapadékhhoz kapcsolódó extrém éghajlati eseményeket lényegesen jobban rekonstruálják az RCM-, mint a GCM-szimulációk. A megfigyelésekhez képest egyértelműen szisztematikus alul- vagy felülbecslés nem jellemző, kivéve a déli területek nyári szárazságát (Booij, 2002; Semmler és Jacob, 2004; Fowler et al., 2005).

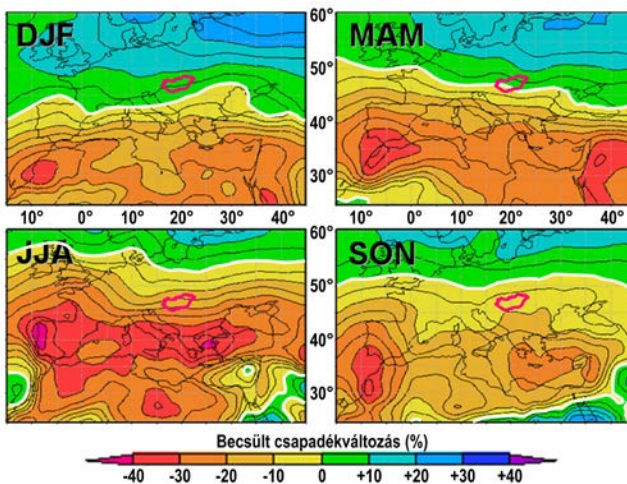


2.13. ábra. Az éves, téli és nyári várható hőmérsékletváltozás (a felső sorban) és csapadékváltozás (az alsó sorban) 2080–2099-re Európa térségére. A kompozittérképek 21 GCM output (Phillips et al., 2007) alapján az A1B scenárióra készültek, referencia időszak: 1980–1999. (Forrás: IPCC, 2007a)

Európa térségében a XX. században detektált melegedési tendencia várhatóan erősödő mértékben tovább folytatódik a XXI. század végéig. A GCM-szimulációk alapján – A1B scenáriót feltételezve – az évi középhőmérséklet 2080-2099-re várható növekedése (2.13. ábra felső sora) Észak-Európában 2,3–5,3 °C, Dél-Európában 2,2–5,1 °C (referencia időszak: 1980-1999). A legnagyobb melegedés Európa északi részén télen, míg a mediterrán térségben nyáron valószínűsíthető. Annak ellenére,

hogy a légköri cirkuláció fontos szerepet játszik a kontinens hőmérsékleti viszonyainak alakításában (Dorn et al., 2003), a prognosztizált melegedésben mégsem ez a legfontosabb tényező (Rauthe and Paeth, 2004; Stephenson et al., 2006; van Ulden et al., 2007). Van Ulden és van Oldenborgh (2006) regressziós eljárás alapján elemzésének eredményei alapján a cirkulációs változások a nyugatias áramlás erősödése révén télen, valamint nyár végén növelték a melegedés mértékét. Ezzel ellentétben az áramlás gyengülése következtében májusban és júniusban kissé csökkent a melegedés. A fenti becslések szerint a cirkulációs viszonyok módosulásának hatására jelentkező havi hőmérséklet-változás mértéke nem haladja meg a 1,5 °C-ot, amely sokkal kisebb a modellszimulációk XXI. század végére prognosztizált teljes melegedésénél.

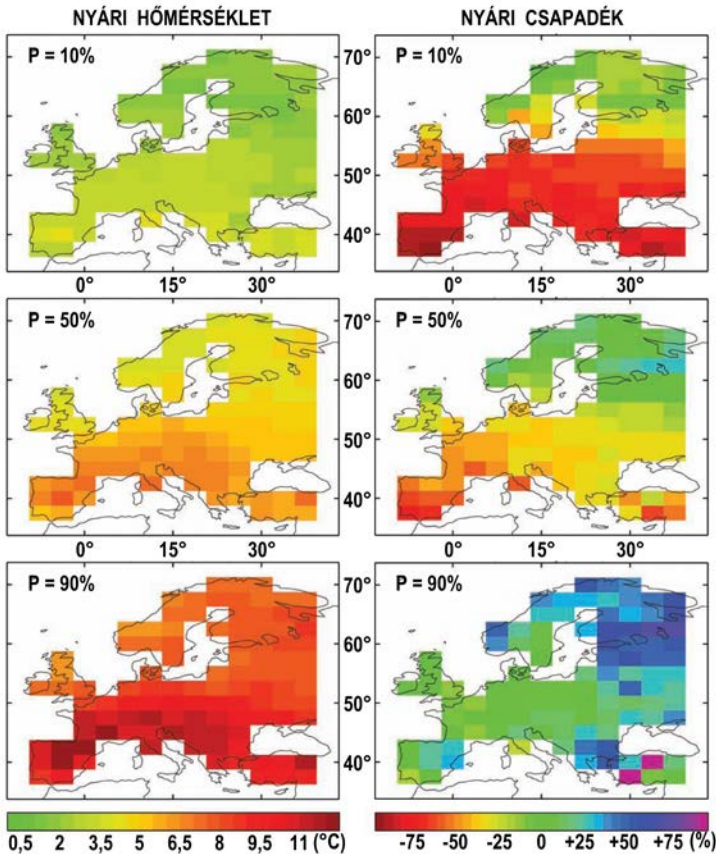
A GCM-szimulációk XXI. század végére vonatkozó csapadékbecsléseiben egyértelműen kettéválík Európa (2.13. ábra alsó sora): északon a csapadék nő (0–16%-kal), míg délen csökken (4–27%-kal). A legnagyobb csapadéknövekedés Észak- és Közép-Európában télen várható. Nyáron a modellek Észak-Európára becsült változásai az 55°É szélességtől északra csapadéknövekedést, míg attól délre csökkenést jeleznek. A kontinens déli részén egyértelműen csökkenő tendencia valószínűsíthető, mely nyáron a legnagyobb mértékű. A csapadékviszonyok éves eloszlásában és megváltozásában cirkulációs és termodinamikai tényezők egyaránt szerepet játszanak. Van Ulden és van Oldenborgh (2006) vizsgálatából kiderül, hogy a cirkulációváltozás szerepe minden évszakban döntő fontosságú. A téli csapadéknövekedés a nyugati áramlás erősödésére vezethető vissza, míg a nyári szárazabb viszonyok a keleties, anticiklonális helyzet következményeként jelennek meg. Rowell és Jones (2006) számításai szerint a kontinentális és délkelet-európai térség nyári csapadékcsökkenéséért a termodinamikai tényezők a felelősek. Például a relatív nedvesség csökkenésének hátterében – a tengeri területekhez képest – nagyobb mértékű kontinentális melegedés áll. Egy másik lehetséges tényező a csökkenő talajnedvesség, melynek oka a tavaszi melegedés következtében jelentkező korábbi hóolvadás.



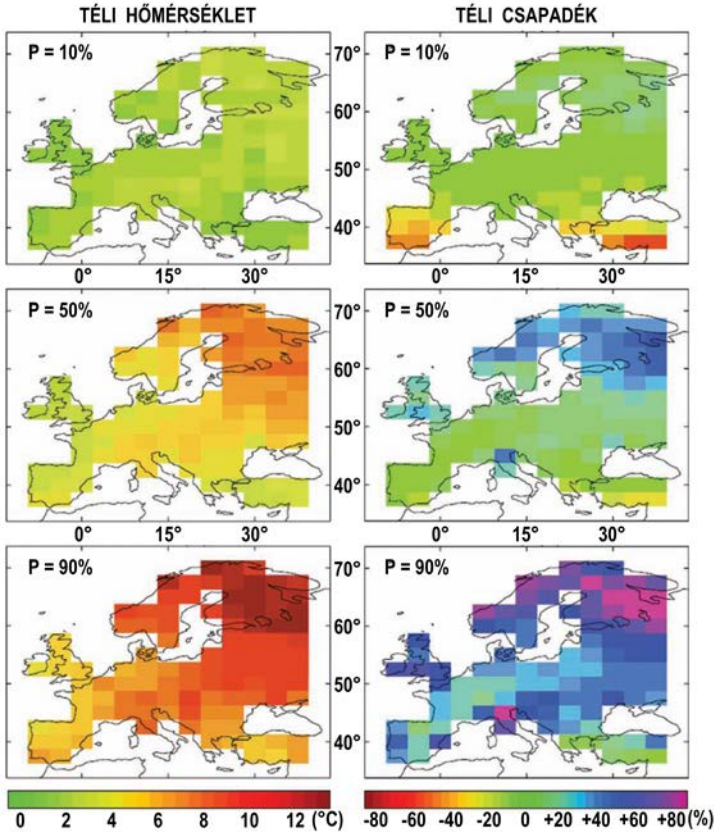
2.14. ábra. Átlagos évszakos csapadékváltozás (%) 2071–2100-ra az A1B szcenárió esetén 17 GCM-output alapján, referencia időszak: 1961–1990 (Forrás: Giorgi és Lionello, 2008)

A Földközi-tenger körzetének szárazodási folyamata jobban megfigyelhető Giorgi és Lionello (2008) 2071–2100-ra vonatkozó analízise alapján (2.14. ábra). A fehérrel jelzett 0 változási zóna évszakonként máshol helyezkedik el, nyáron a legészakabbra, télen a legdélebbre. Ezzel magyarázható a hazánkra (pirossal jelezve) várható jelentős nyári szárazodás és a téltre várható növekvő csapadék, ugyanis az adott évszakokban a térség rendre a fehér vonaltól északra, illetve délre fekszik.

Ugyancsak a durvább felbontású GCM-szimulációk segítségével térképes formában készültek a 2.15. és a 2.16. ábrán látható valószínűségi előrejelzések a 2081–2099 időszakra. Külön-külön ábra mutatja be a nyári és a téli várható változások 10%-os, 50%-os és 90%-os percentilis mezőit a hőmérsékletre (bal oldali oszlopok) és a csapadékra (jobb oldali oszlopok) vonatkozóan. Az előrejelzett változások medián (50%-os percentilis) mezői a várható átlagos változásokra utalnak, míg a 10%-os és a 90%-os percentilisek a modelleredményekből kapott változások szélsőségeit jelenítik meg. Itt is jól elemezhető a téli és a nyári várható melegedés eltérő mértéke és területi eloszlása, valamint a csapadékváltozás eltérő előjele Európa északi és déli régióiban.



2.15. ábra. A 2080–2099 időszakra vonatkozó nyári hőmérséklet (bal oldali oszlop) és a csapadék (jobb oldali oszlop) valószínűségi előrejelzései az A1B scenárió esetén. A térképek a 10%-os, az 50%-os (medián) és a 90%-os percentilis értékeket mutatják be GCM-szimulációk alapján. Referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

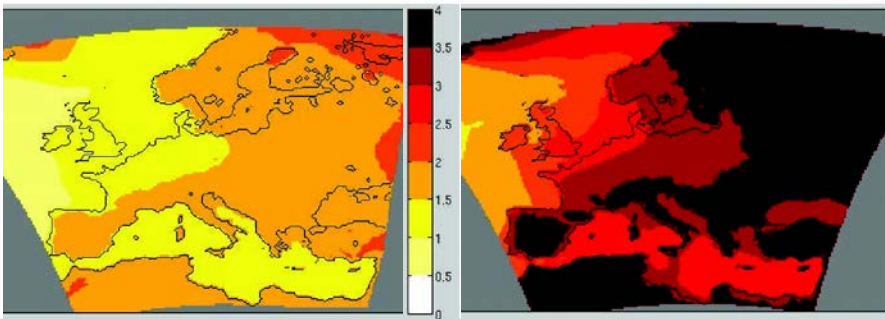


2.16. ábra. Az ENSEMBLES projekt Európára, a 2080–2099 időszakra vonatkozó téli hőmérsékleti (bal oldali oszlop) és csapadék (jobb oldali oszlop) valószínűségi előrejelzései az A1B scenárió esetén. A térképek a 10%-os, az 50%-os (medián) és a 90%-os percentilis értékeket mutatják be GCM-szimulációk alapján. Referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

2.2.2. Becslések RCM-eredmények alapján

Egész Európát lefedő, 25 km-es, finom horizontális felbontást alkalmazó RCM-szimulációk összehangolt elemzését végezték el a 2004–2009 között futó ENSEMBLES projekt keretében (van der Linden és Mitchell, 2009). A projektet a Brit Meteorológiai Szolgálat vezette, s a kutatásban 20 ország 66 intézete vett részt, főként Európából, de például amerikai, japán és ausztrál támogató partnerek is csatlakoztak a projekthez. Az 1951–2100 időszakot felölelő szimulációk mindegyike a közepesnek tekinthető A1B scenárió (Nakicenovic és Swart, 2000) vette figyelembe. Az ENSEMBLES projekt (<http://ensemblesrt3.dmi.dk/>) számos korábbi Európai Unió által támogatott hasonló témakörű projekt tapasztalatait felhasználta, melyek közül a legfontosabbak: a PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/>), a STARDEX (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>), a MICE (<http://www.cru.uea.ac.uk/mice/>), a DEMETER (<http://www.ecmwf.int/research/demeter/>), a CECILIA (<http://www.cecilia-eu.org/>) és a CLAVIER (<http://www.clavier-eu.org/>). A PRUDENCE

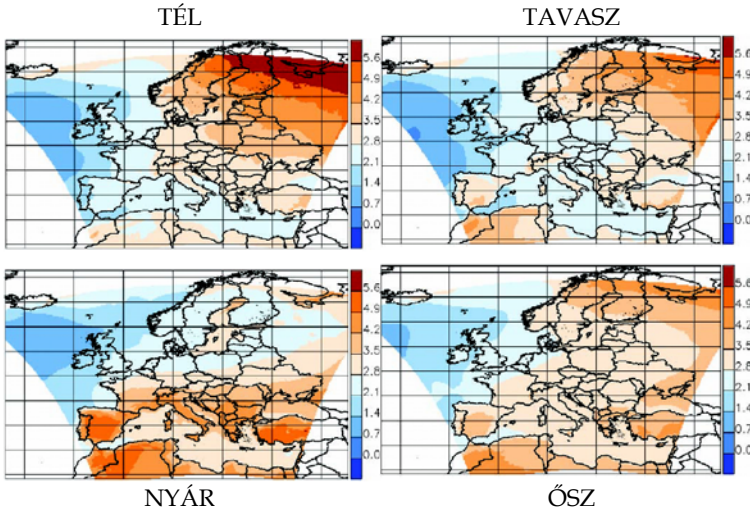
projekt (Christensen et al., 2007) regionális klímaszcenáriók összeállításával értékelte a klímaváltozással járó európai regionális hatásokat és kockázatokat. Ezt kiegészítve a STARDEX projekt (Goodess, 2005) az extrém időjárási események gyakoriságának és intenzitásának változásait vizsgálta a XXI. század végére vonatkozóan. A MICE projekt (Hanson et al., 2007) elemzéseinek középpontjában szintén a hőmérséklet, a csapadék, valamint a szél extrémumai álltak, azonban ezeknek a gazdasági szektorra vonatkozó várható hatásait helyezte előtérbe. A CECILIA (Halenka, 2007) és a CLAVIER (Jacob et al., 2008a) projekt ugyancsak vizsgálta az extrém időjárási eseményeket, a levegőminőséget, valamint a hidrológiai következményeket, ám a vizsgálatok során egy kisebb területet emeltek ki, s Közép-Kelet-Európa térségére koncentráltak. A választott régióból adódóan mindkét projekt hazai részvétellel valósult meg, s lényegi eltérés a két projekt által alkalmazott RCM-ekben volt. A CECILIA az ALADIN és a RegCM modelleket, a CLAVIER pedig a REMO-t alkalmazta a regionális skálájú klímadmodellezésre. Az eredményeket részletesen elemezzük a 3.2. alfejezetben.



2.17. ábra. Az évi középhőmérséklet átlagos változása (°C) 2021–2050-re (bal oldalon) és 2071–2100-ra (jobb oldalon) az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

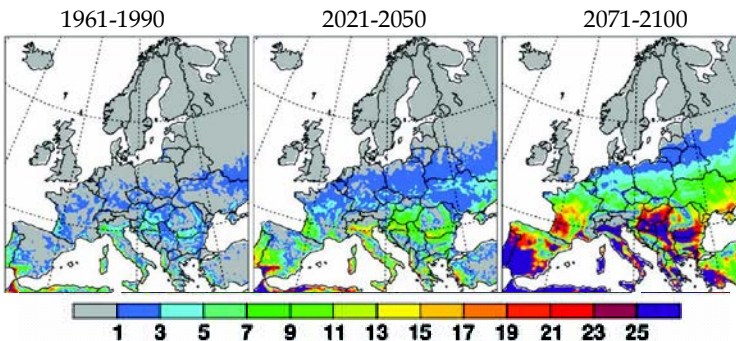
Az ENSEMBLES szimulációk eredményei alapján az évi középhőmérséklet változása az évszázad közepén (2021–2050) várhatóan 1–2 °C közötti, az évszázad végén (2071–2100) 1,5–4 °C (2.17. ábra). A legnagyobb melegedés mindkét időszakban a kontinens északkeleti és déli részén valószínűsíthető. A századvégre várható évszakos hőmérséklet-változás mezőit a 2.18. ábra jeleníti meg, melyen fellelhetők a 2.13. ábra szerkezeti sajátosságai. Általában minden évszakban a legkisebb melegedés az óceáni területeken jelentkezik. Egész Európában a legnagyobb várható melegedés télen az északkeleti régióban valószínűsíthető, melynek mértéke akár az 5–6 °C-ot is meghaladhatja. Hasonló a változási mező szerkezete tavasszal és ősszel is, azaz Európa északkeleti térségében várható a legnagyobb évszakos melegedés az évszázad végére, s délnyugati irányba haladva csökken a prognosztizált melegedés mértéke. Ezzel ellentétes a nyári tendencia szerkezete, ahol a legnagyobb (4 °C-ot meghaladó) melegedés a vizsgált terület déli részén, a Földközi-tenger körzetében jelentkezik.

A modelleredmények alapján a szélsőséges hőmérsékleti viszonyok is jelentős mértékben változnak a jövőben, melyek számos hatásvizsgálatban fontos szerepet kaphatnak. Az alábbiakban néhány példát mutatunk be ezekre.



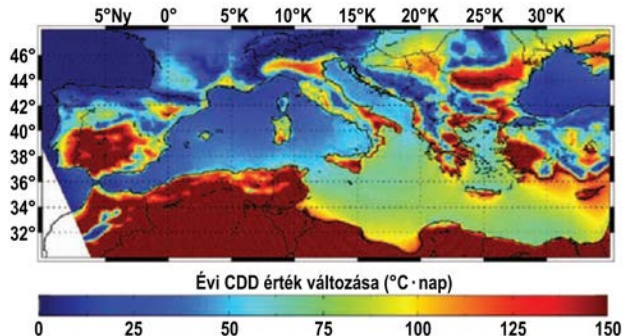
2.18. ábra. Az évszakos középhőmérsékletek átlagos változása (°C) 2071–2100-ra az A1B szcenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

Egészségügyi szempontból kiemelten fontos a több meteorológiai paraméter együttes hatását mérő biometeorológiai indexek használata, melyek az emberi szervezetre gyakorolt élettani hatásokat figyelembe véve értékelik a közvetlen környezet éghajlati viszonyait. A nagy hőség időszakában a hőmérsékleten kívül a relatív nedvesség hatása sem elhanyagolható, ezt tükrözi az ún. Hőség Index (Steadman, 1984). Fischer és Schär (2009) elemzése alapján egyértelműen megállapítható, hogy az egészségre veszélyes magas (40,7 °C küszöbértéket meghaladó) index értékű napok száma szignifikánsan növekszik a XXI. század során. Az RCM-szimulációk eredményei 1961–1990-re, 2021–2050-re és 2071–2100-ra (2.19. ábra) jól mutatják a várható növekedés mértékét. Míg a referencia időszakban az 50°É szélességtől délre csak évi 1-5 nap az átlagos maximális gyakoriság, addig a század közepére ez meghaladhatja a 10 napot, s a század végére pedig akár a 25 napot is. Különösen veszélyeztetettek a Közép-, s főleg Dél-Európában található, alacsonyan fekvő alföldek, folyóvölgyek.



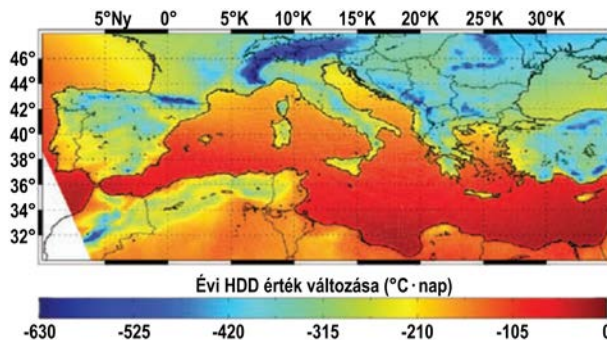
2.19. ábra. A 40,7 °C-ot meghaladó Hőség Index értékű napok átlagos száma 1961–1990 (balra), 2021–2050 (középen), 2071–2100 (jobbra) időszakban öt modellszimuláció alapján. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

A másik példában az energiaigény és a gazdaság szempontjából fontos paraméterek várható változását mutatjuk be (van der Linden és Mitchell, 2009). A hűtésre fordítandó energiaszükségletet a hűtési effektív hősszeggel (Cooling Degree Days, CDD, melynek egysége °C nap) jellemezhetjük, vagyis a 25 °C-nál nagyobb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti értékének összegével. A 2021–2050 időszakra várható megváltozást illusztrálja a 2.20. ábra (referencia időszak: 1960–1989). Egyértelműen leolvasható, hogy a Földközi-tenger térségében a hűtési igény jelentősen növekszik a jövőben. A legnagyobb mértékben Cipruson és Észak-Afrikában, de ugyancsak markáns növekedés várható Spanyolország déli részén, Görögország keleti régióiban, valamint Törökország nyugati térségében.

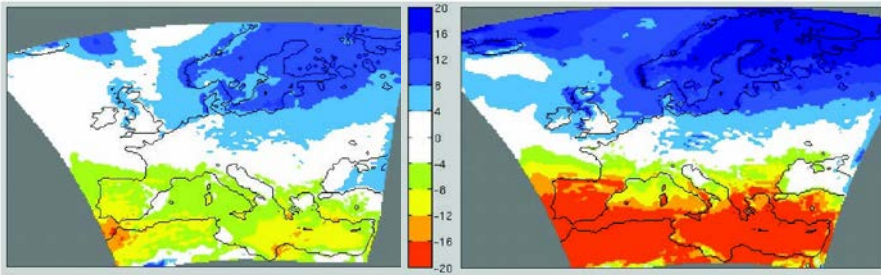


2.20. ábra. A hűtés éves potenciális energiaigényének becsült megváltozása 2021–2050 időszakra, referencia időszak: 1960–1989 (forrás: van der Linden és Mitchell, 2009). CDD: Cooling Degree Days, hűtési effektív hősszeg (°C nap egységben kifejezve), vagyis a 25 °C-nál nagyobb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti értékének összege

A várható klímaváltozás pozitív hatásaként jelentkezik a fűtési igény csökkenése, melyet a fűtési effektív hősszeggel (Heating Degree Days, HDD, egysége °C nap) jellemezhetünk, vagyis a 15 °C-nál kisebb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti értékének összegével. A HDD értéke a közeljövőben (2021–2050) a mediterrán térség nagy részén jelentősen csökkenni fog (2.21. ábra). Kisebb a várható változás mértéke a tengerparthoz közeli területeken, ahol jelenleg sincsenek hideg telek.

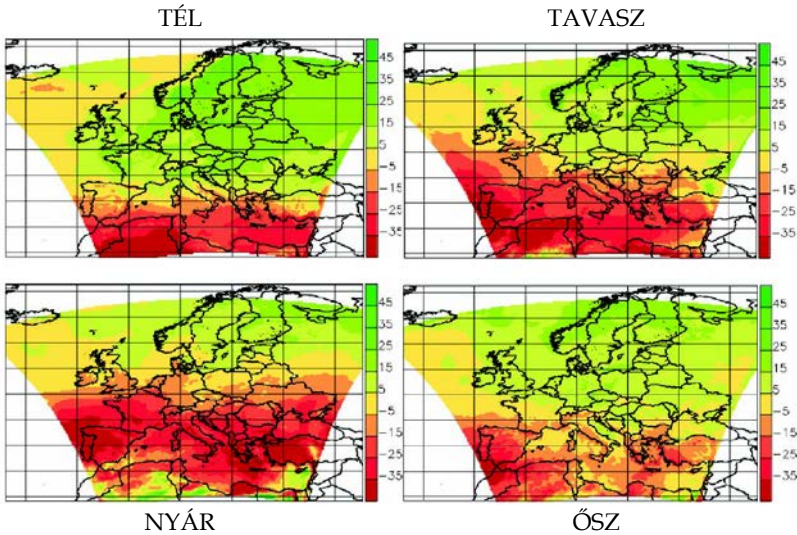


2.21. ábra. A fűtés éves potenciális energiaigényének becsült megváltozása 2021–2050 időszakra, referencia időszak: 1960–1989 (forrás: van der Linden és Mitchell, 2009). HDD: Heating Degree Days, fűtési effektív hősszeg (°C nap egységben kifejezve), vagyis a 15 °C-nál kisebb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti értékének összege



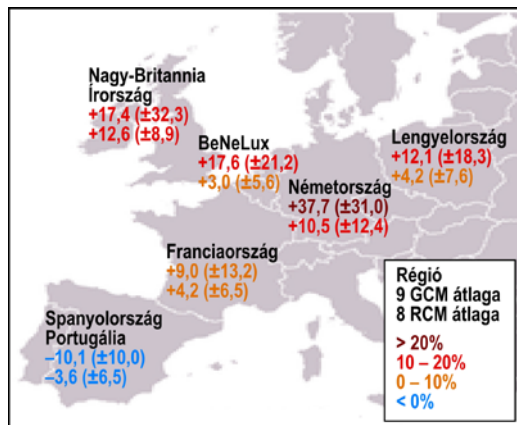
2.22. ábra. Az évi csapadékmennyiség átlagos változása (%) 2021–2050-re (bal oldalon) és 2071–2100-ra (jobb oldalon) az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

Az RCM modellszimulációk eredményei alapján várható évi csapadékváltozás százalékos mértéke a 2.22. ábrán látható. Mind a 2021–2050-re, mind a 2071–2100-ra vonatkozó kompozittérképeken jól látható Európa megosztottsága. Az északi területeken a csapadékösszeg növekedése, a déli régiókban pedig szárazodási tendencia valószínűsíthető. A prognosztizált változások mértéke jelentősen növekszik a XXI. század végére. A 2071–2100-ra várható átlagos évszakos csapadékváltozásokat a 2.23. ábra foglalja össze az RCM-szimulációk alapján. A kompozittérképek szerkezetében jól követhető, hogy a csapadékcsökkenést és -növekedést elválasztó zóna földrajzi szélessége jelentősen eltér egymástól a különböző évszakokban. A modellszimulációk eredményei valószínűsítik, hogy ez a sáv télen található majd a legdélebbre, Madrid-Nápoly-Szaloniki vonalában, melyhez képest a nyári északra tolódás elérheti akár az 1600 km-t is, s a Belfast-Koppenhága-Gdansk tengelyen jelenik meg.



2.23. ábra. Az évszakos csapadékmennyiségek átlagos változása (%) 2071–2100-ra az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

Bár részletesen a szélirány és a szélesség várható változásának értékelésével e fejezetben nem foglalkozunk, mégis felhívjuk a figyelmet, hogy a modellszimulációk lehetőséget adnak ilyen témájú hatáselemzések elvégzésére is. Az ENSEMBLES projekt keretében vizsgálták a nagy szélességek okozta viharok várható változását (van der Linden és Mitchell, 2009). A modellszimulációk eredményei arra utalnak, hogy míg Közép- és Nyugat-Európa északi részén a szélsőséges szélességek gyakorisága és intenzitása növekedni, addig Dél-Európában várhatóan csökkenni fog a jövőben. A potenciális viharokat regressziós modellek felhasználásával becsülték. Az extrém szélességek változásához hasonlóan Nyugat- és különösen Közép-Európa térségére a viharok jelentős növekedése valószínűsíthető. A 2.24. ábrán országonként jelenik meg a globális, illetve a regionális modellek által becsült viharváltozás százalékos mértéke. A pirosas árnyalatokkal közölt változási értékek a viharok XXI. század végére várható növekedésére, míg a késsel jelöltek a csökkenésére utalnak. A bizonytalanságok bemutatására a prognosztizált változások szórásértékei is megjelennek a 9 GCM, illetve 8 RCM modellszimulációból számított átlagos értékek mellett.



2.24. ábra. Az évi átlagos viharváltozás mértéke (%) 2071-2100-ra az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961-2000. A zárójelben lévő értékek a modellek közötti szórás értékét jelzik. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

2.3. A bizonytalanságok számszerűsítése, a modellhibák csökkentése

Bartholy Judit, Pongrácz Rita

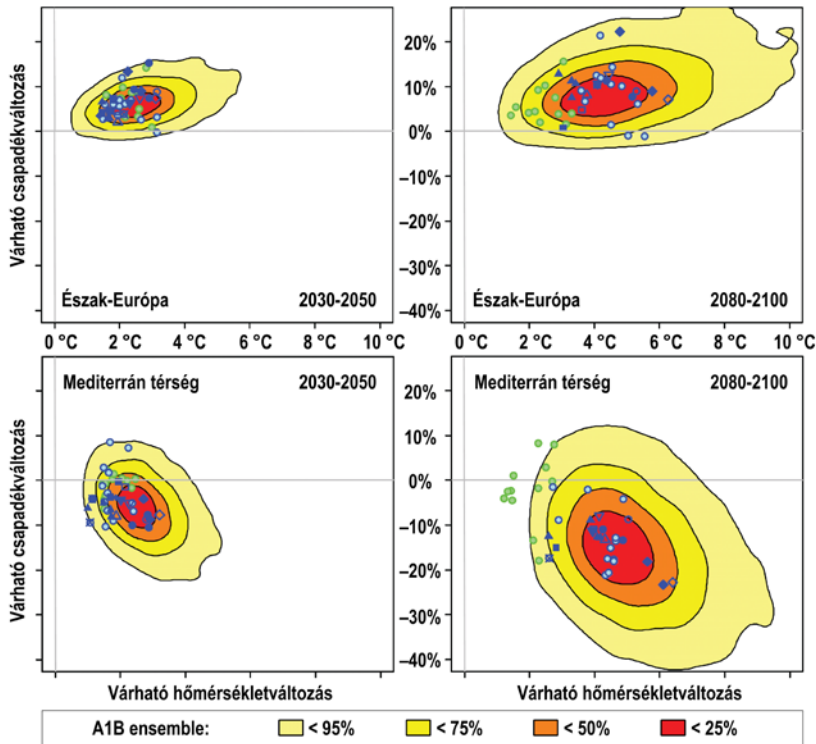
Az elmúlt évtizedben vált lehetővé a finomabb felbontású, regionális modellek futtatása, mely egy-egy térségre lényegesen jobb minőségű éghajlati becsléseket tesz lehetővé, mint a globális modellek. Az eredmények elemzésekor sokszor előfordult, hogy a különböző regionális modellek ugyanarra a térségre egymástól jelentősen eltérő becsléseket adtak. A 2000 után indult több nemzetközi projekt (mint például a PRUDENCE vagy az ENSEMBLES) célkitűzései között kiemelt helyen szerepelt a modellbecslések bizonytalanságának számszerűsítése és a modellhibák csökkentése.

A modellbecslések bizonytalansági forrásait az alábbiakban foglalhatjuk össze. (1) Modellhibák és parametrizációk, főként a felhőfizikai folyamatokkal összefüggésben; (2) Sztochasztikus bizonytalanságok, melyek az adott modell rácsfelbontásánál finomabb térbeli skálájú változékonyság és az áramlási mező csatolásából adódnak; (3) Kezdeti feltételek (pl. az óceáni hőmérsékleti mező) bizonytalansága; (4) A GCM-outputok dinamikus leskálázása RCM-ek felhasználásával, ezen belül lényeges lehet a határfeltételekben meglévő bizonytalanság, illetve a GCM/RCM pár megválasztásából adódó bizonytalanság; (5) A GCM-outputok statisztikus leskálázása adott pontokra, mely esetén kritikus lehet a prediktorok megválasztása és a stacionaritás feltételezése; (6) A meteorológiai mérésekben rejlő bizonytalanság, vagyis, hogy milyen paraméterekkel, milyen módszerekkel reprezentáljuk a regionális éghajlatot; (7) Az üvegházhatású gázok kibocsátásából hogyan becsljük azok légköri koncentrációját; (8) Az üvegházhatású gázok változó koncentrációjából hogyan származtatjuk a sugárzási kényszer megváltozását; (9) A kibocsátási scenáriók társadalmi-gazdasági feltételrendszerei, azaz például milyen irányú és ütemű lesz a jövőben a technológiai fejlődés, a földhasználat szerkezetének változásai, vagy a kibocsátási kvótákkal kapcsolatos hatások; (10) A klímaváltozás által kiváltott hatások a társadalmi-gazdasági folyamatokra, s azok változásai alapján az antropogén kibocsátások visszahatása az éghajlati rendszerre.

A fenti okok miatt a regionális klímaváltozás elemzéséhez a projektek során megfogalmazott ajánlások szerint mind több modellszimuláció elvégzése szükséges, s célravezető az így kapott éghajlati becslés együttes valószínűségi formában való megadása. Az ún. EPS (ENSEMBLES Prediction System, azaz az ENSEMBLES projekt keretében kifejlesztett előrejelzési rendszer) egy nagy lépés a bizonytalanság csökkentésében, hiszen a sok modellszimuláció együttes alkalmazása lehetőséget ad valószínűségi előrejelzések készítésére, s ennek során a becslések bizonytalanságának számszerűsítésére. Egy másik újszerű lépés volt a modellenkénti súlytényezők meghatározása, mely a validációs eredmények segítségével történt.

A hőmérséklet és a csapadék változására vonatkozó valószínűségi becslések együttes megjelenítési formája az ún. kétváltozós PDF-diagram (PDF: probability density function, azaz valószínűségi sűrűségfüggvény), melyen a két változó által meghatározott karakterisztikus felületeket ábrázoljuk (Déqué et al., 2011). Példaként a 2.25. ábrán bemutatjuk az Európa északi és déli régiójára várható évi közép-hőmérsékleti és csapadékváltozásokat (van der Linden és Mitchell, 2009). A bal oldali oszlopban a közelebbi jövőre (2030–2050), a jobb oldali oszlopban a távolabbi jövőre (2080–2100) becsült éghajlatváltozás jelenik meg. A felrajzolt kvantilisok kiterjedése szemléletesen mutatja, hogy az egyes térségekben mennyire egybehangzóak, illetve eltérőek a rendelkezésre álló modellbecslések. Jól leolvasható az is, hogy a század végére a bizonytalanság jelentős mértékben növekszik. A grafikonokon az

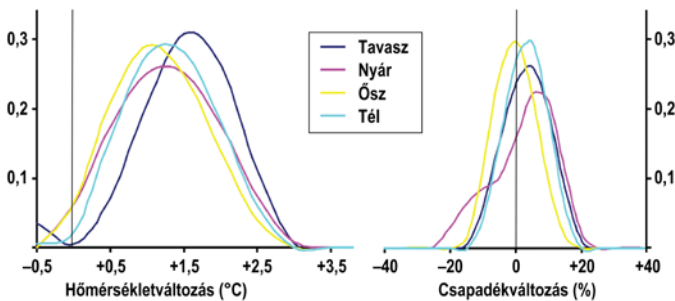
egyres modellszimulációk eredményeit kék (A1B közepes scenárió), illetve zöld (E1 stabilizációs scenárió) szimbólumok jelenítik meg. A közeljövőre vonatkozó becslések esetén a kétféle scenárió eredményei nem válnak szét egymástól jelentősebben, s a kvantilisok által kijelölt területek közepére koncentrálnak. Ezzel ellentétben az évszázad végére az E1 stabilizációs scenáriót (vagyis a CO₂ koncentrációt 450 ppm szinten állandósító forgatókönyvet) jelző zöld jelek a többi szimbólumhoz képest jelentősen elmozdulnak, mely arra utal, hogy a kibocsátás-csökkentés hatására mérséklődik a várható hőmérséklet-növekedés és csapadék-változás mértéke. A melegedés például akár a 2-3 °C-kal kisebb is lehet a század végére, amennyiben az üvegházhatású gázok kibocsátásában jelentős csökkentést sikerül elérni.



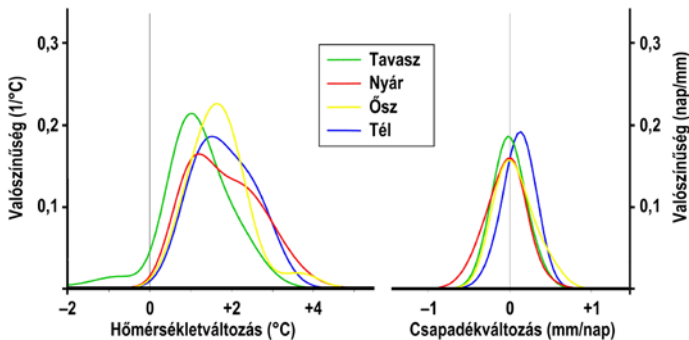
2.25. ábra. Az évi középhőmérséklet és csapadék változásának PDF-diagramjai 2030-2050-re (bal oldalon) és 2080-2100-ra (jobb oldalon) A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961-1990. A felső két grafikon Észak-Európa régiójára (48°-75°É, 10°Ny-40°K) vonatkozik, míg az alsó kettő a Mediterrán térségre (30°-48°É, 10°Ny-40°K). A színezett területek a 25%-os, 50%-os, 75%-os és 95%-os kvantilisokat jelölik ki. A sötétkéék üres szimbólumok a meghajtó GCM-ek eredményeit, míg a beszínezettek az RCM-ek eredményeit reprezentálják. A világoskék szimbólumok további, RCM-meghajtásra nem használt GCM-ek eredményeit mutatják. A zöld szimbólummal jelölt GCM-eredmények pedig a többitől eltérően ún. stabilizációs forgatókönyvre (E1) vonatkoznak, mely szerint a CO₂ koncentráció 450 ppm szinten állandósul. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

A várható éghajlatváltozás egy másik lehetséges megjelenítési formájával az éghajlati paraméterek modellszimulációk által becsült évszakos változásának

valószínűségi sűrűségfüggvényeit ábrázolhatjuk. Példaként a 2.26. és 2.27. ábrán a Közép-Európa térségére, illetve Budapestre 2021–2050-re várható hőmérséklet- és csapadékváltozások paraméterenkénti évszakos sűrűségfüggvényeit hasonlítjuk össze. Míg az előbbihez GCM, addig az utóbbi esetén RCM szimulációk eredményeit használták fel (van der Linden és Mitchell, 2009; Déqué, 2009). Az informatív ábrázolási forma lehetővé teszi az árnyaltabb különbségek beazonosítását. Míg a hőmérsékletnövekedés várható mértéke Közép-Európa egészét tekintve tavasszal a legnagyobb, addig Budapesten éppen ebben az évszakban a legkisebb. Az eloszlásban megjelenő szélsőségesen nagy évszakos hőmérsékletnövekedési értékek a GCM-ekben 1–1,5 °C-kal elmaradnak a Budapestre jelzett RCM-szimulációk értékeitől. A különbségek egyrészt a vizsgált térségek kiterjedésével, másrészt földrajzi elhelyezkedésével magyarázhatók. A csapadék esetén a várható téli növekedés mindkét esetben jól megjelenik. A különbség nyáron a legszembeütőbb. A GCM-ek Közép-Európában egyrészt csapadéknövekedést prognosztizálnak, másrészt bizonyos modellekben egy jelentősebb mértékű csökkenés is megjelenik a közeljövőre. Az RCM-szimulációkból Budapestre kapott eredmények eloszlásának maximuma ugyan a 0-nál van, de a negatív irányban aszimmetrikus függvény a csapadékcsökkenést valószínűsíti.

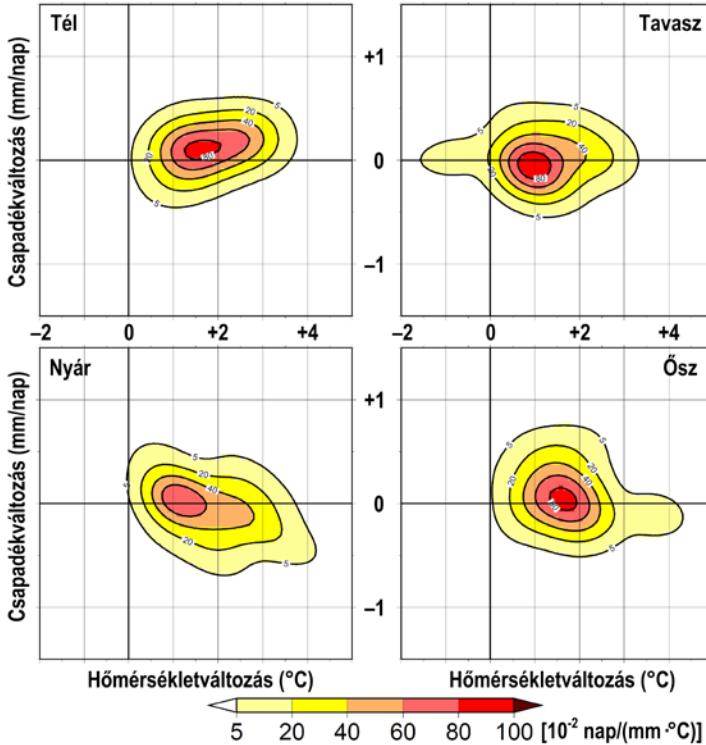


2.26. ábra. Közép-Európa térségére, 2021–2050-re évszakonként várható hőmérséklet- és csapadékváltozások empirikus sűrűségfüggvényei 18 GCM-szimuláció eredményei alapján az A1B szcenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)



2.27. ábra. Budapesthez legközelebbi rácsontra, 2021–2050-re évszakonként várható hőmérséklet- és csapadékváltozások empirikus sűrűségfüggvényei 16 RCM-szimuláció súlyozott eredményei alapján az A1B szcenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: Déqué, 2009)

Az egy-egy rácspontra vonatkozó évszakos éghajlatváltozás kétváltozós PDF-diagramon való ábrázolásával nemcsak nagyobb térségekre készíthetünk valószínűségi becslést, hanem kisebb régiókra is. Példaként a 2.28. ábrán a Budapestet reprezentáló rácspontra vonatkozóan a 2021–2050 időszakra várható évszakos hőmérséklet- és csapadékváltozás regionális modellbecsléseit összegezzük. Ezen eredmények alapján (Déqué és Somot, 2010) a hőmérséklet-emelkedés várhatóan nyáron és télen lesz a legnagyobb mértékű (átlagosan mintegy 1,8 °C). A csapadék növekedése ősszel és télen valószínűsíthető, átlagosan mintegy 0,1 mm/nap.



2.28. ábra. A budapesti hőmérséklet és csapadék 2021–2050-re várható évszakos változásának kétváltozós PDF-diagramjai az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. A színezett területeket az 5, 20, 40, 60, 80, illetve 100 értékek jelölik ki 10^{-2} nap/(mm·°C) egységben kifejezve, melyeket a súlyozott és normált RCM-eredményeből számítottak ki. (Forrás: Déqué, 2009)

A 3. fejezetben kerül sor a hazai regionális modelladaptációk validálására, valamint a modellszimulációk Kárpát-medencére vonatkozó eredményeinek részletes elemzésére.

2.4. Sérülékeny régiók

Barcza Zoltán, Mészáros Róbert

Az IPCC II. munkacsoportja (WG2) tárgyalja a klímaváltozás eddigi hatásait, valamint a jövőre vonatkozó klímaszcenáriók alapján a veszélyeztetett rendszerek szektoronkénti, illetve regionális jellemzését, s az alkalmazkodás lehetőségeinek elemzését (<http://www.ipcc-wg2.gov>). A 2007-ben megjelent Negyedik Helyzetértékelő Jelentés második kötetében (IPCC, 2007c) összegyűjtött, igen nagy számú tudományos elemzés szintézisének egyik legfontosabb üzenete az, hogy a fizikai és biológiai rendszerekben eddig észlelt változások egyértelműen kapcsolódnak az elmúlt évtizedek során tapasztalt melegedéshez és arányosak annak mértékével. A műszeres megfigyelések mellett a bioszférában észlelhető változások mutatják a legmeggyőzőbben azt, hogy a detektált globális klímaváltozás nem az éghajlati rendszer belső változékonyságából fakad. A fizikai és biológiai rendszerekben észlelt változások egy olyan folyamat indikátorai, ami eltér környezetünk megszokott, sok évszázada többé-kevésbé stabil állapotától. A jelenleg kimutatható hatások segítenek abban, hogy képet alkothassunk a jövőben várható tendenciákról, vagyis a fizikai és biológiai rendszerek jelenlegi állapota alapján – megfelelő klímaforgatókönyvek felhasználásával – megpróbálhatjuk feltárni a sérülékeny területeket. A korai felismerés és a szükséges intézkedések meghozatala alapvetően fontos lehet a károk csökkentése érdekében.

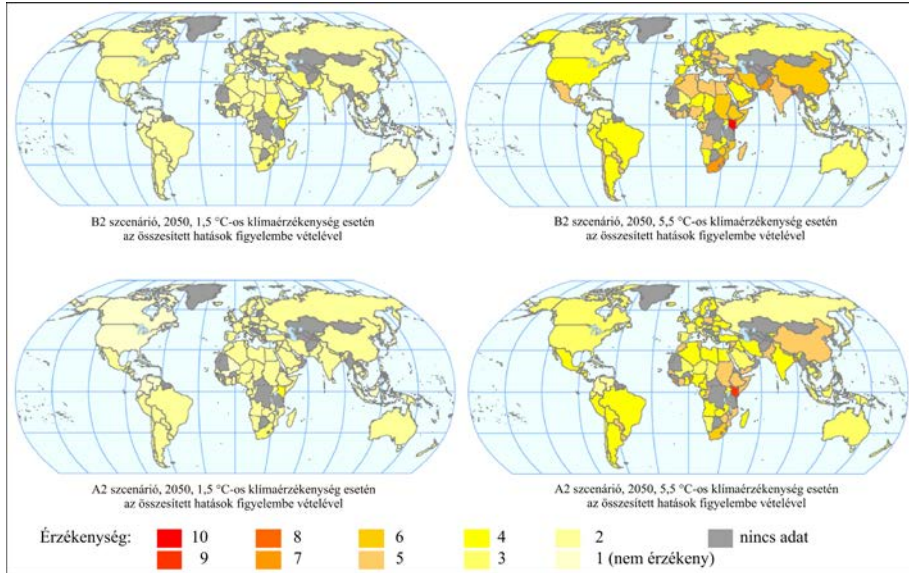
2.4.1. Mit értünk sérülékenység alatt?

Az IPCC definíciója szerint a *sérülékenység* (vagy más szóval, sebezhetőség) annak a mértékét fejezi ki, hogy egy rendszer mennyire érzékeny a klímaváltozás káros hatásaira, és mennyire nem képes megbirkózni ezekkel a hatásokkal. A klímaváltozás alatt a klíma változékonyságát, illetve az extrém eseményeket egyaránt értjük. A sérülékenység függ egyrészt a klímaváltozás jellegétől, nagyságától, a változás gyorsaságától, illetve attól is, hogy mekkora az éghajlati változékonyság. Másrészt a rendszer érzékenysége és alkalmazkodóképessége is egyértelműen meghatározó tényező (IPCC, 2007c).

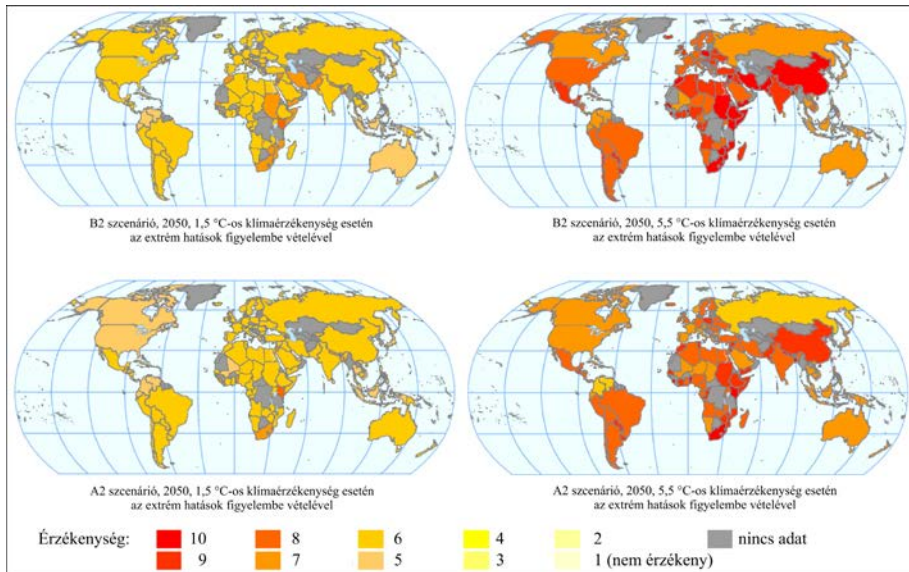
A 2.29. ábra a sérülékenység térbeli eloszlását mutatja országonként 2050-re különböző scenáriók és klímaérzékenységek esetén. A sérülékenység mérsékeltnek mondható 1,5 °C-os (a bal oldali térképeken), és jelentősen növekszik 5,5 °C-os (a jobb oldali térképeken) klímaérzékenység esetén. A kockázatok egyes ázsiai és afrikai országokban, valamint Közép-Amerikában a legnagyobbak. A 2.30. ábra az előzőhöz hasonló módon mutatja a sérülékenység térbeli eloszlását, de ebben az esetben az extrém klímahatások következményeit is figyelembe vették. A veszélyeztetett régiók földrajzi elhelyezkedése hasonlít a 2.29. ábrán látható térbeli szerkezetekhez, de itt jóval magasabb kockázati értékek jelennek meg.

Az IPCC Negyedik Helyzetértékelő Jelentésének második kötete (IPCC, 2007c) ágazatonként és földrajzi régiókhoz köthetően is tárgyalja a jövőre vonatkozó fizikai és biológiai sérülékenységet. Jelen fejezet célja, hogy regionális szempontból mutassa be a Föld sérülékeny területeit, és az ezen térségekben várható hatásokat. A bemutatásra kerülő anyag forrása nagyrészt az említett kötet, amelynek döntéshozói összefoglalójának magyar fordítása elérhető a http://www.met.hu/eghajlat/klimavaltozas/ipcc/ipcc_eghajlatvaltozas_2007.pdf címen. Az IPCC hivatalos anyagán kívül bemutatunk néhány olyan újabb keletű eredményt, ami a 2007-es

jelentés megjelenése óta született. Ezek a tanulmányok olyan globális sérülékenységet mutatnak be, amik hozzájárulhatnak az üvegházhatású gázokkal kapcsolatos visszacsatolási mechanizmusokhoz, így közvetve súlyosbíthatják (vagy adott esetben enyhíthetik) a klímaváltozás mértékét.



2.29. ábra. A sérülékenység térbeli eloszlása 2050-re különböző klímascenáriók és klímaérzékenységek esetén az összesített hatások figyelembe vételével. (Forrás: Yohe et al., 2006)



2.30. ábra. A sérülékenység térbeli eloszlása 2050-re különböző klímascenáriók és klímaérzékenységek esetén az extrém hatások figyelembe vételével. (Forrás: Yohe et al., 2006)

E fejezetben először az európai sérülékeny területeket mutatjuk be, majd kontinensenként tárgyaljuk a sebezhető régiókat. A fejezetet a biogeokémiai rendszerekhez köthető legújabb eredmények bemutatásával zárjuk.

2.4.2. Sérülékeny régiók Európában

Mára már nyilvánvaló, hogy az éghajlat változékonysága és változása befolyásolja az európai termelési (pl. mezőgazdaság, erdészet és halászat) és gazdasági ágazatok (pl. energiatermelés, turizmus), valamint a természeti környezet tulajdonságait és szerepét. A hatások némelyike előnyös, de a becslések szerint a legtöbb esetben a várható következmény kedvezőtlen (EEA, 2004). Európában kimutatható, hogy az északi és déli régiók között jelentős eltérés van az éghajlatváltozás hatásaira való érzékenység tekintetében. Az eddig is melegebb és szárazabb Dél-Európát várhatóan súlyosabban érintik a változások, mint Észak-Európát (EEA, 2004). A különböző szektorok esetén eltérő mértékű érzékenység valószínűsíthető Európa egyes régióiban. A 2.2. táblázat, illetve a 2.31. ábra ezeket foglalja össze.



2.31. ábra. Az egyes szektorok és rendszerek sérülékenysége a XXI. század során várható változások hatására Európa különböző régióiban

Az éghajlatváltozás várhatóan súlyosbítja majd a természeti erőforrásokban megjelenő regionális különbségeket. Várhatóan növekszik a folyóvizeken levonuló árhullámok kockázata. A tengerszint-emelkedés, valamint a viharok gyakoriságának

várható növekedése miatt egyre gyakoribbá válnak a tengerparti áradások is, így intenzívebb parti erózióra számíthatunk. E szempontból Hollandia kifejezetten sérülékeny térségnek számít, hiszen területének 26%-a a tengerszint alatt fekszik. Egy másik példa szerint 2050-re egyes területeken a kisebb alpesi gleccserek eltűnése, s a nagyobbak 30-70%-kal történő visszaszorulása várható (Schneeberger et al., 2003; Paul et al., 2004). A hótakaró nagy mértékű csökkenése egyértelműen negatívan hat a téli turizmusra. Az A1 forgatókönyv alapján 2080-ra a helyi növényfajok akár 62%-a is eltűnhet a mediterrán területek hegységeiben (Thuiller et al., 2005).

A kontinensen Dél-Európa számít a legsérülékenyebb régióknak. A hőmérséklet várható növekedése és a szárazság fokozódása csökkenti a rendelkezésre álló vízkészletet. A 2070-es évekre a vízenergia-potenciál mintegy 20-50%-os csökkenése prognosztizálható (szemben a 15-30%-os emelkedéssel Észak- és Kelet-Európában). Az intenzív, hosszabban elhúzódó hőségek miatt csökkenő komfortérzet negatívan hat a nyári turizmusra. Az intenzívebbé váló hőhullámok miatt növekszik az egészségügyi kockázat és az erdőtüzek gyakorisága.

Közép- és Kelet-Európában a csapadékmennyiség időbeli eloszlásában várható változás (Bartholy et al., 2008a) nyáron vízhiányt, míg télen áradásokat okozhat. A gyakoribb hőhullámok (Pongrácz et al., 2011) miatt ebben a régióban is növekszik az egészségügyi kockázat. A térségben az erdők termelékenysége várhatóan csökken, míg az erdő- és tűzertüzek gyakorisága növekszik.

Észak-Európában az éghajlatváltozás esetenként egymással ellentétes hatásokat okoz, ami bizonyos előnyökkel is járhat. Ilyen pozitív hatású lehet például a csökkenő fűtési igény, a nagyobb terméshozam és az erdőállományok gyorsuló növekedése. Az éghajlatváltozás fokozódásával a negatív hatások kerülhetnek túlsúlyba, például a gyakoribb téli árvizek, a veszélyeztetett ökoszisztémák és a növekvő felszíni instabilitás révén.

Térségünk sérülékenységére jó példa volt a 2003-as hőhullám, amikor Európa nagy részén mintegy 3-5 °C-kal volt melegebb az átlagosnál. Ez a jelenleg még nagyon szélsőségesnek tekinthető hőhullám az A2 scenárió szerint a XXI. század végén teljesen általánosnak számít majd (Beniston, 2004). A hőhullámhoz társult csapadékhiány éves szinten elérte átlagosan a 300 mm-t. Az így kialakult szárazság az ökoszisztémák mintegy 30%-os GPP (gross primary production, bruttó elsődleges produkció, ami a fotoszintézis által létrehozott anyagmennyiség mérőszáma) csökkenését okozta, ami 0,5 Pg¹C/(m²·év) nettó szén-dioxid forrásnak felel meg (Ciais et al., 2005). A hőhullám hatására 2003-ban az ökoszisztémák által négy év alatt megkötött szénnek megfelelő mennyiség került a légkörbe.

A forró és száraz éghajlati viszonyok hatására kiterjedt erdőtüzek jelentkeztek (például Portugáliában mintegy 390.000 ha-on). A folyók (Duna, Loire, Pó, Rajna) rekord alacsony vízszintje zavart okozott a belvízi hajózásban, az öntözésben és az erőművek hűtésében. A hőhullám hatására mintegy 35.000-rel több haláleset fordult elő 2003 nyarán az érintett régióban (Kosatsky, 2005).

¹ Petagramm = 10¹⁵ gramm

Szektor	Hatás	Régiók Európán belül				
		Északi	Atlanti	Középső	Déli	Keleti
Vízészlet	Áradás					
	Elérhető vízmennyiség					
	Víz-stressz					
Parti és tengeri rendszerek	Alacsonyan fekvő partszakaszok eróziója			n.a.		
	Tengerszint-emelkedés és ezzel kapcsolatos áradások			n.a.		
	Több folyami üledék a torkolatoknál			n.a.		
	Sós víz behatolása a víztartó rétegekbe			n.a.		
	A tengeri élőlények észak felé tolodása			n.a.		
	Növekvő tengerfelszín hőm., eutrofizáció, stressz			n.a.		
	Integrált parti zóna kezelés fejlődése			n.a.		
	Partmenti vizek mélyülése			n.a.		
Hegyek, krioszféra	Gleccserek visszahúzódása					
	Hóboritottság időtartama					
	Állandóan fagyos területek csökkenése				n.a.	
	Fahatár felfelé tolodása					
	Hegyi fajok eltűnése					
Természetes növény-takará	Erdő NPP (Nettó elsődleges produkció)					
	Fafajok északi irányba történő eltolódása					
	Erdei ökoszisztémák stabilitása					
	Cserjés NPP					
	Természeti zavarok (pl. tűz, kártevők, szélvihar)					
	Fűfelszín NPP					
Lápi és vízi ökoszisztémák	Lápok kiszáradása/átalakulása					
	Fajok sokfélesége			??		
	Eutrofizáció					
	Lecsapolt mocsarak zavarai				n.a.	
Biodiverzitás	Növények			hegyvidék		
	Kétéltűek				D K Ny	
	Hüllők				D K Ny	
	Tengeri emlősök		??	n.a.		??
	Vízparti madarak			n.a.		??
	Édesvízi biodiverzitás		??	??		??
Mezőgazdaság, halászat	Megfelelő művelésre alkalmas terület					
	Mezőgazdasági terület					
	Nyári gabonák (kukorica, napraforgó)					

Szektor	Hatás	Régiók Európán belül				
		Északi	Atlanti	Középső	Déli	Keleti
	Téli gabonák (téli búza)					
	Öntözési igény	n.a.				
	Energia növények					
	Haszonállatok					
	Tengeri halászat			n.a.		n.a.
Energia, szállítás	Energiaellátás és elosztás					
	Téli energiaigény					
	Nyári energiaigény					
	Szállítás					
Turizmus	Téli turizmus (sí turizmussal együtt)					
	Nyári turizmus					
Vagyonbiztosítás	Áradások okozta károk	??			??	??
	Viharok okozta károk				??	??
Egészség	Meleggel kapcsolatos halálesetek/betegségek					
	Hideggel kapcsolatos halálesetek/betegségek					
	Áradások egészségügyi hatásai					
	Vektorok által terjesztett betegségek					
	Élelmiszerbiztonság/ víz által terjesztett betegségek					
	Légköri allergének okozta betegségek					







2.2. táblázat: Az éghajlatváltozás várható hatásainak összegzése Európában a XXI. század során, alkalmazkodás nélkül. (Forrás: IPCC, 2007c)

Figyelembe vett tényezők:

A hatások földrajzi kiterjedése, az érintett emberek száma, a hatás intenzitása.

n.a.: nem alkalmazható, ??: nincs kielégítő információ.

A hatás várható nagysága növekszik a színek erősségével:

	Gyenge pozitív hatás		Közepes pozitív hatás		Erős pozitív hatás
	Gyenge negatív hatás		Közepes negatív hatás		Erős negatív hatás

2.4.3. Sérülékeny régiók Európán kívül

Ebben az alfejezetben az egyes földrészek sérülékeny régióit foglaljuk össze az IPCC Negyedik Helyzetértékelő Jelentésének második kötetéhez tartozó technikai összefoglalóban (Parry et al., 2007) részletezett információk, kutatási eredmények alapján.

Afrika

Afrikában az éghajlatváltozás hatásai valószínűleg ott lesznek a legsúlyosabbak, ahol más nehézségek is előfordulnak, például a természeti erőforrásokhoz való egyenlőtlen hozzáférés, az élelmiszerbiztonság fokozott hiánya vagy a rossz közegészségügyi ellátás. Ezeket a már meglévő nehézségeket fokozza az éghajlat megváltozása, illetve változékonyságának növekedése, ami tovább növeli az afrikai népesség sebezhetőségét.

Az éghajlatváltozás hatására a mezőgazdasági terméshozamok valószínűleg tovább csökkennek a szárazság és a talaj degradálódása miatt, különösen a nehezen művelhető, kis terméshozamú marginális területeken. Több különböző éghajlati forgatókönyv is jelzi a vegetációs időszak hosszának változását. Az A1FI forgatókönyv szerint – amely a hangsúlyt a globálisan integrált gazdasági növekedésre helyezi (lásd 1.3. fejezet) – a legjelentősebb változások Dél- és Kelet-Afrika tengerpartjain várhatók. Mind az A1, mind a B1 forgatókönyv alapján a Száhel-övezet öntözetlen (csapadékvízre alapozott művelésű), illetve félszáraz (szemi-arid) területeit súlyosan érinti majd az éghajlatváltozás. A kelet-afrikai Nagy Tavak vidékét és más kelet-afrikai öntözetlen, illetve hegyvidéki évelő növényekkel borított területeit is erősen befolyásolja a klímaváltozás. A B1 forgatókönyv – amely a környezetvédelmi szempontok fokozottabb érvényesülését feltételezi (lásd 1.3. fejezet) – a hatást általában kisebbnek jelzi, de a marginális területeken (pl. a szemi-arid részekén) szélsőségesebbnek, a tengerparton pedig mérsékeltébbnek valószínűsíti. A 2080-as évekre az arid és szemi-arid területek kiterjedésének 5–8%-os (60–90 millió hektáros) növekedése várható több éghajlati szcenárió szerint is (Fischer et al., 2005). A jelenleg is fennálló vízhiány valószínűleg súlyosbodni fog Afrika számos térségében az éghajlat változékonysága és változása következtében. A 2050-es évekre Kelet-Afrikában a lefolyás növekedése várható (esetleges árvizekkel), egyéb területeken (mint például Dél-Afrikában) viszont valószínűleg csökkenni fog a lefolyás, és az aszályhajlam is várhatóan növekszik (de Wit és Stankiewicz, 2006). A nagyobb tavak elsődleges szerves anyag termelésében végbemenő esetleges változások jelentős hatással lehetnek a helyi élelmiszerellátásra. Például jelenleg a halászat révén a Tanganika-tó az állati fehérjebevitel 25–40%-át biztosítja a környező országok népessége számára. Az éghajlatváltozás valószínűleg közel 30%-kal csökkenteni fogja az elsődleges szerves anyag termelését és ezen keresztül a halhozamot (O'Reilly et al., 2003). Az emberi tevékenység (például a túlzott mértékű halászat) valószínűleg tovább fokozza a tavi halpopuláció csökkenését.

Az afrikai ökoszisztémákban is nagy változások valószínűsíthetők. Megváltozhat az ökológiai rendszerek fajösszetétele, sőt, egyes fajok kihalására is számíthatunk (pl. Dél-Afrikában a kaktuszfélekére). A mangroveerdők és korallzátonyok a becslések szerint tovább degradálódnak, ami kihat majd a halászatra és a turizmusra is. A XXI. század végére várható tengerszint-emelkedés hatással lesz az alacsonyan fekvő partmenti területeken élő nagyszámú népességre. Afrika országaiban a jövőben alkalmazkodásra fordítandó összeg meghaladhatja a nemzeti össztermék (GDP) 5-10%-át (Niang-Diop, 2005).

Ázsia

Egyméteres tengerszint-emelkedés a mangrove övezet csaknem felének az elvesztéséhez vezetne a Mekong-folyó deltájában (2.500 km²), és mintegy 100.000 hektárnyi megművelt földterület és vízi kultúra válna sós mocsárrá (Tran et al., 2005). A legnagyobb árvízveszély a tengerparti területeken, különösen Dél-, Kelet- és Délkelet-Ázsia óriási deltáinak sűrűn lakott régióiban várható a tenger közelsége és a folyók gyakori áradása miatt. Egyméteres tengerszint-emelkedés a Vörös-folyó deltájában 5.000 km²-nyi, a Mekong-deltában pedig 15.000–20.000 km²-nyi területet önthet el a becslések szerint, ami 4 millió (Vörös folyó), illetve 3,5–5 millió (Mekong) embert érint (Parry et al., 2007).

A Tibeti-fennsík 4 km-nél rövidebb gleccserei várhatóan eltűnnek 3 °C hőmérséklet-emelkedés és változatlan csapadékmennyiség mellett. Ha a jelenlegi melegedés gyorsasága nem változik, a Himalája gleccserei gyors ütemben fognak visszahúzódni (Shen et al., 2002).

Az ázsiai korallzátónyok mintegy 30%-ának eltűnése várható az elkövetkező 30 évben, melyért nem csak egyedül az éghajlatváltozás okolható, hanem több hatás együtteseként jelentkeznek.

Figyelembe véve az SRES forgatókönyvek (Nakicenovic és Swart, 2000) teljes skáláját, a becslések szerint a 2020-as évekre 120–1.200 millió, a 2050-es évekre pedig 185–980 millió ember szenved majd vízhiányban (Arnell, 2004). Indiában az egy főre jutó rendelkezésre álló édesvíz mennyisége 2025-re a jelenlegi 1.900 m³-ról várhatóan 1.000 m³-re fog csökkenni a népességnövekedés és az éghajlatváltozás együttes hatása miatt. A monszun idején jelentkező intenzívebb esőzések és gyakoribb árhullámok erősebb lefolyást okoznak, ami a felszín alatti vizek csökkenését eredményezheti.

A XXI. század közepére Kelet- és Délkelet-Ázsiában a mezőgazdasági terméshozamok mintegy 20%-os növekedése várható, Közép- és Dél-Ázsiában viszont akár 30%-kal is csökkenhetnek (Rosenzweig et al., 2001). Ha a gyors népességnövekedést és az urbanizáció hatásait is figyelembe vesszük, akkor a becslések szerint az éhínség kockázata továbbra is nagyon magas lesz számos fejlődő országban. 1 °C-os hőmérsékletemelkedés várhatóan 10%-kal is növelheti a mezőgazdasági öntözés szükségességét Kelet-Ázsia száraz és félszáraz régióiban (Liu, 2002).

Az éghajlatváltozás és a szélsőséges időjárási események miatt az erdőtüzek gyakorisága és mértéke Észak-Ázsiában várhatóan növekedni fog a jövőben, ami korlátozhatja az erdők terjeszkedését.

Ausztrália és Új-Zéland

Ausztráliában és Új-Zélandon a leginkább veszélyeztetett szektorok a természetes ökológiai rendszerek, a vízbiztonság és a partmenti közösségek. Még az optimistább kibocsátási forgatókönyvek esetén is valószínűsíthető, hogy számos ökológiai rendszer fog megváltozni 2020-ra. Közülük a legveszélyeztetettebbek a Nagy Korallzátóny, Délnyugat-Ausztrália, a Kakadu Nemzeti Park vizenyős területei, az esőerdők és az alpesi területek. A klímaváltozás szinte bizonyosan súlyosbítja a létező problémákat, mint például az invazív fajok elterjedését, az élőhelyek megszűnését, növeli a fajok kihalásának valószínűségét. Az ökológiai rendszerek károsodása, visszaszorulása hatással lesz az idegenforgalomra, a halászatra, az erdőszetre és a vízellátásra is.

A jelenlegi vízellátási problémák nagy valószínűséggel gyakoribbá válnak a jövőben Dél- és Kelet-Ausztráliában, Új-Zélandon, az északi területeken és egyes keleti régiókban. 2030-ig a lefolyás 0–45%-os csökkenése várható az ausztráliai Victoria államban (Jones és Durack, 2005), valamint 2050-ig a folyók vízhozamának 10–25%-os csökkenése a Murray–Darling medencében (Délkelet-Ausztrália).

A klíma megváltozásával valószínűleg megnő az erdőtüzek, bozóttüzek esélye. Délkelet-Ausztráliában például a becslések alapján a szélsőségesen tűzveszélyes napok gyakorisága 2020-ig 4–25%-kal, 2050-ig 15–70%-kal fog növekedni (Hennessy et al., 2006). Az előrejelzések szerint a gyakoribb szárazságok és tüzek miatt a mezőgazdasági termés és a fakitermelés 2030-ig nagymértékben csökkenni fog Dél-

és Kelet-Ausztráliában, illetve Új-Zéland keleti részének több régiójában. Új-Zéland nyugati és déli részén, valamint a nagyobb folyók közelében eleinte előnyös változások várhatók a hosszabb tenyészidőszak, a kisebb fagy és a csapadék-mennyiség növekedésének köszönhetően. Új-Zéland déli és a nyugati részén a gazdaságilag fontos ültetvénykultúrák (elsősorban a Monterey fenyő, *Pinus radiata*) produktivitása várhatóan növekedni fog a szén-dioxid trágyázás, a melegebb telek és a nedvesebb körülmények miatt.

Valószínűleg fokozódni fog a hőség miatti halálesetek száma a 65 évesnél idősebb lakosság körében. Extrém esetben 2050-re átlagosan akár 3.200–5.200 ilyen haláleset is előfordulhat évente (feltételezett népességnövekedés és öregedés mellett, alkalmazkodás nélkül).

Latin-Amerika

A következő 15 évben több trópusi gleccser nagy valószínűséggel eltűnik Latin-Amerikában, ami csökkenti a rendelkezésre álló víz mennyiségét és korlátozza a vízenergia-termelést Bolívia, Peru, Kolumbia és Ecuador területén. A csapadék mennyiségének bármilyen mértékű jövőbeli csökkenése valószínűleg súlyos vízhiányhoz vezethet Argentína, Chile és Brazília száraz és félszáraz régióiban. 2020-ra valószínűleg 7–77 millió ember fog szenvedni a megfelelő vízellátás hiányától (Arnell, 2004). A XXI. század második felére a gyarapodó népesség következtében kialakuló növekvő vízigény miatt a rendelkezésre álló vízkészletek csökkenése várható, így ez a szám elérheti a 60–150 milliót is.

A jövőbeli éghajlatváltozás (beleértve a szélsőséges időjárási események megváltozását is) és a tengerszint-emelkedés nagy valószínűséggel hatással lesznek az alacsonyan fekvő területekre (El Salvador, Guyana, illetve Argentínában a Buenos Aires környékén lévő partvidék), az épületekre és a turizmusra (Mexikóban és Uruguayban), a tengerparti morfológiára (pl. Peruban), a mangrove erdőkre (Brazíliában, Ecuadorban, Kolumbiában, Venezuelában), valamint a rendelkezésre álló ivóvízkészletekre (a Csendes-óceán partján, Costa Ricában és Ecuadorban).

A klímaváltozás miatt emelkedni fog a tengerfelszín hőmérséklete, ami a becslések szerint káros hatással lesz a közép-amerikai korallzátonyokra (Mexikó, Belize, Panama területén) és a Csendes-óceán délkeleti részén a halállományokra (Peru és Chile partjainál).

