

Klímváltozás

Szerkesztő: Bartholy Judit és Pongrácz Rita

**Barcza Zoltán
Bartholy Judit
Bihari Zita
Lakatos Mónika
Mészáros Róbert
Pieczka Ildikó
Pongrácz Rita
Práger Tamás
Radics Kornélia**

Klímváltozás: Szerkesztő: Bartholy Judit és Pongrácz Rita

írta Barcza Zoltán, Bartholy Judit, Bihari Zita, Lakatos Mónika, Mészáros Róbert, Pieczka Ildikó, Pongrácz Rita, Práger Tamás, és Radics Kornélia

Szerzői jog © 2013 Eötvös Loránd Tudományegyetem

E könyv kutatási és oktatási célokra szabadon használható. Bármilyen formában való sokszorosítása a jogtulajdonos írásos engedélyéhez kötött.

Készült a TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 számú, „E-learning természettudományos tartalomfejlesztés az ELTE TTK-n” című projekt keretében. Konzorciumvezető: Eötvös Loránd Tudományegyetem, konzorciumi tagok: ELTE TTK Hallgatói Alapítvány, ITStudy Hungary Számítástechnikai Oktató- és Kutatóközpont Kft.

Nemzeti Fejlesztési Ügynökség
www.ujszechenyiterv.gov.hu
06 40 638 638



A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.



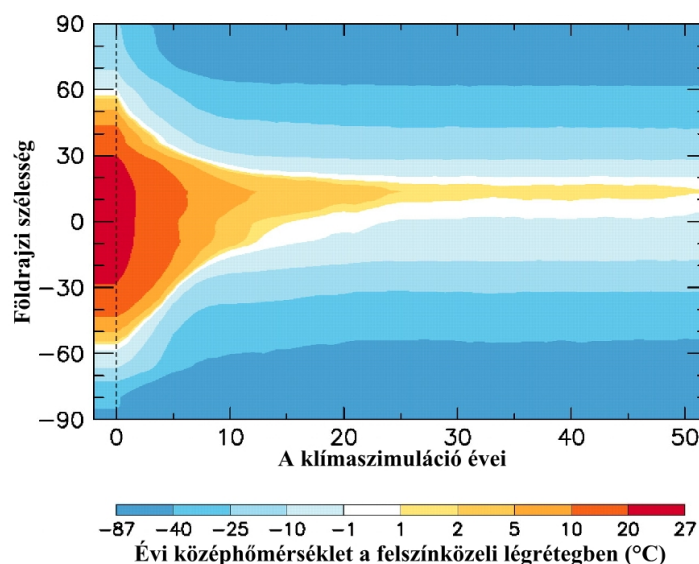
Tartalom

Bevezetés	v
1. Az éghajlati rendszer és az üvegházhatás	1
1.1. A légkör	1
1.2. Az óceán	2
1.3. A krioszféra	4
1.4. A bioszféra	5
1.5. A talajfelszín	6
1.6. A légköri üvegházhatás	6
1.7. Az üvegházhatású gázok és légköri aeroszolok koncentrációjának változása	8
1.7.1. Szén-dioxid (CO ₂)	10
1.7.2. Metán (CH ₄)	12
1.7.3. Dinitrogén-oxid (N ₂ O)	12
1.7.4. Halogénezett szénhidrogének	12
1.7.5. Ózon (O ₃)	12
Összefoglaló ellenőrző kérdések	14
2. Globális klímaváltozás a múltban	16
2.1. Múltbeli éghajlatváltozások mértéke	16
2.1.1. Régmúlt idők éghajlatváltozása	16
2.1.2. A XX. század éghajlati tendenciái	23
Összefoglaló ellenőrző kérdések	26
3. A XX. század során észlelt hazai éghajlati változások	27
3.1. A hőmérséklet megfigyelt változásai	27
3.1.1. Az éves és évszakos középhőmérsékletek alakulása	27
3.1.2. A középhőmérséklet területi eloszlása, a változás térbeli jellemzői	30
3.1.3. A középhőmérséklet változása az elmúlt 30 évben	32
3.1.4. A legutóbbi dekád: 2000–2009 átlagos maximumhőmérséklete	34
3.1.5. A hőmérsékleti szélsőségek alakulása	35
3.1.6. A hőmérsékleti szélsőségek változásának területi jellemzői	38
3.2. Megfigyelt csapadékváltozások	39
3.2.1. Az éves és évszakos csapadékösszegek alakulása	40
3.2.2. A csapadék területi eloszlása, a változás térbeli jellemzői	41
3.2.3. A csapadékösszeg változása az elmúlt 50 évben	43
3.2.4. A csapadékszélsőségek alakulása	45
3.2.5. A csapadékszélsőségek változásának területi jellemzői	48
Összefoglaló ellenőrző kérdések	49
4. Globális éghajlatmodellezés	50
4.1. Az éghajlatmodellezés története	50
4.2. A modern globális éghajlatmodellek áttekintése	54
4.2.1. Légköri általános cirkulációs modellek	55
4.2.2. Óceáni általános cirkulációs modellek	56
4.2.3. Földfelszín és felszíni réteg modellek	58
4.2.4. Tengeri jég modellek	59
4.3. A modellek összekapcsolása és a kapcsolt modellek értékelése	60
4.3.1. A globális energiaegyensúly hangolása	60
4.3.2. A modellek értékelésének lehetőségei	60
4.3.3. Modellértékelési metrikák használata	61
4.4. Az éghajlatszimulációk főbb típusai napjainkban	62
4.5. Miért kellene az egyszerűbb modellek, az EMIC-ek?	63
4.6. Mennyire megbízhatók az éghajlat jövőbeli alakulásának előrejelzésére használt modellek?	64
Összefoglaló ellenőrző kérdések	65
5. Jövőbeli forgatókönyvek	67
Összefoglaló ellenőrző kérdések	70
6. Regionális éghajlatmodellezés, a modellszimulációk validációja	71
6.1. Dinamikai leskátlás módszerei és korlátai	71
6.2. Alkalmazott regionális éghajlati modellek és validációjuk	76

6.2.1. Az ENSEMBLES keretében vizsgált RCM-ek	76
6.2.2. Az ENSEMBLES szimulációk validációja a Kárpát-medence térségére	79
6.2.3. A PRECIS modell	80
6.2.4. A PRECIS szimuláció validációja	84
Összefoglaló ellenőrző kérdések	93
7. Várható globális tendenciák	94
7.1. A közeljövőben várható változások	94
7.2. Globális éghajlatváltozás a XXI. században	96
7.2.1. Átlagos globális felszínhőmérséklet	96
7.2.2. Átlagos globális tengerszint	97
7.2.3. Krioszféra	98
7.2.4. A hőmérséklet- és csapadékmennyiség-változás térbeli szerkezete	100
7.2.5. A különböző nedvességi karakterisztikák becsült változásai	102
7.2.6. Az Atlanti-óceán meridionális körforgása	104
7.3. Hosszabb távú előrejelzések	105
Összefoglaló ellenőrző kérdések	106
8. Várható európai tendenciák	108
8.1. Becslések GCM-eredmények alapján	108
8.2. Becslések RCM-eredmények alapján	112
Összefoglaló ellenőrző kérdések	117
9. A bizonytalanságok számszerűsítése, a modellhibák csökkentése	118
Összefoglaló ellenőrző kérdések	121
10. Sérülékeny régiók	122
10.1. Mit értünk sérülékenységgel?	122
10.2. Sérülékeny régiók Európában	124
10.3. Sérülékeny régiók Európán kívül	127
10.3.1. Afrika	127
10.3.2. Ázsia	127
10.3.3. Ausztrália és Új-Zéland	128
10.3.4. Latin-Amerika	128
10.3.5. Észak-Amerika	129
10.3.6. Sarki régiók	129
10.3.7. Kis szigetek	130
10.4. Bizonytalanságok az üvegházhatású gázokkal kapcsolatos visszacsatolási mechanizmusokban	131
Összefoglaló ellenőrző kérdések	133
11. A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján: hőmérséklet	134
11.1. Várható hőmérsékletváltozás Magyarországon az ENSEMBLES-modelleredmények alapján	134
11.2. Várható hőmérsékletváltozás Magyarországon különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vételével	137
Összefoglaló ellenőrző kérdések	144
12. A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján: csapadék	145
12.1. Várható csapadékváltozás Magyarországon az ENSEMBLES-modelleredmények alapján	145
12.2. Várható csapadékváltozás Magyarországon különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vételével	156
Összefoglaló ellenőrző kérdések	163
13. Irodalomjegyzék	164

Bevezetés

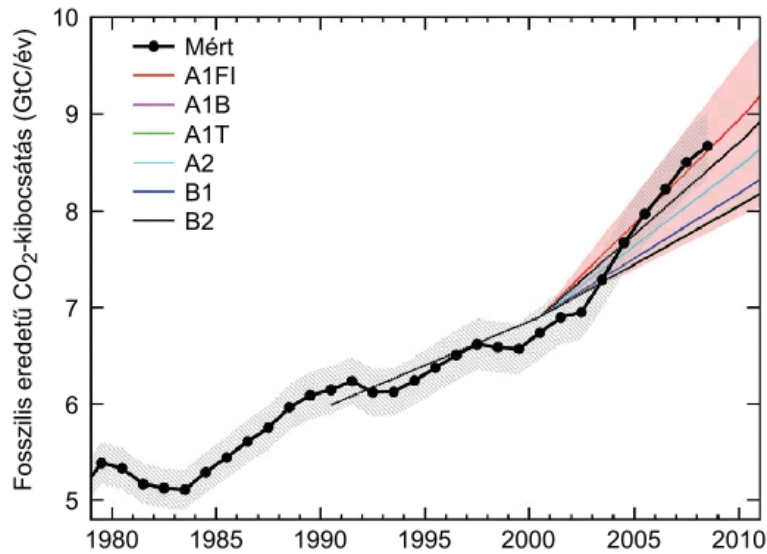
Vitathatatlan tény, hogy a Föld felszínközeli légrétege melegszik, valamint számos üvegházhatású gáz koncentrációja emelkedett az utóbbi egy-két évszázadban. E változások mértéke sokkal nagyobb, mint amit a természetes folyamatok indokolhatnának, illetve az általunk belátható földtörténet során valaha 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 többlet ehhez, a többi üvegházhatású gáz fontossága is egyértelmű. Ennek illusztrálására mutatjuk be az 1. ábrát, melyen egy 50 éves klímamodellezést 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.



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

Amennyiben ennyire fontosak az üvegházhatású gázok, köztük a szén-dioxid, akkor hogyan lehetséges, hogy nagymértékű koncentráció-növekedésük 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 koncentráció-növekedése miatt megjelenő többletenergia nagy része, mintegy 84%-a az óceánok felé, további 7%-a, illetve 5%-a a tengeri jég és a gleccserek olvadására, illetve a szárazföldek melegítésére fordult, s csupán 4%-a maradt a légkörben.

Az utolsó két IPCC-jelentés az ún. SRES scenáriókat 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 (2. ábra). A mért nagy kibocsátások hátterében elsősorban a fejlődő, feltörekvő gazdaságok állnak, köztük is a legnagyobb mértékben Kína.

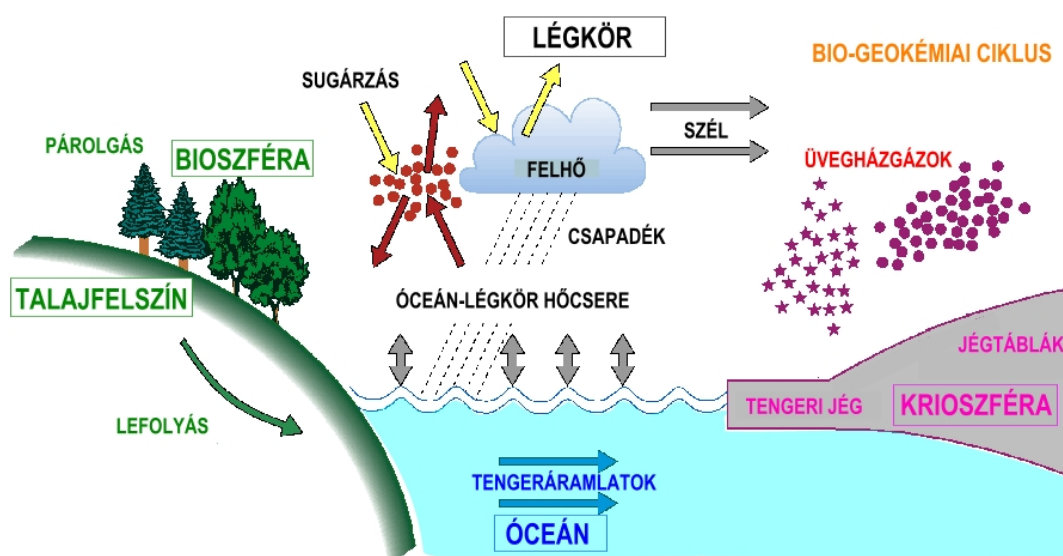


2. ábra. A fosszilis tüzelőanyag felhasználásából eredő szén-dioxid globális kibocsátásának alakulása, 1980–2008. (Le Quéré et al., 2009 nyomán)

Ebben a kiadványban 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 elsősorban az éghajlatmodellezés fejlődéstörténetét hangsúlyozzuk, s a jelenleg rendelkezésre álló éghajlati modellek vázlatos felépítését tárgyaljuk. A durva felbontású, teljes Földre kiterjedő modelleredmények regionális leskálázására a dinamikus alapú regionális éghajlatmodellezést, s e módszertan korlátait foglaljuk össze. A modellek felhasználásával a várható globális, európai és hazai éghajlati trendeket mutatjuk be részletesen.

1. fejezet - 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 rendszert vezérlő két alapvető hatás: (1) a légkör felmelegedése a bejövő rövidhullámú (látható tartományú) napsugárzás révén, (2) a hűtő hatás a világűrbe történő hosszuhullámú (infravörös) kisugárzás által. Míg a melegítő hatás az alacsonyabb földrajzi szélességeken, a trópusokon 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.



1.1. ábra. Az éghajlati rendszer elemei

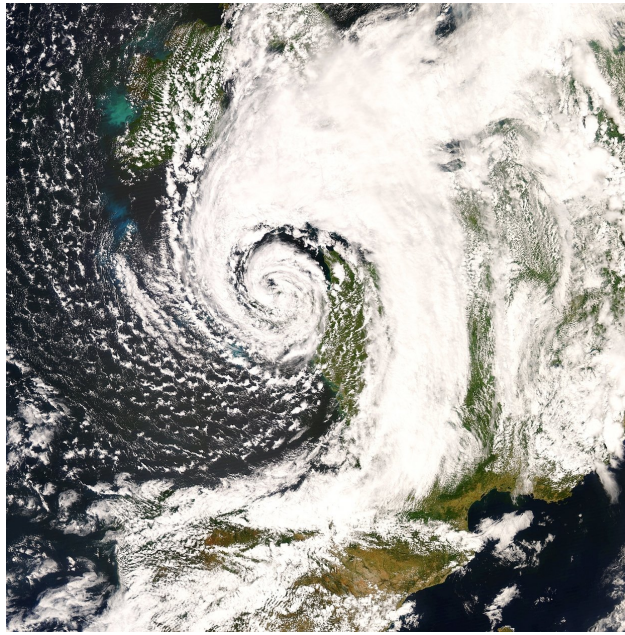
1.1. A légkör

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:

- az ún. turbulens jellegű hőátvitel, mely kifejezés a légköri átkeveredés örvényes jellegére utal;
- a felszín nedvességtartalma;
- a felszín típusa, illetve annak albedója (fényvisszaverő-képessége), mely meghatározza a bejövő és a visszavert napsugárzás arányát;
- a vízgőz kondenzálódása révén felszabaduló ún. látens hő;

- a felhőzet (1.2. ábra), melynek fontos szerep jut a bejövő rövidhullámú napsugárzás visszaverődésénél és a kimenő hosszuhullámú földsugárzás abszorpciójánál, illetve emittálásánál;
- a szén-dioxid, 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.

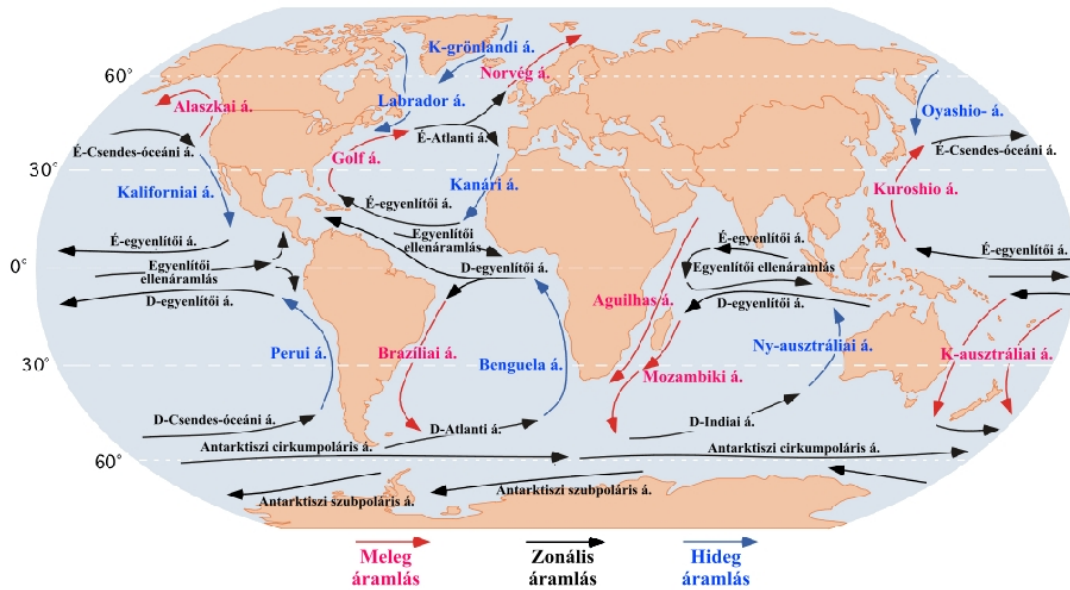


1.2. ábra. Mérsékeltövi ciklon felhőrendszere műholdképen (az Aqua műhold 2007.05.27.-i átvonulásakor)

1.2. 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 párologási folyamatokon keresztül jut ki újra a légkörbe látens hő formájában, kisebb részben pedig hosszuhullámú földsugárzásként. A tengeráramlásokat az impulzusmomentum, 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 húzódó hegyvonulatok, árokrendszerek határoznak meg.

A Föld legjellemzőbb felszíni tengeráramlásait az 1.3. ábrán mutatjuk be.

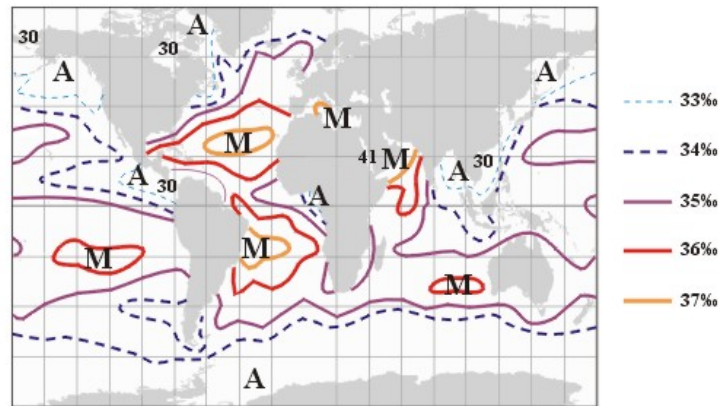


1.3. ábra. A Föld tengeráramlásainak rendszere (Pidwirny, 2006 nyomán)

A tengeráramlások vertikális rétegződése szempontjából három szintet különböztetünk meg:

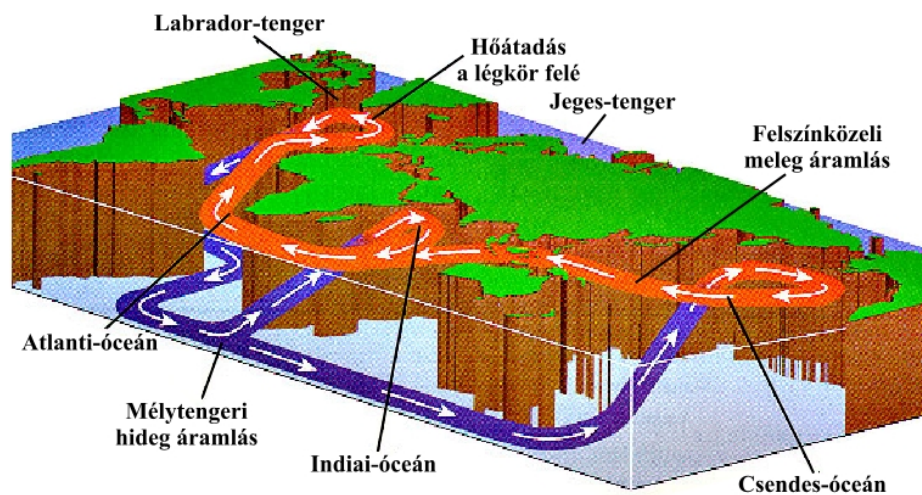
1. Az *évszakos határréteget*, mely esetében az évszakos-éves időskálán biztosított a felszín felől történő átkeveredés. E réteg vastagsága nem haladja meg a 100 m-t a trópusokon, s csak néhány száz m-es a mérsékelt övben. A sarki tengerek egy kis szegmensében viszont szinte az egész év során több km-es 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 világóceánok összefüggő medencéinek alsó 80%-át tölti ki. E víztömegek levegőztetése szintén az évszakos határréteg felől történik, de csak a sarki tengerek régiójában.

Az 1.3. 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 hőmérséklet- és sűrűségváltozásai irányítják. (A nagyon sós, 4 °C-os víz a legsűrűbb, s ha ennél melegebb vagy kevésbé sós, akkor kevésbé sűrű.) A nagy sűrűségű víz olyan mélységekig süllyed le, hogy az egyensúlyi állapot létrejőjön. Az 1.4. ábra az óceánok átlagos felszíni sókoncentrációit (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 ezt az ősi tengerzárványt nem tekintjük a világóceán részének). A magas sótartalommal összefüggő nagy párolgás oka mindhárom fenti esetben a magas lég- és vízhőmérséklet.



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

A termohalin mélytengeri cirkuláció áttekintését követhetjük az 1.5. 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 Atlanti-óceán északi részén 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 folyamammá állnak össze, melynek össz tömege 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 visszasamaradt 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 áramlasként haladva érkezik vissza az Észak-Atlanti térségbe. Jég- és üledékminták bizonyítják, hogy ez a nagy szállítószalag-rendszer a glaciális és interglaciális időkben többször összeomlott, illetve áthelyeződött, így az elkövetkezendő klímaváltozásoknak szintén egy fontos meghatározója lehet.

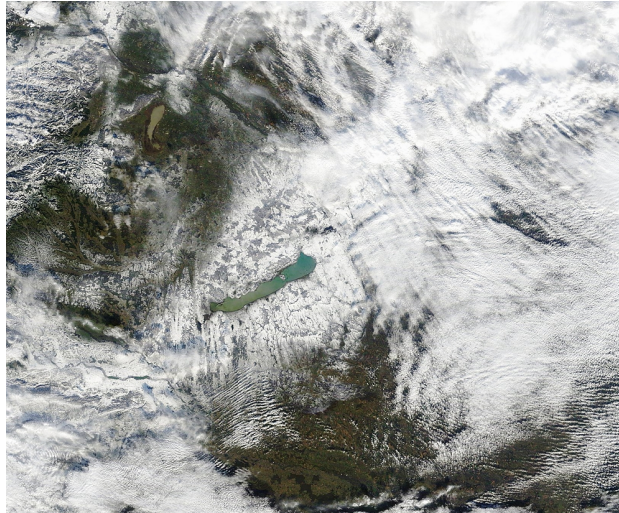


1.5. ábra. A termohalin cirkuláció mélytengeri és felszínközeli áramai (Schieber, 2013 nyomán)

1.3. A krioszféra

Krioszférának a földfelszínen található különféle hó- és jégformációkat nevezzük, melyeket a következőkben ismertetünk.

- Időszakos szárazföldi hótakaró (1.6. 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 éghajlati hatása a hóval fedett felszínek nagy albedójából ered, azaz abból, hogy ezek a felszínek a beérkező napsugárzás nagy részét visszaverik.



1.6. ábra. A Dunántúl hóval borított felszínének megjelenése műholdképen (az Aqua műhold 2010.11.27.-i átvonulásakor)

- Tengeri jég, melynek hatása az éghajlatra az évszakos és annál nagyobb időskálán érvényesül. Az óceánfelszínen lévő jégnek és a szárazföldet borító hóval a hőegyenlegben megjelenő hatása nagyon hasonló. A tengeri jég erősíti az óceánok és szárazföldek elkülönülését, például azáltal, hogy jelenléte megakadályozza az impulzusmomentum és a nedvesség cserefolyamatait. Bizonyos térségekben fontos szerepet játszik a mélytengeri víztömegek rétegződésének kialakulásában, pl. a sókoncentráció növekedésével, a fagyási periódusokban, illetve édesvízi rétegek keletkezésékor az olvadási időszakokban.
- Grönland és Antarktisz jege, melyek szinte állandóan jelenlévő felszíni formációknak tekinthetők. Talán meglepőnek tűnik, de ezen jégtömegek tartalmazzák a Föld édesvízkészletének 80%-át. E nagy tömegű szárazföldi vízkészlet indokolja a hidrológiai ciklusban betöltött hosszú időskálán ható tározó szerepüket. A jégtakaró méreteiben bekövetkező bármely változás – a tengeri jég kiterjedésének változásaival ellentétben – a tengerszint megváltozását vonná maga után. A grönlandi jég teljes elolvadása 7 méteres, míg az antarktisi jégtömegé 70 méteres tengerszint-emelkedést eredményezne.
- Hegyi gleccserek, melyek a krioszférának csak egy nagyon kis hányadát teszik ki. Szintén édesvízi tározóknak tekinthetők, s ugyancsak hatással lehetnek a tengerszint alakulására. Az éghajlat megváltozása szempontjából fontos indikátornak tekinthetők, hiszen a környezeti feltételek megváltozására nagyon gyorsan reagálnak.
- A kontinentális állandó jégtakaró (pl. Kanadában vagy Szibériában), mely hatással van a felszíni ökoszisztémákra és a tengerbe ömlő folyók vízhozamára. Ez nagymértékben befolyásolja az óceánok termohalin cirkulációját is.

1.4. A bioszféra

A bioszféra nagy részben vezérli, illetve kontrollálja néhány fontos üvegházhatású gáznak 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 komponensek, gázok többletként, feleslegként jelennek meg a légkörben. Ez is magyarázza a légköri visszacsatolási mechanizmusok jelentőségét, s azt, hogy e folyamatoknak a klímaváltozásokat leíró modellekben kitüntetett szerep jut.

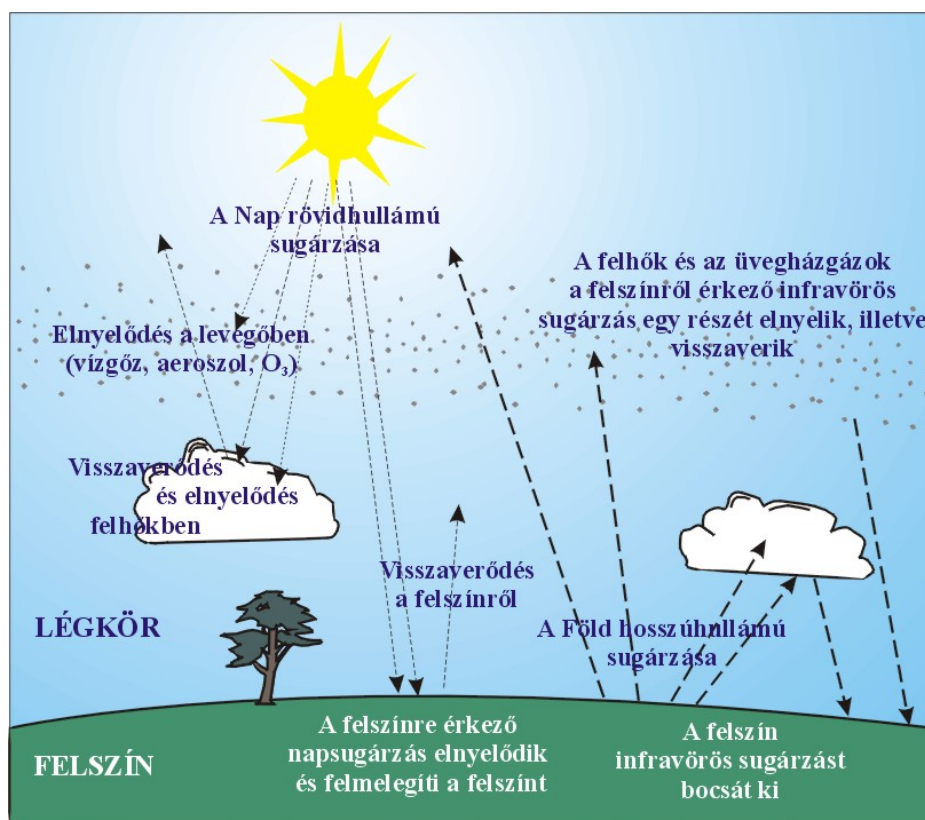
1.5. A talajfelszín

A hidrológiai ciklusban jelentős szerepet kapnak a talajban, valamint annak felszínén lejátszódó folyamatok is. Ezen belül fontos tényezők a talaj felszínközeli rétegében talajnedvességként tárolt édesvíz mennyisége, valamint a talaj anyagi tulajdonságaitól nagymértékben függő földalatti víztározók elhelyezkedése, védettsége. A talaj kölcsönhatásban áll a légkörrel a gázok, az aeroszolok 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, a pontos összefüggések mégsem ismertek kellő pontossággal. Az utóbbi évtizedben sok kutatás foglalkozik e témakörrel.

1.6. 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. üvegházhatású gázok a kertészetekben használt üveglapokhoz hasonlóan átteresztik 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 e 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 visszazugáz a melegház belsejébe.



1.7. ábra. A légkör üvegházhatása

A vitathatatlan hasonlóságok ellenére a légköri folyamatok a fent ismertetett mintától jelentősen eltérő módon zajlanak le (1.7. ábra), a lényegi különbségeket az alábbiakban foglaljuk össze.

1. A levegő- és felhőrészecskék a napsugárzás egy nagy hányadát elnyelik,

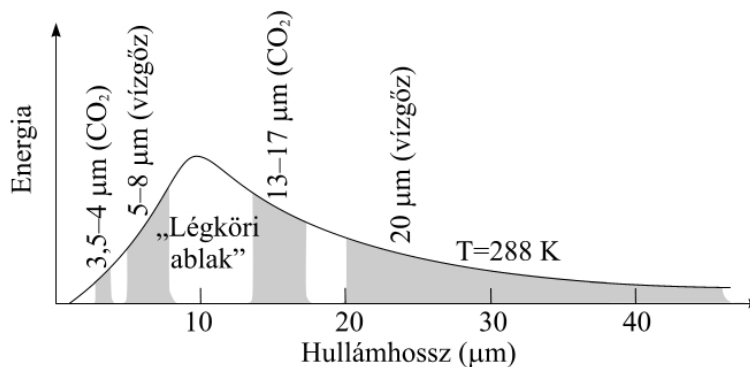
2. a légkörön át a világűr irányába haladó földsugárzást bizonyos tartományban (az ún. „légköri ablak”-ban) nem nyelik el az üvegházgázok,
3. a szabad légkörben a légtömegeket szállító szeleknek is nagy szerep jut,
4. az üvegtáblán nem tud átjutni a felmelegedett levegő, a légkörben azonban nincs ilyen akadály (konvekció).

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 légkörrrel foglalkozó tudósok már az 1860-as években felismerték a nyomgázok jelentős szerepét abban, hogy a Föld bolygó éghajlata ilyen kellemes. 1861-ben, 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 áteresztenek 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 mintegy 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 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 áteresztí a sugárzást. Ezt a tartományt nevezzük az ún. „légköri ablak”-nak (1.8. ábra), jelképesen utalva arra, hogy itt „kiszökhet” a hőenergia a légkörből az űrbe.



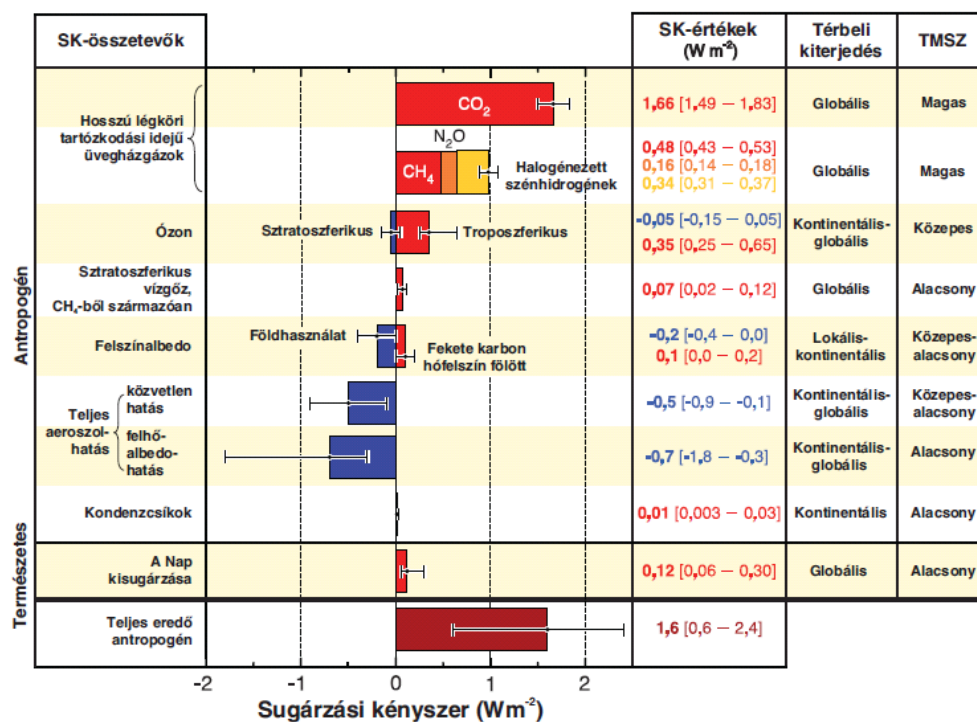
1.8. ábra. A Föld hosszúhullámú kisugárzásának hullámhossz szerinti eloszlása. Jól láthatók a légköri üvegházhatás két legfontosabb elemének, a vízgőznek és a szén-dioxidnak a fontosabb elnyelési sávjai, melyeket a grafikonon szürkével jelöltünk.

Éjszakánként a felhők felerősíthetik az üvegházhatást: az apró vízcseppecskékből 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 folyamatai 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 életét.

1.7. Az üvegházhatású gázok és légköri aeroszolok koncentrációjának változása

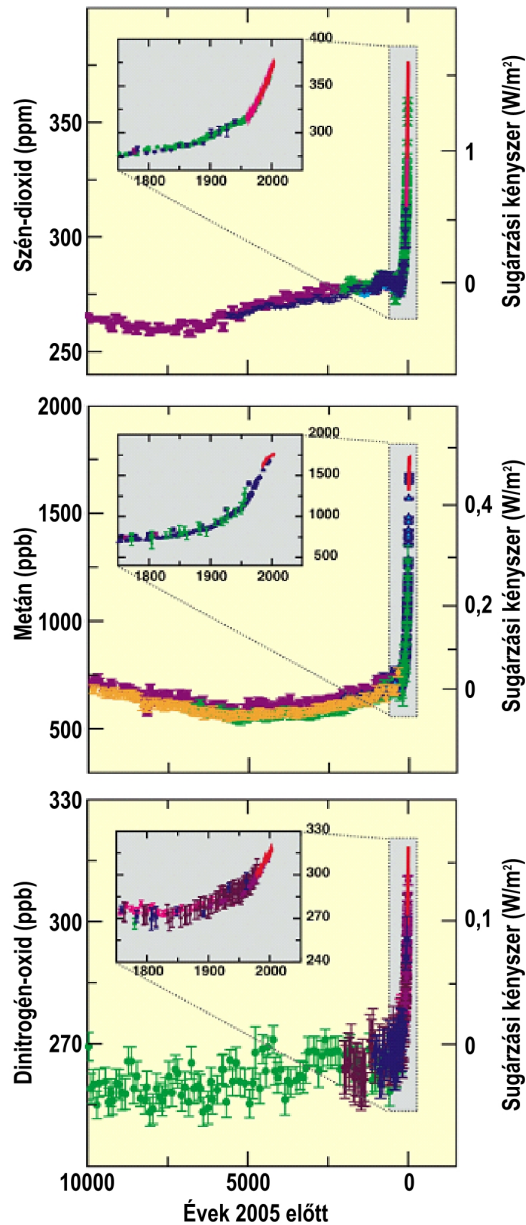
Az iparosodás és a robbanásszerű népességnövekedés révén az emberi jelenlét a Földön egyre intenzívebbé válik, mely folyamat megváltoztatja az üvegházgázok és aeroszolok légköri eloszlását és koncentrációját. Ezeknek a változásoknak a következtében jön létre a sugárzási kényszer megváltozása, melyet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



1.9. ábra. A változásokat előidéző sugárzási kényszer (SK) antropogén és természetes összetevői, a becült változások mértéke az 1750–2005 közötti időszakban. A zárójelben lévő értékek jelzik az 5%-os, illetve 95%-os valószínűségi megbízhatósági értékeket. A jobb oldali oszlopban a tudományos megértés szintje (TMSZ) szerepel. (Forrás: IPCC, 2007a) - Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 2.4. IPCC, Geneva, Switzerland

Az elmúlt 250 évben az alsó légkörben bekövetkezett sugárzási viszonyok megváltozásáért számos folyamat felelős, melyeket az 1.9. ábra foglal össze. A legnagyobb hatású, s egyértelműen a globális melegedés irányába mutat ezen összetevők közül az üvegházhatás erősödése, pontosabban az üvegházgázok antropogén kibocsátásból eredő koncentráció-növekedése. További légköri „melegítő” komponensek: a troposzférikus ózonkoncentráció emelkedése, a fosszilis tüzelőanyagok égetéséből származó bizonyos aeroszolok mennyiségének növekedése (pl. korom), a repülőgépekből a légkörbe kerülő égéstermék hatás, valamint a napsugárzás ingadozásának eredője. 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.

Ha összehasonlítjuk a legfontosabb üvegházgázok koncentrációinak a jelenlegi és az iparosodási folyamat megelőző értékeit, a légköri koncentráció növekedésének ténye vitathatatlan. Az 1.10. ábra bemutatja a fontosabb üvegházgázoknak az elmúlt tíz évezred és az utolsó 250 év során bekövetkezett koncentráció-változásait. A széndioxid légköri koncentrációja 280 ppm-ről (2012-ben) 394 ppm-re növekedett az ipari forradalom kezdete óta, a metáné 715 ppb-ről 1825 ppb-re, a dinitrogén-oxidé pedig 270 ppb-ről 322 ppb-re. Mindhárom gáz esetén az ipari forradalmat megelőző évezredek során jelen változásokhoz képest csak minimális ingadozás figyelhető meg.