2 °C-os hőmérséklet-emelkedés és a talajnedvesség csökkenése a trópusi erdők szavannává válásához vezetne Kelet-Amazóniában, illetve Közép- és Dél-Mexikó trópusi erdőiben. Brazília északkeleti részén, valamint Mexikó középső és északi területein a félszáraz klímára jellemző növényzetet a szárazságtűrőbb fajok váltják fel.

A klímaváltozás eredményeként a rizstermelés várhatóan csökkenni fog 2020 után. Ezzel ellentétesen Dél-Amerika délkeleti részén a növekvő hőmérsékletnek és a csapadékmennyiségnek köszönhetően a szójababtermés valószínűleg növekedni fog, amennyiben a CO₂ trágyázás hatását is figyelembe vesszük. Az A2 kibocsátási forgatókönyv szerint számos régiót fenyegethet éhínség, mely 2020-ra, 2050-re, illetve 2080-ra akár 5, 26, illetve 85 millió embert is érinthet (Warren et al., 2006).

Észak-Amerika

A becslések szerint várható népességnövekedés, az emelkedő ingatlanárak és a jövőbeli fejlesztések növelik a partmenti területek sebezhetőségét. A tengerparti viharok erősödése drámai növekedést eredményezhet a szélsőséges időjárási események okozta károkból. Az ebből adódó veszteségeket tovább súlyosbítja a tengerszint várható emelkedése. A jövőbeli tengerszint-emelkedés, valamint az ebből fakadó árapály jelenség és árvízveszély növekedése súlyosan érintheti a szállítást és az infrastruktúrát a Mexikói-öböl mentén, az Atlanti-óceán partvidékén és az északi partvidékeken. Különösen veszélyeztetettek a felszíni közutak, vasútvonalak, hidak, alagutak, tengeri és repülőtéri létesítmények és tranzit állomások (NAIST, 2001). A klímaváltozás okozta sebezhetőség várhatóan a városokban élő szegény rétegeket és az időseket érinti leginkább.

A stagnáló, meleg légtömegekkel jellemezhető erős hőhullámok esetszáma, az egymást követő magas minimumhőmérsékletű éjszakák száma, mértéke és hossza valószínűleg nőni fog azokban a városokban, ahol azok már jelenleg is káros egészségügyi hatásokat okoznak. Az idős népesség a leginkább veszélyeztetett. A század közepéig a napi átlagos ózonszint a becslések szerint 3,7 ppb-vel fog növekedni az Egyesült Államok keleti részén. A legnagyobb növekedés a jelenleg is legszennyezettebb városokban várható. A 2050-es évekre az ózonnal összefüggő halálesetek 4,5%-kal való növekedését prognosztizálják az 1990-es évekhez képest (Bell et al., 2007).

A XXI. század közepéig várható felmelegedés a Sziklás-hegységben a hőmennyiség jelentős csökkenéséhez, korábban kezdődő hóolvadáshoz, több téli esőhöz, növekvő téli maximumvízhozamhoz, árvizekhez, illetve csökkenő nyári lefolyáshoz vezet.

Az éghajlatváltozás a XXI. század első néhány évtizedében valószínűleg növeli majd az erdők produktivitását, de ugyanakkor az erdők rendkívül érzékenyen reagálhatnak például a szárazságra, a viharokra, a rovarkárookra stb. A mérsékelt éghajlatváltozás a század korai évtizedeiben várhatóan 5–20%-kal növelheti az eső által táplált mezőgazdaság összesített hozamát (Reilly, 2002), de jelentős változékonyság várható az egyes régiók között. Elsősorban azok a növények veszélyeztetettek, melyek már jelenleg is a meleg-tűrőképességük felső határán mozognak.

A XXI. század második felére a kártevők, a betegségek és a tűz erdőkre gyakorolt hatásai lesznek a hangsúlyosak. Kanadában 2100-ra a magasabb nyári hőmérséklet várhatóan 10–30%-kal hosszabbítja meg adott évben az erősen tűzveszélyes időszakot, és 74–118%-kal növelheti a leégett területek nagyságát (Flannigan et al., 2004).

Sarki régiók

Az éghajlati előrejelzések azt mutatják, hogy a század végére az északi-sarkvidéki tengeri jégtakaró területe átlagosan 22–33%-kal fog csökkenni. Az Antarktiszon a tengeri jég mennyiségének alakulása csak nagy bizonytalansággal becsülhető: akár az enyhe növekedés, akár a szinte teljes nyári olvadás is előfordulhat. Az elkövetkező évszázadokban a felmelegedés közvetlen következményeként jelentősen csökkenni fog az északi sarkvidéki gleccserek, jégsapkák, valamint a grönlandi jégtakaró vastagsága és kiterjedése. Az Antarktisz-félszigeten is folytatódik majd a gleccserek

visszahúzódása, és tovább vékonyodik a nyugat-antarktisi jégtakaró. Ezek a folyamatok alapvetően hozzájárulhatnak az óceán szintjének emelkedéséhez még ebben a században.

Az északi félgömb állandóan fagyos térségei a becslések szerint 20–35%-kal csökkennek majd 2050-re (Anisimov és Belolutskaia, 2004). A legtöbb területen a nyári olvadás mélységének 15–25%-os növekedése várható, ám a kontinensek legészakibb régióiban meghaladhatja akár az 50%-ot is. Az északi sarkvidéken az állandóan fagyott talaj kezdeti felengedése megváltoztatja a vízelvezető rendszereket, és ez lehetővé teszi vízi életközösségek megtelepedését olyan területeken, ahol korábban szárazföldi fajok uralkodtak. A további felengedés egyre több felszíni vizet juttat majd a felszín alá. A talajvíz ily módon növekvő mennyisége tovább károsítja az ökológiai rendszereket. A tengerparti talajerózió fokozódni fog.

A becslések szerint a XXI. század végére az északi sarkvidék tundráinak 10–50%-át váltják majd fel az erdők, és a sarki sivatag mintegy 15–25%-án veszi át az uralmat a tundra (Sitch et al., 2003). Az éghajlatváltozás a vándorló madarak és emlősök élőhelyeinek csökkenéséhez vezet mindkét sarkvidéki területen, ami jelentős hatással lesz a ragadozókra, például a fókákra vagy a jegesmedvékre. Változások prognosztizálhatók számos faj populációjában és elterjedésében. A boreális és néhány tundrai erdős területre jellemző kártékony rovarok a melegebb időben elszaporodhatnak, ezzel nagyobb károkat okozhatnak.

A tavi és folyami jégtakaró csökkenése várható mindkét poláris területen. Ez hatással lesz a tavak hőmérsékleti rétegződésére, a jég alatti élőhelyek mennyiségére és minőségére, valamint az északi sarkvidéken a jégzajlás és az ehhez kapcsolódó árvizek idejére és azok súlyosságára is. Az előrejelzett hidrológiai változások befolyásolni fogják a vízben élő állatfajok produktivitását és a populációk eloszlását. A melegebb édesvíz a halállomány csökkenéséhez vezethet, különösen a hidegebb vizet kedvelő halak esetén.

Majdnem biztosra vehető, hogy a változásoknak negatív és pozitív hatásai is lesznek az északi sarkvidéken élő emberi közösségek infrastruktúrájára és hagyományos életmódjára, főképp a változó jégtakaró miatt. Szibériában és Észak-Amerikában növekedhet a mezőgazdaság és az erdészet jelentősége, mivel ezen tevékenységek északi határa 2050-ig akár több száz kilométerrel is eltolódhat. Ez előnyös lehet egyes közösségek számára, míg más hagyományos életformákat hátrányosan érinthet.

A sarkvidéki felmelegedés csökkenti majd a túlzott téli halálozást, elsősorban a szív- és érrendszeri, illetve légzőszervi halálozások és sérülések csökkenése révén. A sarkvidéki felmelegedés a kártevőkkel és betegségekkel kapcsolatos fokozott sebezhetőséggel társulhat a vadon élő állatoknál; például nagyobb veszélyt jelenthet a kullancs-encephalitis, ami az embert is megfertőzheti.

A csapadék gyakoriságában, típusában és időbeli eloszlásában végbemenő változások növelik a légköri szennyezőanyagok kimosódását és a szennyezőanyag-terhelést a sarkvidéki édesvízi rendszerekben. A szennyezőanyag-terhelés a várható globális kibocsátáscsökkentés ellenére is növekedni fog.

Kis szigetek

A tengerszint-emelkedés és a megnövekedett vízhőmérséklet várhatóan gyorsítani fogja a tengerparti eróziót, és károsítja a partmenti természetes védelmi rendszereket, mint például a korallzátonyokat és a mangrove erdőket. Ezek a változások

valószínűleg negatívan befolyásolhatják a kis szigetek turisztikai vonzerejét. Becslések szerint az is előfordulhat, hogy a veszélyeztetett szigeteken a turista-forgalom 80%-a elmarad, amennyiben a növekvő hőmérséklet és a tengerszint emelkedése károsítja a korallokat és egyéb károkat okoz a partmenti zónában.

A kis szigeteken a nemzetközi repülőterek és a fő utak többnyire a part mentén helyezkednek el mindössze néhány kilométer távolságra az óceántól. A tengerszint-emelkedést előrejelző forgatókönyvek alapján ezeket az utakat elöntések, árvizek és az erózió egyaránt fenyegeti.

Az átlagos csapadékmennyiség csökkenése nagy valószínűséggel csökkenti az édesvízű tavak méretét. Például az éves átlagos csapadékmennyiség 10%-os visszaesése 2050-re a Tarawa Atoll (Kiribati) kis édesvízű tavainak 20%-os zsugorodásához vezethet. Becslések szerint a tengerszint-emelkedésből származó szárazföldi területek elvesztése akár 29%-kal is csökkentheti az édesvízű tavak mélységét az atollon (World Bank, 2000).

Az alkalmazkodást elősegítő lépések nélkül az éghajlatváltozás hatására 2050-re a mezőgazdasági károk (World Bank, 2000) várhatóan elérik a 2002-es GDP 2-3%-át (az 1,3 °C hőmérsékletemelkedést prognosztizáló A2 scenárió esetén), illetve 17-18%-át (a 0,9 °C hőmérsékletemelkedést prognosztizáló B2 scenárió esetén). Ez érvényes mind a hegyvidékekkel rendelkező szigetekre (pl. Fidzsi-szigetek), mind pedig a nagyrészt síkvidékből álló szigetekre (pl. Kiribati).

Az éghajlati paraméterektől jelentősen függő betegségek – mint például a malária, a trópusi náthaláz, a filariasis és a bilharziózis – elterjedése sok emberéletet követelhet, és gazdasági hatásai is lehetnek. Az éghajlatváltozás következtében növekvő hőmérséklet és csökkenő rendelkezésre álló vízkészletek miatt valószínűleg növekedni fog a hasmenések és más fertőző betegségek száma néhány kis szigetállamban.

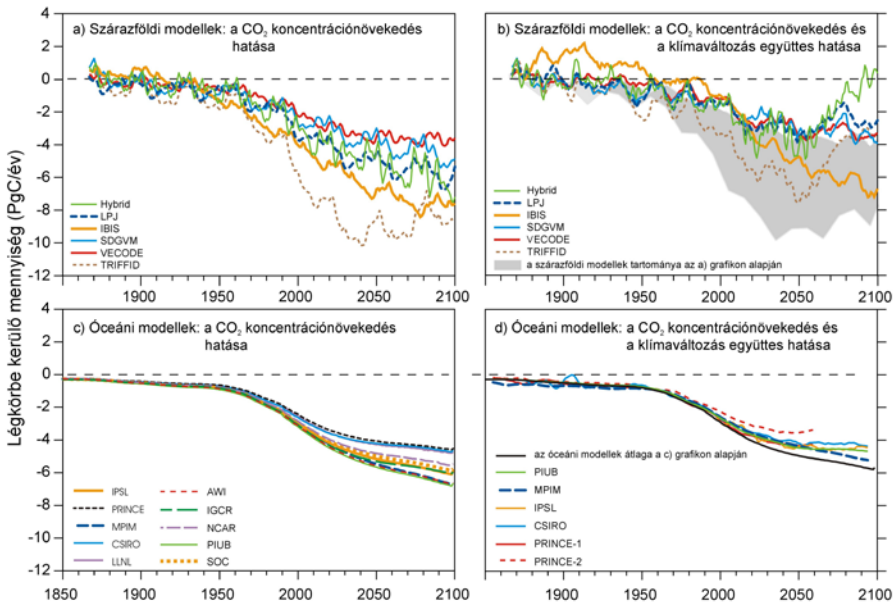
2.4.4. Bizonytalanságok az üvegházhatású gázokkal kapcsolatos visszacsatolási mechanizmusokban

A jelenleg széles körben használt éghajlati forgatókönyvek (A1, A2, B1, B2 – melyeket az 1.3. fejezet tárgyal) nem veszik figyelembe a szárazföldi ökológiai rendszerek és az óceánok üvegházgáz-mérlegében bekövetkező természetes változásokat. Ez érthető, hiszen az éghajlati forgatókönyvek elsősorban a társadalmi és gazdasági változásokat írják le, az antropogén eredetű üvegházgáz-kibocsátással foglalkoznak, s ezért nem tartalmazzák a természetes biogeokémiai folyamatokat (Nakicenovic és Swart, 2000). A klímaváltozás azonban egyértelműen kihat az üvegházhatású gázok természetes ciklusára, erre volt példa a 2003-as európai hóhullám (lásd 2.2. fejezet).

Jelenleg az óceánok és a szárazföldi ökológiai rendszerek képesek megkötni az emberi tevékenységből eredő szén-dioxid egy jelentős részét. A becslések szerint (IPCC, 2007a) az óceánok átlagosan $2,2 \pm 0,5$ Pg szenet, míg a szárazföldi ökológiai rendszerek $0,9 \pm 0,6$ Pg szenet kötöttek meg évente a 2000-2005 időszakban. Amennyiben a klímaváltozás hatására csökken a szénmegkötő képesség, úgy az antropogén eredetű kibocsátás nagyobb hányada marad a légkörben még tovább erősítve az üvegházhatást.

Az IPCC Harmadik és Negyedik Helyzetértékelő Jelentése egyaránt foglalkozik a szén ciklussal kapcsolatos visszacsatolásokkal (IPCC, 2001; 2007a). Az IPCC Harmadik Helyzetértékelő Jelentésében jelent meg először az a ma már mérőföldkőnek számító eredmény, amely rámutatott a természetes szén ciklus és a

klimaváltozás közti visszacsatolás mechanizmusára, irányára és mértékére (IPCC, 2001). A 2.32. ábrán bemutatott eredmények igazolják, hogy a CO₂ többlet okozta klímaváltozás hatására a szárazföldi ökológiai rendszerek és az óceánok szén-dioxid megkötő képessége kisebb mértékben nő, mintha csak a légköri CO₂ koncentráció növekedését vesszük figyelembe. Ez egyértelmű pozitív visszacsatolást jelent a klímaváltozás szempontjából, vagyis az emberi tevékenységből eredő CO₂ növekmény mellett a természetes folyamatok tovább erősíthetik az üvegházhatást, és ezen keresztül súlyosbíthatják a klímaváltozás mértékét.



2.32. ábra. A szárazföldek és óceánok becsült szén-dioxid mérlege az IPCC Harmadik Helyzetértékelő Jelentéséhez felhasznált modellek alapján. Az a) és c) grafikonok esetén a modelleket növekvő légköri CO₂ koncentráció mellett, állandó klímát feltételezve futtatták. A b) és d) grafikonokon a növekvő CO₂ koncentráció mellett az általa gerjesztett klímaváltozás hatását is figyelembe vették (IS92a scenárió). A szén-dioxid áramok szén (C) egyenértékben vannak megadva, PgC/év mértékegységben. A negatív előjel a CO₂ megkötését jelenti a légkörből. (Forrás: IPCC, 2001; Friedlingstein és Prentice, 2010)

Az IPCC Negyedik Helyzetértékelő Jelentéséhez felhasznált modellek (Friedlingstein et al., 2006) eredményei tovább pontosították a visszacsatolás mechanizmusát, bár az ehhez kapcsolódó bizonytalanságot nem tudták érdemben csökkenteni (IPCC, 2007a). A modelleredmények megerősítették, hogy 2100-ig csökkenni fog a természetes úton megkötött légköri szén-dioxid mennyisége, mely a korábbi megállapításokkal összhangban pozitív visszacsatolást, vagyis erősödő felmelegedést jelez.

Az említett IPCC Jelentések óta tudásunk tovább bővült az üvegházhatású gázokkal kapcsolatos visszacsatolási mechanizmusokról, a kutatások eredményeiből a teljesség igénye nélkül bemutatunk néhányat.

A 2007-es IPCC jelentés beszámol arról, hogy a klímaváltozás hatására az állandóan fagyos területek jelentős része fog felengedni a jövőben. A felengedés hatására labilizálódni fog a permafroszt területek talajában található szerves anyag széntartalma, ily módon metán, illetve szén-dioxid formájában annak egy része a

légkörbe juthat. A metánról tudjuk, hogy 100 éves távlatban 25-ször erősebb üvegházgáz, mint a szén-dioxid (IPCC, 2007a), ezért a permafroszt területek sérülékenységét érdemes alaposabban megvizsgálni. Még akkor is így van ez, ha feltételezzük, hogy a felengedő talajon megtelepülő növényi kultúrák képesek lehetnek a légkörből szén-dioxidot megkötni fotoszintézis révén (Canadell et al., 2007). Jelenlegi tudásunk nem elégséges ahhoz, hogy pontosan előrejelezzük azt a – vélhetőleg pozitív – visszacsatolást, amit a permafroszt területekről a légkörbe jutó üvegházhatású gázok okoznak. Az azonban tény, hogy megbízható előrejelzéseket csak a sarkvidéki permafroszt területekben tárolt szén mennyiségének ismeretében lehet készíteni. Tarnocai et al. (2009) szerint ez a szénmennyiség jóval több, mint amit eddig feltételeztünk. Ha csak a talaj legfelső 1 m-es rétegét tekintjük, a tanulmány szerint a széntartalom az eddigi becslések duplája. Korábbi számítások alapján (Gruber et al., 2004), amennyiben a permafroszt területek 25%-a felolvad a század végére, úgy 100 Pg szén kerül a légkörbe. Tarnocai et al. (2009) becslései alapján ez a mennyiség akár 400 Pg is lehet, ami a Fiedlingstein et al. (2006) modellkísérletek közül a legpesszimistábbnak felel meg. A tanulmány egyértelműen jelzi, hogy az éghajlati visszacsatolások eddigi közelítései messze alulbecsülnek, vagyis felülvizsgálatra szorulnak a jövőben.

A korábbi tanulmányok nem foglalkoztak a növényi tápanyagmennyiség változásával, ami pedig számos területen a növények fejlődésének komoly korlátja (gondoljunk például a mezőgazdasági műtrágyahasználatra, ami ezt a korlátozást próbálja csökkenteni). Friedlingstein et al. (2006) figyelembe veszi az ún. szén-dioxid trágyázás hatását, amit a megnövekedett légköri szén-dioxid mennyiség okoz. Nem foglalkozik azonban például a növények számára hozzáférhető nitrogén mennyiségével, amiről közismert, hogy számos ökológiai rendszerben csak korlátozott mennyiségben van jelen (Friedlingstein és Prentice, 2010). Ennek oka, hogy a növények nem képesek a légköri nitrogén közvetlen hasznosítására, viszont a légkörből kimosódó, illetve kiülepedő reaktív nitrogénvegyületeket képesek felhasználni. Churkina et al. (2009) egy olyan csatolt légkör-óceán-biogeokémiai modellt vizsgált, amelyben a légköri nitrogénülepedés és ezzel összefüggésben a növényi nitrogénciklus, valamint annak a növekedésre gyakorolt hatása is leírható. A szárazföldi ökológiai rendszerek biogeokémiai ciklusainak leírására a tanulmány az ún. BIOME-BGC modellt használja (Running és Hunt, 1993; Barcza et al., 2010). Az eredmények alapján 2030-ra a növekvő nitrogénülepedés a CO₂-trágyázással együttesen némiképp mérsékelheti a globális melegedést a légköri CO₂ mennyiség csökkentése révén. A cikk felhívja a figyelmet arra, hogy a nitrogénülepedés térbeli heterogenitása miatt érdemes az erdőtelepítéseket az ipari régiók közelében végezni, hiszen ott érvényesülhet elsősorban a növekvő nitrogénülepedés növekedésre gyakorolt hatása. A tanulmány egyik legfontosabb üzenete, hogy a megbízható előrejelzések készítéséhez szükség van a biogeokémiai folyamatok minél pontosabb és átfogóbb vizsgálatára.

Hasonló tanulsága van Sitch et al. (2007) vizsgálatának is, amelyben a troposzférikus ózon növényzetet károsító hatását számszerűsítik az ún. MOSES-TRIFFID modell módosításával. A klímaváltozással egyidejűleg növekvő troposzférikus ózonkoncentráció csökkentheti a növények szénfelvételét, ami pozitív visszacsatolásként jelentkezhethet. A modell alapján az ózon káros hatása miatt a csökkenő szénmegkötés erősíti a sugárzási kényszert, mely nagyobb a megnövekvő troposzférikus ózon által generált sugárzási kényszernél.

A fent bemutatott kutatások a szén-dioxid formájában történő felszín-légkör kicserélődésével foglalkoznak. Fontos összetevője a szénmetán formájában történő körforgása is. A permafroszt területek felengedése kapcsán már említettük, hogy a talajban tárolt szénmetán formájában is távozhat, ha anaerob módon bomlik el. Kevésbé ismert tény, hogy az állandóan fagyos területeken, a kontinentális talapzaton jelentős mennyiségű metánhidrát található a tengerfenéken, ami az ott uralkodó hőmérsékleti és nyomásviszonyok között sok évszázadon át stabil állapotban volt. Ahogy azt az IPCC-jelentés (2007a) is jelzi, a sarki területek az átlagosnál gyorsabban melegsznek. E melegedés hatására a metánhidrát destabilizálódhat, ami metán felszabadulásával jár együtt, s ez pozitív visszacsatolást jelenthet (figyelembe véve, hogy a metán erős üvegházhatású gáz). A legújabb kutatási eredmények szerint ez a destabilizáció már elkezdődött. Például Shakhova et al. (2010) mérésekkel igazolták, hogy Kelet-Szibériában a kontinentális talapzat nagy területein metán távozik az óceánból a légkörbe. Ennek okozója a térség erőteljes melegedése, ami a klímamodellek szerint tovább fog fokozódni. A melegedés miatt a metánhidrát egy része destabilizálódik, és a felszínre buborékolva a légkörbe jut. A metán légkörbe kerülését helikopteres mérésekkel is megerősítették. Westbrook et al. (2009) nagyszámú, metánbuborékokból álló csóváról számol be a Nyugat-Spitzbergák régiójában. E cikk szerint a metán eredete a destabilizálódó metánhidrát, melynek hátterében az uralkodó tengeri áramlás víztömegeinek az elmúlt 30 év során jelentkező 1 °C-os melegedése áll. Jelenleg még viszonylag kevés buborékcsóva éri el a felszínt, de nem zárható ki, hogy a légkörbe is kerül metán. A felbuborékolás során a metán nagy része átalakulhat (oxidálódhat), ily módon csökken a légkörbe kerülő metán mennyisége, viszont ez a savasodást okozó folyamat károsíthatja a tengeri élővilágot. Amennyiben a metán felszabadulása folytatódik a kontinentális talapzat nagy régióiban, hatalmas mennyiségű metán kerülhet az óceánba, illetve a légkörbe, ami váratlan meglepetéseket okozhat a klímaváltozás kapcsán.

A fenti példák jól mutatják, hogy a klímaváltozáshoz köthető visszacsatolási mechanizmusok nem ismertek elegendő mértékben. Az elkövetkező évek egyik nagy kihívása, hogy közvetlen mérések és több tudományterületet átölelő modellkísérletek segítségével csökkentsük az eredmények bizonytalanságát és pontosítsuk a jövőre vonatkozó becsléseinket.

3. fejezet

Hazai éghajlati tendenciák

Bartholy Judit¹, Bihari Zita², Horányi András², Krüzselyi Ilona²,
Lakatos Mónika², Pieczka Ildikó¹, Pongrácz Rita¹, Szabó Péter²,
Szépszó Gabriella², Torma Csaba^{1,3}

¹*Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék*

²*Országos Meteorológiai Szolgálat*

³*MTA Alkalmazkodás a Klímaváltozáshoz Kutatócsoport*

E fejezetben elsőként összefoglaljuk Magyarország klímájának elmúlt évtizedekre jellemző állapotát, s a detektálható éghajlati tendenciákat. Ehhez az Országos Meteorológiai Szolgálat minőségileg ellenőrzött és homogenizált mérési adatai szolgálnak alapul. Az elemzésekben a hőmérsékletre és a csapadékra vonatkozó átlagok, valamint az extrém éghajlati eseményeket jellemző paraméterek kerülnek bemutatásra a 3.1. alfejezetben.

A fejezet nagyobb hányadát teszi ki a jövőre (a XXI. századra) vonatkozó éghajlati szimulációk értékelése a 3.2. alfejezetben. Hazánkban négy regionális éghajlati modell adaptációja történt meg. Az ELTE Meteorológiai Tanszékén a brit PRECIS és az amerikai eredetű RegCM modellt alkalmaztuk a Kárpát-medence térségére; míg az OMSZ-ban a francia ALADIN-Climate és a német REMO modell futtatására került sor. E négy regionális klímamodellt ismertetjük a 3.2.1. alfejezetben, majd a modellek validációjának eredményét összegezzük az 1961-1990 referencia időszakra a 3.2.2. alfejezetben. A klíma-előrejelzések bizonytalanságait, valamint a kapott eredmények felhasználásának korlátait a 3.2.3. alfejezetben foglaljuk össze. A regionális modellszimulációk eredményei alapján a XXI. század két időszakára (2021-2050 és 2071-2100) hazánk térségére becsült hőmérséklet- és csapadékváltozásokat elemezzük rendre a 3.2.4., illetve a 3.2.5. alfejezetben. Végül a fejezet végén a hőmérséklettel és a csapadékkal kapcsolatos szélsőségek várható módosulását tárgyaljuk a 3.2.6. alfejezetben.

3.1. A közelmúlt megfigyelt hőmérsékleti- és csapadéktendenciái

Lakatos Mónika, Bihari Zita

Magyarország elmúlt évtizedeinek éghajlati tendenciáit a statisztikus klimatológia 1.2.1. fejezetben bemutatott eszköztárának felhasználásával elemezzük. Az ebben az alfejezetben bemutatásra kerülő, Magyarország éghajlatára vonatkozó vizsgálatainkat napi és havi, hőmérsékleti (közép, minimum, maximum), illetve csapadékösszeg adatsorra alapján végeztük el. A korábban bemutatott MASH rendszerrel valamennyi adatsorra végrehajtottuk a homogenizálást, adatellenőrzést és szükség esetén a pótlást. Az országos átlagok idősorait a MISH módszerrel kapott rácsponti adatsorok átlagaiként számoltuk. Ily módon az adatoknak egy jó minőségű, térben és időben reprezentatív rendszeréhez jutottunk. A vizsgálatoknál idősorelemző módszereket és térbeli interpolációs (pl. térképezés) eljárásokat alkalmaztunk.

3.1.1. Hőmérsékleti tendenciák

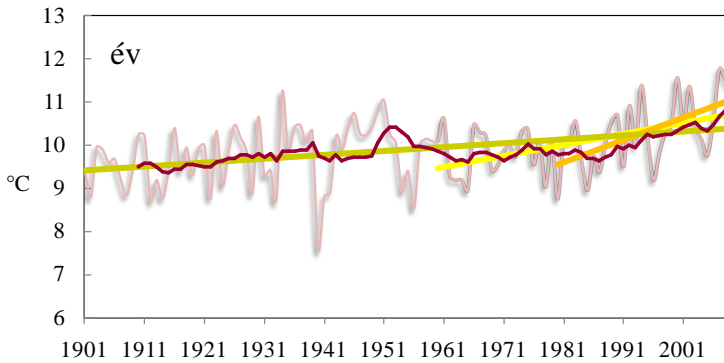
A műszeres megfigyelések nagyobb területre történő kiterjesztésének kezdete 1861-re tehető. Az azóta eltelt időszakot és az egész Földet tekintve, a rendelkezésre álló források alapján az ezredforduló és az azt követő évek bizonyultak a legmelegebbnek. Az elmúlt tíz év alatt hazánkban, a 2005-ös év kivételével, az 1971–2000-es normál időszakot jellemző, 10 °C-os átlagnál melegebb évek fordultak elő.

Az éves és évszakos középhőmérsékletek alakulása

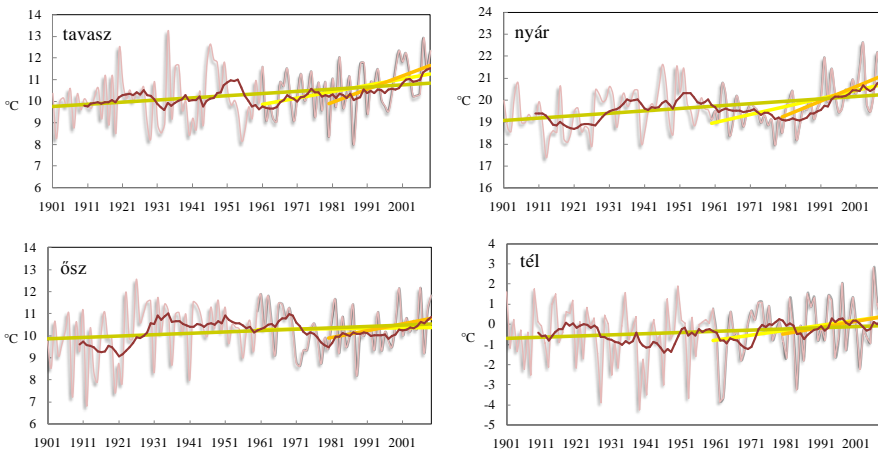
A magyarországi hőmérsékleti idősorok jellemzői jól illeszkednek a hőmérséklet globális tendenciáihoz, a kisebb terület miatt azonban a változékonyság nagyobb (Szalai et al., 2005). A 3.1. ábrán az éves, a 3.2 ábrán pedig az évszakos középhőmérsékletek alakulását követhetjük nyomon. Annak érdekében, hogy a változásokat jobban megfigyelhessük, a grafikonokon feltüntetettük a tízéves simítást és a különböző időszakokhoz illesztett lineáris trendvonalat is. Ezek használata eltérő célú. Amíg a lineáris trendvizsgálatnál lényegében egy egyenessel kísérjük meg leírni a teljes időszakban bekövetkezett változást, addig a tízéves átlagok alkalmazása sokkal jobban követi az egyes évek, évcsoportok ingadozásait (Bihari et al., 2008). Az éves és valamennyi évszakos hőmérséklet növekedő tendenciájú, a tízéves simított görbék azonban melegedő és hűlő periódusokat egyaránt mutatnak.

A trendillesztést három, részben átfedő időszakra végeztük el. A múlt század elejétől napjainkig, a hatvanas évek kezdetétől napjainkig, valamint a legutóbbi harminc évre, 1980–2009 között. A teljes időszoron kimutatható szignifikáns változások kétséget kizáróan az éghajlat megváltozását jelzik. A második, 1960–2009 közötti időszak bemutatását az indokolja, hogy az IPCC AR4 (2007) Döntéshozói Összefoglalóban megjelent megállapítások egy része döntően a hatvanas évektől kezdődően fogalmaz meg állításokat a megfigyelt tendenciákra vonatkozóan. A harmadik, 1980-tól napjainkig tartó periódus pedig a legintenzívebb melegeedés korszaka, a jelen éghajlatot és a változás sebességét leginkább ezzel tudjuk jellemezni. A becsült trend értékét meghatározza, hogy mely időszakhoz illesztjük az egyenest. A teljes múlt századot napjainkig átfelölő intervallumban a trendbecslés

során kisebb értékek adódnak, mint a legutóbbi intenzív melegedés időszakában, de a hosszú időszoron mutatkozó szignifikáns változás jobban megerősíti a melegedés tényét.



3.1. ábra. Országos éves középhőmérséklet a három különböző időszakhoz (1901–2009, 1960–2009 és 1980–2009) illesztett lineáris trenddel és a tízéves mozgó átlaggal



3.2. ábra. Országos évszakos középhőmérsékletek a három különböző időszakhoz (1901–2009, 1960–2009 és 1980–2009) illesztett lineáris trenddel és a tízéves mozgó átlaggal

A trendbecslést és a szignifikanciavizsgálatot kiegészítettük azzal, hogy a becslült trend értékéhez megbízhatósági intervallumot szerkesztettünk, ezáltal pontosabbá tudjuk tenni a változás mértékére vonatkozó becsléseinket (3.1. táblázat). Minden esetben az adott időszakban bekövetkezett változást adjuk meg, ami a trendegyenes meredekségének és a szigorúan vett változás időszakának, vagyis az időszak hosszánál egy évvel rövidebb periódusnak a szorzata.

A lineáris trendillesztés szerint az országos évi középhőmérséklet emelkedése 0,99 °C a múlt század elejétől 2009-ig. E melegedés, a becslés 95%-os megbízhatósági tartományának alsó határát tekintve legalább 0,61 °C, a felső határ pedig 1,36 °C, ami azt jelenti, hogy legfeljebb ilyen mértékű emelkedést mutat a hőmérsékleti sor.

Országos átlaghőmérséklet			
1901–2009			
	Változás (°C)	Alsó határ (°C)	Felső határ (°C)
Év	0,99	0,61	1,36
Tavas	1,08	0,48	1,69
Nyár	1,17	0,67	1,66
Ősz	0,68	0,06	1,29
Tél	0,65	-0,12	1,41
1980–2009			
	Változás (°C)	Alsó határ (°C)	Felső határ (°C)
Év	1,51	0,85	2,16
Tavas	1,75	0,67	2,84
Nyár	1,93	1,06	2,79
Ősz	0,89	-0,03	1,82
Tél	0,90	-0,48	2,28

3.1. táblázat. Az átlaghőmérséklet változásának becslése az 1901–2009, illetve az 1980–2009 időszakokra a 95%-os megbízhatósági intervallum alsó és felső határával. A szignifikáns változást kiemelés jelöli.

A tavasz hőmérséklete 1971 és 2000 között 10,4 °C. A tavaszi középhőmérsékletek az évi közephez hasonló mértékben, 1,08 °C-kal emelkedtek a teljes elemzett idősoron. Ha csak a legutóbbi 30 évet tekintjük, akkor elmondhatjuk, hogy a tavaszi középhőmérséklet jelentősen, 1,75 °C-kal nőtt 95%-os bizonyossággal.

A melegedési tendenciát leginkább a nyarak hőmérséklete tükrözi, a múlt század elejétől napjainkig az emelkedés 1,17 °C-ot tesz ki. A nyarak átlaghőmérséklete 1971–2000 között 19,7 °C. Az utóbbi évtizedben is előfordult egy-egy hűvösebb nyár, de az alacsony értékek inkább a század első felét jellemezték. A legutóbbi harminc évben pedig csaknem 2 °C-ot emelkedett a nyári középhőmérséklet.

Az őszi országos átlaghőmérséklete 9,9 °C. A múlt század közepén előfordult meleg őszi hatására a trendérték itt alacsonyabb a XX. század elejétől tekintve, mint a többi évszakban. A lineáris melegedés 0,68 °C, már eléri a 95%-os megbízhatóság szintjét. Az utóbbi 30 év őszeinek változása ugyan jelentős, de nem egyértelmű.

A téli középhőmérséklet az 1971–2000-es normál időszakban 0,0 °C-nak adódik. A telek hőmérséklete 1901-óta 0,65 °C-kal nőtt, ám ez a változás statisztikai szempontból nem szignifikáns, és a legutóbbi 30 tél sem mutat egyértelmű változást, noha a tendencia pozitív.

Ha a hatvanas évektől tekintjük a változásokat, akkor ezen időszakban a tavasz és a nyár a teljes időszakhoz hasonlóan alakult. A legutóbbi harminc évben a telek melegedése az időszakot bevezető hideg teleknek köszönhetően országos átlagban számottevő volt. Az őszi változása elenyésző ebben a periódusban.

Az országos középhőmérsékletek mellett néhány állomási idősoron is bemutatjuk a változásokat, így a változás mértéke összehasonlítható, és a térbeli tendenciákról is képet kaphatunk ezáltal mindkét időszakban (3.2. táblázat). Többnyire az országos

tendenciákkal összhangban alakultak a változások a kiválasztott állomásokon, kisebb eltérések azonban megfigyelhetők. A változás térbeli eloszlásával a következő alfejezetben részletesebben foglalkozunk.

Országos és állomási változások (°C)						
1901–2009						
	Országos	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
Év	0,99	1,01	0,92	0,98	0,99	0,97
Tavaszi	1,08	1,07	1,07	1,01	1,17	1,01
Nyári	1,17	1,28	1,05	1,14	1,14	1,18
Őszi	0,68	0,67	0,61	0,72	0,69	0,61
Téli	0,65	0,67	0,62	0,68	0,63	0,71
1980–2009						
	Országos	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
Év	1,51	1,52	1,67	1,43	1,46	1,41
Tavaszi	1,75	2,02	1,75	1,37	1,90	1,72
Nyári	1,93	2,00	2,08	2,14	1,72	1,81
Őszi	0,89	0,87	1,16	0,76	0,82	0,70
Téli	0,90	0,69	1,21	0,96	0,91	0,85

3.2. táblázat. Az átlaghőmérséklet becsült változása országosan és néhány állomásra az 1901–2009, illetve az 1980–2009 időszakokra. A 95%-os megbízhatóságú változást kiemelés jelöli

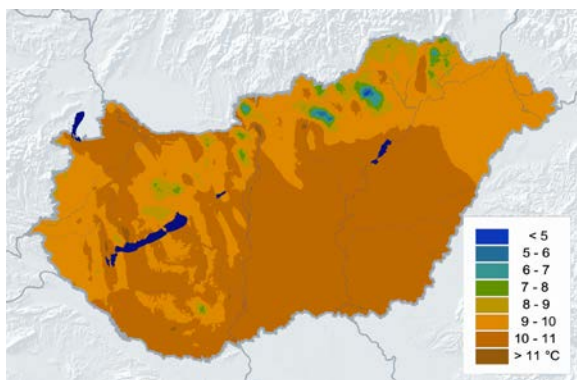
A melegedés a múlt század utolsó dekádjától szinte töretlen. Globálisan az 1998-as év volt a legmelegebb, aminek a rekord jellegét az El Niño jelenség biztosította. (Az El Niño egy nagyskalájú óceáni-légköri éghajlati jelenség a Csendes-óceán trópusi területein, Dél-Amerika partjai előtt, amely a tengerfelszín-hőmérséklet változékonyságának néhány évenként megjelenő meleg fázisa.) Hazánkban az El Niño hatása azonban nem erős, az elmúlt 109 év legmelegebb éve 2007 volt, amit 2000 és 2008 követ (3.3. táblázat). A tíz legmelegebb évszak és év rangsorában a kilencvenes évek utáni, de különösen az ezredfordulót követő évek igen előkelő helyen szerepelnek, csak az 1934-es év jelenik meg ebben a sorban a XX. század első feléből. A 2000-es év minden évszaka megjelenik az első tíz között, de 2003-ban a kimagaslóan meleg nyár mellett a többi évszak nem szerepel a táblázatban. Összehasonlítva a legforróbb nyarak és évek rangsorát, az első 10 év között sok az egybeesés, azaz a meleg nyár gyakran jár együtt meleg évvel, de éppen 2003 példája mutatja, hogy nem feltétlenül. A leghidegebb évszakok és évek elemzésénél főként az elmúlt évszázad első néhány évtizedének éve jelennek meg, 1980 utáni éveket csak elvétve találunk. Az összes évet és évszakot tekintve néhányszor fordult csak elő 1980 utáni év a rangsor elején.

Év		Tavasz		Nyár		Ősz		Tél	
	°C		°C		°C		°C		°C
2007	11,8	1934	13,3	2003	22,6	1926	12,6	2006	2,8
2000	11,6	2007	12,9	2007	22,2	2006	12,2	1997	2,1
2008	11,5	1946	12,6	1992	22,0	2000	12,2	1950	1,9
1994	11,4	1920	12,5	1946	21,6	1923	12,0	1909	1,8
2002	11,4	2000	12,3	1950	21,5	1961	11,9	1901	1,6
2009	11,3	2009	12,3	1952	21,5	2009	11,8	1935	1,6
1934	11,3	2002	12,2	2002	21,5	1963	11,8	1987	1,5
1951	11,0	1983	12,0	1994	21,4	1932	11,7	1915	1,5
1992	10,9	1947	11,9	2000	21,0	1982	11,6	1993	1,4
1950	10,8	2001	11,8	2009	20,9	1949	11,6	2000	1,4

3.3. táblázat. A tíz legmelegebb év és évszak rangsora az 1901–2009 időszakból. Az 1990 utáni éveket kiemelés jelöli

A középhőmérséklet területi eloszlása, a változás térbeli jellemzői

Magyarország évi középhőmérséklete országos átlagban 10,0 °C az 1971–2000-es adatok alapján. A területi eloszlást (3.3. ábra) elsősorban a zonalitás és a domborzat határozza meg. Az ország legnagyobb része a 10–11 °C közötti évi középhőmérsékletű zónába tartozik, ugyancsak gyakori a 9–10 °C-os tartomány. Ezekről eltérő hőmérséklettel csak kisebb, elsősorban a domborzati tényezők által meghatározott területek rendelkeznek. A magasabban fekvő tájakon, valamint az északias lejtőkön 9 °C-nál alacsonyabb, a leghidegebb területeken, a Mátra és a Bükk térségében 5 °C alatti hőmérsékletek jellemzőek, míg a déli, délnyugati lejtőkön és a városokhoz közelebb Budapest körzetében 11 °C-nál melegebb régiók is megjelennek.



3.3. ábra. Az évi középhőmérsékletek területi eloszlása az 1971–2000-es időszakban

Az évszakos középhőmérsékletek térbeli eloszlása – a tél kivételével – hasonló az éves átlagok területi jellemzőihez (3.4. ábra). Nyáron és az átmeneti évszakokban

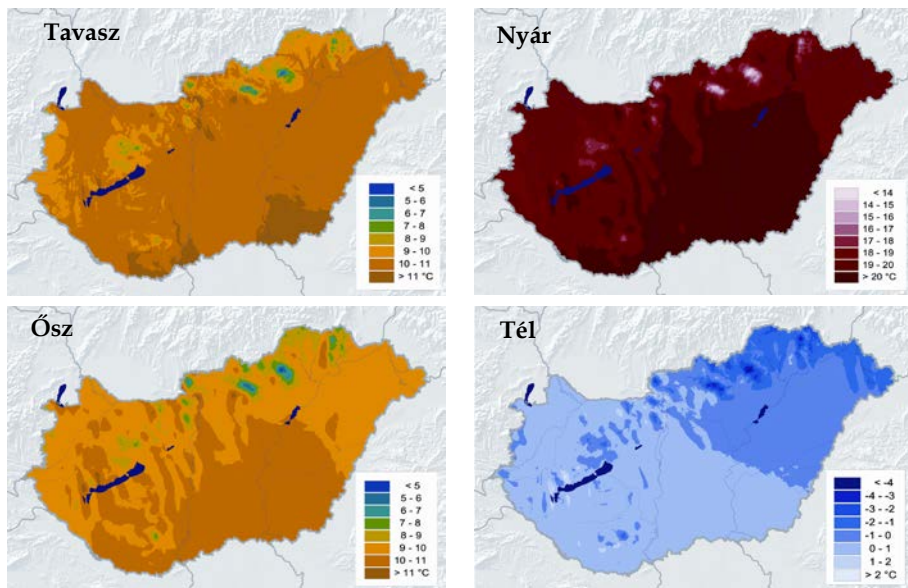
ugyanúgy a zonalitás a meghatározó, míg télen a kontinentalitás hatása érvényesül legjobban. Természetesen minden évszakban megfigyelhető a domborzat módosító szerepe.

A tavaszi országos középhőmérséklet 10,4 °C, valamivel magasabb az éves értéknél. Az ország déli régióiban megjelennek a 11 °C-nál melegebb területek is, leggyakoribb a 10–11 °C közötti hőmérsékletű tartomány. A hőmérséklet csak a domborzat hatására csökken 10 °C alá, így – az éves átlagtól eltérően – a 9–10 °C közötti területek kiterjedése nem jelentős.

Nyáron a középhőmérséklet országos átlaga 19,7 °C. Az ország területének közel fele 19–20 °C közötti hőmérsékletű, de csaknem ugyanekkora területet jellemez 20 °C fölötti hőmérséklet. A 19 °C-nál hűvösebb régiók aránya nem éri el a 10%-ot, a legmagasabb területeken 14 °C alatt marad a nyári középhőmérséklet.

Az őszi középhőmérséklet mind az országos átlag, mind a térbeli eloszlás tekintetében szinte megegyezik az évi középhőmérséklettel, az országos őszi átlag értéke 9,8 °C.

Télen a hőmérséklet térbeli eloszlása nagymértékben különbözik a többi évszaktól. A Földközi-tenger melegítő és a szibériai anticiklon hűtő hatásának köszönhetően a leghidegebb területek az ország északkeleti részén találhatóak. Az országos téli átlag 0,7 °C, a terület több mint fele a 0–1 °C-os tartományba, negyede -1 °C és 0 °C közé esik. A leghidegebb foltokban a téli középhőmérséklet nem éri el a -4 °C-ot (Konkolyné et al., 2008).



3.4. ábra. Az évszakos középhőmérsékletek területi eloszlása az 1971–2000-es időszakban

Megjegyezzük, hogy a gyorsuló melegedés hatására az elmúlt 10 évben, 2000–2009 között a 11 °C-os átlagot meghaladó területek nagysága az ország déli övezeteiben és a délies lejtőkön jelentősen növekedett.

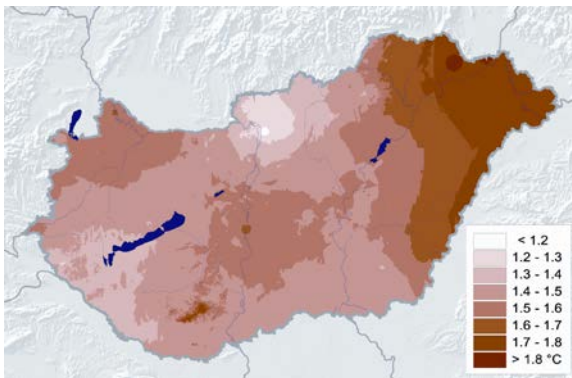
A középhőmérséklet változása az elmúlt 30 évben

A hőmérséklet intenzív emelkedése a XX. század utolsó évtizedeiben kezdődött, a melegedés azonban nem egyenletes az ország különböző részein. A 3.5. és a 3.6. ábrák trendtérképei a térbeli eltéréseket szemléltetik az elmúlt 30 évben, vagyis az 1980 és 2009 között bekövetkezett változásokat mutatják. Az értékek a 30 év alatti teljes változást jelzik, lineáris trendet feltételezve.

Akár az éves, akár az évszakos eloszlásokat tekintjük, megállapítható, hogy mindenütt egyértelmű a növekedés, a legalacsonyabb értékek is megközelítik a 0,5 °C-ot. Az éves, a tavaszi és a nyári változások 95%-os megbízhatósággal szignifikánsak, jellemzően az ország egész területén.

Az évi középhőmérséklet országos átlagban 1,5 °C-ot emelkedett 1980 és 2009 között. A változás mértéke a keleti, északkeleti országrészben a legnagyobb, kiterjedt területeken meghaladja az 1,7 °C-ot. Emellett az ország középső része és a Kisalföld is az átlagnál jobban melegedett.

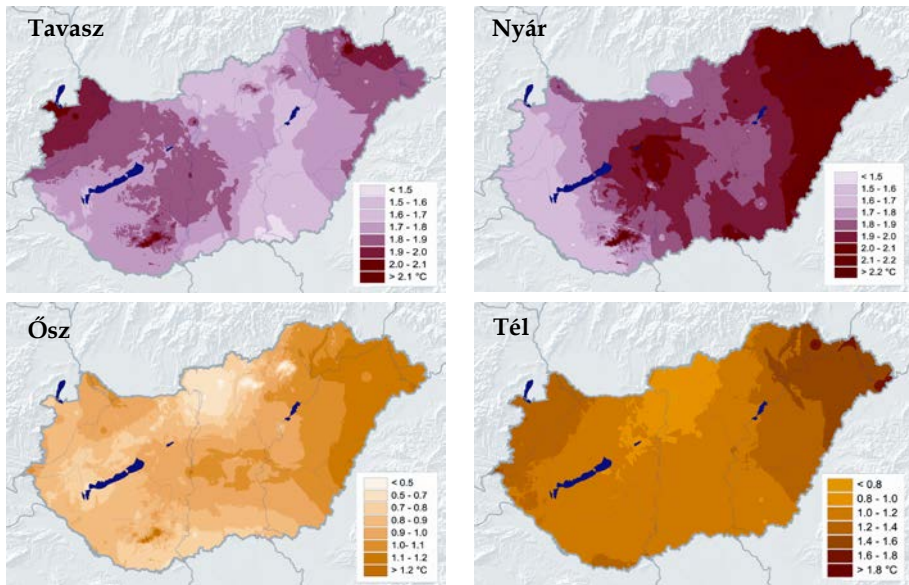
Az éves eloszláshoz hasonlóan minden évszakban kiemelkedik a keleti, északkeleti területek hőmérséklet emelkedése. Az ország középső részének átlagosnál erőteljesebb változása tavasszal, nyáron és ősszel, míg a Kisalföld intenzív melegedése tavasszal és kisebb mértékben ősszel figyelhető meg. A leghidegebb évszak változásának térbeli eloszlása meglehetősen különbözik a többi évszaktól, bár a Börzsöny térségében ebben az évszakban is megjelenik egy minimum.



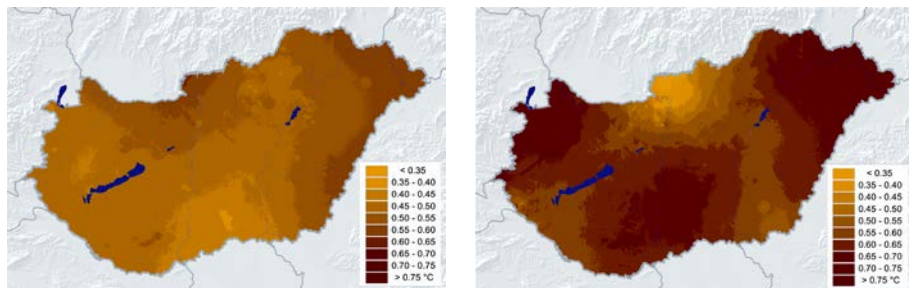
3.5. ábra. Az évi középhőmérséklet megváltozása 1980 és 2009 között

A 3.5. és a 3.6. ábrákon a legutóbbi harminc évben bekövetkezett változást mutattuk be, lineáris jelleget feltételezve. A változás azonban évről évre nem egyenletesen történik, melegebb és hűvösebb évek követik egymást. A 3.7. ábra térképein a melegedés változó ütemét figyelhetjük meg azáltal, hogy az egymást követő évtizedek átlaghőmérsékletének különbségét ábrázoljuk. A két térkép az 1990–1999-es és az 1980–1989-es, illetve a 2000–2009-es és az 1990–1999-es évtizedek éves átlaghőmérsékletei közötti eltérést mutatja. Az ábráról leolvasható, hogy a melegedés mindkét periódusban egyértelmű, de mértéke és térbeli eloszlása különbözik. Országos átlagban az első időszakban 0,5 °C, míg a másodikban ennél magasabb, 0,6 °C-os melegedést tapasztalhatunk, ami nem meglepő annak tudatában, hogy a 2000–2009-es évtized a legmelegebb 10 év a XX. század elejétől Magyarországon és globálisan is (WMO, 2010). A térbeli eloszlásban is jelentős különbségeket figyelhetünk meg. Mindkét esetben jelentős a melegedés üteme a

keleti, északkeleti országrészben, de a további maximumok elhelyezkedése már eltérő, az első időszakban a Duna-kanyar, a másodikban a Kisalföld és a középső országrész emelkedik ki.



3.6. ábra. Az évszakos középhőmérsékletek megváltozása 1980 és 2009 között



3.7. ábra. Az elmúlt három évtizedben gyorsult a melegedés: az 1990–1999-es és az 1980–1989-es évtized éves átlaghőmérsékletének különbsége (bal oldalon), valamint a 2000–2009-es és az 1990–1999-es évtized éves átlaghőmérsékletének különbsége (jobb oldalon)

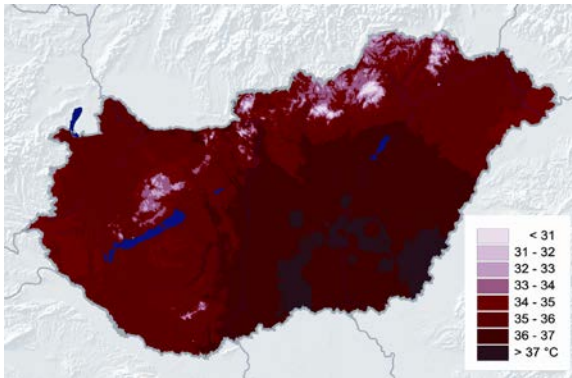
A legutóbbi dekád: 2000–2009 átlagos maximumhőmérséklete

Az elmúlt tíz év a legmelegebb dekád a mérések kezdete óta (3.8. ábra). A melegedés a minimum- és maximumhőmérsékletek emelkedésében egyaránt megmutatkozik. Az évek folyamán sorra dőltek meg az eddigi hőmérsékleti rekordok. A 2000-es év 2007-ig tartotta első helyét, de 2008 is dobogós az országos átlaghőmérséklet tekintetében (Lakatos és Szalai, 2009). 2007-ben új abszolút hőmérsékleti rekord született Magyarországon, Kiskunhalason július 20-án 41,9 °C-ot mértek (Bihari et al., 2007). A 3.9. ábrán az évi maximumhőmérsékletek térbeli eloszlását mutatjuk be a legutóbbi tíz év átlagában. Az eloszlás lényegében megegyezik az évi

középhőmérséklet eloszlásával (3.3. ábra), az értékek 28,3 °C és 37,5 °C közé esnek, országos átlaguk 35,7 °C.



3.8. ábra. Az országos tízéves átlagok alakulása az 1901–2009 időszakban



3.9. ábra. A legutóbbi tíz év éves maximumhőmérsékleteinek területi eloszlása 2000–2009 átlagában

A hőmérsékleti szélsőségek alakulása

Nemcsak maguk a hőmérsékleti értékek, hanem a belőlük származtatott egyéb paraméterek, különböző indexek is szolgáltatnak értékes információkat a klíma megváltozására vonatkozóan. A szélsőértékek intenzitásában, gyakoriságában megmutatkozó tendenciák a változó éghajlat jelei. Extrém klímaindexek sorát dolgozták ki a WMO-CCL/Clivar munkacsoportban már 1998-ban a klímaváltozás detektálása céljából (Klein Tank és Können, 2003). Ezeknek az indexeknek a sora folyamatosan bővül a szélsőértékek viselkedésének pontosabb megismerése céljából.

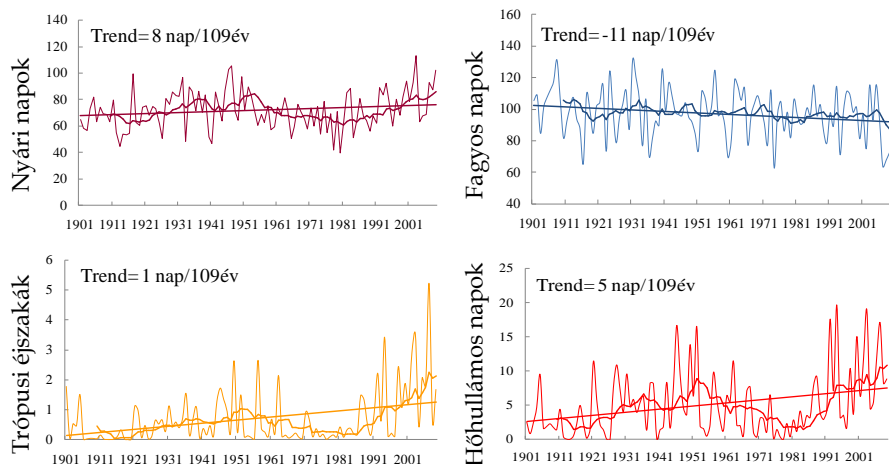
Az extrém klímaindexek jellemzően valamilyen fix vagy percentilis küszöb átlépéséhez köthető paraméterek, tartamok, adott időszakra vonatkozó szélsőértékek (Lakatos et al., 2007). Ilyen indexekkel jellemezzük például a hóhullámokat, és ilyen paraméter például a fagyos napok éves száma is, amikor a napi minimumhőmérséklet 0 °C alatti. A 3.4. táblázatban felsorolt indexeket választottuk ki a szakirodalomban fellelhető számos index közül a hazai hőmérsékleti szélsőségek megfigyelt tendenciáinak leírására.

Extrém hőmérsékleti klímaindexek	
Meghatározása (jele)	Definíciója (mértékegysége)
Nyári napok száma (TX25)	napi maximum > 25 °C (nap)
Fagyos napok száma (DTN0)	napi minimum < 0 °C (nap)
Hőségnapok száma (TX30)	napi maximum ≥ 30 °C (nap)
Trópusi éjszakák (TN20)	napi minimum ≥ 20 °C (nap)
Hóhullámos napok száma (TA25)	napi középhőmérséklet > 25 °C (nap)
Meleg hullám (HWDI)	leghosszabb, legalább 5 napos időszak, amikor napi maximum > 1961-1990-es normál (nap)
Hideg nappalok (TX10p)	napi maximum < a hozzá tartozó 1961-1990-es 10%-os percentilis (%)
Meleg nappalok (TX10p)	napi maximum > a hozzá tartozó 1961-1990-es 90%-os percentilis (%)
Hideg éjszakák (TN10p)	napi minimum < a hozzá tartozó 1961-1990-es 10%-os percentilis (%)
Meleg éjszakák (TN90p)	napi minimum > a hozzá tartozó 1961-1990-es 90%-os percentilis (%)
Átlagos napi hőingás (DIUR)	napi maximum és minimum különbsége (°C)

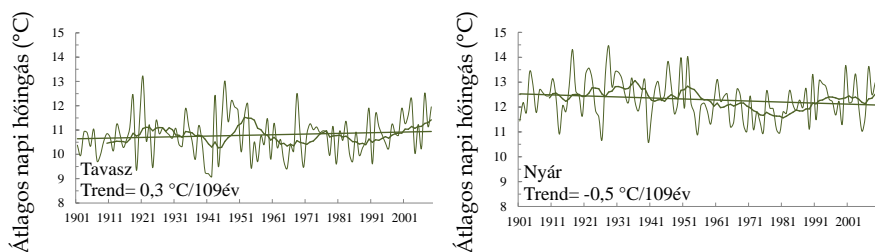
3.4. táblázat. Az elemzett extrém hőmérsékleti klímaindexek

A hőmérsékleti indexek számítása hosszú, napi szélsőérték idősorok alapján történik. Az esetleges adathibák és inhomogenitások kiszűrése, korrekciója, a hiányok pótlása minden esetben megelőzte elemzéseinket. Az országos átlagok és a térbeli tendenciák jellemzésére előállítottuk a napi minimum-, maximum- és középhőmérséklet, valamint az ezekből származtatott extrém indexek rácsponti idősorait egy közel 10 km-es felbontású rácshálóra, az 1901–2009 időszakra (Lakatos et al., 2011). A 3.10. ábra grafikonjai az átlagos melegedési tendenciával összhangban a meleg szélsőségek gyakoribbá válását jelzik országos átlagban 1901-től. A nyári napok, a trópusi éjszakák és a hóhullámos napok számának növekedése, a fagyos napok számának csökkenése egyaránt a melegedő tendenciát erősíti. A hűvösebb és a melegebb periódusok az indexek értékeiben is megnyilvánulnak, de már a nyolcvanas évektől szembetűnő az extrém meleg időjárási helyzetek gyakoribbá válása.

Néhány éve a globális vizsgálatok azt mutatták, hogy a minimumhőmérsékletek jobban növekszenek, mint a maximumhőmérsékletek. Magyarországi adatsorokon a 2009-ig történő számítások szerint a maximumok emelkednek kissé nagyobb mértékben (1,02 °C/108 év), mint a minimumok (0,97 °C/108 év). A globális vizsgálatok is igazolták, hogy a világ jelentős területein a hőingás nem változik. Az éves és évszakos átlagos éves hőingás csak nagyon kis mértékben változott az elmúlt évszázad során. A nyarat összességében csökkenés jellemzi, -0,5 °C a 108 év alatt, bár az utóbbi évtizedben az emelkedő tendencia dominál (3.11. ábra). A tavaszi hőingás növekedése alig marad el a nyári csökkenéstől, összességében 0,3 °C 1901-től napjainkig, a kilencvenes évektől inkább növekvő jellegű. A többi évszakban nem fedezhető fel változás a teljes idősort tekintve, de a múlt század utolsó dekájától kezdődően döntően nagyobb átlagos hőingás értékek jellemzők.



3.10. ábra. Néhány extrém hőmérsékleti klímaindex idősora (hazai rácspontok átlaga alapján) a tízéves mozgó átlaggal és a becstült lineáris trenddel, 1901–2009

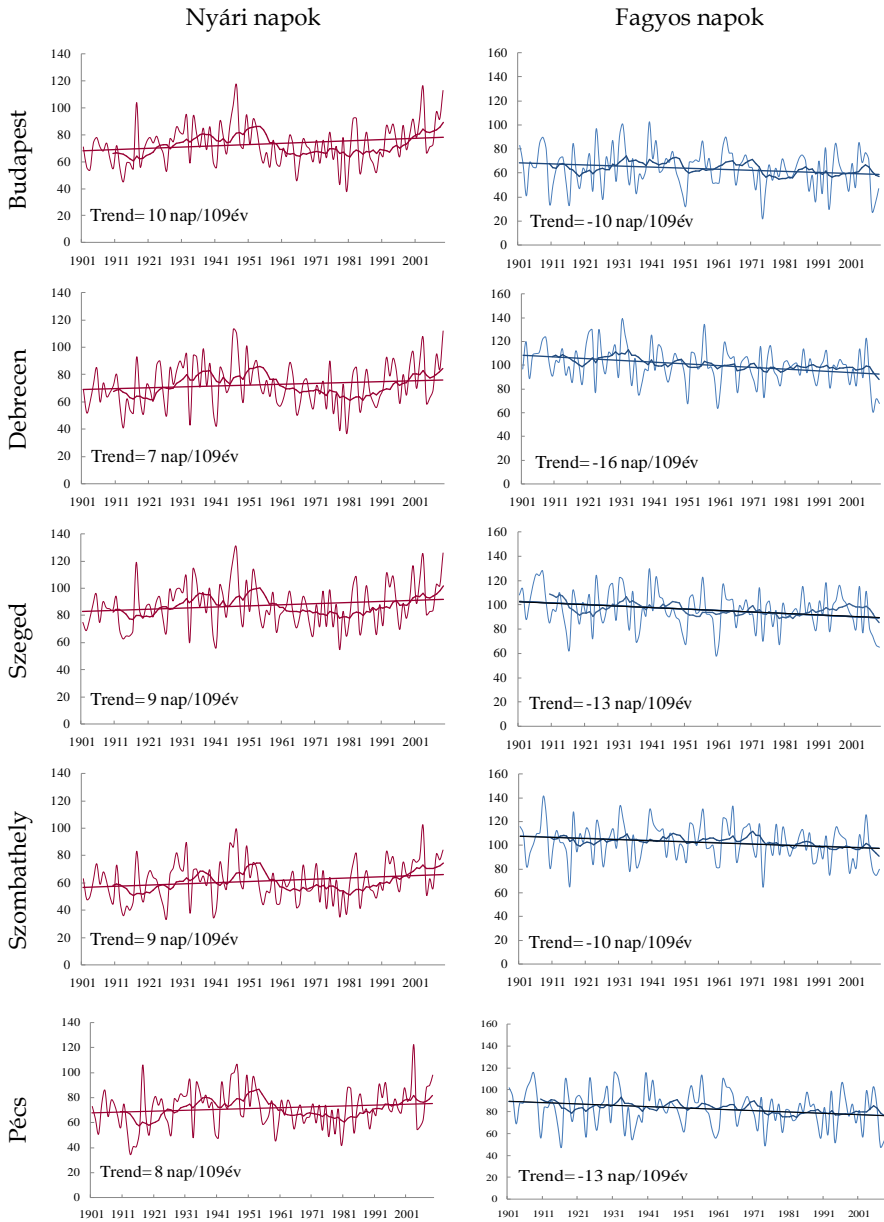


3.11. ábra. A napi hőmérsékleti ingás tavaszi és nyári idősora (hazai rácspontok átlaga alapján) a tízéves mozgó átlaggal és a becstült lineáris trenddel, 1901–2009

A melegedés leggyakoribb indikátora a nyári napok számának növekedő és a fagyos napok számának csökkenő tendenciája. E két klímaindex alakulását követhetjük nyomon öt állomás környezetében a 3.12. ábrán. Lényegesen gyakoribbá váltak a nyári napok a múlt század elejétől, különösen Budapesten, majdnem 10 nappal. Debrecenben csökkent a legnagyobb mértékben a fagyos napok száma, több mint 16 nappal lett kevesebb 1901-től. A nyári napok igen meredek emelkedést mutatnak a legutóbbi intenzív melegedő periódusban, míg a fagyos napok száma kevésbé ingadozik, csökkenése egyenletesebb.

A szélsőséges hőmérsékletekben bekövetkezett változásokat a grafikonokon követhetjük, a változások mértékét és megbízhatóságát pedig a 3.5. táblázat tartalmazza a két elemzett időszakra Budapest, Debrecen, Szeged, Szombathely és Pécs állomásokra. A táblázatba foglalt változások azt mutatják, hogy a klíma megváltozása a meleg szélsőségek egyértelmű növekedésével és a hideg szélsőségek csökkenésével jár a teljes múlt századot is felölelő időszakban. A legutóbbi harminc évben is jelentős a meleg extrémumok növekedésének mértéke. A hidegek is csökkentek, harminc év távlatában azonban a csökkenés statisztikai értelemben vett

megbízhatósága kisebb, mint a melegek gyakoribbá válása. Összességében a melegedő tendenciát a szélsőségek alakulása is alátámasztja.



3.12. ábra. A nyári napok és a fagyos napok számának állomási idősorai a tízéves mozgó átlag görbéjével és a becstült lineáris trenddel néhány állomáson, 1901–2009

Extrém hőmérsékleti klímaindexek változása					
1901–2009					
	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
TX25 (nap)	9,9	7,3	8,8	9,5	7,6
DTN0 (nap)	-9,5	-15,8	-12,9	-10,2	-13,0
TX30 (nap)	10,5	2,0	7,9	7,4	4,2
HWDI (nap)	16,6	7,8	10,5	13,4	13,3
TX10p (%)	-6,5	-5,7	-5,1	-5,4	-4,9
TX90p (%)	9,2	5,6	6,6	9,2	6,7
TN10p (%)	-6,7	-7,1	-3,3	-5,3	-6,2
TN90p (%)	9,8	7,0	11,7	11,1	9,1
1980–2009					
TX25 (nap)	31,2	27,1	22,0	20,9	18,4
TX30 (nap)	22,7	13,6	16,2	13,7	12,8
DTN0 (nap)	-8,5	-18,3	-14,9	-12,9	-9,2
HWDI (nap)	38,5	26,5	32,6	22,0	25,3
TX10p (%)	-7,1	-7,2	-4,2	-5,0	-3,9
TX90p (%)	17,8	14,6	10,9	9,5	9,4
TN10p (%)	-7,4	-9,2	-6,9	-6,2	-6,6
TN90p (%)	11,5	14,5	12,0	12,2	11,8

3.5. táblázat. A leggyakrabban alkalmazott hőmérsékleti klímaindexek változása különböző időszakokban. A 95%-os megbízhatóságú változást kiemelés jelöli

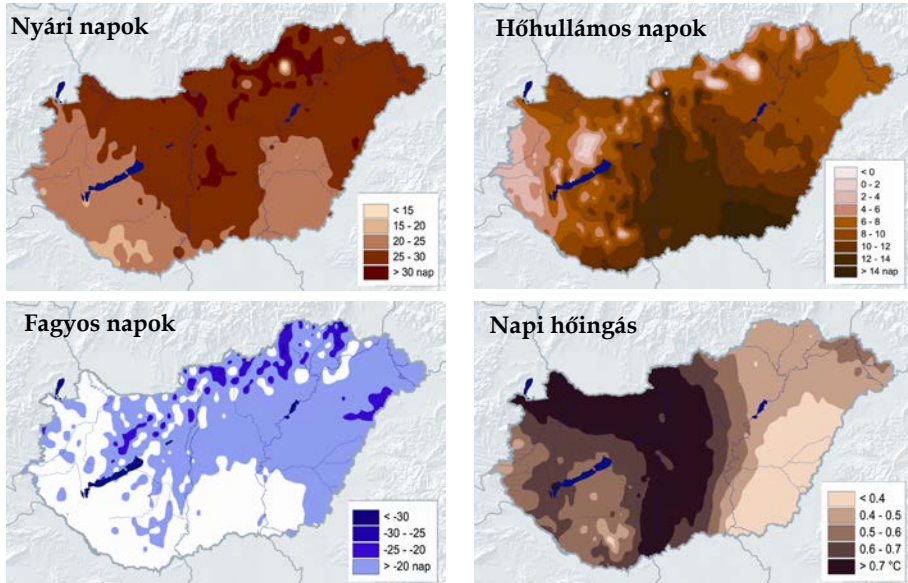
Az egyes mérőhelyeken tapasztalt eltérések helyenként számottevőek, ebből következik, hogy a változás területi különbözőségeit is célszerű jellemezni.

A hőmérsékleti szélsőségek változásának területi jellemzői

A napi maximum- és minimumhőmérsékletek rácsponti adatbázisán egy, az egész országot lefedő rácshálózaton is elvégeztük a hőmérsékleti szélsőségek elemzését. Az állomási sorokon megvalósított tendenciaelemzésekkel megegyező módon elemeztük a változásokat a rácsponti idősorokon is. A vizsgálatok eredményét a változások mértékét bemutató térképsorozaton jelenítjük meg.

A nyári napok számának növekedése azokban a régiókban jelentősebb, ahol kevesebb nyári nap volt jellemző (3.13. ábra) az időszak elején. Kivételt képeznek ez alól a legmagasabban fekvő területek, ahol továbbra is ritka az előfordulásuk. A hóhullámos napok jelentős egészségkárosító hatással járnak, a közép-magyarországi, dél-alföldi régióban kell leginkább a növekedésükkel számolni. Kevesebb a fagyos nap az ország területének nagy részén, de a megbízhatósági vizsgálat eredményéből arra a következtetésre juthatunk, hogy kiterjedt területen a Kiskunság délebbi tájain,

valamint a Körös-Maros közén és a Dunántúl kiterjedt területein a hideg extrémumok kevésbé csökkentek a nyolcvanas évektől. Az átlagos napi hőmérsékleti ingás a Kisalföldön, a Duna vonalát követve és a Duna-Tisza közén növekedett meg a legnagyobb mértékben. A kontinentalitás hatása fedezhető fel a hőingás változásának területi jellemzőiben.