1.10. 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) - Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 2.3. IPCC, Geneva, Switzerland

A legújabb kutatások alapján (Lüthi et al. 2008; Tripathi et al. 2009) a jelenlegi 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 (IPCC, 2007a). 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:

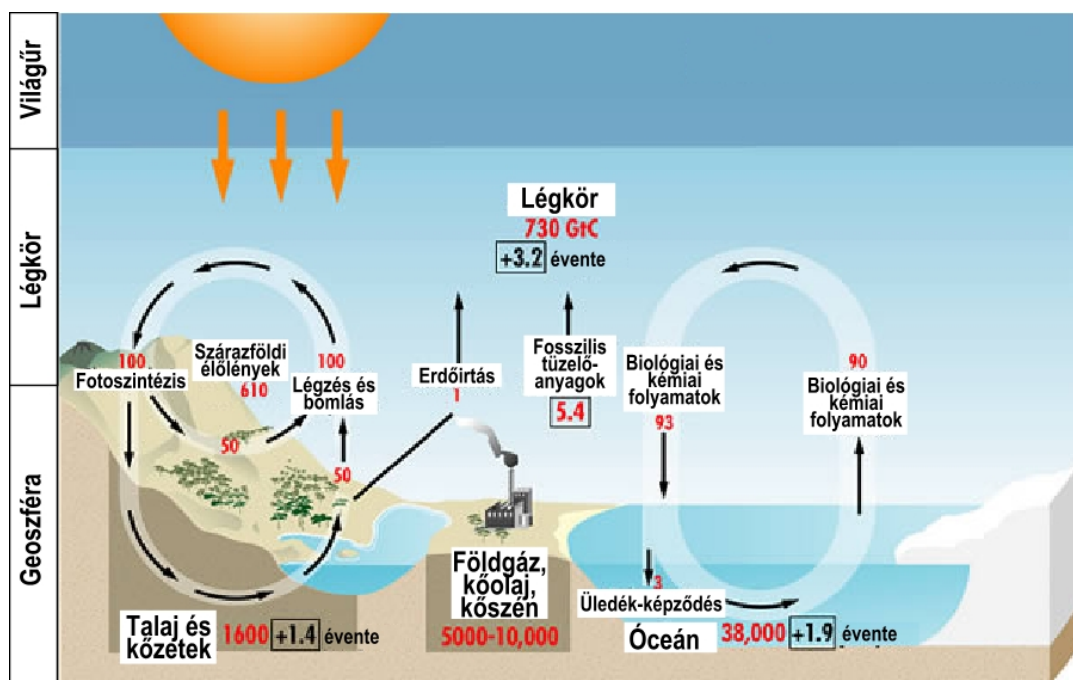
- a molekulák egyedi aktivitását az abszorpciós és az újra kisugárzó mechanizmusokban,
- az adott gáz légköri koncentrációját,
- a gáz tartózkodási idejét.

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 1.9. 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 mind 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.

1.7.1. Szén-dioxid (CO₂)

Annak megértése, hogy a légkörben térben és időben hogyan változik a szén-dioxid koncentrációja, nem könnyű feladat. Az 1.11. 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) egységben. A földi ökoszisztéma legaktívabb széntárolói a szárazföldi bioszféra, a légkör és az óceán, melyek rendre 610, 730 és 38.000 milliárd tonna szénen tárolnak. Az óceán és légkör közötti éves szén-dioxid-forgalom megközelítőleg 90, míg az élő növények által közvetített, szárazföld feletti évi 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.



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

E természetes egyensúly került veszélybe, hiszen a XIX. század elejétől kezdődően a szén-dioxid koncentráció tetemes növekedése figyelhető meg (1.10. ábra), mely feltételezések szerint az egyre intenzívebb emberi jelenléttel, 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 1.12. 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 szárítási időszak után felgyújtják, és így teljesen megbontják a helyi ökoszisztéma egyensúlyát.



1.12. ábra. Műholdképekről is jól látható erdőirtások Braziliában, az Amazonas vidékén. (NASA, 2000alapján)

Másik és az előbbinél jelentősebb forrása a légkörbe jutó szén-dioxidnak a fosszilis tüzelőanyagok (szén, kőolaj, földgáz) égetése, amely nagyrészen a gyorsuló ütemben iparosodó világunk állandóan növekvő energiaigényét hivatott fedezni. 1999-ben még 6,5 GtC volt a kibocsátott mennyiség, míg ez 2005-re már 7,8 GtC-re emelkedett (Boden et al., 2012). Az utóbbi három évtizedben a fosszilis tüzelőanyagok intenzív használatából eredő szén-dioxid kibocsátás mintegy 70%-kal növekedett. A tüzelőanyagok égetése során a szén oxidálódik és szén-dioxiddá alakul: minden elégetett tonna szénből 3,7 tonna szén-dioxid gáz keletkezik. 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.

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. A jelentéktelennek tűnő kis antropogén részarány ellenére a fenti folyamatok fenyegető következménye – jelentős CO₂-koncentráció-növekedés formájában – már napjainkban is jól mérhető. Ennek hátterében 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 érzékenységét 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 energiahasználat, milyen szinten áll majd a fejlődő országok életszínvonala, s mennyi lesz energiaigényük? Ezek a kérdések számos társadalmi, szociológiai, ökológiai, technológiai, gazdasági,

s politikai tényezőtől függenek, ebből adódik ezen folyamatok bizonytalansága, valamint előrejelzésük, modellezésük nehézsége.

1.7.2. Metán (CH₄)

A metán (CH₄) 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%. A XX. század nagy részében nagyobb mértékű volt a növekedés, de az utolsó két évtizedben jelentősen lelassult. Ennek ellenére 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. Ez az ún. „mocsárgáz” döntően metánt tartalmazó gázelegy. Metánt bocsátanak ki a rovarok (termeszek) és a kérődző állatok (kecskék, birkák, szarvasmarhák) is emésztésük során. Az 1.10. ábra középső diagramja a metánkoncentráció alakulását mutatja be az elmúlt tíz évezredben. Érthető e gyors koncentrációnövekedés, ha figyelembe vesszük, hogy például a háziastított formában tartott marhaállomány az elmúlt évszázadban megnégyszereződött a Földön. Az utóbbi évtizedekben ugyan csökkent a mocsárvidékek területe, de a népesedéssel arányosan, ugrásszerűen megnövekedett a rizsültetvények területe, valamint az elégetett biomassza mennyisége is, melyek további fontos metánforrások. A metánemisszió elsődleges forrásainak nagy része a gyorsan átalakuló felszínhasználat 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.

1.7.3. Dinitrogén-oxid (N₂O)

A dinitrogén-oxid egy növekvő légköri koncentrációjú nyomgáz (1.10. ábra). Legfontosabb nyelője a sztratoszféra, ahol lebomlása fotokémiai reakciók révén történik. Ezen kívül jóval kisebb mennyiséget nyelnek el a troposzférában zajló folyamatok, ahol a lebomlás főként a talajban megy végbe. Két legfontosabb forrása az óceán és a talaj. A koncentrációnövekedés fő oka az ammónia alapú (mind a háziállatok trágyájával, mind a műtrágyákkal való) trágyázás elterjedése. Kisebb antropogén források még a szarvasmarha-tartás és takarmányozás, az ipari folyamatok, valamint az egyre növekvő biomassza-égetés. 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 18%-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.

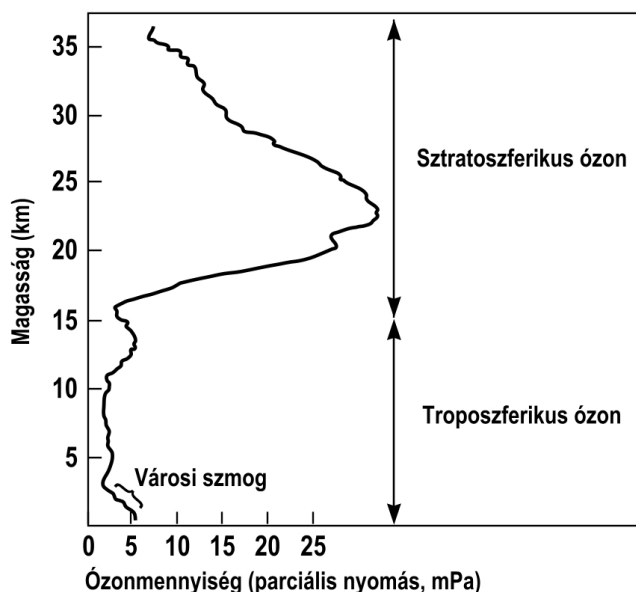
1.7.4. Halogénezett szénhidrogének

A halogénezett szénhidrogének halogén elemeket, például fluort, klórt vagy brómot tartalmaznak. A légköri üvegházgázok közül ezek a legaktívabbak abban az értelemben, hogy egyetlen molekulájuk a legerősebb üvegházhatást fejt ki. Jelentős a szerepük a sztratoszférikus ózon lebontásában is (ezt a következő szakaszban részletezzük). A természetben eredetileg nem fordultak elő, de iparilag nagy mennyiségben állították 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 1987-ben megkötött Montreáli egyezmény (és a későbbi szigorításai) jelentős mértékben korlátozta a két leginkább ózonromboló CFC-gáz kibocsátását, s ezeknek köszönhetően ma már jelentősen csökkent, gyakorlatilag megszűnt 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 éreztethetik jelentős mértékben hatásukat.

1.7.5. Ózon (O₃)

A légköri ózon 10%-a a troposzférában, 90%-a a sztratoszférában található (1.13. ábra). Fotokémiai reakciók révén mindkét szinten folyamatosan lebomlik és újra keletkezik. A két rétegben egymással ellentétesen változott az

elmúlt évtizedekben az ózon koncentrációja, azaz a troposzférában nőtt, a sztratoszférában csökkent. Sajnálatos, hogy mindkettő az ember és a földi élővilág számára kedvezőtlen következményekkel jár.



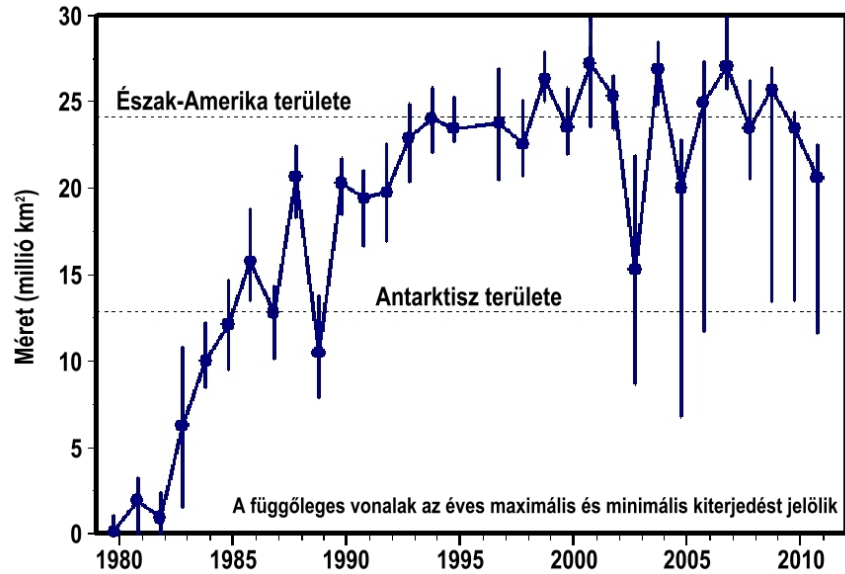
1.13. ábra. A légköri ózonkoncentráció változása a magassággal. (ACIA, 2005 nyomán)

Ahhoz, hogy pontosan lássuk a sztratoszferikus 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 1.14. 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_2Cl_2 (CFC-12)
Reakciók:	$\text{CFCl}_3 + h\nu \rightarrow \text{CFCl}_2 + \text{Cl}$	$\text{O}_3 + \text{Cl} \rightarrow \text{O}_2 + \text{ClO}$
	$\text{CF}_2\text{Cl}_2 + h\nu \rightarrow \text{CF}_2\text{Cl} + \text{Cl}$	$\text{ClO} + \text{O} \rightarrow \text{O}_2 + \text{Cl}$

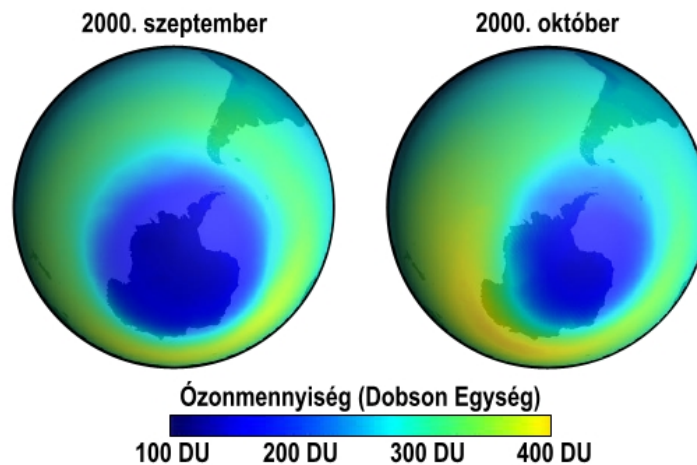
1.14. ábra. A magaslégköri ózonréteg bomlása halogénezett szénhidrogének által

A sztratoszferikus ózonkoncentráció csökkenése nem egyenletesen jelentkezik a különböző földrajzi régiókban. Jelentős negatív anomáliákat figyelhetünk meg a magas földrajzi szélességeken, elsősorban a déli félgömbön az Antarktisz felett, azonban ez a tendencia az északi félgömbön is jelentkezik. Az 1.15. ábra az Antarktisz feletti „ózonlyuk” kiterjedésének változásait mutatja be az 1980–2010 közötti időszakban, amely definíció szerint a 220 Dobson Egységnek kisebb ózonkoncentrációjú térség. 1980-tól kezdve az 1990-es évek közepéig vitathatatlanul növekedett e terület 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 meghaladja.



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

A déli félgömbön különösen szeptember-október hónapokban jelentkezik az erőteljes ózoncsökkenés, melynek 2000. évi mértékét az 1.16. ábrán láthatjuk.



1.16. ábra. Az Antarktisz feletti „ózonlyuk” 2000 szeptember és október hónapjaiban. (NASA mérései nyomán, 2000)

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Melyek az éghajlati rendszer elemei?
2. Mutassa be az óceánok termohalin cirkulációját!
3. Melyek a krioszféra megjelenési formái?
4. Mutassa be az üvegházhatás folyamatát!
5. Melyek az üvegházhatású gázok?
6. Hogyan változott az elmúlt évezredben, évszázadban, évtizedekben az üvegházhatású gázok koncentrációja?

7. Hogyan változott a sztratoszferikus ózon koncentrációja az elmúlt néhány évtizedben?

2. fejezet - Globális klímaváltozás a múltban

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 folyamatok (vagyis a nap- és a vulkán-tevékenység) 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.

2.1. Múltbeli éghajlatváltozások mértéke

E fejezetben áttekintjük a múltbeli éghajlatváltozások vizsgálati módszereit, s a detektált globális 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.

2.1.1. Régmúlt idők éghajlatváltozása

Földünk története során az éghajlat folyamatosan változott, e változás mértékét annak amplitúdójával és időskálájával jellemezhetjük. 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.

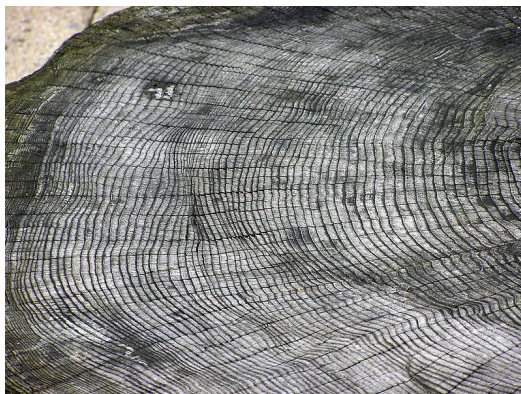
Az elmúlt egy-két évszázad változásairól a meteorológiai mérőhálózatok segítségével pontos információink vannak, de milyen közvetett utakon, ún. „proxy” adatsorok összeállításával szerezhethünk mért éghajlati adatok nélkül információt a régebbi korok klímájáról, azok változásairól? A proxy adatforrások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

- 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 tengerszint feletti magasságon talált gleccsernyomok hidegebb éghajlatra engednek következtetni. Gleccserek visszahúzódásának mostanában is tanúi lehetünk (2.1. ábra).



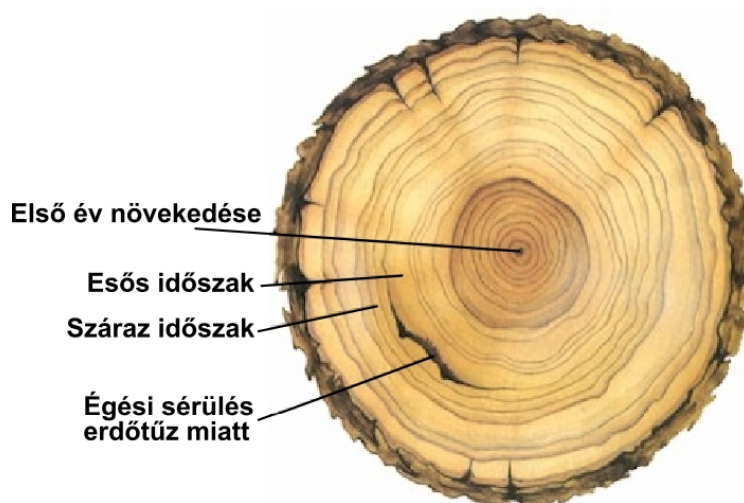
2.1. ábra. A Grinnell gleccser visszahúzódása a montanai Gleccser Nemzeti Parkban: 1938-1981-1998-2009 (Fotók: T.J. Hileman, Carl Key, Dan Fagre, Lindsey Bengtson, USGS)

- 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 százezer év fossziliáinak kormeghatározása.



2.2. ábra. Fatörzs keresztmetszete évgyűrű-analízishez

- A fák évgyűrűinek (2.2. ábra) vastagsága, egymástól való távolsága, színe is értékes adatok lehetnek, hiszen elemzésükkel egy adott térség évenkénti csapadékviszonyairól nyerhetünk információkat (2.3. ábra). A Kaliforniában élő ún. Sequoia fenyőóriások (2.4. ábra) életkora gyakran meghaladja a 3000 évet, így ez a fafaj különösen alkalmas évgyűrű-elemzésekhez. Manapság a fák kivágása helyett inkább furatokat készítenek, s ezt analizálják. A furatminta-vétel fő eszközét a 2.5. ábrán láthatjuk.



2.3. ábra. A fák évgyűrűinek értelmezése

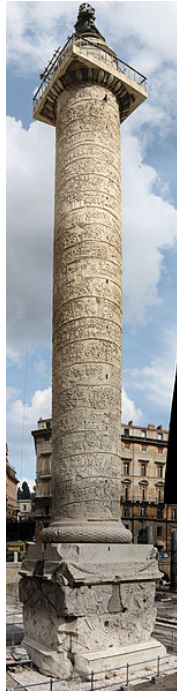


2.4. ábra. Sequoia fenyőóriás a kaliforniai Sequoia Nemzeti Parkban (Fotó: NOAA/Department of Commerce)



2.5. ábra. A fák évgűrű analiziséhez furatminta-vétel (Fotó: Hannes Grobe, 2001)

- Festmények és más régi műalkotások is segíthetik a klímaváltozások megfigyelését. Például a híres római Trajánusz-oszlop (2.6. ábra) egy részletének tanulmányozása is segítségünkre lehet elmúlt idők éghajlatának feltárásában. A faragott domborművön a császár által i.sz. 101–106 között építtetett, köpilléreken álló fahíd látható, mely a Vaskapunál íveli át a Dunát (2.7. ábra). 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.



2.6. ábra. Trajánusz oszlop Rómában (Fotó: Juan Francisco Adame Lorite)



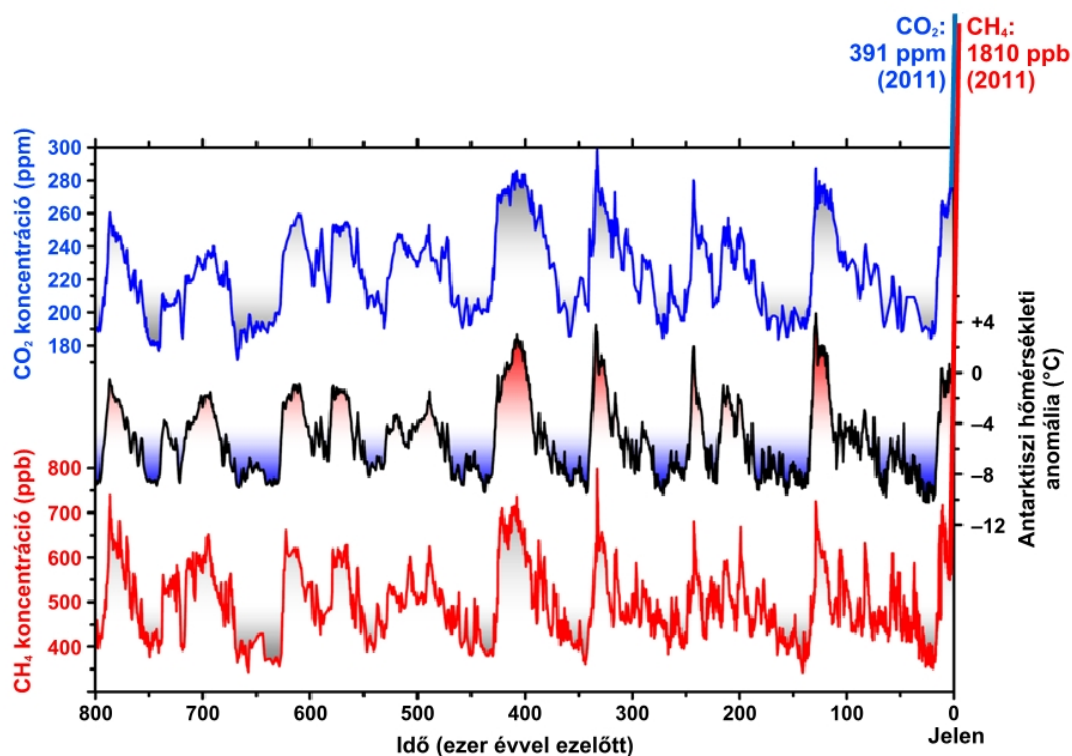
2.7. ábra. A Vaskapu fahídjának részlete a Trajánusz oszlopon (Fotó: Conrad Cichorius)

- A múlt éghajlatát kutató vizsgálatoknál egy további jó indikátor a sarkvidéki területeket fedő jégpáncélból vett jégminta (2.8. ábra). 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 fűjt por-, tengeri só-, pollen- és vulkanikus hamurészecskék révén.



2.8. ábra. Jégfúratminta szeletelése. (Fotó: Mike Dunn, NOAA/Department of Commerce, Climate Program Office, 2006)

A leghosszabb éghajlati minták az Antarktisz borító, több kilométer vastagságú jégpáncélból kerülnek ki. Az eddigi rekord hosszúságú jégfúratminta hossza több mint 3000 méter. 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 (2.9. ábra).

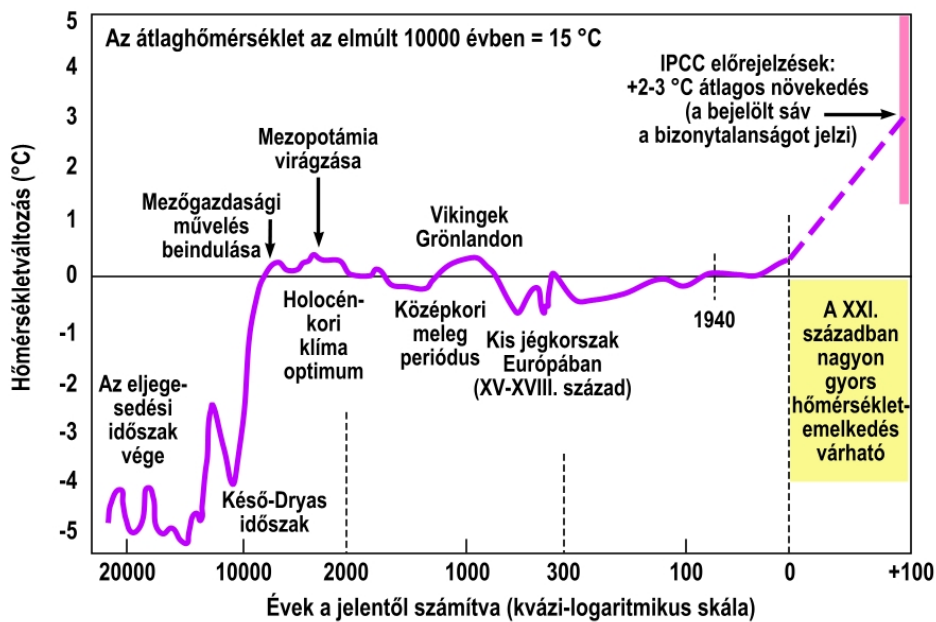


2.9. ábra. Az elmúlt 800 ezer év eljegesedési periódusai: a hőmérséklet (középen), a szén-dioxid (fent) és a metánkoncentráció (lent) változásai. (Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, Koppenhágai Egyetem nyomán)

A pleisztocén kori eljegesedések során a meleg és hideg fázis közötti hőingás 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. Fontos megállapítás, hogy 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.

A 2.10. 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.

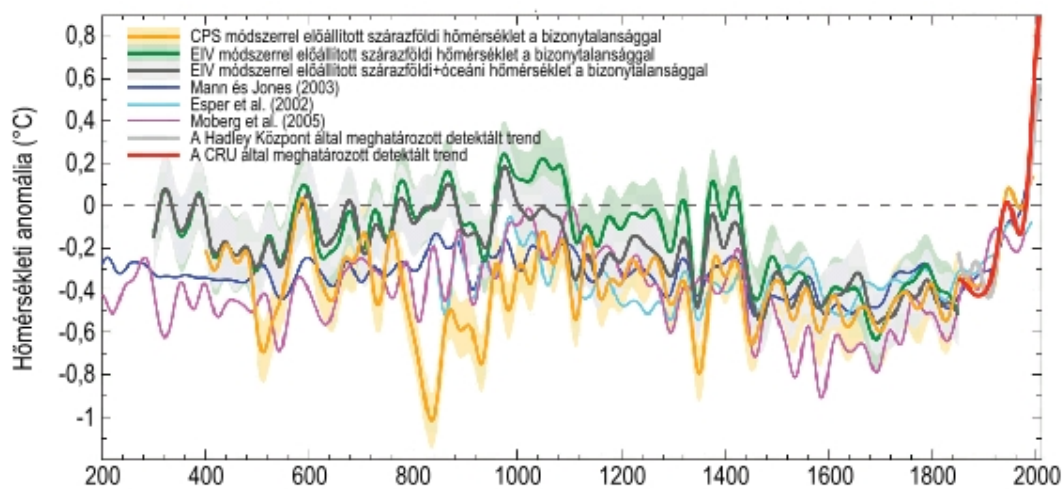


2.10. ábra. A Föld globális átlaghőmérsékletének alakulása az elmúlt 20 ezer év során. (WHO alapján)

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 homokviharok, porviharok sújtották a vidéket, mígnem a rómaiak a Sió-csatorna és a hozzátartozó zsilipek megépítésével lehetővé tették a vízszint emberi szabályozását.) Egy-egy klímparaméter alakulásából nem vonhatunk le általános következtetéseket az éghajlat egészére, hiszen gyakran nem lehet megítélni, hogy egy markáns tendencia megjelenésének hátterében 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 folyó

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 a 2.11. 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 Adatok Hálózatában (Proxy Data Network) szereplő összes (1209) adatbázist, melyek közül 1158 éves, 51 pedig 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 időszerűségük 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.



2.11. 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 idősorot a proxy adatok standardizálásával és súlyozásával állítják elő. Az EIV (error in variables) módszer során szintén súlyozást alkalmaznak, de a skálázás regresszióval történik. (Mann et al., 2008 alapján)

A minőségileg szűrt proxy adatbázis északi félgömbre vonatkozó komplex analíziséből 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.

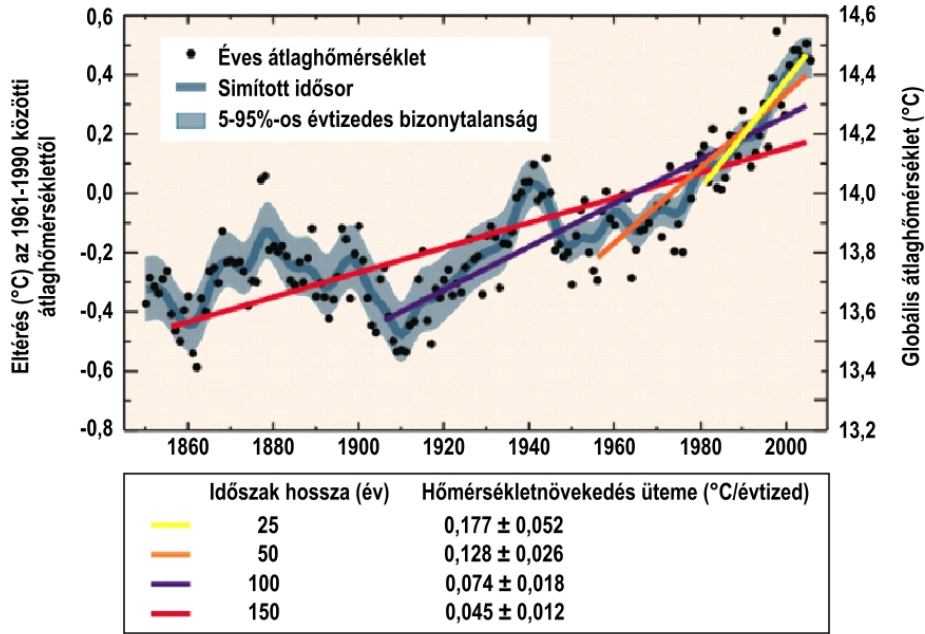
A középkori meleg időszakot egy lehülési fázis követte kb. 1550-től 1850-ig. Ez a több évszázadon át tartó, „kis jégkorszak”-nak nevezett hűvös periódus az előző jégkorszak hidegfázisa óta a leghűvösebb időszak volt. A XIX. század közepére-végére viszont már az egész kontinens túljutott ezen a hidegebb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

- a különféle növénykultúrák tenyészidőszakának hossza,
- a hóval fedett időszakok hossza és gyakorisága,
- 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.

2.1.2. A XX. század éghajlati tendenciái

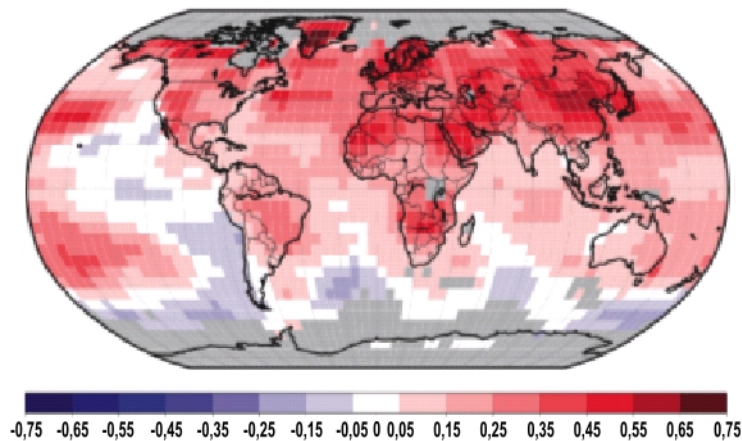
Az elmúlt évszázad éghajlatváltozásainak elemzéséhez már nincs szükség proxy adatbázisok felhasználására, hiszen a XIX. század közepétől világszerte megindultak a rendszeres műszeres meteorológiai mérések. A mérések alapján meghatározott globális átlaghőmérséklet az utóbbi száz évben (1906–2005 között) 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).

A 2.12. 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 °C/évtized volt a melegedés sebessége, mely közel négyszerese a teljes másfél évszázadra vonatkozó melegedési sebességnek.



2.12. ábra. A globális éves átlaghőmérséklet (fekete pöttyök) alakulása 1850–2005 között és az illesztett lineáris trendfüggvények (színes egyenesek). (Forrás: IPCC, 2007a) - Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure TS.6. Cambridge University Press

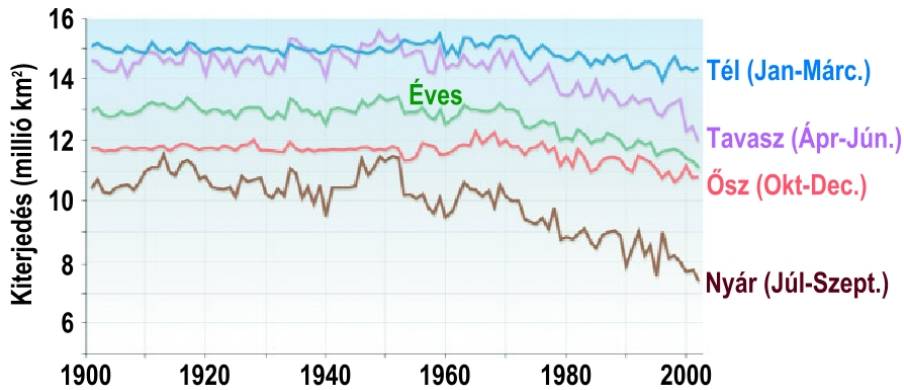
Az éves átlaghőmérséklet növekedésének területi eloszlását láthatjuk a 2.13. ábrán, mely az 1979–2005 közötti időszak műholdas mérései alapján készült. A térképen °C/évtized egységben kifejezve a piros, illetve a kék színárnyalatok rendre a melegedés, illetve a hűlés mértékét jelenítik meg. A szürke színnel jelölt területekről (a pólusok környezetében) nem áll rendelkezésre megfelelő mennyiségű adat a hosszantartó sarkvidéki 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 °C/évtized mértéket). Nagyon kis mértékű hűlés csak a déli félgömbön az óceáni területek felett figyelhető meg.



2.13. 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) - Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure TS.6. Cambridge University Press

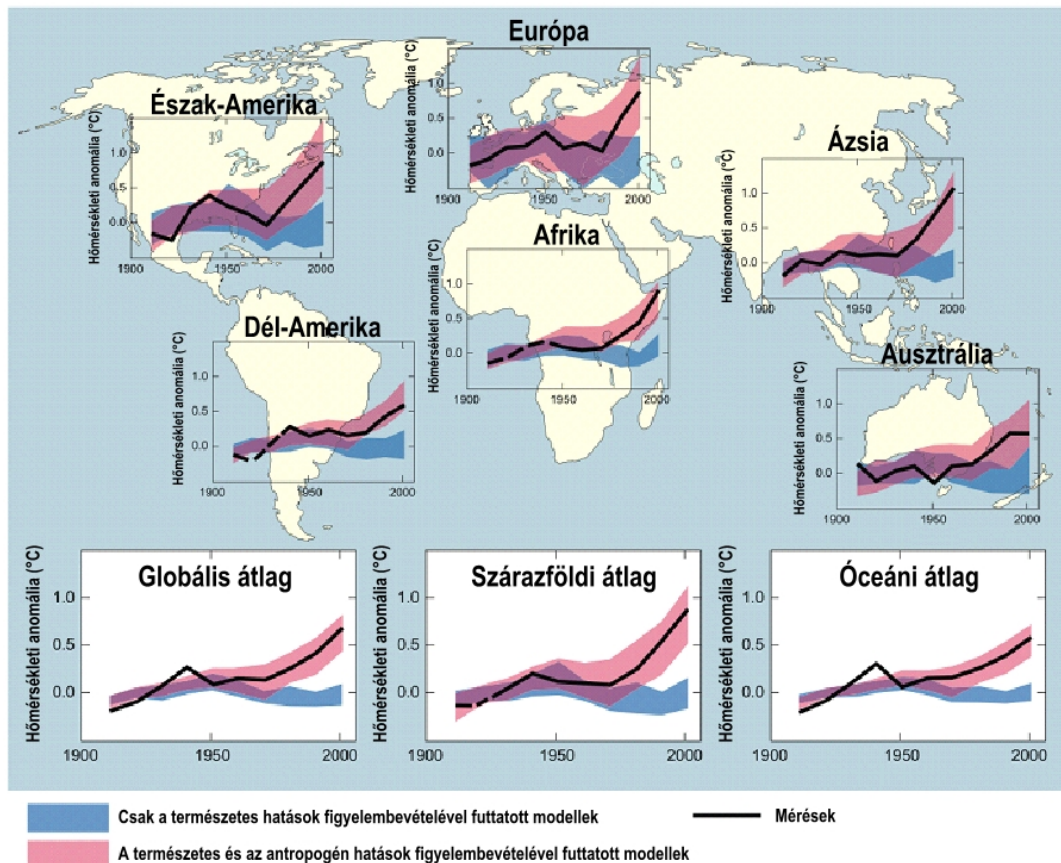
Ugyancsak a XX. század második felében egyre fokozódó melegedésre utal az északi sarkvidék körzetében található tengeri jég éves, valamint évszakos kiterjedésének csökkenése (2.14. ábra). Különösen a nyári és a tavaszi időszakban

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.



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

Az elmúlt évtizedekben mért átlaghőmérsékleti idősor éghajlati modellekkel történő szimulációi segíthetnek annak eldöntésében, hogy milyen mértékben tehető felelőssé az emberi tevékenység a detektált melegedő éghajlati tendenciáért. A 2.15. ábrán szereplő grafikonokon a kék sáv jelöli az emberi tevékenység hatását figyelmen kívül 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 kényszerek mellett az üvegházhatású gázok antropogén eredetű 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, s az emberiség felelőssége e folyamatokban.



2.15. ábra. A kontinentális és globális felszínközeli átlaghőmérséklet szimulációinak összehasonlítása a mért értékekkel 1906-2005 időszakra. (Forrás: IPCC, 2007a) - Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 2.5. IPCC, Geneva, Switzerland

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Milyen lehetőségek vannak a műszeres mérések kezdete előtti időszakok éghajlatáról információt gyűjteni?
2. Mutassa be a fák évgyűrűinek szerkezetét!
3. Hogyan változott az elmúlt 800.000 év hőmérséklete a jégfurat-minták alapján?
4. Hogyan változott az elmúlt 800.000 év során a szén-dioxid és metán koncentrációja a jégfurat-minták alapján?
5. Mutassa be a XX. század során detektált éghajlati változásokat!

3. fejezet - A XX. század során észlelt hazai éghajlati változások

A jelen és a közelmúlt éghajlatának megismerése, a változás, változékonyság számszerűsítése meteorológiai mérések, megfigyelések elemzésével lehetséges. Az éghajlati adatbázis forrása a meteorológiai mérőállomások hálózata, ami sokáig folyamatosan bővült, majd az utóbbi tizenöt évben az automatizálás során jelentősen átalakult. Az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) klimatológiai adatbázisa ennek megfelelően a mérések kezdetétől felhalmozott, jellegében és minőségében folyamatosan változó adatokat tartalmaz. Ezért az adatok ellenőrzése és homogenizálása, szükség esetén pótlása kulcsfontosságú a klímaváltozással kapcsolatos vizsgálatoknál. A homogenizálás során az a cél, hogy az állomások áthelyezéséből és a mérési módszerekben történt változásokból adódó töréseket kiszűrjük az adatsorokból, az éghajlatváltozás jelének megőrzése mellett. Körültekintő alkalmazása lehetővé teszi, hogy egy-egy állomás adatait úgy vizsgálhassuk, mintha a mérések mindig a jelenlegi helyen, azonos körülmények között folytak volna.

Az adatminőség mellett fontos szempont az állomáshálózat sűrűsége is. A mérőhálózatok egyik fontos jellemzője, hogy ezek mért adatait felhasználva milyen pontosan tudjuk reprodukálni a meteorológiai paraméterek térbeli eloszlását. Az állomási mérésekből interpolációs eljárással bármely tetszőleges pontra becslést tudunk adni a meteorológiai elemek értékére. Térben reprezentatív adatokhoz a hosszú megfigyelési sorokban rejlő információt felhasználó, matematikailag is megalapozott interpolációval juthatunk.

Az ebben a fejezetben bemutatásra kerülő, Magyarország éghajlatára vonatkozó vizsgálatainkat az OMSZ klimatológiai adatbázisában tárolt meteorológiai adatok alapján, különböző adatkezelési eljárásokat követően a statisztikus klimatológia eszköztárának felhasználásával végeztük. Az elmúlt évtizedek éghajlati tendenciáit napi és havi, hőmérsékleti (közép, minimum, maximum), illetve csapadékösszeg adatsorok alapján mutatjuk be az 1901-2009 közötti időszak elemzésével.

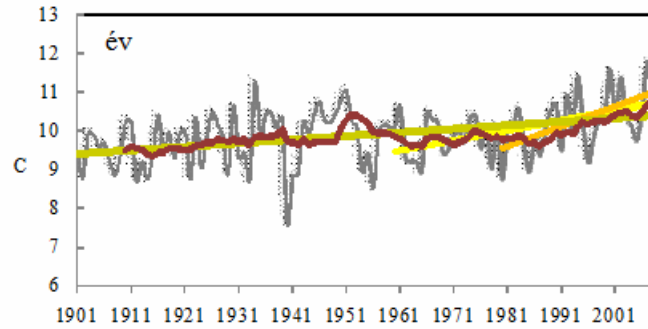
Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál kifejlesztett MASH rendszerrel (Multiple Analysis of Series for Homogenization, Szentimrey, 1999) valamennyi adatsorra végrehajtottuk a homogenizálást, adatellenőrzést és szükség esetén a pótlást. Az országos átlagok idősorait a MISH módszerrel (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis, Szentimrey és Bihari, 2007) interpolált rácsponti adatsorok átlagaiként számoltuk. Ily módon az adatoknak egy jó minőségű, térben és időben reprezentatív rendszeréhez jutottunk, mely elengedhetetlen a múltbeli regionális éghajlatváltozások elemzéséhez.