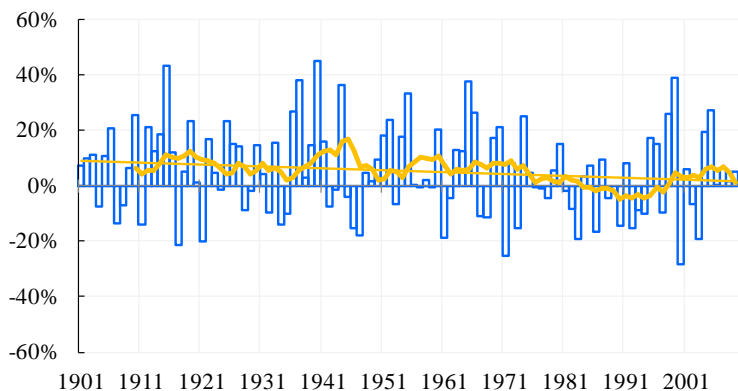
3.13. ábra. A nyári napok, hóhullámos napok, fagyos napok és az átlagos napi hőmérsékleti ingás változása az 1980–2009-es időszakban a rácsponti trendbecslés alapján. A fehérre színezett területen a fagyos napok csökkenése nem szignifikáns

3.1.2. Csapadéktendenciák

Magyarországon a csapadék térben és időben egyaránt változékonny éghajlati paraméter. Míg Észak- és Nyugat-Európában a melegedési tendenciával együtt egyre több csapadék hullik, addig nálunk a Földközi-tenger térségéhez hasonlóan egyre kevesebb. A vízmérleg romlik, azaz a beérkező és eltávozó vízmennyiség különbsége nő. Ennek oka egyrészt, hogy a hőmérséklet emelkedésével a párolgás növekszik; másrészt, hogy a csapadék intenzívebb záporok, zivatarok formájában éri el a felszínt, így kisebb aránya tud a talajba beszivárogni, ott elraktározódni.

A 3.14. ábrán az országos éves csapadékmennyiség 1971–2000 időszak sokéves átlagához viszonyított relatív eltéréseinek idősorát láthatjuk 1901 és 2009 között. A bemutatott országos átlagok a csapadéknál is minden esetben homogenizált, rácsponti értékek átlagai. A tendenciaelemzéseket két időszakra végeztük el, a múlt század elejétől napjainkig, valamint a legutóbbi 50 évre, 1960-tól 2009-ig. Az erős változékonyság miatt a hosszabb, fél évszázados időszak alatt megfigyelt változások jobban leírják a csapadéktendenciákat, mint a legutóbbi harminc év trendjei. A csapadékváltozásokat jobban szemlélteti a százalékos változás mint a lineáris közelítésből adódó, milliméterben kifejezett csökkenés, illetve növekedés.

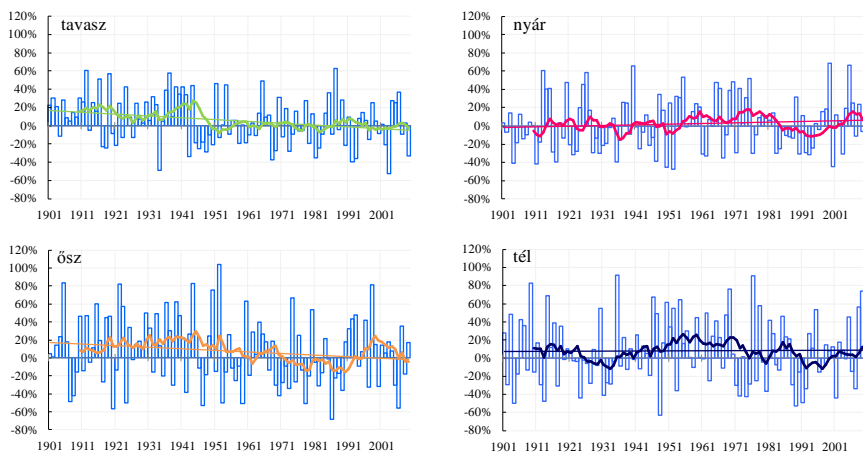
A százalékos változás becslésére az exponenciális közelítés a megfelelő, ezért a csapadék esetén exponenciális trendbecslést alkalmaztunk.



3.14. ábra. Az évi csapadékösszegek országos átlagainak anomáliái az 1901–2009 időszakban a tízéves mozgó átlaggal és a trenddel. A százalékosban kifejezett relatív eltéréseket az 1971–2000-es átlaghoz viszonyítottuk

Az éves és évszagos csapadékösszegek alakulása

Az éves összeg átlagosan 568 mm hazánkban az 1971–2000-es normál időszakot tekintve. Évszakos skálán tavasszal átlagban 136 mm, nyáron 189 mm, őszel 139 mm, télen 105 mm csapadék hullik. Az évszakos összegek országos átlagainak anomáliái a 3.15. ábra oszlopdiagramjain követhetők nyomon. A csapadék esetében is igaz, hogy minél nagyobb területi és időbeli átlagolást végzünk, annál kiegyensúlyozottabb képet kapunk, s emiatt az évszakokat bemutató grafikonok lényegesen nagyobb változékonyságot mutatnak, mint az éves.



3.15. ábra. Az évszakos csapadékösszegek országos átlagainak anomáliái az 1901–2009 időszakban a tízéves mozgó átlaggal és a trenddel. A százalékosban kifejezett relatív eltéréseket az 1971–2000-es átlaghoz viszonyítottuk

Magyarországon a csapadék éves mennyisége csökken (3.14. ábra). Csapadékos évek inkább a múlt század első felében léptek fel, a csökkenés 1901-től 7%-os. Ezzel a tendenciával hazánk a dél-európai térséghez hasonló viselkedést mutat a csapadék-változás terén. A legnagyobb mértékű csökkenés az évszakok közül tavasszal következett be, közel 20% a teljes elemzett időszoron. A száraz nyarak előfordulása viszonylag egyenletes, ami azt mutatja, hogy az aszály hazánk éghajlatának rendszeres velejárója. A nyári csapadék nem szignifikánsan, de növekszik a vizsgált időszakban, az ősszel lehullott csapadék mennyisége viszont 17%-kal kevesebb lett az utóbbi évek száraz őszeinek köszönhetően. A téli csapadék kis növekedést mutat, hatékonysága azonban mezőgazdasági szempontból gyengül, mivel a felszínre érkező csapadék egyre gyakrabban eső formájában hullik, ami kevésbé szívárog be a talajba, mint a lassan olvadó hó. Ezzel a tendenciával ellentétesnek tűnnek az utóbbi évek havas telei.

A csapadékösszeg %-os változása						
1901-2009						
	Országos	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
Tavas	-19,8	-36,6	-2,3	-30,1	-10,3	-32,3
Nyár	8,9	1,3	5,4	9,9	-6,0	16,3
Ősz	-16,6	-25,0	-28,4	-27,1	-10,0	-1,0
Tél	1,4	-19,9	3,9	6,4	-21,7	-12,6
Év	-7,0	-20,5	-4,7	-10,1	-10,8	-8,5
1960-2009						
	Országos	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
Tavas	-3,1	-18,2	23,8	-0,4	-12,4	-7,8
Nyár	-0,2	-7,2	3,3	8,1	-1,2	5,8
Ősz	-3,3	-26,6	10,9	16,1	-21,2	22,3
Tél	-2,7	-25,6	-7,3	-0,3	-11,3	-0,8
Év	-2,3	-17,0	6,9	5,1	-11,8	0,9

3.6. táblázat. A csapadékmennyiség változásának becslése különböző időszakokra országosan és néhány állomásra exponenciális trend illesztésével. A 95%-os megbízhatóságú változást kiemelés jelöli

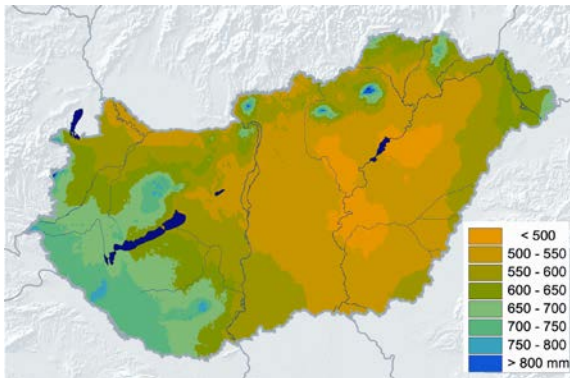
A százalékos változásokat tartalmazó 3.6. táblázat csak a hosszú időszoron jelez statisztikailag szignifikáns változást. Országos átlagban tavasszal a múlt század elején tapasztalt csapadékmennyiségnek csupán a 80%-a hullik jelenleg. Az állomási sorok közül Budapesten a legszembetűnőbb a tavaszi csökkenés, míg Debrecenben a másik átmeneti évszak, az ősz vált lényesen szárazabbá 1901-től. Szeged és Pécs környezetében is az országos tendenciákhoz hasonló változásokat tapasztaltunk, míg a szombathelyi megfigyelések alapján a téli évszaki összeg több mint 20%-kal kevesebb napjainkban, bár ennek a változásnak a megbízhatósága még nem elég magas. A rövidebb időszak rendkívül változatos képet mutat mind a tendenciák

előjelét, mind pedig a mértékét tekintve. A hőmérséklettel ellentétben a csapadék-tendenciák nem egyértelműek a jelenhez közelítve.

A legszárazabb tavaszok rangsorában a 2003-as, rendkívül aszályos esztendő tavasza áll az élen, ekkor mindössze 64,7 mm hullott, ami megközelítőleg a május havi átlagnak felel meg. Éves szinten a legnagyobb csapadékhiány a 2000-es évet jellemzi, ami sokáig a legmelegebb év is volt egyben. 2006 ősze is dobogós a legmelegebb és a legszárazabb őszek között. Mind a legszárazabb, mind pedig a legbőségebb csapadékú évszakok és évek között megjelennek a jelenhez közeli időszakok.

A csapadék területi eloszlása, a változás térbeli jellemzői

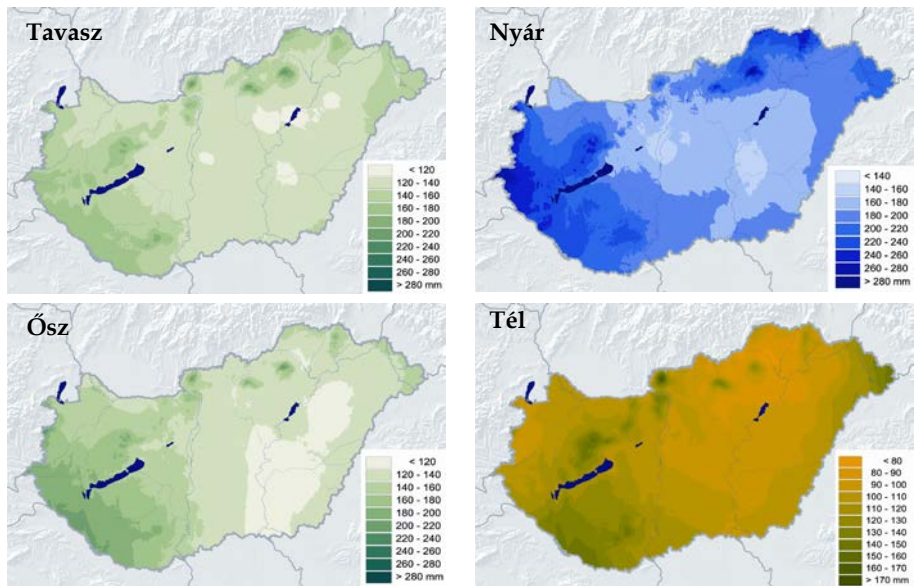
A csapadék területi eloszlását a tengerektől – elsősorban a Földközi-tengertől – való távolság és a domborzat határozza meg. Az 1971–2000-es normálérték 560 mm körüli (3.16. ábra). A legszárazabb alföldi területeken 500 mm alatti, míg a délnyugati határszélen és a Bakony térségében 700 mm fölötti összegek jellemzők. Ennél magasabb, 800 mm-t meghaladó értékek csak kis foltokban, a Mátra és a Bükk csúcsai közelében, valamint a Kőszegi-hegységben jelennek meg. Megjegyezzük, hogy mivel a csapadék nagyon változékony meteorológiai elem, egy adott időszakban mind a térbeli eloszlás, mind pedig a mennyiség nagymértékben különbözhet az átlagtól (Konkolyné et al., 2008).



3.16. ábra. Az átlagos évi csapadékösszeg, 1971–2000

Az évszakos csapadékösszegek területi jellemzői kisebb-nagyobb mértékben eltérnek az évestől. Bár minden évszakban megfigyelhető a tengerektől való távolság és a domborzat hatása, befolyásuk különböző mértékben érvényesül az egyes időszakokban (3.17. ábra). A tavaszi csapadékösszeg országos átlagban közel 140 mm, kicsit kevesebb, mint az éves összeg egynegyede. Az évszakok közül a tavasz hasonlít legjobban az éves térképhez, de a domborzat hatása erősebb, így a magasabban fekvő területek értékei jobban kiemelkednek környezetükből. Legcsapadékosabb évszakunkban, nyáron a csapadékösszeg országos átlaga 200 mm körüli érték, az éves összegnek mintegy egyharmada. Itt is a legszárazabbak az Alföld egyes részei, de a csapadékban gazdag délnyugati határszél mellett jelentős értékeket figyelhetünk meg az északkeleti területeken is. A domborzat szerepe a Kárpát-medence áramlásmódosító hatásában jelentkezik. Az őszi csapadékösszeg

140 mm, mely megegyezik a tavaszi átlagos összeggel. A térbeli különbségek azonban ősszel nagyobbak: mind a legszárazabb, mind a legnedvesebb területek kiterjedése nagyobb, mint tavasszal. Ekkor a legcsapadékosabb terület egyértelműen a délnyugati országrész. A tél a legszárazabb évszakunk, az országos átlag 105 mm. A legcsapadékosabb területek a délnyugati régiókban, a Bakony területén és kismértékben az északkeleti határszélen jelentkeznek. Érdeemes megfigyelni, hogy az Északi-középhegységben található a legszárazabb terület (Sajó-völgy), így egymáshoz közel nagyon eltérő értékek jelentkeznek.



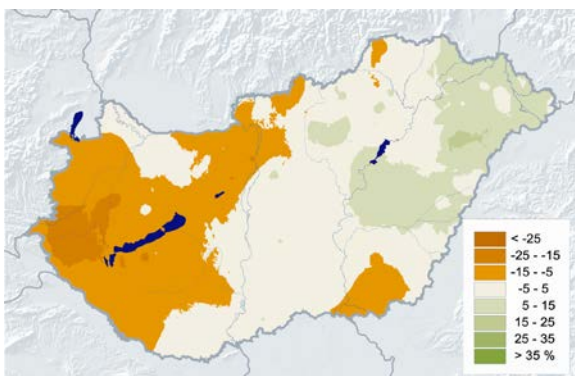
3.17. ábra. Az átlagos évszakos csapadékösszegek, 1971–2000

A csapadékösszeg változása az elmúlt 50 évben

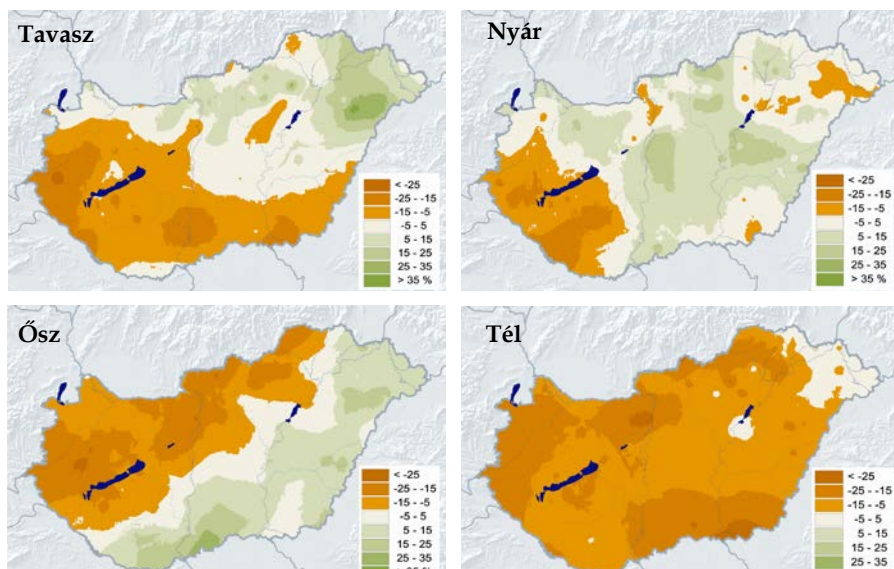
A csapadék térben és időben nagyon változékony, így – az éghajlatváltozás hatására bekövetkező – tendenciákat nehezebb kimutatni, mint a hőmérséklet esetén. Míg az évi középhőmérséklet az elmúlt 30 évben egyértelmű, szignifikáns növekedést mutat, addig a csapadék változása még a hosszabb, 50 évet felölelő időszakban sem mutatható ki egyértelműen, 95%-os megbízhatósággal. A térbeli eltéréseket trendtérképeken szemléltetjük. Az elmúlt 50 évben, 1960 és 2009 között bekövetkezett éves (3.18. ábra) és évszakos (3.19. ábra) változásokat bemutató térképek az exponenciális trendillesztésből adódó 50 év alatti teljes változást jelzik.

Az éves és évszakos változások lényegesen nagyobb térbeli változékonyságot mutatnak, mint amit a hőmérséklet esetében megfigyelhetünk. Csökkenést és növekedést egyaránt tapasztalunk mindegyik időszakban, és az évszakok is egymástól teljesen különbözően viselkednek. Az éves trend országos átlagban kismértékű csökkenést jelez, a csökkenés a Dunántúlon az átlagosnál nagyobb, míg az ország északkeleti részén növekedett a csapadékmennyiség. Az évszakos eloszlások jelentős mértékben eltérnek az éves eloszlástól, a telet kivéve minden évszakban vannak növekedő és csökkenő csapadéktendenciájú területek is.

Tavasszal és nyáron a trendértékek csökkenésének iránya délnyugat-északkeleti, ősszel északnyugat-délkeleti, míg télen északon és délen található a legmagasabb értékek.



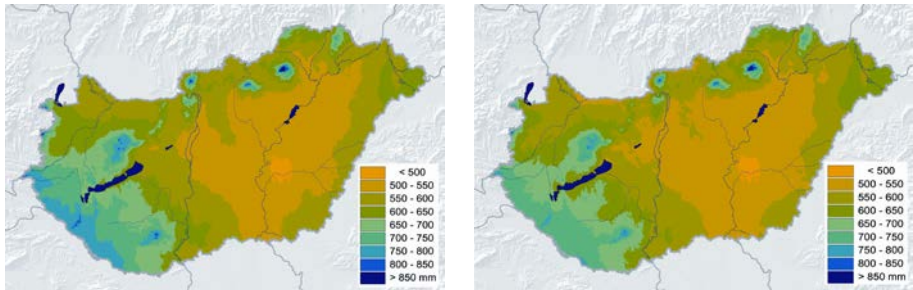
3.18. ábra. Az éves csapadékösszeg %-os változása 1960 és 2009 között



3.19. ábra. Az évszakos csapadékösszeg %-os változása 1960 és 2009 között

Ahogy a hőmérséklet esetében is megvizsgáltuk, hogy az elmúlt időszak különböző szakaszaiban milyen ütemű volt a változás (3.7. ábra), úgy a csapadékváltozás elemzésénél is felbontottuk az elmúlt 50 évet rövidebb periódusokra. A hőmérséklet esetében évtizedeket vizsgáltunk, a csapadék változékonysága miatt azonban a változás ütemét két, 10 évvel elcsúsztatott 40 éves periódus átlagértékeivel jellemezzük. A 3.20. ábra térképein az 1960–1999, illetve az 1970–2009-es időszakok átlagos éves csapadékösszegét láthatjuk. Az országos átlag 10 mm-rel különbözik egymástól a két időszakban (1960–1999 között 597 mm, 1970–2009 között 587 mm), aminek az a fő oka, hogy a Dunántúlon, de leginkább a

délnyugati országrészben a csapadék mennyisége jelentős mértékben csökkent, a 750 mm feletti csapadékú területek a második időszakra szinte teljesen eltűntek.



3.20. ábra. Az éves csapadékösszegek átlaga 1960–1999 (bal oldalon) és 1970–2009 (jobb oldalon) között

A csapadékszélsőségek alakulása

Az átlagosnál bőségesebb csapadékkal vagy tartós szárazsággal járó események, periódusok előfordulási gyakoriságát az extrém csapadékindexek idősoraival és a bekövetkezett változásokkal jellemezzük (Klein Tank és Können, 2003). A gyakran alkalmazott csapadékindexek közül kiválasztottunk néhányat, ezek listáját a 3.7. táblázatban közöljük. Kiszámításuk napi csapadékatokat igényel.

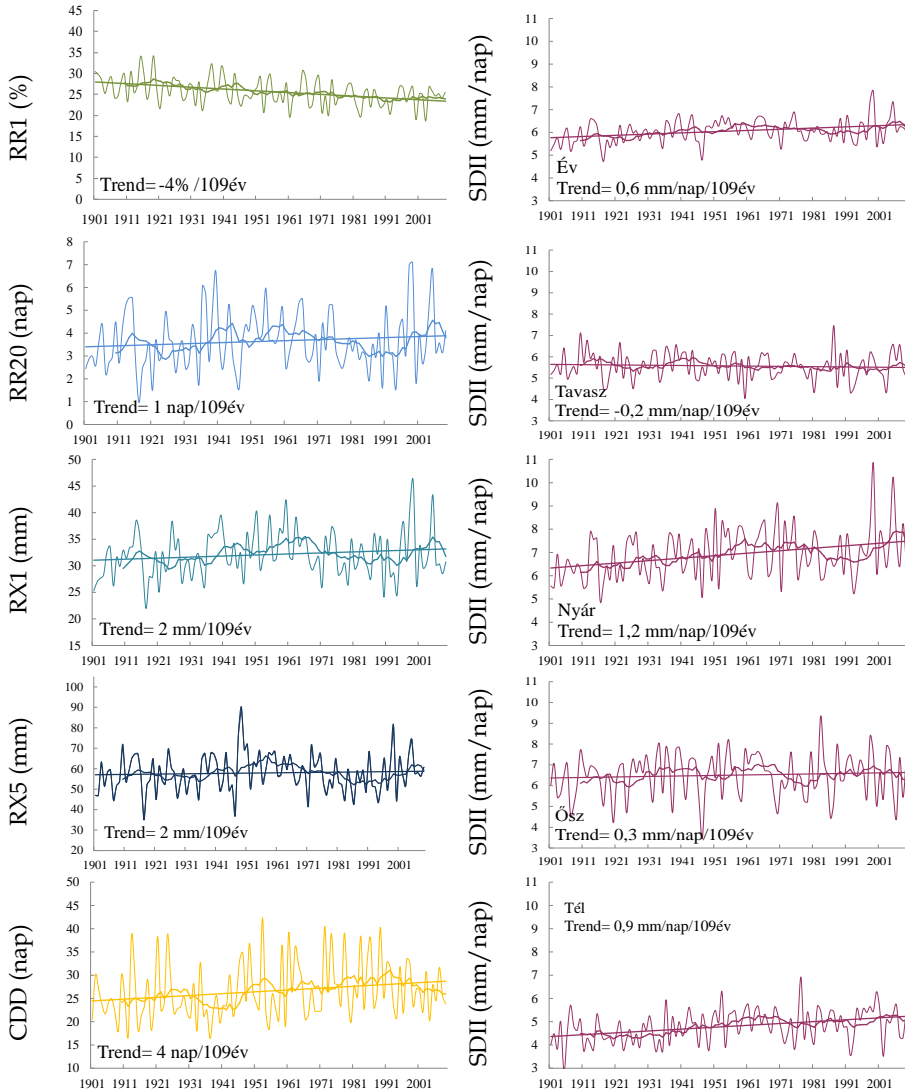
Extrém csapadék klímaindexek	
Meghatározása (jele)	Definíciója (mértékegysége)
Csapadékos napok száma (RR1)	napi csapadékösszeg ≥ 1 mm (%)
Átlagos napi csapadékosság (SDII)	csapadékos napok átlagos csapadéka (mm/nap)
Max. száraz időszak hossza (CDD)	leghosszabb időszak, amikor a napi csapadékösszeg < 1 mm (nap)
Max. nedves időszak hossza (CWD)	leghosszabb időszak, amikor a napi csapadékösszeg ≥ 1 mm (nap)
20 mm-t elérő csap. napok száma (RR20)	napok száma, amikor a napi csapadékösszeg ≥ 20 mm (nap)
Max. 1 napos csapadékösszeg (RX1)	legnagyobb 1 nap alatt lehullott csapadék mennyiség (mm)
Max. 5 napos csapadékösszeg (RX5)	legnagyobb 5 nap alatt lehullott csapadék mennyiség (mm)
Erősen csapadékos napok csapadék-összege az éves csapadék %-ában (R95pTOT)	éves összeg hány %-a hullott az erősen csapadékos napokon (napi összeg $>$ a hozzá tartozó 1961–2000-es 95%-os percentilis) (%)

3.7. táblázat. Az elemzett extrém csapadék klímaindexek

A csapadékindexek esetén is, hasonlóan a napi hőmérsékleti szélsőségekhez, homogenizált, interpolált rácsponti adatbázist használtunk.

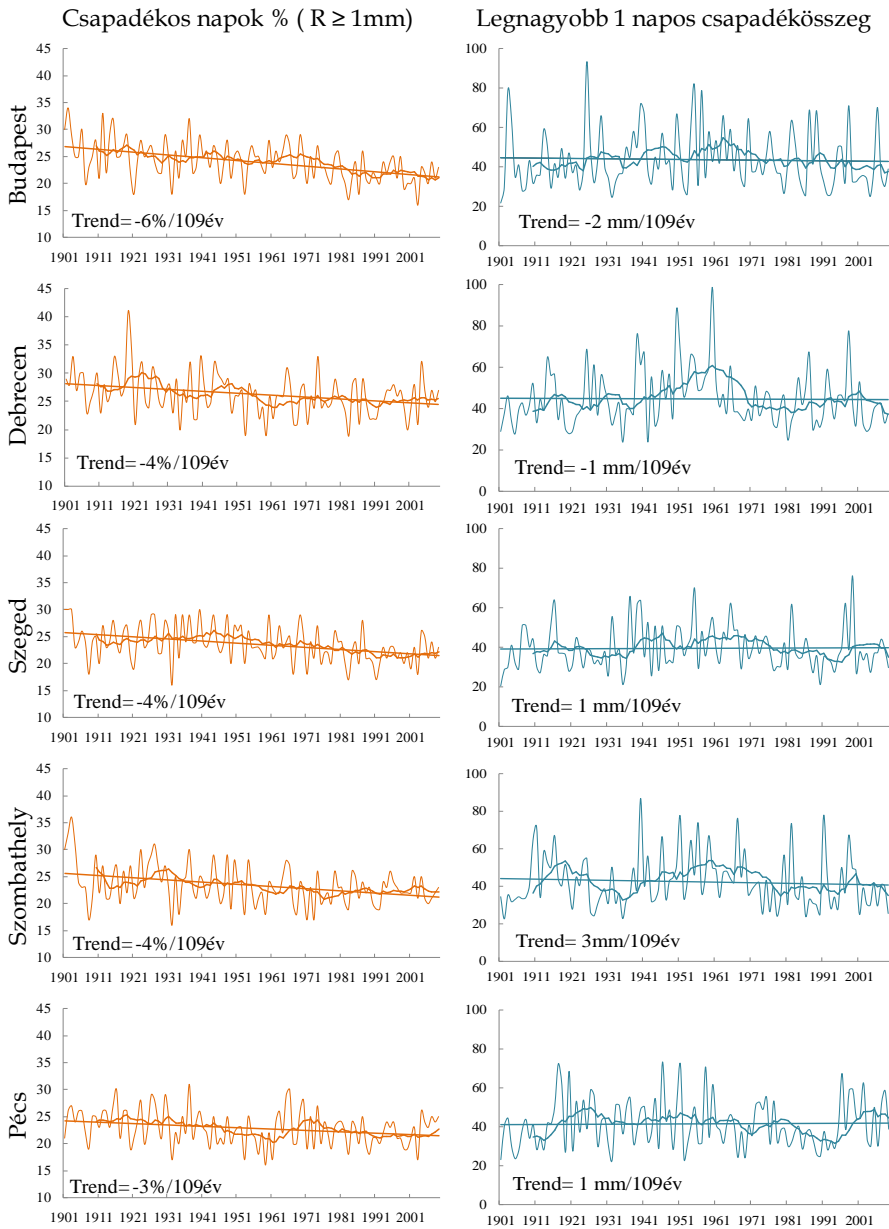
Az országos tendenciákat az indexértékek rácsponti átlagából képzett idősor grafikonjai jellemzik (3.21. ábra). Kevesebb a csapadékos nap országos átlagban, ahogy a jelenhez közelítünk, a 20 mm-t meghaladó csapadékú napok pedig enyhe növekedést mutatnak. A legnagyobb 1 napos és 5 napos összegek tendenciája pozitív ugyan, de nem számottevő a változás, a száraz időszakok hossza viszont jelentősen megnövekedett a XX. század eleje óta. Az átlagos napi csapadékmennyiség nagyobb,

kivéve tavasszal, mivel összességében a tavaszi csapadék jelentős mértékben csökkent. Az átlagos napi csapadékok vagy a napi intenzitás növekedése arra utal, hogy a csapadék egyre inkább a rövid ideig tartó, intenzív záporok, zivatarok formájában hullik.



3.21. ábra. Néhány extrém csapadék klímaindex rácsponti átlagának időszora, a tízéves mozgó átlag görbéjével és a becült lineáris trenddel, 1901–2009

Az állomásonkénti változásokat a 3.22. ábrán követhetjük két index, a csapadékos napok százalékos aránya és a legnagyobb 1 nap alatt lehullott csapadék mennyiségére vonatkozóan. Az 1 mm-t meghaladó csapadéku napok trendje minden állomáson csökkenő. A maximális napi összegek eltérő tendenciákat jeleznek, a változás nem szignifikáns egyik mérőhely környezetében sem.



3.22. ábra. A csapadékos napok %-os aránya és a legnagyobb 1 napos összeg állomási idősorai a tízéves mozgó átlag görbéjével és a becsült lineáris trenddel öt magyarországi állomásra, 1901–2009

Az extrém csapadékindexek változásának összefoglaló táblázata (3.8. táblázat) a teljes időszakban és a legutóbbi ötven évben bekövetkezett változásokat tartalmazza néhány gyakran alkalmazott indexre. Magas megbízhatóságú változást egységesen,

mind az öt állomásra csak a 100 évnél hosszabb idősor mutat a csapadékos napok fogyatkozó számában. A száraz időszakok hosszabbodása és a nedves időszakok rövidülése összefügg egymással, sőt azzal is, hogy ritkább az 1 mm-es küszöböt elérő csapadéku nap. A változás iránya 1901-től többnyire azonos, nagysága viszont jelentősen eltérő az egyes állomásokon, 1960-tól azonban már az irányultságban sem egységes a kép.

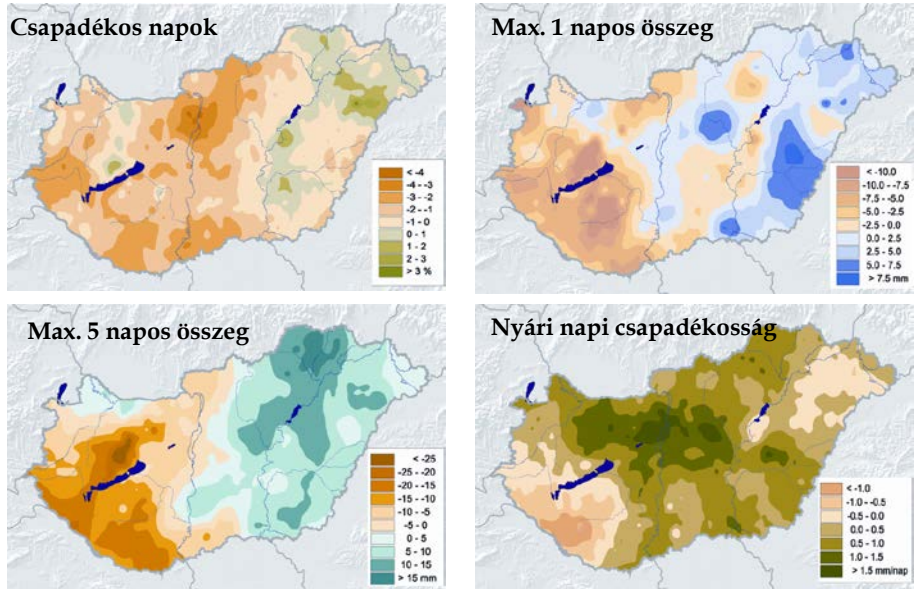
Extrém csapadékindexek változása					
1901–2009					
	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
RR1 (%)	-5,7	-3,7	-4,2	-4,3	-2,7
SDII (mm/nap)	0,5	-0,2	0,1	0,3	0,1
CDD (nap)	4,0	4,2	4,0	7,9	6,6
CWD (nap)	-1,7	-0,5	-1,2	-1,6	-0,3
RR20 (nap)	0,3	-0,4	-0,8	-0,1	-0,6
RX1 (mm)	-1,9	-0,7	0,6	-3,4	0,8
RX5 (mm)	-4,2	-3,7	-1,9	-0,7	5,7
R95pTOT (%)	0,9	0,7	-0,3	1,7	1,8
1960–2009					
	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
RR1 (%)	-4,5	0,2	-2,4	-0,4	-1,2
SDII (mm/nap)	-0,2	-0,7	-0,2	-0,2	0,3
CDD (nap)	0,8	-4,9	-0,8	2,0	5,4
CWD (nap)	0,4	1,6	-1,1	0,1	0,2
RR20 (nap)	-1,4	-0,7	-0,7	-0,5	0,0
RX1 (mm)	-9,3	-8,3	-7,3	-9,9	4,5
RX5 (mm)	-14,8	-22,0	-6,1	-2,8	5,0
R95pTOT (%)	-5,6	-2,7	-3,9	-0,8	2,4

3.8. táblázat. Néhány csapadékindex változása néhány állomásra különböző időszakokban. A 95%-os megbízhatóságú változást kiemelés jelöli

A csapadékszélsőségek változásának területi jellemzői

A csapadékszélsőségekben bekövetkezett változások területi sajátosságait térképeken szemléltetjük. A térképek elkészítéséhez az ország területét lefedő, megközelítőleg 10 km-es rácshálózat pontjaiba interpolált, homogenizált napi csapadékösszegeket használtunk. Majd az ezekből származtatott rácsponti index idősorokon végeztünk tendenciaelemzéseket. A trendtérképek az 1960–2009 időszakban megfigyelt változásokat jelenítik meg (3.23. ábra). A csapadékos napok aránya csak kis területen, főként a Nyírségben nem változott, illetve növekedett, egyébként a csökkenő tendencia dominál. A legnagyobb 1 napos összeg a Dunántúl nyugati régióiban

napjainkban kevesebb, mint 50 évvel ezelőtt volt. A Tiszántúlon némileg növekedett, míg az ország középső területein csökkenő és növekvő tendenciát egyaránt felfedezhetünk. A legnagyobb 5 napos összeg tekintetében az ország kettéválik, nyugati felében csökkenő, míg keleten növekvő jellegű a változás, a Tisza magasabban fekvő részvízgyűjtőin a legnagyobb a növekedés, ami növekvő árvízveszélyt jelent. A nyári napi csapadékos országos átlagban növekedett, ezt a növekedést a délnyugat-dunántúli, és kisebb kiterjedésben az északkelet-magyarországi területek csapadékontenzitásának csökkenése mérsékli. Fontos megjegyezni, hogy a rácsponti változások csak kisebb területeken szignifikánsak.



3.23. ábra. A csapadékos napok, a legnagyobb 1 és 5 nap alatt lehullott csapadékmennyiség és a nyári átlagos csapadékosság változása az 1960–2009 időszakban a rácsponti trendbecslés alapján

3.2. A várható éghajlatváltozás dinamikus modelledmények alapján

Bartholy Judit, Horányi András, Krüzselyi Ilona, Pieczka Ildikó, Pongrácz Rita, Szabó Péter, Szépszó Gabriella, Torma Csaba

A meteorológia egyik legnagyobb mai kihívása az éghajlat megbízható előrejelzése regionális skálán. Napjainkra a nagy klímakutató központok által fejlesztett globális éghajlati modellek képesek kielégítő pontossággal leírni a Föld éghajlatának alapvető jellemzőit és viselkedését, azonban a regionális és lokális részletek a rendszert átszövő nem-lineáris kölcsönhatások miatt nem könnyen származtathatók. A kisebb léptékű folyamatok feltárására ezért ún. leskálázási módszerekkel élnek, amelyek segítségével egy, az érdeklődésre számotartó területen finomíthatók a nagyskálájú globális információk. A globális információk fizikai-dinamikai alapon történő regionális leskálázására regionális éghajlati modelleket használnak, melyekkel – a rövidtávú időjárás-előrejelzésben elterjedt gyakorlathoz hasonlóan – egy kisebb tartományra készítenek szimulációkat a globális modellek eredményeit határfeltételekként felhasználva.

Hazánkban 2003-ban fogalmazódott meg az igény, hogy a hagyományos, statisztikai alapú éghajlatkutatás mellett induljon be a dinamikus klímamodellezés is. Ezt segítette, hogy az országban már volt tapasztalat számszerű előrejelzéseket biztosító légköri modellek adaptálására és alkalmazására, másfelől a modellek hatékony futtatásához szükséges számítógépes háttér is rendelkezésre állt.

E törekvés 2005–2007 folyamán egy Nemzeti Kutatási és Fejlesztési Program (NKFP) keretében valósult meg, melynek címe „Magyarország éghajlatának dinamikai vizsgálata és a numerikus modelleken alapuló regionális klíma-előrejelzések módszertanának megalapozása” volt. A közös munkában az Országos Meteorológiai Szolgálat (konzorciumvezető intézményként), az ELTE Meteorológiai Tanszéke, a Pécsi Tudományegyetem és az Env-in-Cent Kft. vett részt. Az együttműködés célja a magyarországi regionális klímamodellezési háttér megteremtése volt, ami alapot szolgáltat a Kárpát-medencében várható éghajlatváltozás becslésére. A projekt során négy regionális klímamodell adaptálásával megkezdődött a korlátos tartományú numerikus modellek bevonása a hazai éghajlatkutatásba, s jelenleg ezen éghajlati modellek képezik a magyarországi klímadinamikai vizsgálatok alapját: az ALADIN-Climate és a REMO modellt az OMSZ-ban futtatják, míg a PRECIS és a RegCM modellt az ELTE Meteorológiai Tanszékén. A modellek sikeres alkalmazásával lehetőségünk nyílt arra, hogy kapcsolatba lépjünk a regionális klímamodellezéssel foglalkozó európai szakemberekkel, és bekapcsolódjunk az európai kutatási hálózatba. Az elmúlt években részt vettünk többek között például a CLAVIER (Climate Change and Variability: Impact on Central and Eastern Europe) és a CECILIA (Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment) európai uniós projektekben, melyek kiemelt célja volt az éghajlatváltozás Kelet- és Közép-Európában várható hatásainak nagyfelbontású regionális modelledményekre alapozott vizsgálata.

Ebben a fejezetben elsőként az adaptált négy regionális klímamodellt ismertetjük részletesen, majd a modellek validációjának eredményeit tárgyaljuk az 1961–1990 referencia időszakra. A fejezet második felében elemezzük a XXI. századra becsült hőmérséklet- és csapadékváltozásokat, valamint a szélsőségek várható módosulását.

**3.2.1. Az alkalmazott regionális klímamodellek jellemzői
(vezető szerző: Szépszó Gabriella)**

Az alábbiakban részletesen bemutatjuk a Magyarországon adaptált és használt regionális éghajlati modellek főbb jellemzőit, melyeket a 3.9. táblázat foglal össze.

Modell	ALADIN-Climate	PRECIS	RegCM	REMO
Kiindulási modell	Dinamika: ALADIN időjárás LAM Parametrizációk: ARPEGE-Climate AGCM	Dinamika és parametrizációk: HadCM3 AOGCM	Dinamika: MM4 időjárás LAM Parametrizációk: CCM3 AGCM	Dinamika: Europa Modell időjárás LAM Parametrizációk ECHAM4 AGCM
Fejlesztő/ adaptáló	Météo France/ OMSZ	Hadley Centre/ ELTE	ICTP/ ELTE	MPI-M/ OMSZ
Horizontális térbeli deriváltak reprezentációja	Spektrális	Rácsponti	Rácsponti	Rácsponti
Horizontális rács	Arakawa A	Arakawa B	Arakawa B	Arakawa C
Térképvetület	Lambert-vetület	Elforgatott szférikus rendszer	Lambert-vetület	Elforgatott szférikus rendszer
Vertikális koordináta rendszer	Felszínkövető- nyomási hibrid	Felszínkövető- nyomási hibrid	Szigma	Felszínkövető- nyomási hibrid
Szintek száma	31	19	18	20
Prognosztikai változók	u, v, T, q_{spec}, p_s	$u, v, \Theta, C_{vap}, p_s$	u, v, T, q_{spec}, p_s	$u, v, T, q_{spec}, C_{wat}, p_s$
Peremfeltételek kezelése	Davies, 1976	Davies, 1976	Davies és Turner, 1977	Davies, 1976
Időbeli sémák	Szemi-implicit + szemi-Lagrange	Explicit + Heun séma	Split-explicit séma	Explicit leapfrog + szemi-implicit
Sugárzás	Fouquart és Bonnel, 1980; Morcrette, 1989	Edwards és Slingo, 1996	Kiehl et al., 1996	Fouquart és Bonnel, 1980; Morcrette, 1989
Talajmodell	ISBA	MOSES	BATS	Warrilow, 1986
Talajrétegek	4 (hőmérsékletre), 2 (nedvességre)	4	3	5
Felpörgési idő	1-3 év	2 év	1 év	4 év
Nagyskálájú csapadék és felhőzet	Smith, 1990; Ricard és Royer, 1993	Smith, 1990	Pal et al., 2000	Sundquist, 1978; Roeckner et al., 1996
Konvekció	Bougeault, 1985	Gregory és Rowntree, 1990	Grell, 1993	Tiedtke, 1989; Nordeng, 1994

3.9. táblázat. A négy regionális klímamodell legfontosabb jellemzői.

(LAM: limited area model, azaz korlátos tartományú modell; AGCM: atmospheric general circulation model, AOGCM: atmosphere-ocean general circulation model, azaz légköri, illetve kapcsolt légkör-óceán általános cirkulációs modell.)

A prognosztikai változók: u és v : horizontális szélesség-komponensek; T : hőmérséklet; q_{spec} : specifikus nedvesség; p_s : felszíni légnyomás; Θ : potenciális hőmérséklet; C_{vap} : felhő-vízgőztartalom; C_{wat} : felhő-víz tartalom)

ALADIN-Climate modell

Az ALADIN-Climate modell a nemzetközi együttműködésben kifejlesztett ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International) rövidtávú, korlátos tartományú előrejelző modell (Horányi et al., 2006) klímaváltozata. A regionális klímamodell anyamodellje az ARPEGE-Climat légköri általános cirkulációs modell, melyet az 1990-es évek elején fejlesztettek ki a Météo France-nál a rövidtávú célokra alkalmazott ARPEGE globális előrejelző modell korábbi verziójából (Déqué et al., 1994; Déqué et al., 1998). Az ARPEGE klímaváltozatának megalkotásakor elsősorban a modell fizikai parametrizációs eljárásait módosították tekintettel arra, hogy hosszabb időskálán a rövidtávútól eltérő fizikai folyamatok dominálnak. Ugyanezeket a parametrizációs eljárásokat később az ALADIN modellbe is átültették megtartva annak eredeti dinamikáját, ezzel létrehozva az ALADIN-Climate regionális modellt. Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál az ALADIN-Climate 4.5 verziója került adaptálásra (újabb modellváltozat installálása folyamatban van).

Az ALADIN modellben a térbeli horizontális differenciál-operátorok reprezentációja spektrális technikával történik, azaz a deriváltak kiszámítása a prognosztikai változókra illesztett teljes harmonikus függvények analitikus deriválásán keresztül valósul meg (Horányi, et al., 2006). A horizontális rácsot Lambert-féle kúpvetületen definiálják, míg függőleges irányban hibrid koordináta-rendszert (Simmons és Burridge, 1981) használ a modell, amely a légkör alsó rétegében pontosan követi a felszínt, a légkör tetején pedig a nyomási felületekkel esik egybe, könnyen kezelhető formulát szolgáltatva a felső peremfeltételre a légnyomás nullává válásával.

Az ALADIN-Climate modell prognosztikai változói a hőmérséklet, a szélsébség horizontális komponensei, a légnedvesség és a felszíni légnyomás. Függőleges irányban a modell a hidrosztatikus feltételezéssel él, melynek értelmében a horizontális irányú gyorsulásokhoz képest a vertikális gyorsulások elhanyagolásra kerülnek - emiatt a szélsébség függőleges irányú komponense egy diagnosztikai összefüggés alapján kerül kiszámításra. Ez a közelítés szinoptikus skálájú folyamatok esetében tartható, kisebb léptékű folyamatok leírásakor (azaz hozzávetőlegesen 5–10 km-nél finomabb horizontális felbontás esetén) azonban már nem alkalmazható.

Az advekciónak kezelése a modellben (szemi-)lagrange-i szemléletmódban történik, azaz a mozgásegyenletek megoldásakor minden időlépcsőben a légrézecskek egy meghatározott halmazát követjük, ellentétben az euléri szemlélettel, melynél a levegővel kitöltött mozdulatlan tér a vizsgálat tárgya. A hidro-termodinamikai egyenletrendszer lineáris tagjai időbeli fejlődésének meghatározására szemi-implicit módszert alkalmaz a modell. A szemi-implicit és szemi-Lagrange módszerek kombinációja (Radnóti, 2003) csekély többlétszámítás mellett, a megoldás pontosságának megtartásával egy nagyságrenddel hosszabb időlépcső alkalmazását teszi lehetővé, mint egy egyszerű explicit Euler-séma.

Regionális modellről lévén szó szükség van a modell oldalsó peremfeltételekkel való ellátására is. Ez történhet globális vagy - a céltartományt lefedő - regionális modelleredményekkel, illetve a múltbeli klíma rekonstruálása céljából ún. re-analízis mezőkkel. Az oldalsó peremfeltételek megfelelő kezelésére a modell az elterjedt Davies-sémát (1976) használja, amely egy néhány rácspontról álló ún. relaxációs zóna bevezetésével kísérel meg szűrni a határfeltételek túlhatározottságából adódóan

a tartomány pereméről visszaverődő hamis hullámokat úgy, hogy eközben érintetlenül hagyja a tartományon kívülről származó értékes információt.

A fizikai parametrizációs eljárások esetében az ALADIN modell éghajlati verziójának kifejlesztéséhez döntően a sugárzás, a nagyskálájú felhő- és csapadékképződés, a mélykonvekció és a talajban lejátszódó folyamatokat leíró sémák módosítására volt szükség:

- A sugárzási folyamatokat az éghajlat modellezésekor a lehető legpontosabban kell leírni, ezért a klímamodellben alkalmazott Fouquart-Morcrette sugárzási séma (Morcrette, 1989) figyelembe veszi a hosszuhullámú kibocsátást és elnyelést, valamint leírja a Napból érkező rövidhullámú sugárzás visszaverődését, szóródását és elnyelődését. A modellben külön kezelik a felhős, illetve felhőtlen területek sugárzási viszonyait. A felhőtlen területek fölött felhasználgják, hogy a légkör fontos üvegházgázai különböző hullámhossz-tartományokban nyelik el, illetve sugározzák vissza a Föld infravörös sugárzását, ennek megfelelően például a vízgőz esetében 6, míg a szén-dioxid esetében 3 hullámhossz-intervallumot vesznek figyelembe a számítások során. A felhős területek felett pedig az üvegházgázokon kívül a vízcseppek sugárzásmódosító hatásával is számolnak. A rövidhullámú sugárzás leírásakor figyelembe veszik annak gázokon történő Rayleigh- és aeroszolokon történő Mie-szóródását, valamint a vízgőz rövidhullámú sugárzással szembeni abszorpcióját két hullámhossz-tartományban.
- A sugárzással ellentétben a nagyskálájú felhő- és csapadékképződés leírására a klímaverzióban egyszerűbb sémákat használnak. Az ARPEGE-Climat modellbe a Ricard és Royer által kifejlesztett felhőzetszámító eljárást (1993) adaptálták, statisztikai összefüggéseket felhasználva a nagyskálájú felhőzet és a folyékony víztartalom kiszámítására. A csapadékot a Smith-séma (1990) alapján számítják a modellben szintén statisztikai összefüggéseket használva a folyékony és a szilárd felhő- és csapadékelemek meghatározására. A csapadékrészek párolgását, olvadását és fagyását a Kessler-formulával (1969) közelítik.
- A konvektív folyamatokhoz köthető felhő- és csapadékképződés jellemzése a Bougeault-féle algoritmust (1985) követi. A parametrizáció során feltételezik, hogy a konvekció szempontjából aktív rácsdoboz három részre osztható: feláramlási és leáramlási, valamint a környezet által kitöltött területre, ahol a környezetben érvényes vertikális sebesség nem egyezik meg a rácsdobozra jellemző nagyskálájú vertikális sebességgel. A kettő különbségéből adódik a kompenzációs le- és feláramlás.
- A talajban lejátszódó legfontosabb hidro-termodinamikai folyamatok leírására használt ún. ISBA-séma (Noilhan és Planton, 1989) becslést ad a földfelszín és a légkör közötti hő- és nedvességcserére, figyelembe véve a felszín-, a talaj- és a vegetációtípusokat, hó esetében egy pontosabb sémát alkalmazva. Az eljárás négy talajréteggel számol, mely lehetővé teszi a téli és nyári évszakok közötti átmenet pontos jellemzését.

PRECIS modell

A PRECIS (Providing Regional Climates for Impacts Studies) regionális klímamodellt az 1990-es évek második felében az angliai Hadley Központban fejlesztették ki a központ kapcsolt óceán-légkör általános cirkulációs modelljének (HadCM3) légköri komponensét alapul véve. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem

Meteorológiai Tanszékén jelenleg már a modell 1.8 verziója fut, de a jelen tanulmányban szereplő eredmények előállításához még az 1.4.6 és az 1.6 modellverziókat használtuk. A hidrosztatikus rácsponthoz a számításokat egy elforgatott szférikus koordináta-rendszerben, vertikálisan hibrid-koordináták alkalmazásával végzi. A 19 vertikális szint a 0,5 hPa-os nyomási szint magasságáig jellemzi a légkört. A horizontális diszkretizációból eredő fázissebesség-eltolódásokat a modell B-típusú Arakawa-rács (Mesinger és Arakawa, 1976) alkalmazásával kísérel meg csökkenteni. Ebben a rácsban az ún. advekción vagy momentum típusú prognosztikai változók, azaz az u és v sebességkomponensek azonos rácsmátrixon kerülnek kiszámításra, míg az ún. termodinamikai változók (a potenciális hőmérséklet, a vízgőztartalom és a felszíni nyomás) egy ehhez képest fél rácsávolsággal eltolva kerülnek számításra.

Az időbeli diszkretizáció során a modell egy ún. split-explicit séma alkalmazásával külön kezeli az egyenletrendszer lineáris és nemlineáris (advekción) tagjait. Az advekción tagok a prediktor-korrektor típusú módszerek családjába tartozó Heun-sémával (Mesinger és Arakawa, 1976) kerülnek kiszámításra, mely 25 km-es felbontáson 5 perces időlépcsőt enged meg és másodrendű pontosságot biztosít az integrálás során. A geosztrofikus igazodásra vonatkozó időlépcső még 2 percnél is kisebb. Tehát egy advekción lépés során a geosztrofikus tagokra három iteráció készül, s a három lépés eredményeként előálló sebességek átlaga szolgáltatja az alkalmazott Heun-séma számára az adott paraméter becslését.

A regionális modell kialakításakor főként a fizikai parametrizációs csomagokat módosították az alábbiak szerint:

- A sugárzás parametrizációjánál az átviteli folyamatokban a felhőzet mellett figyelembe veszik a vízgőz, a szén-dioxid, az ózon és a különböző nyomgázok hatását. A számítások a rövidhullámú sugárzás esetében hat, a hosszuhullámú sugárzás esetében nyolc spektrumtartományban történnek. A felhőzeti hozzájárulás kiszámításánál fontos ismerni, hogy a különböző magasságokban található felhők miként fedik át egymást. A modellben ennek leírására az ún. maximális-véletlenszerű átfedés sémáját használják. Lényege, hogy míg a szomszédos szintek közötti átfedést maximálisnak tételezik fel, addig a felhőmentes területekkel elválasztott rétegekben a felhőt tartalmazó tartományok véletlenszerűen változnak. A modell külön kezeli a nagyskalájú és a konvektív felhők átfedtségét, utóbbit kiegészítve az üllő formájú felhők sugárzásmódosító hatásával.
- A nagyskalájú felhőzet víztartalma és a felhőfedettség minden rácsponthoz a teljes vízmennyiségtől függ, ami egy viszonylag egyszerű függvénykapcsolattal a hőmérsékletből és a relatív nedvességből kerül meghatározásra. A folyékony halmazállapotú víztartalom 0°C felett, a fagyás -9°C alatt valósul meg a modellben, a kettő közötti hőmérséklet-tartományban pedig a felhőt a fagyott és folyékony vízcseppek együttesen alkotják. A csapadékképződés a modellben a szárazföldi területeken 10^{-3} kg/kg, az óceáni régiókban $2 \cdot 10^{-5}$ kg/kg keverési arány felett kezdődik meg. A parametrizáció figyelembe veszi a nagyskalájú, frontális csapadék párolgását is.
- A konvekción parametrizációja a Gregory és Rowntree (1990) által kidolgozott áthatoló konvekción sémával történik, amely a leáramlás explicit leírásával (Gregory és Allen, 1991) kiegészülve modellezi a feláramló légréteg környezetével történő keveredését, a leáramlást, a légtömegek be- és kiáramlását, valamint leírja a konvektív csapadék párolgását is.

- A talaj termodinamikai és hidrológiai folyamatainak leírására a MOSES talajmodellben (Cox et al., 1999) egy négyrétegű sémát alkalmaznak, melyben a rétegek vastagsága a hőmérséklet napi és szezonális menetének minél pontosabb reprezentálása érdekében 0,1, 0,25, 0,65 és 2 méter. A hidrológiai folyamatok esetében a növényzet párologtatását, intercepcióját, valamint a felszíni, illetve felszín alatti lefolyást és párolgást is figyelembe veszik.
- A határreteg folyamatainak reprezentálására a modellben egy elsőrendű turbulens keveredési séma (Smith, 1990) használatos az alsó öt modellszinten. A felszíni érdességet a szárazföldön az egyes felszíntípusok klimatológiai tulajdonságai határozzák meg.

RegCM modell

A RegCM (Regional Climate Model) regionális skálájú hidrosztatikus éghajlati modellt eredetileg az amerikai Légköri Kutatások Nemzeti Központjában (National Center for Atmospheric Research, NCAR) fejlesztették ki, jelenleg pedig a Triesztben működő Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP) közvetítésével hozzáférhető kutatási célokra. Az ELTE Meteorológiai Tanszékén alkalmazott modellverzió adaptációs lépéseit Torma et al. (2008) részletezi.

A modell első generációjának kidolgozásához az NCAR és a Pennsylvania Állami Egyetem (Pennsylvania State University, PSU) 4-es verziószámú mezoskálájú modellje (MM4) szolgált alapul az 1980-as évek végén (Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1989). A modell dinamikája az MM4 modellből származik, amely egy összenyomható, hidrosztatikus rácsponti modell. A RegCM Lambert-féle kúpvetületet használ, s a horizontális diszkretizációból eredő fázishibákat a PRECIS modell ismertetésénél már említett B-típusú Arakawa-rács alkalmazásával kísérli meg csökkenteni. Az időbeli diszkretizáció során egy split-explicit séma alkalmazásával a modell külön kezeli az egyenletrendszer lineáris és nemlineáris tagjait. A RegCM függőleges irányú szigma koordináta-rendszere (Phillips, 1957) a légkör alsó rétegeiben felszínkövető, míg az alacsonyabb nyomású szintek már kisimult felületek mentén futnak. A középső szintek folyamatosan egyenesednek ki, ahogyan közeledünk a modellben képviselt legalacsonyabb nyomási szintek felé. A szintek száma a kítűzött cél függvényében változtatható, az ELTE-n alkalmazott modellverzió 18 szintet vesz figyelembe, s a határretegben ezek sűrűbben helyezkednek el, mint felette.

Az MM4 klímakutatásokhoz való átalakítása során több fizikai parametrizációt módosítottak, illetve lecseréltek. Ezek döntően a sugárzási energia-átviteli és a felszíni fizikai folyamatokat érintik, s így jutottak a RegCM első generációjához (Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1990). Ebben a modellben megtalálható a felszíni folyamatokat leíró ún. BATS Bioszféra-Atmoszféra-Transzfer-Séma (Dickinson et al., 1986), a CCM1 (Climate Community Model) klímamodellel sugárzási energia-átviteli sémája, egy közepes felbontású lokális planetáris határreteg séma, a Kuo-típusú cumulus konvektív séma (Anthes, 1977), valamint egy explicit nedvesség séma (Hsieh et al., 1984). A további modellfejlesztés során a meglévő egyenleteket úgy korrigálták, hogy csökkentsék a nagy topográfiai gradiensekből fakadó túlzott mértékű horizontális diffúziót (Giorgi et al., 1993a,b). Az így létrehozott RegCM2 modellverzióban a fizikai folyamatokat leíró eljárásokhoz az alapot a CCM2 klímamodellel (Hack et al., 1993) és az MM5 hidrosztatikus mezoskálájú modell (Grell

et al., 1994) szolgáltatta. A RegCM legfontosabb fejlesztései az elmúlt közel két évtizedes időszakban a következők voltak:

- Először a CCM1 helyett a CCM2 sugárzás-átviteli csomag alkalmazása, mely a sugárzási számításokat végzi. Ebben a verzióban a vízgőz, az ózon, az oxigén, s a szén-dioxid gázok hatásait is figyelembe veszi a modell. A rövidhullámú sugárzás-átvitelt az új változat δ -Eddington közelítéssel kezeli, míg a felhők közötti sugárzást három felhőparaméter (a felhőborítottság, a felhő folyékony víztartalma és a felhő effektív cseppszugara) függvényében számítja ki.
- Később a CCM2 sugárzás-átviteli csomagja is lecserelésre került: az új CCM3 verzió a Kiehl-féle algoritmust alkalmazza (Kiehl et al., 1996), mely a sugárzás-átviteli folyamatokban újabb üvegházhatású gázokat (N_2O , CH_4 , CFC) is figyelembe vesz.
- Nem-lokális határréteg séma (Holtlag et al., 1990) alkalmazása.
- A felhőzet hatását pontosabban leíró Grell séma (Grell, 1993) beépítése a modellbe.
- A BATS átviteli séma cseréje a javított BATS1E sémára (Dickinson et al., 1993).
- Az új verzió már tartalmazza az aeroszol-részecskék, illetve a felhő-jég közötti hatások leírását is.
- Jelentős előrelépés történt a modell felhőzetet és csapadékfolyamatokat leíró részeiben. Az eredetileg alkalmazott explicit nedvesség sémát (Hsie et al., 1984) egy egyszerűsített forma váltotta fel, mivel az eredeti séma túl nagy számításigénye miatt nem kivitelezhető klimatológiai szimulációkban. Az egyszerűsített leírás csupán egy, a felhő víztartalmára vonatkozó prognosztikai egyenletet tartalmaz, mely figyelembe veszi a felhő kondenzációs folyamatait, az advekciót és a turbulens átkeveredést, a vízcseppekről történő párolgást telítetlen környezetben, valamint a csapadékképződést. Ezen eljárás előnye a mikrofizikai folyamatok egyszerűsítésén túl, hogy a felhőre vonatkozó sugárzási számításokban az előrejelzett légnedvességi változók felhasználása közvetlenül történik (szemben a korábbi gyakorlattal, ahol a sugárzási számításokhoz csupán a helyi relatív páratartalom szolgált alapul). A modell ezen fejlesztése fontos eleme a szimulált hidrológiai ciklus és az energiaháztartás közötti kölcsönhatások pontosabb leírásának.
- A modell fizikájában elvégzett legújabb fejlesztések egyrészt az új nagyskálájú felhőzet és csapadék leírását érintik. Itt az új séma (Pal et al., 2000) segítségével a felhővíztartalmat egy prognosztikai egyenletben határozzák meg. Másrészt, egy új óceánfelszíni fluxus-parametrizáció (Zeng et al., 1998), illetve egy új cumulus-konvektív séma (Emanuel, 1991; Emanuel és Zivkovic-Rothman, 1999) került bevezetésre. A konvekció parametrizációja Grell leírása (1993) alapján történik, melybe Arakawa és Schubert (1974) valamint Fritsch és Chapell (1980) lezárási sémáit egyaránt beépítették. A felhők jégtartalmát egy diagnosztikai összefüggéssel határozzák meg a hőmérséklet- és a napsugárzás-átvitel függvényében (Lenoble, 1993).
- Végül, újdonságok a modellben a ráctávolságnál finomabb felbontású felszín és domborzat mozaik-típusú parametrizációja (Giorgi et al., 2003), valamint a 30 ívmásodperces finom felbontású domborzati (Global 30 Arc-Second Elevation; Bliss és Olsen, 1996) és felszínborítottsági adatbázis alkalmazása bemeneti adatként, melynek forrása az Egyesült Államok Geológiai Intézetének globális felszínborítottsági adattára (USGS Global Land Cover Characterization; 2001).

Az ELTE Meteorológiai Tanszékén jelenleg a modell legújabb verziójának (RegCM4.1, 2011. június) adaptálásán dolgoznak.

REMO modell

A hamburgi Max Planck Intézet (MPI-M) és a Német Klíma-központ közös erőfeszítéssel dolgozta ki néhány évtizede az Európai Középtávú Időjárás-Előrejelző Központ (ECMWF) globális előrejelző modelljén alapuló ECHAM légköri általános cirkulációs modellt. Ezt követően 1993-ra fejlesztették ki regionális klímamodellezés céljára a REMO-t (REgional MOdel) a Német Meteorológiai Szolgálat rövidtávú előrejelző modelljéből, az Europa Modellből, az ECHAM4 fizikai parametrizációját is alapul véve.

A REMO (Jacob és Podzun, 1997) rácsponthoz korlátozott tartományú numerikus előrejelző modellben a horizontális differenciál-operátorok diszkretizálása a véges különbségek módszerével történik. A prognosztikai egyenleteket a modell egy elforgatott szférikus koordináta-rendszerben oldja meg – ennek a főként skandináv országokban alkalmazott elforgatott rendszernek egyik előnye, hogy megkerüli a rácsponthoz modellekben jelentkező pólus-problémát, s az elforgatás paramétereit általában úgy választják meg, hogy a koordináta-rendszerbeli Egyenlítő a célterület felett húzódjon. A diszkretizációból eredő fázishibák leküzdésére az Arakawa-C rácsot alkalmazza a modell, amelynél az egyes prognosztikai változók egymáshoz képest fél rács távolsággal eltolva kerülnek kiszámításra. A modell prognosztikai változóit a felszíni légnyomás, valamint a modellszinteken a hőmérséklet, a horizontális szélkomponensek, a specifikus nedvesség és a felhővíz-tartalom, melyekből a C-típusú rácsban három rácsalapot generálnak, s külön számítják a szélesség horizontális komponenseit, valamint a harmadik rácsra a többi változót.

A vertikális irányban a már említett hibrid koordináta-rendszert alkalmazza a modell, s a szintek maximálisan lehetséges száma 49. A modell legfinomabb horizontális felbontása 10 km, ennél kisebb rács távolság esetén már nem-hidrosztatikus jelenségek fellépésével kell számolni, melyeket a hidrosztatikus modell nem képes leírni. Az időbeli diszkretizációra a modell két-időszintes explicit leapfrog-sémát alkalmaz, s az ennek során jelentkező számítási módot Asselin-filterrel szűri ki (Asselin, 1972), a lineáris tagok kezelése pedig hatékony szemi-implicit korrekció bevezetésével történik. Az advekciónak kezelése Euleri szemlélet-módban történik, azaz az integrálási időlépcső hosszát a Courant-Friedrich-Lewy (Courant et al., 1928) kritériumban szereplő maximális advekciónak sebesség határozza meg. Ezt számításba véve a legnagyobb integrálási időlépcső, ami a REMO modell legfinomabb (10 km-es) felbontása esetén megengedhető, 45 másodperc.

Az oldalsó peremfeltételek csatolásakor a modell a klasszikus Davies-sémát alkalmazza egy 8 rácsponthoz álló relaxációs zóna bevezetésével. A modell-légkör alsó határának jellemzőit a szárazföldi felszín karakterisztikái, a tengerfelszín-hőmérséklet, valamint a tengeri jég eloszlása határozza meg, míg a légkör tetején végbemenő sugárzási folyamatok leírása a Klemp és Durran (1983), illetve a Bougeault (1983) által kidolgozott sémák szerint történik.

A modellbe eredetileg két fizikai parametrizációs eljárás-csomag is beépítésre került: a fejlesztés során egyrészt átvették az ECHAM4 globális modell fizikai csomagjait, másrészt megtartották az Europa Modell eredeti „fizikáját” is. A Magyarországon adaptált REMO 5.0 modellváltozatban a sugárzás, a konvekció,

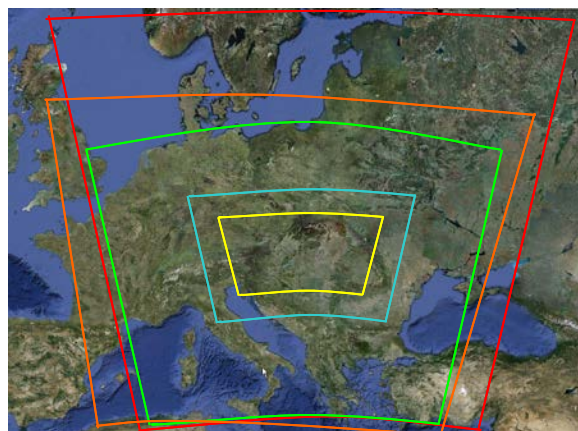
valamint a talaj termikus és hidrológiai folyamatainak leírása az ECHAM4 sémáit követi (Roeckner et al., 1996):

- A rövidhullámú sugárzást egyenleg kiszámítása a Fouquart és Bonnel (1980) által kidolgozott séma alapján történik két spektrális intervallumban, figyelembe véve a vízgőz, az ózon, az oxigén, a szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid abszorbeáló hatását, valamint a különböző részecskéken történő Rayleigh- és Mie-szóródást.
- A hosszuhullámú sugárzás egyenlegének meghatározásánál alapvetően a Morcrette (Morcrette et al., 1986) által kifejlesztett sugárzás-emissziós eljárást használja a modell néhány változtatással kiegészítve. A séma a 0 és 2820 m⁻¹ közötti hullámhossz-tartományban 6 spektrális intervallumban határozza meg a sugárzást fluxusokat először a felhőmentes égbolt esetére, majd ezután veszi figyelembe a felhők sugárzásmódosító hatását. Morcrette eljárása további üvegházgázokkal egészült ki – ezek a metán, a dinitrogén-oxid, 16-féle CFC-gáz, illetve az ózonnál egy újabb, a 14,6 mikronos elnyelési sáv került a modellbe. További újdonság a folytonos abszorpció leírása Giorgetta és Wild (1995) által kidolgozott eljárás alapján.
- A konvekció parametrizációja alapvetően Tiedtke (1989) háromszintű tömegfluxus sémájára támaszkodik, mely a konvektív felhők nagyskálájú hő-, nedvesség- és momentumtranszporthoz való hozzájárulását egy egydimenziós stacionárius felhőmodell segítségével írja le. A séma magában foglalja mind a sekély-, mind a középszintű, mind pedig az áthatoló konvekció leírását, amely kiegészült Nordeng fejlesztéseivel (1994) a feláramlási csatornába történő be- és kiáramlás pontosabb parametrizációjával.
- A modellben a talajhőmérsékletek kiszámítása a diffúziós egyenlet megoldásával öt diszkrét rétegben történik (Warrilow et al., 1986), ahol a talaj hőegyenlege a Fourier-törvénynek engedelmessé válik (azaz a hőterjedés a talaj hővezetési képességének és a hőmérsékleti gradiensnek a függvénye). A talajnedvesség három, a hóra, a növényzetre és a csupasz talajra vonatkozó egyensúlyi egyenlet megoldásával áll elő.
- A felszíni vertikális fluxusok kiszámítása a jól ismert Monin-Obukhov átviteli séma (1954) szerint alakul.

Regionális modellkísérletek a Kárpát-medence térségére

A modellekkel először a múltra vonatkozóan hajtottunk végre kísérleteket abból a célból, hogy teszteljük és megismerjük működésüket egy, a mérések által viszonylag jól ismert, hosszabb múltbeli időszakon, s az így feltérképezett modellgyengeségek alapján fejlesszük tovább őket. Ebben az esetben a modellkísérleteket elsőként olyan „tökéletesnek” tekintett re-analízis (Simmons és Gibson, 2000) határfeltételekkel hajtottuk végre, melyek előállításához megfigyelési információkat is felhasználtak – azaz a múlt valóságghú leírását tartalmazzák. Az ezt követő szimulációkban a nagyskálájú kényszereket már nem megfigyelés-alapú információk, hanem légköri vagy kapcsolt óceán-légkör általános cirkulációs modellek biztosították, ugyanis a jövőre vonatkozóan kizárólag a globális modellek eredményeit tudjuk határfeltételekként felhasználni. A múltra vonatkozóan ily módon előállított eredményeket is összehasonlítottuk megfigyelési adatokkal, de míg a re-analízisek figyelembevételével végzett szimulációk esetében a kiértékelés következtetései (az

említett „tökéletes” határfeltételek miatt) a regionális modell fejlesztéséhez szolgálnak információval, addig a globális modellekkel „kényszerített” kísérletek validációja a globális és a regionális modell együttes hibájáról ad képet.



3.24. ábra. A négy hazai regionális klímamodell által alkalmazott integrálási tartomány: sárga - ALADIN, 10 km-es felbontás; kék - RegCM, 10 km; narancs - PRECIS, 25 km; zöld - REMO, 25 km; piros - ALADIN, 25 km

A modellszimulációk a PRECIS és a REMO modell esetében 25 km, az ALADIN modellel 25 illetve 10 km, a RegCM esetében pedig 10 km-es felbontással készültek. A finomabb felbontású kísérletek során egy kisebb, Kárpát-medencét magában foglaló tartományt tekintettünk, míg a 25 km-es felbontású szimulációkban egy Közép- és Kelet-Európát lefedő, nagyobb területre (3.24 ábra) végeztük el a számításokat.

Modell	Határfeltétel	Felbontás	Időlépcső	Időszak	Forgatókönyv
ALADIN	ERA-40	25 és 10 km	15 és 6 perc	1961–2000	-
	ARPEGE-Climat	10 km	6 perc	1961–2100	A1B
PRECIS	ERA-40	25 km	5 perc	1961–1990	-
	HadCM3	25 km	5 perc	1961–1990, 2071–2100	A2, B2
RegCM	ERA-40	10 km	1,5 perc	1961–2000	-
	ECHAM5/ MPI-OM → RegCM_25	10 km	1,5 perc	1961–1990, 2021–2050, 2071–2100	A1B
REMO	ERA-40	25 km	2 perc	1961–2000	-
	ECHAM5/ MPI-OM	25 km	2 perc	1951–2100	A1B

3.10. táblázat. A négy regionális klímamodellel végrehajtott szimulációk.

A jövőre vonatkozóan a hazai modellkísérletekhez az antropogén tevékenység alakulásával kapcsolatos nagyskálájú kényszereket többségében a globális modellek A1B kibocsátási forgatókönyvével előállított eredményei szolgáltatták. Ez a scenárió a forgatókönyvek között egy átlagos változatnak tekinthető a XXI. századra vonatkozóan. A PRECIS esetében azonban az A2 és a B2 forgatókönyveket alkalmazták, melyek az évszázadvégi állapotok egy-egy pesszimista, illetve optimista realizációját képviselik. A modellkísérletek legfontosabb jellemzőit a 3.10. táblázat foglalja össze.

A modelleredmények értelmezése

A négy regionális éghajlati modell nemcsak a fizikai folyamatok leírására alkalmazott numerikus sémáikban és parametrizációs eljárásaikban különbözik, de a velük végrehajtott szimulációk is több tekintetben eltérnek (3.9. és 3.10. táblázat). Mindazonáltal mindegyik kísérlet azt szimulálja, hogyan módosul a XXI. században a Kárpát-medence éghajlata a változó üvegházgáz-koncentrációk következtében. Így a modelleredmények együttes vizsgálata lehetővé teszi a projekciók bizonytalanságának számszerűsítését. A szimulációk bizonytalansága az emberi tevékenység előre nem ismert alakulásából, az éghajlati rendszer belső változékonyságából, valamint a mindezek leírására használt numerikus modellek eltéréseiből fakad. Adott éghajlati viszonyok esetén a szimulációk megbízhatóságát akkor tekintjük nagyobbak, ha a modellek jó egyezést mutatnak. Amikor viszont eltérők az eredmények, ott a projekciók nagyobb bizonytalansággal terheltek. Bár a négy regionális klímamodell szimulációi csupán a felsorolt tényezők egy részét képesek visszatükrözni (hogyan pontosan melyik részét, arról a 3.2.3. fejezet szolgál részletes információkkal), a továbbiakban mégis a modellekre együttesen mutatjuk be az eredményeket, mert egyedül ez ad lehetőséget arra, hogy a hazai szimulációkban lévő bizonytalanságokat objektív módon számszerűsítsük.

3.2.2. A hazai regionális klímamodellek validációja (vezető szerzők: Bartholy Judit, Pongrácz Rita)

Az éghajlati modellek jövőre vonatkozó eredményei nem értelmezhetők addig, amíg a modellek validációja nem történik meg. Nem értékelhetők ugyanis a jövő éghajlatát becslő modellszimulációk, ha nem ismerjük, mennyire képes a modell reprodukálni a jelen klímát jellemző paramétereket. Ennek érdekében megvizsgáltuk, hogy a négy adaptált regionális klímamodell a hőmérséklet és a csapadék éghajlati sajátosságait mekkora hibával képes becsülni az 1961–1990 referencia időszakban. Az összehasonlítás alapjául a rácspontri adatokat tartalmazó, mintegy 20 km-es felbontású CRU-adatbázis szolgált, melyet a Kelet-Angliai Egyetem Éghajlatkutató Osztálya (University of East Anglia, Climatic Research Unit) állított össze meteorológiai állomási mérések felhasználásával (Mitchell et al., 2004). Meg kell jegyeznünk, hogy bár a validáció fontos és kikerülhetetlen lépése az éghajlati modellezésnek, ugyanakkor nincs garancia arra, hogy a múltat (a validációnál használt referencia időszakot) jól leíró modellek a jövőre vonatkozóan hasonlóan sikeres éghajlati becsléseket adnak. Ebben az alfejezetben megvizsgáljuk és összehasonlítjuk a négy adaptált regionális modell havi, évszakos és éves átlaghőmérsékletének és csapadékösszegének hibáit. Erre az átlagos hiba- és időbeli szórásértékek mellett a Whisker-box plot-diagramot (McGill et al., 1978) és a Taylor-diagramot (Taylor, 2001) használjuk, valamint térképes formában bemutatjuk az éves és az évszakos hibák modellenkénti területi eloszlását szignifikanciavizsgálattal kiegészítve.

Megjegyezzük, hogy mivel a különböző modellek éves, évszakos hibái egymástól nagyon eltérőek lehetnek, ezért nem a modellek által becsült hőmérsékleteket vagy csapadékösszegeket tesszük közzé egy-egy jövőbeni éghajlati scenárióra vonatkozóan, hanem a várható változások mértékét. Így – legalább részlegesen – kiküszöbölhetjük a modellek referencia időszakra adott eltérő értékeiből eredő problémákat, azaz a modellek szisztematikus hibáját. Ez természetesen nem megnyugtató megoldás, hiszen nagyon megkérdőjelezhető az a modell, amely a jelen klímát is csak jelentős hibával képes leírni. Egy másik – szintén nem tökéletes – megoldási kísérlet az eloszlásfüggvényeken alapuló hibakorrektció, melyről a 2.4. alfejezetben már bővebben írtunk. Erre a problémakörre jelenleg még nincs elméletileg megalapozott végleges megoldás.

A validációs vizsgálatokat két részletben végeztük el. Egyrészt a regionális modellek azon futtatásaira, ahol a meghajtó kezdeti- és peremfeltételeket az ERA-40 reanalízis adatbázis szolgáltatta, másrészt azokra a modellfuttatásokra, ahol a meghajtó mezőket csatolt légkör-óceán általános cirkulációs modellek (AOGCM-ek) adták. Az ERA-40 adatbázist az Európai Középtávú Előrejelző Központ (ECMWF) hozta létre (Uppala et al., 2005). Az adatbázis előállítása során az egész Földet lefedő háromdimenziós rácsot használtak, s a légköri állapotjelzők a lehető legtöbb (felszíni, rádiószondás, repülőgépes, radaros, műholdas stb.) mérési információ, illetve megbízható előrejelzések ötvözésével készültek, modern adatasszimilációs technika segítségével. Az ily módon előállított mezők 1,125°-os horizontális felbontással, 60 vertikális szintre állnak rendelkezésre az 1957–2002 időszakra, hatórás időbeli felbontásban. A reanalízisek nagy jelentőséggel bírnak nemcsak az éghajlati, hanem egyéb modellezési kutatások területén is: részben a háromdimenziós rács miatt az adatokat éghajlati modellfuttatások kezdeti- és határfeltételeiként alkalmazzák, illetve gyakran használják őket azok validációjára is. Jelenleg ez az adatbázis a

legmegbízhatóbb és legteljesebb forrás a Föld éghajlati viszonyainak leírására. Az ERA-40 reanalízis mezők felhasználásával történt modellfuttatások azt mutatják meg, hogy maga a regionális klímamodell milyen pontosan tudja becsülni a térség jelenlegi klímáját, míg a globális klímamodell (GCM) kísérletek eredményeivel futtatott szimulációk a GCM és az RCM együttes bizonytalanságaira világítanak rá. Éppen ezért az ábrák jelentős része az ERA-40 adatbázist felhasználó modellszimulációk értékelését mutatja be.

A validációs eredményeket először a hőmérsékletre, majd a csapadéokra vonatkozóan ismertetjük, végül a Taylor-diagram segítségével a modellek közti összehasonlítást a két változóra együttesen végezzük el.

Hőmérsékleti validáció

A 3.11. táblázatban összegezzük a Magyarország területére eső rácspontok figyelembevételével képzett átlagos éves és évszakos hőmérsékleti hibák értékeit a regionális modellek azon futtatásaira, ahol a meghajtó kezdeti- és peremfeltételeket a fent említett ERA-40 adatbázis szolgáltatta. A GCM-ek eredményeivel meghajtott regionális klímamodell-szimulációk országos átlagban vett hibáit a 3.12. táblázat tartalmazza. Az átlagos hibák meghatározása mellett szignifikanciavizsgálat segítségével számszerűsítettük, hogy a rácspontokban kapott átlagos hibaérték miként viszonyul a referencia időszak évszakos és éves hibaértékeinek szórásához. A vizsgálatokat egymintás t-próba, illetve Welch-próba alkalmazásával végeztük el. Mindkét statisztikai próba megkívánja, hogy a minták normális eloszlásúak legyenek, míg a minták függetlensége csak a Welch-próba esetén követelmény. Ezeket a feltételezéseket idősorainkra érvényesnek tekintettük.

	Éves	Tavasz (MAM)	Nyár (JJA)	Ősz (SzON)	Tél (DJF)
ALADIN (ERA40)	-1,5 ± 0,5	-2,1 ± 1,1	-0,6 ± 0,9	-2,7 ± 1,1	-0,9 ± 1,2
PRECIS (ERA40)	0,7 ± 0,7	0,0 ± 1,2	1,9 ± 1,3	0,6 ± 1,3	0,4 ± 1,6
RegCM (ERA40)	0,0 ± 0,5	-0,5 ± 1,1	-0,5 ± 0,7	-0,2 ± 1,1	1,3 ± 1,4
REMO (ERA40)	2,0 ± 0,8	1,4 ± 1,3	3,4 ± 1,3	2,5 ± 1,4	0,4 ± 1,8
A 4 modell átlagos hibája	0,3 ± 0,6	-0,3 ± 1,2	1,1 ± 1,1	0,1 ± 1,2	0,3 ± 1,5

3.11. táblázat. Az átlagos éves és évszakos hőmérsékleti hiba mértéke (°C) az ERA-40 meghajtású regionális klímamodell futtatások esetén a CRU-adatbázishoz képest, 1961-1990 (az országos átlagban 1 °C-nál nagyobb hibákat szürke háttér jelöli, s a ± jel után a teljes 30 évre vonatkozó időbeli szórás értéke szerepel)

Az 1961-1990 közötti időszakra vonatkozó éves átlaghőmérséklet esetén az ERA-40 meghajtású modellfuttatások közül a legkisebb (0,05 °C-nál kisebb) hibát a RegCM adta, a legnagyobb (melynek értéke 2,0 °C) pedig a REMO. A GCM-ek által meghajtott modellfuttatások közül viszont a 0,05 °C-nál is kisebb minimális hőmérsékleti hiba éppen a REMO-ból adódott, a legjelentősebb (0,8 °C) felülbecslést a PRECIS, a legnagyobb (-0,8 °C) alulbecslést az ALADIN eredményezte. Az is megállapítható, hogy a globális modellek által meghajtott szimulációk

megfigyelésektől vett eltéréseinek nagysága összességében kisebbnek bizonyult, mint a reanalízisekkel végrehajtott futtatásokban.

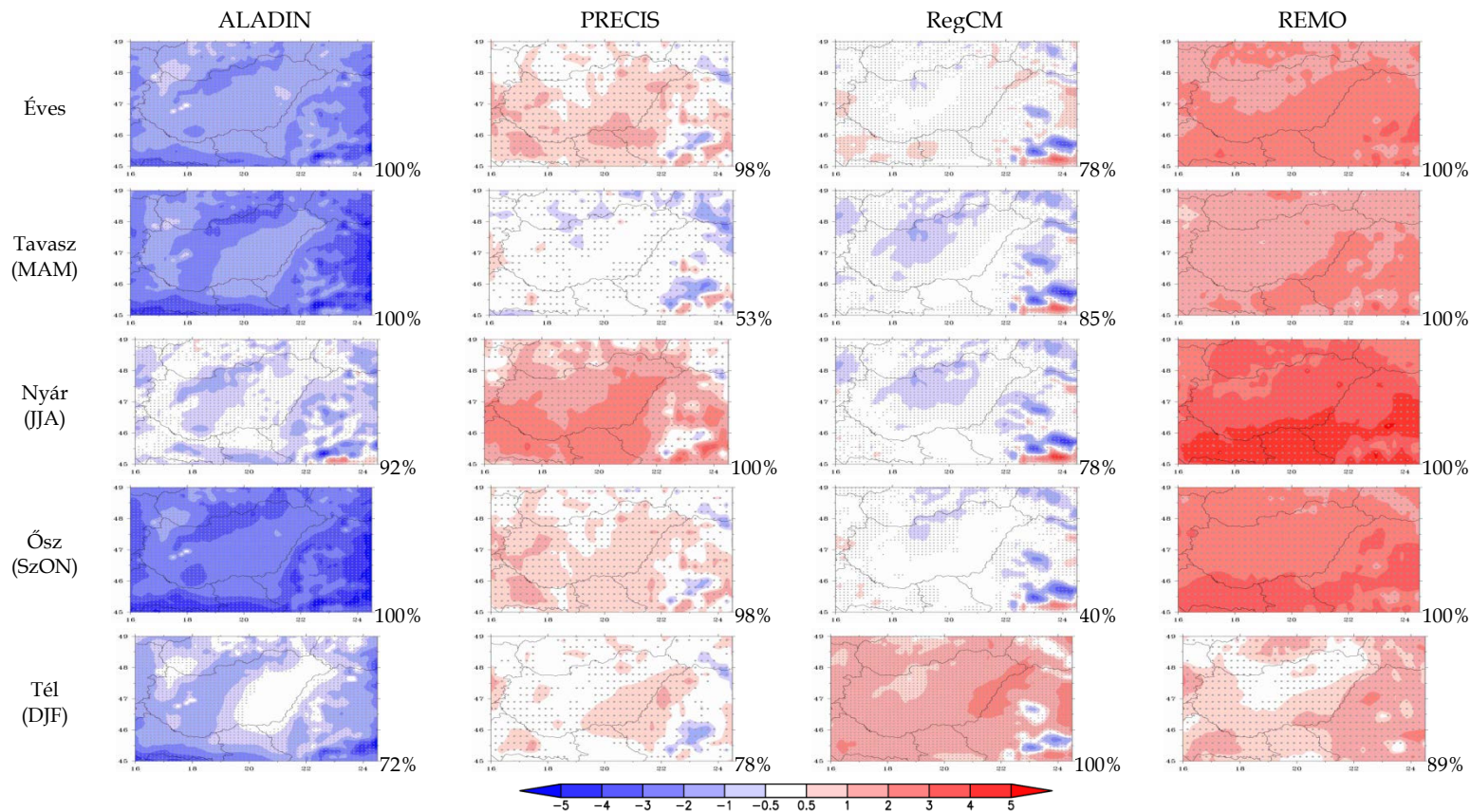
Az évszakos hibák alapján az ERA-40 meghajtású szimulációk közül míg az ALADIN jelentősen alulbecsülte ($-0,6\text{ °C}$ és $-2,7\text{ °C}$ közötti hibával) a magyarországi átlaghőmérsékletet, addig a REMO nagyobb mértékben ($0,4\text{ °C}$ és $3,4\text{ °C}$ közötti hibával), s a PRECIS kisebb mértékben ($0,0\text{ °C}$ és $1,9\text{ °C}$ közötti hibával) felülbecsülte azt. Mindkét esetben nyáron jelentkezett a legnagyobb felülbecslés. A RegCM esetén csak télen jelent meg 1 °C -ot meghaladó felülbecslés ($1,3\text{ °C}$), a többi évszakban néhány tizedfokos (összesen $-0,2\text{ °C}$, illetve tavasszal és nyáron $-0,5\text{ °C}$) alulbecslés volt jellemző. A szórásértékekben nincs jelentős különbség a modellek között a nyarat kivéve, amikor a RegCM és az ALADIN kisebb, a PRECIS és a REMO nagyobb évek közötti változékonyságot mutat. A legnagyobb szórás ($1,2\text{--}1,8\text{ °C}$) minden modell esetében télen jelent meg.

	Éves	Tavasz (MAM)	Nyár (JJA)	Ősz (SzON)	Tél (DJF)
ALADIN (ARPEGE)	$-0,8 \pm 0,7$	$-2,0 \pm 0,8$	$1,1 \pm 1,2$	$-2,7 \pm 1,3$	$0,1 \pm 1,4$
PRECIS (HadCM)	$0,8 \pm 1,0$	$-0,4 \pm 0,9$	$2,2 \pm 2,2$	$0,1 \pm 1,0$	$1,1 \pm 1,7$
RegCM (ECHAM)	$-0,3 \pm 0,8$	$-1,0 \pm 1,3$	$-1,1 \pm 0,9$	$-1,2 \pm 1,0$	$2,3 \pm 1,1$
REMO (ECHAM)	$0,0 \pm 0,8$	$-0,4 \pm 1,2$	$-0,1 \pm 1,0$	$-0,1 \pm 1,1$	$0,3 \pm 1,4$
A 4 modell átlagos hibája	$-0,1 \pm 0,8$	$-1,0 \pm 1,1$	$0,5 \pm 1,3$	$-1,0 \pm 1,1$	$1,0 \pm 1,4$

3.12. táblázat. Az átlagos éves és évszakos hőmérsékleti hiba mértéke ($^{\circ}\text{C}$) a GCM-meghajtású regionális klímamodell futtatások esetén a CRU-adatbázishoz képest, 1961–1990 (az országos átlagban 1 °C -nál nagyobb hibákat szürke háttér jelöli, s a \pm jel után a teljes 30 évre vonatkozó időbeli szórás értéke szerepel)

A GCM-mel meghajtott modellszimulációk esetén az évszakos hőmérsékleti hibák jelentősen javultak a REMO esetén, ahol egyik évszakban sem haladja meg a $0,5\text{ °C}$ -ot a magyarországi rácpontok átlagos hibája, s ezek a kis hibák nem is szignifikánsak. Az ALADIN esetén az átmeneti évszakokban megmaradt a jelentős mértékű szignifikáns alulbecslés, viszont nyáron és télen a hiba előjelet váltott (télen csupán $0,1\text{ °C}$ a felülbecslés mértéke, mely országos átlagban nem szignifikáns). A RegCM esetén a téli szignifikáns felülbecslés és a többi három évszak alulbecslése is növekedett az ERA-40 meghajtású szimuláció hibáihoz viszonyítva. A PRECIS esetén a nyári jelentős felülbecslés a legnagyobb évszakos átlagos hiba (melynek értéke $2,2\text{ °C}$), a tavaszi és őszi országos hőmérsékleti hibák nem érik el a $0,5\text{ °C}$ -ot abszolút értékben, s ezek nem is szignifikánsak.

Az ERA-40 meghajtású szimulációk éves és évszakos átlagos hőmérsékleti hibamezőit a 3.25. ábrán összegezzük modellenként. A térképeken a kékes árnyalatok a hőmérséklet alul-, míg a piros színek a hőmérséklet felülbecslését jelzik. Minden rácpontra megvizsgáltuk, hogy a kapott hiba szignifikáns-e. A térképeken elhelyezett pöttyök jelölik azokat a rácpontokat, ahol a hiba szignifikáns, továbbá a térképek jobb alsó sarkánál megjelenő értékek azt mutatják, hogy Magyarország területének mekkora hányadán szignifikáns a hiba.

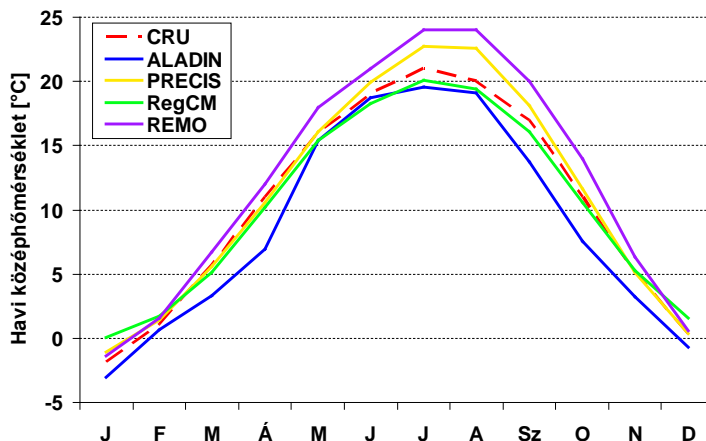


3.25. ábra. Az ERA-40 meghajtású szimulált éves és évszakos átlaghőmérsékleti mezők eltérése (°C) a CRU-adatbázistól 1961–1990 között. A térképek melletti százaléktételek azon magyarországi rácsponatok arányát mutatják meg, ahol a hiba szignifikáns

Az éves hibákra jellemző, hogy az ALADIN esetén az ország teljes területén szignifikáns az alulbecslés, s az északi térségekben a legnagyobbak a hibaértékek. A REMO esetén a hazai rácpontok mindegyikén szignifikáns a felülbecslés, mely a déli régiókban a legnagyobb mértékű. A PRECIS esetén a rácpontok 98%-án szignifikáns a felülbecslés, s a REMO-hoz hasonlóan szintén a déli határ közelében találhatunk nagyobb hibákat az éves átlaghőmérséklet becslésében. A RegCM esetén a rácpontok 78%-ában szignifikáns a hiba, mely a főváros körzetében alulbecslésként, a nyugati, déli és keleti határszéleknél pedig felülbecslésként jelenik meg.

Az évszakos hőmérsékleti hibákat bemutató térképsorozatból az éveshez hasonló következtetéseket vonhatunk le:

- Megállapítható, hogy az egyes modellek esetén az évszakos hibák kisebb mértékben térnek el egymástól, mint egy-egy évszakra vonatkozóan a különböző modellek hibái.
- Egyértelműen kitűnik, hogy az ALADIN és a REMO az 1961–1990 időszak hőmérsékleti viszonyaihoz képest rendre valamelyest hidegebb, illetve melegebb éghajlatot szimulál. Az ALADIN esetén a nyári hónapokban kisebb az alulbecslés mértéke, a REMO esetén pedig télen nincs jelentős felülbecslés.
- A PRECIS és a RegCM az évszakok nagy többségében kismértékű hibával reprodukálta a referencia időszakra jellemző hőmérsékletet. Az évszakos hibák térképei közül a PRECIS esetén a nyári hiba a legjelentősebb, ezen belül is a délebbre fekvő térségekben nagyobb a hőmérséklet felülbecslése. A RegCM esetén a téli hibamezőt emelhetjük ki, amely egyrészt előjelében eltér a többi három évszaktól (a téli felülbecsléssel ellentétben a többi évszakra kis értékű alulbecslés jellemző), másrészt a mérésektől vett legnagyobb eltérések itt jelennek meg.
- Általánosságban megfigyelhető, hogy a nagy pozitív, illetve negatív hibaértékek szignifikánsak.

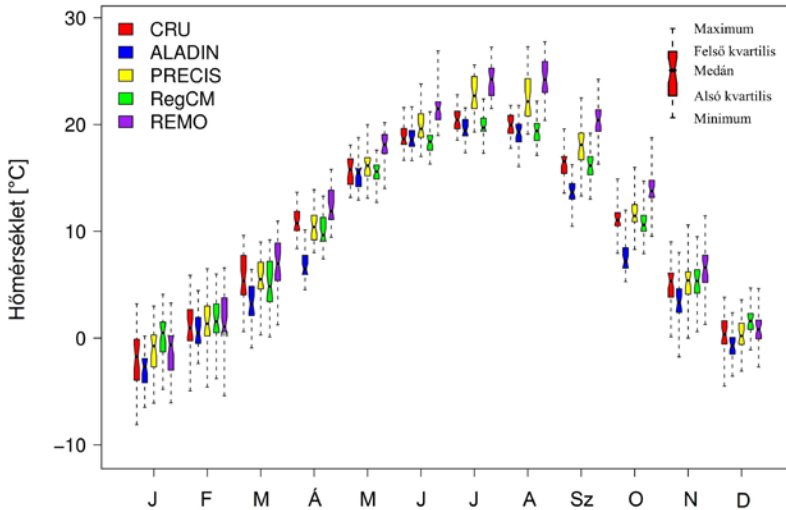


3.26. ábra. A CRU-adatbázis alapján számolt és az ERA-40 meghajtású modellek szimulált átlagos havi átlaghőmérsékleteinek éves menete 1961–1990 között

A térképes hibamezők a szimulált és mért hőmérsékleti értékek különbségét jellemzik, viszont a szimulált értékek közötti különbségek és azok évi menete a

térképekből nem követhető. A magyarországi rácspontokra számított országos havi átlaghőmérsékletek éves menetét a négy ERA-40 meghajtású modellszimuláció és a mért adatok alapján a 3.26. ábrán láthatjuk. A CRU-adatbázis állomási méréseken alapuló havi átlagértékeit a REMO egész évben felülbecsli (melynek mértéke a téli hónapok kivételével meghaladja az 1 °C-ot, s augusztusban eléri a 4 °C-ot), az ALADIN alulbecsli (melynek mértéke nem éri el a -1 °C-ot februárban, májusban, júniusban és augusztusban, a többi nyolc hónapban -1,1 °C és -4,1 °C közötti a hiba). A PRECIS esetén 1 °C-nál nagyobb hibát csak a július-augusztus-szeptember időszakra vonatkozó felülbecsléseknél találunk (melynek mértéke rendre 1,7 °C, 2,6 °C, 1,1 °C). A havi hibák átlaga a RegCM esetén a legkisebb, csak januárban és decemberben haladja meg az 1 °C-ot (1,9 °C, illetve 1,2 °C), az év nagy részében 1 °C-nál kisebb alulbecslés jellemző.

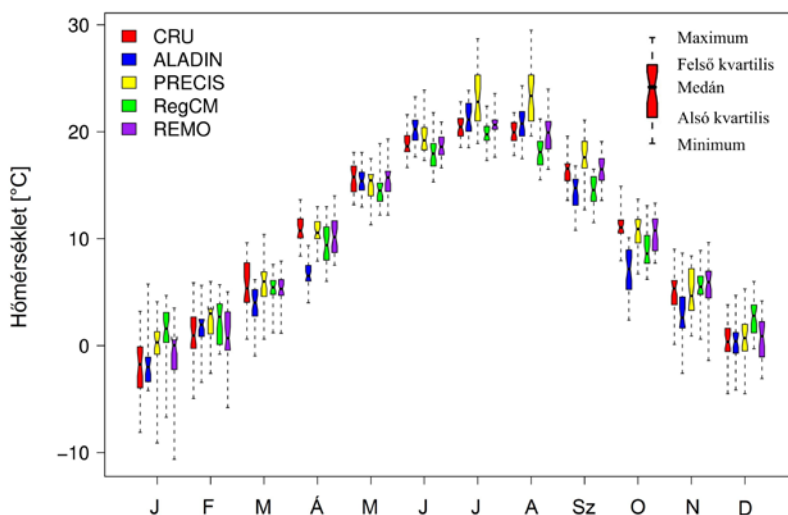
A Whisker-box plot-diagramok alkalmazása nemcsak a teljes 30 évre vonatkozó éves átlagok modellenkénti összehasonlítását teszi lehetővé, hanem az évek közötti változékonyság figyelembevételét is. A 3.27. és a 3.28. ábra diagramjain modellenként különböző színnel jelölt téglalapok alsó és felső határai rendre a minta alsó és felső kvartiliseit (25 és 75%-os valószínűségeit) jelölik, míg a dobozkák közepén a mediánértékek vannak jelölve (50%). A dobozok alatt, illetve felett lévő függőleges szaggatott vonalak a 30 év alatt előforduló minimális és maximális havi átlagértékeket jelzik (a fennmaradó 25-25%-ot). Értelemszerűen az elnyúló doboz hossza, illetve a függőleges szaggatott vonal az adott modell évek közötti változékonyságának nagyságára utal. A hőmérsékletre vonatkozó validációs eredményeket a 3.27. és a 3.28. ábra diagramjai mutatják be az ERA-40, illetve GCM által meghajtott regionális klímamodell-szimulációkra.



3.27. ábra. A CRU-adatbázis alapján számolt és az ERA-40 meghajtású modellek szimulált havi átlaghőmérsékleteinek Whisker-box plot-diagramja 1961–1990 között

A hőmérséklet esetén a CRU-adatbázis alapján meghatározott referencia diagramokhoz viszonyítva az ALADIN jelentős alulbecsléseit (főként tavasszal és ősszel) emelhetjük ki. Ez arra utal, hogy az ALADIN-szimulációkban a tavaszi

melegedés jóval lassabban, az őszi lehűlés viszont jóval gyorsabban történik, mint akár a CRU-adatbázisban, akár a többi modell szimulációi alapján. Jól megfigyelhető a REMO ERA-40 meghajtású futásának többi modellhez viszonyított jelentős nyári és őszi felülbecslése, míg a GCM-mel meghajtott modellfuttatás esetén minimális eltéréseket találunk a mérésekhez képest. A PRECIS július-augusztus-szeptemberi jelentős felülbecslése mind az ERA-40, mind a GCM által meghajtott szimuláció esetén fennáll. Jól látható, hogy a medián és a szélsőértékek közötti eltérések alapján mind a négy regionális modell mindkét meghajtású futtatása esetén januárban, februárban és márciusban a magasabb érték felé eltolódó aszimmetria jellemzi a gyakoriság-eloszlást. Tehát a medián közelebb van a maximumhoz, mint a minimumhoz, s így egyes években jelentős negatív anomáliák fordulhatnak elő. Ez a jelenség a CRU-adatbázisban is megjelenik. Ezzel szemben az április és augusztus közötti hónapokban inkább az alacsonyabb átlaghőmérsékletek felé tolódó aszimmetria a jellemző, ami azt jelenti, hogy a tavasz végi, nyári időszakban nagyobbak a pozitív irányú hőmérsékleti anomáliák, mint a negatív irányúak. A változékonyság a modelleredményekben ősszel és télen ölti a legnagyobb mértéket, amit a megfigyelések is alátámasztanak. A modellek közötti legnagyobb különbség nyáron (július-augusztusban) és ősszel (szeptember-októberben) figyelhető meg, mely az ERA-40-nel meghajtott szimulációk esetén jelentősebb, mint a GCM-mel meghajtott futtatások esetén.



3.28. ábra. A CRU-adatbázis alapján számolt és a GCM-meghajtású modellek szimulált havi átlaghőmérsékleteinek Whisker-box plot-diagramja 1961–1990 között

Csapadékvalidáció

A hőmérséklethez hasonló módon mutatjuk be a négy modell csapadék-eredményeinek validációját. A 3.13. és a 3.14. táblázat rendre az ERA-40 adatbázissal, illetve a GCM-mel meghajtott modellfuttatások esetén az éves és évszagos csapadékhibákat foglalja össze a magyarországi rácspontok átlaga alapján. Az éves csapadékösszeget kisebb-nagyobb mértékben minden szimuláció felülbecsli (ez alól

egyedüli kivétel a REMO modell ERA-40-nel meghajtott futtatása), a legnagyobb mértékű felülbecslés az ALADIN modellnél jelentkezett. Az éves csapadékbecslés hibája csak a REMO ERA-40-nel meghajtott szimulációja és a PRECIS GCM-mel meghajtott szimulációja esetén nem szignifikáns.

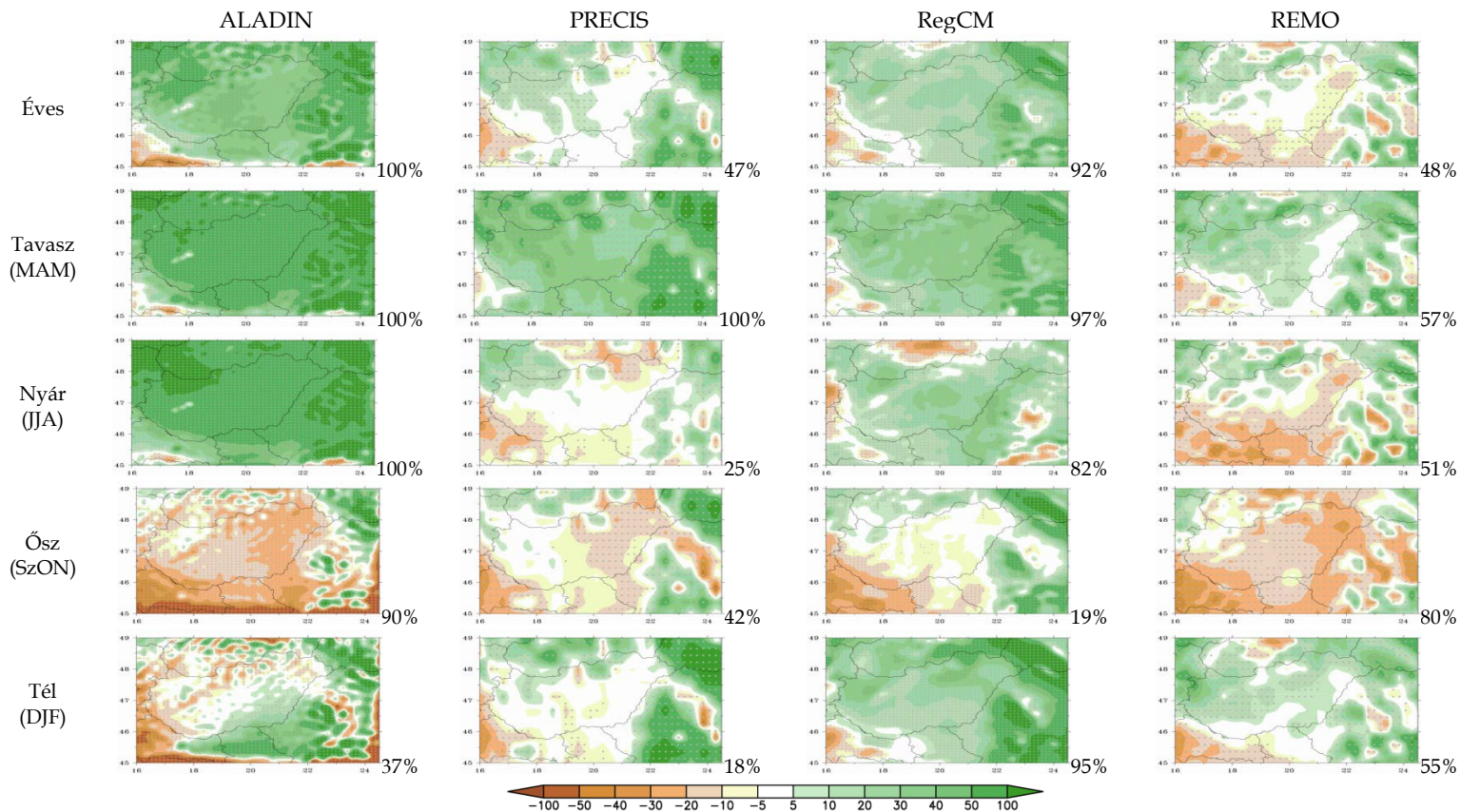
Az évszakos hibákat vizsgálva szembetűnő, hogy tavasszal minden modell jelentősen felülbecsül, és ezek a hibák országos átlagban véve szignifikánsak. Felülbecslés jellemző a PRECIS kivételével télen is, de ennek mértéke általában jóval kisebb, mint a tavaszi hiba értéke, s csak a RegCM és a REMO GCM-mel meghajtott verziója esetében szignifikáns. Ősszel a RegCM és a REMO GCM-mel meghajtott szimulációit leszámítva alulbecslést figyelhetünk meg. A nyári csapadékösszeget az ALADIN szignifikánsan felülbecsli (az ERA-40-nel meghajtott szimuláció jóval nagyobb mértékben, mint az ARPEGE GCM-mel meghajtott szimuláció). A RegCM kisebb mértékben becsli felül a nyári csapadékot az ERA-40 meghajtás esetén, míg jelentősen alulbecsli az ECHAM GCM-es futtatás esetén. Ezzel szemben a REMO és a PRECIS modelleknél enyhébb alulbecslést kaptunk, melyek azonban nem szignifikánsak.

	Éves	Tavasz (MAM)	Nyár (JJA)	Ősz (SzON)	Tél (DJF)
ALADIN (ERA40)	19 ± 11	33 ± 18	50 ± 27	-9 ± 13	0 ± 14
PRECIS (ERA40)	2 ± 9	15 ± 17	-2 ± 22	-3 ± 17	0 ± 16
RegCM (ERA40)	8 ± 10	13 ± 16	11 ± 23	-3 ± 16	9 ± 15
REMO (ERA40)	-1 ± 9	6 ± 14	-5 ± 22	-8 ± 15	4 ± 16
A 4 modell átlagos hibája	7 ± 10	17 ± 16	14 ± 24	-6 ± 15	3 ± 15

3.13. táblázat. Az átlagos éves és évszakos csapadékhiba mértéke (mm/hónap) az ERA-40 meghajtott regionális klímamodell futtatások esetén a CRU-adatbázishoz képest, 1961-1990 (az országos átlagban 10 mm/hónap értéket meghaladó hibákat szürke háttér jelöli, s a ± jel után a teljes 30 évre vonatkozó időbeli szórás értéke szerepel)

	Éves	Tavasz (MAM)	Nyár (JJA)	Ősz (SzON)	Tél (DJF)
ALADIN (ARPEGE)	9 ± 9	32 ± 16	15 ± 22	-10 ± 14	1 ± 15
PRECIS (HadCM)	2 ± 11	16 ± 17	-3 ± 26	-2 ± 20	-3 ± 12
RegCM (ECHAM)	9 ± 9	17 ± 18	-16 ± 18	16 ± 19	19 ± 17
REMO (ECHAM)	8 ± 10	17 ± 17	-2 ± 20	8 ± 16	8 ± 11
A 4 modell átlagos hibája	7 ± 10	21 ± 17	-2 ± 22	3 ± 17	6 ± 14

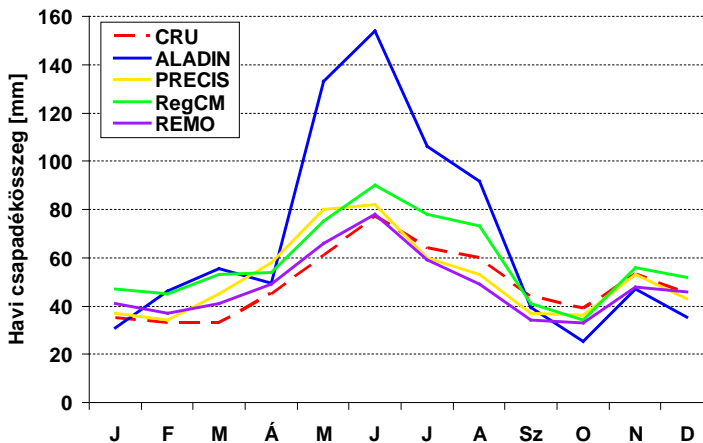
3.14. táblázat. Az átlagos éves és évszakos csapadékhiba mértéke (mm/hónap) a GCM-meghajtott regionális klímamodell futtatások esetén a CRU-adatbázishoz képest, 1961-1990 (az országos átlagban 10 mm/hónap értéket meghaladó hibákat szürke háttér jelöli, s a ± jel után a teljes 30 évre vonatkozó időbeli szórás értéke szerepel)



3.29. ábra. Az ERA-40 meghajtású szimulált éves és évszakos átlagos csapadékmezők eltérése (%) a CRU-adatbázistól 1961–1990 között. A térképek melletti százalékértékek azon magyarországi rácsponatok arányát mutatják meg, ahol a hiba szignifikáns

Az ERA-40 meghajtású szimulációk éves és évszakos átlagos csapadék-összegeinek hibamezőit a 3.29. ábra foglalja össze. Ezekon a térképeken a barnás színárnyalatok a modellek alulbecslését jelzik, míg a zöldes színárnyalatok felülbecslésre utalnak. A zöld szín dominanciája jelzi, hogy az alkalmazott regionális modellek általában felülbecslik mind az éves, mind az évszakos csapadékösszegeket.

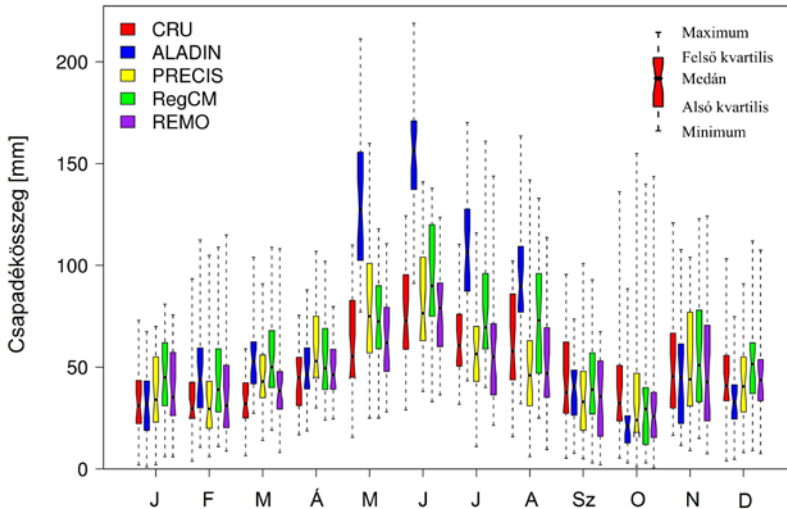
Az ALADIN modell évi csapadéokra vonatkozó felülbecslése az ország szinte teljes területén szignifikáns. Ehhez hasonló szerkezetű, de kisebb mértékű a RegCM szimulációk hibamezője: a szignifikáns felülbecslés a rácpontok 92%-ában jelenik meg. A REMO szimuláció hibája viszont csak a hazai rácpontok 48%-ában szignifikáns. A hiba északon pozitív, délen negatív, s a szignifikáns felül-, illetve alulbecslés térségei az Északi-középhegységben és a Kisalföldön, valamint a déli és keleti határ mentén található. A PRECIS éves csapadékhibája a Dunántúl északi részén, s az Északi-középhegység régiójában szignifikáns, mely a hazai rácpontok mindösszesen 47%-át teszi ki. Az évszakos hibamezők térképsorozatából a tavaszi felülbecslés és az őszi alulbecslés az ország nagy részén minden modell esetén megjelenik. Az évszakos hibamezőket figyelembe véve legnagyobb mértékű felülbecslés az ALADIN modellnél tavasszal és nyáron figyelhető meg, valamivel kisebb mértékű a PRECIS szimulációk tavaszi többletcsapadéka. A RegCM tavaszi, nyári és téli felülbecslése jóval kisebb mértékű, de hazánk nagy részén (82-97%-án) szignifikáns. A mérésektől vett legnagyobb negatív eltérések az ALADIN és a REMO őszi csapadékbecslésénél jelentkeznek. Ezekon a hibamezőkön találjuk a legtöbb szignifikáns hibával rendelkező rácpontot.



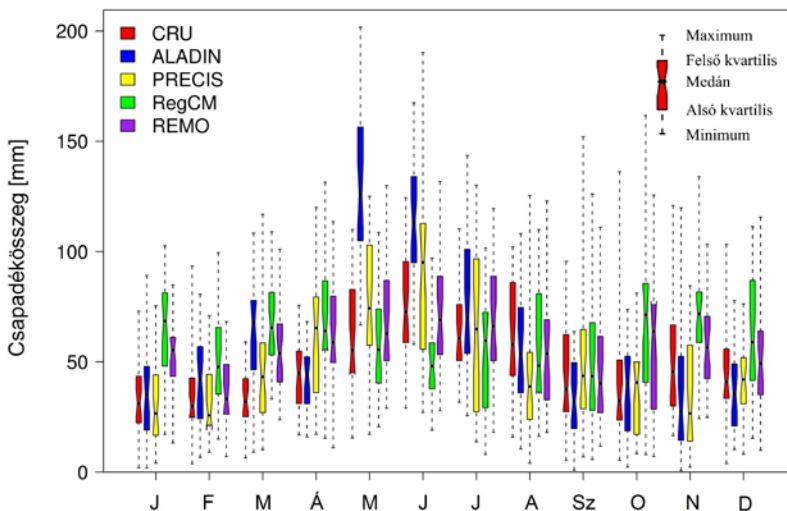
3.30. ábra. A CRU-adatbázis alapján számolt és az ERA-40 meghajtású modellszimulációk átlagos havi csapadékösszegeinek éves menete 1961-1990 között

Az 1961-1990 közötti átlagos havi szimulált csapadékösszegek éves menetét a 3.30. ábra hasonlítja össze a CRU-adatbázisból számított átlagértékekkel. A négy modell általánosságban véve nagyobb havi csapadékösszegeket ad, mint a megfigyelések, alulbecslést csak a nyárvégi, az őszi és a tél eleji hónapokban tapasztalunk. Ezt a megállapítást számszerűen is igazolja az a tény, hogy a referencia időszakra vonatkozó átlagos hibák 65%-a pozitív, 35%-a negatív előjelű. A jelentősebb - 10 mm-nél nagyobb - felül-, illetve alulbecslés aránya rendre 33% és 6%.

A februártól júniusig tartó időszakban mind a négy modell felülbecsli a havi csapadékösszegeket. A legjelentősebb mértékű felülbecslés az ALADIN esetén jelentkezett, mely hat hónapban is meghaladja a 10 mm-t, s a legnagyobb (77 mm/hónap) júniusban volt. A többi modellnél nem találunk 20 mm-nél nagyobb havi hibaértéket. Az évi menetet – vagyis a nyári hónapokban jelentkező maximumot és téli félév kisebb csapadékösszegeit – alapvetően jól követik a modellek.



3.31. ábra. A CRU-adatbázis alapján számolt és az ERA-40 meghajtású modellszimulációk átlagos havi csapadékösszegeinek Whisker-box plot-diagramja 1961–1990 között



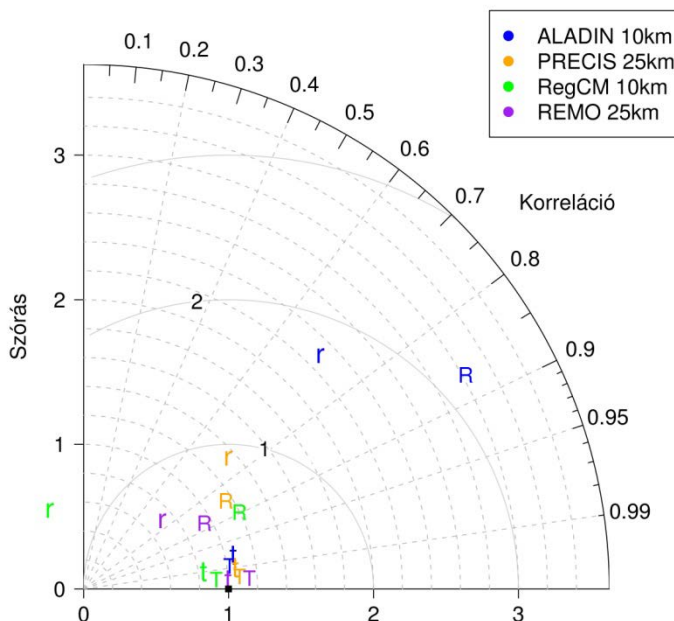
3.32. ábra. A CRU-adatbázis alapján számolt és a GCM-meghajtású modellszimulációk átlagos havi csapadékösszegeinek Whisker-box plot-diagramja 1961–1990 között

A csapadék éves menetére vonatkozó validációs eredményeket részletesebben a 3.31. és a 3.32. ábra Whisker-box plot-diagramjai mutatják be az ERA-40, illetve a GCM-ek által meghajtott regionális klímamodell szimulációkra. Ahogy vártuk, a havi csapadékösszegek évek közötti változékonysága lényegesen nagyobb, mint a havi átlaghőmérsékletek esetében. A csapadékeloszlás aszimmetrikus a pozitív és negatív anomáliák gyakoriságában, ugyanis jóval nagyobb különbséget találunk a maximumok és a csapadékösszegek medián értékei között, mint a minimumok és a medián között. Ebből következik, hogy a szimulált csapadékösszegekre vonatkozó Whisker-box plot-diagramokon is jórészt az alacsonyabb csapadékösszegek felé eltolódó aszimmetriát figyelhetünk meg. Az ERA-40 meghajtású ALADIN-szimulációk május és augusztus között végig jelentősen meghaladják a CRU-adatbázis és a többi modell csapadékértékeit – a hiba olyan mértékű, hogy a szimulált havi csapadékok alsó 25%-a gyakran a megfigyelések felső 25%-ával esik egybe. A GCM-meghajtású ALADIN futtatások esetén ugyanez a hiba csak májusban és júniusban figyelhető meg. A RegCM az ERA-40 meghajtással végzett futtatás esetén (október kivételével) egész évben kis mértékű szisztematikus felülbecslést mutat. Ezzel szemben a GCM meghajtás esetén a téli felülbecslés ennél jóval jelentősebb, s nyáron (főként június-júliusban) alulbecslést láthatunk, azaz a csapadékeloszlás éves menetében megjelenő amplitúdót csökkenti. Összességében megállapíthatjuk, hogy a két RegCM szimuláció egymástól jelentősen eltérő eredményeket ad, melyek közül a reanalízis által meghajtott futtatás realisabban írja le a valós viszonyokat – mind az évi menetet, mind a változékonyságot tekintve. A REMO ERA-40 és GCM meghajtású szimulációja produkálja a megfigyeléssel leginkább egyező időbeli szórásokat, melyek közül az ERA-40-es szimulációnál találjuk a kisebb értékeket. A PRECIS esetében is az ERA-40-nel meghajtott szimuláció áll közelebb a valósághoz mind a szórást, mind a mediánt tekintve (itt megemlíthetjük a GCM-es futtatás esetén a felső és alsó kvartilisek egymástól való távolodását).

Hőmérséklet és csapadék együttes értékelése

A modellhibák komplex összehasonlítására alkalmazott eszközök közül az egyik legjobb vizuális ábrázolási tulajdonságokkal rendelkező az ún. Taylor-diagram (Taylor, 2001). A diagram a referencia (azaz mérési) idősor szórásával normalizált referencia és szimulált idősorok (azaz a megfigyelések, illetve a szimulációk harmincéves havi átlagértékeinek) korrelációját, szórásuk arányát, s a modell-szimulációk négyzetes hibáját egyszerre mutatja. Ez a modellszimulációkat jól jellemző statisztikai összesítés lehetőséget ad a négy regionális klímamodell által adott hőmérséklet- és csapadékbecslések összehasonlító elemzésére. A Taylor-diagramon sugárirányban a szórások aránya található, a függőleges tengellyel bezárt szög a korrelációs együttható értékét jelzi, s a méréseket reprezentáló (a 3.33. ábrán egy fekete kis négyzettel jelölt) pont körüli koncentrikus körök a négyzetes hibát jellemzik. Egy modell valamely változóra vonatkozó becslését betűvel jelöltük, a különböző színek az egyes klímamodelleket különítik el. A nagybetűk az ERA-40 meghajtású modellszimulációkat, a kisbetűk a GCM-mel meghajtott futtatásokat reprezentálják. Mivel két változót vizsgálunk – a hőmérsékletet és a csapadékot –, ezért az előbbi T-vel (illetve t-vel), az utóbbit R-rel (illetve r-rel) jelöltük. Azok a szimulációk, amelyek jele a fekete négyzethez közelebb helyezkedik el, jobban reprodukálják a mért értékeket, mint amelyek távolabb vannak. Az ERA-40

meghajtású futtatások közül a REMO, a GCM-meghajtásúak közül a RegCM hőmérsékleti becslései a legkevesbé pontosak. A hőmérséklet legpontosabb reprodukcióját az ERA-40 által meghajtott szimulációk közül a PRECIS és a RegCM szolgáltatja, míg a GCM által meghajtott futtatások közül a REMO és a PRECIS. A csapadéokra vonatkozó becslések közül mindkét meghajtás esetén az ALADIN szimulációk egyeznek meg legkevesbé a CRU-adatbázissal. A másik három modell esetén az ERA-40 meghajtású szimulációk csapadékbecslései (elvárásainknak megfelelően) pontosabbak, mint a GCM meghajtásúaké.



3.33. ábra. Regionális modellszimulációk hőmérséklet- és csapadékbecslésének összehasonlító Taylor-diagramja az 1961–1990 időszakra
(T, R: ERA-40 által meghajtott szimulációk hőmérséklete/csapadéka;
t, r: GCM által meghajtott szimulációk hőmérséklete/csapadéka)

Az ERA-40 által meghajtott futtatások közül erős korrelációt kaptunk a hőmérsékleti mérésekkel a RegCM, a REMO és a PRECIS esetén (azaz az évszakos menet reprezentációja ezekben a modellszimulációkban sikeres volt), s a legkisebb négyzetes hiba a RegCM-nél jelentkezett. A csapadékot tekintve szintén a RegCM és a REMO reprodukálta a legjobban az évi ciklust. A GCM által meghajtott szimulációk közül a REMO csapadékbecslései a legpontosabbak, melyet a PRECIS becslései követnek. (Ez nem mond ellent a 3.14. táblázat átlagos hibaértékeiből levont következtetésnek, ugyanis az évszakos hibák esetében mindig három hónap átlagos értékeit hasonlítjuk össze, ami elfedi az egyes hónapok egyedi viselkedését, míg a Taylor diagram esetében a havi átlagértékekre elvégzett négyzetes hibaszámítás kiemeli azt.) Megfigyelhetjük továbbá, hogy bár a globális modelleredményekkel meghajtott RegCM csapadékszimulációja (melyet az ábrán a zöld „r” jelölés reprezentál) nem eredményez olyan nagy négyzetes hibát, mint az ALADIN modell, ennek ellenére a nagyon kis negatív értékű korrelációs együttható arra utal, hogy a

szimulált csapadékátlagok havi értékei egyáltalán nincsenek összhangban a mérések éves menetével (ellentétben az ERA-40 meghajtású RegCM eredményekkel). Ez a jellemző nem kizárólag a hazai RegCM modellszimuláció sajátossága, az ICTP által az ENSEMBLES projekt (van der Linden és Mitchell, 2009) keretében egy Európát 25 km-es felbontással lefedő tartományon elvégzett futtatásban szintén megmutatkozik (Zsebeházi, 2011).

Összefoglalás

Ebben az alfejezetben a négy adaptált regionális klímamodell Kárpát-medencére történő validációs értékelését végeztük el éves, évszakos és havi időskálán, mind az ERA-40, mind a GCM meghajtású szimulációkra. Összefoglalásképpen elmondhatjuk, hogy az ERA-40 meghajtás esetén a modellek hőmérsékleti becslésében az éves hibák a $-1,5$ °C és $+2,0$ °C intervallumban, míg az évszakos hibák a $-2,7$ °C és $+3,4$ °C intervallumban mozognak. A legnagyobb mértékű felül-, illetve alulbecslést rendre az ALADIN és a REMO adta. A hőmérsékleti hibamezők többnyire statisztikailag szignifikánsak. Az ERA-40 meghajtású szimulációk csapadékbecsléseinek évi hibája -1 és $+19$ mm/hónap között van, az évszakos hibák -9 és $+50$ mm/hónap közöttiek. Mind éves, mind évszakos skálán (az ősz kivételével) a szimulált mezők többnyire felülbecslik a csapadékot. A legnagyobb felülbecslés az ALADIN esetén jelentkezett, kisebb mértékben a RegCM-nél. A tavaszi felülbecslés minden modell esetében kiemelkedik a többi évszak közül, bár az ALADIN esetében a nyári értékek a legmagasabbak. Ősszel akár jelentősebb alulbecslést is tapasztalhatunk az ALADIN és a REMO esetén, s valamivel kisebb mértékűt a másik két modell esetében. A legkevesebb szignifikáns hiba a hőmérséklet esetében a PRECIS és a RegCM, míg a csapadék esetében a REMO modell becslésénél jelentkezett. A GCM meghajtású szimulációk hibái általában mind a négy regionális modell esetén kisebbek, mint az ERA-40 meghajtású futtatásoké, de az előbbieken együttesen jelenik meg a GCM és az RCM modellpár hibája, s így ezek az információk kevésbé használhatók önmagukban a regionális modellek validációjához és fejlesztéséhez.

Végül ismét megjegyezzük, hogy a különböző modellek egymástól jelentősen eltérő hibái miatt a klímaváltozás becslésekor nem a szimulált jövőbeli idősorok abszolútértékét adjuk meg, hanem azok múltbeli referencia-időszakához viszonyított várható jövőbeli változásainak mértékét. Ezzel biztosíthatjuk, hogy a közelmúltra végzett modellfuttatások szisztematikus hibái ne jelenjenek meg a XXI. századra előállított klímaszcenáriókban. Ennek ellenére a modellek gyengeségeinek és erősségeinek ismerete fontos része a regionális klímamodellezésnek, hiszen ezek ismeretében lehetséges a modellek további fejlesztése.

A következő alfejezetekben kerül sor a regionális modellek jövőre vonatkozó projekcióinak ismertetésére.

3.2.3. Az alkalmazott regionális klímamodellek projekciós eredményeinek bizonytalansága (vezető szerző: Szépszó Gabriella)

A 3.2.1. alfejezetben utaltunk rá, hogy a jövőre vonatkozó regionális projekciók többféle bizonytalanságot hordoznak magukban. Az alábbiakban megkísérlünk egy teljesebb körű áttekintést adni arról, hogy ezek milyen tényezőkre vezethetők vissza:

1. Az éghajlati szimulációk egyik legbizonytalanabb eleme az emberi tevékenység, mégpedig azért, mert ennek a XXI. században való alakulásáról nincsen egyértelmű jövőképünk, csupán különböző feltételezéseink vannak. Azért, hogy ezek együttese egy reális bizonytalansági skálát fedjen le, optimista, pesszimista és átlagos scenáriókat is alkotnak. Az egyes alternatívákat a globális éghajlati modellek számára kibocsátási forgatókönyvek segítségével, külső kényszer formájában számszerűsítik, s a globális modell az éghajlati rendszer egészének válaszát szimulálja a feltételezett külső kényszerre (például hőmérsékletváltozás formájában). Fontos megjegyeznünk azt, hogy a kibocsátási forgatókönyvek bizonytalansága elsősorban hosszú távon, az évszázad második felében érezhető hatását, s az évszázad első felében egyéb tényezők dominálnak, amelyeket a következő két pontban ismertetünk.
2. A regionális modellezés esetében a bizonytalanság másik, igen lényeges összetevője, hogy hogyan írjuk le a regionális klímamodellek számára azokat a nagyskálájú információkat, melyek egy adott térség éghajlatában szerepet játszanak. Ez globális modelleken keresztül történik, mégpedig úgy, hogy a globális modellek eredményeit határfeltételekként vesszük figyelembe a regionális modellkísérletekben. Ugyan minden egyes globális modell az éghajlati rendszer viselkedését hivatott szimulálni, mégis a fizikai folyamatok leírása különböző módon történik az egyes modellekben, ami a globális eredményekben igencsak nagy eltérésekhez vezethet. Ennek egyértelmű következménye, hogy a globális különbségek a regionális leskálázás során tovább nőnek. Ez az a bizonytalansági típus, amelynek hatása elsősorban az évszázad közepéig jelentős. A XXI. század első felében ugyanis nagyobb az eltérés két olyan, azonos területre szülő regionális modellszimuláció között, amelyekhez eltérő globális modellek biztosították a peremfeltételeket, mint azok között, amelyek csak a forgatókönyv-választásban különböznek (például egy optimista, illetve egy pesszimista forgatókönyv felhasználásával készültek).
3. A bizonytalansági lánc záró láncszeme a regionális éghajlati modellek és a velük készült modellszimulációk eltéréseinek köszönhető. Ezek a modellek amellet, hogy globális társaikhoz hasonlóan eltérő módon reprezentálják a fizikai folyamatokat, érzékenyek arra nézve is, milyen területen, felszíni jellemzőkkel és felbontással hajtják végre velük a modellkísérleteket. Az éghajlati modellezés esetében az igen finom felbontással már szükségszerűen együtt járó nem-hidrosztatikus modellezés a számítási kapacitást tekintve egyelőre még nem reális alternatíva. A regionális modellek felbontása ezért ma a 10-25 km-es rácstávolság-intervallumban mozog. Sok esetben azonban a felbontás megválasztása hatással lehet a tartomány méretére is: például ahol a számítástechnikai lehetőségek korlátozottak, ott a finomabb felbontású szimuláció csak a célterület csökkentésével valósítható meg. Az integrálási tartomány és a térbeli felbontás együttes változtatása viszont megváltoztathatja az eredményeket, ezáltal további bizonytalanságot generálva a projekciókban.

A fentiekben ismertettük, hogyan épül fel általában az éghajlati modellezés esetében a bizonytalansági piramis, az alábbiakban azt mutatjuk be, mindebbe hogyan illeszkedik az a mini-ensemble, amelynek pillérei a Magyarországon alkalmazott (3.2.1. fejezetben részletesen bemutatott) négy regionális klímamodell. A Kárpát-medence éghajlatában az átlaghőmérsékletre és a csapadékösszegre várható jövőbeli változásokat a Magyarországon alkalmazott modellekre együttesen vizsgáltuk két harmincéves időszakra koncentrálni, s a változásokat az egyes modellek 1961–1990-es időszakra szimulált átlagaihoz viszonyítva adtuk meg:

1. A 2021–2050-es időszakra vonatkozóan az ALADIN-Climate, a RegCM és a REMO modellek eredményei állnak rendelkezésre. A 3.10. táblázat alapján látható, hogy a regionális modellkísérlethez a különböző globális modell-rendszerek A1B kibocsátási forgatókönyvvel készült eredményei szolgáltatták a nagyskálájú kényszereket. Továbbá az ALADIN-Climate és a RegCM szimulációk egy kisebb tartományra készültek 10 km-es felbontással, míg a REMO modellkísérlet egy Európa nagy részét 25 km-es felbontással lefedő területre. Láttuk, hogy ebben az évszázad első felére eső időszakban az eltérő globális modellek hordozzák a bizonytalansági információ nagy részét, azaz az alkalmazott három modellszimuláció eredményeinek együttese elsősorban ezt fogja reprezentálni.
2. 2071–2100-ra négy regionális klímamoddellel készültek szimulációk: az 1. pontban említett három modellel az A1B forgatókönyv figyelembevételével, valamint a PRECIS modellel az A2 és a B2 forgatókönyvvel (melyek egy pesszimistább, illetve egy optimistább becslését adják a XXI. századi antropogén tevékenységnek). A PRECIS-vel végrehajtott modell-szimulációk a REMO-hoz hasonlóan egy nagyobb területet fednek le 25 km-es felbontással. A mini-ensemble összeállításánál azt tartottuk szem előtt, hogy a regionális modellek eltéréseiből adódó bizonytalanságot minden modell esetében azonos súllyal vegyük figyelembe, ezért a rendelkezésre álló öt modellkísérletből csak négyet mutatunk be. A PRECIS szimulációk közötti választás indoka az volt, hogy a B2 forgatókönyv „közelebb” helyezkedik el a másik három szimulációban alkalmazott A1B scenárióhoz, mint az A2. Ezáltal a négy modellkísérlet együttese nagyobb mértékben jeleníti meg a regionális és globális modellek eltéréseiből eredő bizonytalanságot, s csak kisebb mértékben a forgatókönyvek eltéréseiből eredő bizonytalanságot. Az egyes tényezők számszerű hatásai nem különíthetők el, mert ahhoz jóval több modellszimulációt kellene végrehajtanunk.

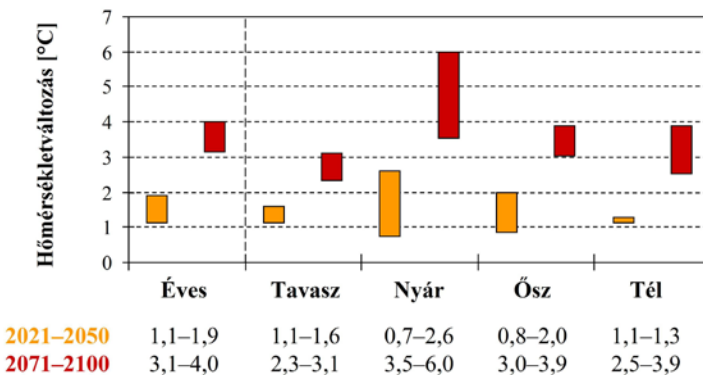
A leírtakkal kapcsolatban arra hívjuk fel a figyelmet, hogy egy négytagú ensemble előrejelzéssel szemben nem lehetnek túlzott elvárásaink, mert ez az ensemble-méret nem elegendő a teljes bizonytalansági spektrum feltérképezésére. Ugyanis miközben a lehető legnagyobb (10 és 25 km-es) felbontású magyarországi regionális klímamodelleket alkalmazzuk, nem tudjuk, hogy a regionális modellek a kapcsolódó határfeltételekként használt globális modellel együtt a bizonytalanságok mely részét mutatják be. Így könnyen elképzelhető, hogy a biztos és a bizonytalan jellemzők egy részét tudja csak az általunk használt mini-ensemble megjeleníteni. Ezért a jövőben meg kívánjuk vizsgálni, hogy a négy modell alapján kapott eredmények mennyiben tekinthetők hasonlóknak egy nagyobb elemszámú ensemble rendszerhez (például az ENSEMBLES EU-projekt keretében futtatott modellekből álló együttes rendszerhez) viszonyítva. Mindazonáltal a magyarországi nagyfelbontású regionális klímamodellek eredményeiből származó négytagú mini-ensemble a jelenlegi lehetőségeinkhez képest autentikus becslést ad a Magyarországon várható éghajlatváltozás mértékére és annak bizonytalan tényezőire.

A továbbiakban elemezzük a Magyarországra vonatkozó éghajlatváltozási becsléseket a fent részletezett elvek mentén összeállított mini-ensemble eredményei alapján. Az együttes kiértékelés eredményeit elsőként az átlaghőmérséklet, majd a csapadékösszeg változására vonatkozóan mutatjuk be az alábbi jellemzőkön keresztül:

- A táblázatos formában megadott intervallumok az átlagos változások négy modell alapján meghatározott minimális és maximális értékeket tartalmazzák;
- A változást és az évek közötti változékonyságot ún. Whisker-box plot-diagramok, valamint az átlagértékek időbeli alakulásai szemléltetik;
- A valószínűségi térképek a különböző változási küszöbök meghaladó események bekövetkezésének (a fenti korlátokkal érvényes) esélyeiről nyújtanak információt;
- Az éves és évszakos változások modellenkénti térképei (a csapadék esetében a szignifikancia megjelenítésével) a modelleredmények térbeli különbségeire hívják fel a figyelmet.

3.2.4. A hőmérséklet Magyarországra várható változásai és bizonytalanságai (vezető szerző: Horányi András)

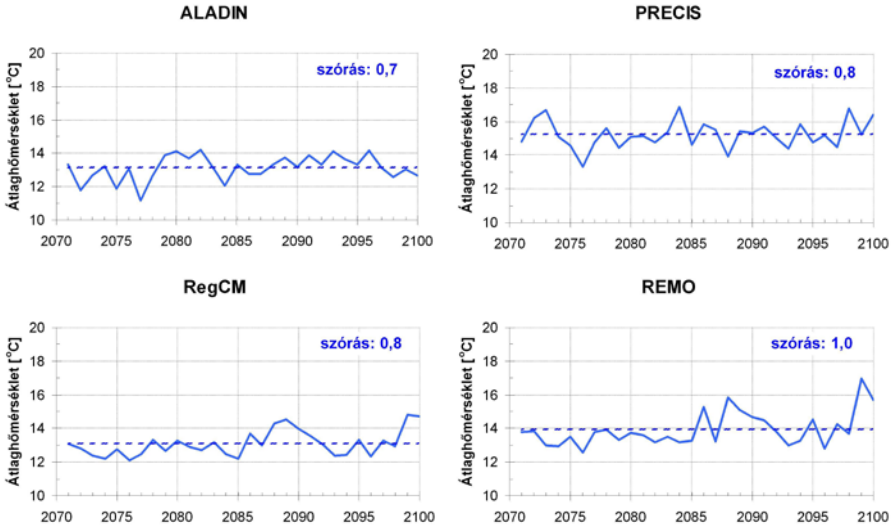
A Magyarországon rendelkezésre álló regionális klímamodellek „egyértelműen” abban, hogy a XXI. században folytatódik az átlaghőmérséklet emelkedése a Kárpát-medencében. Ezek a változások minden évszak, időszak és modell esetében statisztikailag szignifikánsak, így ezt külön nem említjük a továbbiakban. A négy regionális klímamodellel alapján a hőmérséklet éves átlagban vett növekedése (3.34. ábra) 2021–2050-re nagyjából 1-2 °C (átlagosan 1,5 °C) és 2071–2100-ra 3-4 °C (átlagosan 3,5 °C) (azaz a hőmérséklet emelkedésének trendje gyakorlatilag – némileg gyorsuló ütemmel – folyamatosnak tekinthető a XXI. század során, amelyet a 3.35. ábra is megerősít). Az első időszakban a modellek közötti változékonyság télen a legkisebb, amikor is az átlaghőmérsékletben mindössze 0,2 °C-os bizonytalanság tapasztalható. A másik véglet a nyáron várható átlaghőmérséklet különösen a század végére, amikor a modellek közötti különbség 2,5 °C. A nyári változás mértéke a legbizonytalanabb paraméter (ez a nyári változásokat leíró „dobozok” magasságából azonnal leolvasható), míg a többi évszakban (a 2021–2050 őszi és a 2071–2100 téli évszak kivételével) a modellek közötti változékonyság 1 °C alatti. A bizonytalanságok mellett bizonyosnak látszik, hogy a legnagyobb változás nyáron várható.



3.34. ábra. A magyarországi átlaghőmérsékletek várható megváltozása (°C) az 1961–1990 időszakhoz képest a 2021–2050 és 2071–2100 időszakokban három, illetve négy magyarországi regionális klímamodellel eredményeit figyelembe véve

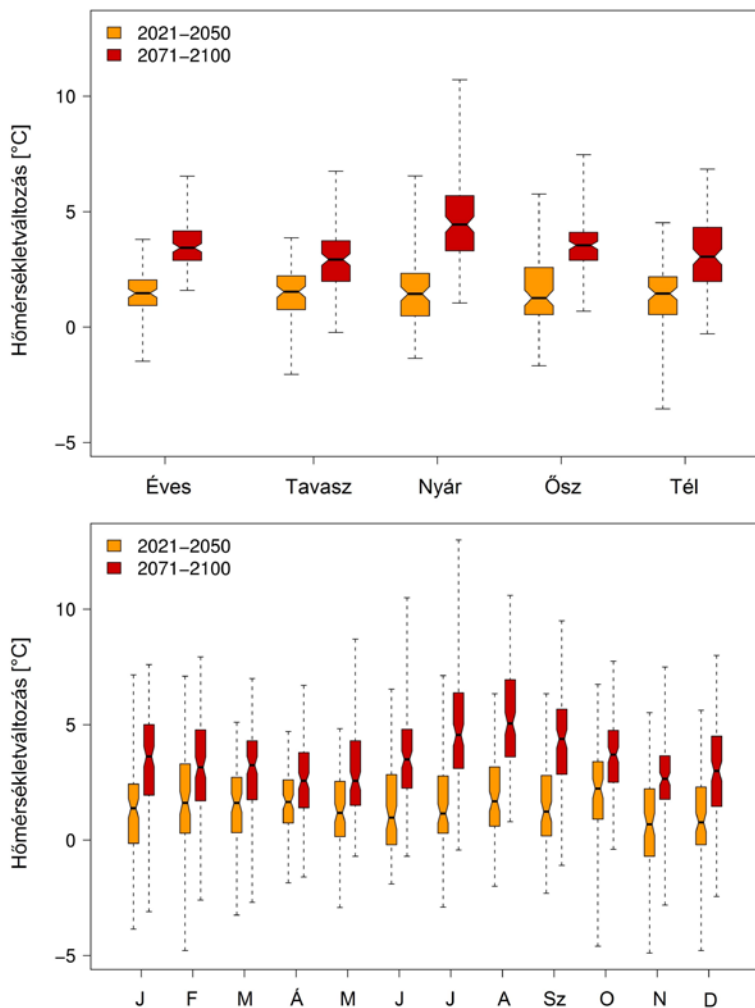
A korábban már említett változási ütemet illusztrálja a 3.35. ábra, ahol a négy alkalmazott klímamodellel éves átlaghőmérsékletének évszázad végére várható változását követhetjük nyomon. Ezzel az ábrával kapcsolatban fontos felhívni a figyelmet arra a tényre, hogy a globális modellek és az azokkal meghajtott regionális klímamodellek nem képesek az egyes konkrét jövőbeli évek átlagértékeinek szimulációjára. A modellek csak az éghajlat statisztikai jellemzőit adják vissza egy hosszabb időszak (az adott esetben harminc év) tekintetében, azaz a modell-szimulációk eredményei nem vonatkoztathatók konkrét évekre még az integrálási időszak kezdetén sem. A modellenként külön-külön készített grafikonokról jól leolvasható, hogy a megfigyelhető növekedési trend mellett sok olyan év (sőt, akár többéves periódus) is van, amikor a hőmérséklet nem éri el, illetve jóval meghaladja

az időszakra jellemző átlagos értéket. Ugyancsak megfigyelhetők az évek közötti jelentős ugrások, amelyek azt illusztrálják, hogy gyakori a melegebb és hidegebb évek váltakozása (a legnagyobb változékonyságot – szórást – a REMO modell szolgáltatja, de nincs érdemi különbség az egyes modellek között). Az éghajlati idősorokban jelentkező fluktuációt, természetes változékonyságot el kell különíteni az évtizedes skálán megjelenő folyamatos, trend jellegű éghajlatváltozástól (a két fogalom gyakran keveredik, ezért szükséges hangsúlyozni a különbséget).