3.1. A hőmérséklet megfigyelt változásai

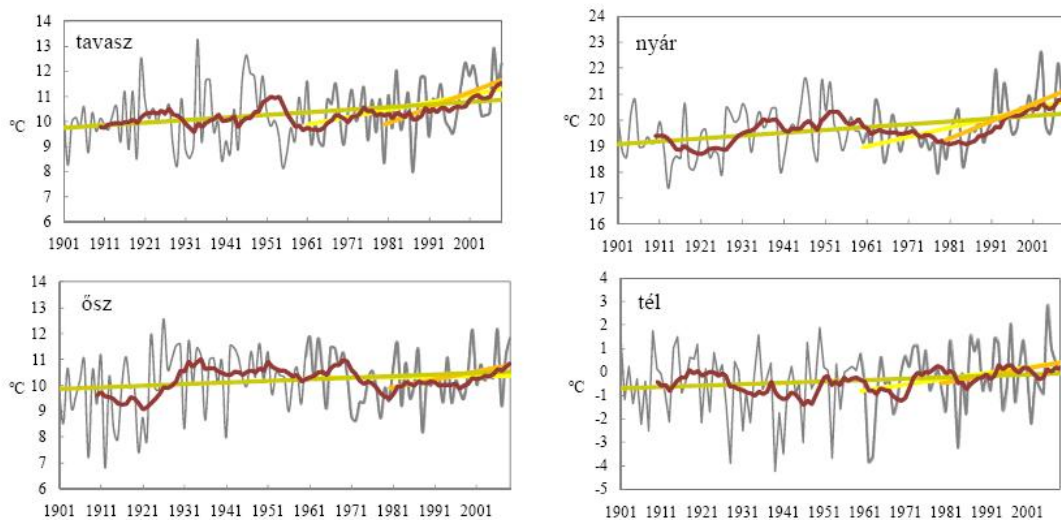
A rendszeres műszeres megfigyelések nagyobb területre történő kiterjesztésének kezdete 1861-re tehető, ezért e fejezetben nem foglalkozunk az ezt megelőző időszakok trendjeivel. Az azóta eltelt évtizedeket figyelembe véve az egész Földet tekintve az ezredforduló és az azt követő évek bizonyultak a legmelegebbnek. 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.

3.1.1. 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 feltüntettük a tízéves simítást és a különböző időszakokhoz illesztett lineáris trendvonalat is. Ezek használata eltérő célú. Amíg a lineáris trendvizsgálatnál lényegében egy egyenessel kíséreljük 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 melegebb és hűlő periódusokat egyaránt mutatnak.



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 (Adatok forrása: OMSz)



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 (Adatok forrása: OMSz)

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 idősoron 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 melegedés korszaka, a jelen éghajlatot és a változás sebességét leginkább ezzel tudjuk jellemezni. A becült trend értékét meghatározza, hogy mely időszakhoz illesztjük az egyenest. A teljes múlt századot napjainkig átívelő intervallumban a trendbecslés során kisebb értékek adódnak, mint a legutóbbi intenzív melegedés időszakában, de a hosszú idősoron mutatkozó szignifikáns változás jobban megerősíti a melegedés tényét.

A trendbecslést és a szignifikanciavizsgálatot kiegészítettük azzal, hogy a becült 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 trendegyenest 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 $0,99\text{ }^{\circ}\text{C}$ a múlt század elejétől 2009-ig. E melegedés, a becslés 95%-os megbízhatósági tartományának alsó határát tekintve legalább $0,61\text{ }^{\circ}\text{C}$, a felső határ pedig $1,36\text{ }^{\circ}\text{C}$, 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 átlaghőmérséklete az 1971 és 2000 közötti időszakban 10,4 °C volt. A tavaszi középhőmérsékletek az évi középhez hasonló mértékben, 1,08 °C-kal emelkedtek a teljes elemzett időszoron. 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 volt. 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 (1971–2000 normál időszakot tekintve). A múlt század közepén előfordult meleg őszi hatása 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 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 öt állomási időszoron is bemutatjuk a változásokat, így a változás mértéke összehasonlítható, és a térségi 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 térségi 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
Tavas	1,08	1,07	1,07	1,01	1,17	1,01
Nyár	1,17	1,28	1,05	1,14	1,14	1,18

Ősz	0,68	0,67	0,61	0,72	0,69	0,61
Tél	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
Tavasza	1,75	2,02	1,75	1,37	1,90	1,72
Nyár	1,93	2,00	2,08	2,14	1,72	1,81
Ősz	0,89	0,87	1,16	0,76	0,82	0,70
Tél	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 melegezés 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 éveit jelennek meg, 1980 utáni éveket csak elvétve találunk. Az összes évet és évszakot tekintve néhányszor fordult csak elő 1980 utáni év a rangsor elején.

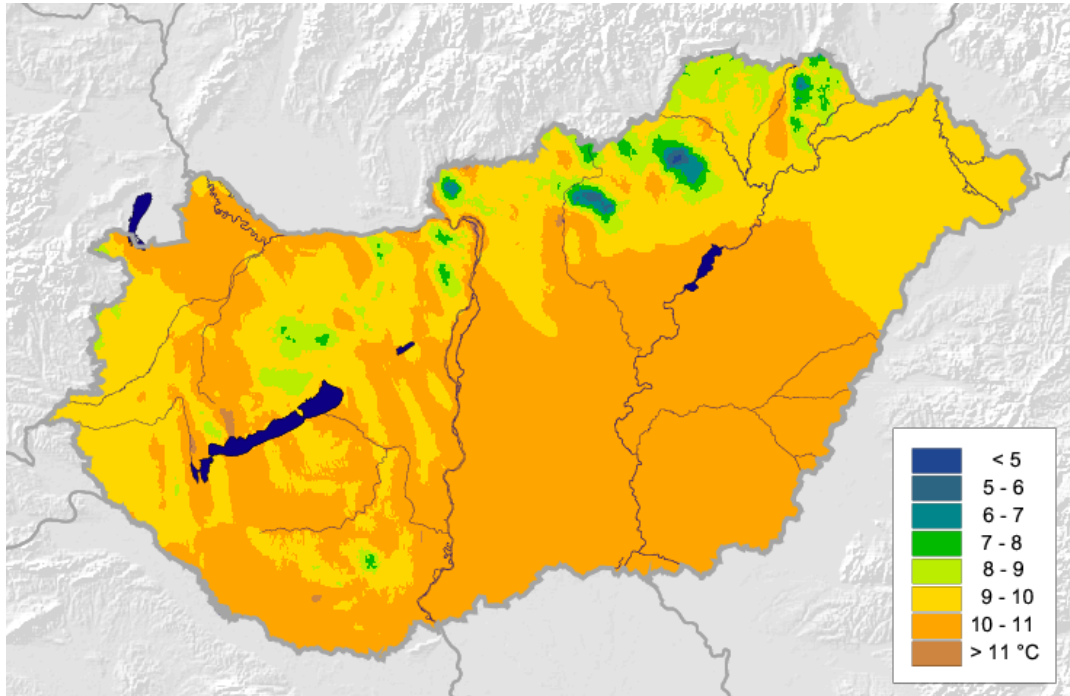
Év	Tavasza		Nyár		Ősz		Tél		
	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C		
2007	11,8	1934	13,3	2003	22,6	1926	12,6	2006	2,8
2000	11,6	2007	12,9	2007	22,2	2006	12,2	1997	2,1
2008	11,5	1946	12,6	1992	22,0	2000	12,2	1950	1,9
1994	11,4	1920	12,5	1946	21,6	1923	12,0	1909	1,8
2002	11,4	2000	12,3	1950	21,5	1961	11,9	1901	1,6
2009	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. (Adatok forrása: OMSz)

3.1.2. A középhőmérséklet területi eloszlása, a változás térbeli jellemzői

Magyarország évi középhőmérséklete országos átlagban 10,0 °C az 1971–2000 időszak adatai 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 városhatás következtében Budapest körzetében 11 °C-nál melegebb régiók is megjelennek.



3.3. ábra. Az évi középhőmérsékletek területi eloszlása az 1971–2000 időszakban (Adatok forrása: OMSz)

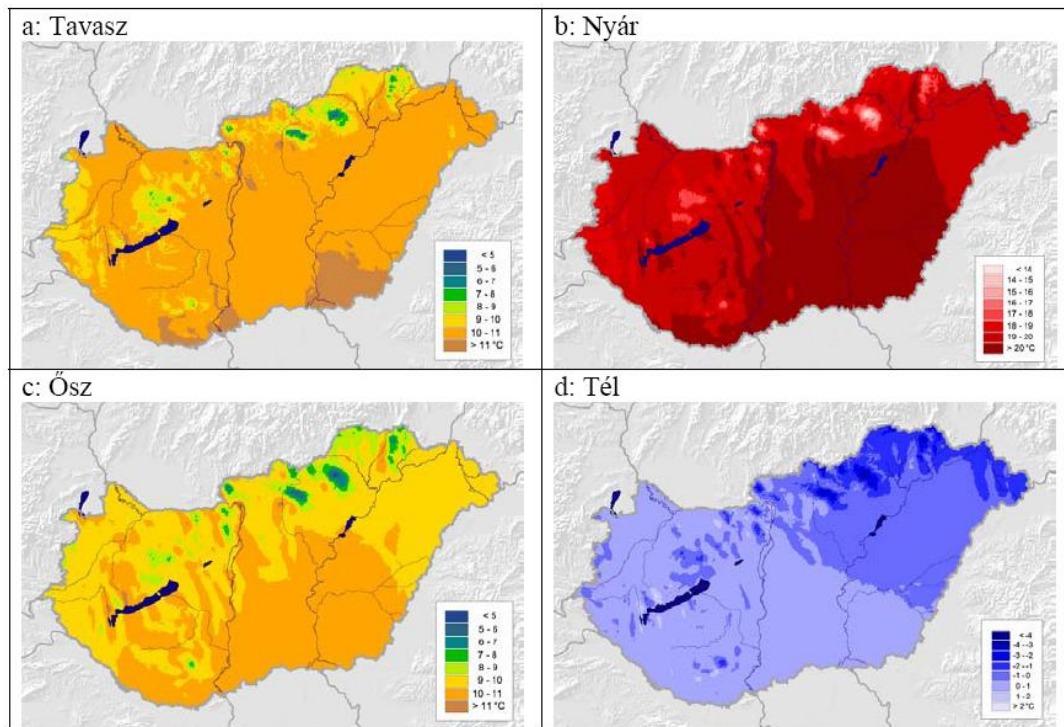
Az évszakos középhőmérsékletek térbeli eloszlása – a tél kivételével – hasonló az éves átlagok területi jellemzőihez (3.4. ábra). Nyáron és az átmeneti évszakokban ugyanúgy a zonalitás a meghatározó, míg télen a kontinentalitás hatása érvényesül legjobban. Természetesen minden évszakban megfigyelhető 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 (3.4.a ábra). 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 (3.4.b ábra). A 19 °C-nál hűvösebb régiók aránya nem éri el a 10%-ot, a legmagasabban fekvő 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 (3.4.c ábra).

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 találhatók (3.4.d ábra). 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).

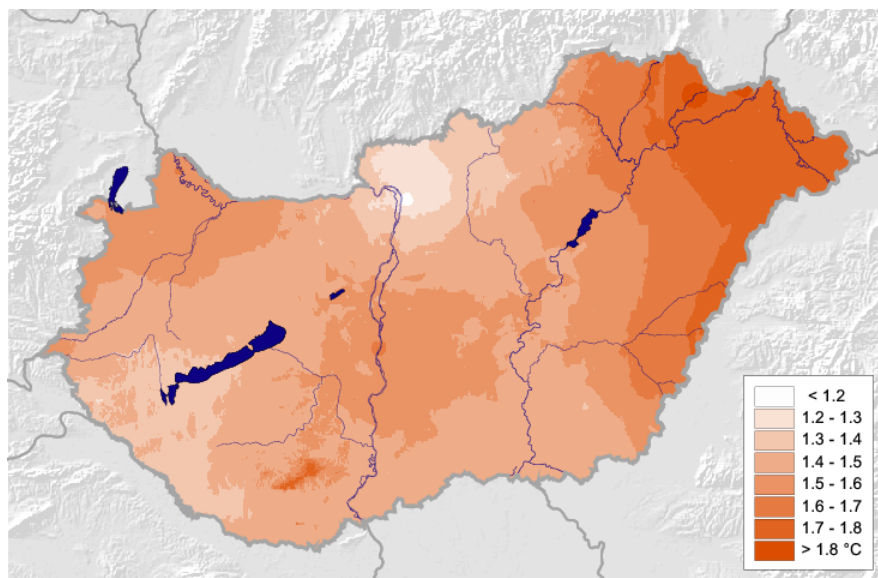


3.4. ábra. Az évszakos középhőmérsékletek területi eloszlása az 1971–2000-es időszakban (Adatok forrása: OMSz)

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.

3.1.3. 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 térségi eltéréseket szemléltetik az elmúlt 30 évben, vagyis az 1980 és 2009 között bekövetkezett évi és évszakos változásokat mutatják. Az értékek a 30 év alatti teljes változást jelzik, lineáris trendet feltételezve.

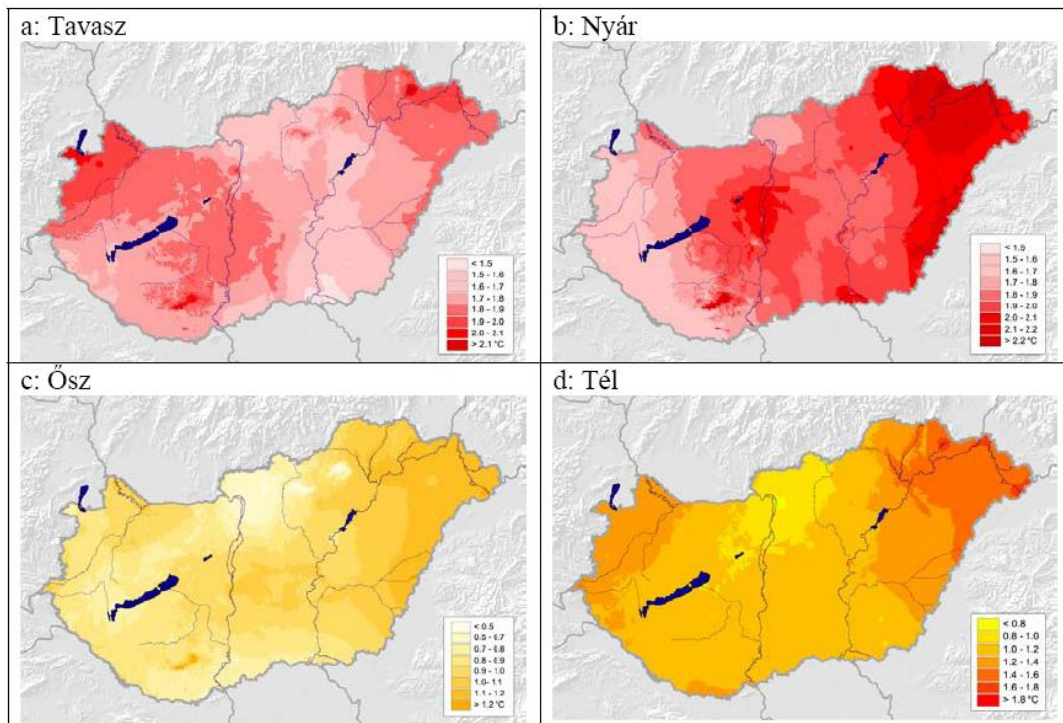


3.5. ábra. Az évi középhőmérséklet megváltozása 1980 és 2009 között (Adatok forrása: OMSz)

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.

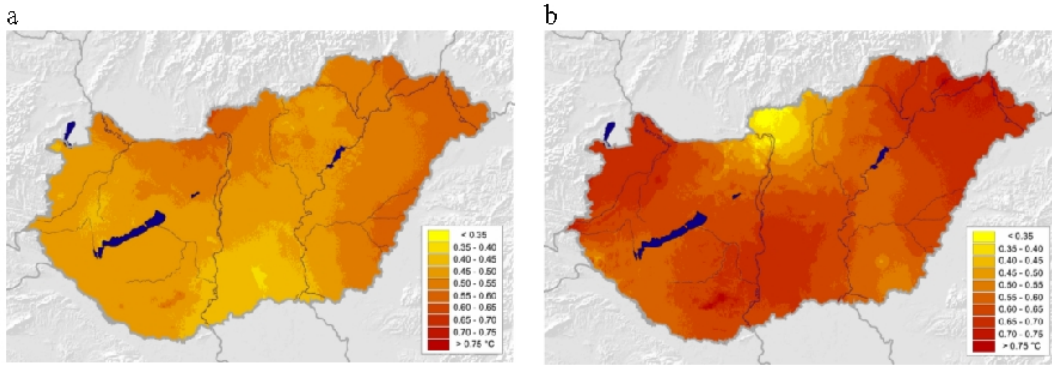
Az évi középhőmérséklet országos átlagban 1,5 °C-ot emelkedett 1980 és 2009 között. A változás mértéke a keleti, északkeleti országrészben a legnagyobb, kiterjedt területeken meghaladja az 1,7 °C-ot. Emellett az ország középső része és a Kisalföld is az átlagnál jobban melegedett (3.5. ábra).

Az éves eloszláshoz hasonlóan minden évszakban kiemelkedik a keleti, északkeleti területek hőmérséklet emelkedése. Az ország középső részének átlagnál 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 évszaktétől, bár a Börzsöny térségében ebben az évszakban is megjelenik egy minimum (3.6.d ábra).



3.6. ábra. Az évszakos középhőmérsékletek megváltozása 1980 és 2009 között (Adatok forrása: OMSz)

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.a és 3.7.b ábra térképein a melegedés gyorsuló ütemét figyelhetjük meg azáltal, hogy az egymást követő évtizedek átlaghőmérsékletének különbségét ábrázoljuk. A két térkép az 1990–1999 és az 1980–1989, illetve a 2000–2009 és az 1990–1999 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 közötti 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.



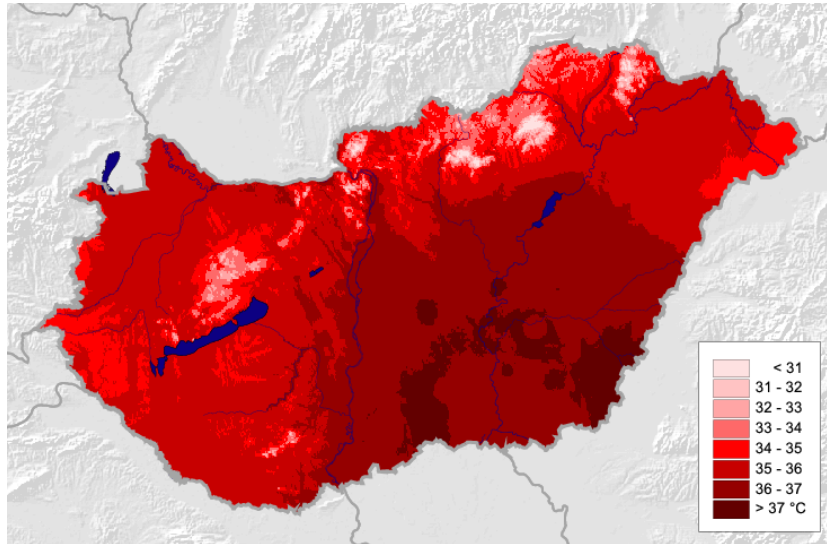
3.7. ábra. A legutóbbi évtizedekben gyorsult a melegedés: Az 1990–1999-es és az 1980–1989-es évtized éves átlaghőmérsékletének különbsége (a), valamint a 2000–2009-es és az 1990–1999-es évtized éves átlaghőmérsékletének különbsége (b) (Adatok forrása: OMSz)

3.1.4. 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 (Adatok forrása: OMSz)



3.9. ábra. A legutóbbi tíz év éves maximumhőmérsékleteinek területi eloszlása 2000–2009 átlagában (Adatok forrása: OMSz)

3.1.5. 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 detektálására (Klein Tank és Können, 2003). Ezeknek az indexeknek a sora folyamatosan bővül a szélsőértékek viselkedésének pontosabb megismerése céljából.

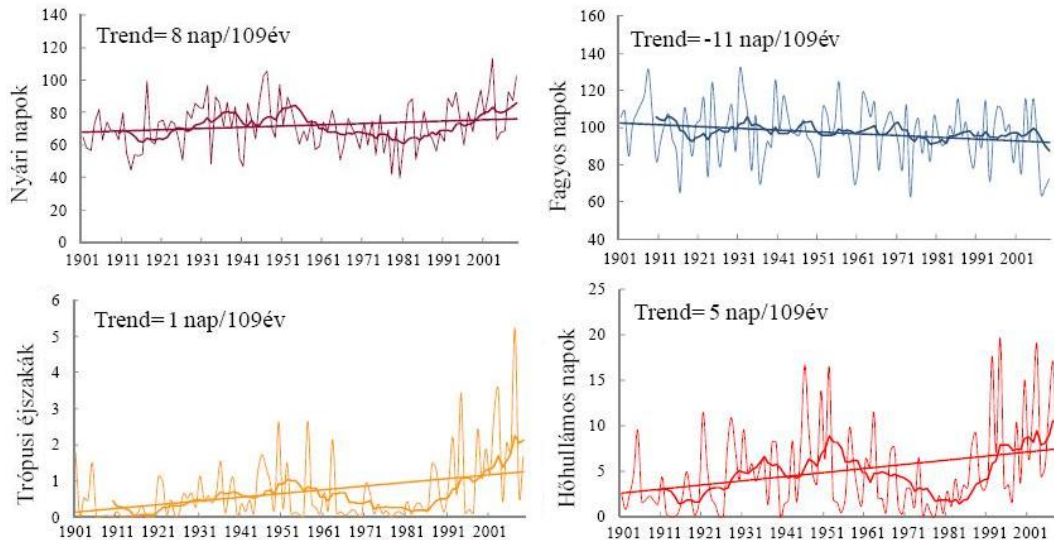
Az extrém klímaindexek jellemzően valamilyen rögzített vagy percentilis küszöb átlépéséhez köthető paraméterek, tartamok, adott időszakra vonatkozó szélsőértékek (Lakatos et al., 2007). Ilyen indexekkel jellemezzük például a hőhullámokat, és ilyen paraméter például a fagyos napok éves száma is, amikor a napi minimumhőmérséklet $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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 $> 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (nap)
Fagyos napok száma (DTN0)	napi minimum $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (nap)
Hőségnapok száma (TX30)	napi maximum $\geq 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (nap)
Trópusi éjszakák (TN20)	napi minimum $\geq 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ (nap)
Hőhullámos napok száma (TA25)	napi középhőmérséklet $> 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (nap)
Meleg hullám (HWDI)	leghosszabb, legalább 5 napos időszak, amikor napi maximum $> 1961\text{--}1990\text{-es}$ normál (nap)
Hideg nappalok (TX10p)	napi maximum $<$ a hozzá tartozó $1961\text{--}1990\text{-es}$ 10%-os percentilis (%)
Meleg nappalok (TX10p)	napi maximum $>$ a hozzá tartozó $1961\text{--}1990\text{-es}$ 90%-os percentilis (%)
Hideg éjszakák (TN10p)	napi minimum $<$ a hozzá tartozó $1961\text{--}1990\text{-es}$ 10%-os percentilis (%)
Meleg éjszakák (TN90p)	napi minimum $>$ a hozzá tartozó $1961\text{--}1990\text{-es}$ 90%-os percentilis (%)
Átlagos napi hőingás (DIUR)	napi maximum és minimum különbsége ($^{\circ}\text{C}$)

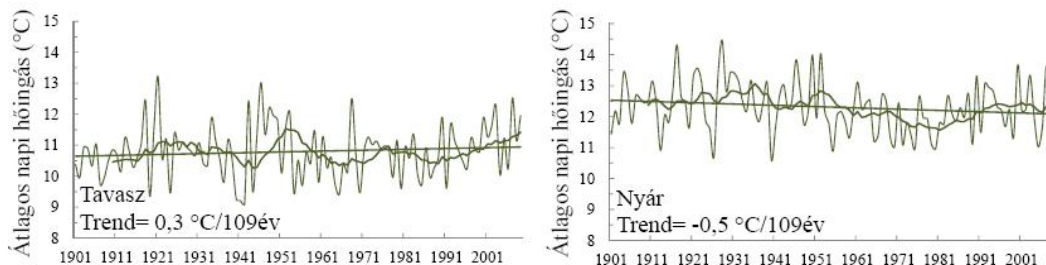
3.4. táblázat. Az elemzett extrém hőmérsékleti klímaindexek

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 térségi 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 viszont a maximumok emelkednek kissé nagyobb mértékben ($1,02\text{ °C}/108\text{ év}$), mint a minimumok ($0,97\text{ °C}/108\text{ év}$). A globális vizsgálatok is igazolták, hogy a világ jelentős területein a hóingás nem változik. Az éves és évszakai átlagos napi hóingás csak nagyon kis mértékben változott az elmúlt évszázad során. A nyarat összességében csökkenés jellemzi, $-0,5\text{ °C}$ a 108 év alatt, bár az utóbbi évtizedben az emelkedő tendencia dominál (3.11. ábra). A tavaszi hóingás növekedése alig marad el a nyári csökkenéstől, összességében $0,3\text{ °C}$ 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 dekádjától kezdődően döntően nagyobb átlagos hóingás értékek jellemzők.



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

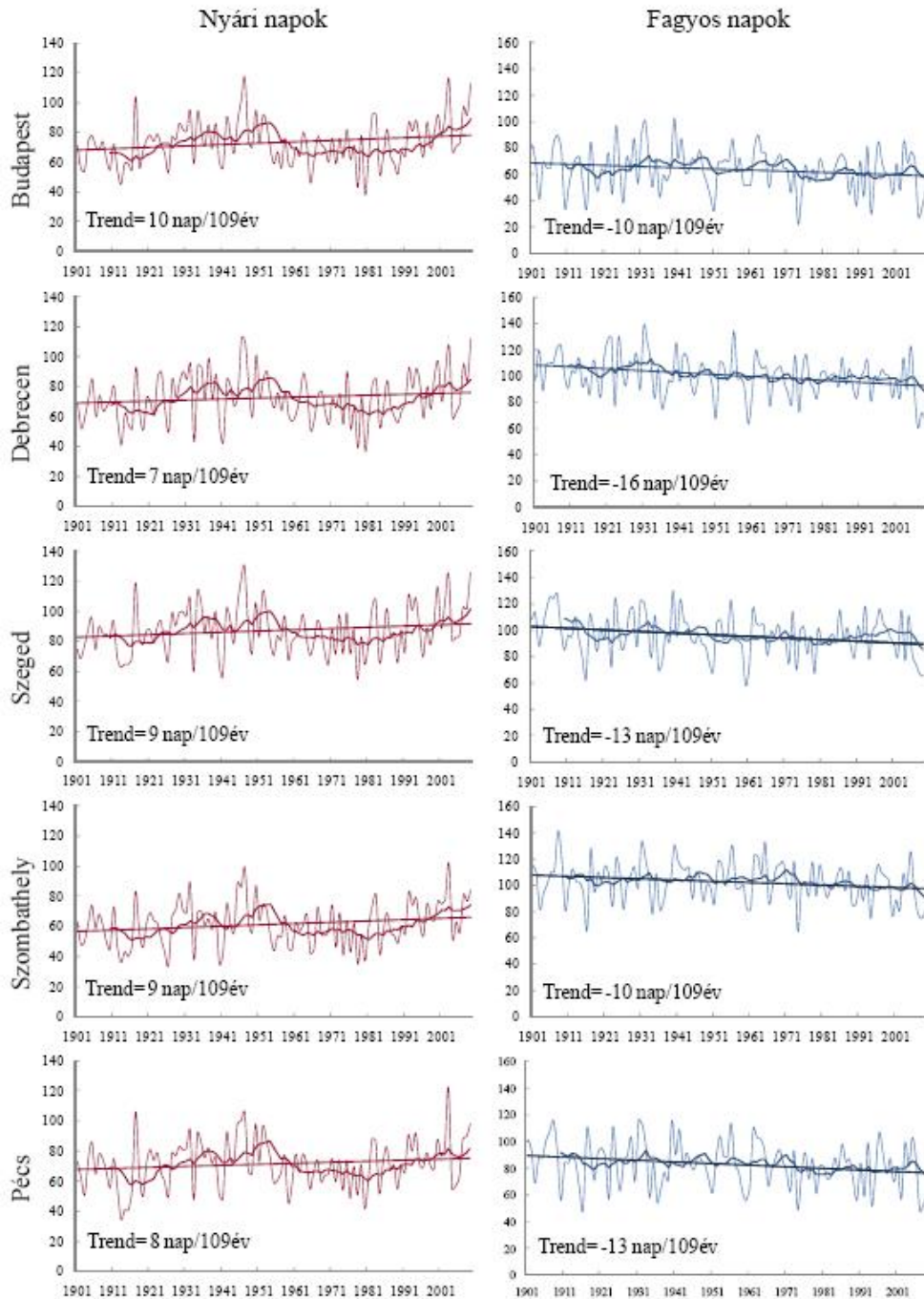


3.11. ábra. A napi hőmérsékleti ingás tavaszi és nyári idősora (hazai rácspontok átlaga alapján) a tízéves mozgó átlaggal és a becsült lineáris trenddel, 1901–2009 (Adatok forrása: OMSz)

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 becsült lineáris trenddel néhány állomáson, 1901–2009 (Adatok forrása: OMSz)

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

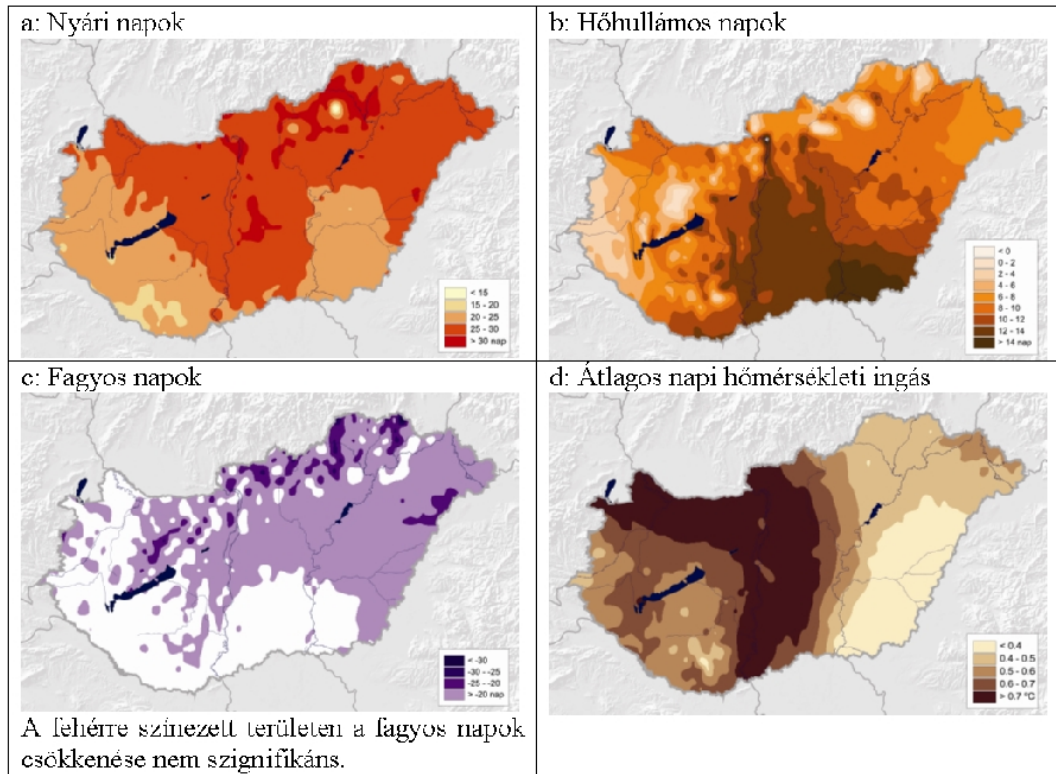
3.5. táblázat. A leggyakrabban alkalmazott hőmérsékleti klímaindexek változása különböző időszakokban. A 95%-os megbízhatóságú változást kiemelés jelöli

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

3.1.6. 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.a-d 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, déli-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.

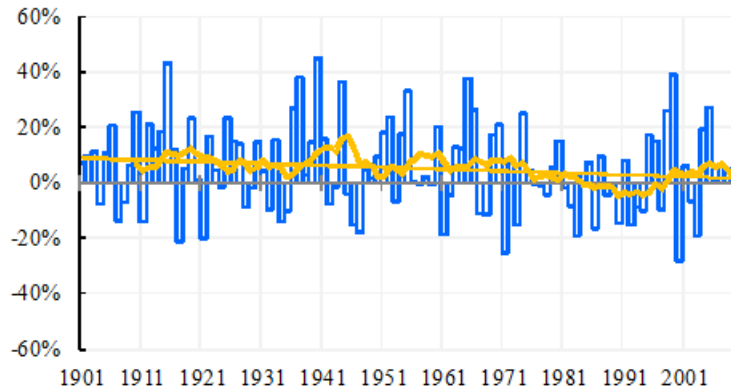


3.13. ábra. Hőmérsékleti indexek változása az 1980–2009-es időszakban a rácsponti trendbecslés alapján (Adatok forrása: OMSz)

3.2. Megfigyelt csapadékváltozások

Magyarországon 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 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.

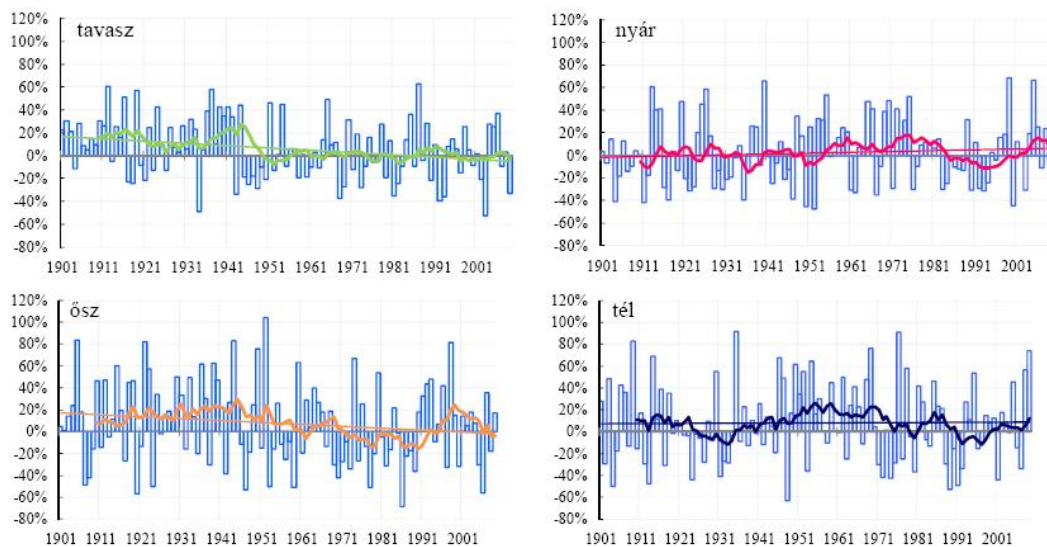
A 3.14. ábrán az országos éves csapadékmennyiség 1971–2000 időszak sokéves átlagához viszonyított relatív eltéréseinek idősorát láthatjuk 1901 és 2009 között. A bemutatott országos átlagok a csapadéknál is minden esetben homogenizált, rácsponti értékek átlagai. A tendenciaelemzéseket két időszakra végeztük el, a múlt század elejétől napjainkig, valamint a legutóbbi 50 évre, 1960-tól 2009-ig. Az erős változékonyosság 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 százalékban kifejezett relatív eltéréseket az 1971–2000-es átlaghoz viszonyítottuk (Adatok forrása: OMSz)

3.2.1. Az éves és évszakos 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, ősszel 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 százalékban kifejezett relatív eltéréseket az 1971–2000-es átlaghoz viszonyítottuk (Adatok forrása: OMSz)

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 csapadékváltozás 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 növekedett 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
Tavaszi	-19,8	-36,6	-2,3	-30,1	-10,3	-32,3
Nyári	8,9	1,3	5,4	9,9	-6,0	16,3
Őszi	-16,6	-25,0	-28,4	-27,1	-10,0	-1,0
Téli	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
Tavaszi	-3,1	-18,2	23,8	-0,4	-12,4	-7,8
Nyári	-0,2	-7,2	3,3	8,1	-1,2	5,8
Őszi	-3,3	-26,6	10,9	16,1	-21,2	22,3
Téli	-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

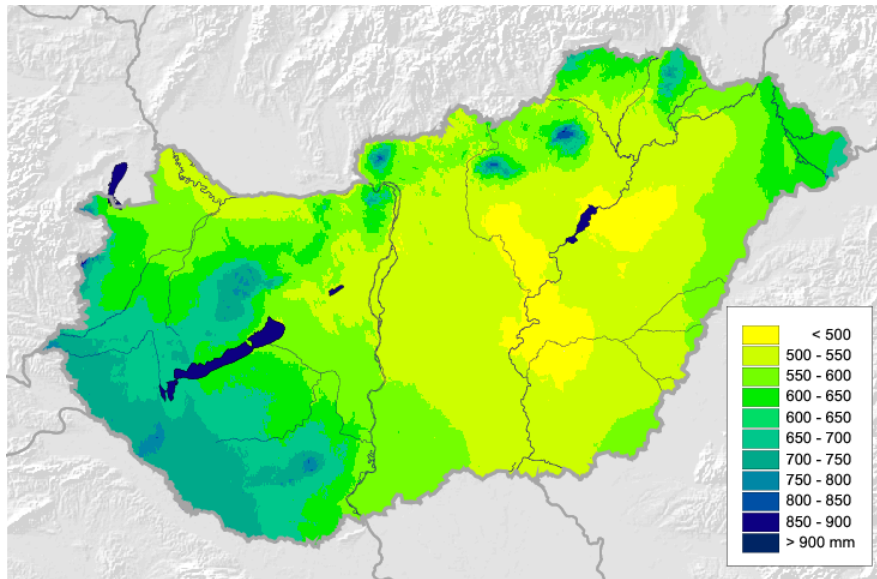
3.6. táblázat. A csapadékmennyiség változásának becslése különböző időszakokra országosan és néhány állomásra exponenciális trend illesztésével. A 95%-os megbízhatóságú változást kiemelés jelöli

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 időszakok 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 tendenciához hasonló változásokat tapasztaltunk, míg a szombathelyi megfigyelések alapján a téli évszakos 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 csapadéktendenciák nem egyértelműek a jelenhez közeledve.

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.

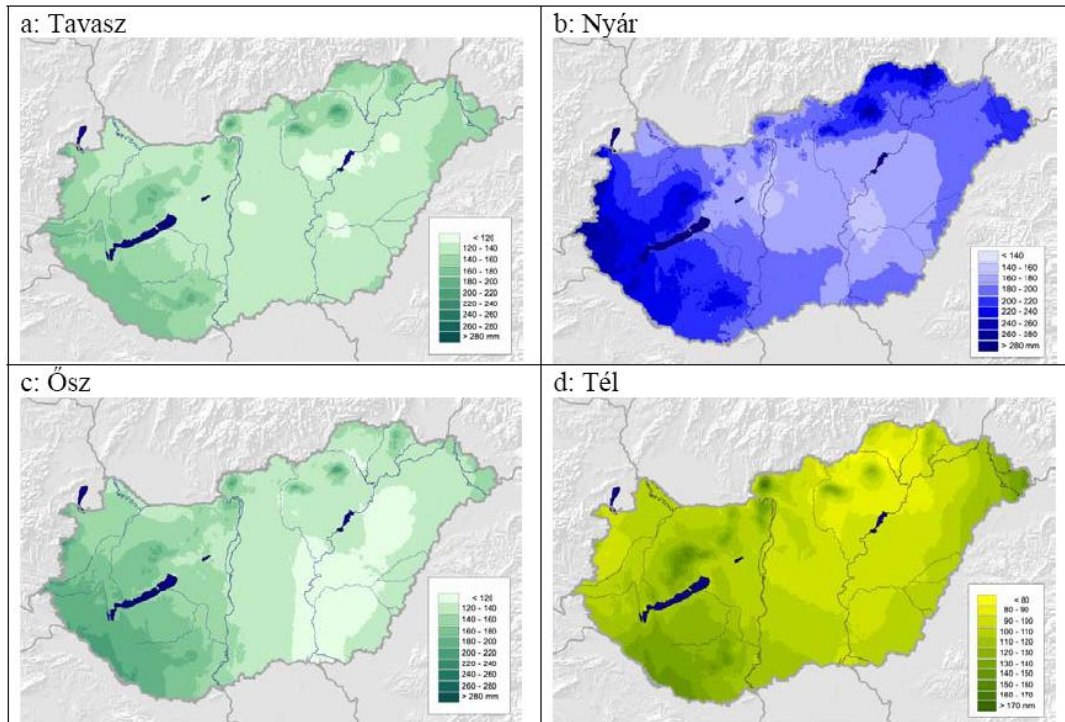
3.2.2. A csapadék területi eloszlása, a változás térbeli jellemzői

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 átlagostól (Konkolyné et al., 2008).