3.35. ábra. Magyarországi szimulált éves átlaghőmérséklet alakulása a 2071–2100 időszakban a négy regionális klímamodell eredményei alapján. A szaggatott vonal a magyarországi adatok harmincéves átlagát reprezentálja, a jobb felső sarokban szereplő számérték pedig az éves átlaghőmérsékleteknek az időszakra jellemző szórását. Az adatsor egyes évei nem azonosíthatók a vízszintes tengelyen szereplő valós évekkel, hanem a 30 éven belüli változékonyságot illusztrálják

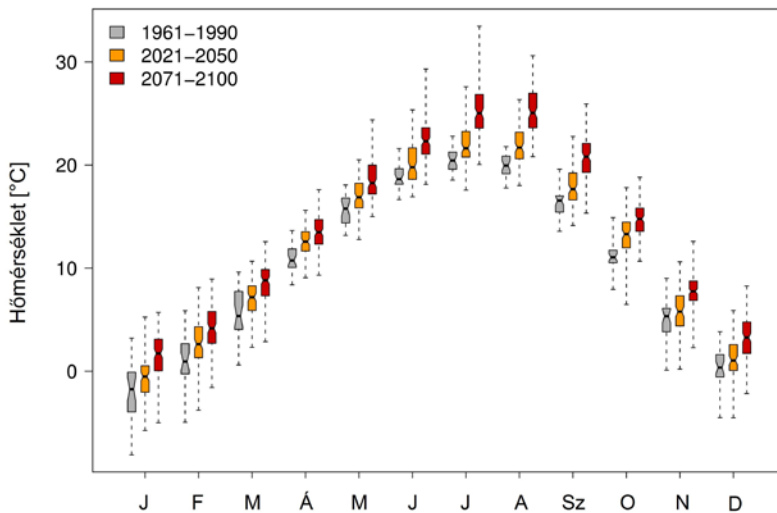
A várható változásokat és a változékonyságot együttesen mutatják be a 3.36. ábra box-plot diagramjai (ilyen típusú ábrák már korábban szerepeltek a 3.2.2. alfejezetben). A változás viszonyítási alapját minden esetben az egyes modellek által az 1961–1990 időszakra szimulált átlagértékek jelentik. A diagramok elemzése alapján látható, hogy a legnagyobb hőmérséklet-emelkedés nyár végére várható Magyarországon. A modellek és az évek közötti változékonyságokat tekintve a közelebbi jövőre elsősorban a tél és a nyár, míg a távolabbi jövőre kizárólagosan a nyár a legváltozékonnyabb évszak. Ez alapján ismételten megfigyelhető az, hogy a hőmérséklet növekedése mellett egyáltalán nem meglepő, ha lesznek olyan évek, évszakok, hónapok, amelyek az átlagnál hűvösebbek, hidegebbek lesznek, de természetesen a változás iránya a melegedés lesz (azaz több olyan időszak lesz, amikor a korábbi átlagérték felett lesz a havi, az évszaki vagy az éves átlaghőmérséklet). Például az őszi végi vagy téli hónapokban (az évszázad közepére) előfordulhat akár 4-5 °C-os negatív anomália is, azaz az átlagnál ennyivel hidegebb havi átlaghőmérséklet.



3.36. ábra. A három, illetve négy modelledmény alapján várható magyarországi átlaghőmérsékletek 1961–1990 modellezett időszaktól vett eltérését (°C) szemléltető box-plot diagramok. A sárga box-plotok a 2021–2050, a pirosak a 2071–2100 időszakra vonatkoznak. A felső ábrán az éves illetve évszakos, míg az alsó ábrán a havi értékek láthatók

Külön, a 3.37. ábrán mutatjuk be a várható havi átlaghőmérsékleti értékeket. A modellek által jelzett változásértékeket a CRU megfigyelési adatbázis 1961–1990 időszakra vonatkozó magyarországi átlagértékeire ültettük rá – kiküszöbölve az egyes modellek hibáit azzal a feltételezéssel, hogy a két adott időszak szimulált átlagértékeiből különbségképzéssel előállított változásértékek ezt már nem hordozzák. Az ábráról leolvasható, hogy az egyes hónapok jelentenek némi kivételt az évszázad végére. (Az utóbbi megállapítást azonban nem árt óvatossággal kezelni, mert amint a 3.2.3. fejezetben utaltunk rá, a 2071–2100 időszak jellemzőit négy modell eredményei alapján állítottuk elő, ellentétben a 2021–2050 időszakokkal, amikor

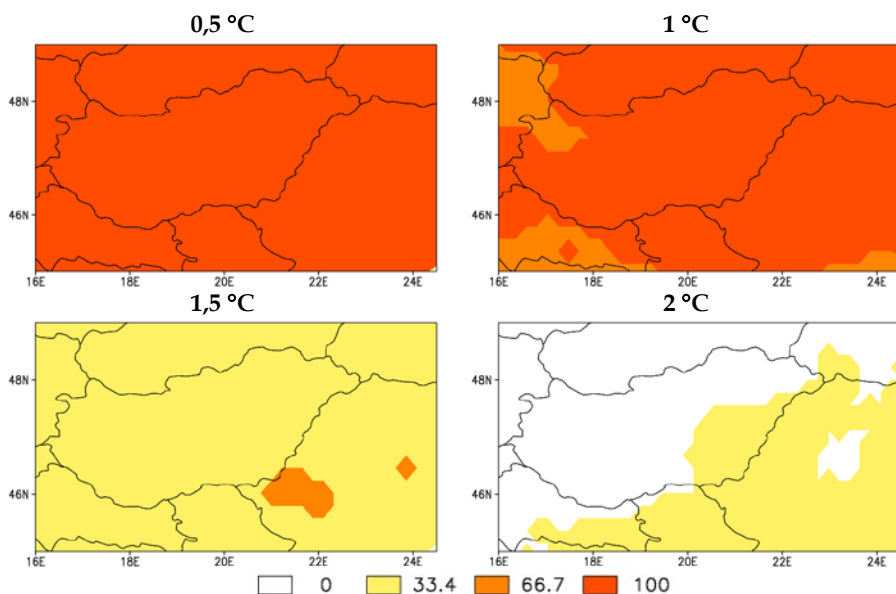
három regionális klímamodell eredménye állt rendelkezésre. Ebből következően az évszázadvégi nagyobb változékonyság egyaránt magyarázható a kibocsátási forgatókönyvek közötti, valamint a regionális és globális modellek közötti eltérések növekedésével.) Télen nem lesz szokatlan a fagyponthoz feletti havi átlaghőmérséklet, de a hidegebb, 0 °C alatti átlaghőmérsékletű téli hónapok számának eltűnni. Ez még az évszázad utolsó évtizedeiben is érvényben marad, viszont a medián-értékek 0 °C feletti elhelyezkedése alapján ez már az évek kevesebb, mint a felében fog előfordulni. A leghidegebb hónapunk továbbra is a január marad, s a legmagasabb havi átlaghőmérsékletekre is változatlanul júliusban számíthatunk a jövőben. Nyáron a havi hőmérsékletek jelentősen megnövekedhetnek. Például az évszázad végére a júliusok és augusztusok átlaghőmérséklete a modelledmények alapján csaknem sosem süllyed 20 °C alá, és egyes években meghaladhatja akár a 30 °C-ot is. Az is jól látszik, hogy a referencia időszak múltbeli adataihoz képest a nyári változások markánsabbak lesznek, mint a többi évszakban.



3.37. ábra. A modelledmények alapján a 2021–2050 (sárga) és a 2071–2100 (piros) időszakra várható magyarországi havi átlaghőmérsékleteket, illetve az 1961–1990 időszakra (szürke) vonatkozó havi átlagos megfigyeléseket (CRU, °C) szemléltető box-plot diagramok. Az ábrák úgy készültek, hogy a CRU megfigyelési adatbázis havi átlagértékeihez adtuk hozzá a modellekből kapott változási értékeket

A regionális klímamodellek együttes kiértékelésének legfontosabb elemei a valószínűségi információk, hisz ezek alapján a szimulációk bizonytalanságai valószínűségi alapon számszerűsíthetők és a kapcsolódó döntésekhez ezen információk is felhasználhatók. Az ilyen típusú valószínűségi térképek előállításához az egyes modellek által az adott időszakra jelzett változásmezőinek felhasználásával történhet. A rácsponthonkénti változáshoz a referenciát minden modell esetében az 1961–1990 időszakra szimulált időbeli átlag képviseli. Mivel a modellek rácspontokra nem egyezik meg, ezért egy közös, 25 km-es felbontású rácstra interpoláltuk a változásmezőket. A hőmérsékletváltozások elemzésénél meghatározott küszöbértékeket definiáltunk, s minden egyes rácspontban azt tekintettük, hogy az egyes modelledmények által előrevetített átlagos változás meghaladja-e az

adott értéket a vizsgált időszakra. Az előre megállapított küszöbértékek a hőmérséklet esetében 0,5 és 6 °C között fél fokként követik egymást. (Az eredmények bemutatásánál mindebből azokat választottuk ki, melyek a legjobban szemléltetik a jövőbeli változások mértékét és azok alkalmazott modellek szerinti valószínűségét.) Mivel a modellkísérletek számát tekintve a 2021–2050 időszakra három regionális éghajlati modell eredményei álltak rendelkezésre, míg a 2071–2100-as időszakra már négy modell eredményeit tekintettük, a számítások eredményeként a 2021–2050 időszakra vonatkozó valószínűségi térképeken (3.38. és 3.40. ábra) négy-, míg a 2071–2100 időszakra (3.39. és 3.41. ábra) ötféle érték különíthető el: 0%, 33,4%, 66,7% és 100%, illetve 0%, 25%, 50%, 75% és 100% aszerint, hogy az időszakra rendelkezésre álló modellkísérletek eredményei közül adott rácpontban 0, 1, 2 vagy mindhárom, illetve 0, 1, 2, 3 vagy mind a négy modell a vizsgált küszöbértéket meghaladó változást jelez.

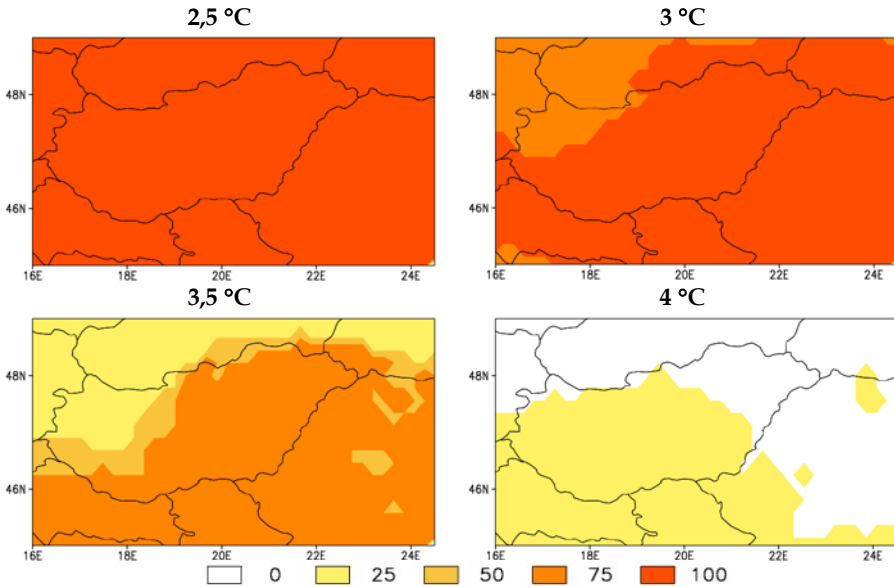


3.38. ábra. Az éves átlaghőmérséklet legalább 0,5, 1, 1,5 és 2 °C-os emelkedésének három modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2021–2050 időszakban az 1961–1990 időszakhoz képest

A 2021–2050-re vonatkozó éves átlaghőmérsékletek (3.38. ábra) megváltozása biztosan nagyobb lesz az ország teljes területén, mint 1 °C (hiszen mind a három modell alapján ez várható) és biztosan kisebb, mint 2,5 °C (hiszen egyik modellel sem prognosztizál ennél magasabb értéket). Az évszázad végére (3.39. ábra) csaknem teljes bizonyossággal mondható, hogy a melegedés mindenütt meghaladja a 3 °C-ot, de 5 °C-nál kisebb lesz. Mindkét ábrasonozaton jól látható az a jellegzetesség, hogy Magyarország keleti fele jobban fog melegedni, mint a nyugati.

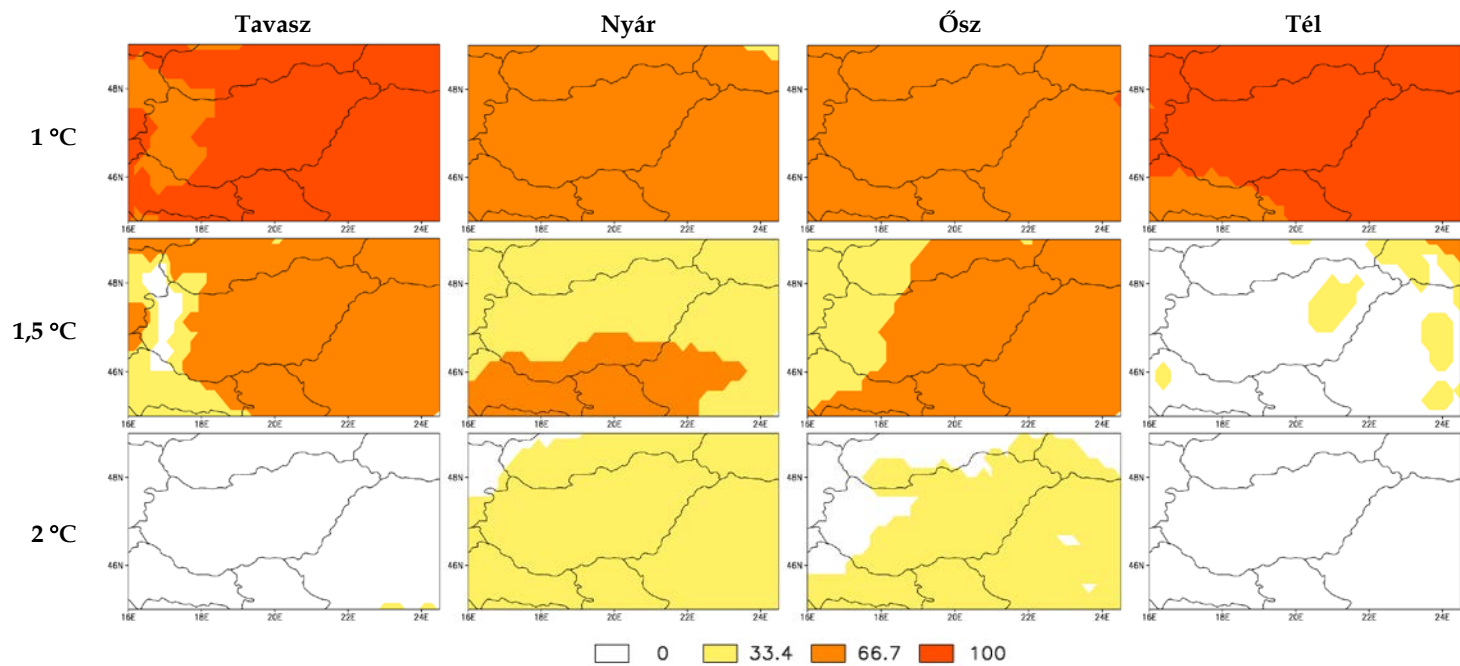
Az évszakos térképek (3.40. és 3.41. ábra) vizsgálata alapján az évszázad közepére tavasszal és télen szinte mindenütt az országban 1 °C-ot meghaladó, de 2 °C-ot meg nem haladó változások várhatóak (télen 1,5 °C alatti a várható melegedés). Nyáron és ősszel a modellek közötti bizonytalanság jóval nagyobb mértékű: van olyan modell,

amely 1 °C-nál kisebb, de olyan is, ami 2 °C-nál nagyobb változást szimulál. Az évszázad végére csak a nyári nagyfokú bizonytalanság marad meg, ugyanakkor a nyári évszak egyedül az, amikor Magyarország teljes területén igen valószínű a 3 °C-nál nagyobb melegedés. A többi évszakban a keleti területeket leszámítva nagy bizonyossággal nem lesz 4 °C-nál nagyobb hőmérsékletemelkedés, de a 3 °C-os változás se tekinthető mindenhol bizonyosnak (ez alól talán csak az ősz az kivétel). A térképek alapján látható a (fentebb már említett) melegedés országon belüli eloszlása is: keleten, illetve délen várható nagyobb mértékű melegedés, azaz az országon belül van egy nyugat-keleti irányú hőmérsékletváltozási gradiens nagyobb melegedési értékeket jelezve a keleti határszélen.

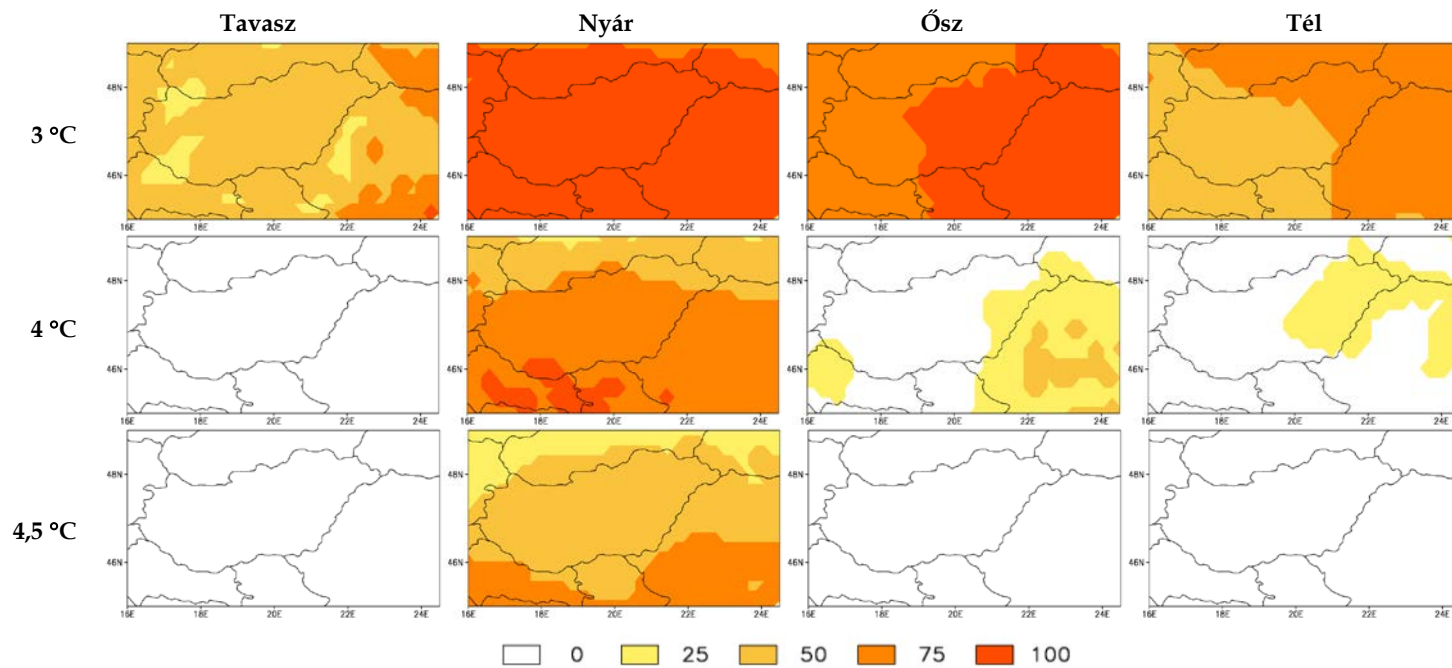


3.39. ábra. Az éves átlaghőmérséklet legalább 2,5, 3, 3,5 és 4 °C-os emelkedésének négy modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2071–2100 időszakban az 1961–1990 időszakhoz képest

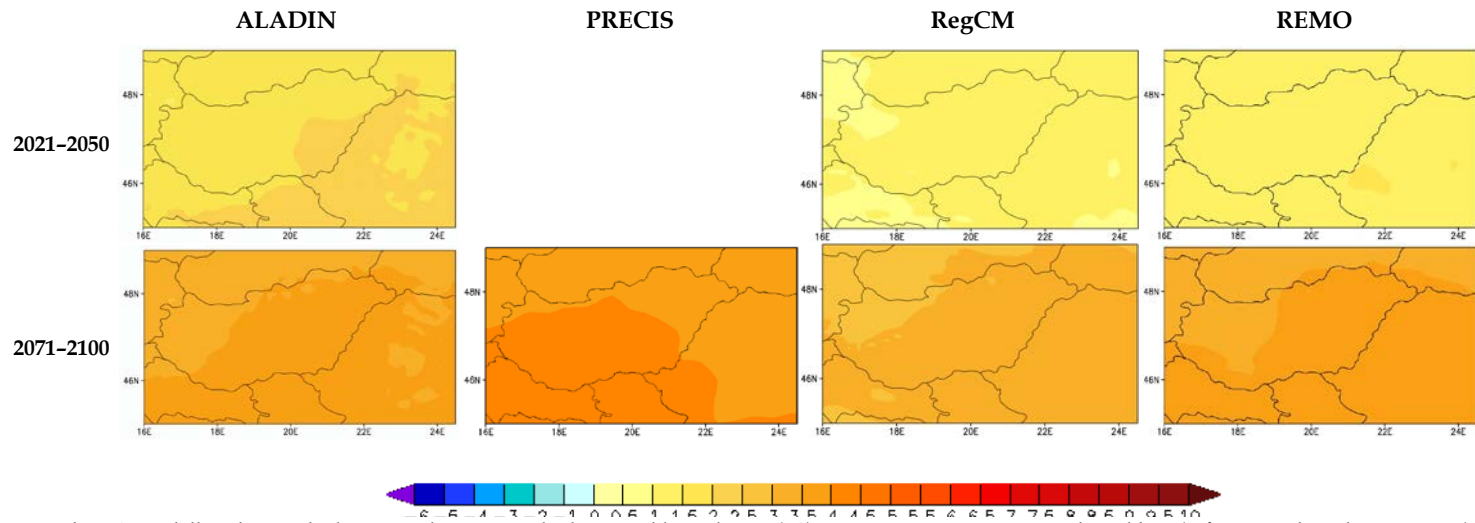
Az egyes modellek eredményét egymás mellé helyezve „bélyeg-diagram” formájában tekintjük át a hőmérséklet várható változását éves, illetve évszakai bontásban a két időszakra (3.42–3.44. ábrák). Ezeket a rácspontonkénti változásokat minden esetben az adott modell 1961–1990 referencia időszakához viszonyítjuk. Az évi átlaghőmérséklet (3.42. ábra) esetében a PRECIS modell szimulációja a többi modellhez képest nagyobb átlagos melegedést jelez. Ez alapján megkérdőjelezhető az a korábbi megállapításunk, hogy a hőmérsékletváltozás mértéke meglehetősen bizonytalan egyes évszakokban. A bizonytalanság itt elsősorban a PRECIS modell eltérő viselkedéséből adódik, mely azonban nem vezethető vissza arra, hogy a PRECIS modell eredményei eltérő forgatókönyvön alapszanak (ugyanis a B2 a kibocsátás szempontjából optimistább forgatókönyv, mint a többi modell által használt A1B szcenárió, azaz elvben ahhoz kisebb hőmérsékletváltozásnak kellene kapcsolódnia).



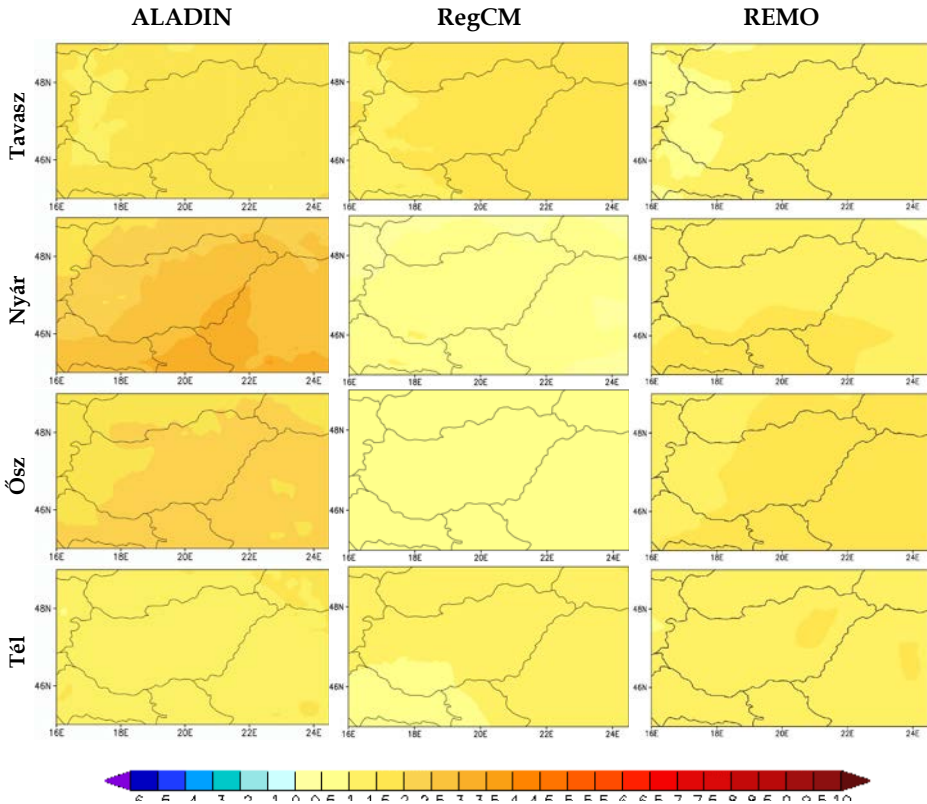
3.40. ábra. Az évszakos átlaghőmérsékletek legalább 1, 1,5 és 2 °C-os emelkedésének három modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2021–2050 időszakban az 1961–1990 időszakhoz képest



3.41. ábra. Az évszakos átlaghőmérsékletek legalább 3, 4 és 4,5 °C-os emelkedésének négy modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2071–2100 időszakban az 1961–1990 időszakhoz képest

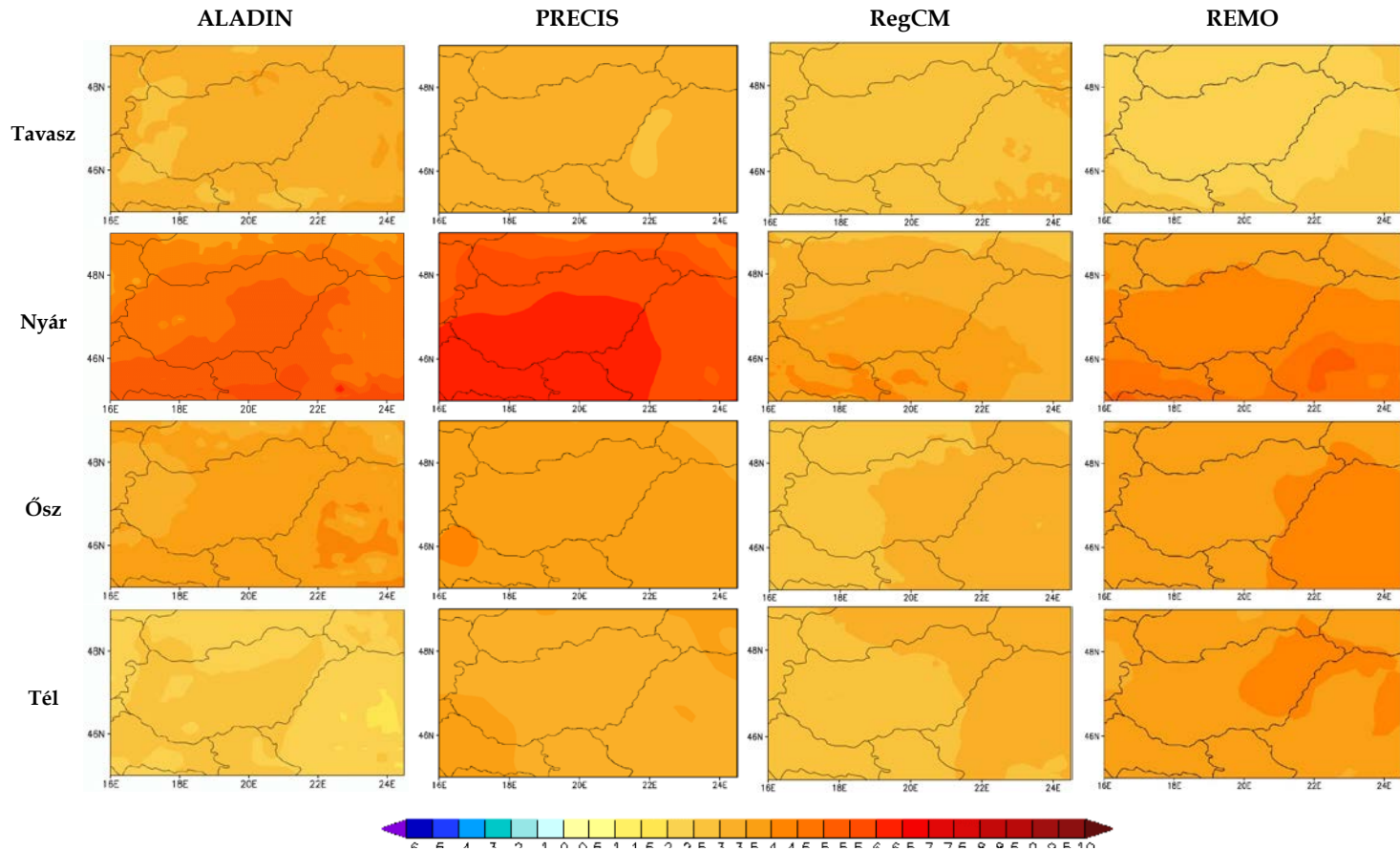


3.42. ábra. A modelleredmények alapján várható éves átlaghőmérséklet-változás (°C) a 2021–2050 és 2071–2100 időszakban (referencia időszak: 1961–1990)



3.43. ábra. A modelleredmények alapján várható évszakos átlaghőmérséklet-változás (°C) a 2021–2050 időszakban (referencia időszak: 1961–1990)

Az évszakos változások (3.43. és 3.44. ábrák) térképes vizsgálatánál már jobban látszik az, hogy a RegCM modell adja a legkisebb melegedést, főképp nyáron és ősszel. A legnagyobb melegedést a legtöbb évszakban a fent említett PRECIS modell valószínűsíti. A finomabb felbontású (ALADIN és RegCM) modelleknél megfigyelhető, hogy az országon belül a keleti, délkeleti területeken nagyobbak a várható változások, mint nyugaton. A RegCM modell esetében az évszázad közepére ezek a területi különbségek még nem jelennek meg, hanem az országon belül egyenletes a hőmérsékletváltozás évszakos képe. A nyári nagyobb mértékű melegedés ezeken a térképeken is nyomon követhető, míg a legkisebb változások tavasszal és télen várhatóak. A 3.2.2. alfejezetben említett szignifikanciavizsgálatok elvégzése alapján a hőmérséklet esetében várható változások az ország teljes területén mindkét jövőbeli időszakra szignifikánsnak bizonyultak, ezért ezt az ábrákon külön nem jeleztük.

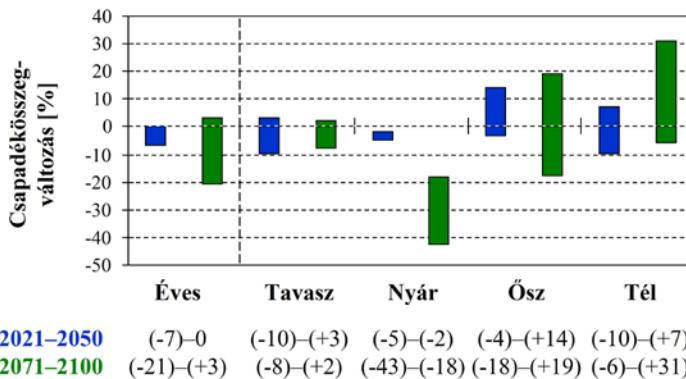


3.44. ábra. A modelledmények alapján várható évszakos átlaghőmérséklet-változás (°C) a 2071–2100 időszakban (referencia időszak: 1961–1990)

3.2.5. A csapadék Magyarországra várható változásai és bizonytalanságai (vezető szerző: Horányi András)

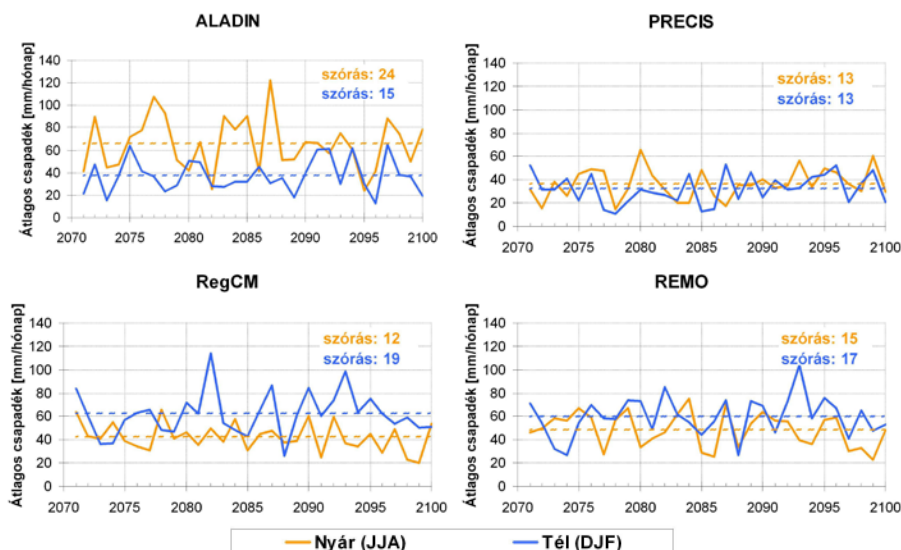
A Magyarországra várható csapadék mennyiségének megváltozása sokkal nehezebben elemezhető és értelmezhető, mint a hőmérsékleti változások. Ennek egyik oka az, hogy a modellek esetenként még előjelükben is eltérő eredményeket szolgáltatnak, azaz a csapadék-projekciókban jóval nagyobb a bizonytalanság, mint a hőmérséklet esetében. Egy másik bizonytalansági tényező, hogy a különböző modellek által jelzett hasonló előjelű változások gyakran nem is szignifikánsak, ezért ezen változások interpretációjánál kellő óvatossággal kell eljárnunk. Egy további bizonytalanság fakad abból, hogy a Kárpát-medence a globális és regionális modell-szimulációkban is egy átmeneti zónában fekszik: tőlünk északabbra egyértelműen csapadéknövekedés, míg délebbre csapadékcsökkenés várható (pl. Christensen és Christensen, 2007), és a változatlan éves csapadékmennyiséggel jellemezhető területek behatárolása bizonytalan.

Ha megnézzük az átlagos éves és évszakos csapadékösszeg relatív megváltozását (3.45. ábra), akkor látható, hogy a csapadék csökkenése tavasszal és nyáron, míg növekedése inkább ősszel és télen valószínűsíthető. Az évi összegben az évszázad végére a csökkenés dominál, de úgy, hogy akár változatlan mennyiségű csapadék, vagy akár némi növekedés is lehetséges 30 éves átlagban. Egyedül a nyári csapadékmennyiség az, ahol a modellek teljes mértékben konzisztens becslést adnak: minden modell a csapadék csökkenését valószínűsíti. A bizonytalansági intervallum az évszázad közepére nyáron, míg az évszázad végére tavasszal a legkisebb. Ez utóbbi esetén a lehetséges változások intervalluma tartalmazza a nullát, azaz hiába szűk a modellek által meghatározott változási tartomány, a változás előjele mégsem egyértelmű. Ugyanez érvényes az évszázad első felében télen, az évszázad végén pedig ősszel, azaz nem tudjuk, hogy csapadékcsökkenés vagy növekedés fog bekövetkezni. Ha a változás mértékét tekintjük, akkor a legnagyobb bizonytalanság a közelebbi jövőre nézve ősszel, míg a távolabbi jövőre ősszel és télen tapasztalható: akár 15%, illetve 30% is lehet a különbség a modellek által prognosztizált változásban.



3.45. ábra. A magyarországi átlagos csapadékösszeg relatív megváltozása (%) az 1961–1990 időszakhoz képest a 2021–2050 és 2071–2100 időszakokban három, illetve négy regionális klímamodell eredményeit figyelembe véve

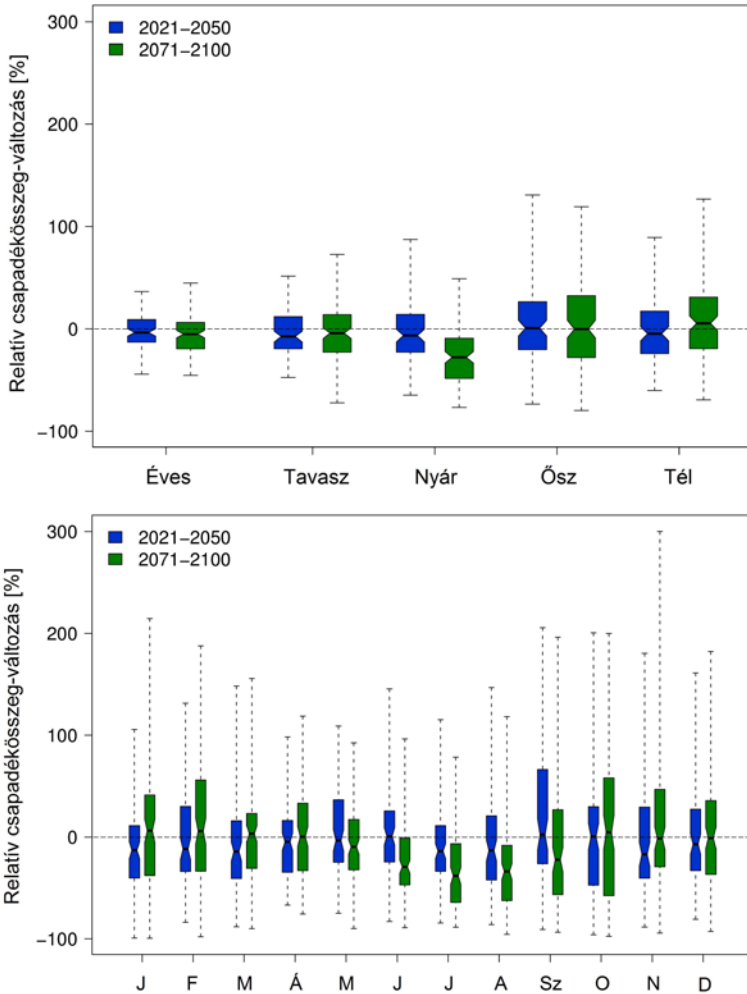
Különösen érdekes a csapadék évek közötti változékonyságának elemzése, amit a 2071–2100 időszakra a nyári és a téli csapadékmennyiségre mutatunk be (3.46. ábra). Szembeítlő, hogy a modellek eltérő csapadékmennyiségeket szimulálnak a két évszakra (például az ALADIN és a PRECIS nyárra ad több csapadékot, míg a RegCM és a REMO inkább télre – erről a későbbiekben még ejtünk szót), illetve az, hogy az évek közötti változékonyság igen nagy (elsősorban a nagyobb felbontású ALADIN és RegCM modellek esetében). Ez a változékonyság nagyobb mértékű, mint amit a hőmérsékletnél láttunk. Ez annyit jelent, hogy a jövőben is elő fog fordulni, hogy egy száraz nyarat (telet) csapadékos nyár (tél) követ, illetve fordítva. Mindazonáltal a változások általános iránya megfigyelhető és elemezhető, csak figyelembe kell venni az éghajlat belső változékonyságát, amely az éghajlati rendszer egyik fontos, az éghajlatváltozástól független tulajdonsága.



3.46. ábra. Nyári és téli átlagos magyarországi szimulált csapadékösszeg alakulása a 2071–2100 időszakban a négy regionális klímamodell eredményei alapján. A szaggatott vonalak a magyarországi adatok harmincéves átlagát reprezentálják, a jobb felső sarokban szereplő számértékek pedig a nyári és téli csapadékösszegeknek az időszakra jellemző szórását. Az adatsor egyes évei nem azonosíthatók a vízszintes tengelyen szereplő valós évekkkel, hanem a 30 éven belüli változékonyságot illusztrálják

A változások és változékonyságok éves, évszakos és havi mértékét a hőmérsékletnél már bemutatott box-plotok segítségével (3.47. ábra) is szemléltethetjük. Szembetűnő, hogy a projekciók bizonytalanságai (figyelembe véve az évek közötti változékonyságot is) milyen nagymértékűek: az évszázad végére várható nyári csapadékcsökkenés kivételével minden egyes diagram metszi a nulla vonalat, azaz még a várható változás előjele is bizonytalan. Ez abból is látható, hogy a box-plot diagramokon megjelenő szélsőértékek esetén akármelyik évszakban, illetve évben bármilyen előjelű lehet a változás a múltbeli modellezett viszonyokhoz képest. A havi diagramok vizsgálata (3.47. ábra alsó része) annyiban árnyalja a képet, hogy kimagaslóan a november hónap az, amely a legnagyobb változékonyságú. Ebben a hónapban az évszázad végére az is előfordulhat, hogy szinte egy csepp eső sem esik,

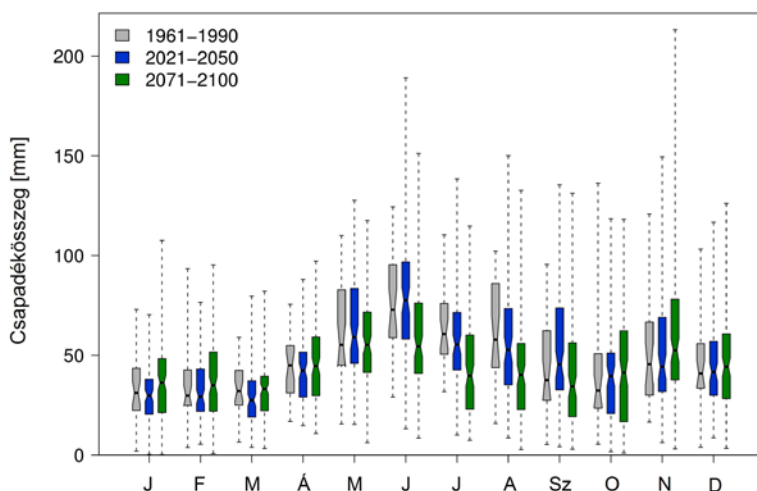
de ugyanakkor lehetnek olyan évek is, amikor az átlagos havi csapadékmennyiség akár háromszorosa is lehullhat. Ezzel ellentétesen a tavasz végi és nyári hónapok azok, ahol a változékonyság jelentősen kisebb lesz.



3.47. ábra. A három, illetve a négy modell eredményei alapján várható magyarországi átlagos csapadékösszegek 1961–1990 modellezett időszaktól vett relatív eltérését (%) szemléltető box-plot diagramok. A kék box-plotok a 2021–2050, a zöldek a 2071–2100 időszakra vonatkoznak. A felső ábrán az éves illetve évszakos, míg az alsó ábrán a havi értékek láthatók

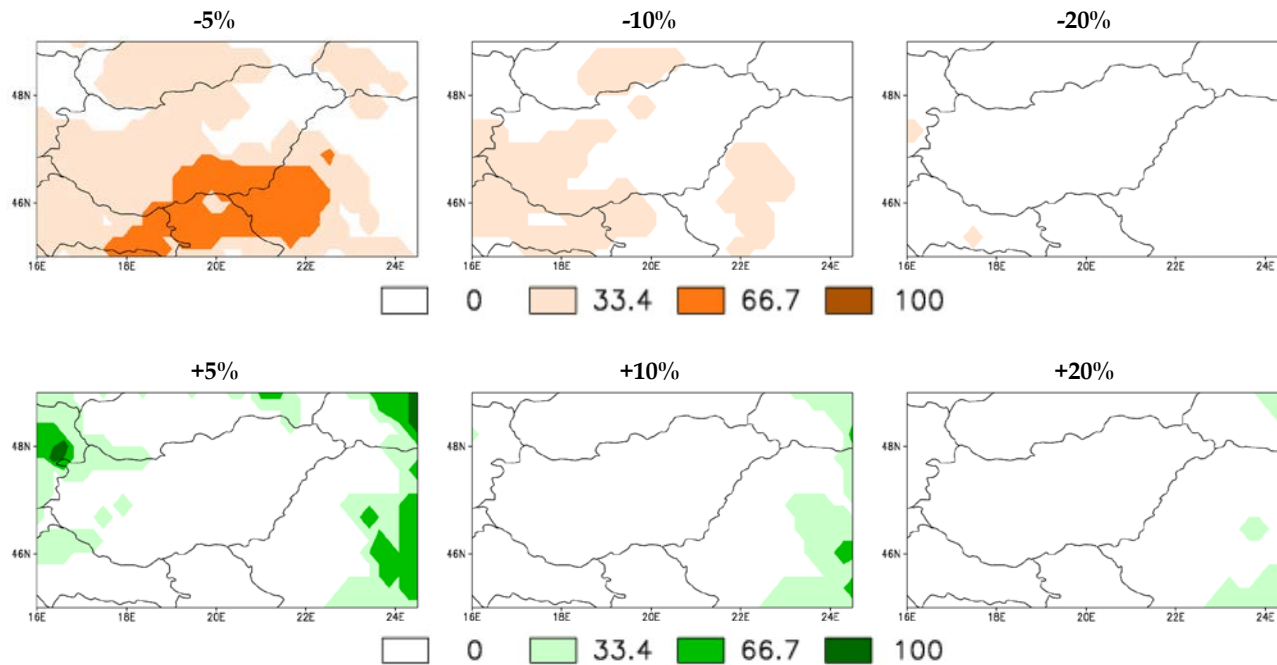
A csapadék mm-ben kifejezett abszolút mennyiségei havi bontásban (3.48. ábra) azt mutatják, hogy az évi csapadékmennyiség éven belüli eloszlása hosszú idő átlagában várhatóan egyenletesebb lesz, mint jelenleg. Ez annak köszönhető, hogy a jelenleg legcsapadékosabb nyár során a csapadék csökkenni fog, míg a most legszárazabb tél során csapadéktöbblet várható. Különösen figyelemre méltóak még az őszi változások. A mérések tanúsága szerint a XX. század utolsó évtizedeiben

novemberben a csapadékhullásnak egy másodlagos maximuma volt, úgy, hogy a nyári maximumot folyamatos csökkenés követte, amelyből azután kiemelkedett a novemberi másodlagos maximum (és októberben megfigyelhető egy lokális minimum). Ez a 2021–2050 időszakban némileg módosul. Annak ellenére, hogy az októberi lokális minimum továbbra is fennmarad, a júniusi maximumot nem a csapadék megszokott folyamatos csökkenése követi, hanem csak októberben következik be egy jelentősebb csökkenés a havi összegben. Azt is láthatjuk, hogy előreláthatóan mindkét időszakban lesznek olyan hónapok – főként tavasszal és nyáron –, amikor az adott hónap az időszak egyetlen évében sem marad csapadék nélkül.

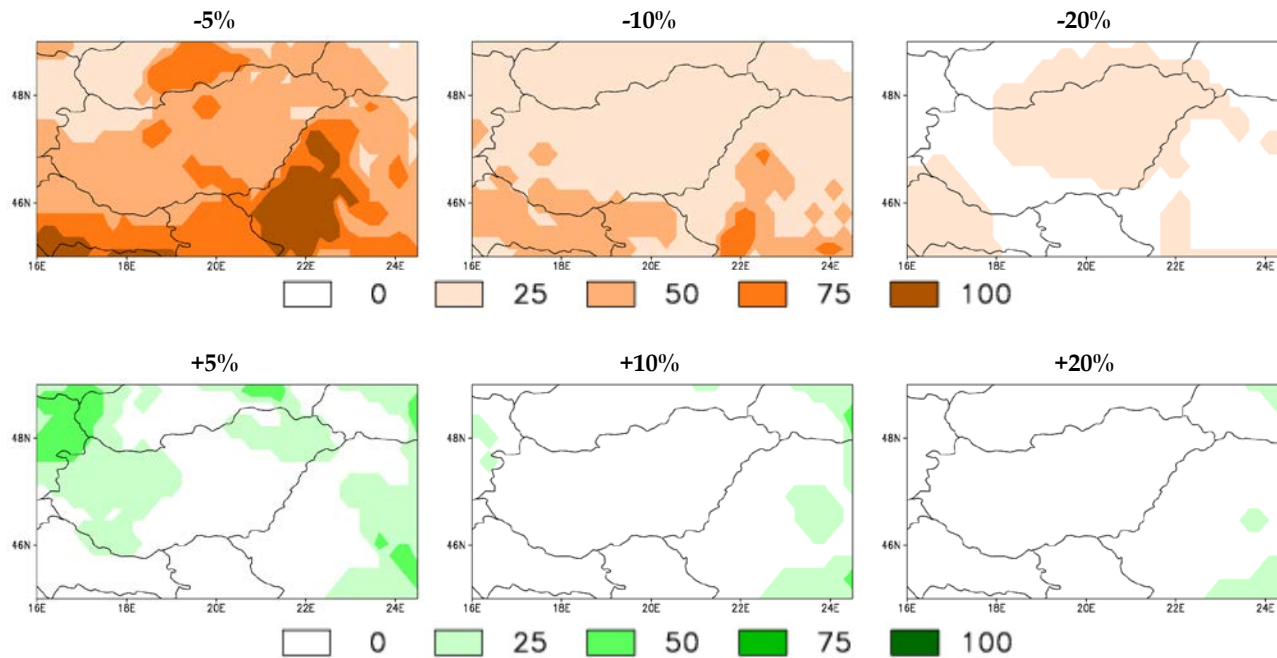


3.48. ábra. A modelleredmények alapján a 2021–2050 (kék) és a 2071–2100 (zöld) időszakra várható magyarországi havi átlagos csapadékösszegeket, illetve az 1961–1990 időszakra (szürke) vonatkozó havi átlagos megfigyeléseket (CRU, mm/hónap) szemléltető box-plot diagramok. Az ábrák készítése során a CRU megfigyelési adatbázis havi átlagaira ültettük rá a változási értékeket

A hőmérséklethez hasonlóan, a csapadék esetén is valószínűségi térképeken mutatjuk be a modellek által együttesen megadott várható változásokat. A csapadékváltozások esetén vizsgált küszöbértékek az alábbiak voltak: $\pm 5\%$, $\pm 10\%$, $\pm 20\%$, $\pm 30\%$, $\pm 40\%$ és $\pm 50\%$. Az eredmények bemutatásánál mindebből azokat választottuk ki, melyek a legjobban szemléltetik a jövőbeli változások mértékét és azok alkalmazott modellek szerinti valószínűségét. Ezek a valószínűségi térkép-sorozatok alkalmasak a bizonytalanságok szemléltetésére. A 2021–2050 időszakra vonatkozó évi csapadékmennyiségnél (3.49. ábra) látható, hogy az 5%-nál nagyobb csökkenés a három modellből csak egynél jelenik meg. Csapadék-növekedés az országon belül valószínűtlen. Összhangban a korábban leírtakkal, az évi csapadékmennyiségben nem várható jelentős változás, némi eséllyel kismértékű csökkenésre elsősorban a déli országrészben számíthatunk. Az évszázad végére (3.50. ábra) markánsabbak az éves változások: kismértékű csapadékcsökkenés már valószínűsíthető az ország szinte teljes területén, ugyanakkor van olyan modell is, amely szerint a csapadékcsökkenés elérheti akár a 20%-ot is.



3.49. ábra. Az éves csapadékösszegek legalább 5, 10 és 20%-os csökkenésének (felső sor), illetve növekedésének (alsó sor) három modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2021–2050 időszakban az 1961–1990 referencia időszakhoz képest



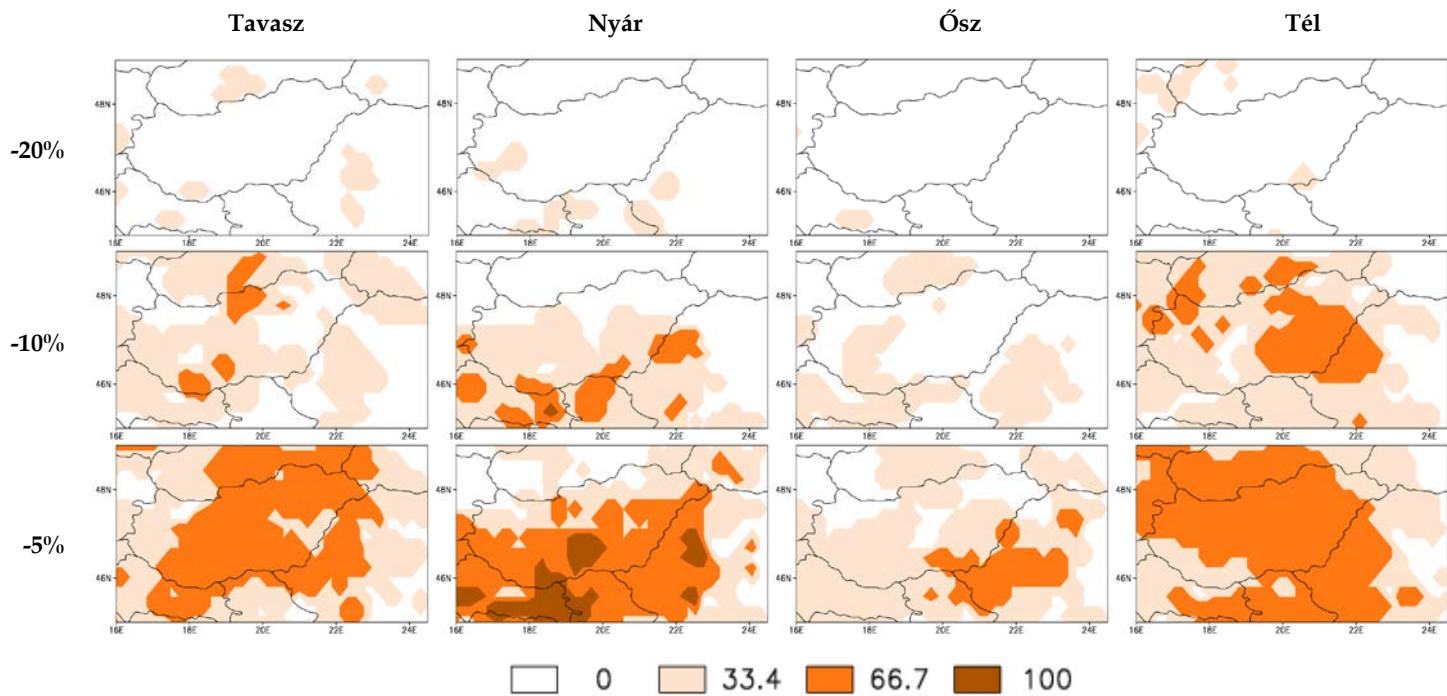
3.50. ábra. Az éves csapadékösszegek legalább 5, 10 és 20%-os csökkenésének (felső sor), illetve növekedésének (alsó sor) négy modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2071–2100 időszakban az 1961–1990 referencia időszakhoz képest

Az évszakos változási valószínűségek alapján az évszázad közepére (3.51. és 3.52. ábra) egyik évszakban sem várható jelentős (20%-ot meghaladó) változás. A tavaszi, nyári és téli évszakban kismértékű csökkenés, míg ősszel ugyancsak kismértékű növekedés várható. A csökkenés elsősorban nyáron, s akkor is a déli országrészben valószínűsíthető. A növekedés ősszel, főként a nyugati országrészben várható nagyobb valószínűséggel. Az évszázad végére (3.53. és 3.54. ábra) már nagyobb bizonyossággal adhatunk becslést: a nyári csökkenés valószínűleg meghaladja a 20%-ot (elsősorban az ország középső részében), míg a többi évszakban csekélyebb mértékű csökkenés lehetséges, de csak kisebb eséllyel. Ősszel és télen inkább csapadéknövekedés várható, melyen belül az őszi növekedés kisebb mértékű, de nagyobb valószínűségű, míg a téli növekedés akár nagyobb mértékű is lehet (meghaladhatja a 30%-ot is, de itt a modellek között jelentősek az eltérések).

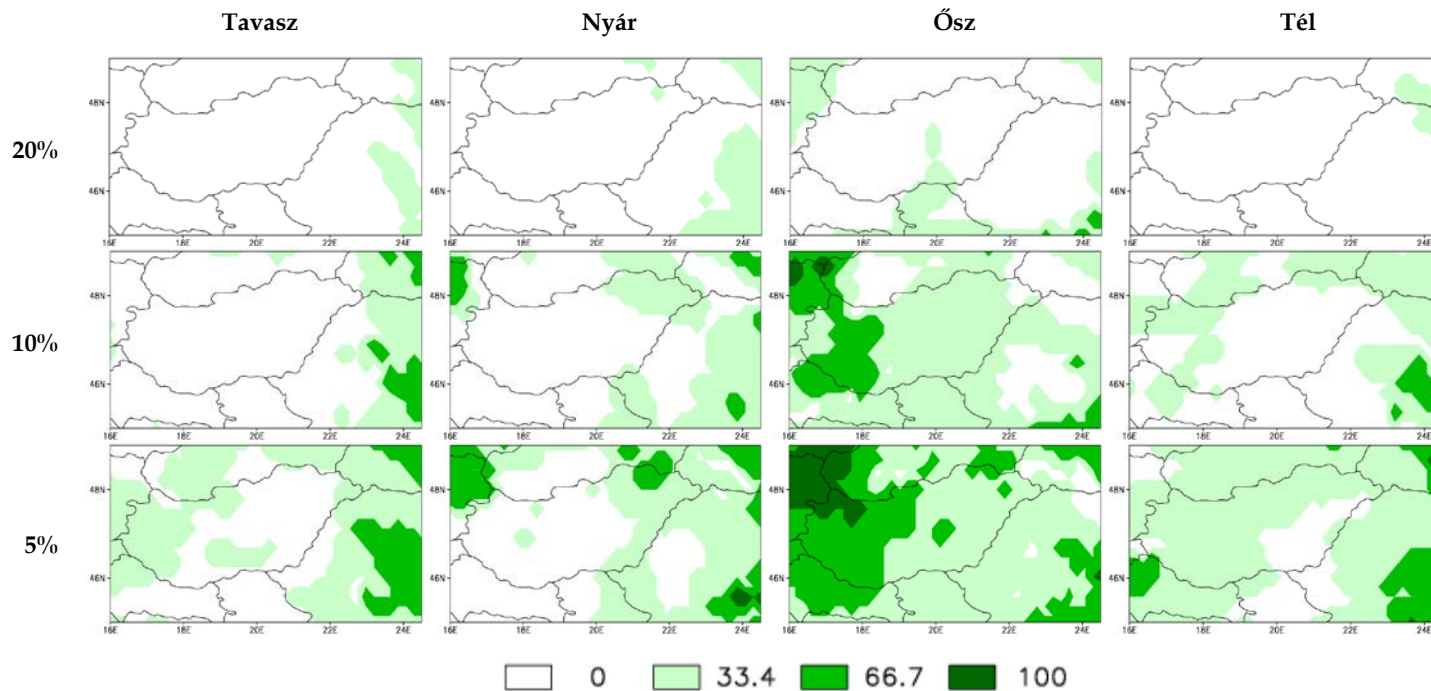
Végezetül vizsgáljuk meg külön-külön az egyes időszakokban rendelkezésre álló klímamodellek eredményeit éves és évszakos bontásban. A hőmérséklethez hasonlóan a rácpontonkénti változáshoz minden modell esetében a saját 1961–1990 referencia időszakát használtuk fel. A modellek összehasonlíthatósága érdekében a csapadék esetén relatív változásokat vizsgáltunk, s a változás szignifikáns voltát pontozással jelöltük a térképeken. Az évi csapadékösszeget tekintve (3.55. ábra) inkább a kismértékű csökkenés jelenik meg a térképeken, habár az évszázad közepére (az ábra felső sora) az ALADIN és a REMO modellek az ország nyugati felére némi növekedést adnak. A RegCM modell gyakorlatilag az ország egész területére csapadékcsökkenést jelez (habár északkeleten van olyan kis terület is, ahol növekedés várható). Az évszázad végére (az ábra alsó sora) továbbra is a csökkenő tendencia dominál, ami alól elsősorban a REMO modell jelent kivételt, ahol az ország jelentős (nyugati) részén növekedés valószínűsíthető. A RegCM modellnél prognosztizált csapadéknövekedési területek aránya is nagyobb, mint 2021–2050-ben, de ezek a változások nem szignifikánsak. Elsősorban a PRECIS, illetve másodsorban az ALADIN modell esetében egyértelmű a csapadék éves mennyiségének csökkenése, mely azonban csak a PRECIS esetén szignifikáns.

Az évszakos változásoknál a közelebbi jövőre (3.56. ábra) az látszik, hogy a RegCM modell többé-kevésbé hasonló csapadékváltozási mezőket jelez minden évszakra: itt az egyes évszakok csapadékmennyiségei hasonló mértékben csökkenő tendenciát mutatnak, melyek azonban az ország területének csak kis részén szignifikánsak. Az ALADIN és a REMO modelleknél ugyanakkor vannak jelentősebb évszakos különbségek, bár a változásmezők nagy része itt sem szignifikáns. Az ALADIN modell tavasszal és ősszel növekedést, míg nyáron és télen csökkenést mutat. A REMO modell tavaszi és nyári csökkenést, illetve őszi (habár a keleti országrészben megjelenik a csökkenő tendencia is) és téli növekedést valószínűsít. A modellek egyező előjelű változást csupán a nyári évszakra mutatnak.

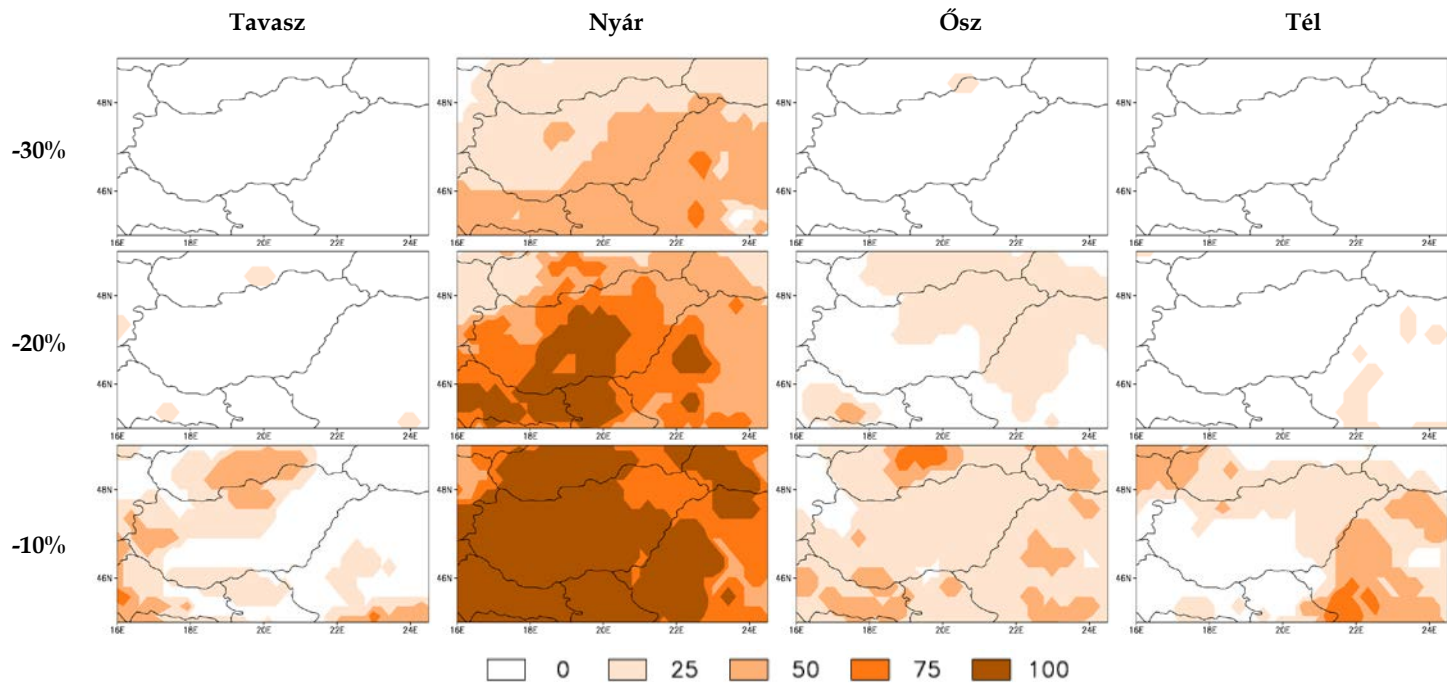
Az évszázad végére (3.57. ábra) a téli csapadékmennyiség várható változása azért érdekes, mivel két modell inkább a téli csapadék csökkenését valószínűsíti, míg a korábbi fejezetekben már említett PRUDENCE projekt legtöbb regionális klímamodellje a téli évszakra a csapadék növekedésével számolt (Christensen és Christensen, 2007; Bartholy et al., 2008a).



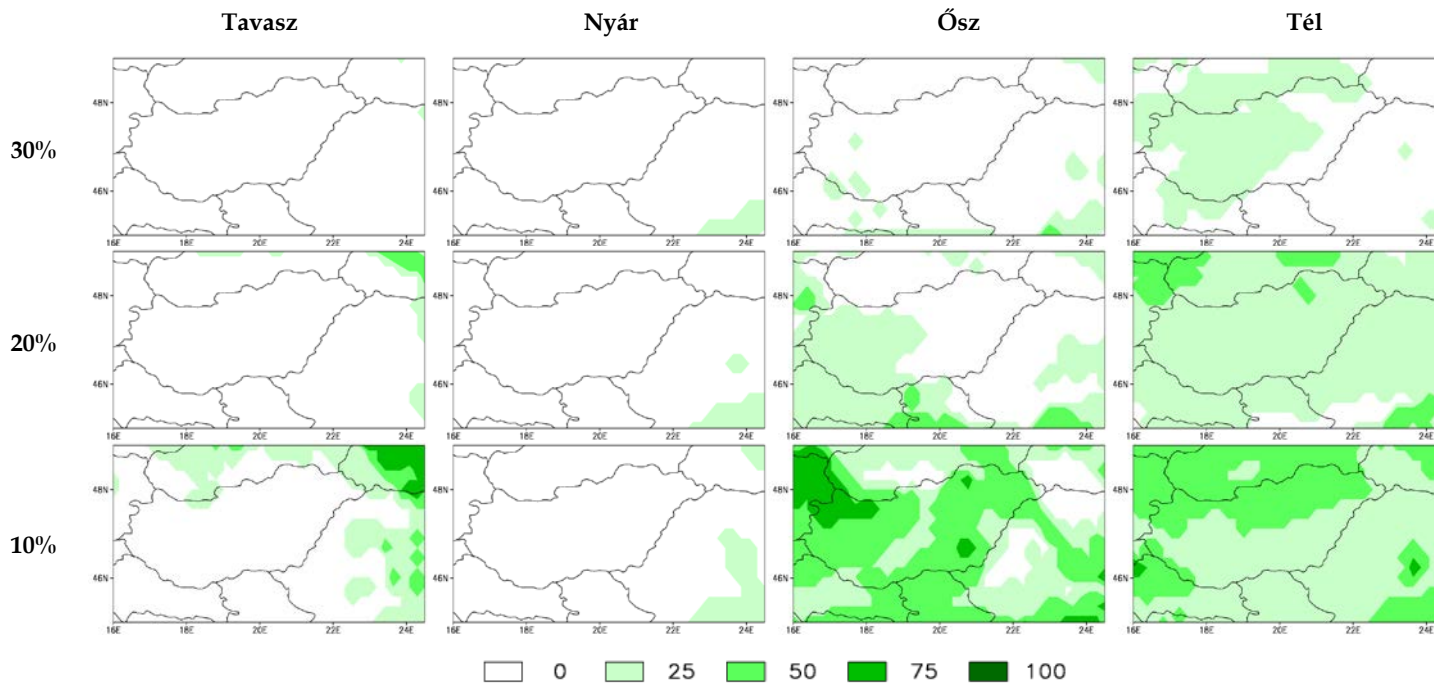
3.51. ábra. Az évszakos csapadékösszegek legalább 5, 10 és 20%-os csökkenésének három modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2021–2050 időszakban az 1961–1990 referencia időszakhoz képest



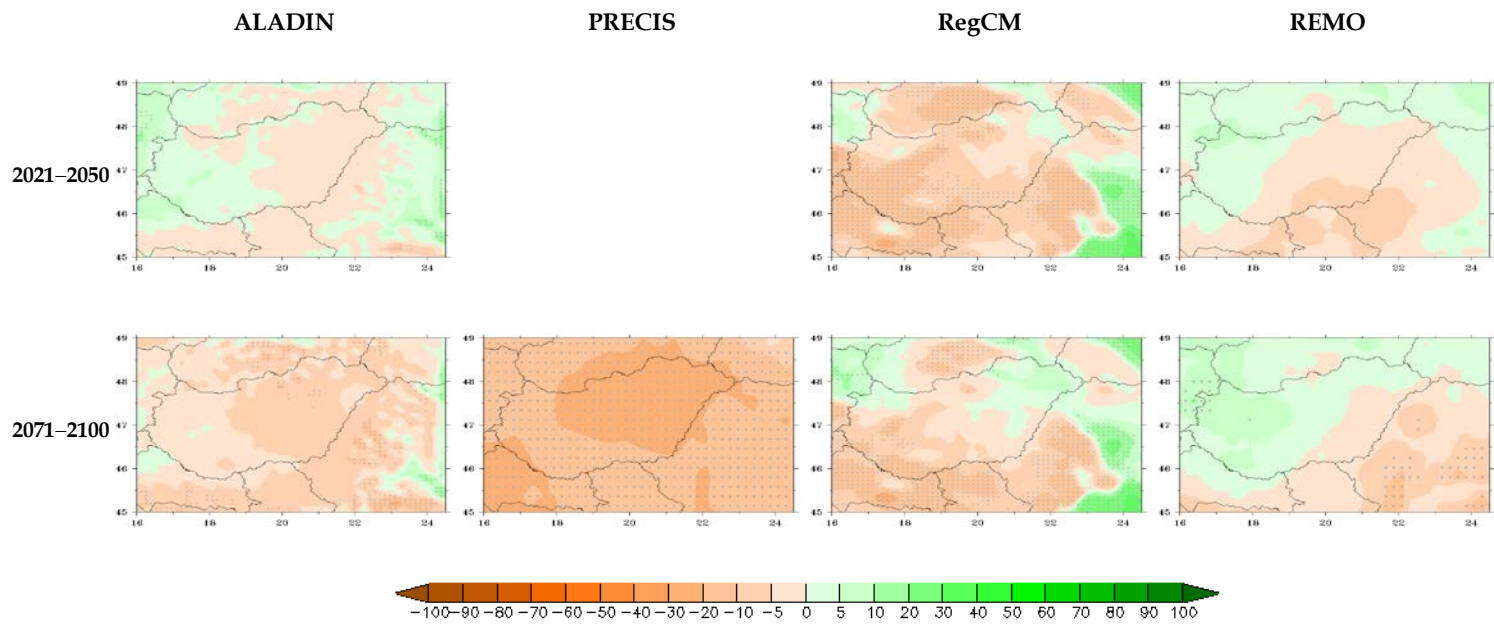
3.52. ábra. Az évszakos csapadékösszegek legalább 5, 10 és 20%-os növekedésének három modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2021–2050 időszakban az 1961–1990 referencia időszakhoz képest



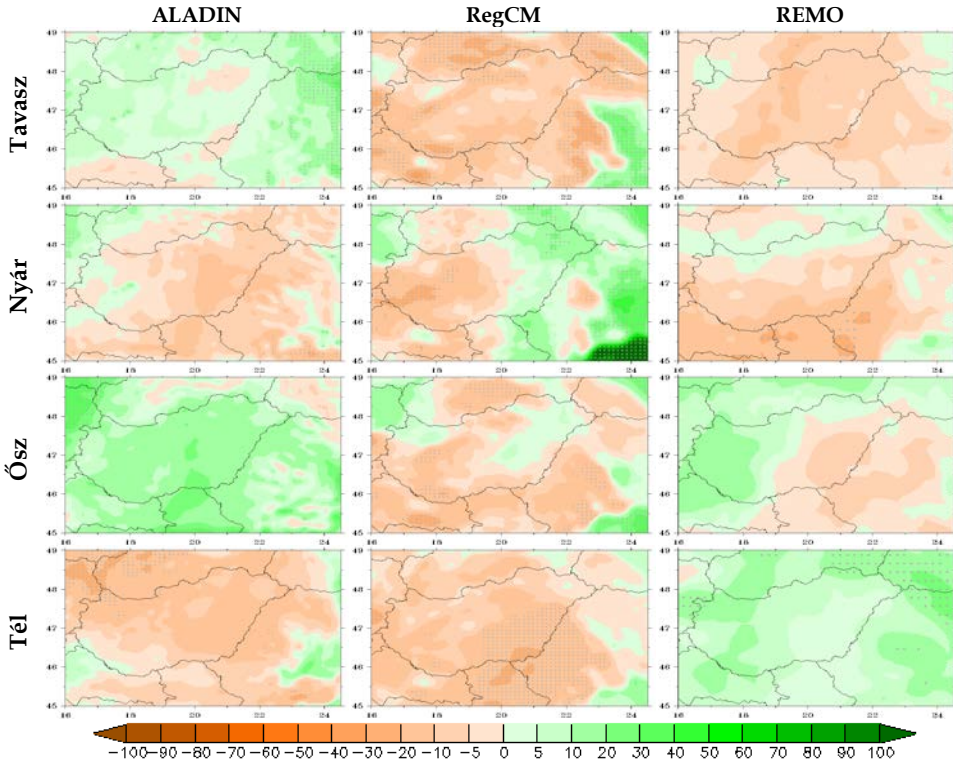
3.53. ábra. Az évszakos csapadékösszegek legalább 10, 20 és 30%-os csökkenésének négy modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2071–2100 időszakban az 1961–1990 referencia időszakhoz képest



3.54. ábra. Az évszakos csapadékösszegek legalább 10, 20 és 30%-os növekedésének négy modell eredményei alapján várható valószínűsége (%) a 2071–2100 időszakban az 1961–1990 referencia időszakhoz képest

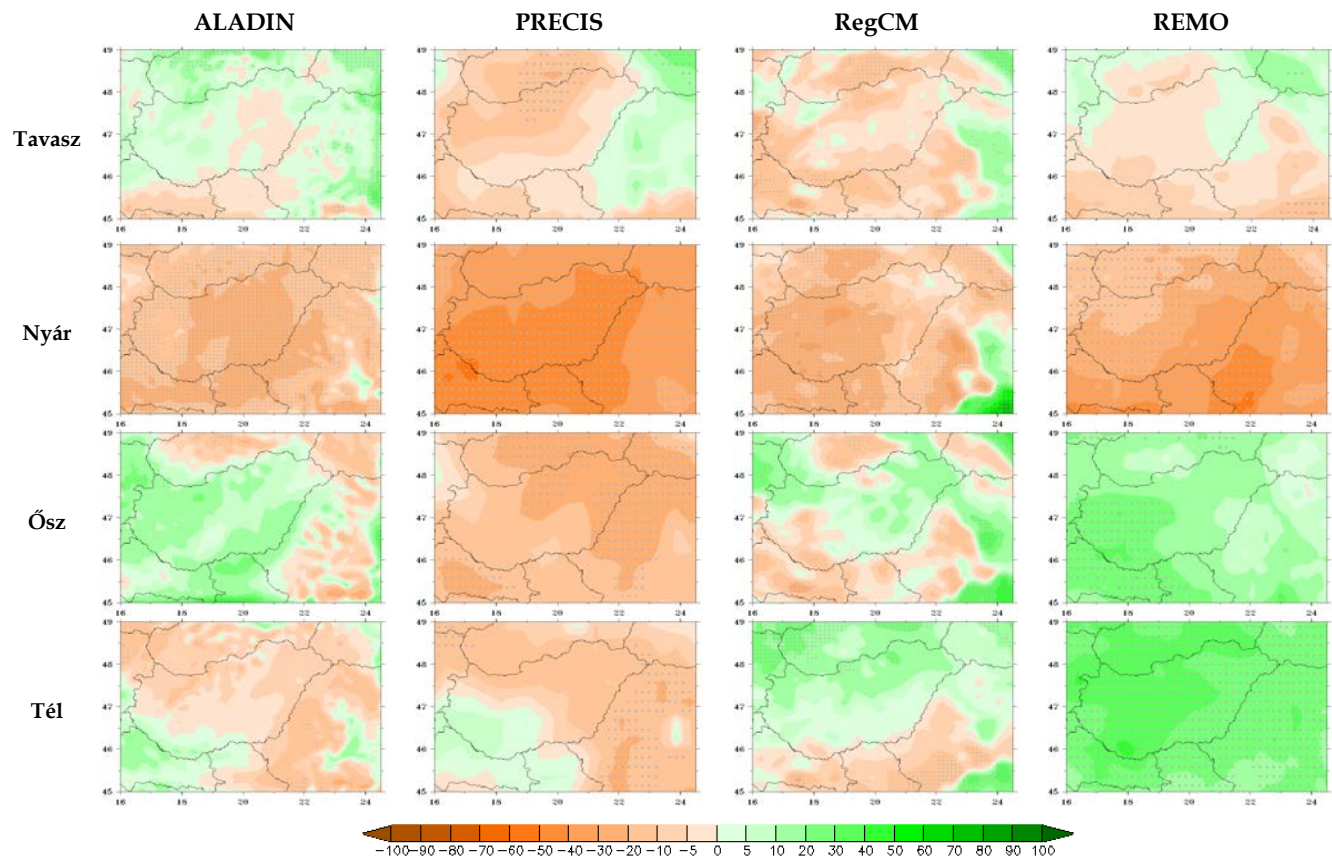


3.55. ábra. A modelleredmények alapján várható évi csapadékösszeg relatív megváltozása (%) az 1961–1990 referencia időszakhoz képest a 2021–2050 és 2071–2100 időszakokban. Az ábrákon pontozás jelöli azokat a rácspontokat, ahol a változás szignifikáns



3.56. ábra. A modelleredmények alapján várható évszakai csapadékösszeg relatív megváltozása (%) az 1961–1990 referencia időszakhoz képest a 2021–2050 időszakban. Az ábrákon pontozás jelöli azokat a rácpontokat, ahol a változás szignifikáns

A nyári csapadékcsökkenés teljesen egyértelmű (szignifikáns) jelnek tekinthető a bemutatott modellek alapján. Télen érdekes módon a RegCM modell már növekedő mennyiségeket mutat - olyannyira, hogy mint a 3.46. ábrán láttuk, a téli csapadékösszeg egyes években meg is haladhatja a nyári értékeket. Ezen kívül az ALADIN modell csökkenése is kisebb mértékűvé válik. A PRECIS modell eltérő képet mutat az ország területén belül: délnyugati növekedés és északkeleti csökkenés figyelhető meg, ám zömében gyakorlatilag minden évszakban inkább a csökkenés a jellemző (hasonló módon, mint a RegCM az évszázad közepére). A RegCM modell az évszázad végére már őszi-téli növekedést és tavaszi-nyári csökkenést mutat, azaz ez a modell is eltérő előjelű változásokat szimulál a különböző jövőbeli időszakokra. Összességében tehát az egyértelmű nyári szárazodás mellett tavasszal inkább a csapadékcsökkenés, ősszel és télen inkább a növekedés dominál a négy modell eredményeinek együttes vizsgálata alapján. Továbbá az is látható, hogy a csapadékváltozások időbeli menete korántsem egyenletes. Ez azt jelenti, hogy a XXI. század során előfordulhat előjel-váltás a csapadéktrendben (például gondoljunk a téli csapadékváltozásra, amikor is az évszázad közepén inkább csökkenő, míg az évszázad végére inkább növekedő tendenciákkal kell számolnunk).



3.57. ábra. A modelledmények alapján várható évszakos csapadékösszeg relatív megváltozása (%) az 1961–1990 referencia időszakhoz képest a 2071–2100 időszakban. Az ábrákon pontozás jelöli azokat a rácspontokat, ahol a változás szignifikáns

3.2.6. A szélsőségek várható változásai és bizonytalanságai Magyarországon (vezető szerzők: Bartholy Judit, Pongrácz Rita)

Az extrém időjárási események gyakoriságváltozásainak jelentősége vitathatatlan, és az ezekhez való alkalmazkodás a társadalom egészére nézve nagy kihívást jelent. Számos éghajlati szélsőség nagysága és gyakorisága szignifikánsan változott az elmúlt néhány évtizedben, mint ahogy azt láthattuk a 3.1. alfejezetben. A Föld egyes régióiban nőtt a hóhullámok, a forró napok és a meleg éjszakák száma, s csökkent a hideg éjszakák és a fagyos napok száma. Más megfigyelések alapján több térségben gyakoribbá és intenzívebbé váltak a heves esőzések és zivatarok, illetve nőtt az aszályok súlyossága és gyakorisága. A mérsékeltvízi ciklonok pályájának és intenzitásának változásai a globális légköri cirkuláció módosulására utalhatnak, mely megjelenik például az Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO) esetében is. Az elmúlt egy-két évtizedben hazánkban egyaránt előfordultak szélsőségesen nagy csapadéku és hosszabb szárazabb időszakok is. A hosszan tartó vagy hirtelen lehulló nagy csapadékok hatására az utóbbi években több árvíz is levonult mind a Dunán (2002, 2006, 2010), mind a Tiszán (1998, 1999, 2000, 2010). Ezek az időjárási extrémumok jelentős gazdasági és társadalmi károkat okoztak, s ezért fontos megismernünk a régiókra várható változásokat, ezzel esélyt adva, hogy a jövőben felkészültebben nézhessünk a hasonló események elé, noha tudjuk, hogy a várható, esetlegesen még nagyobb szélsőségek nagyságát és bekövetkezésének idejét lehetetlen pontosan meghatározni.

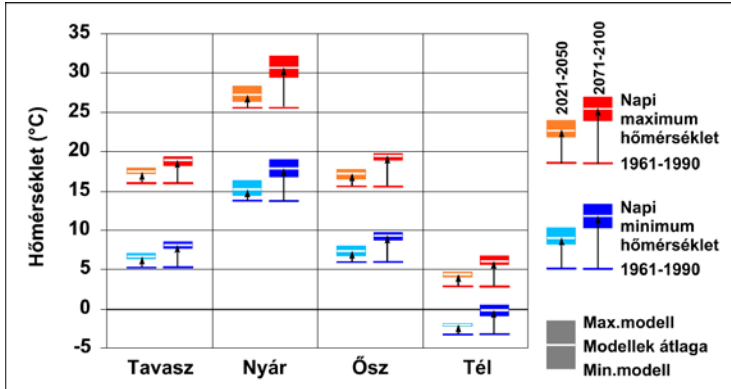
Mint azt a korábbiakban már vázoltuk, a teljes éghajlati rendszer leírását célzó kapcsolt globális modellek durvább felbontásuk miatt nem alkalmasak az extrém időjárási események projekciójára. Csak a regionális modellek finomabb térbeli felbontása és a kapcsolódó fizikai folyamatok pontosabb leírása adhat esélyt a mezoskálájú légköri képződmények modellszimulációkban való reális megjelenítésére. Átfogó analízis szükséges ahhoz, hogy megbízható becslést adhassunk a szélsőséges hőmérsékletek, illetve extrém csapadékesemények jövőben várható mértékére és gyakoriságára, melyhez négy regionális modelladaptáció eredményeit adjuk közre. Először a hőmérsékleti, majd a csapadékkal kapcsolatos extrémumok várható változásait foglaljuk össze. Mindkét esetben a négy modellt a korábbi fejezetekhez hasonlóan együttesen elemezzük, így törekedve az esetleges bizonytalanságok bemutatására.

Hőmérsékleti szélsőségek várható változása

A hőmérsékleti szélsőségek elemzéséhez legkézenfekvőbb változók a napi maximum- és minimumhőmérsékletek idősorai, melynek a közeli és távolabbi jövőre szimulált átlagos éves és évszakos változásait foglaljuk össze a 3.58. ábrán és a 3.15. táblázatban. A jövőbeli értékek meghatározásánál a referenciát a napi felbontású E-OBS adatbázis (Haylock et al., 2008) 1961–1990-re vonatkozó átlagértékei jelentették, melyet mért idősorok alapján állítottak elő az ENSEMBLES Európai Unió projekt keretében. Az eddigiekben a validációhoz használt havi felbontású CRU-adatbázis a szélsőséges események elemzésére nem alkalmas, hiszen a vizsgált extrém indexek napi éghajlati idősorokon vannak értelmezve.

A modelledményekből kapott változásértékeket az E-OBS átlagokhoz adtuk hozzá. A modellek által jelzett változásokat úgy számoltuk ki, hogy vettük a modellek által szimulált jövőbeli és múltbeli időszakok különbségeit (ugyanúgy,

ahogy a 3.2.4. és 3.2.5. alfejezet diagramjai esetében). Színes téglalapok formájában jelennek meg az ábrán a különböző modellek által becsült változások a 2021–2050 és 2071–2100 időszakokra vonatkozóan: az átlagos napi maximumhőmérsékletek várható megváltozását a narancs és piros színű, míg a minimumhőmérsékletekét a világoskék és sötétkék színű téglalapok reprezentálják. A színes téglalapok alsó és felső lapjai rendre a modellszimulációk legkisebb és legnagyobb becsült változásait jelzik, így a téglalap magassága egyben arra is enged következtetni, hogy a modellbecslések mennyire szóródnak. A téglalapot elválasztó fehér vonal a modellbecslések átlagát jelöli.



3.58. ábra. A napi maximumhőmérsékletek (narancs és piros szín) és a napi minimumhőmérsékletek (világoskék és sötétkék szín) Magyarország területére várható értékei 2021–2050-re és 2071–2100-ra. (Referencia: az E-OBS adatbázis 1961–1990-es átlagos értékei)

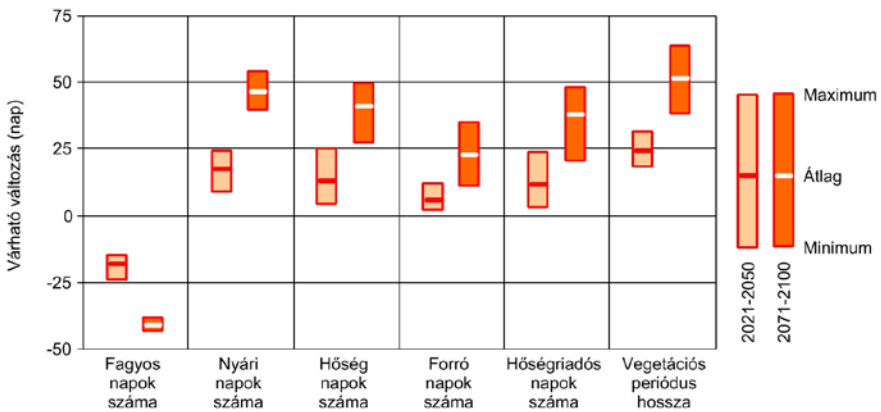
2021–2050	Napi minimumhőmérséklet			Napi maximumhőmérséklet		
	Referencia, 1961–1990 (E-OBS)	Átlagos változás	Változási intervallum	Referencia, 1961–1990 (E-OBS)	Átlagos változás	Változási intervallum
Éves	5,4	1,4	1,0–1,9	15,0	1,5	1,2–2,0
Tavaszi	5,4	1,3	1,0–1,7	15,9	1,5	1,2–1,9
Nyári	13,7	1,5	0,7–2,6	25,5	1,6	0,8–2,7
Őszi	5,9	1,5	0,8–2,0	15,6	1,5	0,9–2,1
Téli	-3,3	1,2	1,1–1,3	2,8	1,5	1,3–1,8

2071–2100	Napi minimumhőmérséklet			Napi maximumhőmérséklet		
	Referencia, 1961–1990 (E-OBS)	Átlagos változás	Változási intervallum	Referencia, 1961–1990 (E-OBS)	Átlagos változás	Változási intervallum
Éves	5,4	3,4	2,9–3,8	15,0	3,7	3,3–4,3
Tavaszi	5,4	2,7	2,4–3,1	15,9	2,9	2,2–3,3
Nyári	13,7	4,2	3,1–5,3	25,5	5,0	3,9–6,6
Őszi	5,9	3,5	2,9–3,8	15,6	3,8	3,3–4,0
Téli	-3,3	3,1	2,5–3,8	2,8	3,3	2,8–3,9

3.15. táblázat. A napi minimum- és maximumhőmérséklet várható éves és évszakos átlagos változása (°C) 2021–2050-re és 2071–2100-ra (referencia időszak: 1961–1990 az E-OBS adatbázis alapján)

Mind a napi maximum-, mind a napi minimumhőmérsékletek legnagyobb mértékben várhatóan nyáron fognak növekedni, ugyanakkor erre az évszakra esik a modellbecslések legnagyobb bizonytalansága is. Az őszi maximum- és minimumhőmérsékletek kivételével a közelebbi jövőre becsült változások bizonytalansága minden évszakban kisebb, mint az évszázad végén. A maximumhőmérsékletek minden évszak és mindkét időszak esetében valamelyest jobban növekednek (0,1–0,3 °C-kal), mint a minimumhőmérsékletek. Egyedül a század végi nyarak esetében láthatunk ennél jelentősebb (0,8 °C-os) változást az átlagos napi hőingásban ($T_{\max} - T_{\min}$).

A hőmérsékleti és csapadék szélsőségek mennyiségi elemzéséhez extrém indexeket használunk, melyek általában valamilyen küszöbérték meghaladásának gyakoriságát, illetve adott küszöbérték feletti és alatti tartózkodást mérnek. E gyakran használt jellemzők közül hét hőmérsékleti index várható változásait mutatjuk be a regionális modellszimulációink alapján. A 3.59. ábrán hat hőmérsékleti index országos átlagban várható változása látható a közelebbi (2021–2050), valamint a távolabbi jövőre (2071–2100) vonatkozóan a modellbeli 1961–1990 referencia időszakhoz viszonyítva: a fagyos napok ($T_{\min} < 0\text{ °C}$), a nyári napok ($T_{\max} > 25\text{ °C}$), a hőség napok ($T_{\max} > 30\text{ °C}$), a forró napok ($T_{\max} > 35\text{ °C}$), a hőségriadós napok ($T_{\text{közép}} > 25\text{ °C}$) száma, valamint a vegetációs periódus hossza (melynek kezdete: amikor minimum 5 napon át $T_{\text{közép}} > 5\text{ °C}$, s a vége: amikor minimum 5 napon át $T_{\text{közép}} < 5\text{ °C}$). Az ábrán minden paraméternél, mindkét jövőbeni időszakra kis narancs színű téglalapok jelennek meg, melyek felső lapja a maximális, alsó lapja a minimális modellbecslést, illetve a téglalapon belüli vízszintes vonal a regionális modellek átlagát jelöli. A világosabb narancs szín a közeljövőre (2021–2050), a sötétebb pedig a távolabbi jövőre (2071–2100) vonatkozó értékeket reprezentálja. A 3.16. táblázatban ugyanezen hőmérsékleti indexekre, valamint a napi hőingásra ($T_{\max} - T_{\min}$) összegezzük a változások átlagos értékét és a becslések bizonytalanságait. Az abszolút változásokat napban, illetve °C-ban kifejezve adjuk meg, a relatív változásokat pedig százalékban.



3.59. ábra. Hőmérsékleti indexek várható változása 2021–2050-re (világos narancs) és 2071–2100-ra (sötét narancs). Referencia időszak: 1961–1990

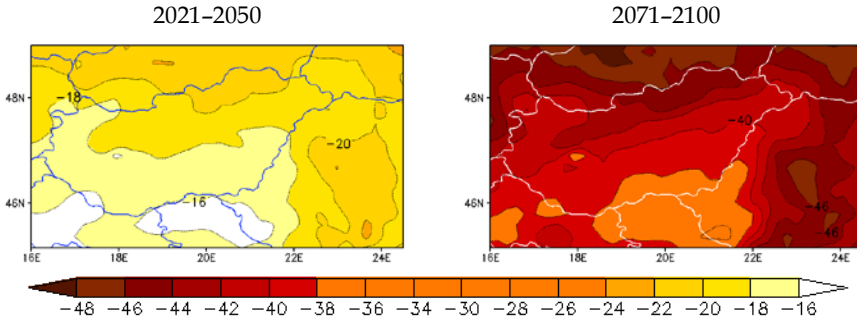
A várakozásainknak megfelelően a negatív hőmérsékleti szélsőségekre utaló fagyos napok számának változasi előjele ellentétes a többi paraméterével. Míg a meleg hőmérsékleti szélsőségeket jellemző indexek értéke várhatóan jelentősen növekszik, addig a fagyos napok száma csökkenni fog. A várható változás mértéke a meleg szélsőségeket (nyári, hőség-, forró és hőségriadós napok) esetében a közeljövőre átlagosan 12 nap, a távolabbi jövőre 37 nap, mely a különböző indexek esetén jelentősen eltérő százalékos mértéket jelent. Ez az eltérés kitűnik a táblázatban megadott várható változás abszolút és relatív értékeiből. A százalékokban jelentkező nagy különbség nem meglepő, hiszen például az alacsonyabb küszöbérték miatt nyári naptól nyilvánvalóan jóval több (ha az összes rendelkezésre álló modellünk átlagát tekintjük, akkor évente átlagosan 65) fordult elő a referencia időszakban, mint forró naptól (évente átlagosan csupán 3). Azt is láthatjuk, hogy a várható melegeedés egyértelműen növekedő tendenciát eredményez a vegetációs időszak hosszában: ennek tartama az évszázad végéig tovább emelkedik. A modellek közötti eltérésekre a 3.16. táblázatban megadott intervallumok nagyságából következtethetünk. A rendkívül szélsőséges hőmérsékleti viszonyokat leíró paramétereknél tapasztalhatjuk a legnagyobb bizonytalanságot. Ehhez képest kisebb a modellszimulációk becslései közötti eltérés például a vegetációs periódus hosszának várható megváltozásánál: 7-13% (2021-2050-re), illetve 15-27% (2071-2100-ra).

A napi hőingás éves átlagának várható változása mind a közelebbi, mind a távolabbi jövő időszakában nagyon kicsi: 0,1 °C, illetve 0,3 °C. E paraméter esetén a százalékos változás átlagos értéke és a modellszimulációk becslései alapján meghatározott változasi intervallum is nagyon kicsi, csupán néhány százalék.

Extrém hőmérsékleti index (Definíció)	2021-2050			2071-2100		
	Átlagos változás		Változási intervallum	Átlagos változás		Változási intervallum
	(nap)	(%)	(%)	(nap)	(%)	(%)
Fagyos napok száma ($T_{\min} < 0\text{ °C}$)	-18	-20	(-19) - (-21)	-41	-46	(-34) - (-57)
Nyári napok száma ($T_{\max} > 25\text{ °C}$)	18	29	16 - 40	46	83	77 - 96
Hőségnapok száma ($T_{\max} > 30\text{ °C}$)	13	70	25 - 127	41	195	128 - 262
Forró napok száma ($T_{\max} > 35\text{ °C}$)	6	>300	164 - (>300)	23	>300	295 - (>300)
Hőségriadós napok száma ($T_{\text{közép}} > 25\text{ °C}$)	12	183	50 - (>300)	38	>300	204 - (>300)
Vegetációs időszak hossza (kezdet: min. 5 napon át $T_{\text{közép}} > 5\text{ °C}$, vége: min. 5 napon át $T_{\text{közép}} < 5\text{ °C}$)	24	10	7 - 13	51	22	15 - 27
	(°C)	(%)	(%)	(°C)	(%)	(%)
Napi hőingás ($T_{\max} - T_{\min}$)	0,1	1	1 - 3	0,3	4	1 - 5

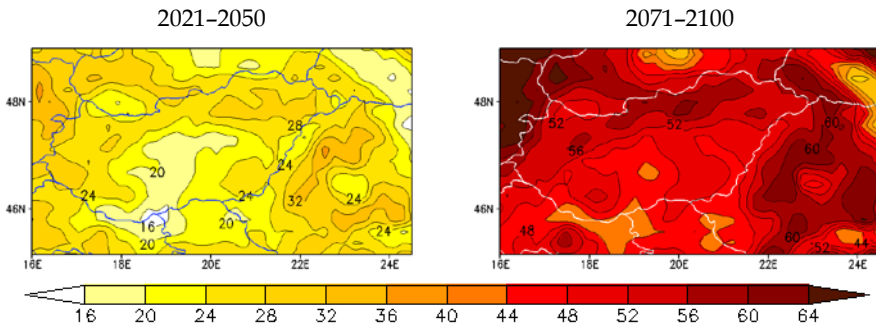
3.16. táblázat. Hőmérsékleti indexek átlagos várható változása (napban/°C-ban, illetve százalékban kifejezve) 2021-2050-re és 2071-2100-ra (referencia időszak: 1961-1990)

A regionális modelleredmények átlaga alapján a várható változások területi eloszlását a 3.60., a 3.61. és a 3.62. ábrán ún. kompozit térképeken mutatjuk be a modellek átlagát véve – ezt megtehetjük, hiszen mindegyik modell azonos irányú változást jelez előre. A bal oldali térképek a közeljövőre, a jobb oldali térképek pedig a XXI. század végére várható átlagos változásokat jelenítik meg. Minden térképpáron jól látható, hogy a század végére valószínűsíthető változás jóval nagyobb mértékű, mint amire a század közepéig számíthatunk.

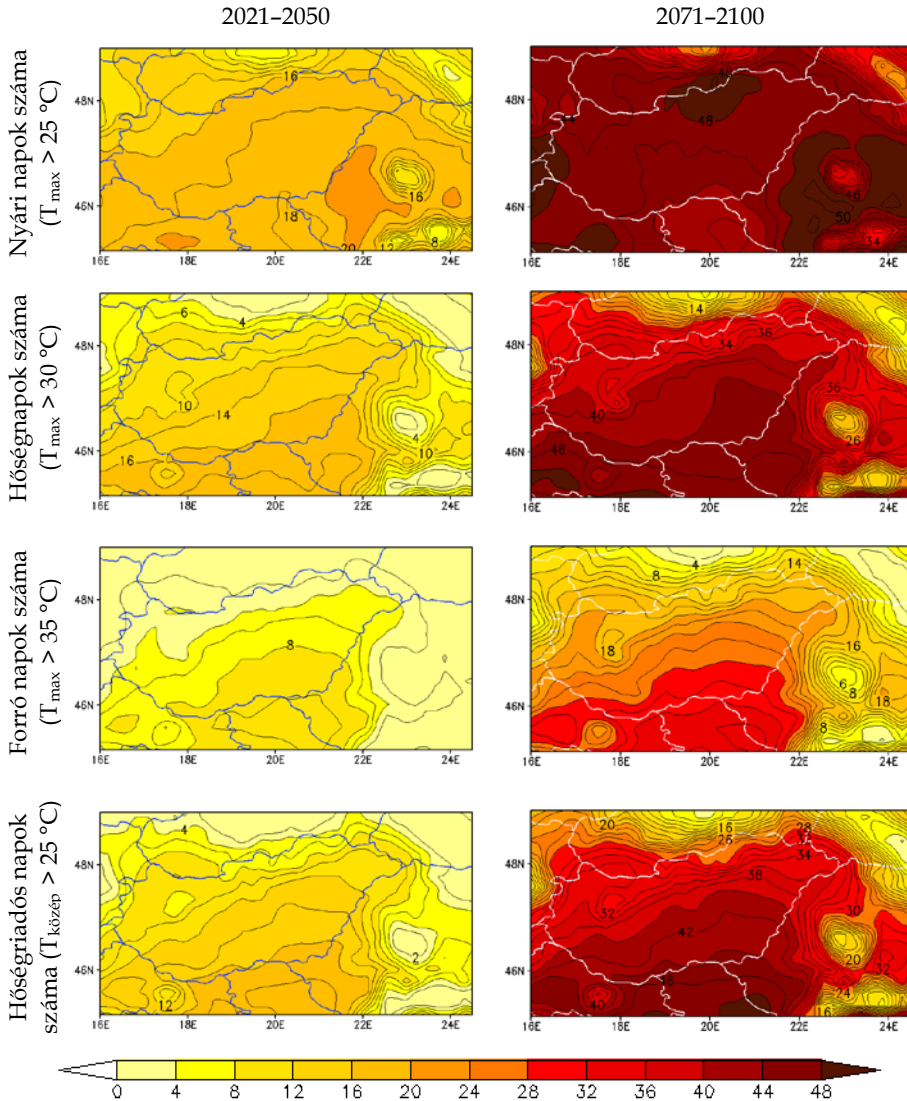


3.60. ábra. A fagyos napok ($T_{\min} < 0\text{ °C}$) számának várható változása (napban) 2021–2050-re és 2071–2100-ra (referencia időszak: 1961–1990) a regionális modellszimulációk átlagai alapján

A 3.60. és 3.62. ábra térképein Magyarország területén egyértelműen megjelenik a várható változások mértékének zonalitása, pontosabban azok ÉNY-DK irányban növekvő mértékű változása figyelhető meg. A fagyos napok (3.60. ábra) esetén ez a változás természetesen ellentétes irányú. Ez a struktúra jól alátámasztható más vizsgálatokkal is, ahol Európán belül a várható melegedés mértékében szintén megjelenik a zonális szerkezet (Déqué et al., 2007; Bartholy et al., 2009), mely értelemszerűen az extrém indexek változási tendenciájánál is tapasztalható. A vegetációs periódus hosszát leíró index térképeit (3.61. ábra) nem a zonalitás jellemzi, ennél a paraméternél a legkisebb várható változás (16-20 nap 2021–2050-re, illetve 40-44 nap 2071–2100-ra) az ország középső területein valószínűsíthető.



3.61. ábra. A vegetációs időszak hosszának (kezdete: min. 5 napon át $T_{\text{közép}} > 5\text{ °C}$, vége: min. 5 napon át $T_{\text{közép}} < 5\text{ °C}$) várható változása (napban) 2021–2050-re és 2071–2100-ra (referencia időszak: 1961–1990) a regionális modellszimulációk átlagai alapján



3.62. ábra. A nyári napok, a hőségnapok, a forró napok és a hőségriadós napok számának várható változása (napban) 2021-2050-re és 2071-2100-ra (referencia időszak: 1961-1990) a regionális modellszimulációk átlagai alapján

Csapadékszélsőségek várható változása

A csapadékextrémumok vizsgálatához szintén éghajlati indexeket használtunk fel. Ezek nagy része különböző küszöbértékeket (pl.: 1 mm, 5 mm, 10 mm, 20 mm) meghaladó napi csapadékesemények éves vagy évszakos számát veszi (RR1, RR5, RR10, RR20). A CDD index a csapadékhiányt jellemzi, nevezetesen egy adott évben vagy évszakban a leghosszabb csapadékmentes ($R_{\text{nap}} < 1\text{ mm}$) időszak hosszát adja

meg. Az éves csapadékintenzitást (SDII) az éves csapadékösszeg és az 1 mm-t meghaladó csapadékú napok éves számának (RR1) hányadosaként definiáljuk. A 3.17. táblázatban foglaljuk össze ezen indexek 2021-2050-re, illetve 2071-2100-ra várható évi átlagos (napban, illetve mm/napban kifejezett) abszolút és (százalékban kifejezett) relatív változását az 1961-1990 modellbeli referencia időszakhoz viszonyítva a modellek közti bizonytalanság mértékének megjelölésével együtt. A táblázatban azoknál az indexeknél, melyeknél mindegyik modell csökkenő, illetve növekvő tendenciát valószínűsít, világosbarnával, illetve világoskékkel színeztük a mezőket. A csapadék hiányával összefüggő CDD index esetén a sárga háttér az egyértelműen szárazodó tendenciát jelöli. Azokban az esetekben, amikor a változás intervalluma tartalmazza a 0-t (tehát van olyan modellszimuláció, amely növekvő, és olyan is, amely csökkenő tendenciát jelez), a mezőket nem színeztük.

	2021-2050				2071-2100			
	Várható átlagos változás		Változási intervallum		Várható átlagos változás		Változási intervallum	
	(nap)	(%)	(nap)	(%)	(nap)	(%)	(nap)	(%)
RR1 ($R_{\text{nap}} > 1 \text{ mm}$)	-8	-6	(-5) - (-12)	(-4) - (-10)	-15	-13	(-10) - (-21)	(-8) - (-20)
RR5 ($R_{\text{nap}} > 5 \text{ mm}$)	-2	-5	(-1) - (-5)	(-1) - (-10)	-4	-9	(-8) - (1)	(-22) - (1)
RR10 ($R_{\text{nap}} > 10 \text{ mm}$)	0,2	2	(-1,0) - (1,0)	(-5) - (8)	0,5	3	(-3,1) - (2,7)	(-20) - (16)
RR20 ($R_{\text{nap}} > 20 \text{ mm}$)	0,5	17	0,4 - 0,5	10 - 23	0,7	25	(-0,7) - (1,5)	(-23) - (58)
CDD ($\text{Max}(R_{\text{nap}} < 1 \text{ mm}))$)	0,4	2	(-0,7) - (1,2)	(-3) - (6)	4	14	2 - 5	10 - 18

	$\left(\frac{\text{mm}}{\text{nap}}\right)$	(%)	$\left(\frac{\text{mm}}{\text{nap}}\right)$	(%)	$\left(\frac{\text{mm}}{\text{nap}}\right)$	(%)	$\left(\frac{\text{mm}}{\text{nap}}\right)$	(%)
SDII ($R_{\text{éves}}/RR1$)	0,2	4	0,17 - 0,24	3 - 4	0,4	7	(-0,1) - (0,7)	(-2) - (12)

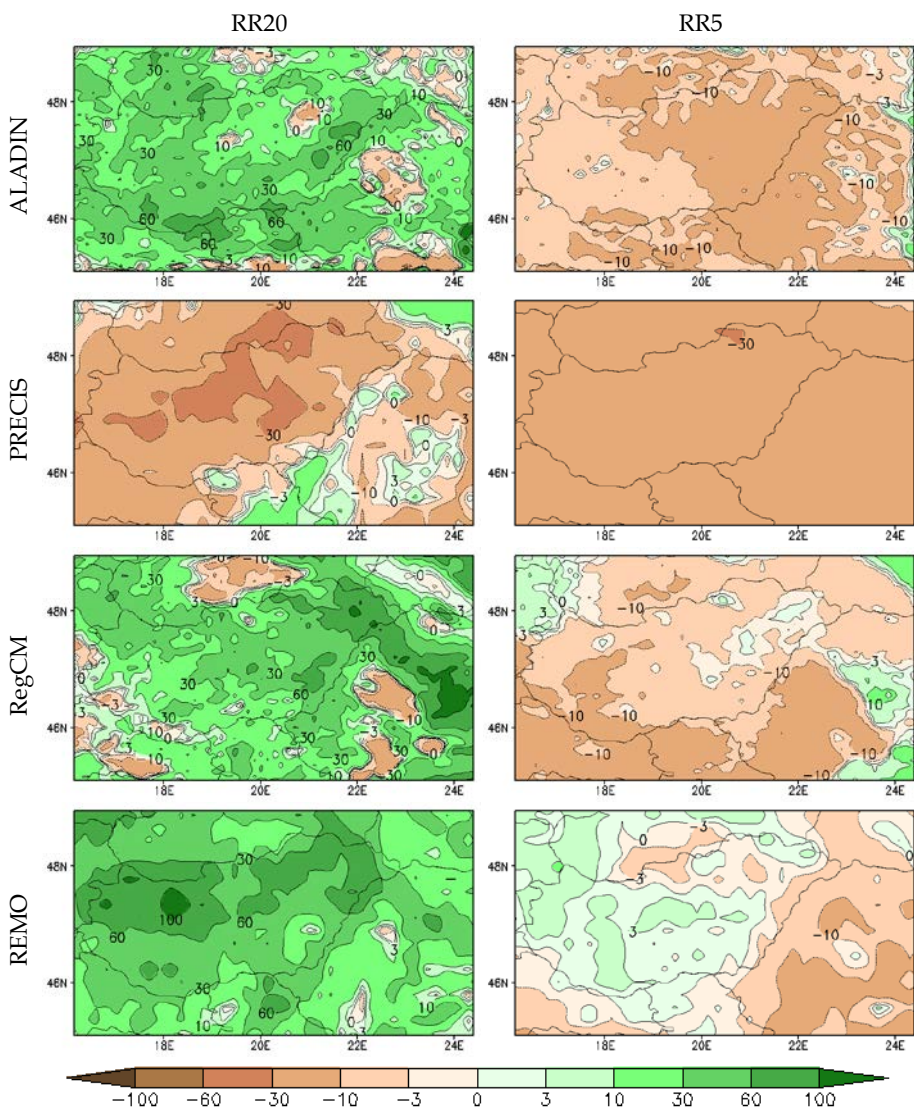
3.17. táblázat. A csapadékindexek évi átlagos várható változása [napban (SDII esetén mm/napban), illetve százalékban kifejezve] 2021-2050-re és 2071-2100-ra (referencia időszak: 1961-1990)

A nem-szélsőséges küszöbértékeket alkalmazó két indexnél (RR5 és RR1) az évi értékek várhatóan csökkenni fognak néhány százalékkal mind az évszázad közepére (5%, illetve 6%), mind annak végére (9%, illetve 13%). A gyakoriságcsökkenést egyöntetűen jelzik a modellszimulációk, azaz a változási intervallumok legnagyobb hányadukban a negatív tartományba esnek. A 2021-2050-re várható modellbecslések -1% és -10% közötti értéke, s főleg a 2071-2100-ra várható becslések -22% és +1% közötti értéke egyértelműen a bizonytalanság növekedésére utalnak. A nagyobb napi

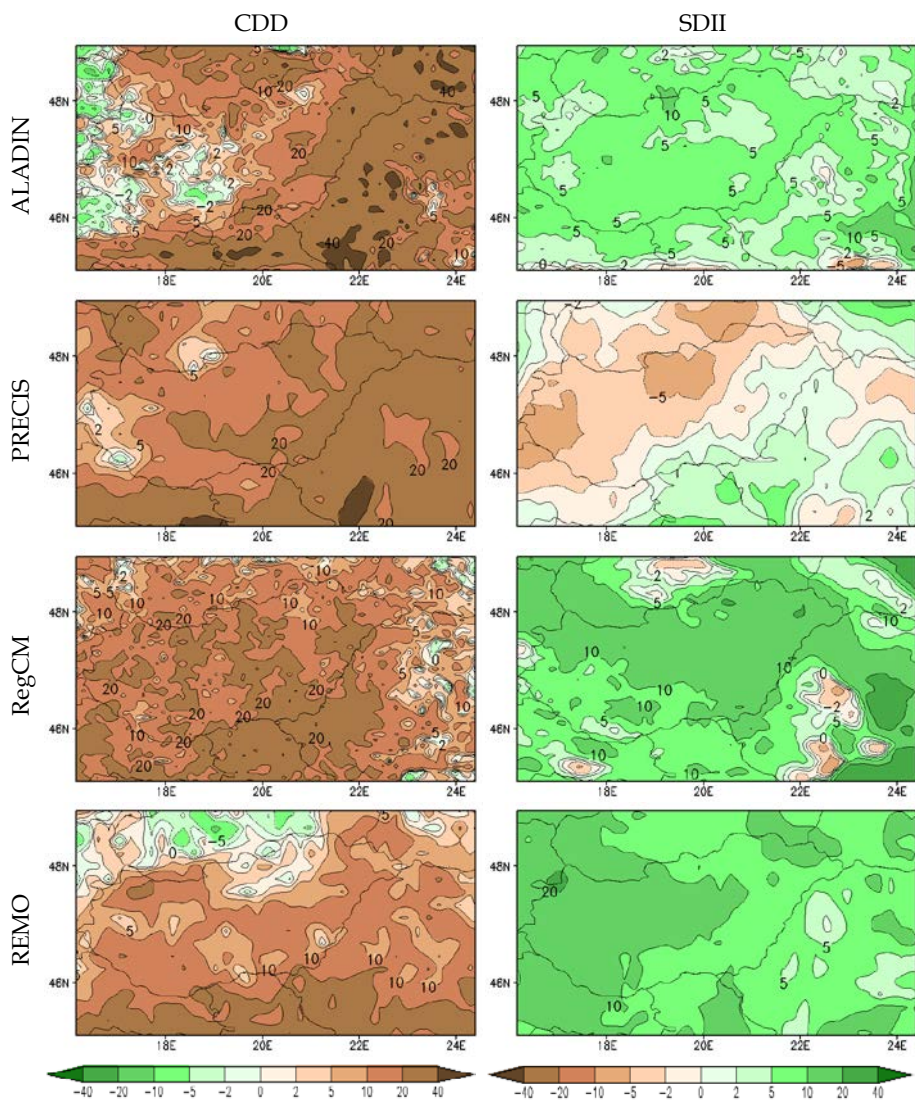
csapadékmennyiséget reprezentáló RR10 és RR20 index átlagos évi értékének várható növekedése 2%, illetve 17% a közeljövőre, s 3%, illetve 25% a távolabbi jövőre vonatkozóan. Az intervallumok általában tartalmazzák a 0-t, de ez minden esetben csupán egyetlen modellnek a többitől eltérő előjelű becsléséből adódik. Egyedül a közelebbi jövőre becsült RR20 index gyakoriságnövekedésében értenek egyet a modellek. A táblázatból jól látszik, hogy ezeknél az indexeknél az átlagos, napban kifejezett növekedés mértéke kicsi (nem haladja meg az 1 napot). Ez ugyan relatíve magasabb százalékot képvisel, de az extrém csapadékesemények kis esetszáma miatt mégsem jelent markáns változást. A csapadékhiányt jellemző CDD index évszázad végére várható pozitív tendenciái a szárazodás erősödésére utalnak (mely a csapadékösszeg gyenge változása mellett a növekvő intenzitású csapadék egyik következményének tekinthető). A csapadékintenzitás (SDII) kis mértékben növekedni fog a XXI. században a nagyobb csapadékok (RR10 és RR20) évi számához hasonlóan.

A változások területi eloszlását - a hőmérsékleti indexekkel ellentétben - nem adhatjuk meg egyszerű kompozit térképeken, mivel az egyes modellszimulációk eredményei gyakran előjelben is különböznek. Ezért a csapadékindexek változásait modellenként külön-külön térképeken mutatjuk be. A 3.63. és 3.64. ábra térképein az RR20, RR5, CDD és SDII 2071–2100-ra várható százalékban kifejezett éves változásait jelenítjük meg. Ezeket a bemutatott paramétereket úgy választottuk ki, hogy összehasonlíthassuk a hosszú távú változási tendenciákat egy nagyobb és egy kisebb csapadékküszöbhez tartozó indexre, valamint a száraz időszakok hosszára és a csapadékintenzitásra. Ahogy a 3.17. táblázatból is kiderült, az RR5 esetén az egyik modell kivételével általában csökkenő tendencia jellemző, míg az RR20, az SDII és a CDD esetén növekedés várható. Ezen változások a szélsőségesebb csapadékeloszlás irányába mutatnak: míg az RR20 és az SDII indexek növekvő tendenciája a nagyobb mennyiségű csapadék gyakoribb és intenzívebb előfordulására utal, addig a CDD index pozitív trendje a száraz periódusok hosszának növekedését, az aszályhajlam erősödését valószínűsíti. A négy modell becslése nem mindig mutat azonos jellegű területi eloszlást: az RR5, az RR20 és az SDII esetén a négyből egy-egy modellenél találunk a többivel ellentétes irányú változásokat. A modellek eredményeinek összehasonlásából nehéz megállapítani, az ország melyik részén számíthatunk az átlagosnál nagyobb vagy kisebb változásra. Ez alól kivétel a száraz időszakok hosszának változása, mely várhatóan az ország déli-délkeleti részén fog a legnagyobb mértékben növekedni.

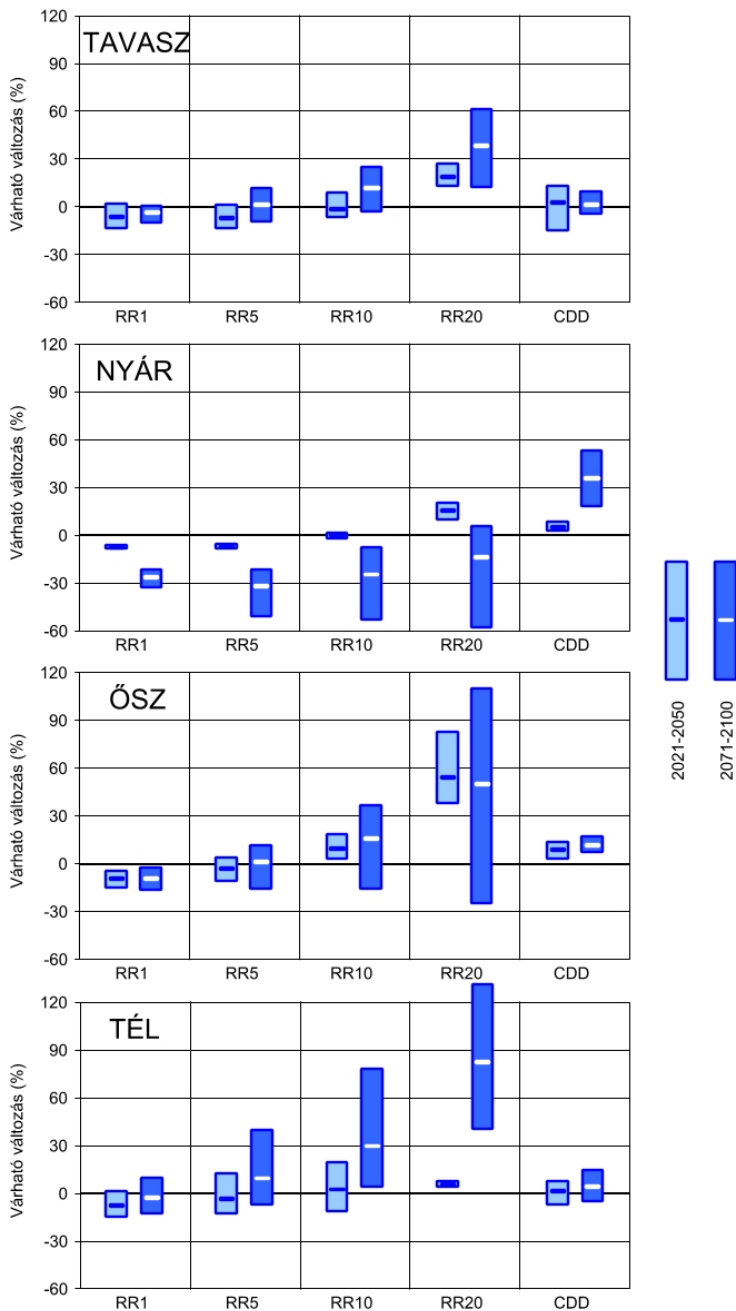
A különböző küszöbértékeket alkalmazó csapadékindexekben (RR1, RR5, RR10, RR20) és az egymást követő száraz napok maximális számában (CDD) prognosztizálható évszakos átlagos magyarországi változásokat a 3.65. ábra grafikonjain láthatjuk. A világoskék téglalapok a közeljövőre, a sötétkékek a század végére valószínűsíthető relatív változásokat jelenítik meg a modellbeli referencia időszakhoz viszonyítva. A kisebb küszöbértékekhez tartozó RR1 és RR5 indexek csak nyáron jeleznek egyértelműen nagyobb mértékű csökkenést (a modellek által prognosztizált változások előjele megegyezik). Ugyancsak nyáron valószínűsíthető jelentős (és összfel egy kisebb) mértékű növekedés az egymást követő száraz napok maximális hosszában. A nagyobb mennyiségű csapadékot reprezentáló RR10 és RR20 indexek esetén a modellek közötti szórás jelentős. Ennek ellenére a nyarat kivéve a modellek nagyrészt gyakoriságnövekedést jeleznek, főképp a század végére.



3.63. ábra. A 20 mm-nél, illetve az 5 mm-nél nagyobb csapadékú napok éves számának (RR20, illetve RR5) várható változása (%) 2071–2100-ra (referencia időszak: 1961–1990)



3.64. ábra. Az egymást követő száraz napok maximális éves számának (CDD) és az éves csapadékinzintásnak (SDII) a várható változása (%) 2071–2100-ra (referencia időszak: 1961–1990)



3.65. ábra. A csapadékindexek Magyarországra várható évszakos változásai (%) 2021–2050-re és 2071–2100-ra (referencia időszak: 1961–1990)

Következtetések

Összefoglalásként elmondhatjuk, hogy mind a napi maximum-, mind a napi minimumhőmérsékletek várhatóan nyáron fognak a legnagyobb mértékben növekedni, jóllehet a szimulációk bizonytalansága is ebben az évszakban a legnagyobb. A közeljövőre (2021–2050) becsült változások nagyobb mértékben térnek el egymástól, mint az évszázad végére (2071–2100) prognosztizált hőmérséklet-emelkedések. A hőmérsékleti indexek közül a pozitív szélsőségek jelentős növekedése valószínűsíthető, mely az országon belül dél-délkelet felé haladva egyre nagyobb mértékű. A negatív extrémumok várhatóan csökkennek (ami szintén melegedésre utal), s éppen ellentétesen, vagyis dél felé haladva egyre kisebb mértékű változást jeleznek a modellek.

A csapadék indexek esetén míg a kis csapadékú napok száma általában gyengén csökken a jövőben, addig a nagyobb napi csapadékú indexek a nyarat kivéve növekvő tendenciát jeleznek. A száraz időszakok maximális hossza esetén szintén növekvő tendenciára számíthatunk. Ez a tendencia már a XXI. század közepén is érzékelhető, s a század végére jelentősen erősödik. A csapadékindexek várható változásai arra utalnak, hogy hazánk klímája kis mértékben szárazabbá válik: mind az őszi és nyári száraz időszakok, mind a nagyobb, intenzívebb csapadékok előfordulásának (a nyár kivételével) kis mértékű növekedésére számíthatunk. A heves csapadékesemények gyakoriságának ilyen jellegű évszakos különbségei némiképp meglepők, tekintve, hogy az intenzív viharokat többnyire a nyári konvektív eseményekkel hozzuk összefüggésbe. A négy hazai modell által a Kárpát-medence térségére valószínűsített változások közül a nyári időszak szárazabbá válását a PRUDENCE projekt keretében végzett korábbi modellszimulációk szintén jelezték (Bartholy et al., 2008a).

A szerzők köszönetet mondanak kollégáiknak, akik munkája nélkül a 3.2. fejezet nem jöhetett volna létre: *Tóth Helgának* és *Lőrincz Andreának* az ALADIN-Climate modell adaptálásáért és kezdeti teszteléséért, *Csima Gabriellának* a könyvben felhasznált ALADIN-Climate adatok előállításáért és az ábrák elkészítésében nyújtott segítségéért, *Hunyady Adriennek* és *Kardos Péternek* a PRECIS modell kezdeti futtatásaiban való részvételéért.

4. fejezet

Éghajlati sérülékenység

Pálvölgyi Tamás¹, Czira Tamás², Bartholy Judit³, Pongrácz Rita³,
Horváth Erzsébet Sára¹

¹Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem

²Nemzeti Fejlesztési Minisztérium

³Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék

A változó éghajlat a Föld különböző térségeiben nagyon eltérő hatásokkal, következményekkel jár. A földrajzi elhelyezkedésből adódó kitettséget nagyban befolyásolja az is, hogy az adott régió mennyire sérülékeny, azaz mennyire képes a változó környezeti feltételekhez alkalmazkodni. Az éghajlati szélsőségek önmagukban még nem feltétlenül okoznak jelentős károkat, s a potenciális kockázat nagymértékben csökkenthető az előrejelzések pontosításával, a korai figyelmeztető rendszerek bevezetésével és fejlesztésével (4.1. ábra). Az éghajlati kockázatok mérséklésének ugyancsak fontos tényezője az, hogy mikorra sikerül nemzetközi konszenzusra jutni az üvegházhatású gázok kibocsátás-csökkentésének kérdésében. Ebben a fejezetben hazai példákon keresztül kistérségi skálán mutatjuk be az éghajlatváltozás, a kitettség és a sérülékenység hatásainak együttes vizsgálatát.



4.1. ábra. A változó éghajlati szélsőségekről, sérülékenységről és a kitettségről összegyűjtött információk együttesen segítik a hatékony alkalmazkodást és a katasztrófakockázat megfelelő kezelését. (Forrás: IPCC, 2011)

4.1. Éghajlati sérülékenység a hazai kistérségek szintjén

Pálvölgyi Tamás, Czira Tamás, Bartholy Judit, Pongrácz Rita

Széleskörű tudományos konszenzus alakult ki, mely szerint az éghajlatváltozás elkerülhetetlen. Bár a visszafordíthatatlan, katasztrófális környezeti változások talán még megelőzhetők, a hatások és következmények térbeni megoszlása azonban igen különböző lehet. Magyarországon különböző természetű és eltérő okokra visszavezethető területi egyenlőtlenségek (pl. a nyugat-keleti, illetve újabban az észak-nyugati-déli gazdasági lejtő, a városias-vidéki térségek egyenlőtlenségei, valamint súlyos társadalmi, jövedelmi különbségek) figyelhetők meg, amelyek az éghajlatváltozás során bekövetkező hatásokra tovább mélyülhetnek, ugyanis az egyes régiók, kistérségek és a társadalmi rétegek más-más módon és mértékben sérülékenyek a változásokkal szemben. Különösen kedvezőtlenül érintheti a szociálisan rászorulókat, a halmozottan hátrányos helyzetű térségeket és közösségeket, így valószínűsíthető, hogy ezek a kedvezőtlen adottságú térségek és a különböző társadalmi csoportok (pl. a szegények, idősek) alkalmazkodási és felkészülési lehetőségei is eltérnek egymástól.

A jelen fejezet célja, hogy azonosítsa az éghajlatváltozás értékelésének területfejlesztésben betöltött funkcióját, területi tervezési feladatait és szerepét – első lépésben a kistérségi szintű várható hatások feltárása révén, amely meghatározásának segítségével összehasonlíthatóvá válik a magyarországi kistérségek éghajlatváltozással szembeni sérülékenysége. Vizsgálatunk során törekedtünk a legalacsonyabb területi szint kiválasztására, mert a kedvezőtlen változások elsősorban helyi szinten, adott helyen, a települések, kistérségek szintjén jelentkeznek. A kistérségek (a magyar közigazgatási hagyománynak megfelelő járások) szintje közel áll a társadalom tagjaihoz és az általuk szervezett vagy működtetett, illetve igénybe vett ellátó rendszerekhez, egyben ez a térségi önszerveződés legfontosabb színtere.

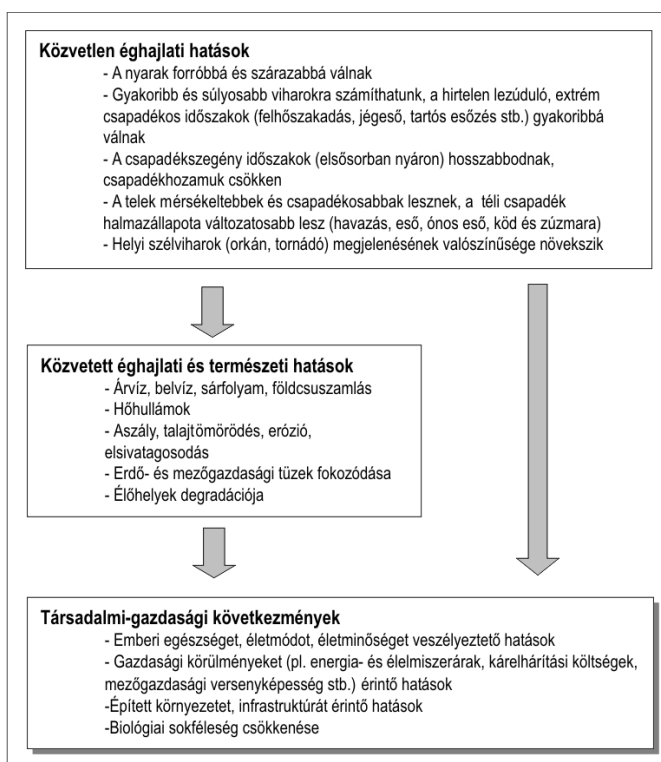
Összességében a hatások jelentkezésével nőhet a területek gazdasági differenciáltsága, fokozódhatnak a társadalmi különbségek és akár újabb súlyos társadalmi egyenlőtlenségek is kialakulhatnak (Láng et al., 2007). Ugyanakkor az éghajlatváltozás területi szintű stratégiai integrációjának módja és gyakorlati eszközei jelenleg még részben kidolgozatlanok, ezért ezekhez szükséges a megfelelő területi szintű sérülékenységvizsgálat elvégzése, illetve a megelőzési, alkalmazkodási lehetőségek feltárása, amelyek elősegítik a stratégiai tervezési tevékenységben megjelenő intézkedések meghozatalát (Czira et al., 2010a).

A regionális klíma sérülékenységgel kapcsolatos kutatások célja egy olyan objektív alapú hatásvizsgálati módszertan kialakítása, amellyel kvantitatív módon jellemezhető és egymással összehasonlítható egy-egy térség éghajlatváltozással szemben mutatott komplex természeti, társadalmi, gazdasági sérülékenysége. A térségi kitétségen, érzékenységen és alkalmazkodóképességen alapuló éghajlatváltozási sérülékenység-vizsgálat módszerének (CIVAS modell) területi szinten elvégzett hazai adaptációja során több területi komplex indikátor kialakítására sor került. Tesztelés alá vontuk egy regionális éghajlati modell (RACMO klímamodell) kistérségi alkalmazhatóságát, illetve térképes összehasonlító elemzéseken keresztül meghatároztuk tématerületenként a kistérségek kitétségét, érzékenységét, alkalmazkodóképességét és ezek eredőjeként komplex sérülékenységük relatív szintjét is. A kutatómunka hozzájárulhat a fenntarthatóság elveinek megfelelő fejlesztéspolitika és területpolitika kialakításához (Czira et al., 2010b).

4.1.1. Éghajlatváltozási sérülékenység-vizsgálat a CIVAS modellben

Módszertan bemutatása

A kistérségi szintű éghajlatváltozás vizsgálatának kiindulópontja, hogy egyértelműen azonosítsuk a környezet, a társadalom és a gazdaság különböző szintjein jelentkező hatásokat. E problémakör sajátos jellegzetessége, hogy az éghajlati körülmények szélsőséges eseményei visszahatnak a helyi klímakárosító társadalmi-gazdasági tevékenységekre is, így nem csupán az éghajlatváltozás közvetlen következményei jelenhetnek gondot, hanem közvetve a „mikro szintek” (például vállalataink, közösségi értékeink, épületeink, útjaink, ellátó rendszereink) állapotát is veszélyeztethetik klimatikus hatások. Mindennapi életünket is meghatározó kérdés, hogy civilizációs vívmányaink, épületeink, infrastruktúránk mennyire „klímabiztosak”, és a ma fejlesztései vajon kiállják-e majd a változó klíma támadásait. Az éghajlati hatások komplex láncolata (4.2. ábra) a következő (Pálvölgyi, 2008a):



4.2. ábra. Közvetlen és közvetett éghajlati hatások, komplex társadalmi-gazdasági következmények (Pálvölgyi, 2008a)

- **Közvetlen éghajlati hatások – változás a klímparaméterekben:** az éghajlatváltozás elsődleges megjelenési formája a regionális klíma-indikátorokban megmutatkozó változás: pl. felmelegedés, csapadékváltozás, az átlagokban és a

szélsőségekben jelentkező módosulás. A klímaindikátorokban várható változások számszerű értékeit általában a klímamodellek szolgáltatják.

- **Közvetett éghajlati és komplex természeti hatások:** az éghajlat megváltozása összetett – egymással is kölcsönható és a klímaindikátorokra is visszaható – helyi természeti jelenségeket generál; többek között hóhullámokat, aszályokat és árvizeket, levegő- és vízminőségromlást, élőhelyek degradációját. Lényeges, hogy a helyi hatásviselőket nem elsősorban a klímaindikátorok változása, hanem az ebből fakadó komplex természeti következmények érintik.
- **Természeti, társadalmi, gazdasági következmények:** a komplex természeti következmények „begyűrűznek” a helyi ökoszisztémákba, természeti-termelési rendszerekbe; azaz a közvetlen éghajlati hatások és a természeti rendszerekben, ökoszisztémákban fellépő közvetett hatások együttesen vezetnek kedvezőtlen társadalmi-gazdasági következményekre (pl. energia- és élelmiszerárak, emberi egészség, épített környezet, mezőgazdasági versenyképesség, biodiverzitás).

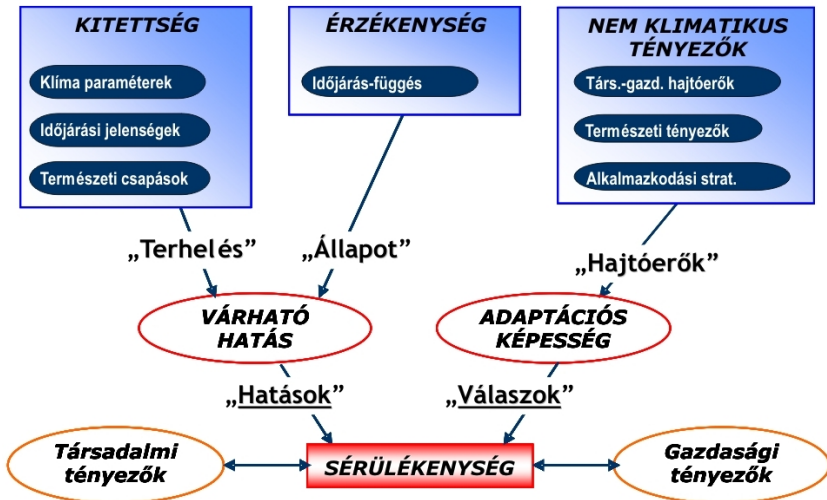
A kistérségeket tehát különböző hatások érik, és erre különbözőképpen reagálnak. Ezzel eltérő jellegzetességeket mutatnak az éghajlatváltozással kapcsolatban. A CIVAS (Climate Impact and Vulnerability Assessment Scheme) modell lényege, hogy egységes módszertani keretet biztosítson a kvantitatív éghajlati hatásvizsgálatokhoz, így segítségével modellezhető a területek sérülékenysége az éghajlatváltozás szempontjából, amelyet jelen esetben a kistérségi szint vizsgálatával valósítunk meg.

A CIVAS modell az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület Negyedik Értékelő Jelentésében (IPCC, 2007a) közzétett megközelítésen alapul, de számos hazai alkalmazási előzmény is fellelhető a szakirodalomban. A modell a CLAVIER¹ nemzetközi klímakutatói projekt keretében készült (Pálvölgyi és Hunyady, 2008), többek között az éghajlatváltozás ökológiai és épített környezetre gyakorolt hatásainak a vizsgálatára. A modell a környezeti állapotértékelésben széles körben alkalmazott DPSIR² modellt is jól követi (4.3. ábra).

Mint arra fentebb utaltunk, a lokális éghajlati hatások a társadalmi-gazdasági-környezeti térben egyaránt jelentkeznek (pl. aszály, terméshozam kiesés, mezőgazdasági jövedelmek csökkenése). Ezért az éghajlatváltozás területi hatásait a kitettség (exposure) → érzékenység (sensitivity) → várható hatás (impact) → adaptivitás (adaptive capacity) → sérülékenység (vulnerability) kontextusban kell vizsgálni.

¹ CLAVIER projekt: Climate Change and Variability: Impact in Central and Eastern Europe EU 6. Keretprogramja, GOCE Contract Number: 037013

² DPSIR (Driving Force - Pressure - State - Impact - Response) modell: az Európai Unióban kidolgozott és elfogadott környezetértékelési vizsgálati modellt, amely az OECD PSR modelljén alapul, és fenntarthatósági indikátorokat is alkalmaz a társadalmi-gazdasági-környezeti folyamatok leírására.



4.3. ábra. A sérülékenységvizsgálat fogalmi keretei és a CIVAS modell elvi felépítése (Pálvölgyi, 2008b)

A CIVAS modell kistérségi realizációjában bevezetett meghatározások a következők:

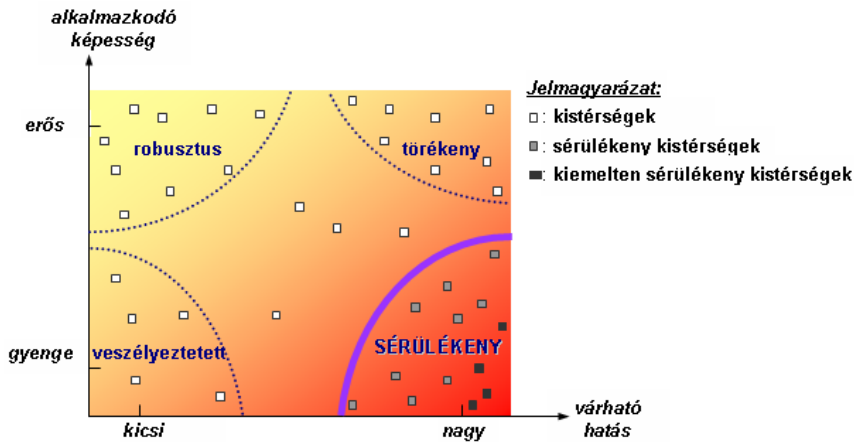
- **Komplex éghajlati problémák, hatásviselő rendszerek:** a modell alkalmazásának első lépéseként meg kell határozni, hogy milyen – a társadalmi, gazdasági, környezeti térben egyaránt jelentkező – komplex éghajlati problémákkal írjuk le a kistérségi szintű éghajlatváltozást és ezeknek „kik”, milyen rendszerek a hatásviselői.
- **Kitettség (exposure):** kistérségi szintű éghajlatváltozás; azaz „helyben” hogyan változik a klíma. Eltérően az érzékenységtől (amely a hatásviselőt jellemzi), a kitettség csak földrajzi helyre jellemző, amelyről adatok, információk a klímamodellekből nyerhetők.
- **Érzékenység (sensitivity):** a hatásviselő (pl. mezőgazdaság, emberi egészség, építmények állapota) időjárás-függő viselkedése (pl. aszályhajlam, erdőtüzkockázat). A hatásviselő rendszerek érzékenységét függetlennek tekintjük a klímaváltozástól, s elsősorban a hatásviselő rendszert jellemzi.
- **Várható hatás (potential impact):** az érzékenység és a kitettség kombinációja, amely egyaránt jellemző a földrajzi helyre és a vizsgált hatásviselő rendszerre (pl. mortalitással súlyozott városi hősziget-hatás).
- **Alkalmazkodóképesség (adaptive capacity) és egyéb nem-klimatikus faktorok:** a helyi társadalmi-gazdasági válaszok „ereje” a klímaváltozásra (például a mezőgazdasági alkalmazkodás egy formája az öntözés, amely többek között a mezőgazdasági jövedelmezőségtől függ).
- **Sérülékenység (vulnerability):** komplex mutató, amely a várható hatásokat kombinálja az alkalmazkodóképességgel; figyelembe veszi, hogy ugyanaz a várható hatás egy gyengébb alkalmazkodó képességű kistérségben súlyosabb következményekkel járhat.

A CIVAS modell alkalmazásának főbb lépéseit a 4.1. táblázatban tüntettük fel.

I. fázis: Hatásviselők, indikátorok, számítási eljárások meghatározása	
1. lépés	Komplex éghajlati problémák, hatásviselő rendszerek meghatározása A problémák ismertetése, szerepük a helyi éghajlati sérülékenység kialakulásában
2. lépés	Érzékenységi indikátorok meghatározása Minden egyes komplex problémára külön-külön
3. lépés	Kitettségi indikátorok meghatározása Összhangban az érzékenységi indikátorokkal, finom felbontású regionális éghajlatmodellek eredményei alapján
4. lépés	A várható hatás számítási módszerének meghatározása Az érzékenységi és a kitettségi indikátor együttes figyelembevételének matematikai reprezentációja
5. lépés	Alkalmazkodóképességet leíró indikátorok meghatározása Minden egyes komplex problémára külön-külön; problémára jellemző társadalmi-gazdasági válaszok
6. lépés	A sérülékenység számítási módszerének meghatározása A várható hatás és az alkalmazkodóképesség indikátorok együttes figyelembevételének matematikai reprezentációja
II. fázis: Számítások, értékelés, elemzés	
7. lépés	Az I. fázisban meghatározott indikátorok előállítás A 2., 3. és 5. lépésekben meghatározott indikátorok számszerű értékeiből adatbázis készítése
8. lépés	A sérülékenység számítása Az I. fázis 4. és 6. lépése alapján adatbázis készítése
9. lépés	A kistérségi sérülékenység elemzése, értékelése A leginkább sérülékeny kistérségek lehatárolása, térképezése, összehasonlító értékelése

4.1. táblázat. A CIVAS modell alkalmazásának főbb lépései

Az éghajlatváltozási sérülékenységet komplex mutatóként írjuk le, amely integrálja a kitettséget (azaz egy adott helyen az éghajlat várható megváltozását), az éghajlati érzékenységet (azaz egy adott helyen a természeti környezet indikátorainak „meteo-szenzitivitását”), valamint az alkalmazkodóképességet (azaz egy adott helyen a társadalomnak és a gazdaságnak a változásokat kivédő, elhárító erejét). Így egy komplex természeti, gazdasági és társadalmi sérülékenységet határozhatunk meg az éghajlatváltozásra (4.4. ábra).



4.4. ábra. A kistérségek klíma sérülékenységének osztályozása (Pálvölgyi, 2009)

Adatbázis bemutatása: meteorológiai és klimatológiai változók

A globális klímaváltozás kistérségi regionális hatásainak meghatározásához az Európai Unió V. keretprogramján belül támogatott, 2004-ben lezárult PRUDENCE projekt (Christensen et al., 2007) eredményeit használtuk fel. A Magyarországra vonatkozó eredmények korábbi publikációkban részletesen megtalálhatók (pl.: Bartholy et al., 2007, 2008a, 2008b, 2008c). Jelen vizsgálatokhoz a tíz, Európára vonatkozó 50 km-es horizontális felbontású regionális klímamodell közül a holland meteorológiai szolgálat (KNMI) szimulációit választottuk ki, mely a hazai havi átlagos hőmérsékleti és csapadékértékeket elfogadhatóan reprodukálta. Az 1961–1990 referencia időszakra rendelkezésre álló 21 modellszimuláció hőmérsékletbecslései Magyarország teljes területére éves szinten $-1,0$ és $2,4$ °C közötti hibát tartalmaznak, a kiválasztott KNMI-szimuláció kissé felülbecsli a hazai hőmérsékletet, a hiba mértéke $0,8$ °C volt. A csapadékbecslések hibája jóval nagyobb intervallumba esik a csapadék nagy térbeli és időbeli változékonysága miatt. A PRUDENCE-szimulációk az éves csapadékösszeget az 1961–1990 időszakra -15% és 29% közötti hibával állították elő. Az általunk kiválasztott KNMI-modell esetén a szimuláció kis mértékben alulbecsli az éves csapadékösszeget, a hiba mértéke -5% . Megjegyezzük, hogy a legtöbb modellszimulációnál a Kárpát-medence térségében jelentős mértékű alulbecslést találunk a nyári csapadék reprodukálásában, melynek hátterében nagy valószínűséggel az áll, hogy a konvektív folyamatokat, s az ezekből származó nyári csapadékot az 50 km-es felbontás nem képes kellő mértékben figyelembe venni. (E probléma legalább részleges megoldásában segíthet az 50 km-nél finomabb felbontású, 10–25 km-es ráccsal dolgozó regionális klímamodellek alkalmazása a Kárpát-medence térségére.) Egy-egy nyári hónapra a hiba mértéke általában meghaladja a 20% -ot, s néhány modell esetén akár a 60% -ot is megközelíti. Az általunk használt KNMI-szimuláció esetén a hiba mértéke júniusban 31% , júliusban 43% , augusztusban 39% .