3.16. ábra. Az átlagos évi csapadékösszeg, 1971–2000 (Adatok forrása: OMSz)

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 (3.17.a ábra). 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 csapadéokban gazdag délnyugati határszél mellett jelentős értékeket figyelhetünk meg az északkeleti területeken is (3.17.b ábra). A domborzat szerepe a Kárpát-medence áramlásmódosító hatásában jelentkezik. Az őszi csapadékösszeg 140 mm, mely megegyezik a tavaszi átlagos összeggel. A térségi különbségek azonban őszen nagyobbak: mind a legszárazabb, mind a legnedvesebb területek kiterjedése nagyobb, mint tavasszal. Ekkor a legcsapadékosabb terület egyértelműen a délnyugati országrész (3.17.c ábra). 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.d ábra).

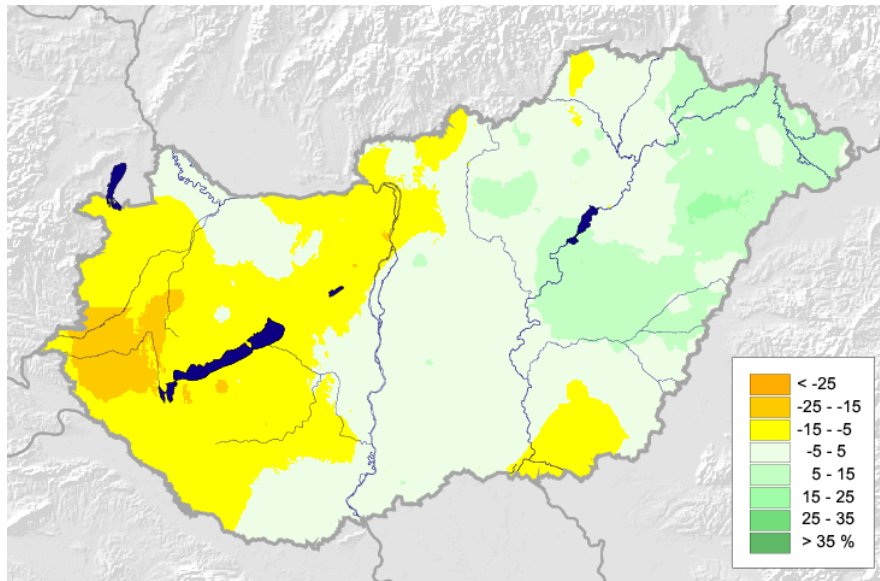


3.17. ábra. Az átlagos évszakos csapadékösszegek, 1971–2000 (Adatok forrása: OMSz)

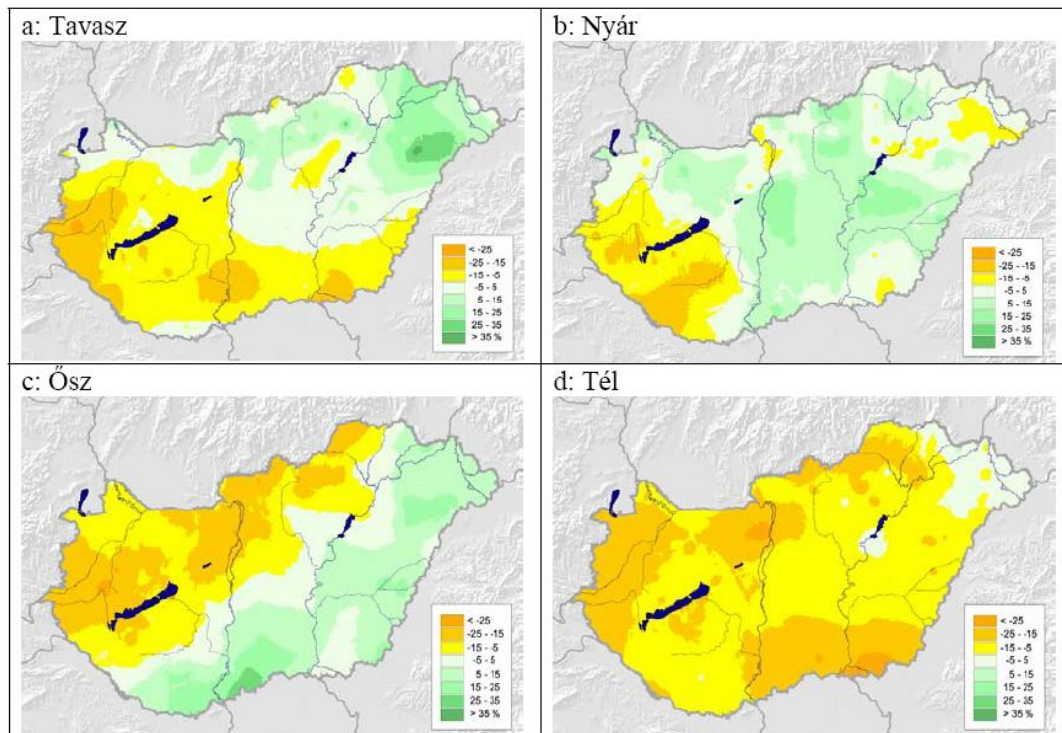
3.2.3. A csapadékösszeg változása az elmúlt 50 évben

A csapadék térbeli és időbeli változékonysága miatt 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 átlagnál 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.

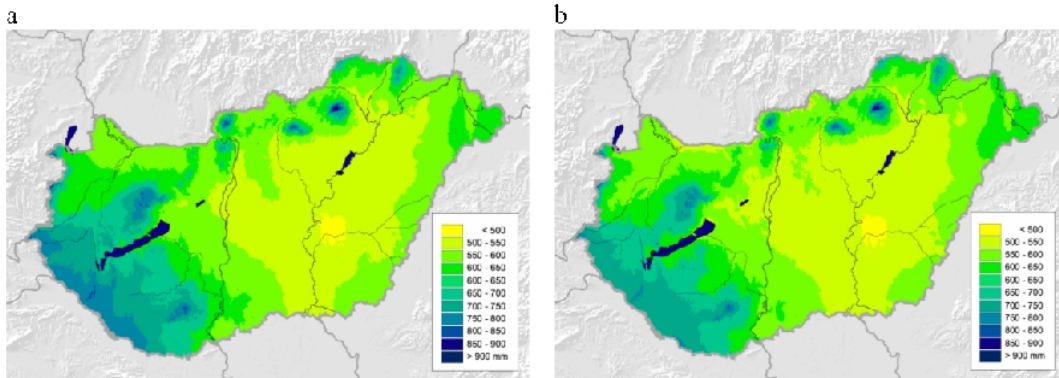


3.18. ábra. Az éves csapadékösszeg %-os változása 1960 és 2009 között (Adatok forrása: OMSz)



3.19. ábra. Az évszakos csapadékösszegek %-os változása 1960 és 2009 között (Adatok forrása: OMSz)

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 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 (a) és 1970–2009 (b) között (Adatok forrása: OMSz)

3.2.4. A csapadékszélsőségek alakulása

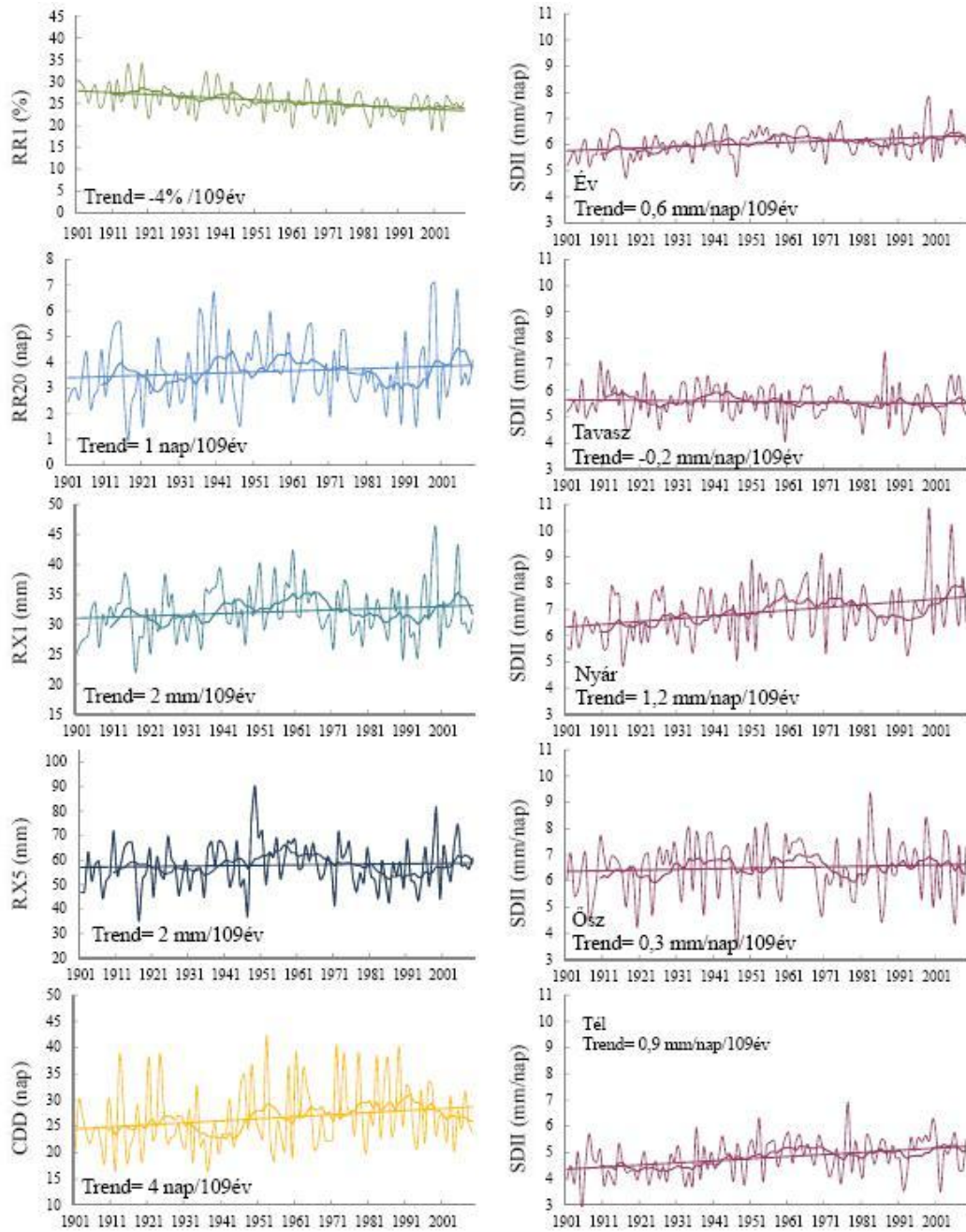
Az átlagosnál bőségebb csapadékkal vagy tartós szárazsággal járó események, periódusok előfordulási gyakoriságát az extrém csapadékindexek idősoraival és a bekövetkezett változásokkal jellemezzük (Klein Tank és Können, 2003). A gyakran alkalmazott csapadékindexek közül kiválasztottunk néhányat, ezek 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 csapadékösszeg (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 csapadékösszege 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

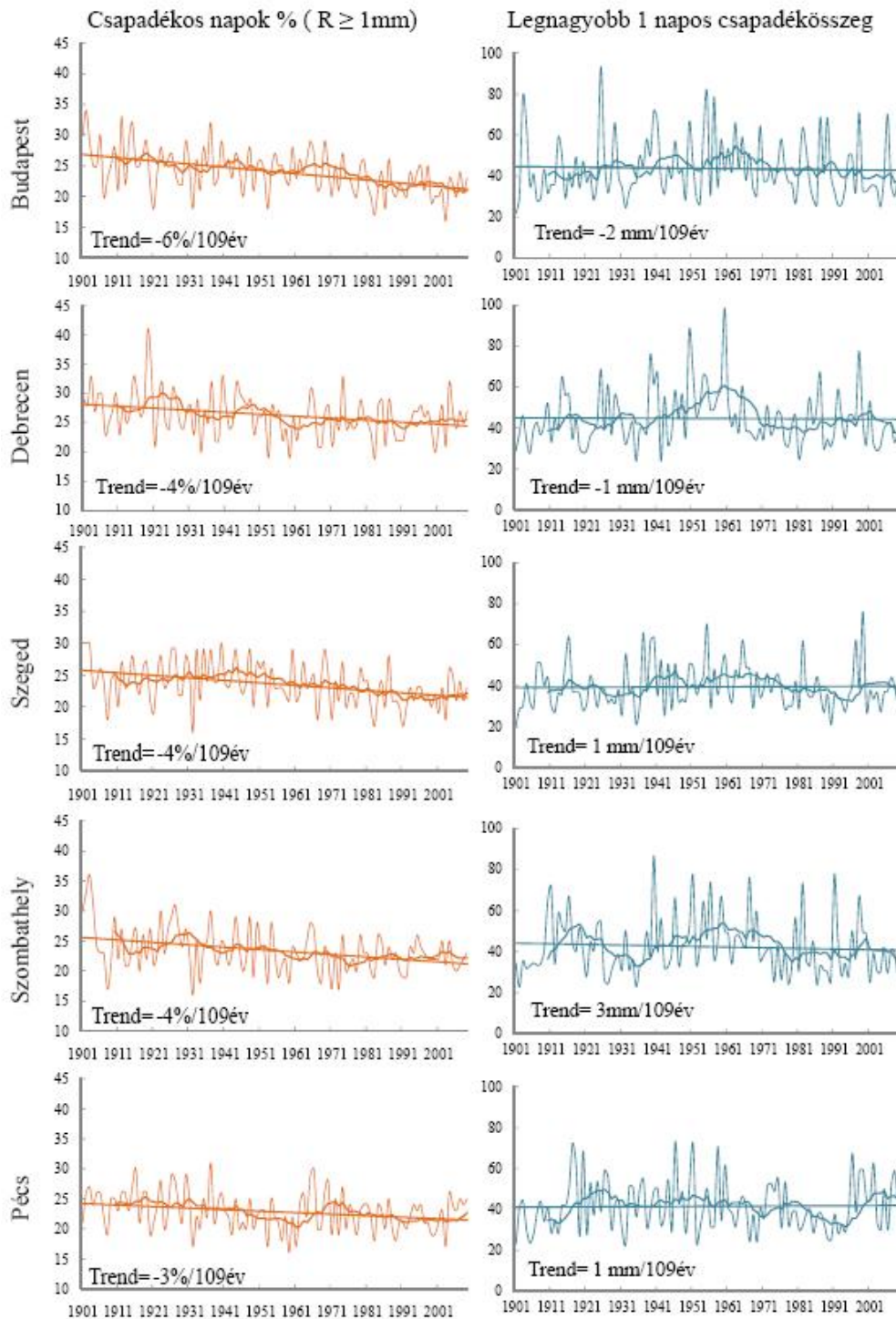
A csapadékindexek esetén is, hasonlóan a napi hőmérsékleti szélsőségekhez, homogenizált, interpolált rácsponti adatbázist használtunk.

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 rácspontri átlagának időszora, a tízéves mozgó átlag görbéjével és a becsült lineáris trenddel, 1901–2009 (Adatok forrása: OMSz)

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 csapadékos napok trendje minden állomáson csökkenő. A maximális napi összegek eltérő tendenciákat jeleznek, a változás nem szignifikáns egyik mérőhelyen sem.



3.22. ábra. A csapadékos napok %-os aránya és a legnagyobb 1 napos összeg állomási idősorai a tízéves mozgó átlag görbéjével és a becült lineáris trenddel öt magyarországi állomásra, 1901–2009 (Adatok forrása: OMSz)

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.

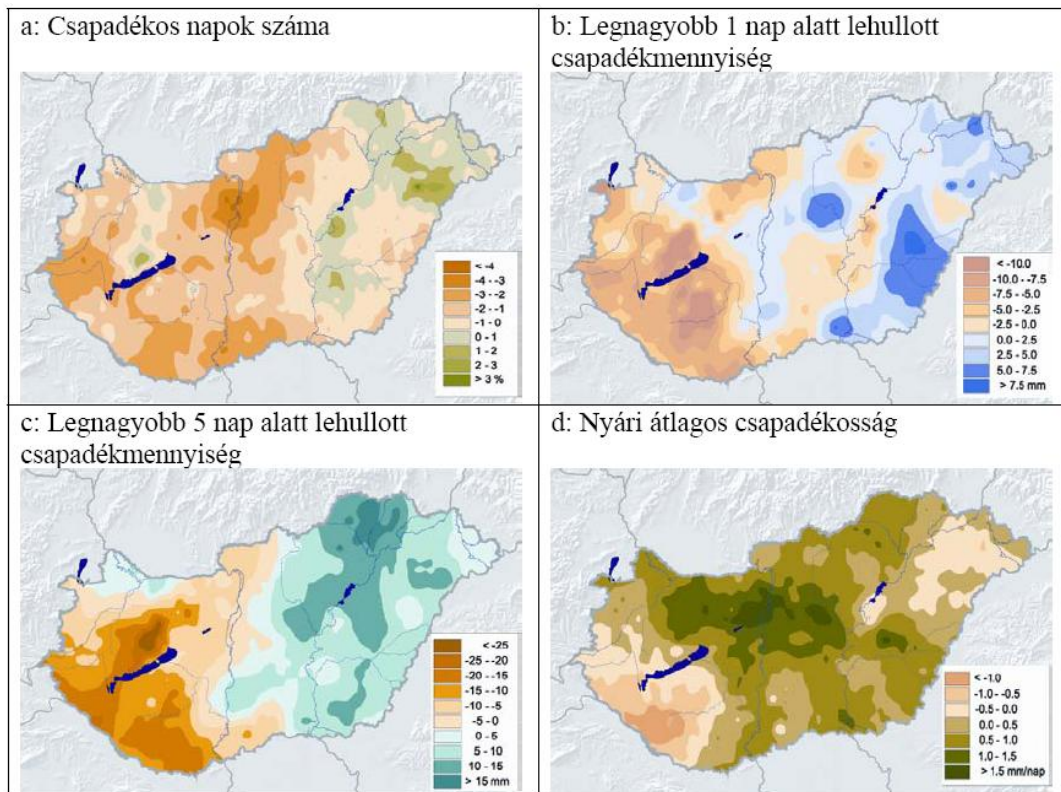
Extrém csapadékindexek változása

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

3.2.5. 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 tendencialelmzéseket. A trendtérképek az 1960–2009 időszakban megfigyelt változásokat jelenítik meg (3.23. ábra). A csapadékos napok aránya (3.23.a ábra) csak kis területen, főként a Nyírségben nem változott, illetve növekedett, egyébként a csökkenő tendencia dominál. A legnagyobb 1 napos összeg (3.23.b ábra) 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 (3.23.c ábra) tekintetében az ország kettévál, 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 csapadékoság (3.23.d ábra) országos átlagban növekedett, ezt a növekedést a délnyugat-dunántúli, és kisebb kiterjedésben az északkelet-magyarországi területek csapadékintenzitásának csökkenése mérsékli. Fontos megjegyezni, hogy a rácsponti változások csak kisebb területeken szignifikánsak.



3.23. ábra. Csapadékindexek változása az 1960–2009 időszakban a rácsponti trendbecslés alapján (Adatok forrása: OMSz)

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Hogyan változtak az évi és évszakos középhőmérsékletek Magyarországon a területi átlagot tekintve 1901 és 2009 között?
2. Hogyan változtak az évi és évszakos középhőmérsékletek a hazai állomásokon 1901 és 2009 között?
3. Jellemezze az 1971–2000 időszakra vonatkozó évi és évszakos középhőmérsékletek területi eloszlását hazánkban!
4. Milyen hőmérséklettel kapcsolatos éghajlati indexeket alkalmazhatunk a hőmérsékleti szélsőségek jellemzésére?
5. Hogyan változtak Magyarországon a hőmérsékleti szélsőségek értékei az elmúlt évszázadban, illetve az elmúlt évtizedekben?
6. Hogyan változtak az évi és évszakos csapadékösszegek Magyarországon a területi átlagot tekintve 1901 és 2009 között?
7. Hogyan változtak az évi és évszakos csapadékösszegek a hazai állomásokon 1901 és 2009 között?
8. Jellemezze az 1971–2000 időszakra vonatkozó évi és évszakos csapadékösszegek területi eloszlását hazánkban!
9. Milyen csapadékkal kapcsolatos éghajlati indexeket alkalmazhatunk a csapadékszélsőségek jellemzésére?
10. Hogyan változtak Magyarországon a csapadékszélsőségek értékei az elmúlt évszázadban, illetve az elmúlt évtizedekben?

4. fejezet - Globális éghajlatmodellezés

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)?

4.1. Az éghajlatmodellezés története

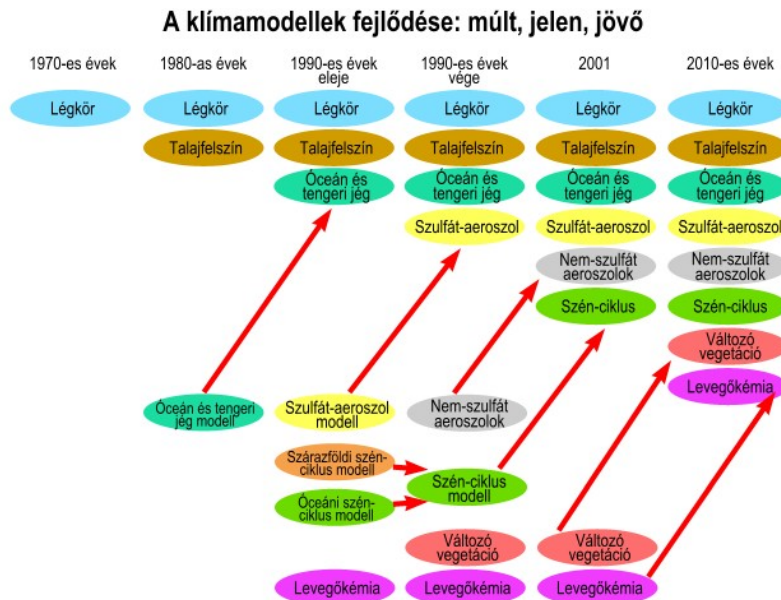
A meteorológia XX. századi rohamos fejlődése a század közepére a légkört a legintenzívebben mért és dinamikájában is legjobban megismert környezeti alrendszeré tette. Az 1940-es és 1950-es években két jelentős előrelépés történt a légkör fizikai-matematikai, meteorológiai szakkifejezéssel élve dinamikai 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 légkörzés számítógépes 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 légkörzés 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 visszatekintnünk 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.

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.

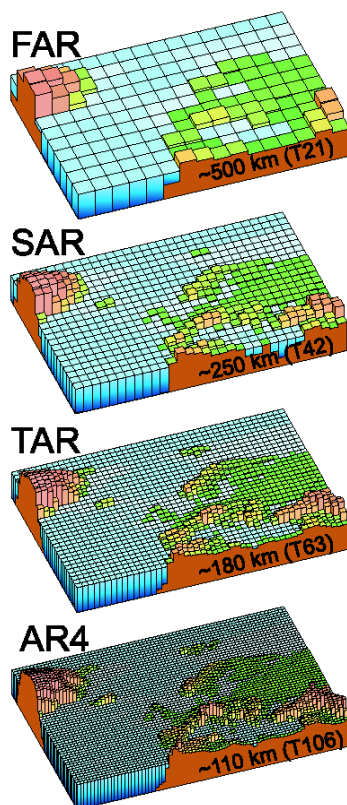


4.1. ábra. A globális klímamodellek komplexitásának (a bennük figyelembevett éghajlat-alakító mechanizmusok mint modellblokkok számának) fejlődése 2000-ig (Forrás: IPCC, 2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, TS-1 Box 3, Figure 1. Cambridge University Press

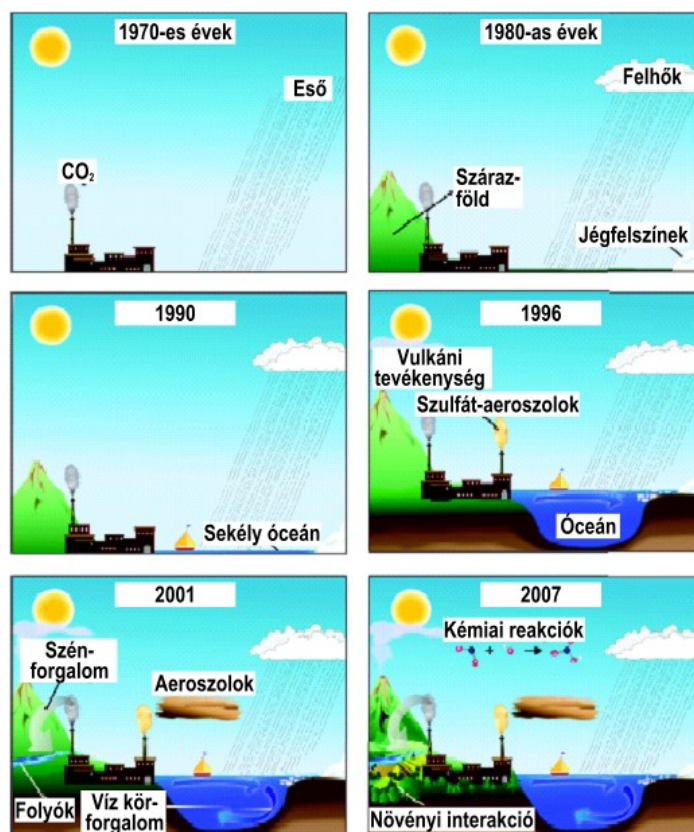
A szervezet tevékenysége elsősorban az antropogén eredetű éghajlatváltozás közelmúltban bekövetkezett és jövőben várható mértékére fókuszál, melyhez felhasználja az éghajlat érzékenységi vizsgálatokat, valamint a különböző emisszió scenáriókra vonatkozó modellszimulációkat. E testület szerepe az, hogy 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 újtárra indult az Amerikai Egyesült Államok Globális Változás Kutatási Programja (eredeti angol nyelvű nevén *The United States Global Change Research Program*, USGCRP), 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 együttes fejlődésével a modellek (AOGCM-ek²) 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 4.1 ábra, valamint a testület 2007-es, az AR4 részeként készült tanulmányból kiemelt két további ábra (4.2. ábra, 4.3. ábra) is.

¹ World Climate Research Program, Éghajlatkutatási Világprogram

² Atmosphere-Ocean General Circulation Model – Légkör–Oceán Általános Cirkulációs Modell: a globális klímamodellek jelenleg legfejlettebb osztálya, amelyben mind az általános légkörzés, mind pedig a világóceán általános vízkörzése explicit módon megjelenik.

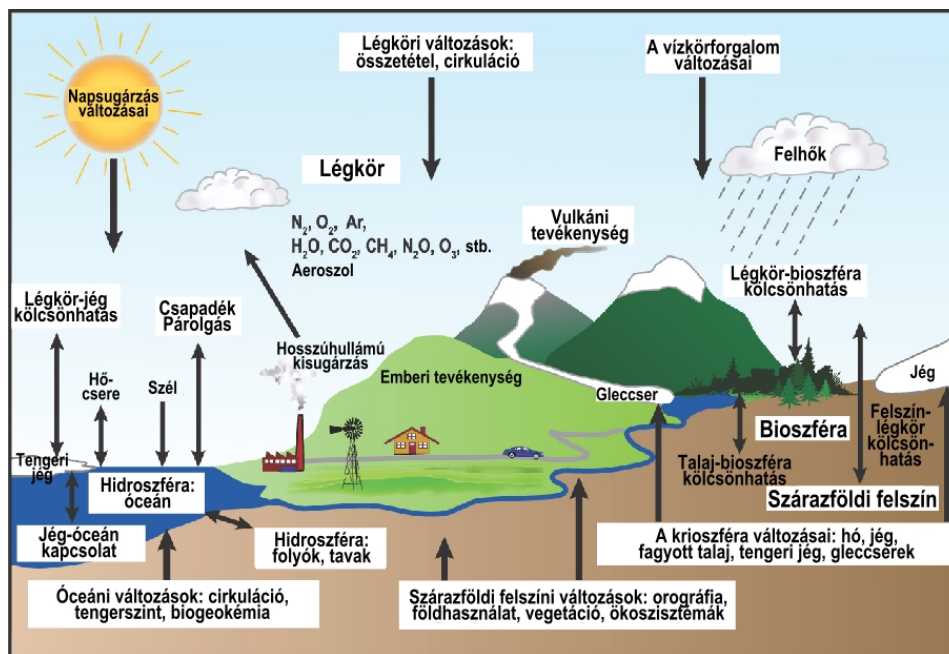


4.2. ábra. A globális klímamodellek horizontális irányú felbontásának fejlődése az IPCC Helyzetértékelő Jelentései alapján (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 1.4. Cambridge University Press



4.3. ábra. A legfejlettebb globális éghajlatmodellek struktúrájának fejlődése az 1970-es évektől napjainkig (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 1.2. Cambridge University Press

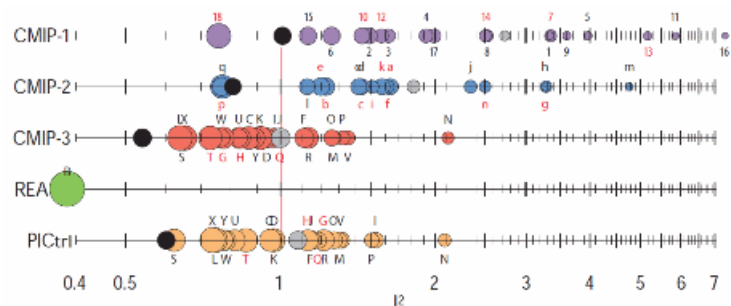
Egy másik jelentős, az éghajlatmodellek fejlődését serkentő tényező ebben az időszakban az volt, hogy beindult az AOGCM-ek globális szintű átfogó összehasonlítása a modellfejlesztők részvételével. Ez a program 1995-ben indult a WCRP keretein belül, és a Csatlott Modell Összehasonlítási Program (Coupled 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 klímamodell-fejlesztő tudományos közösség részt vesz annak indulása óta. A CMIP3 múlt- és jövőbeli éghajlati kényszer-szenáriók alapján számított „realisztikus” klímascenáriókat 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.



4.4. ábra. Az éghajlati rendszer teljes struktúrája és kölcsönhatás-rendszere (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, FAQ 1.2, Figure 1. Cambridge University Press.

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 (4.4. ábra). Egyre inkább közismert tényé 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 centimétértől több ezer kilométerig terjedő térszkálán 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.



4.5. ábra. A különböző modellgenerációk hibájának összehasonlítása. Az egyes klímamodellek (AGCM-ek, illetve AOGCM-ek) hibájának becslésére az ún. I^2 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 modelleredmények átlagának (multimodel ensemble mean) hibáját a fekete kör mutatja. (Forrás: Reichler és Kim, 2008)

Az éghajlatmodellek teljesítménye egyenletesen javuló tendenciát mutatott a múltban (4.5. 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 klímamodellezési technikáját, a sok modell alapján készített ensemble scenáriókat.

4.2. 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.

4.2.1. Légköri általános cirkulációs modellek

A légköri folyamatokat leíró általános cirkulációs modellek olyan számítógépes programok, melyek segítségével szimulálhatjuk a légkör háromdimenziós állapotának (azaz a különféle állapotváltozók mezőinek) időbeli alakulását. Ehhez a légkör hidro-termodinamikai folyamataira felírható megmaradási törvényeket, pontosabban azok matematikai egyenletrendszerrel történő közelítéseit kell megoldani. Az alkalmazott állapotváltozók 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 állapotváltozó-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 (~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 „rác alatti” (szubgrid) skálájú folyamatoknak nevezzük. Ezek összhatását a parametrizációk hivatottak képviselni a modellben. A vízszintes irányú impulzus-, hő- és vízzárlást 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 össztömegének 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 felszinkövető 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 realiztikusan 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 hosszuhullámú 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 szinképvonalak köré koncentrált). Napjainkban a vonalas természetű elnyelés pontos, vonalankénti leírásának modellekbe történő beépítése számítástechnikailag még nehezen megoldható. Ezért közelítéseket használnak a szinképvonalak csoportokba rendezésére és a csoportok egyszerűsített kezelésére. A Napból érkező rövidhullámú és a földi eredetű termikus hosszuhullámú sugárzást a sugárzási modul általában elkülönítve kezeli, mivel a sugárzástípusok lényegében nem lépnek kölcsönhatásba. A szcenáriókísérletekben a fő légköri gázokon kívül a fotokémiai 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 sztratosz felhőképződés és feloszlás, kumulusz-konvekció (szépidő gomolyfelhők és zivatarfelhők), valamint (2) a légköri határretegben

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

4.2.2. Óceáni általános cirkulációs modellek

A világoceán 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 világoceán 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 tengersizorokkal, 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, illetve potenciális sűrűségi koordinátázást alkalmaz. Ennek hátterében 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 (~1° 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 a 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 sajátosságnak 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 melléktengerek mesterséges „beltengerekké” válnak. Ezért ezekben a modellekben valamely mesterséges vízcserét kell előírni a kérdéses vízfelületek és a nyílt óceán között (pl. Gibraltári-szoros, Boszporusz stb. vízcseréjének szimulációja).

Az AGCM-ekhez hasonlóan az OGCM-ek is tesztelhetők egyedi modellekként. 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.

4.2.3. 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 felszín energiáramokat 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 valóságúságukban 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 ($1 \mu\text{m} - 1 \text{m}$), időskálájuk viszont igen nagy is lehet ($1 \text{s} - 1 \text{év}$). Ezért ezeket a folyamatokat a modellekben parametrizálni szükséges.

A felszínmodellek fejlődése leginkább az általuk tartalmazott növényzeti modul komplexitásán 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 növény-fiziológia 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 dinamikusan 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 mohatarakó korlátozza a talaj hőáramát és növeli a felszín-légkör szenzibilis és látens hőáramot (Beringer et al., 2001). Kezdetben az

éghajlatmodellek a hótakarót csupán egyetlen rétegeként kezelték, melyet a hóesés növelt, az olvadás pedig csökkentett (Dickinson et al., 1993). Az újabb modellekben már figyelembe veszik a hórétegvastagság 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; Boisserie et al., 2006). A permafroszt területek modellezése azonban még napjainban 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 tavasi 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 választ (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). Újabban 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 vízgyűjtők 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.

4.2.4. 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 hótanának 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 reológiai használatát, amely a nyírási feszültségek és az általuk létrehozott mozgás és alakváltozás közötti kapcsolatot határozza meg.

A jégmodellek termodinamikája elég nagy változatosságot mutat. A korai jégmodellekben 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 kapcsolat 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, akár csak a bioszféramodellekre 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 parametizációk az egzakt sugárzásátviteli elméletet keverik az empirikus közelítéssel.

4.3. A modellek összekapcsolása és a kapcsolt modellek értékelése

Az éghajlati rendszer összetettsége és a parametizációk 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.

4.3.1. A globális energiaegyensúly hangolása

Minden korszerű és nemzetközileg elfogadott globális éghajlatmodell átesik a globális átlagos energiaegyensúly hangolási folyamatán. Bármely klímamodellben globális átlagban szükséges az energiaegyensúly teljesülése a légkör felső határán. Ennek az egyensúlynak (azaz a világűr felé távozó teresztikus sugárzásnak) változatlanul kell lennie az antropogén éghajlatváltozás megindulása előtt (1860-ban) fennálló egyensúlyi állapothoz képest (megengedett eltérés $<10^{-1}$ W/m²). 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 a 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-parametizációk 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/m² értékkel is megváltozhat. A felhőparametizációs sémában kiválasztott néhány paraméter szisztematikus változtatásával lehetséges a modellnek egy olyan beállítása (hangolása), mellyel helyreállítjuk a sugárzási egyensúlyt, és ugyanakkor biztosítjuk, hogy az elnyelt napsugárzás és a teresztikus sugárzás a mért értékeket a lehető legjobban megközelítse. Ez egyben lehetővé teszi a sugárzási hőbevitel valóság-hű 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 teresztikus sugárzás globális átlaga megközelítőleg 200 W/m². A hangolással mintegy 1 W/m² (0,5%) változást lehet előidézni, s ez gyakran elegendő is.

4.3.2. 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

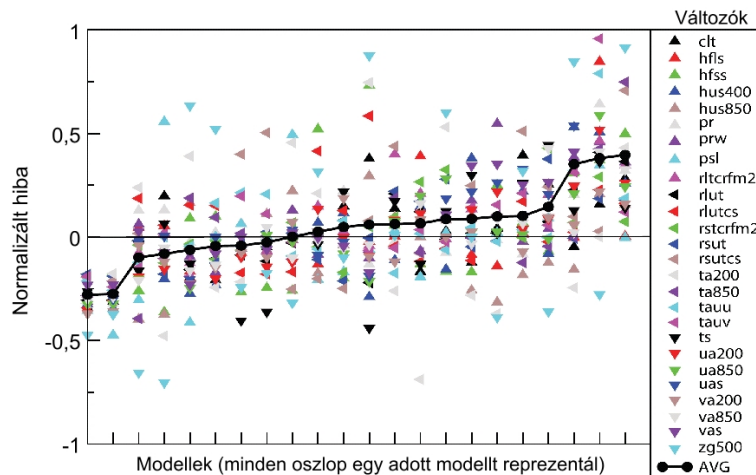
analitikus értékelésére vonatkozik, amikor a modell-eredményeket teljes bonyolultságukban, pl. a globális teresztrikus sugárzási mező formájában szemléljük, és ezt hasonlítjuk össze a valósággal. Ekkor a tényleges és a modellezett mező részleteinek azonosságait és különbözőségeit vizsgáljuk. Ezen túlmenően azt is kutatjuk, hogy az áramlások által szállított vizgőz, 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 realiztikusabban leírni a közeljövő változó éghajlati kényszerhatások által létrehozott éghajlati képet. 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 modellellenőrzést 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.

4.3.3. 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 Oszcilláció, 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. A 4.6. 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 állapotahatározó szempontjából.



4.6. ábra. A CMIP3 modell-összehasonlító nemzetközi projektben szereplő 22 modell hibája 26 különböző éghajlati állapothatározóra 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)

4.4. 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 figyelembevett 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 legradicionálisabb 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 kitüntetett 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).

4.5. 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 valóságú 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 klímamodellek a következő, nagyon magas fokon parametrizált (nagyon erősen egyszerűsített) modulokból állnak:

- a jövőbeli emisszió-szenáriók,
- a gázok és az aeroszol, illetve az aeroszol-prekurzor 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 szenárió 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 klímamodellek 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 kiterjeszthetők 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 figyelembe vett 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.

Jellegükönél 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 meridionális 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.

4.6. 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 impulzus-megmaradás törvénye), melyek érvényessége vitathatalan.

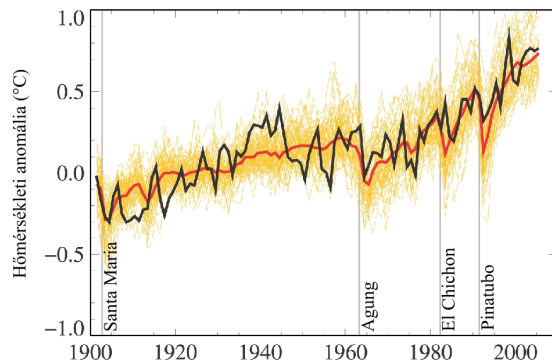
A bizalom **második** forrása azon alapszik, hogy a modellek képesek visszatükrözni a jelenlegi klíma legfontosabb jellegzetességeit. A modell-eredményeket kiterjedten és rutinszerűen összevetik a légkörben, az óceánban, a jégtakaróban és a szárazföldi felszíni rétegekben végzett mérések adataival. Az 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 táguló 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 hemiszférius 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 paleoklimák rekonstrukálására, mint például a 6.000 évvel ezelőtti közép-holocén meleg éghajlatának modellezésére vagy a legutóbbi, 20.000 évvel ezelőtti glaciálist maximum klimatológiai viszonyainak elemzésére. A modellek – figyelembe véve a klímarekonstrukciók bizonytalanságát is – számos sajátosságot sikeresen tükröztek, mint például a világóceán nagymértékű lehülését 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 lehüléseket (pl. a Mt. Pinatubo 1991-es aktivitása után). Az elmúlt két évtizedben (1990–2010) bekövetkezett felmelegedést a modellek szimulációi jól reprodukálják (4.7. ábra).