A KNMI által alkalmazott regionális modell a RACMO volt (Lenderink et al., 2003), a kiindulási- és határfeltételeket az 1961–1990 referencia időszakra, s a 2071–2100 célidőszakra a brit HadCM3/HadAM3H (Rowell, 2005) biztosította. A RACMO modell az ERA-40 reanalízis adatbázis előállításához is alkalmazott ECMWF 23r4

fizikai cikluson alapszik, mely egy tömeg-fluxus sémát, egy prognosztikai felhő sémát és egy TESSEL-féle felszíni sémát tartalmaz. A nyári hőmérsékleti hibák csökkentése érdekében a vegetációs függvényt módosították és a felszíni rétegek vastagságát megnövelték Lenderink et al. (2003) alapján. A RACMO a HIRLAM 5.0.6 modell szemi-lagrange dinamikáját veszi alapul. A modell horizontális felbontása 0,44°, az alkalmazott időlépcső 12 perc, és az ERA40-hez hasonlóan 31 vertikális szintet használ. A szimulációs tartomány szélén 8 pontos relaxációs sémát, míg a szél esetében a helyes légnyomási értékek eléréséhez 16 pontosat alkalmaznak (Lenderink et al., 2003). A határfeltételeket 6 óránként frissítik.

A futtatás során a viszonylag pesszimista A2 scenáriót tekintették, mely a világ sokféleségének megmaradásával, valamint az emberiség lélekszámának állandó, de lassú növekedésével számol (Nakicenovic és Swart, 2000). A gazdasági és technikai fejlődés várhatóan minden földrajzi régióban érvényesül, de az összes forgatókönyv közül ez esetben a lelassabban. Az A2 scenárió 2100-ra a globális szén-dioxid szint 850 ppm-re növekedésével számol, ami az ipari forradalom előtti légköri mennyiség közel háromszorosa.

A modelloutputok napi mezőiből a Magyarországot tartalmazó 306 rácspontos vizsgálatot választottuk le. A kistérségekre meghatározott kitétségi indikátorokhoz a szimulált meteorológiai mezőkből meghatároztuk az indikátor mező értékét a referencia időszakra és a XXI. század utolsó három évtizedére. Ezekből a mezőkből a kistérséghez legközelebb eső öt rácsponti érték (X_i) távolságának (r_i) reciprokéval súlyozott közép értékeként határoztuk meg a kistérségre vonatkozó kitétségi indikátort (I_k) az alábbi képlet felhasználásával:

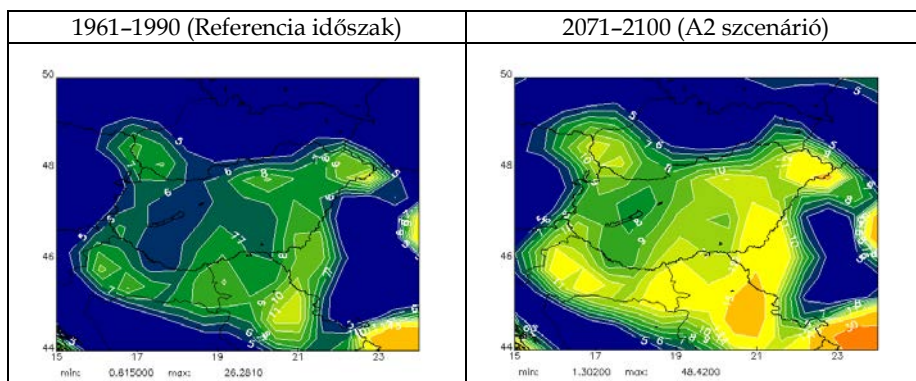
$$I_k = \frac{\sum_{i=1}^5 \frac{X_i}{r_i}}{\sum_{i=1}^5 \frac{1}{r_i}}$$

A 4.2. táblázatban található a vizsgálat során meghatározott kitétségi indikátorok definíciója.

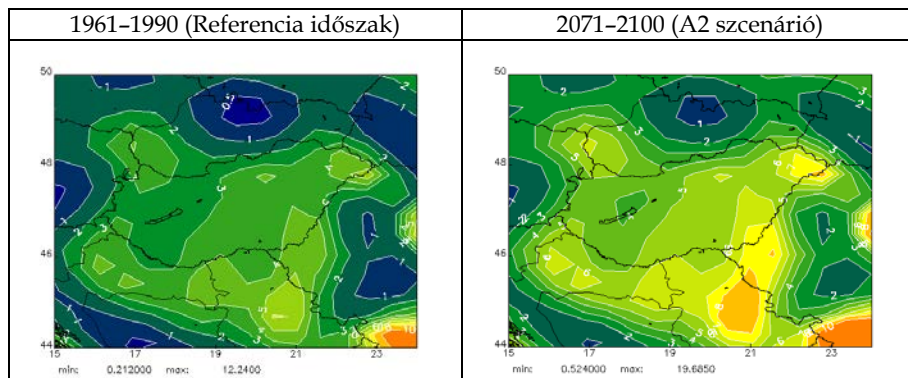
A kitétségi indikátorok mezőit a 4.5., 4.6., 4.7., 4.8. és 4.9. ábrán mutatjuk be. Az **aszályra és a mezőgazdaságra vonatkozó lehetséges indikátorok** közül két aszályindexet, a Pálfai (4.5. ábra) és az Ángyán-féle (4.6. ábra) aszályossági indexet határoztuk meg a KNMI modellszimulációk outputjai alapján. Mindkét index múltbeli és jövőbeli időszakra vonatkozó mezői alapján levonhatjuk a következtetést, hogy a Kárpát-medence térségében a csapadékcsökkenés következtében az aszályhajlam jelentős növekedése várható a XXI. század végére. A térbeli eloszlást nagymértékben az átlagos évi csapadékösszeg térbeli eloszlása (4.7. ábra) határozza meg. A hegyvidéki, Magyarországon kívül eső területeken jóval nedvesebb éghajlati viszonyok jellemzőek, mint az országon belül. A KNMI modellszimulációjának csapadékbecslései országos átlagban ugyan csak kisebb mértékű negatív hibát eredményeztek az éves összegben, de az ország egyes területein ez meglehetősen jelentős mértékű. A modell jól reprodukálta azt, hogy a keleti országrészben kisebb a csapadékmennyiség, mint az ország nyugati felében, de összességében vitathatatlanul alulbecsli a hazai csapadékvizonyokat.

Vizsgált komplex folyamatok, problémák	Kitettségi indikátor	
	Megnevezése	Számítási módja
1. Aszály és mezőgazdaság	Pálfai-féle aszályossági index	Egy tört, amelynek számlálójában az április–augusztus közötti időszak középhőmérsékletének 100-szorosa, nevezőjében az októbertől augusztusig terjedő időszak súlyozott havi csapadékösszege szerepel.
	Ángyán-féle aszályossági index	Az április és szeptember közötti időszak 10 °C fölötti napi középhőmérsékletek effektív hőösszege és az éves csapadékösszeg hányadosa.
2. Erdők, erdő-tűz	Tűzveszélyes napok száma	Azon napok száma évenként, amikor (i) a napi maximum hőmérséklet 30 °C fölé emelkedik, (ii) a relatív nedvesség nem éri el a 30%-ot, és (iii) a megelőző 30 napban a csapadékösszeg nem éri el a 30 mm-t.
3. Emberi egészség - városi hőhullámok	Hőségnapok száma vagy 3 napos időtartamot meghaladó 30 °C feletti hőmérséklet	Azon napok száma évenként, amikor 3 egymás utáni napon a napi maximum hőmérséklet 30 °C fölé emelkedik.

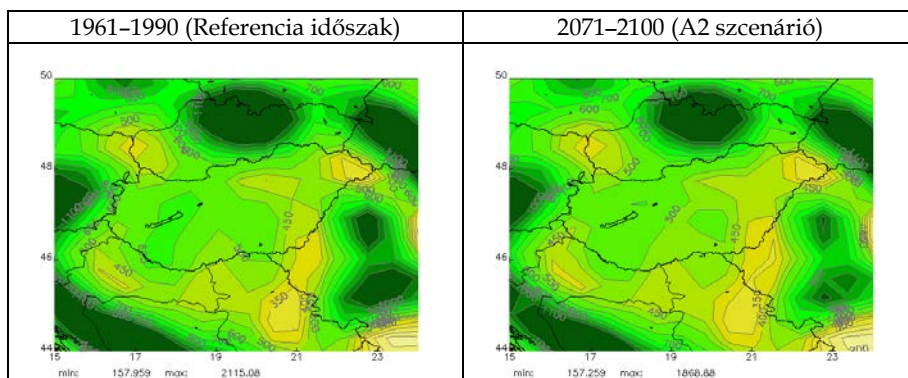
4.2. táblázat. A 174 kistérségre meghatározott kitettségi indikátorok



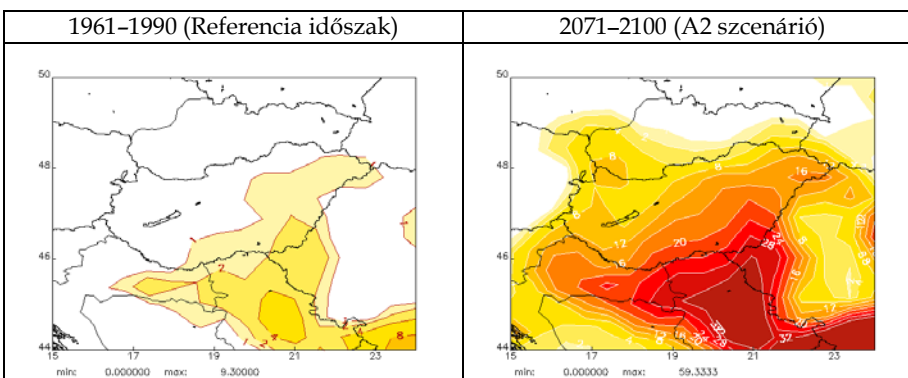
4.5. ábra. A Pálfai-féle aszályossági index (°C/mm) területi eloszlása a KNMI szimulációk alapján



4.6. ábra. Az Angyán-féle aszályossági index ($^{\circ}\text{C}/\text{mm}$) területi eloszlása a KNMI szimulációk alapján



4.7. ábra. Az évi átlagos csapadékmennyiség (mm) területi eloszlása a KNMI szimulációk alapján

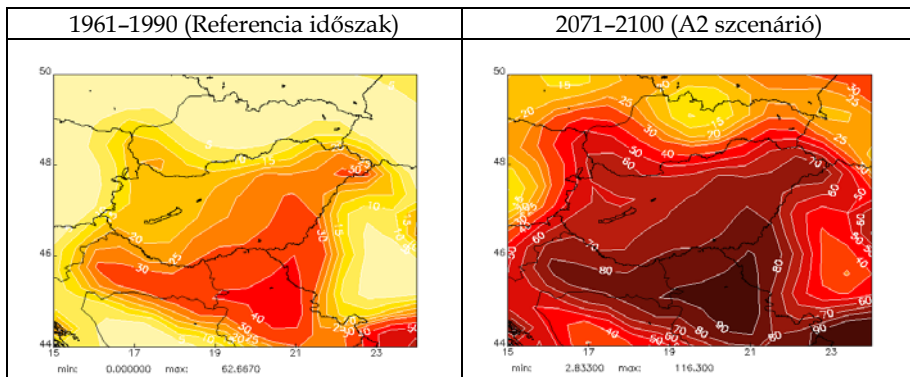


4.8. ábra. A tűzveszélyes napok évi számának területi eloszlása a KNMI szimulációk alapján

A tűzveszélyes napok száma a 4.8. ábrán látható. 1961–1990 között nem sok ilyen nap volt évente, maximum 1–2, s inkább csak az ország délkeleti részén. Az

erdőtüzekre alkalmazható kitettségi indikátor értéke 2071–2100-ra évi 2–28 napra növekedhet, mely szintén várhatóan Délkelet-Magyarországon lesz maximális.

A 4.9. ábrán a hóhullámok múltbeli és jövőbeli alakulását hasonlítjuk össze a KNMI modellszimulációk alapján. Magyarországon a referencia időszakban évente átlagosan 10–40 olyan nap volt, amikor legalább három egymás utáni napon a napi maximumhőmérséklet 30 °C fölé emelkedett. A század végére ez több mint kétszeresére, évi 40–90 napra változhat. A hóhullámok az ország déli részén nagyobb számban jelentkeznek jelenleg és a jövőben is, mint az északabbra fekvő térségekben, mely a zonális hőmérséklet-eloszlásból adódik.



4.9. ábra. A hóhullámok vizsgálatára alkalmazott indikátor (nap/év) területi eloszlása a KNMI szimulációk alapján

4.1.2. Az éghajlatváltozás kistérségi szinten releváns kockázati tényezői, problémái és folyamatai – alapfeltevések, megközelítések

Mint korábban kifejtettük, a CIVAS modell alkalmazásának első lépése a kistérségi szinten releváns (jelentős hatású, de megfelelő adatokkal alátámasztott) komplex éghajlati problémák azonosítása.

A magyarországi éghajlatváltozás kilátásait, a várható hatásokat széleskörűen összegző VAHAVA projekt (Láng et al., 2007), valamint az Európai Környezeti Ügynökség legutóbbi, indikátor-alapú elemzését (EEA, 2008) figyelembe véve a kistérségi szintű klíma sérülékenység vizsgálatához kiindulásként a következő komplex természeti, társadalmi, gazdasági problémákat határoztuk meg:

1. Aszály és szárazodás okozta mezőgazdasági és vidékfejlesztési kockázatok
2. Erdőtűz veszély
3. Városi hóhullámok közegészségügyi kockázatai
4. Biológiai sokféleség csökkenése, különösen a természetvédelmi oltalom alatt álló területek veszélyeztetettsége
5. Szélsőséges vízjárás: árvíz kockázatok az épített környezetben

A kitettség, az érzékenység és az alkalmazkodóképesség – komplex problémák leírására definiált; térben és időben folytonos – indikátormezőit hosszabb időre vonatkoztatott kistérségi területi átlaggal közelítjük. Ez egyben azt is jelenti, hogy a kitettségi indikátorok kialakítása során az éghajlatmodellezésben szokásos 30 éves időátlagú éghajlatváltozási forgatókönyvekből indultunk ki. Ugyanakkor az

érzékenység és az alkalmazkodóképesség indikátorainak meghatározása során feltételeztük, hogy e mutatók időben nem változó jellemzők.

A sérülékenységvizsgálat során arra törekedtünk, hogy olyan bemeneti indikátorokat válasszunk, amelyek területi eloszlása ismert; a hazai szakirodalomban, hivatalos adatbázisokban elérhető. Ebből következően jelen vizsgálataink során az indikátorok megválasztása első kísérletnek tekinthető, amellyel azt kívánjuk bemutatni, hogy az éghajlati sérülékenységvizsgálat egy adott kistérségen értelmezhető, számítható, térképezhető és interpretálható. A CIVAS modell lehetővé teszi, hogy a későbbiek során viszonylag mérsékelt időráfordítással az indikátorokat „lecsereljük” és új, a komplex problémaköröket pontosabban leíró, a területi folyamatokat jobban jellemző mutatókkal helyettesítsük.

A fent említett öt – a területi folyamatok szempontjából releváns – komplex éghajlatváltozási problémakör szükségszerűen a tényleges jelenségek leszűkítését jelenti. Ugyanakkor a vizsgált komplex természeti, társadalmi, gazdasági problémák köre bővíthető, illetve további módszertani fejlesztéssel komplex mutatóvá alakítható (pl. „Balaton problémakör”: vízszintcsökkenés, vízminőség-romlás, idegenforgalom visszaesése, kritikus infrastruktúra kockázatok, erdők állapotának veszélyeztetettsége stb.).

A jelen fejezetben az öt komplex problémakör közül az aszály és szárazodás, az erdőtüzveszély, valamint a városi hőhullámok problémáira vonatkozó éghajlati sérülékenységvizsgálat eredményeit mutattuk be. A biológiai sokféleség csökkenése, illetve a szélsőséges vízjárás problémakörök esetében a kitétségi indikátorokat szolgáltató modelleredmények (pl. talajnedvesség, lefolyás, csapadékinzentitás, hőmennyiség stb.) a Kárpát-medence térségére rendkívül bizonytalanok, ezen indikátorok előállítására további modellfejlesztéseket, alkalmazásokat igényel.

A kitétségi indikátorok forrása (mint azt feljebb kifejtettük) az ELTE-TTK Meteorológiai Tanszéke, amelyek e vizsgálat során a tíz Európára vonatkozó 50 km-es horizontális felbontású regionális klímamodell közül a holland meteorológiai szolgálat (KNMI) szimulációin alapultak. A kistérségekre meghatározott értékek a szimulált meteorológiai mezőkből kerültek meghatározásra az indikátormező értékeiből a referencia- és a célidőszakra is. A kiválasztás azért esett erre a szimulációra, mert a hazai havi átlagos hőmérsékleti és csapadékértékeket elfogadhatóan reprodukálta. Azonban a klímamodell-eredmények bizonytalansága nagy, futtatásuk és hibakorrekciójuk időigényes, valamint a modell-outputok és a leskálázott változók térbeli és időbeni felbontása nem elegendő, így a további kutatások során feltétlenül szükséges finomabb léptékű, 25 km-es rácspontú felbontással leskálázott éghajlati modelleredmények használata.

Az érzékenység és alkalmazkodóképességi indikátorok alkalmazása során törekedtünk a legmegfelelőbbek kiválasztására, amelyet számos feltétel nehezített. Ezek közül kiemelhető, hogy a szükséges területi indikátorok csak korlátozott számban állnak rendelkezésre, valamint vannak olyanok, amelyek bár előállíthatók, nem értelmezhető kistérségi szinten. Az egyes problémakörökhöz tartozó, vizsgált jelenségenként eltérő indikátorok meghatározását és előállítását – tématerületenkénti bontásban – az alábbiakban mutatjuk be (Pálvölgyi, 2009; Rideg, 2008). A megválasztott indikátorokat és azok értékelését a 4.1.3. fejezetben ismertetjük.

4.1.3. A magyarországi kistérségek éghajlati sérülékenységvizsgálatának eredményei - esettanulmányok

A magyarországi kistérségek éghajlati sérülékenységvizsgálatának legfőbb célja az, hogy a várhatóan kialakuló változásokat a legalacsonyabb területi szinten modellezzük és végeredményben – több tématerületre vonatkozóan – összehasonlítsuk a kistérségek éghajlatváltozással szembeni sérülékenységét. Az alábbiakban esettanulmányokat mutatunk be az aszály, az erdőtüz és a hóhullámok sérülékenységvizsgálatának témaköreiben.

Aszály és szárazodás okozta mezőgazdasági és vidékfejlesztési kockázatok

Az éghajlatváltozás következtében Magyarországon az egyik fő várható jelenség az aszályos időszakok gyakoriságának és hosszának növekedése, elsősorban a tartósan magas nyári hőmérsékletek, az egyre növekedő időjárási szélsőségek és a nyári csapadékhiány miatt. A több éven át jelentkező, a tenyészidőszakban előforduló aszályos periódusok már gyökeres átalakulást eredményezhetnek mind a természetes vegetációban, mind a növénytermesztési feltételekben. A termés mennyisége drasztikusan csökkenhet, a minősége silányulhat, akár teljes terméspusztulás is előfordulhat. Ugyanakkor az állattenyésztést is érinthetik a hatások (állatok megbetegedhetnek, illetve elhullhatnak). E jelenségekre értelem-szerűen a mezőgazdaság és ezáltal az élelmiszerellátás, valamint az erdőgazdálkodás a leginkább érzékeny. Tartós aszálykor akár teljesen megsemmisülhet vagy lényegesen csökkenhet a termés, a feldolgozó kapacitások is kihasználatlanok maradhatnak, a termények, feldolgozott termékek ára felszökhet. Ez visszahathat – többek közt – az infláción keresztül a gazdasági, társadalmi viszonyokra, egyes térségek fejlődési pályájának alakulására.

Indikátorok		Számítási módja	Forrása
típusa	Megnevezése		
Kitettségi indikátor	Ángyán-féle aszályossági index	Tenyészidőszak hőösszege/éves csapadékösszeg (°C/mm)	ELTE Meteorológiai Tanszék
Érzékenységi indikátor	Talajok aszály-érzékenysége	A talajok vízgazdálkodási tulajdonságai alapján képzett érzékenységi mutató	MTA-TAKI, SZIE, VÁTI NKft.
Alkalmazkodó-képességi indikátor	Agrár-adaptációs index	1 ha mezőgazdasági területre jutó kistérségi mezőgazdasági bruttó hozzáadott érték (BHÉ) és agrártámogatásból képzett komplex mutató	VÁTI NKft.

4.3. táblázat. Az aszály és szárazodás témakörében felhasznált indikátorok

A területi vizsgálat jelentőségét ezen okokon kívül az adja, hogy az ország mezőgazdasági adottságai ugyan kiválóak, de térségenként, tájegységenként erősen eltérőek. A várható változások – az eltérő természeti, gazdasági adottságok miatt – térségenként különböző módon és mértékben befolyásolhatják Magyarországon a következő évtizedekben felértékelődő élelmiszertermelési, de ugyanígy a biomassza-

előállítási feltételeket is. A vizsgálataink során alkalmazott, az aszály és szárazodás okozta mezőgazdasági és vidékfejlesztési sérülékenységet befolyásoló indikátorokat a 4.3. táblázatban tüntettük fel.

Az indikátorok leírása a következő:

Az **éghajlati kitettség** változását az Ángyán-féle ariditási index kiszámításával jellemeztük. Az index alapján az éghajlati modellből származtatott eredmények jellegzetes földrajzi övezetességet mutatnak. Az ariditási index változása az ország déli és keleti területein a legnagyobb a jövőben. Ez leginkább az e térségekben várható magasabb hőmérsékleti értékeknek és az országos átlag alatt prognosztizált lehulló csapadékösszegnek a következménye.

Érzékenységi indikátorként – az MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet és a Szent István Egyetem Környezet- és Tájgazdálkodási Intézete által kidolgozott – a talajok vízgazdálkodási tulajdonságai és vízmegtartó-képessége alapján meghatározott, az egyes talajtípusok eltérő aszályérzékenységére alapozott mutatót alkalmaztuk (Várallyay, 2008; Várallyay et al., 1980). Ennek eredményeként az éghajlati változásokra nagyon érzékeny talajok elsősorban az Alpokalja, Homokhátság, Közép-Tisza-vidék, Hortobágy és a Kis- és Nagy-Sárrét területén találhatóak. A legkevésbé érzékeny talajok leginkább a Dunántúli-dombság egyes jó vízgazdálkodású talajokkal borított térségeiben fordulnak elszórtan elő.

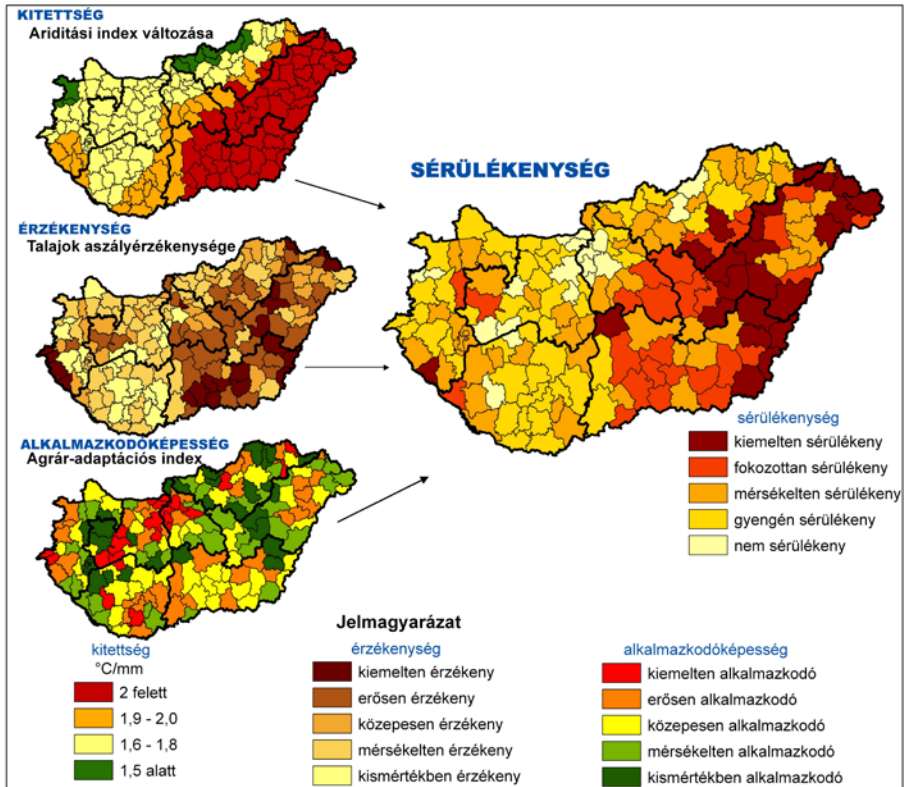
Magyarországon nemcsak az aszályos évek gyakorisága, nagysága és kárkövetkezménye eltérő, hanem az **aszályokkal szembeni alkalmazkodóképesség** is más-más lehet a térségek adottságaiból fakadóan. Az alkalmazkodóképesség meghatározásakor abból indultunk ki, hogy a károk elviselése, kompenzálása, illetve elhárítása elsősorban a térség gazdasági viszonyaitól függ, így alkalmazkodási indikátorként egy általunk képzett komplex mutatót használtunk. Ez az indikátor a következő mutatókat tartalmazza:

- az egy hektár mezőgazdasági területre eső kistérségi mezőgazdasági bruttó hozzáadott értéket (BHÉ) mint az ágazat jövedelemtermelő-képességét jellemző mutatót (Udovecz, 2002);
- az agrár-támogatásokat oly módon, hogy a legrosszabbul adaptálódó kistérségek azok lettek, amelyek alacsony mezőgazdasági BHÉ-val és alacsony támogatottsággal rendelkeznek (ezek nem az adottságuknak megfelelően termelnek), valamint azok, amelyek sok támogatást kapnak, de a pénzt feltehetően nem hatékonyan hasznosítják, így a mezőgazdasági BHÉ-ban ez meg sem jelenik.

E megközelítésben a nagyon jól adaptálódó kistérségek a sokat termelők, jelentős teljesítménnyel rendelkezők, amelyek támogatás nélkül is eredményesek. A komplex adaptációs mutató értékei alapján a jól alkalmazkodó területek mozaikosan helyezkednek el az országban. E térségek a Gerecse előterében, a Balaton-felvidéken, a Pilis, a Budai-hegység, a Déli-Bakony, a Vasi-hegyhát és az Őrség, valamint a Mecsek, a Baranyai-dombság, a Bácskai löszös-hátság, a Heves-Borsodi-dombság és a Zemplén-hegység területein találhatóak.

A legsérülékenyebb kistérségek az ország keleti és középső területein, elsősorban Bács-Kiskun, Jász-Nagykun-Szolnok megyében, továbbá Szabolcs-Szatmár-Bereg keleti, Hajdú-Bihar déli és Békés megye észak-keleti részén találhatóak (4.10. ábra). A Szatmár-Beregi-síkság kiemelkedik, ennek oka a térség gyenge alkalmazkodóképességére vezethető vissza. Ugyanakkor a regionális klímamodell-eredmények alapján a kitettségi indikátorok térbeli eloszlása azt mutatja, hogy a Hajdúság és a Körös-Maros-közének északnyugati része a környezeténél kevésbé sérülékeny az

aszályhajlam fokozódása szempontjából. E nagy térségeken kívül kisebb szigetszerű eltérések is megfigyelhetők a Dunántúlon, mint a Nyugat-Bakony északi előtere, a Marcal-medence és a Dráva mente területei, amelyek nagyobb sérülékenysége elsősorban az itt lévő talajok aszályérzékenységevel és a belső perifériák alacsony jövedelemtermelő képességével magyarázható. A Balaton-felvidék a környezetétől eltérően az átlagosnál kevésbé sérülékeny, hiszen az itt lévő karsztos talajok vízgazdálkodási tulajdonságai jók, továbbá a térség alkalmazkodóképessége is jó, elsősorban a magas támogatás-adszorpciós képességének köszönhetően.



4.10. ábra. Éghajlati kitettség, érzékenység, alkalmazkodóképesség és sérülékenység az aszály és szárazodás vonatkozásában

Összegezve az aszálysérülékenységgel kapcsolatos területi eredményeinket megállapítható, hogy Magyarország területének 35%-át alkotják az éghajlatváltozás hatására bekövetkező aszályosodással szemben kiemelten és fokozottan sérülékeny régiók. Ez a leghátrányosabb helyzetű kistérségek 45%-a, és itt él Magyarország lakosságának 22%-a. Feltehetően legkevésbé sérülékenyek az ország fejlettebb térségei, valamint a csekély mezőgazdasági potenciállal rendelkező, egyben leginkább urbanizált területek.

Erdőtűzveszély

Magyarország erdősültsége a folyamatos erdőtelepítések eredményeként napjainkra megközelítette az ország területének 21%-át, míg az összes erdőgazdálkodási célú terület nagysága – amelybe a csemetekertek, nyiladékok; állandó tisztások is beletartoznak – már meghaladta a 2 millió hektárt és a 21%-os arányt is. Az erdők összetételének, egészségi állapotának, faanyagmennyiségének és természetességének alakulását az emberi tényezők mellett (területhasználat, erdőgazdálkodás, energia-gazdálkodás, turizmus, természetvédelem stb.) elsősorban az ország természeti viszonyainak rövid és hosszú távú változásai határozzák meg. Főként a talaj- és domborzati adottságok, valamint hidrológiai viszonyok függvénye az erdők fajösszetétele, amelyekre a klimatikus változások azonban jelentős hatást gyakorolhatnak. Még a kitermelhető faanyag mennyiségében is változást okozhat a várhatóan szárazodó klíma és a csapadék éven belüli eloszlásának változása. Akár az aszályos időszakok, akár az egyéb szélsőséges időjárási jelenségek is nyomon követhetők – már ma is – az egyes erdőtársulások állapotában.

Az elmúlt években egész Európában, így Magyarországon is megfigyelhető az erdő- és bozóttüzek egyre gyakoribbá válása, ami komoly agrárgazdasági, turisztikai, egészségügyi kockázati tényezőt jelent. Bár az erdőtüzek terjedése egyelőre csak részben hozható összefüggésbe az éghajlatváltozással, az extrém száraz és forró időszakok gyakoriságának növekedése, az ilyenkor lecsökkenő, oltásra rendelkezésre álló helyi vízmennyiségekkel együtt súlyos válsághelyzeteket alakíthat ki.

Területi vizsgálatunkban arra kerestük a választ, hogy a hazai erdők tűzveszélyeztetettsége, a tűzoltási kapacitások rendelkezésre állása és a modellezett éghajlati változások miként befolyásolhatják térségeink erdőtűzzel szembeni sérülékenységét. A vizsgálat során az erdők tűzveszélyeztetettségét befolyásoló indikátorokat a 4.4. táblázatban tüntettük fel.

Indikátorok		Számítási módja	Forrása
típusa	Megnevezése		
Kitettségi indikátor	Tűzveszélyes napok száma	Azon napok száma évenként, amikor a napi maximum hőmérséklet 30 °C fölé emelkedik, a relatív nedvesség nem éri el a 30%-ot és a megelőző 30 napban a csapadékösszeg nem éri el a 30 mm-t.	ELTE Meteorológiai Tanszék
Érzékenységi indikátor	Kistérségek erdőtűz-veszélyeztetettségi besorolása	Hivatalosan nyilvántartott erdőgazdálkodók kezelésében lévő erdőterületek veszélyeztetettsége (forrás gazda által kategorizálva).	MGSzH, OKF, VÁTI NKft.
Alkalmazkodóképességi indikátor	A hivatásos és önkéntes tűzoltóságok vonulási ideje		OKF, VÁTI NKft.

4.4. táblázat. Az erdőtűz témakörében felhasznált indikátorok

Az indikátorok leírása a következő:

Kítettségi indikátorként a tűzveszélyes napok számának jövőbeli alakulását határoztuk meg. Az index változásának kategorizált térképi ábrázolásával megállapítható, hogy e mutató alapján is jellegzetes övezetes kép rajzolódik ki, és a legmagasabb változás az ország déli, délkeleti területein mutatkozik. E térségekben több mint 20 nappal is nőhet a tűzveszélyes időszakok hossza. A délkeleti térségek az ország legkevesbé erdősültebb részei, itt elsősorban az egyéb vegetációtípusok előfordulási gyakorisága nőhet meg.

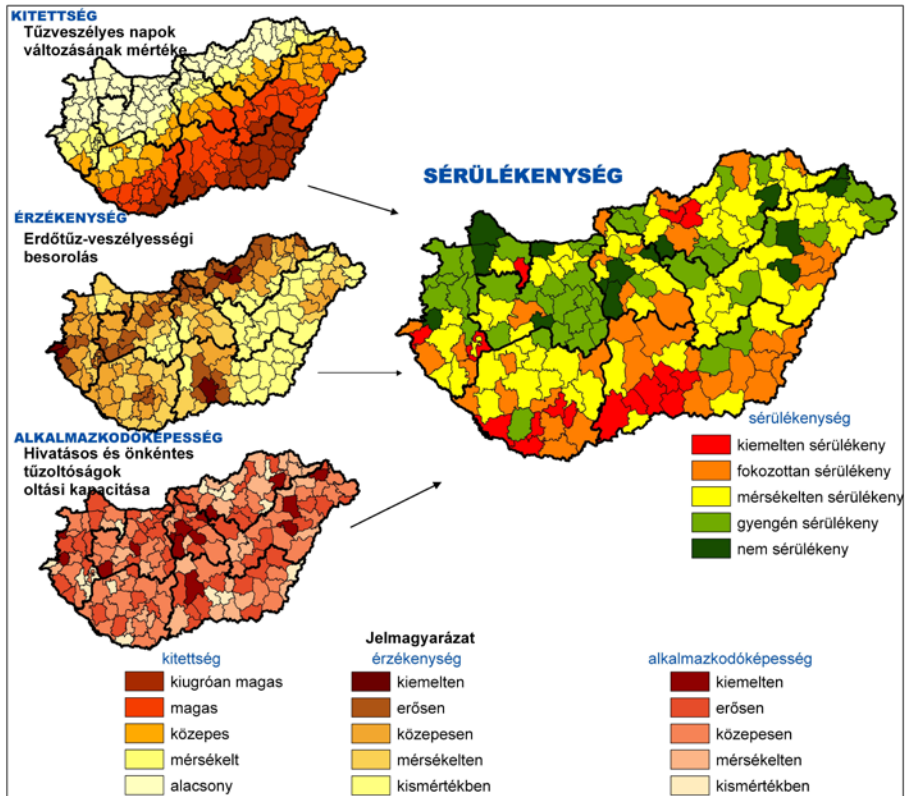
Érzékenységi indikátorként a Mezőgazdasági Szakigazgatási Hivatal (MgSzH) Erdészeti Igazgatósága által minősített és települési szinten nyilvántartott, az erdőgazdálkodók kezelésében lévő erdőterületekre vonatkozó, nagymértékben és közepesen erdőtüz-veszélyeztetett besorolású erdőrészetek adatait használtuk fel³. Ennek alapján az erdőtüz-érzékeny területek elsősorban Duna-Tisza-közi Homokhátságon, az Aggteleki-karszt, az Ózd-Pétervásárai-dombság és a Börzsöny, Cserhát vidékén, valamint Nyugat-Magyarországon az Őrség, Kemeneshát, Bakony, valamint a Baranyai-hegyhát területein találhatóak.

Az **alkalmazkodóképességet**, az erdőtüz tematika esetén, a hivatásos és az önkéntes tűzoltók átlagos vonulási idejével jellemeztük. E mutatót a települési elérési idők kistérségi átlagolásával állítottuk elő, figyelembe véve a közúti elérhetőségi viszonyokat. Nem véletlen, hogy a nagyobb elérési idők elsősorban a változatos domborzati viszonyok esetén adódtak. Leginkább érintettek az Észak-magyarországi régió aprófalvas, többnyire elmaradott területei, ahol a domborzati adottságok által meghatározott, emellett nem megfelelő minőségű útviszonyok a fő befolyásolási tényezők. Ezen kívül viszonylag rosszabb helyzetben vannak egyes belső perifériális helyzetben lévő, szórványtelepülésekkel bíró területek az Alföldön, mint például a Kiskunmajsai és a Kisteleki kistérség, valamint a Dunántúlon egy-két rossz közlekedés-földrajzi adottságú téregység, mint a Pannonhalmi, Pacsai, Zalaszentgróti kistérség vagy akár a horvát határ menti és egyben hátrányos helyzetű Sellyei kistérség.

A sérülékenységi számításának eredményei szerint az erdőtüz vonatkozásában legsérülékenyebb kistérségek a Duna-Tisza közén, a Mecsek, a Baranyai- és Zalai-dombság, a Déli-Bakony, valamint a Nyírség egyes területein találhatóak (4.11. ábra). A déli területeken fő ok a tűzveszélyes napok számának jelentős várható növekedése, ugyanakkor a Duna-Tisza közén a telepített fenyvesek, valamint az ősbörökás társulások érintettsége miatt is jelentős a sérülékenység. A többi esetben elsősorban az oltást nehezítő elérhetőség okoz gondokat, illetve a nyugati határ mentén szintén a faösszetétel. A főváros környékén és az északi határ mentén a felsoroltakon kívül a társadalmi kockázati tényezők befolyásolják leginkább a sérülékenységet.

Összességében megállapítható, hogy az **ország területének 36%-a kiemelten és fokozottan sérülékeny az erdőtüz szempontjából**, ez a védett területek és lakosság esetében is közel 30%-os arányt tesz ki.

³ Mezőgazdasági Szakigazgatási Hivatal Erdészeti Igazgatóság és Országos Katasztrófavédelmi Főigazgatóság: Országos Erdőtűzvédelmi Terv, 2008 (http://www.aesz.hu/index.php?option=com_content&task=view&id=1247)



4.11. ábra. Éghajlati kitettség, érzékenység, alkalmazkodóképesség és sérülékenység az erdőtűz-veszély vonatkozásában

Városi hőhullámok közegészségügyi kockázatai

A lakosság által leginkább kézzelfogható negatív klimatikus változás – a váratlan és szélsőséges csapadékesemények és árvízi jelenségek gyakoribbá válása mellett – a hőségnapok számának és előfordulási gyakoriságának növekedése. A rendkívüli forró időszakok nagyon megterhelik a betegeket, időseket és a kisgyermekeket szervezetük, de a hőségnapok idején megnövekszik a balesetek száma is, valamint sokszorozott egészségügyi kapacitásokra van szükség.

A kistérségi klíma sérülékenységének közegészségügyi vizsgálatában első közelítésként részben ezért foglalkozunk a városi hőhullámok egészségkárosító hatásaival (hősokk, hóguta, idő előtti halálozás), másrészt pedig azért, mert elsősorban erről áll rendelkezésre elégséges szakirodalmi információ a sajnálatos múltbéli események kapcsán. A közelmúltban számos egész Európát érintő hőhullám fordult elő, amelyek Magyarországot sem kímélték. Kutatóorvosok egyértelműen emelkedő mortalitást mutattak ki Magyarországon is a 2000-es években bekövetkezett hőhullámokhoz kapcsolódóan. Megállapították, hogy 2001 és 2007 között 14 hőhullám esemény volt Magyarországon, a többlethalálozás 2001 és 2006 között 17% és 32% között változott, míg 2007-ben július hónapban 63%-os többlethalálozást okozott a 10 napig tartó extra forró időszak (Páldy és Málnási, 2009).

A hőhullámos időszakok számos tervezési és operatív tevékenységet indukáltak, így több városban hőségriadó tervek készültek, amelyek meghatározzák az ÁNTSZ által kiadott hőségriasztások idejére a helyi tennivalókat. Épp a várható egészségügyi hatások változatossága és az ezekre való felkészülés sokrétősége miatt e témakör feldolgozása során volt szükség a legösszetettebb komplex mutatók kialakítására. A vizsgálat során a települési hőhullámokat befolyásoló indikátorokat a 4.5. táblázatban tüntettük fel. Az indikátorok leírását a következőkben részletezzük.

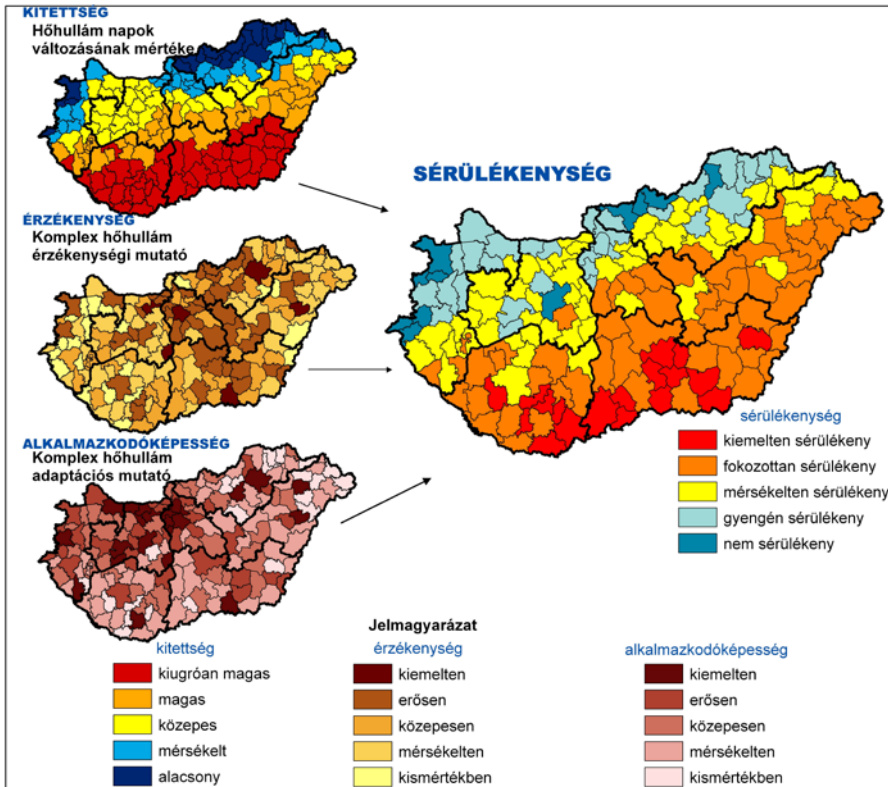
Indikátorok		Számítási módja	Forrása
típusa	Megnevezése		
Kitettségi indikátor	3 napos időtartamot meghaladó 30°C feletti maximum hőmérséklet	Azon napok száma évenként, amikor legalább három egymás utáni napon a napi maximumhőmérséklet 30 °C fölé emelkedett (hőhullám napok)	ELTE Meteorológiai Tanszék
Érzékenységi indikátor	Komplex mutató	Központi belterületi lakossűrűség, várható élettartam, egy főre eső zöld- és erdőterület, az 5 éven aluliak és a 60 év feletti aránya	VÁTI NKft.
Alkalmazkodóképességi indikátor	Komplex mutató	Egy lakosra jutó jövedelem, 2003-2008 közötti épületenergetikai támogatások összege, iskolázottság, mentőállomások elérési ideje	VÁTI NKft.

4.5. táblázat. A hőhullám témakörében felhasznált indikátorok

A vizsgálat alapjául szolgáló regionális éghajlati modell adataiból az éghajlati **kitettséget jellemző indikátort**, a hőhullámos napok számának növekedését számítottuk ki a kistérségekre vonatkozóan. A származtatott eredmények nagyrészt észak-déli övezetességet mutatnak, a nyugat-dunántúli területek kivételével, ahol meridionális övezetesség figyelhető meg. Ez összhangban áll az elmúlt évek hőhullámadataival, ahol szintén az észak-magyarországi és nyugat-dunántúli térségekben volt a legkevesebb hőségnap. Ezzel szemben az ország déli területein a hőhullámok nagyobb számban jelentkezhetnek majd a jövőben is.

A kialakított **érzékenységi komplex indikátor** figyelembe veszi a belterületi lakossűrűség mellett a zöld- és erdőterületek arányát, valamint olyan relevánsnak tekintett egészségügyi mutatókat, mint a várható élettartam, valamint a népesség korösszetétele (5 éven aluliak és a 60 év feletti aránya). Ez összességében azt a fokozottan veszélyeztetett népességet modellezi, amely populáció a leginkább kitett – a városi hősziget-hatás következtében kialakuló – több fokkal magasabb hőmérsékletnek. A magas urbanizáltsági fokú, sűrűbben beépített településeken gyengébb a természetes szellőzés, továbbá az épületek kisugárzása miatt lassabb az esti hőmérsékletcsökkenés, így a hatásoknak kitett lakosság érintettsége is jelentősebb. A mutató osztályba sorolása alapján a térségek közti viszonylagos különbségek fő jellemzője, hogy kiemelt érzékenység az ország középső, urbánus területein, valamint a nagyvárosi, nagyobb beépítettségű térségekben jellemző. A belső perifériális helyzetben lévő, elmaradott térségekben (pl. a Tisza mentén)

elsősorban a népesség egészségi állapota, elöregedése miatt nagyobb a térségi érzékenységi mutató értéke.



4.12. ábra. Éghajlati kitétttség, érzékenység, alkalmazkodóképesség és sérülékenység a városi hőhullámok vonatkozásában

A hőhullámok esetében az **alkalmazkodóképességet** elsősorban az egyéni elhárítási lehetőségek (pl. nyári utazás, légkondicionáló beszerelése, kiköltözés a városból) segíthetik, amelyek egyenként nem vizsgálhatók, de erősen függenek a lakosság jövedelmi viszonyaitól. Csakúgy, mint a települési önkormányzatok által szervezett akciók és ezek hatékonysága is függ a település és tágabb környezete gazdasági viszonyaitól. Első megközelítésben az egy főre jutó jövedelmet használtuk egy térség adaptációs képességének kifejezésére, de ezt a továbbiakban kiegészítettünk a 2003 és 2008 közötti épületenergetikai fejlesztési támogatások mutatóival, az adott helyen élő közösség iskolázottsági viszonyaival, valamint az érzékeny társadalmi csoportoknak történő segítségnyújtási lehetőségekkel is. Az így kialakított komplex mutató pontosabb képet ad az egyes térségek hőhullámokhoz való alkalmazkodási képességének mértékéről, hiszen az iskolázottságban tetten érhető társadalmi szempont is figyelembe vehető. Az egyéni elhárítási lehetőségek – megfelelő tudatos cselekvéssel, tervezéssel – akár alacsony költségek mellett is eredményesek lehetnek. Ez alapján kiemelten alkalmazkodó térségnek tekinthető – a jelenlegi számítások szerint – Budapest és agglomerációja, a régióközpontok és a

megyeszékhelyek, valamint Nyugat- és Közép-Dunántúl fejlett gazdasággal, magasabb jövedelmi mutatókkal rendelkező térségei.

A kistérségi sérülékenységi vizsgálat végeredménye alapján délkelet felől északnyugat felé haladva folyamatosan csökken a kistérségek hőhullámokkal kapcsolatos sérülékenysége, a csökkenés mértéke azonban nem egyenletes (4.12. ábra). Elsősorban a Dél-alföldi és Dél-dunántúli régiók déli összefüggő területein, illetve az Alföld egyéb szigetszerű foltjain (városias térségeiben) várható, hogy a klímaváltozás következtében gyakoribbá váló hőhullámok súlyos közegészségügyi helyzeteket eredményeznek. A kiemelten sérülékeny térségek közül a nagyvárosi kistérségek a magas beépítettség és lakossági érintettség miatt, míg az ország déli területein lévők a felsoroltakon felül az egyre hosszabban előforduló hőségnapok megjelenése miatt kerültek ebbe a kategóriába. A fokozottan sérülékeny kistérségek is elsősorban a déli területeken találhatók, ezek egy részénél a jobb alkalmazkodást a fejlettség alacsony szintje is gátolja, így sérülékenységük emiatt is nagyobb. Legkevésbé a középhegységi zóna mentén és attól északra elhelyezkedő térségek érzékenyek a hőhullámokra, amelyek elsősorban alacsonyabb kitettségük miatt lehetnek kedvezőbb helyzetben. A nyugat-dunántúli térségek emellett magasabb fejlettségi státuszuknak is köszönhetik az alacsonyabb sérülékenységet.

Összességében a két legrosszabb kategóriába tartozó **kiemelten és fokozottan sérülékeny területek az ország területének 52%-át fedik le, jelenleg e területeken él a lakosság 37%-a.**

4.1.4. Következtetések és javaslatok

A kistérségi szintű éghajlati sérülékenység vizsgálatának kivitelezése – annak úttörő voltából, jelentős alapadat- és számítási igényéből fakadóan – időigényes folyamat. Az értékelés módszertani megalapozása megtörtént, az elsődleges eredmények megszülettek, az értékelési folyamat azonban nem ért véget. Az elmúlt időszakban új alapadatok beszerzésére nyílt lehetőség. Ezek – jelenleg folyamatban lévő – feldolgozása lehetővé teszi, hogy a hiányzó érzékenységi, illetve adaptációs mutatók (árvíz, biodiverzitás csökkenése) számszerűsítése által a fent bemutatott témakörök közül mindegyik esetében rendelkezésre álljon a mutatók teljes sora, és így elvégezhető legyen a komplex sérülékenységi értékelés.

A sérülékenységvizsgálat alapját képező kitettség mutatók a jövőben az eddig felhasználnál – és jelen fejezetben bemutatottnál – finomabb (10, illetve 25 km-es) horizontális felbontású, így a kistérségi szintű várható változásokat jobban leírni képes klímamodellek output eredményein alapulnak majd. Mindezen változások következtében a klímaváltozással szembeni kistérségi sérülékenység a közeljövőben mind területi, mind tartalmi értelemben teljes körűvé válik, és így megfelelő alapot nyújt a szükséges klímaadaptációs intézkedések területi sajátosságokat figyelembe vevő meghatározásához.

A kutatómunka további folytatása, pontosítása biztosíthatja, hogy az éghajlatváltozás térségi szempontjai és az éghajlatváltozás káros hatásaival szembeni intézkedések a területfejlesztési, környezetügyi és egyéb érintett ágazati stratégiákba, helyi fenntarthatósági programokba beépüljenek, és az eltérő adottságú és veszélyeztetettségű térségek egyedi, a megelőzést és az alkalmazkodóképességet is magukba foglaló intézkedéseket dolgozhassanak ki.

Az elvégzett kutatások alapján a központi és a regionális közigazgatás, szakpolitikai döntéshozók számára a következő ajánlásokat tesszük:

- Az éghajlati sérülékenység magyarországi regionális vonatkozásainak feltárására **célprogramot kell indítani** a Nemzeti Éghajlatváltozási Stratégia, illetve a 2009-2010 évekre vonatkozó Nemzeti Éghajlatváltozási Program keretei között.
- **Regionális Fórumok szervezésével** tájékoztatni szükséges a hazai régiók, megyék, kistérségek érintett önkormányzatait és hatóságait, valamint a helyi gazdasági és civil szervezeteket.
- Vizsgálni kell az éghajlati sérülékenység figyelembevételével **differenciált támogatás- és fejlesztéspolitikai lehetőségeit**, különösen a mezőgazdasági kifizetések, az ERFA-ból finanszírozott támogatások és a hazai forrású területfejlesztési célelőirányzatok vonatkozásában.

Köszönettel tartozunk a munkához adott értékes gondolatokért, az előállított eredmények kidolgozásában és értelmezésében nyújtott segítségért, a rendelkezésünkre bocsátott adatokért és tanulmányaikért az Országos Meteorológiai Szolgálat, a Gödöllői Szent István Egyetem, az Országos Katasztrófavédelmi Igazgatóság, az Országos Környezet-egészségügyi Intézet, valamint az MTA-ÖBKI és az MTA-TAKI tudományos kutatóinak. A kutatómunkát részben a Miniszterelnöki Hivatal és a Magyar Tudományos Akadémia közötti stratégiai kutatásokról szóló együttműködési megállapodás, részben a Belügyminisztérium (2010. május előtt Nemzeti Fejlesztési és Gazdasági Minisztérium) építésügyért és területfejlesztésért felelős államtitkársága támogatta.

4.2. A klímaváltozás várható hatásai az épített környezetre

Pálvölgyi Tamás, Horváth Erzsébet Sára

Sajátos jellegzetessége az éghajlatváltozás problémakörének, hogy a kedvezőtlen környezeti feltételek visszahatnak a klímakárosító társadalmi-gazdasági tevékenységekre. Ennek következményei megjelenhetnek majd például épületeink, útjaink, ellátó rendszereink állapotában is. Mindennapi életünket alapvetően befolyásolja, hogy civilizációs vívmányaink, infrastruktúránk éghajlati szempontból mennyire időtállóak, és a mai fejlesztések vajon kiállják-e majd a változó klíma hatásait. Az előrejelzések szerint a klímaváltozás egyik legjelentősebb várható hatása a szélsőséges időjárási események gyakoriságának növekedése (Bartholy et al., 2008a). Ezen események például: a hóhullámok, a korai és kései fagyok, a jelentős szélviharok, az özvízszerű esőzések, zivatarok, s ennek következtében kialakuló árvíz és belvíz, valamint az ezzel egyidőben fellépő tartós szárazság, az aszály.

Az ár- és belvíz által veszélyeztetett területeken növekedhetnek a víz okozta épületkárok, a kedvezőtlenül változó szél- és csapadékviszonyok szintén növelik az építési kockázatot. Az épületszerkezeteket elsősorban a megváltozott hőteher, valamint a hevesebb viharokkal járó szélteher és jégeső érintheti. Különösen veszélyeztetettek a tetőszerkezetek és a homlokzati felületek rögzítő elemei, melyek vihar okozta károsodása még az új épületek esetében is előfordulhat. Az épített környezet alakításakor ma még csak ritkán számolnak az éghajlatváltozással, noha az épületeken belül tartózkodó emberek komfortérzetére a nyári kánikulák jelentős befolyással vannak. Az épületek tervezésénél a lakosság és az építőipari szakma is elsősorban a téli hőveszteségek csökkentésére koncentrálnak. A közgondolkodásban a hőszigetelés mellett hangsúlyt kellene helyezni az épületek hőelvezetésének javítására is. Hasonlóképpen kevésbé figyelembe vett szempont a nyári esőzések várható ritkábbá válása, illetve télen a hőmennyiség esetleges növekedése. A szélsőségek maximumának várható növekedése szintén nincs napirenden a mai építőipari tervezésben. A tetőfedések, homlokzati burkolatok rögzítésére kidolgozott tervezési iránymutatások e tekintetben nem biztosítanak elegendő tartalékot, ezért a szélsőségek növekedése a jövőben mind a meglévő, mind az új épületek esetén gondot jelenthet.

Hatás az épületekre – alkalmazkodás a szélsőséges időjárási eseményekhez, viharokhoz

Az éghajlatváltozás során várható maximális szélhullámok növekedése elsősorban épületek külső határoló szerkezeteit érinti, így a homlokzatot és a tetőn lévő szerkezeteket. A tartószerkezeti méretezés mellett, a homlokzatokon a szerelt burkolatok és a nyílászárók, árnyékolók tekintetében kell problémákra számítani, a tetőn pedig elsősorban a tetőfedő elemeknél és a vízszigetelő lemezeknél, illetve a tetősíkból kiálló elemeknél. Az utóbbi esetén a villámvédelmi berendezések, kémények, antennák károsodására kell elsősorban felkészülni.

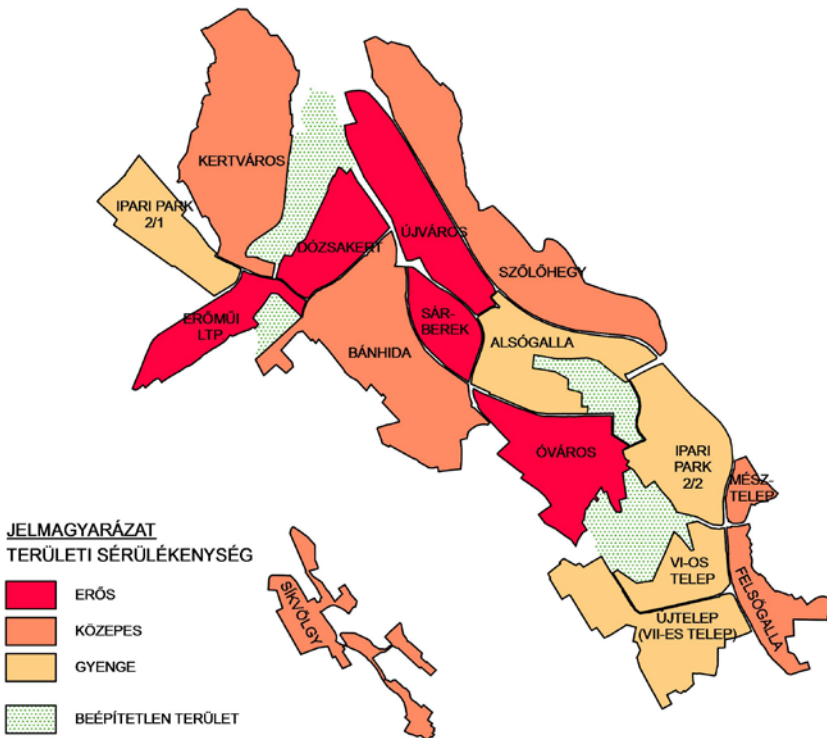
A klímaváltozás várható hatásait feltérképező, Európai Unió által finanszírozott CLAVIER kutatási projektben (www.clavier-eu.org) Tatabánya épületállományát vizsgáltuk (Horváth és Pálvölgyi, 2011). A kutatás során azt elemeztük, hogy a 2021-2050 időszakra várható éghajlatváltozás milyen hatással lesz majd az épületek tetőszerkezetének széllal szembeni állékonyságára. A típus épületek meghatározása

után, azok sérülékenységét vizsgáltuk: a kitettség, az érzékenység és az alkalmazkodóképesség figyelembevételével (Jacob et al., 2008b).

Az épület, s így a tető magassága és formája, illetve környezetének beépítettsége a két legjelentősebb tényező a szélteher tekintetében. Ezeket az egyes épülettípusokra vonatkozó **mértékadó szélteher** számításakor vettük figyelembe (kitettség).

A széllel szembeni **érzékenység** elsősorban a tető kialakításától, annak méretétől és a héjalástól (kis- vagy nagy elemes tetőfedés), a tető közvetlen környezetében elhelyezkedő építményektől, növényektől függ. A tetőfedő anyagok közül a nagyobb tömegűek (pl. kerámia cserép), a homlokzati burkolatok rögzítésénél a szabványok előírásait meghaladó megoldások állnak ellen leginkább a széltehernek. A tartószerkezeti viselkedés tekintetében az épület kora az egyik legmeghatározóbb tényező, mert az építés ideje determinálja, hogy az adott épület tervezésekor milyen szabványokat, előírásokat alkalmaztak a tervezők és az építőmesterek.

Az **alkalmazkodóképesség** meghatározása során az épületben lakók vagy azt használók, illetve a tulajdonosok szociális körülményeit, gondolkodásmódját és anyagi lehetőségeit tártuk fel a vizsgált területen, Tatabányán. A kitettség, az alkalmazkodóképesség, illetve az érzékenység meghatározása után számítottuk ki az egyes épülettípusok **sérülékenységét** egyszerű algoritmussal. Az eredmények összesítése után, mindezt térképen ábrázolva (4.13. ábra) látható, hogy Tatabánya polgárainak közel 25%-a a legsérülékenyebb épülettípusokban él vagy dolgozik.



4.13. ábra. Az épületek területi sérülékenysége Tatabányán. (Pálvölgyi, 2008a)

Azt is meg kell említeni, hogy a heves szellőkésekkel járó viharok gyarapodása veszélyezteti a légvezetékeket, áramátalakító berendezéseket, illetve a távvezetékek tartóoszlopait. Télen a zúzvara és az ónos eső ráfagyása jelent növekvő terhelést a légvezetékeken. Az épületek környezetében fellépő erős szellőkések károsíthatják az utcai berendezéseket (jelzőlámpa, villanyoszlop, telefonfülke) és a növényzetet egyaránt, akár jelentős károkat okozva ezzel az épületen is.

Szélsőséges vízjárás hatása az épületekre

a) Árvízbiztos építés

Özönvízszerű esőzéssel járó viharok általában váratlanul jelentkeznek, s előrejelezhetőségük mindössze néhány óra. Káros hatásukat növeli a térség domborzata, a környék növényzettel való borítottsága, a vízvezető rendszerek állapota és átteresztőképessége, a települések szerkezete, elhelyezkedése. Ezen esők következtében hazánkban fokozódik az árvízveszély, a mélyen fekvő területeken pedig fokozott belvízveszélyre számíthatunk. A hirtelen fellépő esőzések bizonyos területeken földcsuszamlásokat okozhatnak, mely jelentős anyagi károkkal járhat. Valószínűsíthető, hogy a duzzadó agyag talaj okozta épületkárok is növekedni fognak.

A hirtelen, nagy csapadékhozamú esők következtében **felértékelődik a vízvezetés szerepe** települési léptékben (esővízgyűjtő csatornahálózat) és az épület körül (vízvezető csatorna, lefolyó) egyaránt. Ezek a megnövekedett csapadékmennyiség miatt könnyen túltelítetté válhatnak. Ennek elkerülése érdekében **célszerű a méretezési szabványok felülvizsgálata és esővíztározó berendezések telepítése**. Az árvíz okozta majdani anyagi károk elkerülése érdekében a legfontosabb az **építési előírások felülvizsgálata, szigorítása és következetes betartatása**: árvízveszélyes területre teljes építési tilalom bevezetése és a magaspartok (földcsuszamlás), löszfalak által veszélyeztetett területek azonosítása. Az ország területének csaknem egynegyede a mértékadó árvizek szintje alatt fekszik, ahol mintegy 700 településen 2,5 millió ember él, s itt termelik a GDP 30%-át (Láng et al., 2007). A védekezés szabályozásánál mérlegelni kell azonban, hogy a megvédendő érték milyen mértékben áll arányban az árvízvédelmi beruházásokkal. Az éghajlatváltozás következtében módosuló vízjárás igen lényeges az árvízvédelem szempontjából, de a csapadékviszonyok a hulladéklerakók és a szennyvíztisztítók működését is befolyásolják. A hulladékgazdálkodás vonatkozásában a növekvő egészségügyi- és járványkockázatokat is meg kell említenünk.

b) Felkészülés a vízhiányos időszakokra

Az özönvízszerű esők mellett az éghajlati becslések szerint hosszú, száraz, aszályos időszakokra számíthatunk a jövőben (ld. 3.2.5. és 3.2.6. alfejezet). Az épületek, települések tekintetében ez a parkok, kertek, zöldtetők és zöld homlokzatok fokozott öntözésének szükségességében nyilvánul meg. Javasolt az **esővíztározók (ciszternák) építése**, mellyel az aszályos időszak öntözésének vízigénye áthidalható. A zöld növényzettel telepített tetők esetében a növények fajtájának és az öntözés szükségességének, illetve módjának a megtervezése komoly feladat. Az 5–15 cm földtakaróval rendelkező **extenzív zöldtetők** esetében szárazságtűrő növények alkalmazása szükséges és általában öntözés nélkül is megoldható, míg az intenzív

telepítésű tetők folyamatos vízellátást igényelnek. Az öntözés történhet többek között tömlővel, esőztető automatával, csepegtető öntözéssel, szintszabályozott vízduzzasztással, árasztásos öntözéssel, stb.

Összefoglalva tehát: az éghajlatváltozás a települési, belterületi vízgazdálkodás feladatait is megnehezíti. Az időjárás változékonyságából adódóan, a szárazabb években az öntözés, a csapadékosabb években pedig a víztöbblet elvezetésének és megtartásának feladataival szükséges megbirkózni.

Hatás az utakra

A hirtelen lezúduló csapadék alámoshatja a közúti és vasúti töltéseket, partfalakat, esetenként földcsuszamláshoz vezethet, a tartósabb aszály pedig ugyanezen műtárgyak állékonyságát rontja (süppedés). Az éghajlatváltozás kedvezőtlenül érintheti az utakat, autópályákat szegélyező növénytakarók és élőhelyek biológiai sokféleségét is.

A nyári hónapokban fokozódó aszfaltkárosodásokra számíthatunk. A huzamosabb ideig fennálló hőségnapok a burkolat nyomvályúsodásának drasztikus erősödését vonja maga után, különösen, ha a napi átlaghőmérséklet legalább három egymást követő napig nem süllyed 26 °C alá. A forró napok a vasúti sínek deformálódását, vetemedését is magukkal hozzák. A fagypont körüli hőmérséklet és a változó halmazállapotú csapadékok is kedvezőtlenül érinthetik az útburkolatok állagát: az aszfaltrepedésekbe szivárgó nedvesség kátyúsodást okoz, mely jelenség szintén gyakoribbá válik majd. A hevesebb, erősebb szellőkészekkel járó viharok nem kímélik majd a közlekedésbiztonsági berendezéseket, közlekedési lámpákat, KRESZ-táblákat sem. Az áruszállítás és a logisztikai szolgáltatások esetében nőhet a raktárhelységet nem igénylő „just in time” készletgazdálkodási rendszerek klíma-érzékenysége, mely visszahat a gyártásra és a kereskedelemre.

Az éghajlat változékonnyabbra és szélsőségesebbre fordulása kedvezőtlenül érintheti a városi úthálózat állapotát és a közösségi közlekedést. A közlekedési infrastruktúra fenntartási költségeinek növekedése is érzékelhető másodlagos hatást okozhat a városi közlekedésben. A városi csatornarendszereket, folyó menti közlekedési útvonalakat, hídpilléreket jelentősen megterhelhetik a gyarapodó és súlyosbodó áradások.

Az aszfaltozott utak, a városok ritkás növényzete, az egyre gyarapodó nagy üvegfelületű épületek és ezek hűtését szolgáló légkondicionálók használata erősítik az éghajlatváltozás okozta hőmérséklet-emelkedést, és helyenként már-már elviselhetetlen városi hőszigetet okoznak (Pongrácz et al., 2006a). A városi hősziget-hatás erősödésével párhuzamosan a városok nem kellően átgondolt közlekedési infrastruktúrája, a gépjárművek számának és használatuk gyakoriságának növekedése mind hozzájárul a városi levegőminőség romlásához (Pálvölgyi, 2008b).

Alkalmazkodási és felkészülési javaslatok az épített környezetben

Az alábbiakban Medgyasszay (2006), Medgyasszay et al. (2007) és Pálvölgyi (2008b) tanulmányai alapján összefoglaljuk, hogy az épített környezet éghajlatváltozásra való felkészülése milyen stratégiai szintű intézkedéseket igényel.

1. Az új autópályák, vasútvonalak, épületek létesítésekor az éghajlatváltozás okozta új követelményeket teljes körűen figyelembe kell venni, **komplex éghajlati**

- hatáselemzést kell végezni**, és ki kell dolgozni az éghajlat megváltásával is számoló fenntartást, üzemeltetést is.
2. Teljes körűen **felül kell vizsgálni az építési előírásokat, szabványokat** az éghajlatváltással együtt járó hatásoknak megfelelően (árvíz és földcsuszamlás veszélye, tartószerkezeti állékonyság, épülethatároló szigetelések, anyagfáradás). A szél- és hőterhelések vonatkozásában (különösen a homlokzati és tetőszerkezeti rögzítések esetében) a változó szélsőségekhez igazodó szabványok, építőanyagok és építési technikák kialakítása szükséges. A belterületi csapadékvíz-elvezető rendszereket a megváltott csapadékvízviszonyokra kell méretezni. Nem lehet múltbéli környezeti értékekre tervezni!
 3. Az új épületek tervezésénél ösztönözni kell a napkollektorok, napelemek beszerelését, az alacsony energiafogyasztású (ún. passzív) házak elterjesztését, a zöldtetők és a hőszivattyúk alkalmazását. Az épületen belüli víz- és szennyvízhálózat tervezésekor előtérbe kell helyezni a használt vizek újrahasonosítását (pl. a fürdőszoba használt vizének alkalmazása WC öblítésre).
 4. **Klímatudatos és klímabiztos telepítés** (épület-tájolás, uralkodó szélviszonyok, stb.) módszereit ki kell dolgozni és meg kell ismertetni a rendezési terveket, épületterveket készítő szakemberekkel, építészekkel, építőanyag-gyártókkal és forgalmazókkal.
 5. Az előre gyártott elemekből történő építés mérsékli az építési területeken jelentkező klimatikus kockázatokat. A külső munkálatok szervezése során figyelembe kell venni, hogy a kedvezőtlen időjárási körülmények korlátozhatják az építést.
 6. Egyes, nagyobb tengelyterhelésű utaknál célszerű beton burkolatot használni a károsodások elkerülésére.
 7. Az ingatlanfejlesztéseknél törekedni kell a városi parkok, zöldfelületek bővítésére, melyek megfelelő mozaikos kialakítása mérsékelheti a városi hősziget hatását. Az irodaházak, lakóparkok, bevásárlóközpontok tervezésénél előtérbe kell helyezni a zöldtetők, „zöld balkonok”, illetve a passzív ház technológia alkalmazását.
 8. Az urbanizációs folyamatok okozta pozitív visszacsatolási mechanizmust csak a klímabarát és a klímaváltáshoz alkalmazkodó területfejlesztéssel mérsékelhetjük. Ehhez elengedhetetlen a felesleges utazást csökkentő településtervezés, a fenntartható fejlődés települési és térségi modelljének kialakítása, a természeti környezetet kímélő, az erőforrások takarékos felhasználását biztosító megoldások alkalmazása.

Köszönetnyilvánítás

A kötet létrejöttét támogatta a Magyar Tudományos Akadémia és az Eötvös Loránd Tudományegyetem. A könyvben megjelent hazai kutatásokat támogatta az Európai Unió és az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával az „Európai Léptékkal a Tudásért, ELTE-TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KMR-2010-0003. A felsőoktatás minőségének javítása a kutatás-fejlesztés-innováció-oktatás fejlesztésén keresztül” pályázat, az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok K-78125 pályázata, a Nemzeti Fejlesztési Minisztérium (korábban Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium), az MTA TKI Alkalmazkodás a klímaváltozáshoz című (2006/TKI/246) programja, az NKFP-3A/0082/2004 és az NKFP-6/079/2005 pályázat. További segítséget nyújtott az EU VI. keretprogram CECILIA és CLAVIER projektje (GOCE 037005 és 037013), az Európai Regionális Fejlesztési Alap által támogatott CCWATERS projekt (SEE/A/022/2.1/X).