Mindezek ellenére a modellek még napjainkban is jelentős hibákkal terheltek. Bár a hibák jellemzően kisebb térskálájúak, 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, paramétrizációk 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 melegeledést jelez, amelynek nagyságrendje minden esetben megegyezik azon modellfüggetlen becslések nagyságrendjével, melyeket a megfigyelt klímaváltozásból vagy paleoklíma rekonstrukciókból nyerhetünk.



4.7. 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). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure TS.23. Cambridge University Press

Mivel a globális modellek által előrejelzett változások kisebb térszálakon kevésbé megbízhatóak, olyan egyéb módszerek kerültek kifejlesztésre – mint a leskálázás vagy a regionális klímamodellezés –, 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 válasza, 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.

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Melyek a klímamodellezés legfontosabb kérdései napjainkban?
2. Milyen modellblokkokkal bővültek a globális klímamodellek fejlődésük során az 1970-es évektől napjainkig?
3. Hogyan változott az alkalmazott globális klímamodellek jellemző horizontális irányú felbontása az IPCC által összeállított Helyzetértékelő Jelentésekben?
4. Mutassa be az éghajlati rendszer struktúráját és kölcsönhatás-rendszerét!

5. Mutassa be a légköri, illetve óceáni általános cirkulációs modelleket!
6. Mutassa be a földfelszín és felszíni réteg modelleket!
7. Mutassa be a tengeri jég modelleket!
8. Mutassa be és értékelje az összekapcsolt modelleket!
9. Milyen metrikákat alkalmazhatunk a modellek értékeléséhez?
10. Mutassa be a napjainkban végzett éghajlatszimulációk főbb típusait!
11. Jellemezze az EMIC-eket!

5. fejezet - Jövőbeli forgatókönyvek

A jövőre vonatkozó éghajlati elemzésekben mindig scenáriók, azaz forgatókönyvek szerepelnek konkrét előrejelzések helyett. A vizsgálati cél függvényében különböző módszerekkel állíthatunk elő éghajlati scenáriókat. E módszereket három csoportba sorolhatjuk, melyek alapján megkülönböztethetünk szintetikus, térbeli vagy időbeli analógián alapuló, illetve klímamodell felhasználását igénylő forgatókönyveket.

A szintetikus forgatókönyvek valamely éghajlati elem egy referencia időszakhoz viszonyított változásának lehetséges sorozatát veszik alapul. Például a hőmérséklet esetén 1 °C, 2 °C és 3 °C mértékű emelkedés következményeit tárgyalják, vagy a csapadék esetén az 5%-os, 10%-os, 15%-os növekedést, illetve csökkenést elemzik. A vizsgálatokban ezen küszöbértékeket a teljes évre állandónak tekintik, vagy akár évszakonként, hónaponként is változtathatják. Ezt a módszert általában érzékenységvizsgálatokhoz, illetve kritikus éghajlati küszöbértékek meghatározásához használják. Hatalmas előnye a szintetikus forgatókönyveknek az egyszerű definíció és a könnyű alkalmazás, valamint az, hogy a változó éghajlat hatásait szintenkénti rendszerben követhetjük. Problémaként jelentkezik, hogy e módszer nem áll közvetlen kapcsolatban az éghajlatváltozást kiváltó tényezőkkel, például az üvegházhatású gázok koncentrációváltozásával, valamint annak is fennáll a veszélye, hogy irreális scenáriókat hozunk létre.

Az analógia módszerek lehetnek időbeli, illetve térbeli hasonlóságon alapuló eljárások. Az időbeli analógiák visszanyúlhatnak akár a földtörténeti korokba, vagy csak a műszeres mérési adatok időszakát veszik figyelembe. (i) A paleoklimatológiai analógiák jellemzően a jelennél melegebb időszakokat használják fel, melyek előnye, hogy fizikai alapokon magyarázható, a múltban már megvalósult éghajlati viszonyokat feltételeznek, ahol a múltbeli változás mértéke nagyságrendileg megegyezik a XXI. század végére várható melegedéssel. A valódi mérési adatok hiánya ugyanakkor nem teszi lehetővé a szükséges éghajlati elemek megfelelő pontosságú időbeli és térbeli reprezentációját. (ii) A műszeres méréseken alapuló analógiákat sérülékenységgel és alkalmazkodóképességgel kapcsolatos vizsgálatokban használják, ahol feltétlenül szükséges az éghajlati változók megfelelő felbontású, pontos megadása. Ezek a scenáriók meglévő adatbázisokkal valóságos, a fizikai törvényszerűségeket teljes mértékben teljesítő viszonyokat tükröznek. Ebből adódik az egyik legnagyobb hátrányuk is, azaz, hogy ha egyáltalán találnak analógiát, azok gyakran csak kis mértékű változásokat tartalmaznak. (iii) A térbeli analógiákat általában az éghajlati rendszer és az ökoszisztéma kölcsönhatásainak extrapolálására alkalmazzák szintén meglévő adatbázisok felhasználásával. Az eltérő földrajzi viszonyok és abiotikus tényezők miatt előfordulhat, hogy a kapott analógia nem valósulhat meg a célterületen. Mindhárom analógia módszer közös hátránya, hogy nem áll közvetlenül kapcsolatban az üvegházhatásból származó sugárzási kényszerrel.

A klímamodell-alapú scenáriók esetén a fizikai törvényszerűségek be vannak építve az alkalmazott modellbe, és az üvegházhatású gázok koncentráció-változásai bemenő paraméterként szerepelnek. A modell térbeli felbontásának megfelelő részletességgel szolgáltat becslést nagyszámú éghajlati elem jövőbeli alakulására. Ahhoz, hogy a modellek bemenő paramétereiként megadhassuk 50–100 évre előre az üvegházgázok emisszió- illetve koncentráció értékeit, ismernünk kellene a gazdasági és társadalmi folyamatok jövőbeni alakulását. Ilyenek például: a népesség változása, a globalizációs folyamat térhódításának mértéke és sebessége, a megújuló energiahordozók felhasználásának elterjedése, a környezetkímélő technológiák fejlődési üteme, a globális és regionális gazdaságpolitika iránya, a nemzetgazdaságok regionális fejlődési tendenciái, területi és elemenkénti emisszió-értékek, stb. Ilyen nagy időtávra előre ezeket a folyamatokat sajnos nem ismerhetjük, ezért van szükség több lehetséges kibocsátási forgatókönyv definiálására, alkalmazására.

Az elmúlt két IPCC-jelentésben (2001, 2007a) megadott éghajlati forgatókönyvek négy kibocsátási alap-scenárió (SRES) esetére vázolják a várható társadalmi és gazdasági változásokat. Jellemzőiket az 5.1. táblázatban foglaljuk össze, melyből kitűnik eltérő jellegük. Az A1, B1 és A2, B2 scenáriópárok rendre a globalizációs folyamatok felgyorsulása, illetve a régiókénti fejlődés mentén prognosztizálják a jövőt. Az SRES A1, A2 scenáriók esetén a gyors gazdasági fejlődésé, míg az SRES B1, B2 esetben a környezettudatos technológiai fejlesztéseké a prioritás. Ezek tükrében az emissziók (s egyben a becslött klímaváltozás mértéke) szempontjából az A2 a legpesszimistább és a B1 a legoptimistább forgatókönyv. Az A1 scenárión belül 3 alszcenáriókat különíthetünk el: (1) A1FI, melyet a fosszilis energiahordozók intenzív felhasználása jellemez, (2) A1T, melyet a megújuló energiaforrások használatának jelentős mértékű elterjedése jellemez, (3) A1B, mely a fosszilis és a megújuló energiaforrások kiegyenlített használatát feltételezi.

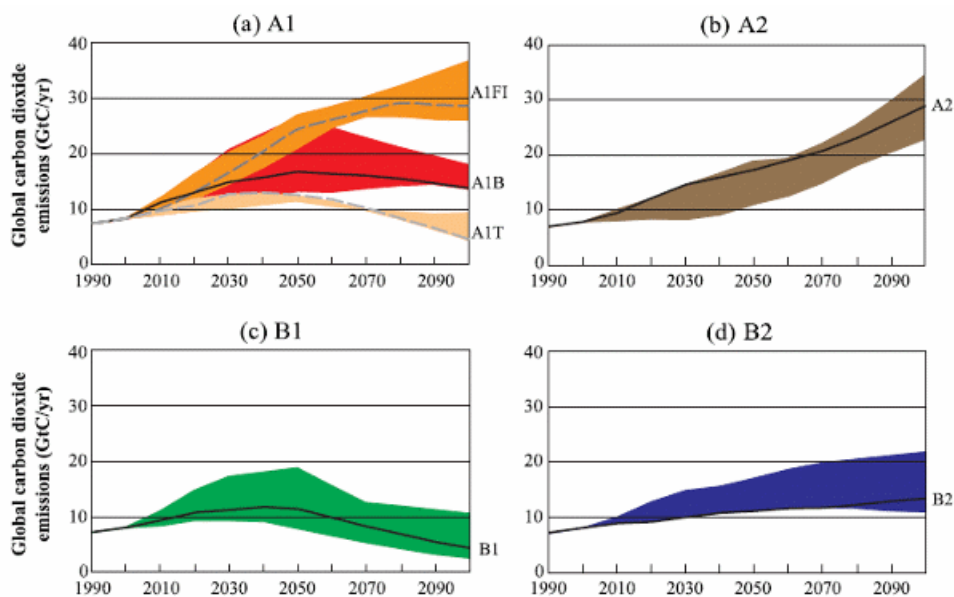
A1	B1
-----------	-----------

<ul style="list-style-type: none"> • nagyon gyors gazdasági növekedés • népesség növekedése a XXI. század közepéig, utána csökkenés • új és hatékony technológiák gyors megjelenése • az egyes régiók közötti kiegyenlítődés • fokozott kulturális és társadalmi hatások • a regionális jövedelemkülönbségek csökkenése 	<ul style="list-style-type: none"> • kiegyenlítő világ felé fejlődés az A1-hez hasonló népességváltozások • a gazdasági szerkezet gyors eltolódása a szolgáltatási és információs ágazatok felé • környezetbarát és energia-hatékony technológiák bevezetése • a gazdasági, társadalmi és környezeti problémákra globális megoldások kidolgozása
<p>A2</p> <ul style="list-style-type: none"> • heterogén világgép • helyi önkormányzatok, önszerveződések hangsúlyosabb működése • folyamatosan növekvő népesség • regionális gazdasági fejlődések • lassú és térben nem egyenletes technológiai változások 	<p>B2</p> <ul style="list-style-type: none"> • a gazdasági, társadalmi és környezeti problémák lokális szinten kezelése • folyamatosan lassuló ütemű globális népességnövekedés • közepes mértékű gazdasági fejlődés • az A1, B1-hez képest lassabb és sokoldalúbb változások

5.1. táblázat: A négy SRES globális alapszenárió fontosabb jellemzői (Forrás: Nakicenovic és Swart, 2000)

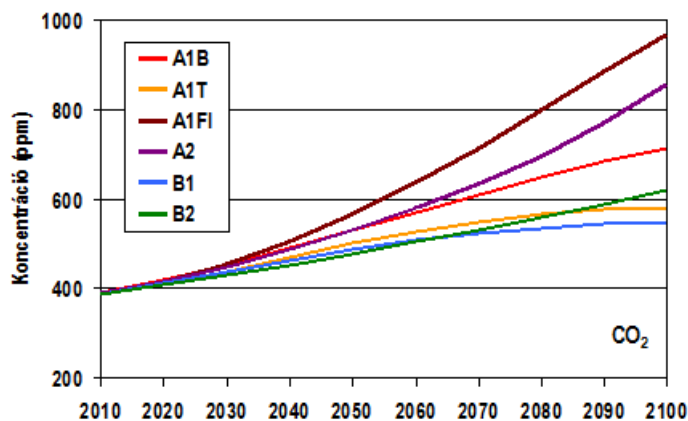
A becsült népességváltozásokat tekintve az A1 és B1 emissziós alapszenáriók azt feltételezik, hogy a Föld teljes népessége néhány évtizeden belül mintegy 8,7 milliárdra növekszik, majd ezt követően a XXI. század végére fokozatosan a jelenlegi 7 milliárdra csökken. A B2 alapszenárió egyre lassuló ütemű globális népességnövekedéssel számol, mely eredményeképpen 2100-ra Földünk globális népessége meghaladja a 10 milliárdot. A legnagyobb mértékű becsült népességnövekedés az A2 kibocsátási alapszenárióban szerepel, amely szerint folyamatos globális népességnövekedés mellett a teljes népesség 15 milliárd fő is lehet 2100-ban. Az utóbbi a Föld jelenlegi népességének megduplázódásánál is nagyobb növekedést jelentene, mely az eltartóképességbeli korlátok miatt lehetetlennek tűnik.

A becsült társadalmi és gazdasági változásokból következő szén-dioxid kibocsátásokat összegzi az 5.1. ábra az 1990–2100 időszakra (Nakicenovic és Swart, 2000). Az évszázad végére a legnagyobb kibocsátás (30 GtC/év) az A1FI és az A2 szenárió várható, a legkisebb (5 GtC/év) pedig az A1T és a B1 szenárió szerint. A század során látható kibocsátási menetek elsődlegesen az adott szenárióban szereplő globális népességváltozást tükrözik. Az A1 esetben ezt az összefüggést jelentősen módosítják a fosszilis tüzelőanyagok és a megújuló energiaforrások felhasználásának becsült arányai.



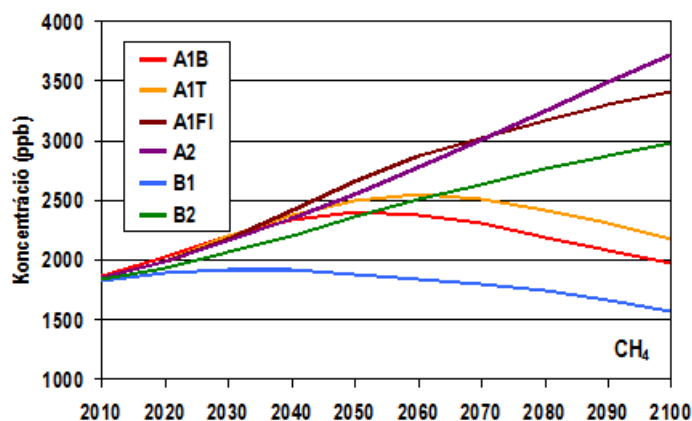
5.1. ábra. □A globális antropogén szén-dioxid kibocsátás (GtC/év) becsült alakulása 1990–2100 időszakban az SRES alap-szenáriók szerint. A színes sávok az alap-szenárión belüli változatokat összegzik, a vonalak pedig a leggyakrabban alkalmazott becsléseket jelölik. (Nakicenovic és Swart, 2000 nyomán)

Az antropogén kibocsátás következtében várható szén-dioxid koncentráció-változásokat az 5.2. ábrán illusztráljuk. Jól látható, hogy habár a kibocsátások esetén az A1T és a B1 szenárió a XXI. század második felében csökkenést prognosztizál, a koncentrációban ez a csökkenő tendencia még nem jelentkezik 2100-ig a gáz hosszú légköri tartózkodási ideje miatt. A legpesszimistább A1FI, illetve A2 szenárió 2100-ra 970 ppm, illetve 856 ppm globális szén-dioxid koncentrációt feltételez, mely az ipari forradalom előtti 280 ppm-hez képest 3–3,5-szeres értéket jelent. Még a legoptimistább A1T és B1 szenárió is a szén-dioxid szint megduplázódásával számol a XXI. század végére.

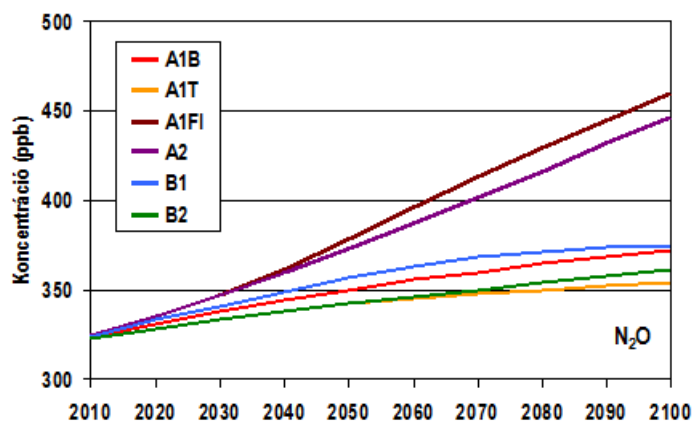


5.2. ábra. A szén-dioxid becsült koncentráció-változásai 2010–2100 időszakban az egyes SRES alapszenáriók alapján

Az 5.3. ábra a metánra, az 5.4. ábra a dinitrogén-oxidra vonatkozóan mutatja be az SRES szenáriók becsült koncentrációváltozásait a 2010–2100 időszakban. Míg a dinitrogén-oxid esetén a szén-dioxidhoz hasonlóan minden szenárió folyamatos koncentrációnövekedést valószínűsít, addig a metán koncentrációjának alakulása a mezőgazdasági források dominanciája miatt szorosabb összefüggést mutat a népességváltozás becsült menetével.



5.3. ábra. A metán becslt koncentráció-változásai 2010–2100 időszakban az egyes SRES alapszenáriók alapján



5.4. ábra. A dinitrogén-oxid becslt koncentráció-változásai 2010–2100 időszakban az egyes SRES alapszenáriók alapján

Az eddig használatos SRES kibocsátási forgatókönyveket fokozatosan felváltják a reprezentatív koncentráció menetre vonatkozó ún. RCP-típusú forgatókönyvek, amelyek az üvegházhatású gázok koncentrációjának időbeli menetét becslik, de elnevezésükben a koncentrációnövekedésből eredő sugárzási kényszer változására utalnak. A 2014-ben megjelenő Ötödik IPCC Helyzetértékelő Jelentésben már ezek közül az RCP2.6, az RCP4.5, az RCP6.0 és az RCP8.5 szenáriókat vizsgálják. A számértékek azt jelzik, hogy az egyes forgatókönyvek szerint 2100-ra milyen mértékű sugárzási kényszerbeli változás várható W/m^2 egységben kifejezve. Míg az SRES szenáriók csak 2100-ig vázolták a várható jövőképet, addig az RCP-szenáriókat már 2300-ig kiterjesztették. Az SRES B1 szenárióhoz hasonló kibocsátási és koncentrációbeli változások várhatók az RCP4.5 esetén. A pesszimistább A2 szenárió kiterjesztésének pedig az RCP8.5 tekinthető.

Összefoglaló ellenőrző kérdések

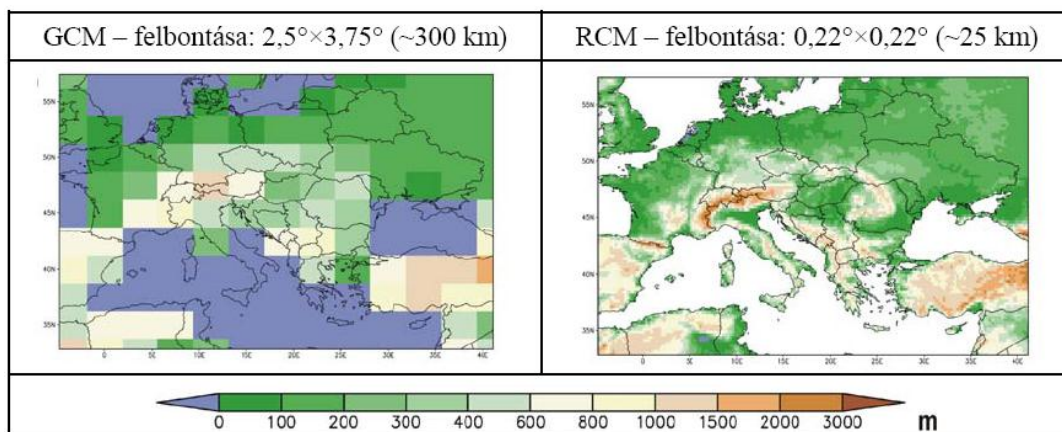
1. Mutassa be a négy SRES globális alapszenárió fontosabb jellemzőit!
2. Hogyan változik a becslt globális antropogén szén-dioxid kibocsátás 1990 és 2100 között az SRES alapszenáriók szerint?
3. Hogyan változik a szén-dioxid becslt koncentrációja 2010 és 2100 között az egyes SRES alapszenáriókban?
4. Hogyan változik a metán becslt koncentrációja 2010 és 2100 között az egyes SRES alapszenáriókban?
5. Hogyan változik a dinitrogén-oxid becslt koncentrációja 2010 és 2100 között az egyes SRES alapszenáriókban?

6. fejezet - Regionális éghajlatmodellezés, a modellszimulációk validációja

Mint ahogy azt a 4. fejezetben láttuk, a globális éghajlati rendszer leírására elsődlegesen az AOGCM típusú modellek alkalmasak. Ez a közelítés képes az általános cirkulációt és annak természetes és kényszerített változásait, valamint a különböző külső és belső kényszerek hatására bekövetkező klímaváltozásokat leírni.

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 elemzése lehetővé teszi a jövőre vonatkozó éghajlati becslések bizonytalanságának számszerűsítését. A jelenlegi AOGCM-ek tipikus térbeli felbontása 125 km és 400 km közötti. 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.

A dinamikus leskalázás során finom-felbontású klímamodelleket (legtöbbször regionális éghajlati modelleket, RCM-eket) használunk kisebb térségekre (kontinentális vagy annál is kisebb régiókra), melyekhez a szükséges határfeltételeket az AOGCM-ek szolgáltatják. Ezek az RCM-ek lehetővé teszik a felszíni domborzat pontosabb reprezentációját (6.1. ábra) és a mezoskálájú nem-lineáris hatások figyelembe vételét. Az RCM-ek alkalmazásának korlátja a nagy számítástechnikai kapacitás igény, valamint hogy olyan parametrizációs sémákat kell használni, melyeket elsősorban időjáráselőrejelző modellekhez fejlesztettek ki.



6.1. ábra. A globális és a regionális klímamodellek tipikus domborzati képe, horizontális felbontása.

Az empirikus leskalázás során olyan statisztikus összefüggéseket használunk fel, melyek meghatározása az észlelt adatsorok alapján történt. Ez ugyan kevés számítástechnikai 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.

Ebben a fejezetben a dinamikus leskalázás lehetőségeit tekintjük át.

6.1. Dinamikai leskalázás módszerei és korlátai

A dinamikus (numerikus alapú) leskalázáshoz három fő módszert alkalmazhatunk:

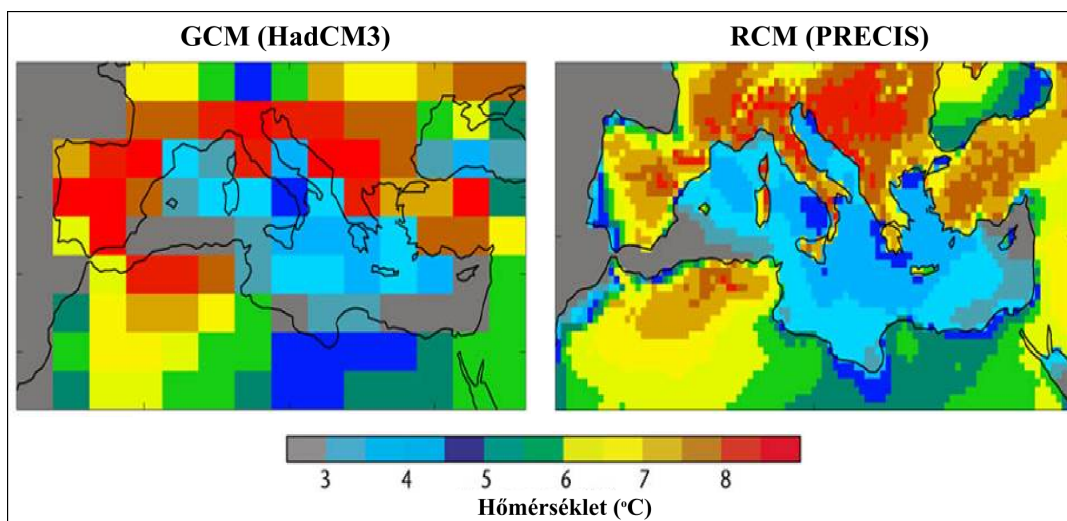
- korlátos tartományú modelleket, vagy más néven regionális éghajlati modelleket (jelölésük RCM), melyek kifejlesztése Filippo Giorgi és munkatársai nevéhez fűződik (Giorgi és Mearns, 1991, 1999; McGregor, 1997)

- változó rácsfelbontású modelleket (Déqué és Piedelievre, 1995)
- egyenletesen finom felbontású légköri GCM-eket, melyeket gyakran csak kiválasztott időszakokra futtatnak a rendkívül nagy számítás igény miatt (May és Roeckner, 2001; Coppola és Giorgi, 2005).

Mindhárom módszer tartalmaz szárazföldi almodult, viszont a kényszerfeltételek közül a tengerfelszín-hőmérsékletet és a tengeri jég kiterjedését mérési adatokból vagy a meghajtó AOGCM segítségével határozzák meg.

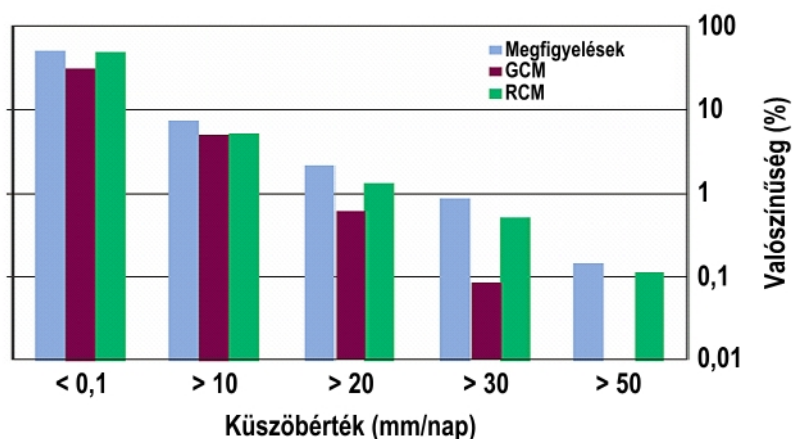
Az RCM-ek csak a teljes Föld egy részére vonatkoznak, tipikusan egy kontinensre vagy annál is kisebb területre. Ebből adódik, hogy futtatásukhoz szükség van határfeltételek megadására. A határfeltételek származhatnak reanalízis mezőkből (például az Európai Középtávú Időjárás-előrejelző Központ által összeállított ECMWF ERA-40 adatbázisból), vagy globális szimulációkból. 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. 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 a határfeltételekből adódóan az itt kapott értékek erősen torzultak. Természetesen az elemzések során e tartományba eső szimulált értékeket nem vehetjük figyelembe.

A GCM és az általa meghajtott RCM eredmények összehasonlítására a 6.2. ábrán példaként az angliai Hadley Központ által közreadott összehasonlító elemzést mutatjuk be a 2071–2100 nyári időszakára, mely a hőmérséklet megváltozását becsli. A Földközi-tenger térségére vonatkozó becslés az A2 emisszió szcenáriót (Nakicenovic és Swart, 2000) veszi figyelembe, s a referencia időszak: 1961–1990. A térképek északi részén jól kivehető a Kárpát-medence, s az azt lefedő 2, illetve közel 70 rácpont. Amint az ábra is mutatja, a globális modell nem képes sem az orográfikus, sem a felszíntípusbeli különbségek követésére (pl. a hegységek magassági tagolódása, vagy a tengerek, szigetek, szárazföldek eltérő felszínformái), tehát a GCM eredményekből levonható következtetések nagyon korlátozottak.



6.2. ábra. Globális és regionális éghajlati modellek eltérő rácsfelbontásának következményeképpen az Európára, a nyári időszakra vonatkozó, 2071–2100-ra becsült hőmérsékletváltozások az A2 emisszió-szcenáriót feltételezve, referencia időszak: 1961–1990 (Jones et al., 2004 nyomán)

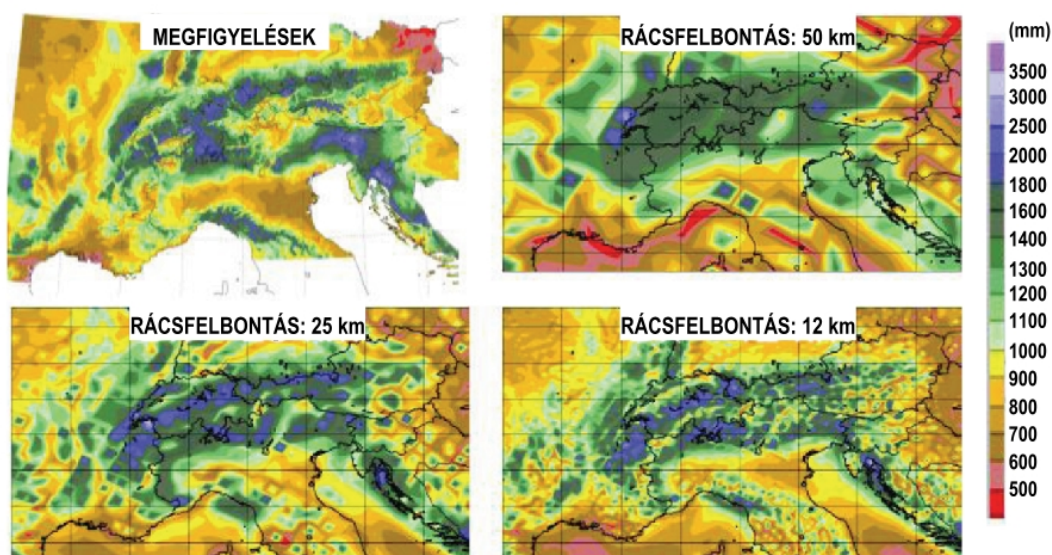
A csapadék szimulációjakor még nagyobb eltéréseket találhatunk a GCM-eredmények és a megfigyelések között, különösen a nagy mennyiségű csapadékkal járó eseményeket vizsgálva (6.3. ábra). Minél nagyobb a lehullott csapadék, a GCM szimulációi annál kevésbé egyeznek a mért értékekkel, viszont a regionális modellek esetén jó egyezést találunk. A regionális éghajlati modellek megbízható fizikai tartalommal, nagy területi felbontással rendelkeznek, de a Földnek csak egy kisebb korlátozott tartományán vannak értelmezve.



6.3. ábra. Az Alpok térségére szimulált csapadékvalószínűségek összehasonlítása a mérésekkel a Hadley-központ globális és regionális skálájú klímamodellei felhasználásával, 1961–1990 időszakra (UK MetOffice nyomán)

A változó felbontású modellek olyan globális légköri modellek, amelyeknél a térbeli felbontás nem egységes: a kiemelt fontosságú területen vagy esetleg több területen is a felbontás finomabb. Szélsőséges esetben mindenütt egyformán finom felbontást alkalmazva kapjuk az egyenletesen finom felbontású légköri GCM-eket. A legfinomabb alkalmazott felbontások néhányszor 10 km-es nagyságrendűek, bár újabban arra is van példa (Hay et al., 2006), hogy 10 km alatti felbontású klímamodellt használnak.

A finomabb felbontású klímamodellek alkalmazása nem minden esetben ad pontosabb eredményeket egy adott térségre. Elsősorban azokban az esetekben várhatunk jelentős javulást a finomabb felbontású modellek alkalmazásától, amikor térben nagyon változékony a csapadék (6.4. ábra). Az erősen tagolt domborzat hatása szintén jobban tud érvényesülni a finomabb térbeli felbontású modellekben. 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 finomítása horizontálisan mindkét irányban történik (a modell vertikális szintjeinek számát nem szokták növelni), ezért a szimuláció számítási idő igénye kőbösen növekszik. Így legtöbbször a finom felbontású klímamodellezést csak 20–30 éves időszakokra végzik (Christensen és Christensen, 2007).



6.4. ábra. A különböző horizontális felbontású regionális modellekkel becsült csapadékmezők összehasonlítása a megfigyelt évi csapadékösszegekkel (Christensen et al., 2005 nyomán).

Abban az esetben, amikor a változó felbontású modellekben a legfinomabb felbontás meghaladja a legdurvább felbontás háromszorosát, akkor a kerekítésekből jelentős hiba adódhat (Qian et al., 1999). Az RCM-eknél az

okozhat problémát, ha térbeli felbontásuk több mint egy nagyságrenddel meghaladja a meghajtó határfeltételek felbontását (Denis et al., 2003). Ugyancsak fontos szempont, hogy a meghajtó mezők sorozatának időbeli felbontása 12 óránál finomabb legyen.

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 meghajtó adatok által meghatározott nagyságú áramlási viszonyoktól (Jones et al., 1995). Ha viszont túl kicsire választjuk az integrálási tartományt, akkor túlhangsúlyozzuk az e térségen belüli dinamikai folyamatok szerepét a mezoskálájú cirkulációhoz, valamint a felszíni kényszerekhez viszonyítva (Seth és Giorgi, 1998).

A leskálázási vizsgálatok során ún. felpörgési időt alkalmazunk annak érdekében, hogy a modell kezdeti feltételeitől független éghajlati viszonyokat kapjunk. A léghőre vonatkozóan ehhez elegendő lenne akár néhány nap is, viszont a talajrétegek hőmérsékleti és nedvességi viszonyai sokkal lassabban reagálnak a külső éghajlati feltételekre, ezért ezekhez hosszabb felpörgési idő szükséges. Az 1–2 méter mélységű talajrétegeket is tartalmazó modellek esetében néhány éves felpörgési időt szükséges alkalmazni (Christensen, 1999), így biztosíthatjuk, hogy a talaj éghajlati viszonyai konzisztensek legyenek a szimulált légköri viszonyokkal.

Habár a GCM-ekhez viszonyítva a leskálázó modell térbeli felbontása jóval finomabb, ennek ellenére bizonyos kis skálájú folyamatok esetén továbbra sem tekinthetünk el a parametizációk használatától. Parametizációra főként a határreteg dinamikai folyamatainak leírásához, a felszín-légkör közötti kölcsönhatások figyelembe vételéhez, a sugárzás-átvitel, valamint a felhők mikrofizikájának reprezentálásához van szükség. Ezekon felül a legtöbb regionális szimuláció tartalmazza a konvektív folyamatok parametizációját is. Az alkalmazott parametizációs sémák lényegében megegyeznek a GCM-ekben használt parametizációs formulákkal. A nagyon finom térbeli felbontású modellekben a rácsálózat elemei csupán néhány kilométeres nagyságrendűek. Ekkor a konvekció esetén például nem feltétlenül igaz a parametizációs séma meghatározása során hallgatolagosan elfogadott valószínűségi feltételezés – mely szerint egy adott rácspontra által reprezentált térségben elegendően nagy számú folyamat zajlik le ahhoz, hogy a feltételezett sztochasztikus kapcsolatot érvényesnek tekinthessük (Emanuel, 1994).

A regionális és a globális skálájú modellszimulációk eltérő rácsfelbontása miatt a különböző térszálán 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 határreteg jellemző kényszerek érvényesülnek. Így a Grell-séma a nagyskálájú csapadék leírására alkalmas, a Kain-Fritsch-séma pedig a konvektív csapadék leírására. Ezért fordulhat elő esetenként, hogy ugyanarra a térségre vonatkozóan egy GCM-ben és egy RCM-ben a konvekció és a felhők mikrofizikájának leírására más-más parametizációt használunk. 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 az adott régió éghajlatában lényeges szerepet játszó folyamatokat leírja, 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, másrészt a számítási igény ne legyen túlságosan nagy.

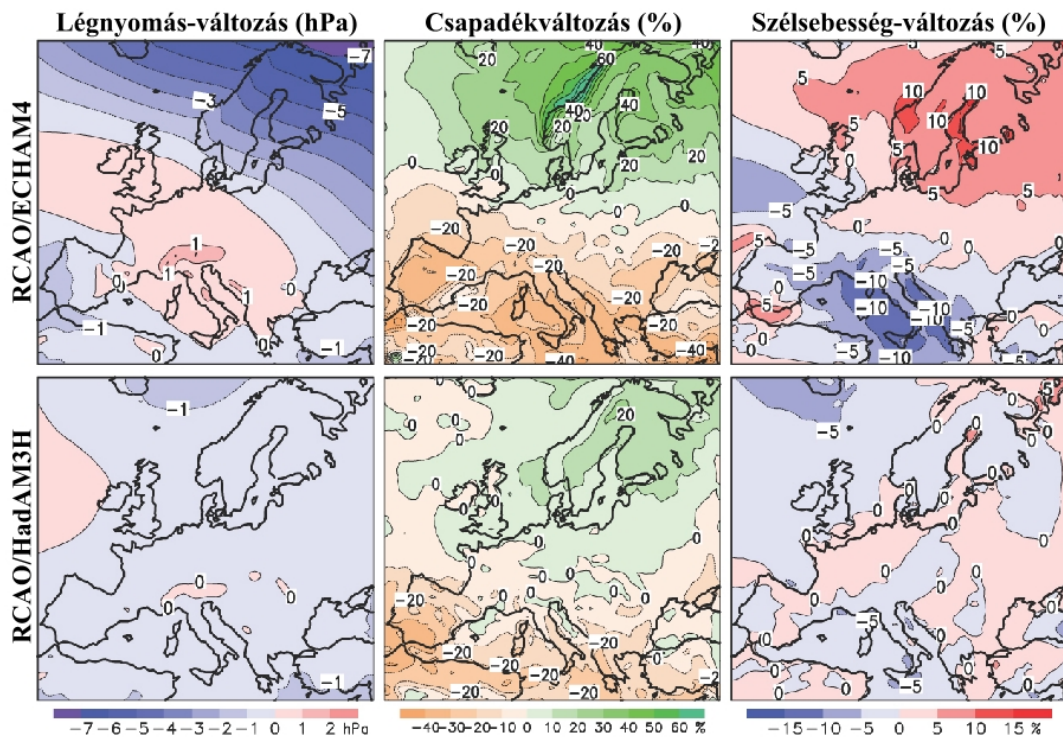
A leskálázás során a regionális szimulációkkal lehetőség nyílik arra, hogy olyan jelenségeket is bevonjunk a modellezésbe, melyek a regionális éghajlatváltozást befolyásolják, ugyanakkor a globális szimulációkban nem szerepelnek. Meg kell jegyeznünk, hogy a számítástechnika rohamos fejlődése a jövőben lehetővé teszi a GCM-ek felbontásának további finomítását akár a jelenlegi regionális szimulációk néhányszor 10 km-es felbontásáig.

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 még mindig alulbecslik a regionális modellek, ám a 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 nagy skálájú cirkulációs mezőket mind a GCM-ek, mind az RCM-ek jól reprezentálják a mérsékelt övben és a magas földrajzi szélességeken.

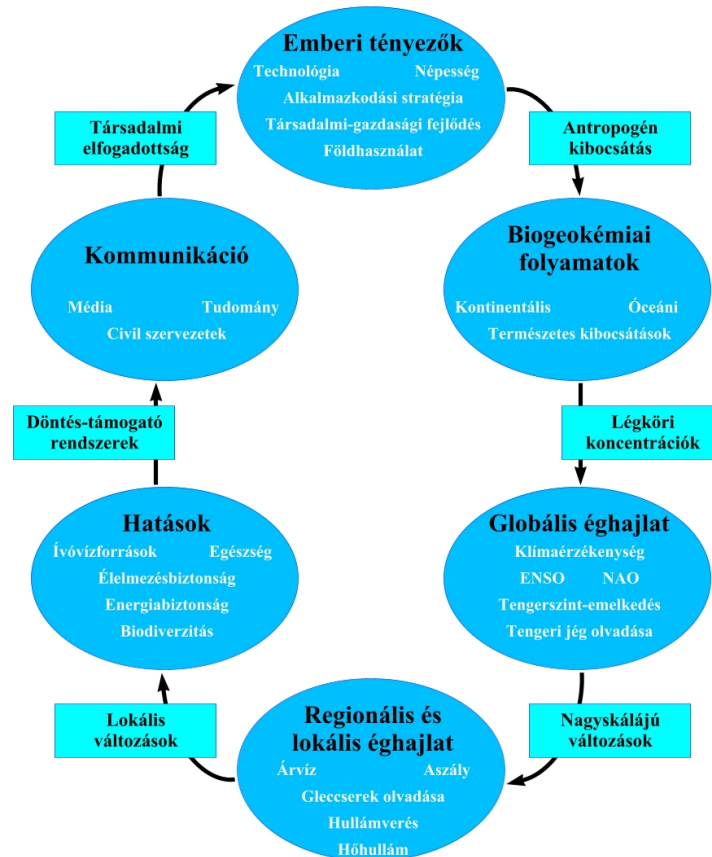
A leskálázási technikák alkalmazásánál lényeges korlátot jelent, hogy a szimulációk eredményei nagyban függenek a különféle forrásokból származó határfeltételektől. Ez mindhárom dinamikus leskálázásra igaz, hiszen mindegyikhez szükséges tengerfelszín-hőmérsékleti adatokat, és tengerjég-adatokat bemeneti mezőként biztosítanunk. Az RCM-ekhez ezeken kívül még oldalsó határfeltételeket is meg kell adnunk. Különösen fontos, hogy ezt figyelembe vegyük a jövőre vonatkozó éghajlati projekcióknál, hiszen itt a különböző meghajtó határfeltételek további bizonytalansággal terhelik a kapott becsléseket.



6.5. ábra. Különböző GCM-ekkel meghajtott regionális modellbecslés a tengerszinti légnyomási mező, a csapadék, és a szél várható változásának becslésére (Rummukainen et al., 2004 nyomán).

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 (6.5. 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 relative 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 egész 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) keretében céldíszakként 2071–2100 szerepelt (A2 és B2 scenárióra), addig ennek folytatásaként 2004–2009 között az ENSEMBLES projekt (van der Linden és Mitchell, 2009) keretében már 1951–2100 közötti tranziens futtatásokat végeztek (A1B scenárióra). Az elemzések gyakorlati hasznosításának egyik korlátja, hogy a különböző projekteken végzett regionális modellszimulációk eredményei egy-egy régióra esetenként számottevően eltérnek egymástól. A hatásvizsgálatok

elvégzését jelentősen megnehezíti, hogy a jövőre vonatkozó projekciók bizonytalansága nincs kellő pontossággal számszerűsítve (6.6. ábra). Újabb önszerveződő kezdeményezésként a jelenleg körvonalazódó CORDEX projekt 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.



6.6. ábra. A globális és regionális éghajlatváltozások hatásainak komplexitása, társadalmi-gazdasági kapcsolat-rendszere, összefüggései.

6.2. Alkalmazott regionális éghajlati modellek és validációjuk

A Kárpát-medence térségére vonatkozó éghajlati scenáriók előállításához egyrészt az ENSEMBLES projekt során futtatott RCM-ek együttes elemzését végeztük el, másrészt a különböző emisszió scenáriók összehasonlítását a PRECIS regionális modell szimulációi alapján készítettük. Ebben az alfejezetben ezen modelleket mutatjuk be.

6.2.1. Az ENSEMBLES keretében vizsgált RCM-ek

Az átfogó ENSEMBLES projekt egyik fő célja az volt, hogy informálja a kutatókat, döntéshozókat és a helyi közösségeket a XXI. században Európában várható éghajlati viszonyokról (van der Linden és Mitchell, 2009). E cél érdekében 25 km horizontális felbontású RCM-ek 1951–2100 időszakra vonatkozó futtatási eredményét összegezték a teljes európai térségre. Az RCM-szimulációk mindegyike ugyanazt a közepesnek tekinthető A1B kibocsátási forgatókönyvet (Nakicenovic és Swart, 2000) vette figyelembe. A projektet a Brit Meteorológiai Szolgálat vezette; a kutatásban 20 ország 66 intézete vett részt, legfőképp Európából, de az egész világról (pl. USA, Japán, Ausztrália) csatlakoztak támogató partnerek. A vizsgálatokat a résztvevőkön kívül további 30 (főként európai) szervezet munkatársai végezték.

Az ENSEMBLES projekt 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 regionális hatásokat és kockázatokat Európára nézve. Ezt kiegészítve a STARDEX projekt (Goodess, 2003) az extrém időjárási események gyakoriságának és intenzitásának változásait vizsgálta a XXI. század végére vonatkozóan. A MICE projekt (Hanson et al., 2007) szintén a hőmérséklet, a csapadék, valamint a szél extrémumaira fókuszált, azonban ezeknek a gazdasági szektorra vonatkozó várható hatásait helyezte előtérbe. A CECILIA (Halenka, 2007) és a CLAVIER (Jacob et al., 2008) projekt ugyancsak vizsgálta az extrém időjárási eseményeket, a levegőtminőséget, valamint a hidrológiai következményeket, ám a vizsgálatok során egy kisebb területet emeltek ki, s a Közép-Kelet-Európai térségre 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 (Csima és Horányi, 2008) és a RegCM (Torma et al., 2008, 2011) modelleket, a CLAVIER pedig a REMO-t (Szépszó és Horányi, 2008) alkalmazta a regionális skálájú klíma-modellezésre.

Az ENSEMBLES szimulációs futtatásaihoz az RCM-ek számára szükséges meghajtott kezdeti- és peremfeltételeket három különböző GCM szolgáltatta: (1) a brit Hadley Központ által kifejlesztett HadCM (Gordon et al., 2000), (2) a német Max-Planck Intézet által fejlesztett ECHAM (Roeckner et al., 2003; 2006) és (3) a francia Météo-France modellje, az ARPEGE (Déqué et al., 1998).

A térségünkben várható hőmérséklet- és csapadékváltozások elemzéséhez a klíma-modellek által szolgáltatott mezősorokból választottuk le a hazánkat tartalmazó térség szimulált napi és havi értékeit. A vizsgálat során 11 regionális modellfutattást elemeztünk. A HadCM meghajtott modellek közül négyet választottunk ki: a svéd SMHI intézet által futtatott RCA szimulációkat, az ír C4I által futtatott RCA3 szimulációkat, a svájci ETHZ intézet által futtatott CLM szimulációkat, s a brit Hadley Központ által futtatott HadRM3Q szimulációkat. Az ECHAM meghajtott modellek közül ötöt vizsgáltunk: a dán DMI intézet által futtatott HIRHAM szimulációkat, a német Max Planck Intézet által futtatott REMO szimulációkat, a svéd SMHI intézet által futtatott RCA szimulációkat, az olasz ICTP intézet által futtatott RegCM szimulációkat, valamint a holland KNMI intézet által futtatott RACMO szimulációkat. Végül az ARPEGE meghajtott modellek közül kettőt értékeltünk: a francia CNRM intézet által futtatott ALADIN szimulációkat és a Dán Meteorológiai Intézet által futtatott HIRHAM szimulációkat. Az alábbiakban röviden bemutatjuk az alkalmazott regionális klíma-modelleket.

ALADIN

A Francia Meteorológiai Szolgálat vezetésével nemzetközi együttműködésben fejlesztették ki az ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International) regionális modellt eredetileg rövidtávú időjárás-előrejelzési célokra, s ennek a klíma-modellezéshez alkalmas módosítását futtatták az ENSEMBLES projekt keretében. Az ALADIN éghajlati szimulációkra kidolgozott változata hibrid koordináta-rendszert alkalmaz és 31 vertikális szinttel rendelkezik. A modell részletes fizikai parametrizációi Déqué et al. (1998) cikkében található meg. Az ALADIN modellszimulációkban fontos szerepe van a sugárzási sémának (Morcrette, 1990), a felhőcsapadék-turbulencia sémának (Richard és Royer, 1993) és a konvektív sémának (Bougeault, 1985).

CLM

A CLM klíma-modell dinamikája és fizikája hasonló a Német Meteorológiai Szolgálatnál használt LM (Lokálmódel) modelléhez (Steppeler et al., 2003). A nem-hidrosztatikus modell számításait egy elforgatott, szférikus, Arakawa-C horizontális rácson és egy felszínkövető, hibrid, 20 szintet elkülönítő vertikális koordináta-rendszerben végzik el. Az időbeli integrálás horizontálisan explicit, vertikálisan implicit időlépcsőkön történik. Tiedtke (1989) sémáját a CAPE-lezárással alkalmazva kapjuk a nedvesség konvekció parametrizálását. A modellben alkalmazott sugárzási sémát Ritter és Geleyn (1992) írja le. A talajban lezajló folyamatok leírására kilenc réteggel számoló almodellt használnak.

HadRM

Az angol Hadley Központban alkalmazott korlátos tartományú modell legújabb verziója a HadRM3H (Jones et al., 2001). Ez a csatolt légköri-óceáni regionális klíma-modell a HadCM3 GCM-en és a finomabb felbontású

HadAM3H légköri globális modellen alapszik. A cirrusz-üllők sugárzási hatásait Gregory (1999) sémájára építik. A relatív nedvesség felhőzet-alakító hatását, így a konvektív csapadékot a felhőzet sűrűségétől függően parametrizálták, míg a nagyskálájú csapadékot a felhőzet víztartalmától függőnek tekintették (Jones et al., 1995). Ezekkel a módosításokkal korrigálták a csapadék értékeket, hogy a túl meleg és száraz nyári időszakok túlzott előfordulását csökkentsék.

HIRHAM

A Dán Meteorológiai Intézet által alkalmazott modell a HIRHAM4 (Christensen et al., 1996) egy továbbfejlesztett változata, mely vertikálisan 19 szinttel rendelkező, hibrid, szigma-p koordináta-rendszert alkalmaz. A modell dinamikai alapjait a hidrosztatikus HIRLAM korlátos tartományú modell adja, míg a fizikai parametrizációt a hamburgi ECHAM4 GCM-ből vették át. A számításokat egy elforgatott, 0,22°-os felbontású, szabályos rácshálózaton végezték. A csapadék-folyamatok helyes parametrizálásával az éves csapadék pontosabb becslését dolgozták ki (Hagemann et al., 2001).

RACMO

A holland RACMO2 modell az ERA-40 reanalízis adatbázis előállításához (Uppala et al., 2005) is alkalmazott ECMWF modell fizikai közelítésein 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 RACMO2 a HIRLAM 5.0.6 modell szemi-Lagrange dinamikáját veszi alapul. A modell horizontális felbontása 0,22°, az alkalmazott időlépcső 12 perc, és az ERA40-hez hasonlóan 31 vertikális szintet használ.

RCA

A svéd Rossby Központban kifejlesztett légköri RCA modell (Rummukainen et al., 2001, Jones et al., 2004) a HIRLAM modellen alapszik, s tartalmazza a folyók és a tavak leírására szolgáló egyszerűsített hidrológiai ciklust (Lindström et al., 1997, Omstedt, 1999). A modellszimulációk során horizontálisan elforgatott, Arakawa-C típusú rácsot, míg vertikálisan Simmons-féle hibrid koordináta rendszert alkalmaztak. A legújabb verziójú RCA2 modell akár 10–70 km-es horizontális felbontást, s 24–60 vertikális szintet is figyelembe vehet (Jones et al., 2004).

RegCM

Az ICTP (International Centre for Theoretical Physics) által futtatott RegCM modellt eredetileg Giorgi et al. (1993a, b) fejlesztette ki, majd további módosítások történtek (Giorgi et al., 1999, Pal et al., 2000). A modell dinamikai alapja az amerikai NCAR (National Center for Atmospheric Research) intézetnél is futtatott mezoskálájú MM5 modelléhez hasonló. A felszíni folyamatokat a Bioszféra-Atmoszféra közötti Szállítási Sémán (BATS) keresztül, míg a határreteg fizikáját Giorgi et al. (1993a) szerint írják le. A nagyskálájú csapadék kezelése Pal et al. (2000) cikkében található, míg a konvektív csapadék sémát Giorgi et al. (1993b) ismerteti. A sugárzási átvitelre vonatkozó sémát az NCAR által kifejlesztett, CCM3 (Community Climate Model, Kiehl et al., 1996) modellből vették át, mely lehetővé teszi az aeroszolok és a különböző üvegházhatású gázok, valamint a felhőbeni víz és jég megoszlás megfelelő leírását.

REMO

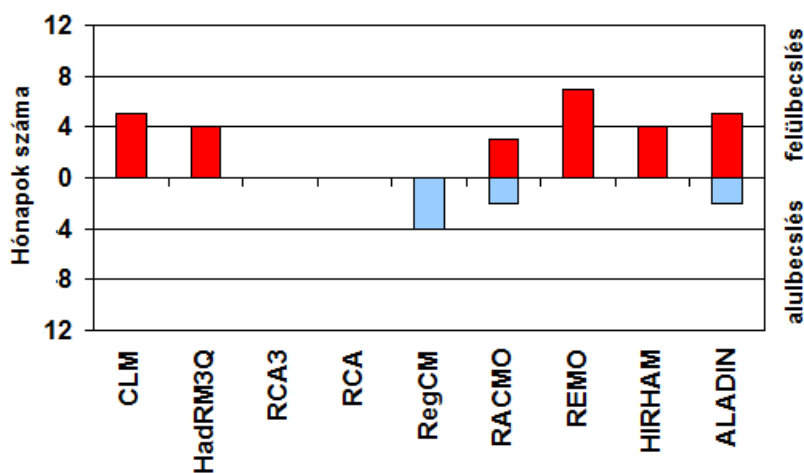
A REMO regionális modellt a hamburgi Max-Planck Intézetben futtatják (Jacob, 2001). A dinamikai alapok a Német Meteorológiai Szolgálat Europamodel/Deutschlandmodelljéből (Majewski és Schrodin, 1994) származnak. A fizikai parametrizációs sémákat pedig az ECHAM4 GCM-ből (Roeckner et al., 1996) vették át, melyet a dán HIRHAM RCM is alkalmaz. A regionális modell szférikus koordinátákat használ Arakawa-C rácson, mely 0,25°-os horizontális felbontású. A REMO modell vertikálisan 19 szintet tartalmaz. A turbulens áramok parametrizációja Louis (1979) leírása alapján készült.

6.2.2. Az ENSEMBLES szimulációk validációja a Kárpát-medence térségére

A klímamodellek validációja során a vizsgált modellt a múltra futtatjuk, és a kapott eredményeket összevetjük egy mérésen alapuló referencia adatbázissal. Vizsgálatainkban az ERA-40 reanalízis mező (Uppala et al., 2005) és a GCM-ek által adott kezdeti- és peremfeltételekkel futtatott RCM-szimulációkat is összehasonlítottuk a rácsponti meteorológiai adatokat tartalmazó E-OBS (Haylock et al., 2008) adatbázissal. Az 1961–1990 időszakra vonatkozó validációs elemzések során azt tapasztaltuk, hogy hazánk térségében mind a hőmérséklet, mind a csapadék esetén a felülbecslések voltak gyakoribbak.

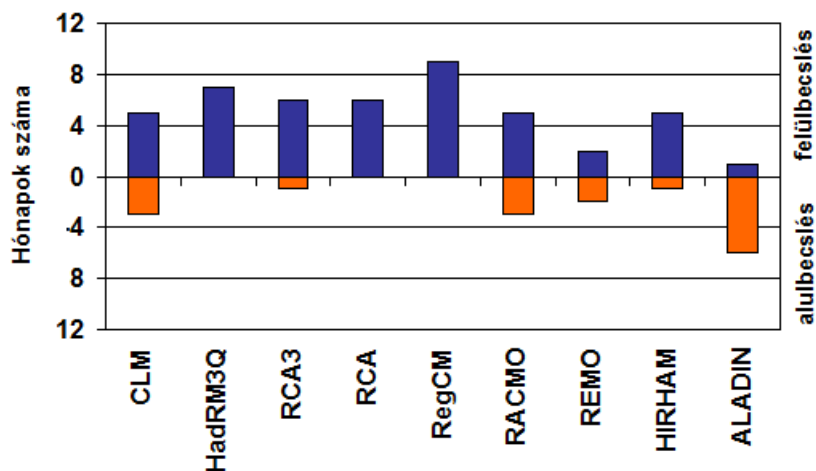
A 6.7. és 6.8. ábra interaktív animációján látható diagramok az E-OBS adatbázistól való szignifikáns különbségeket összegzik modellenként (a vizsgált RCM-szimulációk meghajtó mezői az ERA-40 reanalízis adatbázisból származnak). A hőmérsékletre, illetve a csapadékösszegre vonatkozó diagramok azt mutatják, hogy az egyes modellszimulációk hány hónapban becslik szignifikánsan fölé vagy alá a referencia adatbázisból származtatott havi átlagértékeket.

A 6.7. ábra a havi átlaghőmérsékletre vonatkozó szignifikáns hibákat szemlélteti. Az ERA-40 által meghajtott kilenc regionális modellszimulációból öt esetén fordult elő nagyobb mértékű, szignifikáns felülbecslés. A legtöbb felülbecslés a REMO-szimuláció során jelentkezett (7 hónapban a nyári félévhez kapcsolódóan). A legtöbb alulbecslés a RegCM-szimulációban fordult elő (4 hónapban, főként a tavaszi időszakban). Három modellszimuláció (a brit HadRM3Q, a svéd RCA és az ír RCA3 futtatás) esetében egyik irányban sem mutatkoztak jelentős hőmérsékleti hibák.



6.7. ábra. Az ERA-40 által hajtott RCM-szimulációk nagyobb hibáinak összegzése az E-OBS adatbázishoz viszonyítva, havi középhőmérséklet, 1961–1990 (Forrás: Pongrácz et al., 2011b) – interaktív animáció

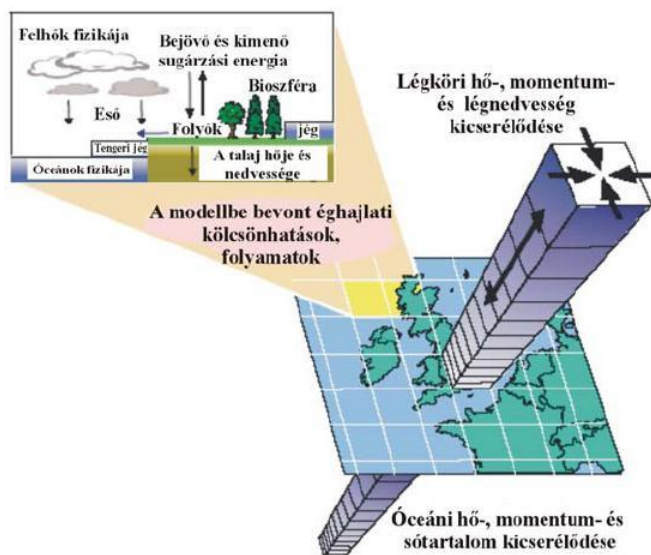
A 6.8. ábra a havi csapadékösszegek validációs vizsgálatának eredményét szemlélteti. Az ERA-40 által meghajtott regionális modellszimulációk esetén túlnyomórészt a felülbecslés dominál. Hibás becslések a legnagyobb gyakorisággal a RegCM-szimulációban fordultak elő, ahol a nyári hónapok kivételével egész évben jelentősen felülbecsülte a modellt a megfigyelt csapadékot. Jelentős arányú alulbecslés csak az ALADIN modellszimuláció során jelentkezett, mely összesen 6 hónapban (ősszel és télen) becsülte alá a csapadékmennyiséget. A csapadék esetén csupán egy modellszimuláció, a HadRM3Q, nem eredményezett szignifikáns hibát egyetlen hónapban sem.



6.8. ábra. Az ERA-40 által hajtott RCM-szimulációk nagyobb hibáinak összegzése az E-OBS adatbázishoz viszonyítva, havi csapadékösszeg, 1961–1990 (Forrás: Pongrácz et al., 2011b) – interaktív animáció

6.2.3. A PRECIS modell

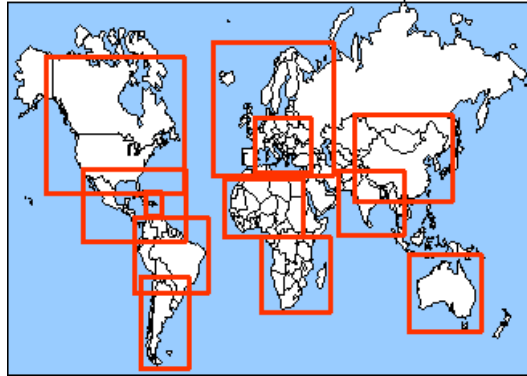
A különböző emisszió-forgatókönyvek alkalmazásával kapott regionális klímascenáriók összehasonlító vizsgálata során a Brit Meteorológiai Szolgálat Hadley Központjának HadCM3 (Gordon et al., 2000) második generációs globális csatolt óceán-légkör modelljét (6.9. ábra) alkalmaztuk a Közép-Európa térségét lefedő RCM meghajtására. A GCM légköri és óceáni almodelljének horizontális felbontása egyaránt $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ a szélességek, illetve a hosszúságok mentén (azaz összesen 96×73 rácspontra adja meg a globális légköri paramétereket). Ez a felbontás az Egyenlítőnél $417 \text{ km} \times 278 \text{ km}$ -es, míg a 45° -ös szélességi fokon $295 \text{ km} \times 278 \text{ km}$ rácshálózatot jelent. A HadCM3 vertikálisan 19 légköri, illetve 20 óceáni szintet tartalmaz.



6.9. ábra. HadCM3 globális klímamodell struktúrája, sematikus ábrája (UK MetOffice nyomán).

Ebbe a GCM-be ágyazva alkalmazható a PRECIS regionális modell a Föld bármely térségére (Wilson et al., 2010). A fejlesztők ajánlásai szerint a kiválasztott térség kiterjedése lehetőleg ne haladja meg az $5000 \times 5000 \text{ km}^2$ -t. A választható rácspelbontás $0,22^\circ$ ($\sim 25 \text{ km}$) vagy $0,44^\circ$ ($\sim 50 \text{ km}$). A modellfejlesztés célja az volt, hogy nemzeti éghajlatváltozási hatástanulmányok készítéséhez adjanak közre egy olyan eszközt, amely jól alkalmazható érzékenységvizsgálatokhoz, regionális adaptációs elemzésekhez. A 6.10. ábrán látható, hogy mely régiókra készült vagy van készülóban a PRECIS modellel regionális éghajlati forgatókönyv a XXI. század végére. A modellfejlesztők

koncepciója szerint minél több klímazónában kerül alkalmazásra a modell, annál több információ áll rendelkezésre a regionális modell további fejlesztéséhez.



6.10. ábra. A PRECIS modell alkalmazási régiói.

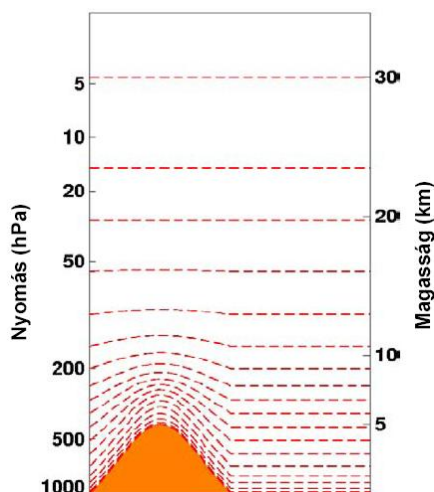
A PRECIS modell részletesen tartalmazza a sugárzási egyenleg komponenseit, a légköri mozgásrendszerek dinamikai folyamatait, a felhő- és csapadékképződést, a kén körforgalmát, valamint a talajhidrológiai folyamatokat. A korlátos tartományú modell számára szükséges peremfeltételeket reanalízis mezősorok vagy egy globális modellből származó rácsponti adatsorok is adhatják. A PRECIS-ben szereplő felszínborítottsági mező mérési eredmények felhasználásával készült, s a modellfuttatáshoz szükségesek a vízfelszínnek hőmérsékleti és jégborítottsági idősorai.

A peremfeltételeket a definiált modell-domain oldalsó széleinél kell megadni, míg a domain felső határára nincs külső betáplált kényszer. Oldalsó peremfeltételekként a felszíni légnyomást, a horizontális szélesség-komponenseket, a léghőmérsékletet és a légnedvességadatokat kell megadnunk. Külön beállítással a PRECIS modell a kén teljes körforgalmát is figyelembe veheti. Ennek során a szulfát-aeroszolok, a kén-dioxid és a kapcsolódó kémiai vegyületek hatásait tekinti, melyhez azonban szükségesek a kezdeti- és peremfeltételek megadása.

A továbbiakban áttekintjük a PRECIS modell dinamikáját és az alkalmazott parametrizációs eljárásokat. A PRECIS regionális klímamodell a Hadley központ HadCM3 (Gordon et al., 2000) globális klímamodelljéből lett kifejlesztve. Természetesen a finomabb térbeli felbontás miatt számos ponton módosítani kellett az eredeti modellt, mely változtatásokat külön is kiemelünk.

A PRECIS légköri dinamikája

A PRECIS légköri komponense a hidrotermodinamikai egyenletrendszer hidrosztatikus közelítésével dolgozik. Ennek megfelelően a vertikális mozgások, illetve azok hatásainak leírása kizárólag parametrizációs eljárások révén jeleníthető meg a modellben. A globális modellből következően a Coriolis-erőt is teljes mértékben figyelembe veszi a modelldinamika. A modellrács horizontálisan egy szabályos, szélességi/hosszúsági rendszerben számított rács, vertikálisan pedig ún. hibrid koordináta-rendszert (6.11. ábra) alkalmaz. Ez utóbbi azt jelenti, hogy a 19 szint közül, amelyet a modell használ, az alsó négy szint esetében felszínkövető σ -rendszerben (az abszolút és a felszíni légnyomás hányadosával) számol, míg a legfelső három szinten kizárólag a nyomási koordináta-rendszert alkalmazza. A fennmaradó 12 szinten ezek kombinációját alkalmazza a függőleges koordinátákhoz, mintegy átmenetet biztosítva a két különböző koordináta-rendszer között (Simmons és Burridge, 1981). A legalsó szint a felszín felett 50 m-rel helyezkedik el, míg a legfelső rácsszint a 0,5 hPa-os nyomási szinten van, amely gyakorlatilag a sztratoszféra magasságának felel meg (Cullen, 1993).



6.11. ábra. A PRECIS regionális klímamodell vertikális szintjei hibrid koordináta-rendszert alkalmaznak.

A PRECIS a modellegyenleteket szférikus koordináta-rendszerben oldja meg egy, az Egyenlítőhöz beforgatott rácshálózaton. A koordináta-transzformáció célja az, hogy minimalizálja a rácshálózat torzítását. Ezért a modellezés szempontjából legkritikusabb területet helyezi az Egyenlítő térségébe, hiszen ott a legkisebb a rács torzítása. Ebben a modellben a horizontális rácsfelbontás kétféle lehet: $0,44^\circ \times 0,44^\circ$ (hozzávetőlegesen 50 km-es rácshálózat) vagy $0,22^\circ \times 0,22^\circ$ (hozzávetőlegesen 25 km-es rácshálózat). A finomabb felbontáshoz a HadCM3 globális modell 30 perces időlépcsőjével szemben 5 perces integrálási időközt kell alkalmazni, hogy fennmaradjon a numerikus stabilitás. A légkördinamikai, a felhőfizikai és a planetáris határreteg sémában a prognosztikai változók: a felszíni légnyomás (p^*), a horizontális szélsébség-komponensek (u, v), a potenciális hőmérséklet (Θ_L), valamint a légkör teljes nedvességtartalma (q_T). A kén-körforgalmat is figyelembe vevő modell-futtatás esetén öt különböző kémiai vegyület bevonásával történik a szulfát-aeroszolok térbeli eloszlásának becslése.

A horizontális diszkretizációhoz az Arakawa B rácsot (Arakawa és Lamb, 1977) használja a modell, amellyel a split-explicit véges különbséges séma pontosságát javítja. Ezen a rácson a termodinamikai változókhoz (p^* , Θ_L , q_T) képest fél rácstávolságnyi eltolással adjuk meg a momentumátviteli változókat (u, v). Az aeroszolokra vonatkozó változókat a termodinamikai változókkal egyező rácspontokban értelmezi a modell. A geosztrófikus közelítést az 5 perces időlépcsőn belül háromszor végzi el a modell, s ezek átlagolásával kapjuk az advekcio számításához szükséges sebességeket. Az advekcio idő szerinti integrálása a Heun sémával történik (Mesinger, 1981). Ez a véges különbséges módszer általában negyedrendű stabilitást biztosít, s csupán a nagy szélsébségek esetén csökken másodrendűre. A dinamikai egyenletek numerikus formájában a tömeg, a momentum, a szögsebesség momentum és a teljes víztartalom konzervatív mennyiségek. A fizikai parametrizációkat, s a numerikus diffúziót a prognosztikai változók háromdimenziós forrás- és nyelő-függvényeivel reprezentálja a modell. Annak érdekében, hogy a rácstávolságnál kisebb térskálájú folyamatokat is figyelembe vehessük, továbbá a rácstávolsággal összemérhető skálájú zaj és energia-felhalmozódást kontrolláljuk, a szélsébségre, a potenciális hőmérsékletre és a víztartalomra mindenhol alkalmazzuk a horizontális diffúziót. A legfelső szinten másodrendű (\tilde{N}^2), míg egyébként negyedrendű (\tilde{N}^4) diffúziót használ a modell. A diffúziós együtthatók a horizontális felbontástól és az időlépcsőtől függenek, ellentétben a HadCM3 globális modellel.

Alkalmazott felhőzet és csapadék parametrizációk

A/ Nagyskálájú csapadék

A modell a rétegenkénti felhőfedettség számításához, valamint a felhőzet víztartalmának meghatározásához egy adott rácspontban a telítési nedvességtartalomtól (q_c) indul ki, amelyet a teljes nedvességtartalom és a telítési gőznyomás különbségeként definiálhatunk. Feltételezzük, hogy a rácsméret alatti q_c eloszlás egy szimmetrikus háromszög függvénnyel (Smith, 1990) írható le. A modell a felhőképződés megindulását egy kritikus relatív nedvesség küszöb (RH_{crit}) túllépésével jellemzi. A felhőképződés megindul, ha a szóbanforgó háromdimenziós elemi rács nyolc rácsponti értékének átlaga nagyobb, mint az RH_{crit} küszöbérték. Az adott háromdimenziós elemi rácsdoboz felhőarányát (C) kvadratikusan spline eljárással közelítjük. Az RH_{crit} küszöbértéket minden elemi rácsdobozra, minden időlépcsőre meghatározza a modell annak érdekében, hogy a rácsméret alatti q_c eloszlás

változásainak hatását figyelembe vehessük. Ez a parametrizáció függ az adott rácsdoboz és a nyolc horizontális irányú szomszédos rácsdoboz q_c értékeinek szórásától, de független a földrajzi helytől, s az időtől. A modell a felhőrétegek mennyiségét a következő módon határozza meg: a rácsdobozt vertikálisan három egyenlő részre osztja, majd kiszámítja a rácsdobozon belül mindegyik szintre a felhőmennyiséget, s a három közül a maximumot tekinti a horizontális összegzés során.

A modell a felhőelemeket 0 °C felett cseppfolyósnak tekinti, -9 °C alatt jég halmazállapotúnak, s a kettő között vegyes halmazállapotúnak. A csapadékképződéshez szükséges folyékony víztartalom küszöbértéke a PRECIS regionális klímamodellben szárazföld felett $1 \cdot 10^{-3}\text{ kg/kg}$, míg az óceánok fölött $2 \cdot 10^{-5}\text{ kg/kg}$.

Réteges felhő bármely szinten képződhet, kivéve a 19. szintet, amely a sztratoszféra teteje. Rétegfelhőből származó nagyskálájú csapadék függ a felhő cseppfolyós és szilárd halmazállapotú részecskéinek arányától, azaz a nagyobb jégtartalommal rendelkező felhők esetében nagyobb hatékonyságú csapadékképződéssel számolhatunk. A modell a nagyskálájú csapadék parametrizációja során a párolgást is figyelembe veszi. A szárazföldi felszín feletti nagyskálájú csapadék mennyiségét a globális modelltől eltérően a regionális modell a számított érték 75%-ára csökkenti.

B/ Konvektív csapadék

A modell tömeg-fluxus konvekciós sémát (Gregory és Rowntree, 1990) használ explicit leáramlással (Gregory és Allen, 1991). Ez a séma tartalmazza a konvekció közvetlen hatását (a hő és a légnedvesség mellett) a momentumra is (Gregory et al., 1997). A kiindulási tömegfluxus empirikusan kapcsolódik a legalsó konvektív szint stabilitásához. A modell figyelembe veszi a konvektív mozgást végző részecskének a környező levegővel való keveredését, valamint a vizsgált légrézbe történő ki- és beáramlást is.

A konvektív csapadék halmazállapota nem változik meg, ha a hozzá kapcsolódó látens hő felszabadulás miatt a hőmérséklet fagypontra alá süllyed. Hasonlóan a nagyskálájú csapadék parametrizációjához, a konvektív csapadék párolgását is figyelembe veszi a modell. Szárazföldi környezetben a globális modellel ellentétben a PRECIS a konvektív csapadék mennyiségét a számított érték 65%-ára csökkenti. A csapadékképződéshez szükséges folyékony víztartalom küszöbértéke a PRECIS esetén szárazföld felett 2 g/kg , míg tengerek felett $0,4\text{ g/kg}$.

Alkalmazott sugárzási parametrizációk

A sugárzási séma tartalmazza a napsugárzás évszakos és napi menetét, kiszámítja a rövid- és a hosszuhullámú sugárzási fluxusokat, melyek függenek a hőmérséklettől, a vízgőztartalomtól, az ozon és a szén-dioxid koncentrációtól, a felhőzettől (a modell a cseppfolyós és szilárd halmazállapotú részecskéket külön kezeli), valamint négy üvegházhatású gáz koncentrációjától (N_2O , CH_4 , CFC-11 és CFC-12). A számításokban hat rövid és nyolc hosszú hullámhosszú sáv szerepel.

A felhőzeti szintek átfedéseit az ún. maximum-random átfedési eljárással számítja a modell, ami szerint maximális az átfedettség, amennyiben összefüggő felhőtakaró jellemzi a különböző vertikális szinteket. A nem összefüggő felhőrétegek átfedése pedig véletlenszerű. A modell megkülönbözteti a konvektív és a nagyskálájú (réteges) felhők maximum-random átfedését, s így veszi figyelembe a konvektív felhőzet különböző szintjei között fennálló vertikális egybefüggést.

A PRECIS sugárzási parametrizációja a HadCM3 globális modellel ellentétben figyelembe veszi a zivatarfelhők vertikális („üllő” jellegű) szerkezetét, ha azok felső része eléri az 500 hPa -os szintet. Ebben az esetben a modell úgy tekinti, hogy a mélykonvekció során a konvektív felhő mennyisége a magassággal változik: a felhőalaptól a fagyási szintig csökken (ez reprezentálja a konvektív felhőtornyot), majd a fagyási szinttől a felhőtetőig lineárisan növekszik (ez reprezentálja a felhő üllő részét). Erre azért van szükség, mert a sugárzási séma önmagában nem tudja leírni a konvektív csapadékokat.

A parametrizáció a felhőcseppek effektív sugarát a felhő víztartalmának és a felhőcseppek számának függvényeként írja le (Martin et al., 1994). A felhőcseppek száma pedig a szulfát-aeroszol mennyiségétől függ. A szulfát-aeroszokok befolyásolják a modell sugárzási egyenlegét a bejövő sugárzás szórásán és elnyelésén keresztül (ez a közvetlen hatás), valamint a felhőzet albedójának megváltozásával (ez az első közvetett hatás). Ezeket a hatásokat a globális modelltől eltérően a PRECIS figyelembe veszi. A második közvetett hatás a felhők élettartamával kapcsolatos, melyet még a regionális modell sem vesz figyelembe. A modell a közvetlen hatást a Mie-elmélet felhasználásával az Aitken- és a szulfát-aeroszokokra külön számítja. Az első közvetett (vagy Twomey-féle) hatás abból származik,

hogy a szulfát-aeroszolok felhőképző magvak is egyben, s a növekvő mennyiségű felhőképző magvak növekvő számú felhőcseppeketeredményeznek, mivel a felhőcseppek számát az aeroszolrészecskék koncentrációjából (Jones et al., 1994) határozza meg a modell. Ennek következtében csökken a felhőcseppek átlagos effektív sugara, ami pedig a felhő albedójának növekedését okozza, hiszen az olyan felhők, amelyek kisebb cseppekből állnak, a napsugárzás nagyobb részét verik vissza.

A határreteg, a felszíni kicserélődésre és a szárazföldi felszínre alkalmazott fizikai parametrizációk

A határreteg a modell legalsó öt szintjét foglalhatja magába. A PRECIS modell a konzervatív termodinamikai változók és a momentum vertikális keveredésének számításához Smith (1990) elsőrendű turbulens keveredési sémáját használja. Szárazföldek felett a felszíni karakterisztikák (például a vegetáció vagy a talajtípus) a felszínforma szerint kerül meghatározásra, míg tengerek felett az érdességi paramétert a helyi szélsébségből (Charnock, 1955) számítja ki a modell (szélcsend esetén minimális az érdesség, értéke 10^{-4} m). A felszíni fluxusok számításakor a részleges tengerjég borítottság megengedett.

Szárazföldi felszín esetén az ún. MOSES-sémát (Met Office Surface Exchange Scheme, Cox et al., 1999) alkalmazza a modell. E szerint a talajmodell reprezentálja a talaj termodinamikáját és hidrológiáját, amihez négy talajrétegben veszi figyelembe a hőmérsékletet és a nedvességet. A séma tartalmazza mind a talajvíz halmazállapot-változásának hatását, mind a jég és a víz hatását a talaj termikus és hidraulikus tulajdonságaira. A modellben megjelenő talajrétegek vastagsága a felszíntől számítva 10 cm, 25 cm, 65 cm és 200 cm. Ezek a talajréteg-vastagságok úgy lettek meghatározva, hogy mind az évszakos, mind a napi meneteket a lehető legkisebb torzítással írja le a modell. A felszíni albedó függ a hóvastagságtól, a növényzet típusától és a hó- vagy jégfelszín fölötti hőmérséklettől. A globális modellben használt MOSES-sémához képest a PRECIS modellben alkalmazott verzió a növényzettel borított talajfelszínnek esetén figyelembe veszi a beérkező sugárzás mélyebb talajrétegekbe jutását.

Gravitációs hullám ellenállásra alkalmazott fizikai parametrizációk

A szabad légkörben a momentum-komponensekre alkalmazza a modell a határretegeknél fellépő gravitációs hullám ellenállást. Ehhez a parametrizáció egyrészt a rácshálózatnál kisebb térszkálájú orografikus varianciamezőt használ, másrészt a légoszlopon belül magasságtól függő vertikális stabilitási profilt (Palmer et al., 1986). A séma alapvető lépései: a felszíni kényszer meghatározása, valamint továbbterjedésének modellezése a légoszloponban. Ez a hidrosztatikus felszíni kényszer egyebek között függ a rácshálózatnál finomabb léptékű domborzat anizotrópia-fokától és a Froude-számtól (amely a momentum átvitelnél használt dimenzió nélküli paraméter).

A modell a számítások során csak azt a légtömeget veszi figyelembe, amely a hegyek fölött kel át, és elhanyagolja azt a légtömeget, amely az orografikus akadályt megkerüli. További tulajdonsága a sémának, hogy figyelembe veszi a lee oldali hullámok keletkezésekor fellépő nem-hidrosztatikus felszíni kényszert is.