Irodalomjegyzék

- ACIA (2005): *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press, New York, NY. 1042p.
- Ackerman, T.P., Stokes, G.M. (2003): The Atmospheric Radiation Measurement Program. *Physics Today*, 56, pp. 38–44.
- Adam, J.C., Lettenmeier, D.P. (2003): Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias. *J. Geophys. Res.*, 108, pp. 4257–4272.
- Allison, I., Bindoff, N.L., Bindschadler, R.A., Cox, P.M., de Noblet, N., England, M.H., Francis, J.E., Gruber, N., Haywood, A.M., Karoly, D.J., Kaser, G., Le Quéré, C., Lenton, T.M., Mann, M.E., McNeil, B.I., Pitman, A.J., Rahmstorf, S., Rignot, E., Schellnhuber, H.J., Schneider, S.H., Sherwood, S.C., Somerville, R.C.J., Steffen, K., Steig, E.J., Visbeck, M., Weaver, A.J. (2009): *The Copenhagen Diagnosis, 2009: Updating the World on the Latest Climate Science*. University of New South Wales Climate Change Research Centre, Sydney, Australia. 60p.
- Anderson, C.J., Arritt, R.W., Kain, J.S. (2007): An alternative mass flux profile in the Kain-Fritsch convective parameterization and its effects in seasonal precipitation. *J. Hydrometeorology*, 8, pp. 1128–1140.
- Anisimov, O.A., Belolutskaia, M.A. (2004): Predictive modelling of climate change impacts on permafrost: effects of vegetation. *Meteorol. Hydrol.*, 11, pp. 73–81.
- Anthes, R.A. (1977): A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105, pp. 270–286.
- Arakawa, A., Schubert, W.H. (1974): Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, pp. 674–701.
- Arnell, N.W. (2004): Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change*, 14, pp. 13–52.
- Arora, V.K., Boer, G.J. (2003): A representation of variable root distribution in dynamic vegetation models. *Earth Interactions*, 7, pp. 1–19.
- Arrhenius, S. (1896): On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. *London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 5(41), pp. 237–275.
- Asselin, R. (1972): Frequency filter for time integrations. *Mon. Wea. Rev.*, 100, pp. 487–490.
- Bader, D.C., Covey, C., Gutowski, W.J., Held, I.M., Kunkel, K.E., Miller, R.L., Tokmakian, R.T., Zhang, M.H. (2008): Climate models: An assessment of strengths and limitations. *A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*. Department of Energy, Office of Biological and Environmental Research, Washington, D.C. <http://www.climatechange.gov/Library/sap/sap3-1/final-report/sap3-1-final-all.pdf>.
- Baldocchi, D., Harley, P. (1995): Scaling carbon dioxide and water vapour exchange from leaf to canopy in a deciduous forest. I. Leaf model parameterization. *Plant, Cell, Environment*, 18, pp. 1146–1156.
- Barcza, Z., Bondeau, A., Churkina, G., Ciais, P., Czóbel, Sz., Gelybó, Gy., Grosz, B., Haszpra, L., Hidy, D., Horváth, L., Machon, A., Pásztor, L., Somogyi, Z., Van Oost, K. (2010): Modeling of biosphere-atmosphere exchange of greenhouse gases – Model based biospheric greenhouse gas balance of Hungary. In: *Atmospheric Greenhouse Gases: The Hungarian Perspective* [Haszpra, L. (ed.)]. Springer, Dordrecht - Heidelberg - London - New York, pp. 295–330.
- Barry, R.G., Carleton, A.M. (2001): *Synoptic and Dynamic Climatology*. Routledge, London, New York. 620p.
- Bartholy J., Kaba, M. (1987): A Hess-Brezowsky-féle makroszinoptikus típusrendszer meteorológiai statisztikai elemzése és korrekciója. *Meteorológiai tanulmányok*, 57, 76p.
- Bartholy J., Matyasovszky I. (1998): A Kárpát-medence hőmérsékleti és csapadék viszonyainak alakulása a globális éghajlatváltozások tükrében. In: *Az éghajlatváltozás és következményei* [szerk.: Dunkel, Z.]. OMSz, Budapest, pp. 117–125.
- Bartholy, J., Bogárdi, I., Matyasovszky, I. (1995): Effect of climate change on regional precipitation in lake Balaton watershed. *Theor. Appl. Climatol.*, 51, pp. 237–250.

- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy. (2007): Regional climate change expected in Hungary for 2071-2100. *Applied Ecology and Environmental Research*, 5, pp. 1-17.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., Szabó, P. (2008a): Analysis of expected climate change in the Carpathian basin using the PRUDENCE results. *Időjárás*, 112, pp. 249-264.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy. (2008b): Milyen mértékű éghajlatváltozás várható a Kárpát-medencében? *Léggör*, 53(2), pp. 19-24.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., Szabó, P. (2008c): Milyen mértékű változás várható a Kárpát-medence éghajlati szélsőségeiben a XXI. század végére? *Léggör*, 53(3), pp. 19-23.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., Kern, A. (2009): What climate can we expect in Central/Eastern Europe by 2071-2100? In: *Bioclimatology and Natural Hazards* [Strelcova, K., Mátyás, Cs., Kleidon, A., Lapin, M., Matejka, F., Blazenec, M., Skvarenina, J., Holec, J. (eds.)], pp. 3-14.
- Beckman, A., Doscher, R. (1997): A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models. *J. Physical Oceanography*, 27, pp. 581-591.
- Bell, M.L., Goldberg, R., Hogrefe, C., Kinney, P., Knowlton, K., Lynn, B., Rosenthal, J., Rosenzweig, C., Patz, J.A. (2007): Climate change, ambient ozone, and health in 50 U.S. cities. *Climatic Change*, 82, pp. 61-76.
- Beniston, M. (2004): The 2003 heatwave in Europe: a shape of things to come? An analysis based on swiss climatological data and model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02202.
- Beringer, J., Lynch, A.H., Chapin, F.S., Mack, M., Bonan, G.B. (2001): The representation of arctic soils in the land surface model: The importance of mosses. *J. Climate*, 14, pp. 3324-3335.
- Betts, A.K., Ball, J.H. (1997): Albedo over the boreal forest. *J. Geophysical Research-Atmosphere*, 102, pp. 28901-28909.
- Bihari, Z., Lakatos, M., Németh, Á., Szalai, S. (2007): Időjárás rekordok Magyarországon. *Léggör*, 52(4), pp. 18-19.
- Bihari, Z., Lakatos, M., Szalai, S., Szentimrey, T. (2008): *Magyarország néhány éghajlati jellemzője a 2005-2007 időszakban*. OMSZ, Budapest, 15p.
- Bitz, C.M., Lipscomb, W.H. (1999): An energy-conserving thermodynamic model of sea ice. *J. Geophysical Research*, 104, pp. 15669-12677.
- Black, E., Blackburn, M., Harrison, R.G., Hoskins, B.J., Methven, J. (2004): Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, 59(8), pp. 217-223.
- Bleck, R. (2002): An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, 4, pp. 55-88.
- Bliss, N.B., Olsen, L.M. (1996): Development of a 30-arc-second digital elevation model of South America. In: *Pecora Thirteen, Human Interactions with the Environment - Perspectives from Space*. Sioux Falls, South Dakota, United States of America.
- Bodolainé Jakus, E. (1983): *A Duna és a Tisza árvozeinek szinoptikus feltételei*. Az OMSZ Hivatalos Kiadványai 56.
- Boisserie, M., Shin, D.W., LaRow, T.E., Cocke, S. (2006): Evaluation of soil moisture in the Florida State University climate model: National Center for Atmospheric Research community land model (FSU-CLM) using two reanalyses (R2 and ERA40) and in situ observations. *J. Geophysical Research*, 111(D8), D08103.
- Bonan, G.B. (1995): Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. *J. Climate*, 8, pp. 2691-2704.
- Bonan, G.B., Pollard, D., Thompson, S.L. (1992): Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 359, pp. 716-718.
- Booij, M.J. (2002): Extreme daily precipitation in western Europe with climate change at appropriate spatial scales. *Int. J. Climatol.*, 22, pp. 69-85.
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., Noilhan, J. (2000): The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Applied Meteorology*, 39, pp. 1544-1569.
- Bougeault, P. (1983): A non-reflective upper boundary condition for limited-height hydrostatic models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, pp. 420-429.

- Bougeault, P. (1985): A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, 113, pp. 2108–2121.
- Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., Houze, R., Kuettner, J., Smith, R.B., Steinacker, R., Volkert, H. (2001): The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 82, pp. 433–462.
- Briegleb, B.P., Bitz, C.M., Hunke, E.C., Lipscomb, W.H., Schramm, J.L. (2002): Description of the Community Climate System Model Version 2 Sea Ice Model, 62p. http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm2.0/csim/SciGuide/ice_scidoc.pdf
- Bryan, K. (1969a): A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Computational Physics*, 4, pp. 347–376.
- Bryan, K. (1969b): Climate and the ocean circulation. III: The ocean model. *Mon. Wea. Rev.*, 97, pp. 806–824.
- Bryan, K., Cox, M.D. (1967): A numerical investigation of the oceanic general circulation. *Tellus*, 19, pp. 54–80.
- Canadell, J.G., Pataki, D.E., Gifford, R., Houghton, R.A., Luo, Y., Raupach, M.R., Smith, P., Steffen, W. (2007): Saturation of the Terrestrial Carbon Sink. In: *Terrestrial Ecosystems in a Changing World* [Canadell, J.G., Pataki, D., Pitelka, L. (eds.)]. The IGBP Series, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 59–78.
- Christensen, O.B. (1999): Relaxation of soil variables in a regional climate model. *Tellus*, 51A, pp. 674–685.
- Christensen, J.H., Christensen, O.B. (2007): A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81, pp. 7–30.
- Christensen, J.H., Carter, T.R., Rummukainen, M., Amanatidis, G. (2007): Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change*, 81, pp. 1–6.
- Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Anisimov, O.A., Bryan, F.O., Cazenave, A., Dixon, K.W., Fitzharris, B.B., Flato, G.M., Ganopolski, A., Gornitz, V., Lowe, J.A., Noda, A., Oberhuber, J.M., O'Farrell, S.P., Ohmura, A., Oppenheimer, M., Peltier, W.R., Raper, S.C.B., Ritz, C., Russell, G.L., Schlosser, E., Shum, C.K., Stocker, T.F., Stouffer, R.J., van de Wal, R.S.W., Voss, R., Wiebe, E.C., Wild, M., Wingham, D.J., Zwally, H.J., Douglas, B.C., Ramirez, A. (2001): Changes in sea level. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 639–693.
- Churkina, G., Brovkin, V., von Bloh, W., Trusilova, K., Jung, M., Dentener, F. (2009): Synergy of rising nitrogen depositions and atmospheric CO₂ on land carbon uptake moderately offsets global warming. *Global Biogeochem. Cycles*, 23, GB4027.
- Ciais, Ph., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogée, J., Allard, V., Aubinet, M., Buchmann, N., Bernhofer, C., Carrara, A., Chevallier, F., de Noblet, N., Friend, A.D., Friedlingstein, P., Grünwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Loustau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J.F., Sanz, M.J., Schulze, E.D., Vesala, T., Valentini, R. (2005): Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 437, pp. 529–533.
- Claussen, M., Mysak, L.A., Weaver, A.J., Crucifix, M., Fichetef, T., Loutre, M.-F., Weber, S.L., Alcamo, J., Alexeev, V.A., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goosse, H., Lohmann, G., Lunkeit, F., Mokhov, I.I., Petoukhov, V., Stone, P., Wang, Z. (2002): Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.*, 18, pp. 579–586.
- Clough, S.A., Iacono, M.J., Moncet, J.-L. (1992): Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates: Application to water vapor. *J. Geophysical Research*, 97, pp. 15761–15785.
- Collins, M., Booth, B.B.B., Harris, G.R., Murphy, J.M., Sexton, D.M.H., Webb, M.J. (2006): Towards Quantifying Uncertainty in Transient Climate Change. *Clim. Dyn.*, 27, pp. 127–147.

- Coppola, E., Giorgi, F. (2005): Climate change in tropical regions from high-resolution time-slice AGCM experiments. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 131, pp. 3123–3145.
- Courant, R., Friedrichs, K.O., Lewy, H. (1928): Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematische Physik. *Math Ann.*, 100, pp. 32–74.
- Cox, P., Betts, R.A., Bunton, C.B., Essery, R.L.H., Rowntree, P.R., Smith, J. (1999): The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, 15, pp. 183–203.
- Cressie, N. (1991): *Statistics for Spatial Data*. Wiley, New York. 900p.
- Cubasch, U., Hasselmann, K., Hoock, H., Maier-Raimer, E., Mikołajewicz, U., Santer, B.D., Sausen, R. (1992): Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, 8, pp. 55–69.
- Cubasch, U., Meehl, G.A., Boer, G.J., Stouffer, R.J., Dix, M., Noda, A., Senior, C.A., Raper, S., Yap, K.S. (2001): Projections of future climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.I. (eds.)]. Cambridge University Press, pp. 525–582.
- Czira, T., Dobozi, E., Selmečzi, P., Kohán, Z., Rideg, A., Schneller, K. (2010a): *A területfejlesztés 4 éves szakmai programja a klímaváltozás hatásainak mérséklésre (2010–2013)*. CD kiadvány, VÁTI Nonprofit Kft., Budapest, 39p.
- Czira, T., Pálvölgyi, T., Rideg, A., Selmečzi, P. (2010b): A magyar területpolitika törekvései és eszközei a klímaváltozás hatásainak mérséklésére. *Falu-Város-Régió: Területi monitoring és értékelés – új eszközök, módszerek, eredmények*, 2010(1), pp. 60–66.
- Davies, H.C. (1976): A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, pp. 405–418.
- Davies, H.C., Turner, R.E. (1977): Updating prediction models by dynamical relaxation – An examination of the technique. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, pp. 225–245.
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D. (2003): Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Clim. Dyn.*, 20, pp. 107–126.
- Déqué, M. (2009): Temperature and Precipitation Probability Density Functions in ENSEMBLES Regional Scenarios. *ENSEMBLES Technical Report 5* [available from <http://www.ensembles-eu.org/>].
- Déqué, M., Piedelievre, J.P. (1995): High-resolution climate simulation over Europe. *Clim. Dyn.*, 11, pp. 321–339.
- Déqué, M., Somot, S. (2010): Weighted frequency distributions express modelling uncertainties in the ENSEMBLES regional climate experiments. *Climatic Research*, 44, pp. 195–209.
- Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., Cariolle, D. (1994): The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Clim. Dyn.*, 10, pp. 249–266.
- Déqué, M., Marquet, P., Jones, R.G. (1998): Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *Clim. Dyn.*, 14, pp. 173–189.
- Déqué, M., Rowell, D.P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J.H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., van den Hurk, B. (2007): An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81, pp. 53–70.
- Déqué, M., Somot, S., Sanchez-Gomez, E., Goodess, C.M., Jacob, D., Lenderink, G., Christensen, O.B. (2011): The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: Regional climate models, driving general circulation models and interannual variability. *Clim. Dyn.*. DOI 10.1007/s00382-011-1053-x
- Dickinson, R.E., Kennedy, P.J., Henderson-Sellers, A., Wilson, M. (1986): Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. In: *Tech. Note NCAR/TN-275 + STR*. National Center for Atmospheric Research, 69p.
- Dickinson, R.E., Errico, R.M., Giorgi, F., Bates, G.T. (1989): A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, 15, pp. 383–422.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. (1993): Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1 as coupled to the NCAR community climate model. In: *Tech. Note NCAR/TN-387 + STR*. National Center for Atmospheric Research, 72p.

- Dorn, W., Dethloff, K., Rinke, A. (2003): Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate estimate. *Clim. Dyn.*, 21, pp. 447–458.
- Ducharne, A., Golaz, C., Leblois, E., Laval, K., Polcher, J., Ledoux, E., de Marsily, G. (2003): Development of a high resolution runoff routing model, calibration, and application to assess runoff from the LMD GCM. *J. Hydrology*, 280, pp. 207–228.
- Duffy, P.B., Govindasamy, B., Iorio, J., Milovich, J., Sperber, K., Taylor, K.E., Wehner, M., Lamont, A., Thompson, S. (2003): High-resolution simulations of global climate. Part 1: Present climate. *Clim. Dyn.*, 21, pp. 371–390.
- Edwards, J.M., Slingo, A. (1996): Studies with a flexible new radiation code I: choosing a configuration for a large-scale model. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, pp. 689–719.
- EEA (2004): *EEA Report No 2/2004: Impacts of Europe's Changing Climate: An Indicator-Based Assessment*. European Environment Agency, Copenhagen, 107p.
- EEA (2008): *EEA Report No 4/2008: Impacts of Europe's changing climate - 2008 indicator-based assessment*. European Environment Agency.
- Ellingson, R., Fouquart, Y. (1991): The intercomparison of radiation codes in climate models: An overview. *J. Geophysical Research*, 96(D5), pp. 8925–8927.
- Emanuel, K.A. (1991): A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, 48(21), pp. 2313–2335.
- Emanuel, K.A. (1994): *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, Oxford, UK, 580p.
- Emanuel, K.A., Zivkovic-Rothman, M. (1999): Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, 56, pp. 1766–1782.
- Essery, R., Pomeroy, J. (2004): Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: Theoretical considerations. *Annals Glaciology*, 38, pp. 261–265.
- Falko, K., Fye, K., Stahle, D.W., Cook, E.R. (2003): Paleoclimatic analogs to twentieth-century moisture regimes across the United States. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 84, pp. 901–909.
- Fink, A.H., Brücher, T., Krüger, A., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., Ulbrich, U. (2004): The 2003 European summer heatwaves and drought – synoptic diagnosis and impacts. *Weather*, 59, pp. 209–216.
- Fischer, E.M., Schär, C. (2009): Future changes in daily summer temperature variability: driving processes and role for temperature extremes. *Clim. Dyn.*, 33, pp. 917–935.
- Fischer, G., Shah, M., Tubiello, F.N., van Velthuisen, H. (2005): Socio-economic and climate change impacts on agriculture: an integrated assessment, 1990–2080. *Philos. T. Roy. Soc. B*, 360, pp. 2067–2083.
- Flannigan, M.D., Logan, K.A., Amiro, B.D., Skinner, W.R., Stocks, B.J. (2004): Future area burned in Canada. *Clim. Change*, 72, pp. 1–16.
- Folland, C.K., Parker, D.E., Kates, F.E. (1984): World-wide marine temperature fluctuations 1856–1981. *Nature*, 310, pp. 670–673.
- Fouquart, Y., Bonnel, B. (1980): Computation of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, pp. 35–62.
- Fowler, H.J., Ekström, M., Kilsby, C.G., Jones, P.D. (2005): New estimates of future changes in extreme rainfall across the UK using regional climate model integrations. 1. Assessment of control climate. *J. Hydrol.*, 300, pp. 212–233.
- Friedlingstein, P., Prentice, I.C. (2010): Carbon-climate feedbacks: a review of model and observation based estimates. *Curr. Opin. Environ. Sust.*, 2, pp. 251–257.
- Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., von Bloh, W., Brovkin, V., Cadule, P., Doney, S., Eby, M., Fung, I., Bala, G., John, J., Jones, C., Joos, F., Kato, T., Kawamiya, M., Knorr, W., Lindsay, K., Matthews, H.D., Raddatz, T., Rayner, P., Reick, C., Roeckner, E., Schnitzler, K.-G., Schnur, R., Strassmann, K., Weaver, A.J., Yoshikawa, C., Zeng, N. (2006): Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *J. of Clim.*, 19, pp. 3337–3353.
- Fritsch, J.M., Chappell, C. (1980): Numerical simulation of convectively driven pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 37, pp. 1722–1733.
- Furrer, R., Sain, S.R., Nychka, D., Meehl, G.A. (2007): Multivariate Bayesian analysis of atmosphere-ocean general circulation models. *Environ. Ecol. Stat.*, 14, pp. 249–266.

- Gates, W.L., Boyle, J.S., Covey, C.C., Dease, C.G., Doutriaux, C.M., Drach, R.S., Fiorino, M., Gleckler, P.J., Hnilo, J.J., Marlais, S.M., Phillips, T.J., Potter, G.L., Santer, B.D., Sperber, K.R., Taylor, K.E., Williams, D.N. (1999): An Overview of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 80, pp. 29–55.
- Gent, P., McWilliams, J.C. (1990): Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Physical Oceanography*, 20, pp. 150–155.
- GFDL Global Atmospheric Model Development Team (GAMDT) (2004): The new GFDL global atmosphere and land model AM2/LM2: Evaluation with prescribed SST conditions. *J. Climate*, 17, pp. 4641–4673.
- Gillett, N.P., Allan, R.J., Ansell, T.J. (2005): Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 32(19), L19714.
- Giorgetta, M., Wild, M. (1995): The water vapour continuum and its representation in ECHAM4. In: *Max Planck Institute for Meteorology, Report No. 162*. Hamburg, Germany, 38p.
- Giorgi, F. (1989): Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires. *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 1127–1144.
- Giorgi, F. (1990): Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate*, 3, pp. 941–963.
- Giorgi, F., Lionello, P. (2008): Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63, pp. 90–104.
- Giorgi, F., Mearns, L.O. (1991): Approaches to the simulation of regional climate change - A review. *Reviews Geophysics*, 29, pp. 191–216.
- Giorgi, F., Mearns, L.O. (1999): Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J. Geophysical Research*, 104(D6), pp. 6335–6352.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R., Bates, G.T. (1993a): Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon. Wea. Rev.*, 121, pp. 2794–2813.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R., Bates, G.T., DeCanio, G. (1993b): Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 121, pp. 2814–2832.
- Giorgi, F., Hewitson, B., Christensen, J., Hulme, M., von Storch, H., Whetton, P., Jones, R., Mearns, L., Fu, C. (2001): Regional climate change information - Evaluation and projections. Chapter 10, In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881p.
- Giorgi, F., Francisco, R., Pal, J.S. (2003): Effects of a subgrid-scale topography and land use scheme on the simulation of surface climate and hydrology. Part 1: Effects of temperature and water vapor disaggregation. *Journal of Hydromet.*, 4, pp. 317–333.
- Gleckler, P.J., Taylor, K.E., Doutriaux, C. (2008): Performance metrics for climate models. *J. Geophysical Research*, 113, 06104.
- Global Carbon Project (2009): Carbon budget and trends 2008. [www.globalcarbonproject.org/carbonbudget] released on 17 November 2009
- Goddess, C. (ed.) (2005): STARDEX: *Downscaling climate extremes*. STARDEX Final Report. Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, UK. http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/reports/STARDEX_FINAL_REPORT.pdf, 24p.
- Graedel, T.E., Crutzen, P.J. (1993): *Atmospheric Change: An Earth System Perspective*. W.H. Freeman, New York. 446p.
- Gregory, D., Allen, S. (1991): The effect of convective downdraughts upon NWP and climate simulations. In: *Ninth conference on numerical weather prediction*. Denver, Colorado, pp. 122–123.
- Gregory, D., Rowntree, P.R. (1990): A mass-flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. *Mon. Wea. Rev.*, 118, pp. 1483–1506.

- Gregory, J.M., Stott, P.A., Cresswell, D.J., Rayner, N.A., Gordon, C., Sexton, D.M.H. (2002): Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM. *Geophys. Res. Lett.*, 29, pp. 2175–2178
- Grell, G. (1993): Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parametrizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121, pp. 764–787.
- Grell, G., Dudhia, J., Stauffer, D.R. (1994): A Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). In: *Tech. Note NCAR/TN-398 + STR*. National Center for Atmospheric Research. 121p.
- Griffies, S.M. (1998): The Gent-McWilliams skew-flux. *J. Physical Oceanography*, 28, pp. 831–841.
- Griffies, S.M., Gnanadesikan, A., Dixon, K.W., Dunne, J.P., Gerdes, R., Harrison, M.J., Rosati, A., Russell, J.L., Samuels, B.L., Spelman, M.J., Winton, M., Zhang, R. (2005): Formulation of an ocean model for global climate simulations. *Ocean Science*, 1, pp. 45–79.
- Gruber, N., Friedlingstein, P., Field, C.B., Valentini, R., Heimann, M., Richey, J.E., Romero-Lankao, P., Schulze, E.-D., Chen, C.-T. A. (2004): The vulnerability of the carbon cycle in the 21st Century: An assessment of carbon-climate-human interactions. In: *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World* [Field, C.B., Raupach, M.R. (eds.)] Island Press, Washington DC, pp. 45–76.
- Gu, L., Shugart, H.H., Fuentes, J.D., Black, T.A., Shewchuk, S.R. (1999): Micrometeorology, biophysical exchanges, and NEE decomposition in a two-storey boreal forest – Development and test of an integrated model. *Agricultural Forest Meteorology*, 94, pp. 123–148.
- Gutowski, W.J. Jr., Vörösmarty, C.J., Person, M., Ötles, Z., Fekete, B., York, J. (2002): A Coupled Land-Atmosphere Simulation Program (CLASP): Calibration and validation, *J. Geophys. Res.*, 107(D16), 4283
- Gutowski, W.J., Takle, E.S., Kozak, K.A., Patton, J.C., Arritt, R.W., Christensen, J.H. (2007): A possible constraint on regional precipitation intensity changes under global warming. *J. Hydrometeorology*, 8, pp. 1382–1396.
- Hack, J.J., Boville, B.A., Briegleb, B.P., Kiehl, J.T., Rasch, P.J., Williamson, D.L. (1993): Description of the NCAR community climate model (CCM2). In: *Tech. Note NCAR/TN-382 + STR*. National Center for Atmospheric Research. 120p.
- Hagemann, S., Dümenil, L. (1998): A parameterization of the lateral water flow for the global scale. *Clim. Dyn.*, 14, pp. 17–31.
- Hagemann, S., Machenhauer, B., Jones, R., Christensen, O.B., Déqué, M., Jacob, D., Vidale, P.L. (2004): Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Clim. Dyn.*, 23, pp. 547–607.
- Halenka, T. (2007): CECILIA keeping a close eye on climate change. *eStrategies, Science, Technology and Innovation Projects*, British Publishers, 12.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lo, K., Lea, D.W., Medina-Elizade, M. (2006): Global temperature change. *Proceedings National Academy Sciences*, 103, pp. 14288–14293.
- Hanson, C.E., Palutikof, J.P., Livermore, M.T.J., Barring, L., Bindi, M., Corte-Real, J., Durao, R., Giannakopoulos, C., Good, P., Holt, T., Kundzewicz, Z., Leckebusch, G.C., Moriondo, M., Radziejewski, M., Santos, J., Schlyter, P., Schwarb, M., Stjernquist, I., Ulbrich, U. (2007): Modelling the impact of climate extremes: an overview of the MICE project. *Climatic Change*, 81, pp. 163–177.
- Harris, G.R., Sexton, D.M.H., Booth, B.B.B., Collins, M., Murphy, J.M., Webb, M.J. (2006): Frequency distributions of transient regional climate change from perturbed physics ensembles of general circulation model simulations. *Clim. Dyn.*, 27, pp. 357–375.
- Harvey, D., Gregory, J., Hoffert, M., Jain, A., Lal, M., Leemans, R., Raper, S., Wigley, T., de Wolde, J. (1997): An Introduction to Simple Climate Models Used in the IPCC Second Assessment Report. *IPCC Technical Paper 2* [Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Griggs, D.J., Maskell, K. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. 59p.
- Hawkins, E., Sutton, R. (2009): The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 90, pp. 1095–1107.
- Hawkins, E., Sutton, R. (2011): The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Clim. Dyn.*, 37, pp. 407–418.

- Hay, L.E., Clark, M.P., Pagowski, M., Leavesley, G.H., Gutowski, W.J. (2006): One-way coupling of an atmospheric and a hydrologic model in Colorado. *J. Hydrometeorology*, 7, pp. 569–589.
- Haylock, M.R., Hofstra, N., Klein Tank, A.M.G., Klok, E.J., Jones, P.D., New, M. (2008): A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res. (Atmospheres)*, 113, D20119.
- Hegerl, G.C., Crowley, T.J., Hyde, W.T., Frame, D.J. (2006): Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, 440, pp. 1029–1032.
- Held, I., Suarez, M.J. (1994): A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bulletin American Meteorological Society*, 75, pp. 1825–1830.
- Henderson-Sellers, A. (2006): Improving land-surface parameterization schemes using stable water isotopes: Introducing the iPILPS initiative. *Global Planetary Change*, 51, pp. 3–24.
- Henderson-Sellers, A., Pitman, A.J., Love, P.K., Irannejad, P., Chen, T.H. (1995): The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) – Phase 2 and Phase 3. *Bulletin American Meteorological Society*, 76, pp. 489–503.
- Henderson-Sellers, A., Irannejad, P., McGuffie, K., Pitman, A.J. (2003): Predicting land-surface climates – Better skill or moving targets? *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1777.
- Hennessy, K., Lucas, C., Nicholls, N., Bathols, J., Suppiah R., Ricketts, J. (2006): Climate Change Impacts on Fire-Weather in South-East Australia. Consultancy Report for the New South Wales Greenhouse Office, Victorian Department of Sustainability and Environment, Tasmanian Department of Primary Industries, Water and Environment, and the Australian Greenhouse Office. CSIRO Atmospheric Research and Australian Government Bureau of Meteorology, 78p. <http://www.greenhouse.gov.au/impacts/publications/pubs/bushfire-report.pdf>.
- Hess, P., Brezowsky, H. (1969): Katalog der Grosswetterlagen Europas. *Berichte des Deutschen Wetterdienst*, 113(15), 70p.
- Hirsch, T. (2006): Szinoptikus-klimatológiai vizsgálatok a múlt éghajlatának dinamikai elemzésére. In: *31. Meteorológiai Tudományos Napok*, beszámolókötet, Budapest, pp. 139–146.
- Hoerling, M., Hurrell, J., Eischeid, J., Phillips, A. (2006): Detection and attribution of 20th Century northern and southern African rainfall change. *J. Climate*, 19, pp. 3989–4008.
- Hoffert, M.L., Covey, C. (1992): Deriving global climate sensitivity from paleoclimate reconstructions. *Nature*, 360, pp. 573–576.
- Holland, M.M., Bitz, C.M. (2003): Polar amplification of climate change in the Coupled Model Intercomparison Project. *Clim. Dyn.*, 21, pp. 221–232.
- Holtstag, A., de Bruijn, E., Pan, H.-L. (1990): A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 118, pp. 1561–1575.
- Horányi, A., Kertész, S., Kullmann, L., Radnóti, G. (2006): The ARPEGE/ALADIN mesoscale numerical modeling system and its application at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, 110, pp. 203–228.
- Horváth, S.E., Pálvölgyi, T. (2011): Buildings and climate change: impacts on roofs and vulnerability to wind storms. *Építőanyag*, 63(3–4), pp. 62–66.
- Hsie, E.Y., Anthes, R.A., Keyser, D. (1984): Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 41, pp. 2581–2594.
- Hurrell, J.W., van Loon, H. (1997): Decadal variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, 36, pp. 301–326.
- Huybrechts, P., Gregory, J., Janssens, I., Wild, M. (2004): Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. *Global Planet. Change*, 42, pp. 83–105.
- IPCC (1990): *Climate change. The IPCC response strategies*. WMO/UNEP. 270p.
- IPCC (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 881p.
- IPCC (2007a): *Climate Change 2007. The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* [Solomon, S.,

- Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (eds.)). Cambridge University Press, UK. 946p.
- IPCC (2007b): Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Metz, B., Davidson, O.R., Bosch, P.R., Dave, R., Meyer, L.A. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 23p.
- IPCC (2007c): *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976p.
- IPCC (2011): Summary for Policymakers. In: *Intergovernmental Panel on Climate Change Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* [Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 30p.
- Irannejad, P., Henderson-Sellers, A., Sharmeen, S. (2003): Importance of land-surface parameterization for latent heat simulation. *Geophys. Res. Lett.*, 30, pp. 1904-1907.
- Jacob, D., Podzun, R. (1997): Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteor. Atm. Phys.*, 63, pp. 119-129.
- Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O.B., Christensen, J.H., de Castro, M., Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sánchez, E., Schär, C., Seneviratne, S.I., Somot, S., van Ulden, A., van den Hurk, B. (2007): An inter-comparison of regional climate models for Europe: design of the experiments and model performance, *Climatic Change*, 81, pp. 31-52.
- Jacob, D., Kotova, L., Lorenz, P., Moseley, C., Pfeifer, S. (2008a): Regional climate modelling activities in relation to the CLAVIER project. *Időjárás*, 112, pp. 141-153.
- Jacob, D., Horányi, A., Li, L., Gobiet, A., Pfeifer, S., Bálint, G., Pálvölgyi, T., Prettenhaler, F. (2008b): Climate Change and Variability: Impact on Central and Eastern Europe. *The EGG5 (EGS Newsletter) Issue 25 October 2008*, pp. 22-26.
- Jones, P.D. (1994): Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and update to 1993. *J. Climate*, 7, pp. 1794-1802.
- Jones, P.D., Parker, D.E., Osborn, T.J., Briffa, K.R. (2000): Global and hemispheric temperature anomalies--land and marine instrumental records. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., USA*
- Jones, R., Durack, P. (2005): Estimating the impacts of climate change on Victoria's runoff using a hydrological sensitivity model. Consultancy Report for the Victorian Department of Sustainability and Environment, Victoria, 50p. <http://www.green-house.vic.gov.au/CSIRO%20Report%20-%20Runoff.pdf>.
- Jones, R.G., Murphy, J.M., Noguera, M. (1995): Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Part I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Int. J. Clim.*, 121, pp. 1413-1449.
- Joos, F., Spahni, R. (2008): Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. *Proc. of the National Academy of Sciences*, 105, pp. 1425-1430.
- Joughin, I., Abdalati, W., Fahnestock, M. (2004): Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. *Nature*, 432, pp. 608-610.
- Kain, J.S., Fritsch, J.M. (1993): Convective Parameterization in Mesoscale Models: The Kain-Fritsch Scheme. In: *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteorological Monographs*. American Meteorological Society, 46, pp. 165-170.
- Kessler, E. (1969): On distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation models. *Meteor. Monographs*, 10, Am. Meteor. Soc., Boston, MA., 84p.
- Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G.B., Boville, B., Briegleb, B., Williamson, D., Rasch, P. (1996): Description of NCAR community climate model (CCM3). In: *Tech. Note NCAR/TN-420 + STR*. National Center for Atmospheric Research. 152p.

- Kim, J., Lee, J.E. (2003): A multiyear regional climate hindcast for the western United States using the mesoscale atmospheric simulation model. *J. Hydrometeorology*, 4, pp. 878–890.
- Kjellström, E., Bärring, L., Jacob, D., Jones, R., Lenderink, G., Schär, C. (2007): Variability in daily maximum and minimum temperatures: recent and future changes over Europe. *Clim. Change*, 81, pp. 249–265.
- Kleidon, A. (2004): Global datasets of rooting zone depth inferred from inverse methods. *J. Climate*, 17, pp. 2714–2722.
- Klein Tank, A.M.G., Können, G.P. (2003): Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *J. Climate*, 16, pp. 3665–3680.
- Klemp, J.B., Durran, D.R. (1983): An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, pp. 430–444.
- Konkolyné Bihari, Z., Lakatos, M., Szalai, S. (szerk.) (2008): *Magyarország éghajlatáról, Változás, változékonyság térben és időben*. OMSZ, Budapest. 23p.
- Koren, V., Schaake, J., Mitchell, K., Duan, Q.-Y., Chen, F., Baker, J.M. (1999): A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. *J. Geophysical Research*, 104(D16), pp. 19569–19585.
- Kőrösi, G., Mátyás, L., Székely I. (1990): *Gyakorlati ökonometria*. KJK, Budapest. 481p.
- Kosatsky, T. (2005): The 2003 European heatwave. *Euro Surveill.*, 10, pp. 148–149.
- Lacis, A.A., Schmidt, G.A., Rind, D., Ruedy, R.A. (2010): Atmospheric CO₂: Principal Control Knob Governing Earth's Temperature. *Science*, 330, pp. 356–359.
- Lakatos, M., Szalai, S. (2009): 2007 éghajlati szélsőségei. *Éghajlati és Agrometeorológiai Tanulmányok*, 10, pp. 47–62.
- Lakatos, M., Szentimrey, T., Birszki, B., Kövér, Zs., Bihari, Z., Szalai, S. (2007): Changes of the Temperature and Precipitation Extremes on Homogenized Data. *Acta Silvatica & Lingaria Hungarica*, 3, pp. 87–6.
- Lakatos, M., Szentimrey, T., Bihari, Z. (2011): Application of gridded daily data series for calculation of extreme temperature and precipitation indices in Hungary. *Időjárás*, 115, pp. 99–109.
- Landerer, F.W., Jungclaus, J.H., Marotzke, J. (2007): Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, pp. 296–312.
- Láng, I., Csete, L., Jolánkai, M. (szerk.) (2007): *A globális klímaváltozás: hazai hatások és válaszok: a VAHAVA jelentés*. Szaktudás Kiadó Ház, Budapest, 220p.
- Large, W., McWilliams, J.C., Doney, S.C. (1994): Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary mixing parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32, pp. 363–403.
- Lean, J.L., Rind, D.H. (2008): How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18701.
- Lee, H.-C., Rosati, A., Spelman, M.J. (2006): Barotropic tidal mixing effects in a coupled climate model: Ocean conditions in the northern Atlantic. *Ocean Modelling*, 11, pp. 464–477.
- Leggett, J., Pepper, W.J., Swart, R.J. (1992): Emissions scenarios for IPCC: An update. In: *Climate Change 1992. Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., Callander, B.A., Varney, S.K. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 69–95.
- Lenderink, G., van den Hurk, B., van Meijgaard, E., van Ulden, A., Cuijpers, H. (2003): Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments. *KNMI technical report 252*, 24p.
- Lenderink, G., van Ulden, A., van den Hurk, B., van Meijgaard, E. (2007): Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Clim. Change*, 81, pp. 233–247.
- Lenoble, J. (1993): *Atmospheric Radiative Transfer*. Deepak, Hampton VA. 532p.
- Li, K.Y., Jong, R. De, Coe, M.T., Ramankutty, N. (2006): Root water uptake based upon a new water stress reduction and asymptotic root distribution function, *Earth Interact.*, 10, paper 10-014, pp. 1–22.
- Li, X., Koike, T. (2003): Frozen soil parameterization in SiB2 and its validation with GAME-Tibet observations. *Cold Regions Science Technology*, 36, pp. 165–182.
- Li, Z., Yan, Z. (2010): Application of Multiple Analysis of Series for Homogenization to Beijing daily temperature series (1960–2006). *Advances in Atmospheric Sciences*, 27, pp. 777–787.

- Liang, X., Xie, Z., Huang, M. (2003): A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. *J. Geophysical Research*, 108, pp. 8613–8629.
- van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (eds.) (2009): *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK. 160p.
- Liston, G.E. (2004): Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models. *J. Climate*, 17, pp. 1381–1397.
- Liu, C.Z. (2002): Suggestion on water resources in China corresponding with global climate change. *China Water Resources*, 2, pp. 36–37.
- Lough, J.M., Wigley, T.M.L., Palutikof, J.P. (1983): Climate and climate impact scenarios for Europe in a warmer world. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, pp. 1673–1684.
- Lowe, J.A., Gregory, J.M. (2006): Understanding projections of sea level rise in a Hadley Centre coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, 111, C11014–C11025.
- Luo, L.F., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Schlosser, A., Slater, G.A., Boone, A., Braden, H., Cox, P., de Rosnay, P., Dickinson, R.E., Dai, Y., Duan, Q., Etchevers, P., Henderson-Sellers, A., Gedney, N., Gusev, Y.M., Habets, F., Kim, J., Kowalczyk, E., Mitchell, K., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Pitman, A.J., Schaake, J., Shmakin, A.B., Smirnova, T.G., Wetzol, P., Xue, Y., Yang, Z.-L., Zeng, Q.-C. (2003): Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: Results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia. *J. Hydrometeorology*, 4, pp. 334–351.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F. (2008): High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453, pp. 379–382.
- MacCracken, M.C., Barron, E.J., Easterling, D.R., Felzer, B.S., Karl, T.R. (2003): Climate change scenarios for the U.S. National Assessment. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 84, pp. 1711–1723.
- Madden, R.A., Julian, P.R. (1994): Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation - A Review. *Mon. Wea. Rev.*, 122, pp. 814–837.
- Malevsky-Malevich, S.P., Nadyozhina, E.D., Simonov, V.V., Shklyarevich O.B., Molkentin, E.K. (1999): The evaluation of climate change influence on the permafrost season soil thawing regime. *Contemporary Investigation at Main Geophysical Observatory*, 1, pp. 33–50 (in Russian).
- Manabe, S. (1969): Climate and the ocean circulation. 1: The atmospheric circulation and hydrology of the Earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, 97, pp. 739–774.
- Manabe, S., Stouffer, R.J. (1980): Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, pp. 5529–5554.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Hughes, M.K., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S., Ni, F. (2008): Proxy-Based Reconstructions of Hemispheric and Global Surface Temperature Variations over the Past Two Millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105, pp. 13252–13257.
- Matyasovszky, I. (2006): Részjelentés az 3A/2002/NKFP pályázat számára. Budapest, 2006.
- Maxwell, R.M., Miller, N.L. (2005): Development of a coupled land surface and groundwater model. *J. Hydrometeorology*, 6, pp. 233–247.
- May, W., Roeckner, E. (2001): A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: The impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.*, 17, pp. 407–420.
- McFarlane, N.A. (1987): The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. *J. Atmospheric Sciences*, 44, pp. 1775–1800.
- McGill, R., Tukey, J.W., Larsen, W.A. (1978): Variations of Box Plots. *The American Statistician*, 32, pp. 12–16.
- McGregor, J.L. (1997): Regional climate modelling. *Meteorology Atmospheric Physics*, 63, pp. 105–117.
- Medgyasszay, P. (2006): Az EU Épületek energiateljesítményéről szóló irányelv (2002/91/EK) várható hatása az épületállomány energetikai tulajdonságainak javítására, megtakarítási

- lehetőségek - Javaslatok az energia megtakarítás további ösztönzésére (tanulmány). In: *Levegő Munkacsoport által készített tanulmány részanyaga*.
- Medgyasszay, P., Horváth, S., Beliczay, E., Licskó, B., Meydl, Sz., Varga, I.L. (2007): A Nemzeti Éghajlatváltozás háttéranyagaként az éghajlatváltozás csökkentése és az alkalmazkodás lehetőségei az épített környezet alakításával, Klímapolitika 2007. Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium.
- Meehl, G.A., Washington, W.M., Santer, B.D., Collins, W.D., Arblaster, J.M., Hu, A., Lawrence, D.M., Teng, H., Buja, L.E., Strand, W.G. (2006): Climate change projections for the Twenty-First Century and climate change commitment in the CCSM3. *J. Climate*, 19, pp. 2597–2616.
- Mesinger, F., Arakawa, A. (1976): Numerical methods used in atmospheric models. In: *GARP Publications Series*, 17(1). 70p.
- Mika, J. (1988): A globális felmelegedés regionális sajátosságai a Kárpát-medencében. *Időjárás*, 92, pp. 178–189.
- Mika, J. (1991): Az éghajlatváltozás regionális jellemzőinek becslése. In: *Az éghajlat változékonysága és változása II.* [szerk.: Faragó, T., F. Iványi, Zs., Szalai, S.] KTM-OMSZ, Budapest, pp. 113–140.
- Mika, J. (1992a): A „szeletelés” módszere a globális klímaváltozás magyarországi sajátosságainak becslésére. *OMSZ Beszámoló*, 1989, pp. 90–112.
- Mika, J. (1992b): Method of slices to estimate regional features of the global warming at extratropical latitudes. In: *5th Int. Meeting on Statistical Climatol.*, June 22–26, 1992, Toronto. pp. 433–436.
- Mika, J. (1993): Effects of the large-scale circulation on local climate anomalies in relation to GCM-outputs. *Időjárás*, 97, pp. 21–34.
- Mika, J., Bálint, G. (2000): Rainfall scenarios for the Upper-Danube catchment. *Proc. XXth Conf. Danubian Countries, on Hydrological forecasting and the hydrological basis of water management*, Bratislava, Slovakia, 4–8 September, 2000, CD-ROM, pp. 990–995.
- Mika, J., Baranka, Gy., Szentimrey, T. (1996): A légköri aeroszolok hőmérsékleti hatásának becslése. In: *III. Magyar Aeroszol Konferencia*, 1996. november 14–15. Budapest, pp. 12–16.
- Mika, J., Dunkel, Z., Borbás, E., Szenyán, I.G., Ferenczi, Z. (1999): Scarab and ERBE radiation climatology resampled. *Adv. in Space Res.*, 24, pp. 959–962.
- Mika, J., Molnár, J., Tar, K. (2005): Effects of macro-circulation on local climatic conditions of plant development. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, pp. 135–141.
- Mika, J., Varga, Gy., Pálffy, L., Bonta, I., Bálint, G. (2010): Could circulation anomalies cause the strong water deficit of Lake Balaton in 2000–2003? *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 35, pp. 2–10.
- Mitchell, T.D., Carter, T.R., Jones, P.D., Hulme, M., New, M. (2004): A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). In: *Working Paper 55.* Tyndall Centre for Climate Change Research, University of East Anglia, Norwich, UK.
- Monin, A.S., Obukhov, A.M. (1954): Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Doklady Akademii Nauk SSSR Trudy Instituta Geofiziki*, 151, pp. 163–187.
- Morcrette, J.-J. (1989): Description of the radiation scheme in the ECMWF model. In: *ECMWF Technical Memorandum*, 165, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK.
- Morcrette, J.-J., Smith, L., Fouquart, Y. (1986): Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Beitr. Phys. Atmos.*, 59, pp. 455–469.
- Morel, A., Antoine, D. (1994): Heating rate within the upper ocean in relation to its bio-optical state. *J. Physical Oceanography*, 24, pp. 1652–1665.
- Moss, R., Babiker, M., Brinkman, S., Calvo, E., Carter, T., Edmonds, J., Elgizouli, I., Emori, S., Erda, L., Hibbard, K., Jones, R., Kainuma, M., Kelleher, J., Lamarque, J.F., Manning, M., Matthews, B., Meehl, J., Meyer, L., Mitchell, J., Nakicenovic, N., O’Neill, B., Pichs, R., Riahi, K., Rose, S., Runci, P., Stouffer, R., van Vuuren, D., Weyant, J., Wilbanks, T., van Ypersele, J.P., Zurek, M. (2008): *Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies.* Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 132p.

- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P., Wilbanks, T.J. (2010): The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463, pp. 747–756.
- Myhre, G., Alterskjaer, K., Lowe, D. (2009): A fast method for updating global fossil fuel carbon dioxide emissions. *Environmental Research Letters*, 4, 034012.
- Nakicenovic, N., Swart, R. (eds.) (2000): *Emissions Scenarios*. A Special Report of IPCC Working Group III, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 599p.
- NAST (2001): *Climate Change Impacts on the United States: The Potential Consequences of Climate Variability and Change*, Foundation Report for the US Global Change Research Program. U.S. National Assessment Synthesis Team, Cambridge University Press, Cambridge, 620p.
- Niang-Diop, I. (2005): Impacts of climate change on the coastal zones of Africa. Coastal Zones in Sub-Saharan Africa: A Scientific Review of the Priority Issues Influencing Sustainability and Vulnerability in Coastal Communities, IOC, Ed., *IOC Workshop Report No. 186*. ICAM Dossier No. 4, pp. 27–33.
- Niu, G.Y., Yang, Z.L. (2006): Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale. *J. Hydrometeorology*, 7, pp. 937–952.
- Noilhan, J., Planton, S. (1989): A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, pp. 536–549.
- Nordeng, T.E. (1994): Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. In: *ECMWF Research Department, Technical Memorandum*, 206, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK.
- Ohlmann, J.C. (2003): Ocean radiant heating in climate models. *J. Climate*, 16, pp. 1337–1351.
- Oleson, K.W., Dai, Y., Bonan, G., Bosilovich, M., Dickinson, R., Dirmeyer, P., Hoffman, F., Houser, P., Levis, S., Niu, G.-Y., Thornton, P., Vertenstein, M., Yang, Z.-L., Zeng, X. (2004): Technical Description of the Community Land Model (CLM). *NCAR Technical Note*. NCAR/TN-461+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 173p.
- Olivier, J.G.J., Peters, J.A.H.W. (2010): *No growth in total global CO₂ emissions in 2009*. Netherlands Environmental Assessment Agency, Bilthoven, The Netherlands. <http://www.rivm.nl/bibliotheek/rapporten/500212001.pdf>
- O'Reilly, C.M., Alin, S.R., Plisnier, P.D., Cohen A.S., McKee, B.A. (2003): Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of Lake Tanganyika, Africa. *Nature*, 424, pp. 766–768.
- Our Changing Planet (1991): *The FY 1992 U.S. Global Change Research Program*. A Report by the Committee on Earth and Environmental Sciences. A Supplement to the U.S. President's Fiscal Year 1992 Budget.
- Overgaard, J., Rosbjerg, D., Butts, M.B. (2006): Land-surface modelling in hydrological perspective—A review. *Biogeosciences*, 3, pp. 229–241.
- Pal, J.S., Small, E., Eltahir, E. (2000): Simulation of regionalscale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J. Geophys. Res.*, 105, pp. 567–594.
- Páldy, A., Málnási, T. (2009): *Magyarország lakossága egészségi állapotának környezetegészségügyi vonatkozásai*. Országos Környezetegészségügyi Intézet, Budapest, 33p.
- Pálvölgyi, T. (2008a): Az éghajlatváltozás hatása az épített környezetre és az infrastruktúrára. In: *A fenntartható fejlődés és a megújuló természeti erőforrások környezeti-érelmi összefüggései a Kárpát-medencében* [szerk.: Fodor, I., Suvák, A.]. MTA Regionális Kutatások Központja, Pécs
- Pálvölgyi, T. (2008b): Gazdaság, társadalom, infrastruktúra In: *Klímaváltozásról mindenkinek* [szerk.: Harnos, Zs., Gaál, M., Hufnagel, L.]. Budapesti Corvinus Egyetem, Budapest
- Pálvölgyi, T. (2009): A klímászerűlékenység regionális értékelésének módszertana. Tanulmány „A hazai környezetállapot vizsgálata, különös tekintettel a klímaváltozásra” c. MEH-MTA kutatási projekt keretében.

- Pálvölgyi, T., Hunyady, A. (2008). Common methodological framework of CLAVIER Impact Case Studies. In: *Database on the statistical-empirical interrelations between the high resolution climate indicators and the parameters of impact issues*. CLAVIER Report, www.clavier-eu.org
- Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (eds.) (2007): *Technical Summary. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 23-78.
- Paul, F., Kääb, A., Maish, M., Kellengerger, T., Haeberli, W. (2004): Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21402.
- Paulson, C.A., Simpson, J.J. (1977): Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Applied Oceanography*, 7, pp. 952-956.
- Péczely, Gy. (1957): *Grosswetterlagen in Ungarn*. Kleinere Veröffentlich. der Zentralanstalt für Meteorologie, 30, Budapest
- Peterson, T.C., Easterling, D.R., Karl, T.R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P., Parker, D. (1998): Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review. *Int. J. Clim.*, 8, pp. 1493-1517.
- Phillips, N.A. (1957): A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, 14, pp. 184-185.
- Phillips, T.J., AchutaRao, K., Bader, D., Covey, C., Gleckler, P.J., Sperber, K., Taylor, K.E. (2007): On the validity of climate models. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, 88(10), pp. 121-121.
- Polvani, L.M., Scott, R.K., Thomas, S.J. (2004): Numerically converged solutions of the global primitive equations for testing the dynamical core of atmospheric GCMs. *Mon. Wea. Rev.*, 132, pp. 2539-2552.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Dezső, Zs. (2006a): Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. *Advances in Space Research*, 37, pp. 2191-2196.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Pattantyús-Ábrahám, M., Pátkai, Zs. (2006b): Az atlanti-európai térség szinoptikus klimatológiai vizsgálat. In: *31. Meteorológiai Tudományos Napok, beszámoló-kötet*, Budapest, pp. 133-148.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Bartha, B.E., Törék, O., Pieczka, I., Torma, Cs. (2011): Projected changes of regional heat waves in Central/Eastern Europe using climate model simulations. *91st AMS Annual Meeting on „Communicating Weather and Climate“*. <http://ams.confex.com/ams/91Annual/webprogram/Manuscript/Paper18581/PR-et-al-161.pdf>, Seattle, WA. Paper 161, 7p.
- Le Quééré, C., Raupach, M.R., Canadell, J.G., Marland, G., Bopp, L., Ciais, P., Conway, T.J., Doney, S.C., Feely, R., Foster, P., Friedlingstein, P., Gurney, K., Houghton, R.A., House, J.I., Huntingford, C., Levy, P.E., Lomas, M.R., Majkut, J., Metzl, N., Ometto, J.P., Peters, G.P., Prentice, I.C., Randerson, J.T., Running, S.W., Sarmiento, J.L., Schuster, U., Sitch, S., Takahashi, T., Viovy, N., van der Werf, G.R., Woodward, F.I. (2009): Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature Geosciences*, 2, pp. 831-836.
- Qian, J.-H., Giorgi, F., Fox-Rabinovitz, M.S. (1999): Regional stretched grid generation and its application to the NCAR RegCM. *J. Geophysical Research*, 104(D6), pp. 6501-6514.
- Radnóti, G. (2003): A numerikus előrejelzés alapjai, numerikus módszerek. In: *29. Meteorológiai Tudományos Napok, beszámoló-kötet*, Budapest, pp. 25-40.
- Randall, D.A., Wood, R.A., Bony, S., Colman, R., Fichet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R.J., Sumi, A., Taylor, K.E. (2007): Climate Models and Their Evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 74p.
- Raper, S.C.B., Gregory, J.M., Osborn, T.J. (2001): Use of an upwelling-diffusion energy balance model to simulate and diagnose A/OGCM results. *Clim. Dyn.*, 17, pp. 601-613.
- Rauthe, M., Paeth, H. (2004): Relative importance of Northern Hemisphere circulation modes in predicting regional climate change. *J. Clim.*, 17, pp. 4180-4189.

- Rawlins, M.A., Lammers, R.B., Frohling, S., Fekete, B.M., Vörösmarty, C.J. (2003): Simulating pan-Arctic runoff with a macroscale terrestrial water balance model. *Hydrology Proceedings*, 17, pp. 2521–2539.
- Reichler, T., Kim, J. (2008): How well do coupled models simulate today's climate? *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 89(3), www.met.utah.edu/reichler/publications/papers/Reichler_07_BAMS_CMIP.pdf
- Reilly, J.M. (ed.) (2002): *Agriculture: The Potential Consequences of Climate Variability and Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 136p.
- Ricard, J.L., Royer, J.F. (1993): A statistical cloud scheme for use in an AGCM. *Annales Geophysicae*, 11, pp. 1095–1115.
- Rideg, A. (2008): *Az éghajlatváltozás értékelésének területfejlesztési lehetőségei*. BME Környezetgazdaságtan Tanszék, diplomamunka
- Ridley, J.K., Huybrechts, P., Gregory, J.M., Lowe, J.A. (2005): Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO₂ climate. *J. Clim.*, 17, pp. 3409–3427.
- Rignot, E., Kanagaratnam, P. (2006): Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet. *Science*, 311, pp. 986–990.
- Roberts, M.J., Wood, R. (1997): Topographic sensitivity studies with a Bryan-Cox-type ocean model. *J. Physical Oceanography*, 27, pp. 823–836.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., Schulzweida, U. (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. In: *Max Planck Institute for Meteorology, Report No. 18*, Hamburg, Germany.
- Rosenzweig, C., Iglesias, A., Yang, X.B., Epstein P.R., Chivian, E. (2001): Climate change and extreme weather events: implications for food production, plant diseases and pests. *Global Change and Human Health*, 2, pp. 90–104.
- Rowell, D.P. (2005): A scenario of European climate change for the late 21st century: seasonal means and interannual variability. *Clim. Dyn.*, 25, pp. 837–849.
- Rowell, D.P., Jones, R.G. (2006): Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.*, 27, pp. 281–299.
- Rummukainen, M., Bergström, S., Persson, G., Rodhe, J., Tjernström, M. (2004): The Swedish Regional Climate Modelling Programme, SWECLIM: a review. *Ambio*, 33, pp. 176–182.
- Running, S.W., Hunt, E.R.J. (1993): Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, Biome-BGC, and an application for global-scale models. In: *Scaling physiological processes: leaf to globe* [Ehleringer, J.R., Field, C.B. (eds.)] Academic Press, San Diego (CA). pp. 141–158.
- Saltzman, B. (1978): A survey of statistical-dynamical models of the terrestrial climate. *Adv. Geophys.*, 20, pp. 183–295.
- Santer, B.D., Wehner, M.F., Wigley, T.M.L., Sausen, R., Meehl, G.A., Taylor, K.E., Ammann, C., Arblaster, J., Washington, W.M., Boyle, J.S., Brüggemann, W. (2003): Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, 301, pp. 479–483.
- Sausen, R., Schubert, S., Dumenil, L. (1994): A model of the river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models. *J. Hydrology*, 155, pp. 337–352.
- Scaife, A.A., Knight, J.R., Vallis, G.K., Folland, C.K. (2005): A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18715
- Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C. (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, pp. 332–336.
- Schmidt, G.A., Ruedy, R., Hansen, J.E., Aleinov, I., Bell, N., Bauer, M., Bauer, S., Cairns, B., Canuto, V., Cheng, Y., Del Genio, A., Faluvegi, G., Friend, A.D., Hall, T.M., Hu, Y., Kelley, M., Kiang, N.Y., Koch, D., Lacis, A.A., Lerner, J., Lo, K.K., Miller, R.L., Nazarenko, L., Oinas, V., Perlwitz, J.P., Perlwitz, Ju., Rind, D., Romanou, A., Russell, G.L., Sato, Mki., Shindell, D.T., Stone, P.H., Sun, S., Tausnev, N., Thresher, D., Yao, M.S. (2006): Present day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in-situ, satellite, and reanalysis data. *J. Climate*, 19, pp. 153–192.

- Schneeberger, C., Blatter, H., Abe-Ouchi A., Wild, M. (2003): Modelling change in the mass balance of glaciers of the northern hemisphere for a transient 2xCO₂ scenario. *J. Hydrol.*, 274, pp. 62–79.
- Schopf, P., Gregg, M., Ferrari, R., Haidvogel, D., Hallberg, R., Large, W., Ledwell, J., Marshall, J., McWilliams, J., Schmitt, R., Skyllingstad, E., Speer, K., Winters, K. (2003): *Coupling Process and Model Studies of Ocean Mixing to Improve Climate Models – A Pilot Climate Process Modeling and Science Team*, www.usclivar.org/CPT/Ocean_mixing_whitepaper.pdf
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C., Dalcher, A. (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general-circulation models. *J. Atmospheric Sciences*, 43, pp. 503–531.
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D., Bounoua, L. (1996): A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 1: Model formulation. *J. Climate*, 9, pp. 676–705.
- Semmler, T., Jacob, D. (2004): Modeling extreme precipitation events – a climate change simulation for Europe. *Global Planet. Change*, 44, pp. 119–127.
- Semtner, A.J. (1976): A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Physical Oceanography*, 6, pp. 27–37.
- Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C. (2006): Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443, pp. 205–209.
- Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A.J. (2010): Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, pp. 125–161.
- Seth, A., Giorgi, F. (1998): The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J. Climate*, 11, pp. 2698–2712.
- Shakhova, N., Semiletov, I., Salyuk, A., Yusupov, V., Kosmach, D., Gustafsson, Ö. (2010): Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf. *Science*, 327, pp. 1246–1250.
- Shen, Y.P., Wang, G.X., Wu, Q.B., Liu, S.Y. (2002): The impact of future climate change on ecology and environments in the Changjiang - Yellow Rivers source region. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 24, pp. 308–313.
- Shepherd, A., Wingham, D., Rignot, E. (2004): Warm ocean is eroding West Antarctic Ice Sheet. *Geophys. Res. Lett.*, 31(23), pp. 1–4.
- Simmons, A.J., Burridge, D.M. (1981): An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 109, pp. 758–766.
- Simmons, A.J., Gibson, J.K. (2000): The ERA-40 Project Plan. In: *ERA-40 Project Report Series 1*.
- Sitch, S., Smith, B., Prentice, I.C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J.O., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M.T., Thonicke, K., Venevsky, S. (2003): Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Glob. Change Biol.*, 9, pp. 161–185.
- Sitch, S., Cox, P.M., Collins, W.J., Huntingford, C. (2007): Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink. *Nature*, 448, pp. 701–794.
- Smith, R.N.B. (1990): A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, pp. 435–460.
- Steadman, R.G. (1984): A Universal Scale of Apparent Temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 23, pp. 1674–1687.
- Stephenson, D.B., Pavan, V., Collins, M., Junge, M.M., Quadrelli, R., Participating CMIP2 Modelling Groups (2006): North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: A CMIP2 multi-model assessment. *Clim. Dyn.*, 27, pp. 401–420.
- Stott, P.A., Mitchell, J.F.B., Allen, M.R., Delworth, T.L., Gregory, J.M., Meehl, G.A., Santer, B.D. (2006): Observational constraints on past attributable warming and predictions of future global warming. *J. Climate*, 19, pp. 3055–3069.
- Sturm, M., Douglas, T., Racine, C., Liston, G.E. (2005): Changing snow and shrub conditions affect albedo with global implications. *J. Geophysical Research–Biogeosciences*, 110, G01004–G01016.

- Sun, S., Bleck, R. (2001): Atlantic thermohaline circulation and its response to increasing CO₂ in a coupled atmosphere-ocean model. *Geophys. Res. Lett.*, 28, pp. 4223–4226.
- Sun, S., Hansen, J. (2003): Climate simulations for 1951–2050 with a coupled atmosphere-ocean model. *J. Climate*, 16, pp. 2807–2826.
- Sundquist, H. (1978): A parameterization scheme for non-convective condensation including precipitation including prediction of cloud water content. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, pp. 677–690.
- Suzuki, T., Hasumi, H., Sakamoto, T.T., Nishimura, T., Abe-Ouchi, A., Segawa, T., Okada, N., Oka, A., Emori, S. (2005): Projection of future sea level and its variability in a high-resolution climate model: Ocean processes and Greenland and Antarctic ice-melt contributions. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19706, doi:10.1029/2005GL023677. 5p.
- Szalai, S., Bihari, Z., Lakatos, M., Szentimrey, T. (2005): *Magyarország éghajlatának néhány jellemzője 1901-től napjainkig*, OMSZ.
- Szentimrey, T. (1999): Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH), *Proceedings of the Second Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data*, Budapest, Hungary; WMO, WCDMP-No. 41, pp. 27–46.
- Szentimrey, T. (2007): *Manual of homogenization software MASHv3.02*. HMS. 61p.
- Szentimrey, T. (2008): Development of MASH homogenization procedure for daily data. *Proceedings of the Fifth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases*, Budapest, Hungary, 2006; WCDMP-No. 71, WMO/TD-NO. 1493, 2008, pp. 123–130.
- Szentimrey, T., Bihari, Z. (2006): MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis), COST Action 719 Final Report, *The use of GIS in climatology and meteorology*. [Tveito, O.E., Wegehenkel, M., van der Wel, F., Dobesch, H. (eds.)]. pp. 54–56.
- Szentimrey, T., Bihari, Z. (2007a): Mathematical background of the spatial interpolation methods and the software MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis). *Proceedings from the Conference on Spatial Interpolation in Climatology and Meteorology*, Budapest, Hungary, 2004, COST Action 719, COST Office, 2007, pp. 17–27.
- Szentimrey, T., Bihari, Z. (2007b): *Manual of interpolation software MISHv1.02*, HMS. 32p.
- Szentimrey, T., Bihari, Z., Szalai, S. (2007): Comparison of geostatistical and meteorological interpolation methods (what is what?). *Spatial Interpolation for climate data - the use of GIS in Climatology and meteorology*. [Dobesch, H., Dumolard, P., Dyras, I. (eds.)], ISTE Ltd., London, UK, pp. 45–56.
- Szépszó, G., Horányi, A. (2008): Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás*, 112, pp. 203–231.
- Tarnocai, C., Canadell, J.G., Schuur, E.A.G., Kuhry, P., Mazhitova, G., Zimov, S. (2009): Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochem. Cycles*, 23, GB2023.
- Taylor, K.E. (2001): Summarizing multiple aspects of model performance in single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106, D7, pp. 7183–7192.
- Tebaldi, C., Hayhoe, K., Arblaster, J.M., Meehl, G.A. (2006): Going to the extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim. Change*, 79, pp. 185–211.
- Thomas, R.H., Abdalati, W., Frederick, E., Krabill, W.B., Manizade, S., Steffen, K. (2003): Investigation of surface melting and dynamic thinning on Jakobshavn Isbrae, Greenland. *J. Glaciol.*, 49, pp. 231–239.
- Thomas, R., Rignot, E., Casassa, G., Kanagaratnam, P., Acuña, C., Akins, T., Brecher, H., Frederick, E., Gogineni, P., Krabill, W., Manizade, S., Ramamoorthy, H., Rivera, A., Russell, R., Sonntag, J., Swift, R., Yungel, J., Zwally, J. (2004): Accelerated sea-level rise from West Antarctica. *Science*, 306, pp. 255–258.
- Thuiller, W., Lavorel, S., Araújo, M.B., Sykes M.T., Prentice, I.C. (2005): Climate change threats plant diversity in Europe. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 102, pp. 8245–8250.
- Tiedtke, M. (1989): A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, pp. 1779–1800.

- Torma, Cs., Bartholy, J., Pongrácz, R., Barcza, Z., Coppola, E., Giorgi, F. (2008): Adaptation and validation of the RegCM3 climate model for the Carpathian Basin. *Időjárás*, 112, pp. 233–247.
- Tran, V.L., Hoang, D.C., Tran, T.T. (2005): Building of climate change scenario for Red River catchments for sustainable development and environmental protection. Preprints, *ScienceWorkshop on Hydrometeorological Change in Vietnam and Sustainable Development*, Hanoi, Vietnam, Ministry of Natural Resource and Environment, Hanoi, pp. 70–82.
- Tripathi, A.K., Roberts, C.D., Eagle, R.A. (2009): Coupling of CO₂ and Ice Sheet Stability Over Major Climate Transitions of the Last 20 Million Years. *Science*, 326, pp. 1394–1397.
- Tyndall, J. (1863): On the Relation of Radiant Heat to Aqueous Vapor. *Philosophical Magazine*, 4(26), pp. 30–54.
- Udovecz, G. (2002): A magyar agrárgazdaság versenyesei az Európai Unióban, *Magyar Tudomány*, 2002(9), pp. 1173–1180.
- Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A.H., Leckebusch, G.C., Krüger, A., Pinto, J.G. (2003a): The central European floods of August 2002: Part. 1 – Rainfall periods and flood development. *Weather*, 58, pp. 371–377.
- Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A.H., Leckebusch, G.C., Krüger, A., Pinto, J.G. (2003b): The central European floods of August 2002: Part. 2 – Synoptic causes and considerations with respect to climatic change. *Weather*, 58, pp. 434–442.
- van Olden, A.P., van Oldenborgh, G.J. (2006): Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, pp. 863–881.
- van Olden, A., Lenderink, G., van den Hurk, B., van Meijgaard, E. (2007): Circulation statistics and climate change in Central Europe: PRUDENCE simulations and observations. *Clim. Change*, 81, pp. 179–192.
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.F., Morcrette, J.J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J. (2005): The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, pp. 2961–3012.
- U.S. Geological Survey (2001): *Global land cover characteristics data base version 2.0*
- Várallyay, Gy. (2008): A talaj szerepe a csapadék-szélsőségek kedvezőtlen hatásainak mérséklésében. *KLÍMA-21 füzetek*, 52, pp. 57–72.
- Várallyay, Gy., Szűcs, L., Rajkai, K., Zilahy, P., Murányi, A. (1980): Magyarországi talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak kategóriarendszere és 1:100000 méretarányú térképe. *Agrokémia és Talajtan*, 29, pp. 77–112.
- Velicogna, I., Wahr, J. (2006): Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004. *Nature*, 443, pp. 329–331.
- Vidale, P.L., Lüthi, D., Wegmann, R., Schär, C. (2007): European climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Clim. Change*, 81, pp. 209–232.
- Vinnikov, K. Ya. (1986): *Sensitivity of climate Gidrometeoizdat*. 219p. (In Russian)
- Wang, G. (2005): Agricultural drought in a future climate: Results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th Assessment. *Clim. Dyn.*, 25, pp. 739–753.
- Warrach, K., Mengelkamp, H.T., Raschke, E. (2001): Treatment of frozen soil and snow cover in the land surface model SEWAB. *Theoretical Applied Climatology*, 69, pp. 23–37.
- Warren, R., Arnell, N., Nicholls, R., Levy P.E., Price, J. (2006): Understanding the regional impacts of climate change. Research Report prepared for the Stern Review. Tyndall Centre Working Paper 90, Norwich, 223p. http://www.tyndall.ac.uk/publications/working_papers/working_papers.shtml.
- Warrilow, D.A., Sangster, A.B., Slingo, A. (1986): Modelling of land surface processes and their influence on European climate. In: *Tech. Note DCTN 38*. Dynamical Climatology Branch, United Kingdom Meteorological Office.

- WBGU - German Advisory Council on Global Change (2009): *Solving the climate dilemma: The budget approach*. (WBGU, Berlin).
- Westbrook, G.K., Thatcher, K.E., Rohling, E.J., Piotrowski, A.M., Pälike, H., Osborne, A.H., Nisbet, E.G., Minshull, T.A., Lanoisellé, M., James, R.H., Hühnerbach, V., Green, D., Fisher, R.E., Crocker, A.J., Chabert, A., Bolton, C., Beszczynska-Möller, A., Berndt, C., Aquilina, A. (2009): Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15608
- Wilson, M.F., Henderson-Sellers, A., Dickinson, R.E., Kennedy, P.J. (1987): Sensitivity of the Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. *J. Climate Applied Meteorology*, 26, pp. 341–362.
- Wilson, T.B., Norman, J.M., Bland, W.L., Kucharik, C.J. (2003): Evaluation of the importance of Lagrangian canopy turbulence formulations in a soil-plant-atmosphere model. *Agricultural Forest Meteorology*, 115, pp. 51–69.
- Winton, M., (2000): A reformulated three-layer sea ice model. *J. Atmospheric Oceanic Technology*, 17, pp. 525–531.
- de Wit, M., Stankiewicz, J. (2006): Changes in water supply across Africa with predicted climate change. *Science*, 311, pp. 1917–1921.
- WMO (2009): *WMO Greenhouse Gas Bulletin*, No. 5, November, 2009.
- WMO (2010): *WMO statement on the status of the global climate in 2009*. WMO-No 1055.
- World Bank (2000): *Cities, Seas and Storms: Managing Change in Pacific Island Economies. Vol. IV: Adapting to Climate Change*. World Bank, Washington, District of Columbia, 135p.
- Xie, S., Zhang, M., Boyle, J.S., Cederwall, R.T., Potter, G.L., Lin, W. (2004): Impact of a revised convective triggering mechanism on Community Atmosphere Model, Version 2, simulations: Results from short-range weather forecasts. *J. Geophys. Res.*, 109, D14102–D14116.
- Yamaguchi, K., Noda, A., Kitoh, A. (2005): The changes in permafrost induced by greenhouse warming: A numerical study applying multiple-layer ground model. *J. Meteorological Society Japan*, 83, pp. 799–815.
- Yeh, P.J.-F., Eltahir, E.A.B. (2005): Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part 1: Model development. *J. Climate*, 18, pp. 1861–1880.
- Yohe, G., Malone, E., Brenkert, A., Schlesinger, M., Meij, H., Xing, X., Lee, D. (2006): *A Synthetic Assessment of the Global Distribution of Vulnerability to Climate Change from the IPCC Perspective that Reflects Exposure and Adaptive Capacity*. Palisades, New York: CIESIN, Columbia University. <http://sedac.ciesin.columbia.edu/mva/ccv/>
- York, J.P., Person, M., Gutowski, W.J., Winter, T.C. (2002): Putting aquifers into atmospheric simulation models: An example from the Mill Creek Watershed, northeastern Kansas. *Advances Water Resources*, 25, pp. 221–238.
- Zeng, X., Zhao, M., Dickinson, R.E. (1998): Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J. Climate*, 11, pp. 2628–2644.
- Zsebeházi, G. (2011): *Magyarország éghajlatának jellemzése az ENSEMBLES projektbeli és a hazai regionális modelleredmények együttes vizsgálatával*. BSc szakdolgozat. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék. 63p.