6.2.4. A PRECIS szimuláció validációja

Vizsgálataink során a PRECIS regionális modell 1.8. verzióját (Wilson et al., 2010) alkalmaztuk. A kezdeti- és peremfeltételeket egyrészt az ERA40 (1961–1990), másrészt a HadAM3P globális klímamodell (1961–1990, 2071–2100 A2 és B2 scenárió), illetve a HadCM3 globális klímamodell (1951–2100, A1B scenárió) szolgáltatotta hat órás időlépcsővel. Modelfuttatásainkat Közép-Kelet-Európára, egy 123×96 rácspontból álló rácshálózatra végeztük (6.12. ábra), mely térség sarokpontjai a következők:

ÉNy: 53,39°É, 2,27°K

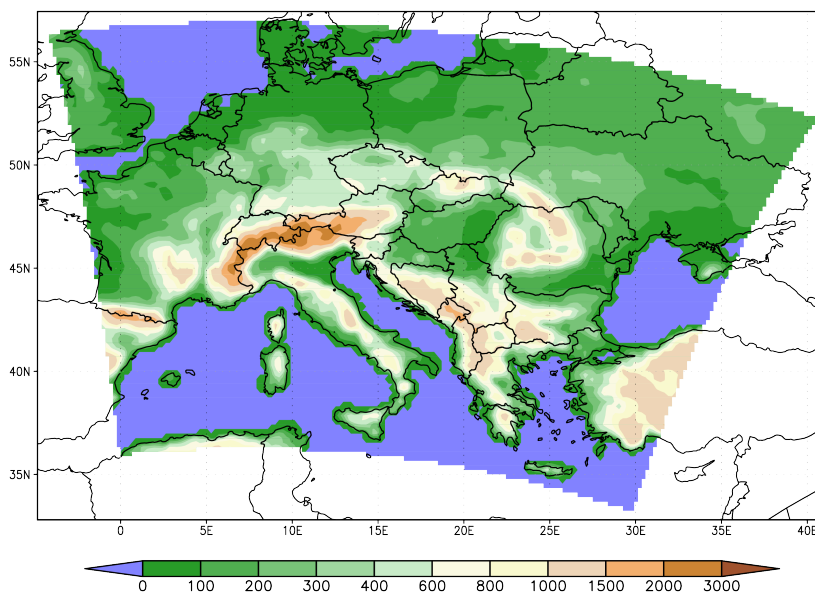
DNy: 39,57°É, 3,83°K

ÉK: 50,27°É, 34,38°K

DK: 37,20°É, 27,94°K

A regionális modell által alkalmazott horizontális felbontás $0,22^\circ$, az integrálási időlépcső pedig 5 perc. Az eredményeket napi felbontásban állnak rendelkezésre összesen 173 különböző meteorológiai és éghajlati változóra.

A PRECIS modell felpörgési ideje 2 év, ezért a szimulációs futtatás első két évét nem vettük figyelembe az elemzések során.

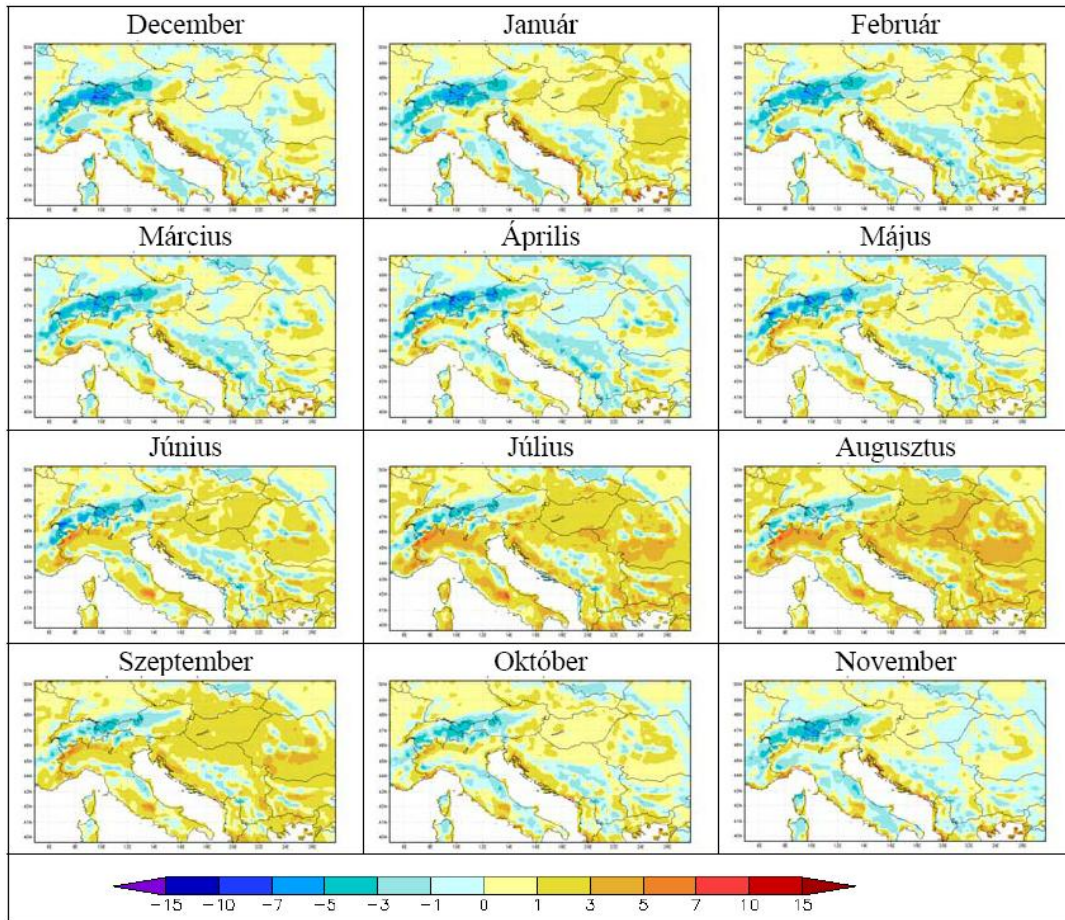


6.12. ábra. A PRECIS modell integrálási tartománya.

A validáláshoz az ERA-40 meghajtású modellfuttatás eredményeit a CRU (New et al., 1999) idősorokkal vetettük össze. Havi, évszakos és éves felbontásban egyaránt elvégeztük az összehasonlítást a középhőmérsékletre és a csapadékösszegre vonatkozóan.

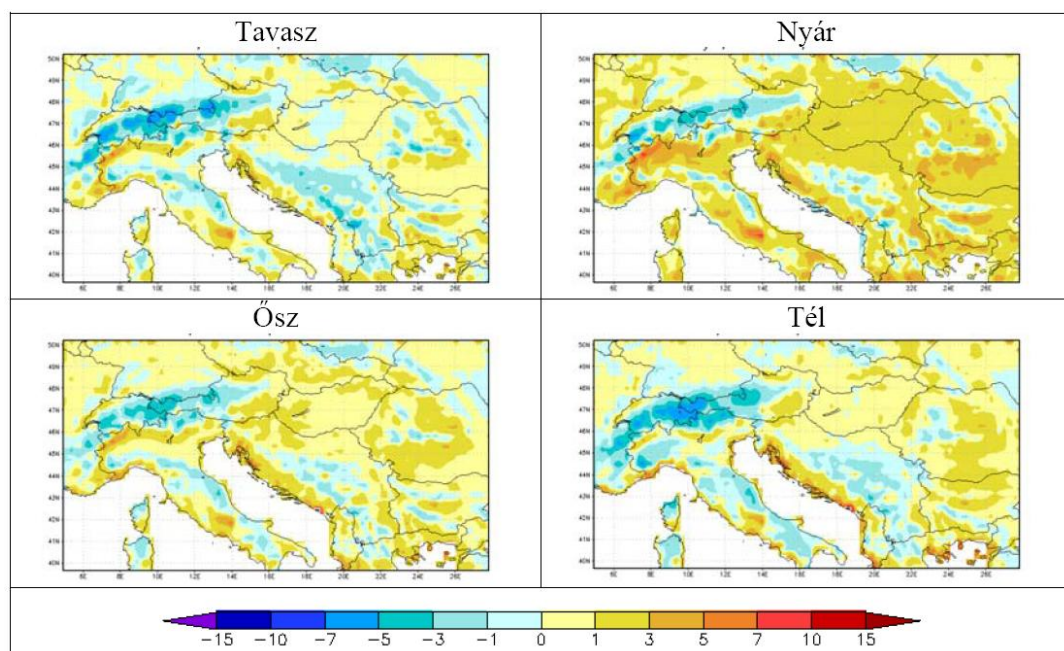
6.2.4.1. A szimulált hőmérséklet validációja

A 6.13. ábrán mutatjuk be a napi középhőmérséklet 30 éves havi átlagaiban jelentkező eltéréseket. A havi eltérés-térképeket vizsgálva szembetűnő a jelentős mértékű alulbecslés az Alpok térségben, mely általában nem haladja meg az 5 °C-ot. Magyarország területén nagyon jó egyezést találhatunk, általában a kis mértékű (kevesebb, mint 3 °C-os) felülbecslés dominál. Április hónapban csekély mértékű alulbecslést figyelhetünk meg, mely nem haladja meg az 1 °C-ot. Nagy mértékű felülbecslés a nyári (főként július-augusztus) hónapokban figyelhető meg a dél-európai régióban.



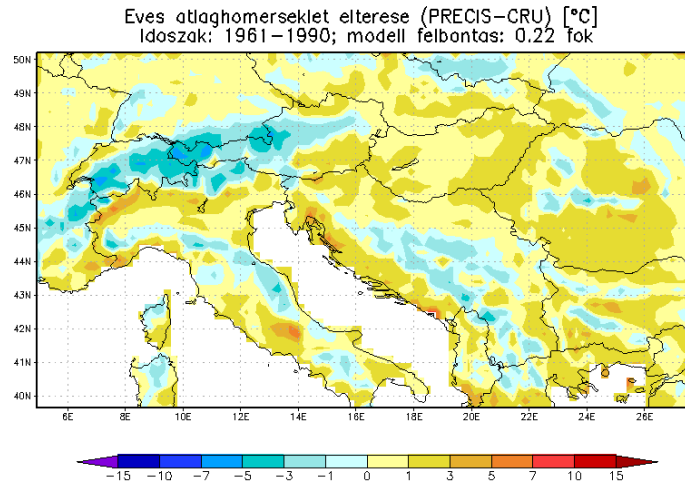
6.13. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis havi átlaghőmérsékleteinek eltérése ($^{\circ}\text{C}$) a referencia időszakban, 1961–1990.

Az évszakos átlagos eltéréseket tartalmazó térképeket a teljes 30 éves időszakra a 6.14. a–d ábrán mutatjuk be. A térképek alapján nyáron találtuk a legnagyobb ($3\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot nem meghaladó mértékű) eltéréseket a PRECIS szimulációk és a CRU idősorok között. A legnagyobb felülbecslés az 1961–1970 évtizedben jellemzi a PRECIS eredményeket.



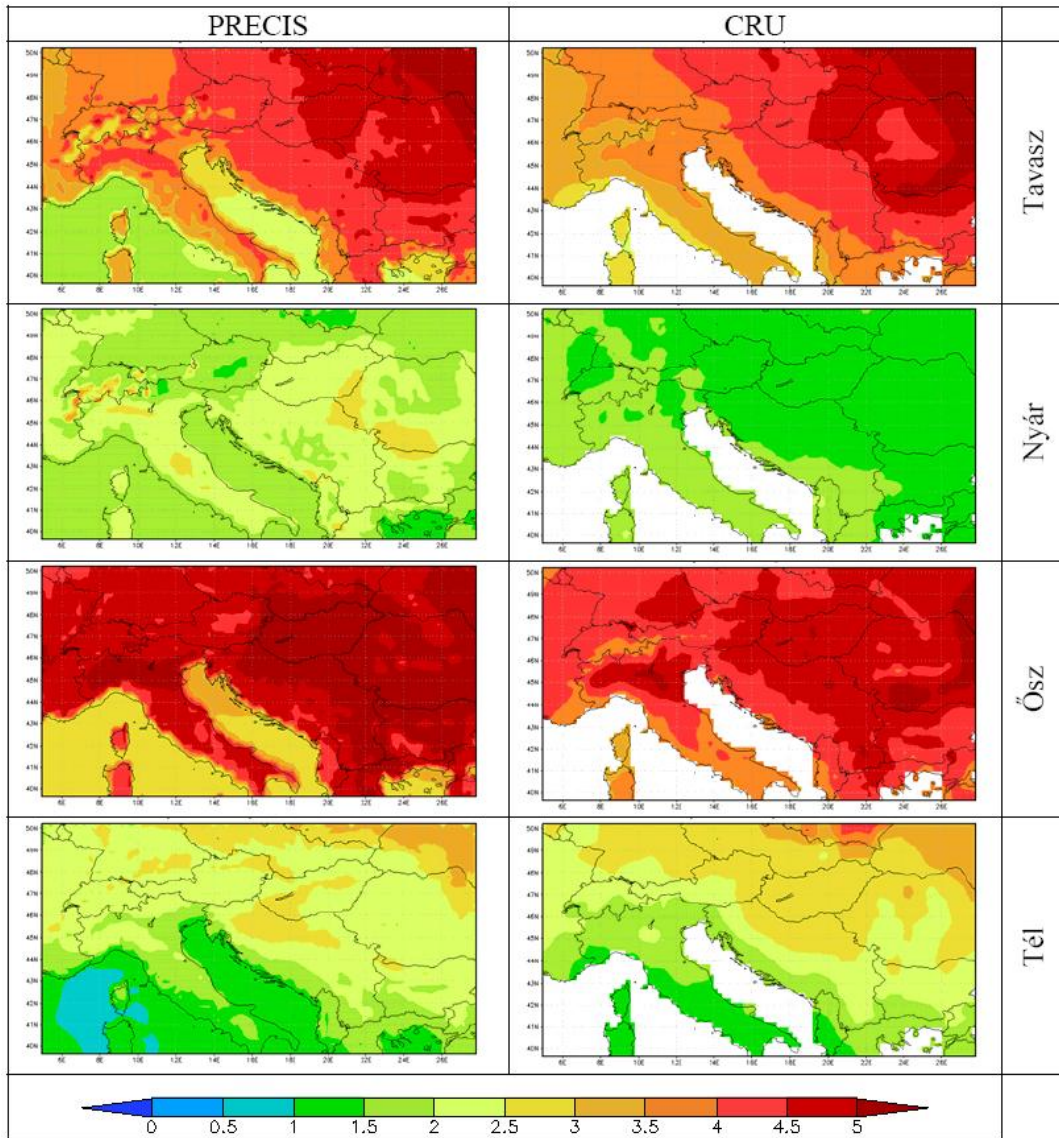
6.14. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis évszakos átlaghőmérsékleteinek eltérése (°C) a referencia időszakban, 1961–1990.

A teljes 30 éves időszakra az évi átlaghőmérsékletek eltéréseit a 6.15. ábrán láthatjuk. A referencia időszak egészére Magyarország területére 0–3 °C közötti a PRECIS modellszimuláció felülbecslésének mértéke. A felülbecslés csak az 1961–1970 közötti időszakban haladja meg az 1 °C-ot az ország nagy részén, a teljes referencia időszak másik két évtizedében (1971–1980 és 1981–1990 között) jellemzően 1 °C alatt van.



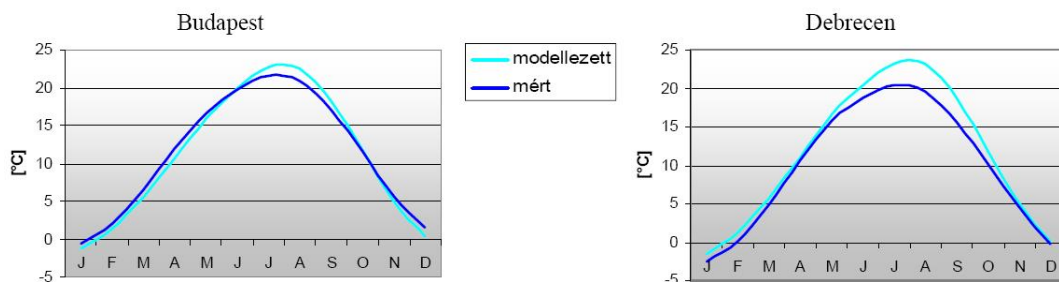
6.15. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis éves átlaghőmérsékletének eltérése (°C) a referencia időszakban, 1961–1990.

A PRECIS-szimulációk és a CRU adatbázis napi középhőmérsékleteinek évszakos szórása látható a 6.16. ábrán. Akár az egész térséget, akár csak Magyarországot tekintjük, a legnagyobb szórásértékek mindkét idősor esetén az átmeneti évszakokban jelennek meg, míg a nyár és a tél során sokkal kisebbek. Jelentős eltérés nincs a két idősorból kapott mezők szerkezetében, s a szórásértékek is hasonló nagyságúak. Magyarország területén a szórásértékek tavasszal közel azonosak, míg a többi évszakban – nagyon kis mértékben – magasabbak.



6.16. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis havi átlaghőmérsékleteinek évszakos szórása (°C) a referencia időszakban, 1961–1990.

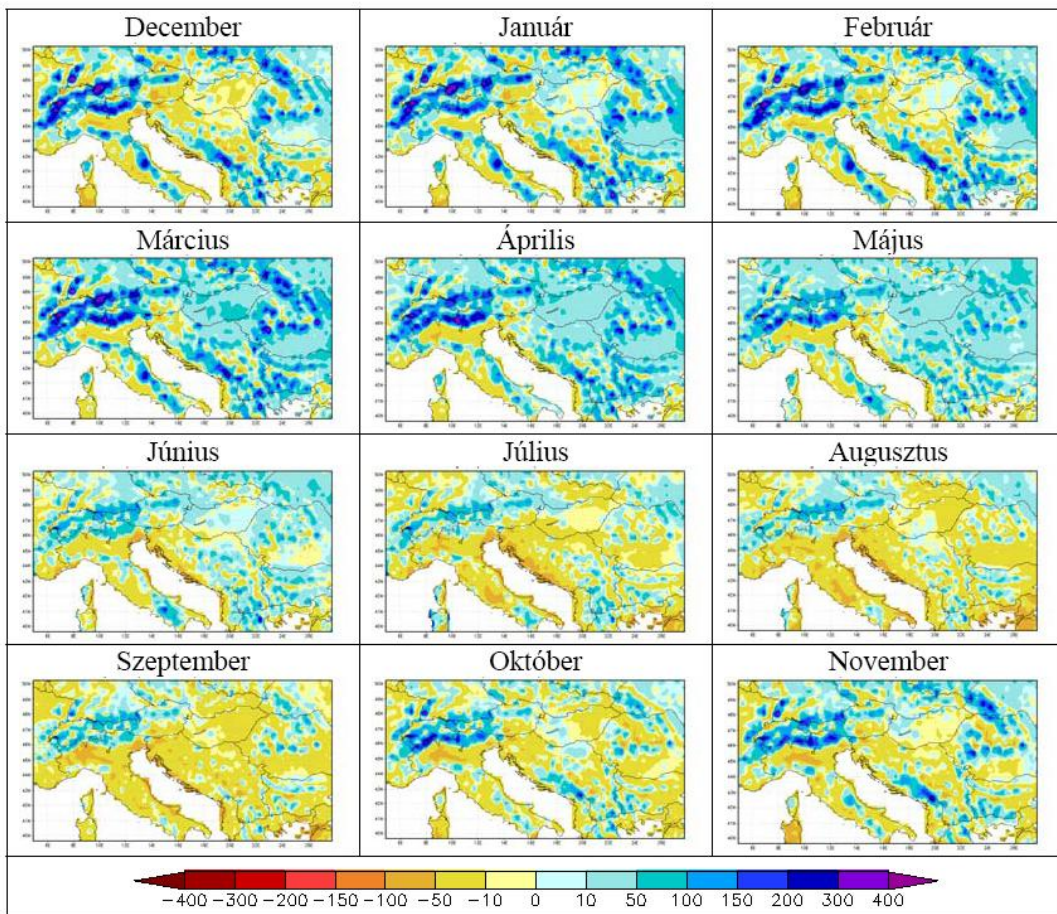
A szimulált és a mért havi középhőmérsékletek eltéréseit két állomás (Budapest és Debrecen) esetén hasonlítottuk össze (6.17. ábra). Mivel egy 25 km-es (0,22°) rácson adja meg a PRECIS modell az outputokat, ezért a kiválasztott két állomás mért idősorát csak a hozzájuk egyenként legközelebbi rácsponti időszorral tudtuk összevetni. A grafikonokon jól látszik, hogy szisztematikus, illetve jelentős hiba nincs. A nyári időszakban (különösen Debrecen körzetében) az eltérések kicsit nagyobbak (maximum kb. 3°C augusztusban), mely egyértelműen magyarázható azzal, hogy nem állt módunkban az állomás nagyobb körzetének figyelembe vétele a mért idősorok esetén, s így a város és az őt reprezentáló PRECIS-beli rácspont távolsága akár 12 km-es is lehet.



6.17. ábra. A PRECIS által szimulált hőmérsékleti idősorokból számolt átlagos havi középhőmérséklet összehasonlítása a budapesti, illetve a debreceni mérések alapján meghatározott értékekkel, 1961–1990.

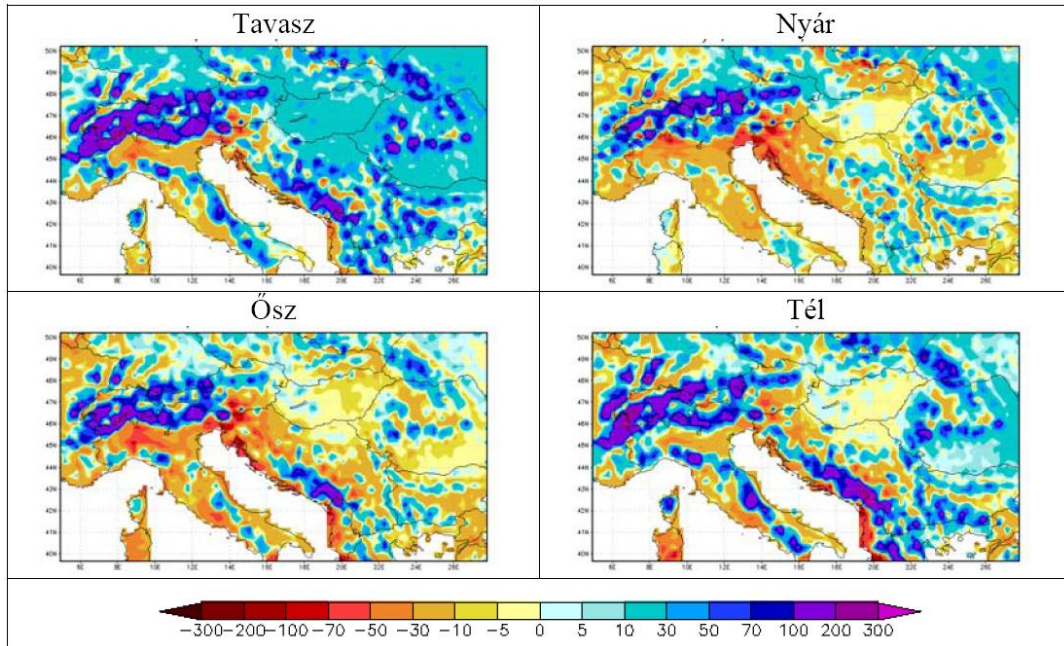
6.2.4.2. A szimulált csapadék validációja

A hőmérsékleti elemzéshez hasonló szerkezetben mutatjuk be a csapadékösszegre vonatkozó eredményeinket. Ennek megfelelően a 6.18. ábrán a PRECIS és a CRU adatbázis alapján számított havi átlagos csapadékösszegek százalékban kifejezett eltéréseit láthatjuk a referencia időszakra vonatkozóan. A teljes régióban a téli és tavaszi hónapokban a PRECIS modell általában felülbecsli a CRU adatbázisból származó értékeket, míg nyáron és ősszel az alulbecslés dominál. Ha csak Magyarország térségét tekintjük, akkor március-április-május-június hónapban a PRECIS felülbecsli, július-augusztus-szeptember és január hónapban alulbecsli a CRU adatokat. Ennek ellenére egyik hónap eltéréseinek mértéke sem jelentős, s meg sem közelíti az Alpok-Kárpátok hegyvonulataira jellemző nagy felülbecsléseket.

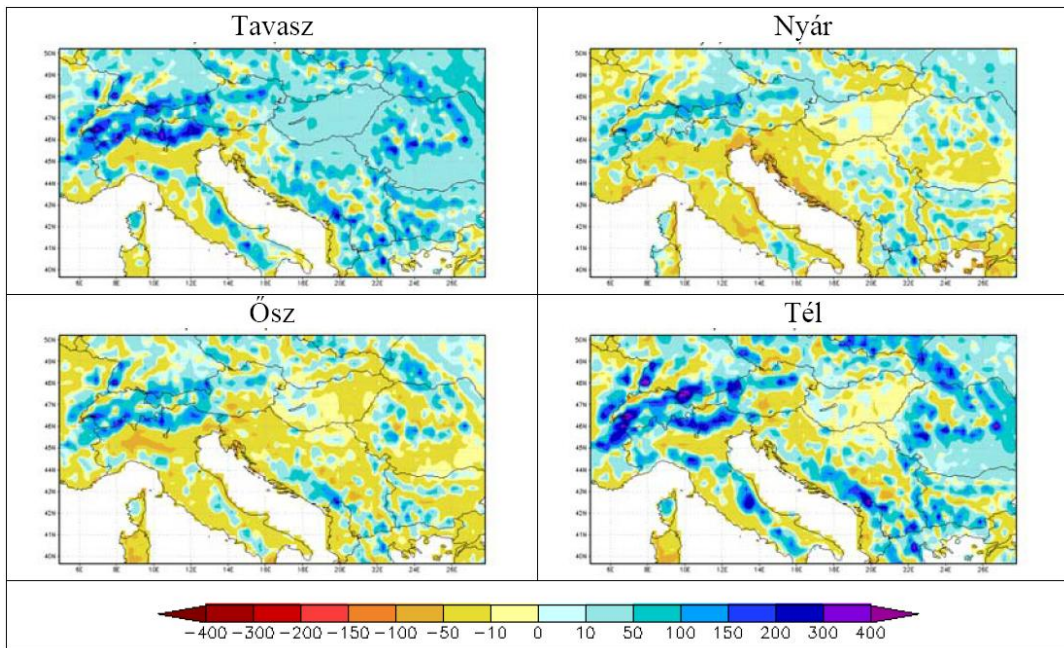


6.18. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis havi átlagos csapadékösszegek eltérése (%-ban kifejezve) a referencia időszakban, 1961–1990.

Annak érdekében, hogy a szimulált és a CRU-adatbázis csapadékezőiben jelentkező eltéréseket pontosabban tudjuk értékelni, az évszakos összehasonlításokat a teljes referencia időszakra mm-ben (6.19. ábra) és százalékban (6.20. ábra) kifejezve is bemutatjuk. Magyarországon csak tavasszal figyelhetünk meg felülbecslést, a többi három évszakban csak kis mértékű alul- és felülbecslés fordult elő (s inkább az alulbecslés dominál az ország területén). Az 1971–1980 évtizedben a legjelentősebb a PRECIS modell felülbecslése mind az egész régióban, mind Magyarországon területén.

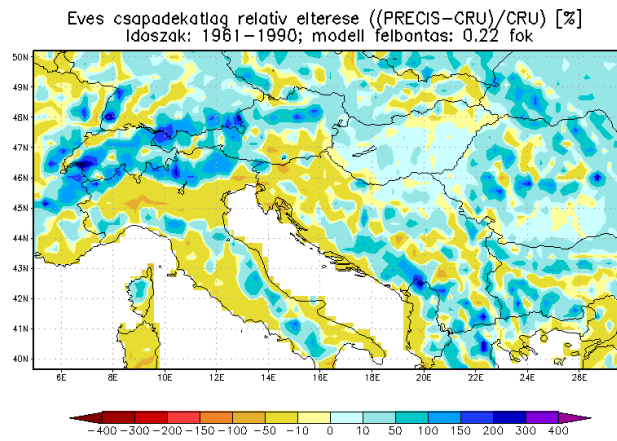


6.19. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis évszakos átlagos csapadékösszegeinek eltérése (mm-ben kifejezve) a referencia időszakban, 1961–1990.



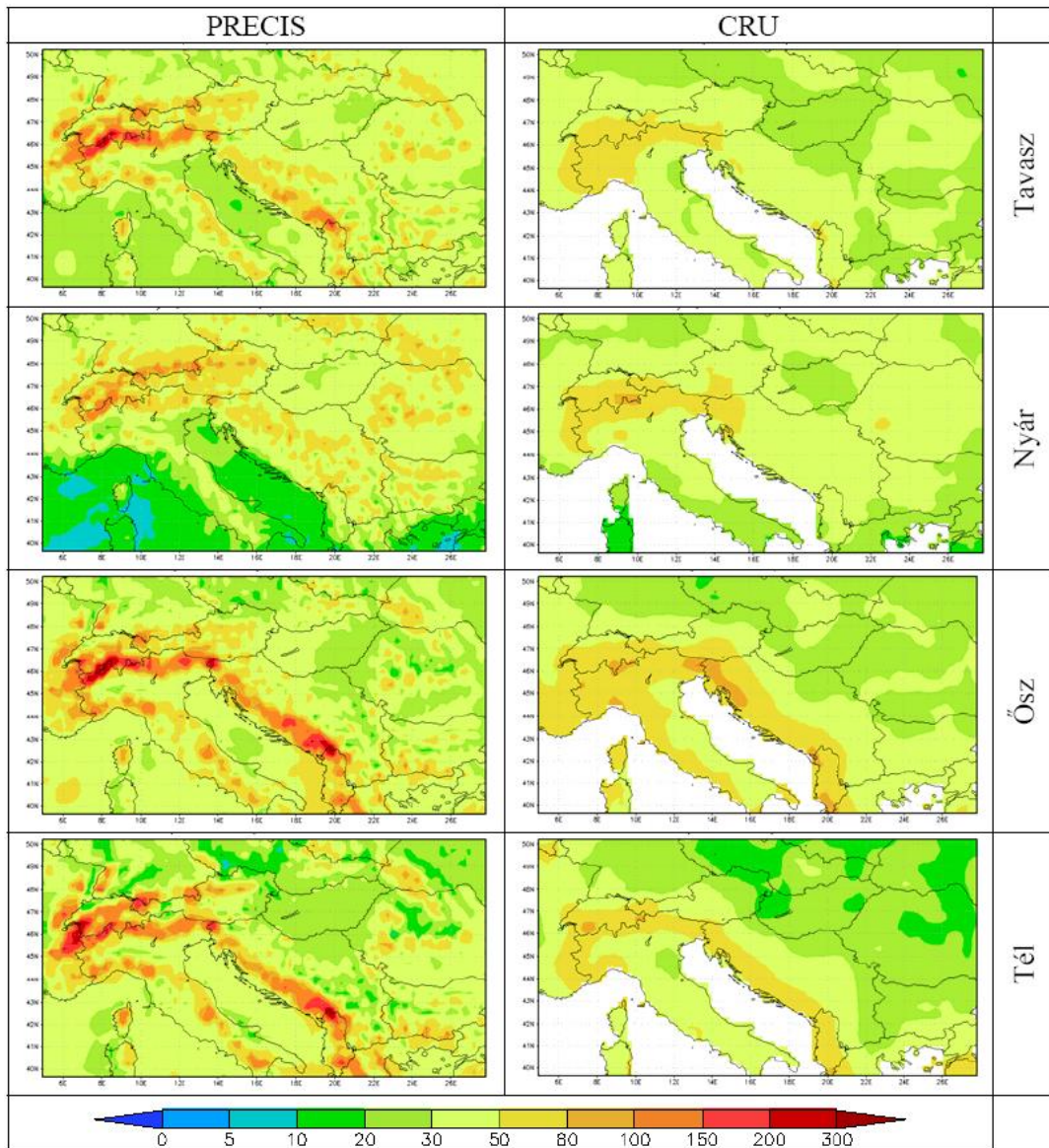
6.20. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis évszakos átlagos csapadékösszegeinek eltérése (%-ban kifejezve) a referencia időszakban, 1961–1990.

A teljes referencia időszakra láthatjuk a szimulált és a CRU-adatsorból származó éves átlagos csapadékösszegek százalékos eltéréseit a 6.21. ábrán. Hasonlóan a havi és az évszakos eltérés-mezőkhöz, itt is jól kirajzolódnak a hegyvonulatok, ahol jelentősebb felülbecslést tapasztalunk. Magyarországon egyedül az 1981–1990 évtizedben kaptunk 0–10%-os mértékű alulbecslést, egyébként 0–10%-os, csekély mértékű felülbecslés jellemző.



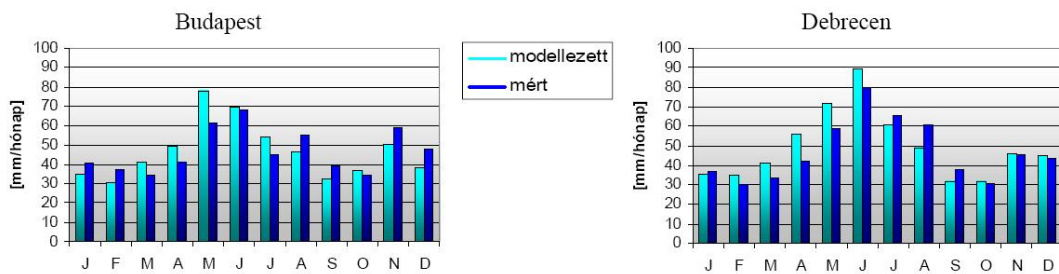
6.21. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis éves átlagos csapadékösszegeinek eltérése (%-ban kifejezve) a referencia időszakban, 1961–1990.

A 6.22. ábrán a PRECIS szimulációkból, illetve a CRU adatbázisból származó havi csapadékösszegek évszakos szórásmezőinek összehasonlítása látható. A hegyvidékek térségében a PRECIS esetén nagyobb szórásértékeket kaptunk, mint a CRU alapján. Magyarországon valamelyest nagyobb a szórás a szimulált mezőkben a CRU adatokhoz viszonyítva.



6.22. ábra. A PRECIS és a CRU adatbázis havi átlagos csapadékösszegeinek évszakos szórása (mm-ben kifejezve) a referencia időszakban, 1961–1990.

A hőmérséklethez hasonlóan a szimulált havi csapadékösszegeket is összehasonlítottuk a mért értékekkel. Ismét Budapest és Debrecen állomási adatait vetettük össze a hozzájuk legközelebb eső rácspontra modellezett időszorral a referencia időszakban. A 6.23. ábra oszlopdiagramjai alapján levonhatjuk azt a következtetést, hogy a tavaszi és nyár eleji hónapokban a PRECIS felülbecsli a méréseket, míg a nyár végi, ősz eleji hónapokban alulbecsli azokat. Ez jó egyezést mutat a térképes formátumban eddig már bemutatott CRU összehasonlításokkal.



6.23. ábra. A PRECIS által szimulált csapadékidősorokból számolt átlagos havi csapadékösszeg összehasonlítása a budapesti, illetve a debreceni mérések alapján meghatározott értékekkel, 1961–1990.

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Mi az alapja a dinamikai leskalázásnak?
2. Milyen fő módszereket alkalmaznak a dinamikai leskalázáskor?
3. Mekkora hibák jellemzők a hazai havi középhőmérsékletekben az 1961–1990 időszakra vonatkozó, ERA-40 által meghajtott RCM-szimulációk esetén az E-OBS adatbázishoz viszonyítva?
4. Mekkora hibák jellemzők a hazai havi csapadékösszegekben az 1961–1990 időszakra vonatkozó, ERA-40 által meghajtott RCM-szimulációk esetén az E-OBS adatbázishoz viszonyítva?
5. Mutassa be a PRECIS modell légköri dinamikai alapjait!
6. Mutassa be a PRECIS modellben alkalmazott felhőzet és csapadék parametrizációkat!
7. Mutassa be a PRECIS modellben alkalmazott sugárzási parametrizációkat!
8. Mutassa be a PRECIS modellben a határreteg, a felszíni kicserélődésre és a szárazföldi felszínre alkalmazott fizikai parametrizációkat!
9. Foglalja össze a PRECIS-modellszimulációk 1961–1990 időszakra vonatkozó hőmérsékleti validációját a Közép-Európai térségre!
10. Foglalja össze a PRECIS-modellszimulációk 1961–1990 időszakra vonatkozó csapadék validációját a Közép-Európai térségre!

7. fejezet - Várható globális tendenciák

Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) I. Munkacsoportja foglalkozik az éghajlati rendszerrel összefüggő megfigyelési adatok rendszerezésén és elemzésén, az eddig észlelt változások nyomkövetésén 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 a 4. 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.

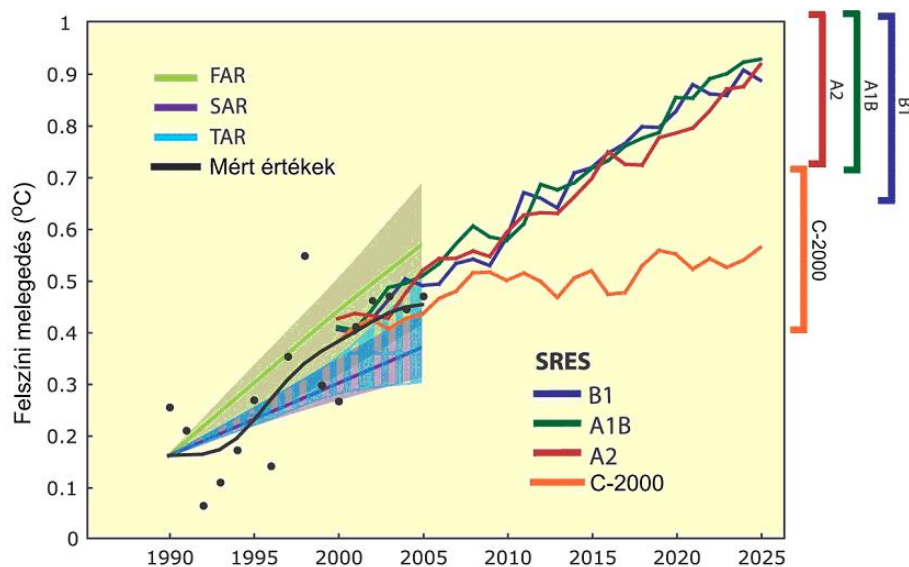
Napjainkban a globális éghajlati modellek már megbízhatóan visszaadják a nagytérségű folyamatok átlagos viselkedését, így viszonylag pontosan leírják a múlt éghajlatát, illetve a klimatikus viszonyok jövőben várható alakulását. Természetesen az éghajlat globális jellemzése nélkülözhetetlen, de nem elégséges 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.

7.1. 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, 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 válaszreakcióhoz. 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 7.1. ábrán látható. A mért hőmérsékletértékek 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).



7.1. ábra. Az átlagos globális felmelegedés mértéke 1990–2025 között: a modellezett és a mért értékek összehasonlítása (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure TS.26. Cambridge University Press

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 $0,1\text{ °C/évtized}$ melegedést okoz az elkövetkező néhány évtizedben, ha a vulkanikus aktivitás hatásától és a naptevékenység változásától eltekintünk. Közel kétszer ekkora melegedés ($0,2\text{ °C/évtized}$) 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.

A 2000–2020 időszakra vonatkozó AOGCM futtatások SRES A1B forgatókönyvhöz tartozó ensemble eredményeit tekintve a világóceán hőtágulásának mértéke várhatóan $1,3 \pm 0,7\text{ cm/évtized}$ 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 ($1,6 \pm 0,6\text{ cm/évtized}$).

7.2. 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.

7.2.1. 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 (7.1. táblázat), a tényleges melegedés mértéke természetesen az aktuális kibocsátások függvényében alakul majd.

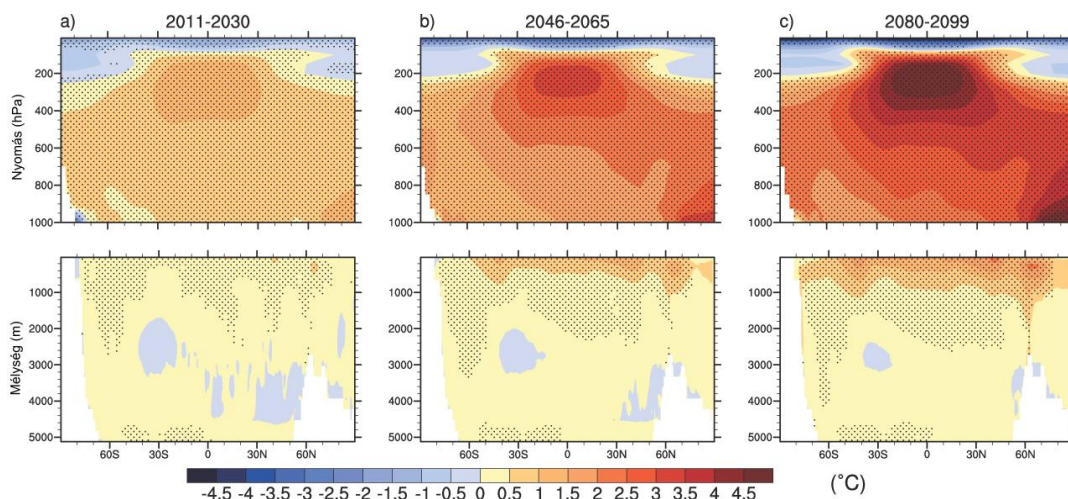
Forgatókönyv	Hőmérséklet változása (a 2090–2099 időszakban 1980–1999-hez viszonyítva)		Tengerszint emelkedése (a 2090–2099 időszakban 1980–1999-hez viszonyítva)
	Legvalószínűbb érték	Bizonytalansági tartomány	Valószínű tartomány (a jégáram esetleges hirtelen jövőbeli változásai nélkül)
C-2000	0,6 °C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

7.1. 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 korábbinál részletesebb „éghajlat – szénkörforgalom” 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 7.2. 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.



7.2. ábra. Az átlagos zonális hőmérséklet-változás vertikális metszete három XXI. századi időszak során (Forrás: IPCC, 2007a). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.7. Cambridge University Press*

A légkör zonálisan átlagolt hőmérsékletének maximális növekedése a felső-troposzférában várható, míg a sztratoszférában a hőmérséklet csökkenését jelezték előre. A felső-troposzféra 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 választ. 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.

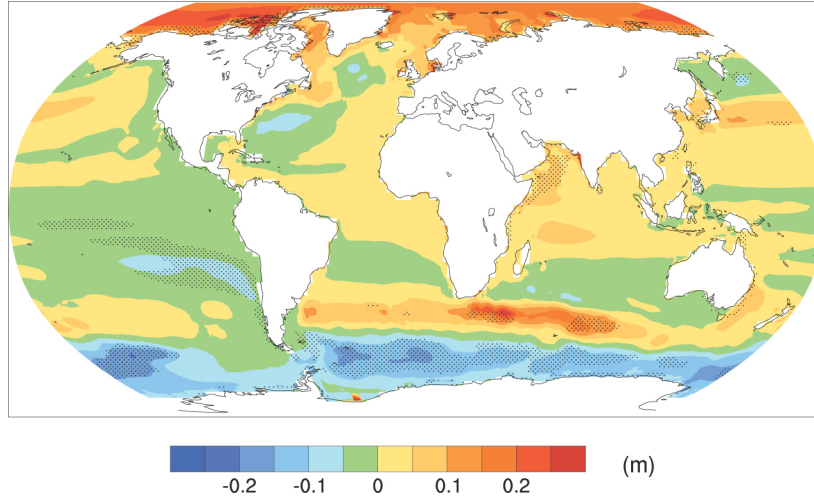
7.2.2. Átlagos globális tengerszint

A globálisan átlagolt tengerszint (1980–1999 időszak átlagához viszonyított) emelkedésének a XXI. század végére vonatkozó előrejelzéseit ugyancsak a 7.1. táblázat foglalja össze. A legfontosabb eredményeket áttekintve elmondható, hogy a hőtágulás a teljes tengerszint-emelkedés 70-75%-át adja 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 7.1. 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 ismert 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 7.3. 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.



7.3. ábra. A XXI. század végére várható átlagos tengerszint-emelkedés térbeli szerkezete (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.32. Cambridge University Press

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 keresztülhúzó – 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.

7.2.3. 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).

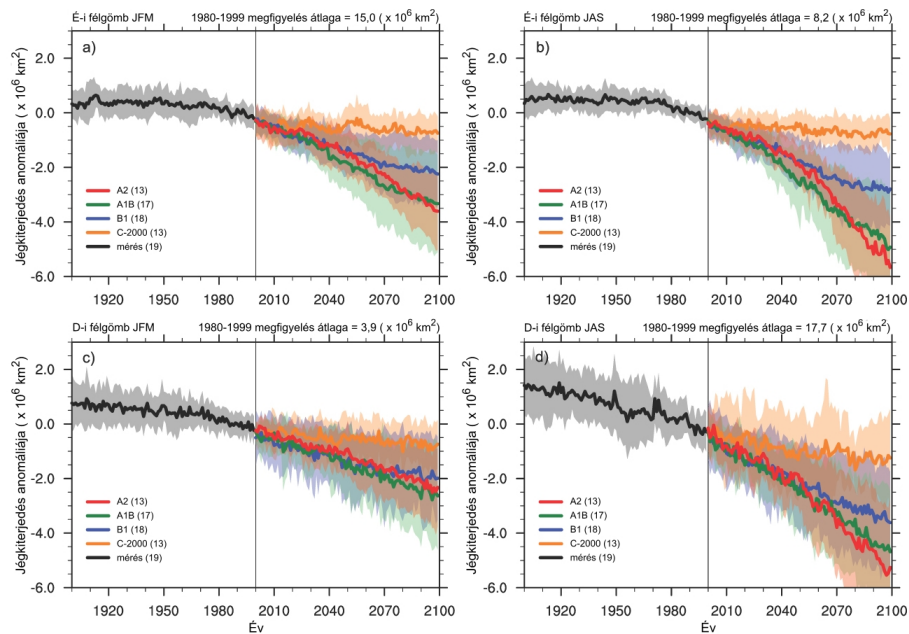
Ezzel ellentétes folyamatként azonban előfordulhat, hogy mégis jégtömegvesztés lép fel, ha a gleccserek áramlási rendszerének dinamikája megváltozik, s a jégáramlás az antarktisi jégtakaró tömegmérlegének meghatározó elemévé válik. A jég mozgásával összefüggő változások következményeként nem csupán az 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 sugallják, hogy az egyre nagyobb mennyiségben megolvadt víz csatlakozik a jégréteg alatt kialakuló áramlási rendszerhez, s mint egy futószalag, felgyorsítja a gleccserek mozgását.

Az ismertetett 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, 7.1. 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 7.4. ábra a tengeri jég északi (fent) és déli (lent) féltekére 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 tüntették 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.



7.4. ábra. A tengeri jég kiterjedésének anomáliái 1900–2100 között, referencia időszak: 1980–1999 (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.13. Cambridge University Press

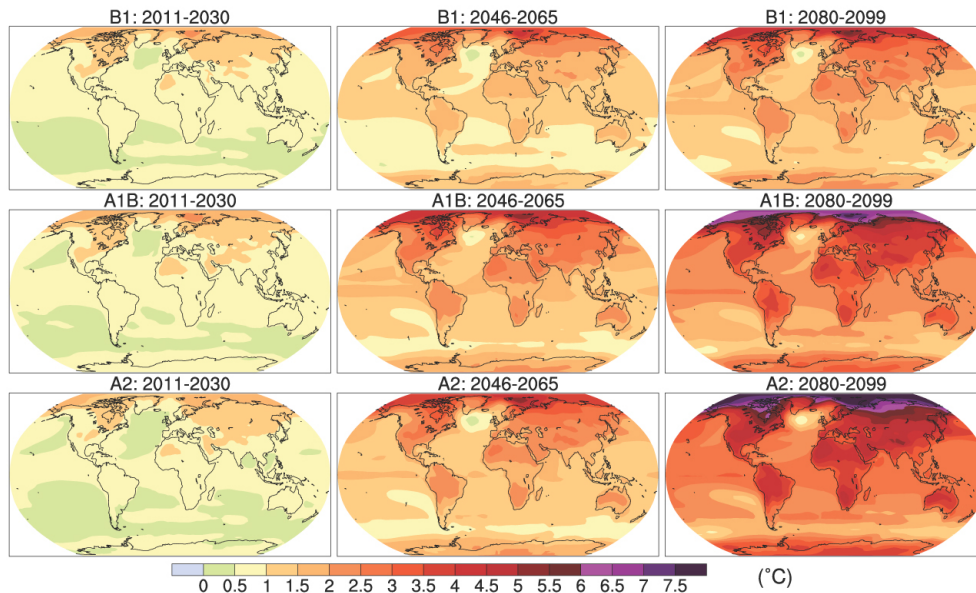
Gregory et al. (2002) vizsgálati kimutatták, hogy az Északi-sarkvidék jégtakarójának tömege nagyobb mértékben csökken, mint területe. Különböző modelleredmények összehasonlításából az is kiderült, hogy az Antarktisz tengeri

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.

7.2.4. 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.

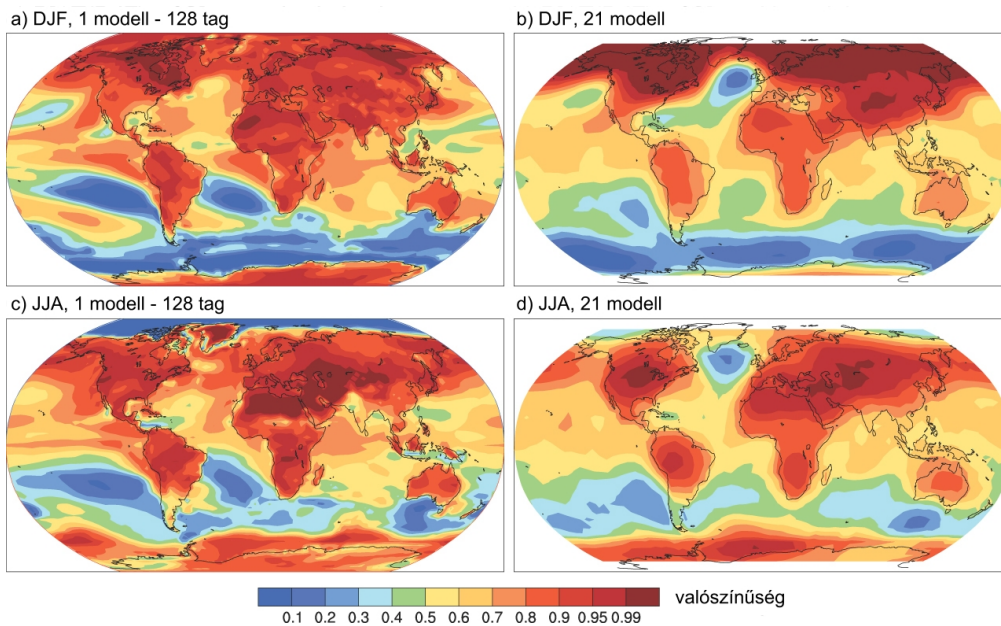


7.5. ábra. A felszínközeli átlaghőmérséklet becsült térbeli eloszlása, referencia időszak: 1980–1999 (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.8. Cambridge University Press

A 7.5. 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 csapadékból 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

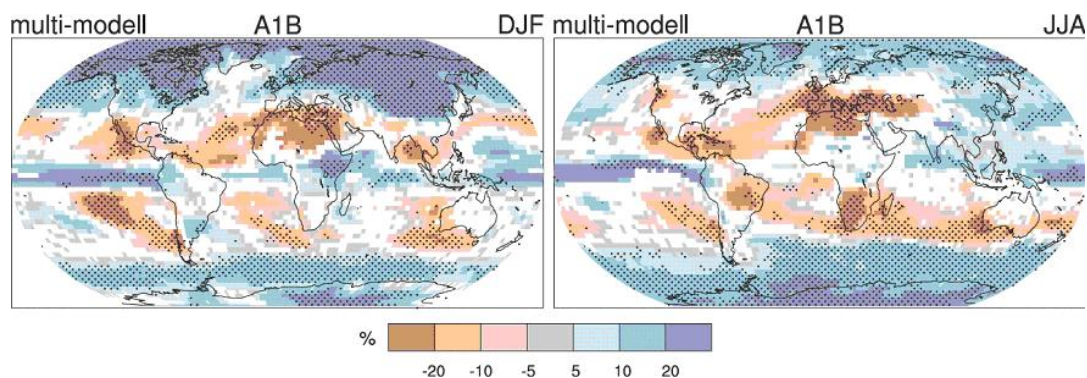
az Észak-Atlanti-óceán területeit és Európát is, annak ellenére, hogy a legtöbb modell a meridionális körforgás (MOC) lassulását prognosztizálja az üvegházhatású gázok megnövekedett légköri koncentrációjának köszönhetően.

A XXI. század végére (2080–2099) előrejelzett (az 1980–1999 időszak átlagához viszonyított) 2 °C-nál nagyobb hőmérséklet-emelkedés valószínűségének területi eloszlását a 7.6. 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 nagyskálájú jellemzői jó egyezést mutatnak. A legmagasabb (80%-nál nagyobb) értékek a szárazföldrök felett és a téli félgömb magasabb szélességein találhatók. 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.



7.6. ábra. A 2 °C-nál nagyobb hőmérséklet-emelkedés (2080–2099) valószínűségének térbeli eloszlása, referencia időszak: 1980–1999 (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.30. Cambridge University Press

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 eltérésének globális eloszlását a 7.7. 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.



7.7. ábra. A lehullott csapadékmennyiség legvalószínűbb értékének (2090–2099) területi eloszlása, referencia időszak: 1990–1999 (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 3.3. IPCC, Geneva, Switzerland.

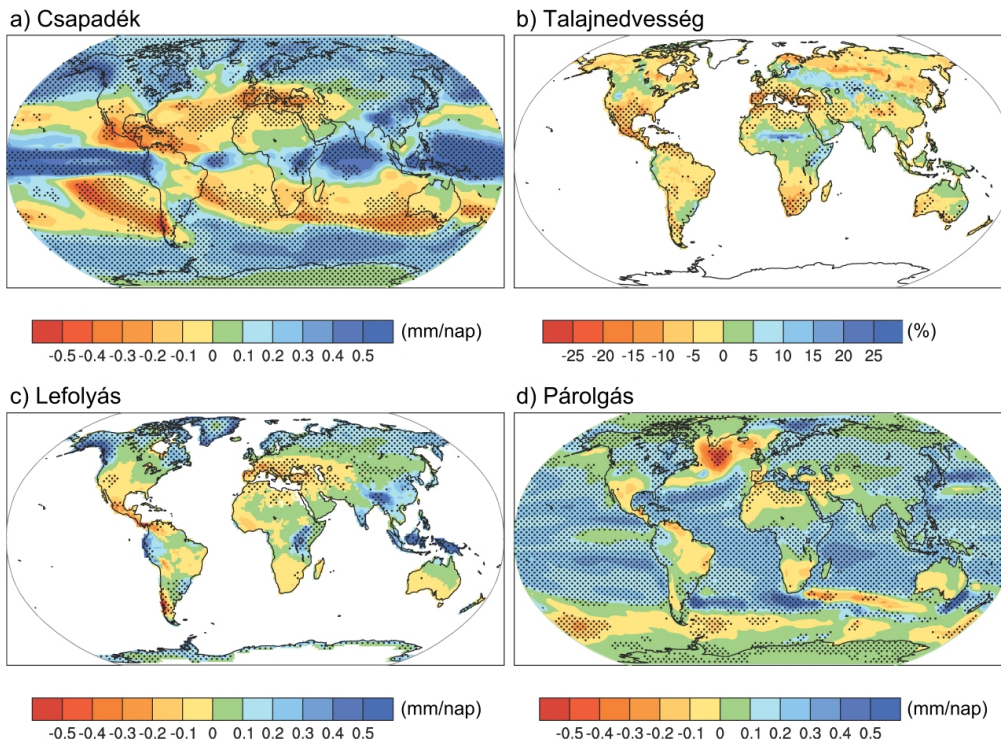
Az elmúlt években jelentős fejlődésen ment át az előrejelzett csapadékmennyiség térbeli eloszlásának modellezése. A legfrissebb eredmények értelmében nagyon valószínű, hogy a magas szélességi övekben a csapadékösszeg növekedése várható, míg ennek csökkenését valószínűsítették a legtöbb szubtrópusi szárazföldi 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.

7.2.5. A különböző nedvességi karakterisztikák becsült változásai

A csapadékmennyiség, a talajnedvesség, a lefolyás és a párolgás megváltozásának kompozit térképeit a 7.8. 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.



7.8. 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). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.12. Cambridge University Press

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

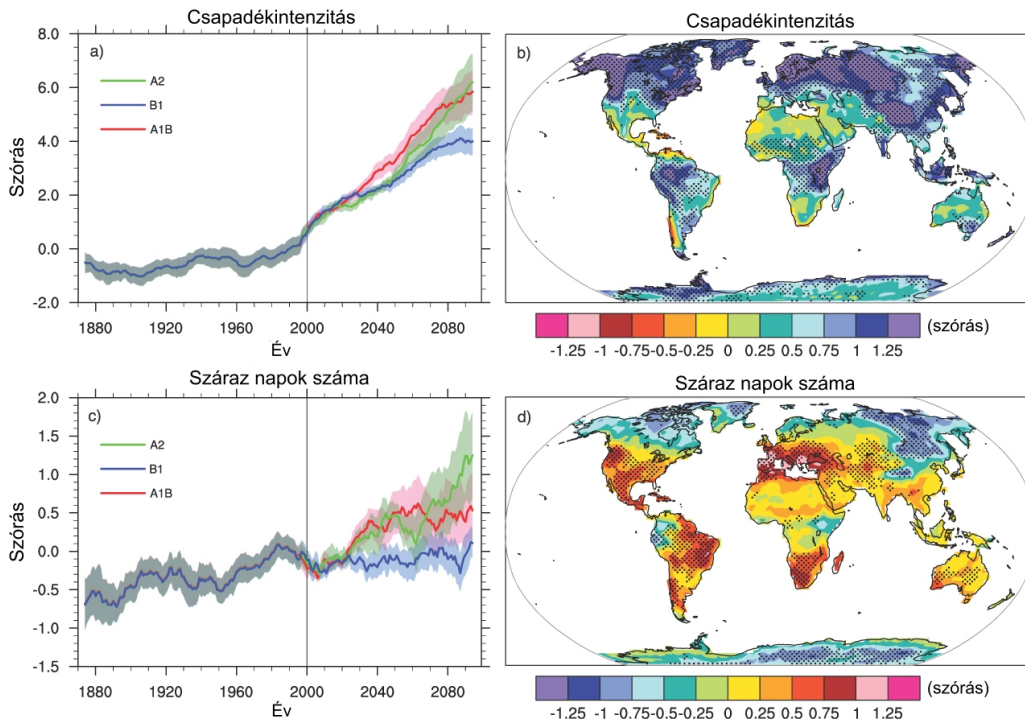
A párolgás becsült tendenciája megközelítőleg kiegyenlíti a csapadékmennyiségben várható változásokat. Éves átlaga emelkedik az óceáni területek nagy részén, ahol a megfigyelhető térbeli eloszlás a felszíni melegedés lokális változásaira emlékeztet.

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 vették 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 7.9. ábrán kilenc csatolt éghajlati modell eredményének felhasználásával végzett ensemble vizsgálatok becsléseit tüntettük fel (Tebaldi et al., 2006). Az első esetben (7.9.a.) a csapadékinzintázás (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 csapadékinzintázás térbeli szerkezetének az A1B forgatókönyv szerinti 1980–1999 és 2080–2099 időszakok között várható megváltozását (7.9.b.) ábráztuk. A harmadik diagram (7.9.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 (7.9.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.



7.9. ábra. A csapadékintenzitás és a száraz napok száma (1880–2100) és térbeli eloszlása (2080–2099), referencia időszak: 1980–1999 (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.18. Cambridge University Press

A csapadékintenzitás XX. században megfigyelt növekedése – forgatókönyvtől 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 melegebb 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.

7.2.6. Az Atlanti-óceán meridionális körforgása

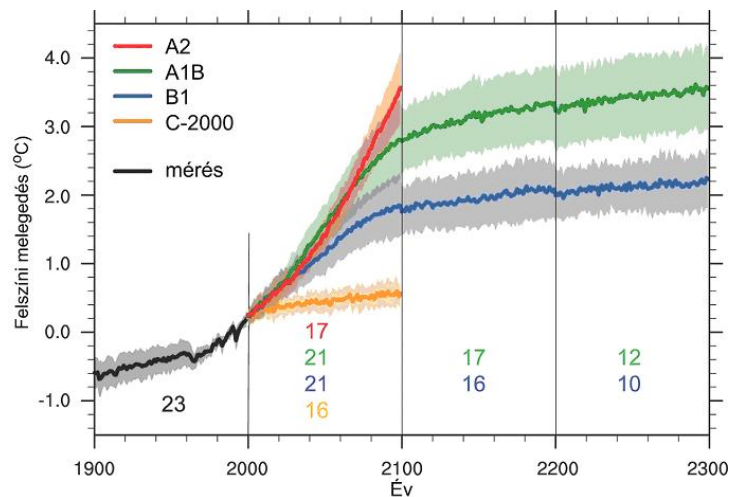
A legfrissebb szimulációs eredmények értelmében nagyon valószínű, hogy az Atlanti-óceán meridionális körforgása (MOC) lelassul a XXI. század során. A számtalan modellfuttatás által 2100-ra meghatározott csökkenés átlagosan 25% (nullától kb. 50%-ig terjedő tartomány) az A1B forgatókönyv szerint. Az atlanti 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.

7.3. 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 7.10. 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 szürke 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.



7.10. ábra. A globális felszínhőmérséklet átlagának és becsült tartományának alakulása, 1900–2300 (Forrás: IPCC, 2007a). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure TS.32. Cambridge University Press*

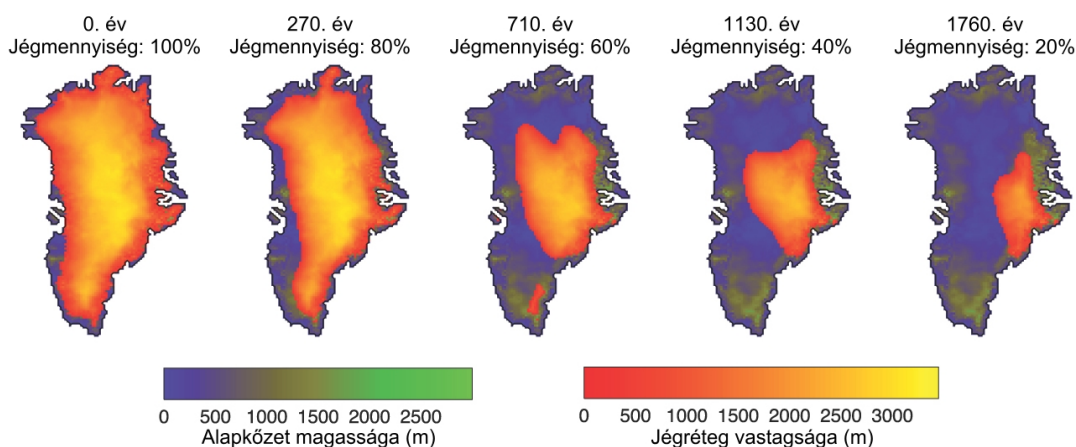
Ha a sugárzási kényszer B1 vagy A1B szinten történő stabilizálása eredményes lenne, a globális hőmérséklet várhatóan mégis további 0,5 °C-ot emelkedne 2200-ra, s csupán az óceán hőtágulása 30–80 cm tengerszint-emelkedéshez vezetne 2300-ra (az 1980–1999 időszakhoz viszonyítva). Sőt, az említett hőtágulás 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 csapadékhiánynak köszönhető nyereség. A legfrissebb modelledményekből 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 évezredek 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 visszahúzóását 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 7.11. 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.



7.11. 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 négyszeresén konstanssá vált (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.38. Cambridge University Press

Az első 300 évben a jég olvadása várhatóan 5,5 cm/évtized tengerszint-emelkedést okoz, mely érték fokozatosan csökken a jégtakaró visszahúzóásával. 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 visszahúzóadásának 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.

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Hasonlítsa össze az 1990–2025 időszakra becsült átlagos globális felmelegedés mértékét a mért értékekkel!
2. Mekkora a globális felszínhőmérséklet változásának becsült értéke a XXI. század végére a különböző SRES scenáriók alapján?
3. Mekkora a globális tengerszint változásának becsült értéke a XXI. század végére a különböző SRES scenáriók alapján?
4. Foglalja össze a krioszférára vonatkozó várható globális változásokat!

5. Hasonlítsa össze a felszínközeli átlaghőmérséklet becsült térbeli eloszlását a XXI. század elejére, közepére, illetve végére!
6. Foglalja össze a különböző nedvességi karakterisztikák becsült változásait!
7. A modellbecslések alapján hogyan fog változni az Atlanti-óceán meridionális körforgása?
8. A modellszimulációk eredményei alapján hogyan fog változni Grönland felszín feletti magassága és a jégtakaró kiterjedése azután, amikor a légköri szén-dioxid mennyisége az iparosodás kora előtti koncentráció négyszeresét eléri és ezen a szinten állandósul?

8. fejezet - Várható európai tendenciák

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 maximum-hőmérsékletek 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 említhetünk a közelmúltból. 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 Oszcilláció (NAO) pozitív fázisának erősödése okozott (Hurrell és van Loon, 1997; Scaife et al., 2005).

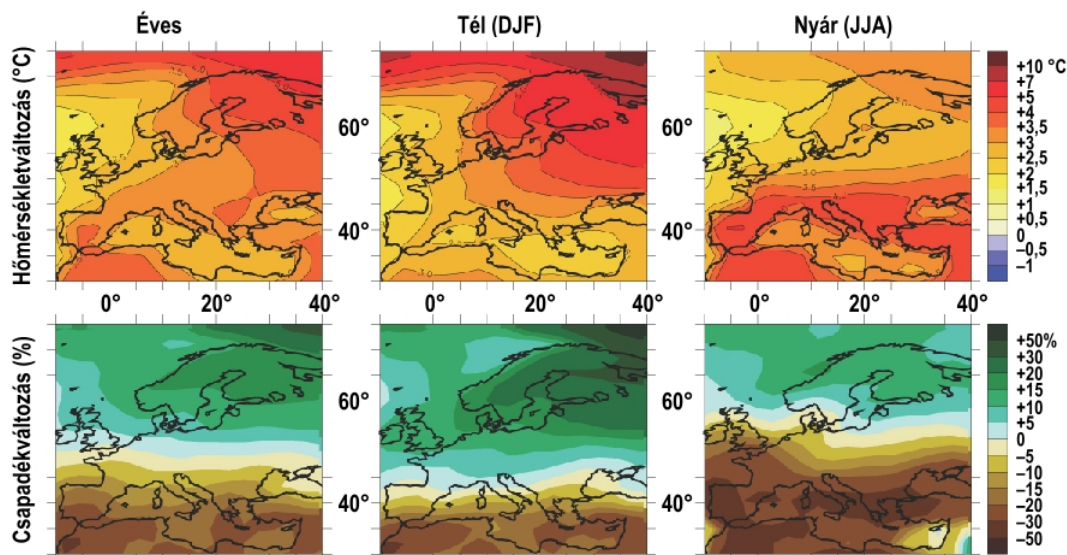
A lokális termodinamikai tényezők szintén kiemelt szerepet játszanak Európa klímájának jövőbeni megváltozásában (Seneviratne et al., 2010). A télen jelenleg hóval borított területeken a hótakaró jövőbeni csökkenése pozitív visszacsatolási mechanizmus beindulását válthatja ki, mellyel erősíti a melegedést. 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 szcenárióra vonatkozó modellszimulációkat mutatjuk be.

8.1. 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).

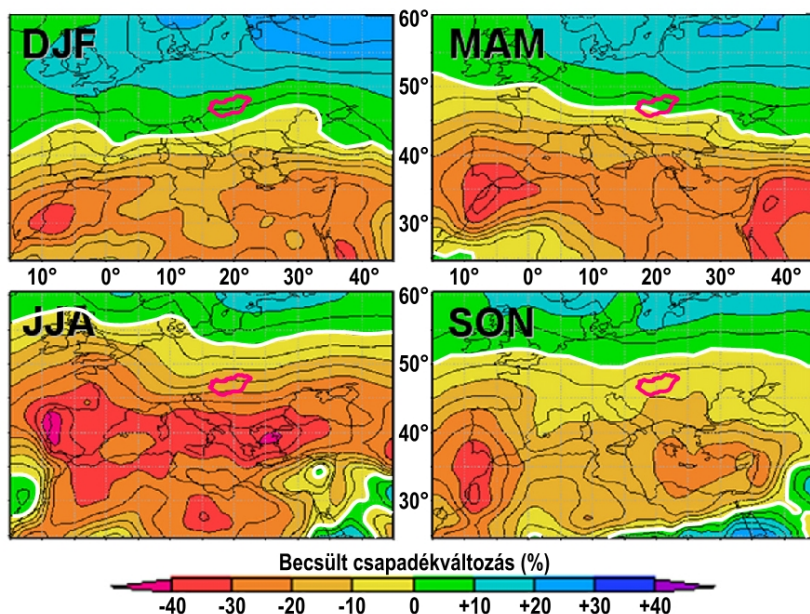


8.1. ábra. Az éves, téli és nyári várható hőmérsékletváltozás (a felső sorban) és csapadékváltozás (az alsó sorban) 2080–2099-re Európa térségére. A kompozittérképek 21 GCM output (Phillips et al., 2007) alapján az A1B szcenárióra készültek, referencia időszak: 1980–1999 (Forrás: IPCC, 2007a). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 11.5. Cambridge University Press

Európa térségében a XX. században detektált melegedési tendencia várhatóan erősödő mértékben tovább folytatódik a XXI. század végéig. A GCM-szimulációk alapján – A1B kibocsátási szcenáriót feltételezve – az évi középhőmérséklet 2080-2099-re várható növekedése (8.1. ábra felső sora) Észak-Európában 2,3–5,3 °C, Dél-Európában 2,2–5,1 °C (az 1980–1999 referencia időszakhoz viszonyítva). 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 (Rauthé 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.

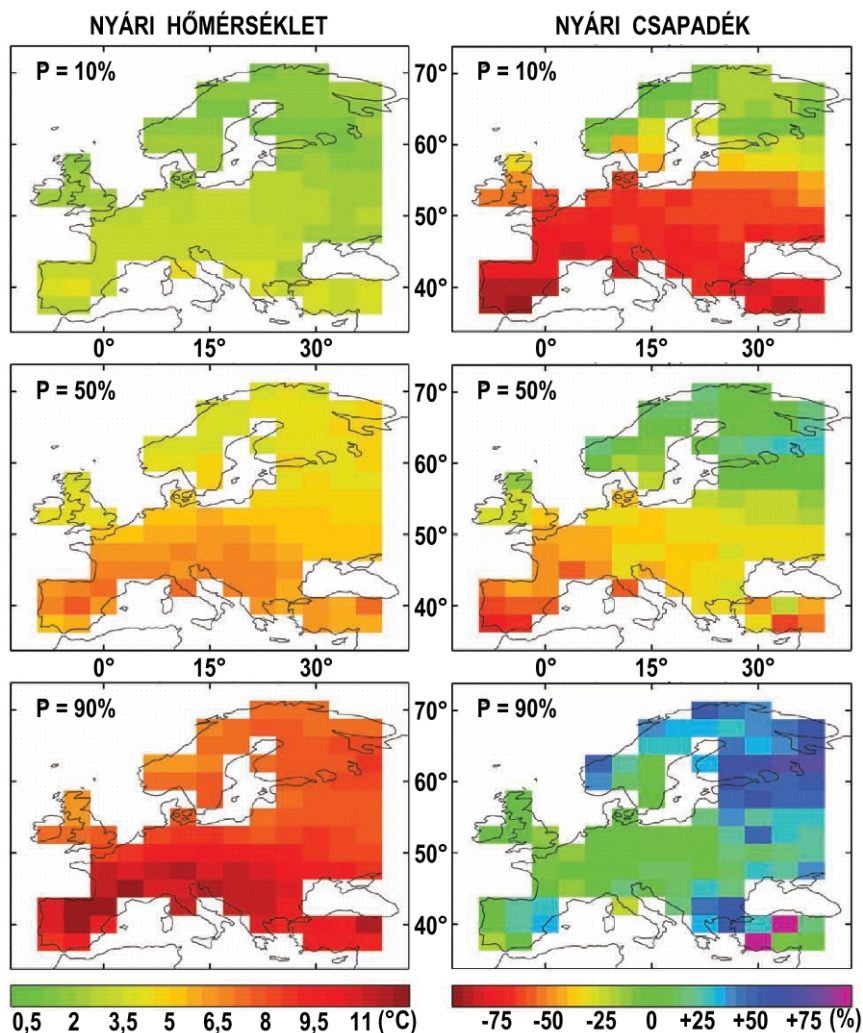
A GCM-szimulációk XXI. század végére vonatkozó csapadékbecsléseiben egyértelműen kettéválik Európa (8.1. ábra alsó sora): északon a csapadék várhatóan növekedni fog (0–16%-kal), míg délen csökkenni (4–27%-kal). A legnagyobb csapadéknövekedés Észak- és Közép-Európában télen várható. Nyáron a modellek 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 háttérben – 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.

A Földközi-tenger körzetének szárazodási folyamata jobban megfigyelhető Giorgi és Lionello (2008) 2071–2100-ra vonatkozó analízise alapján (8.2. 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 télre várható növekvő csapadék, ugyanis az adott évszakokban a térség rendre a fehér vonaltól délre, illetve északra fekszik.

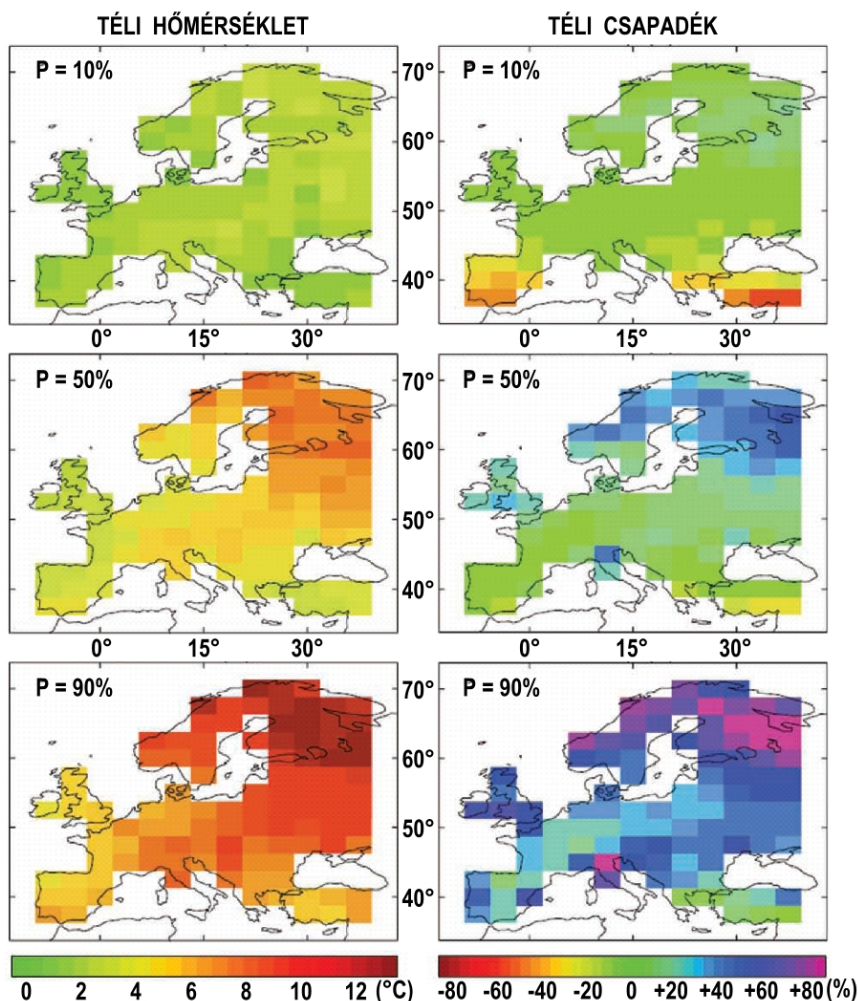


8.2. ábra. Átlagos évszakos csapadékváltozás (%) 2071–2100-ra az A1B szcenárió esetén 17 GCM-output alapján, referencia időszak: 1961–1990. A fehérrel jelzett 0 izovonal választja szét a várható csapadéknövekedés és -csökkenés térségeit. Magyarország határát piros kontúrvonal jelzi. (Forrás: Giorgi és Lionello, 2008)

Ugyancsak a durvább felbontású GCM-szimulációk segítségével térképes formában készültek a 8.3. és a 8.4. 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.



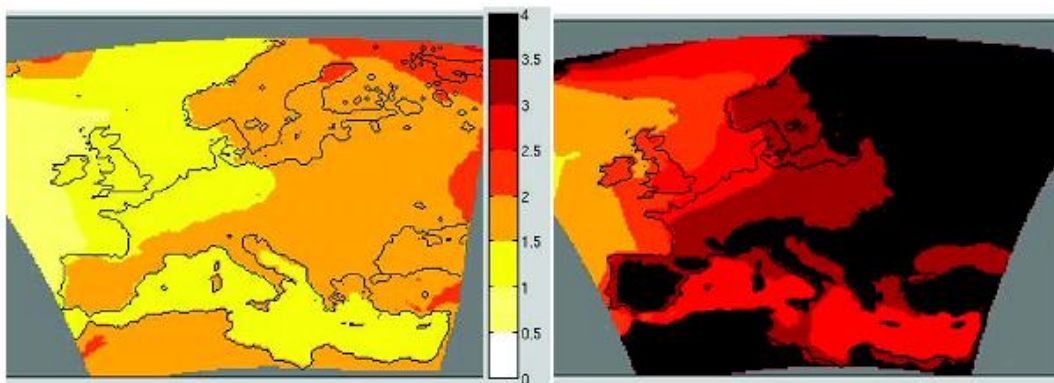
8.3. ábra. Az ENSEMBLES projekt Európára, a 2080–2099 időszakra vonatkozó nyári hőmérséklet (bal oldali oszlop) és a csapadék (jobb oldali oszlop) valószínűségi előrejelzései az A1B scenárió esetén. A térképek a 10%-os, az 50%-os (medián) és a 90%-os percentilis értékeket mutatják be GCM-szimulációk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



8.4. 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)

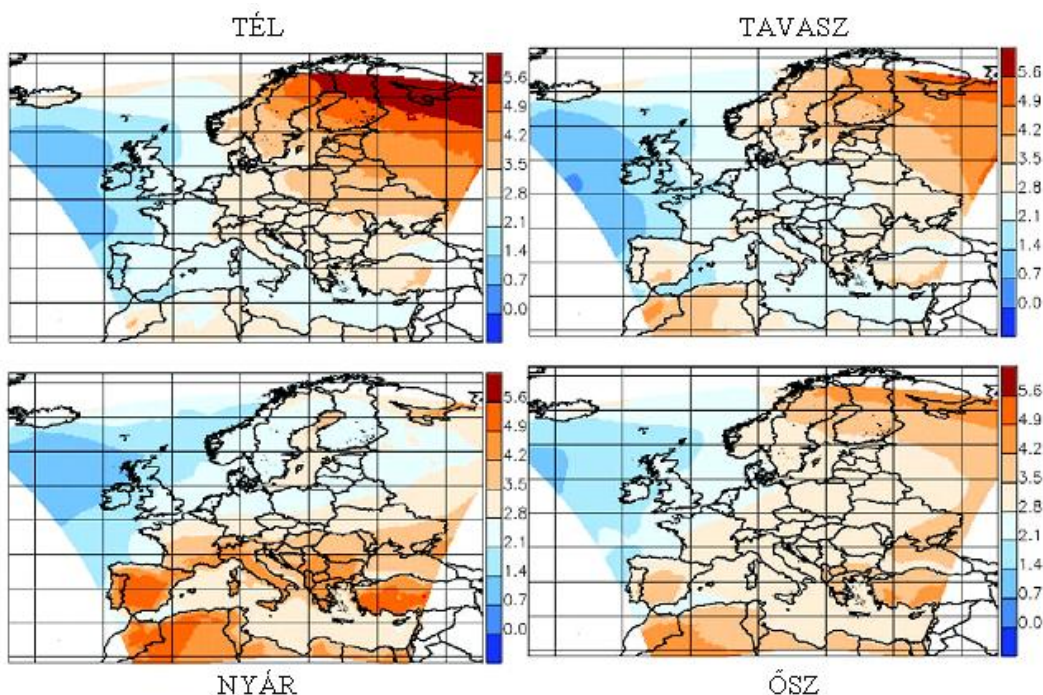
8.2. Becslések RCM-eredmények alapján

Egész Európát lefedő, 25 km-es, finom horizontális felbontást alkalmazó RCM-szimulációk összehangolt elemzését végezték el a (6. fejezetben) korábban már említett ENSEMBLES projekt keretében (van der Linden és Mitchell, 2009). Az 1951-2100 időszakot felölelő szimulációk mindegyike a közepesnek tekinthető A1B scenáriót (Nakicenovic és Swart, 2000) vette figyelembe. 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 (8.5. ábra). A legnagyobb melegedés mindkét időszakban a kontinens északkeleti és déli részén valószínűsíthető.



8.5. 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)

A századvégre várható évszakai hőmérséklet-változás mezőit a 8.6. ábra jeleníti meg, melyen fellelhetők a 8.1. 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 évszakai melegedés az évszázad végére, s délnyugati irányba haladva csökken a prognosztizált melegedés mértéke. Ezzel ellentétben a nyári tendencia szerkezete, ahol a legnagyobb (4 °C-ot meghaladó) melegedés a vizsgált terület déli részén, a Földközi-tenger körzetében jelentkezik.

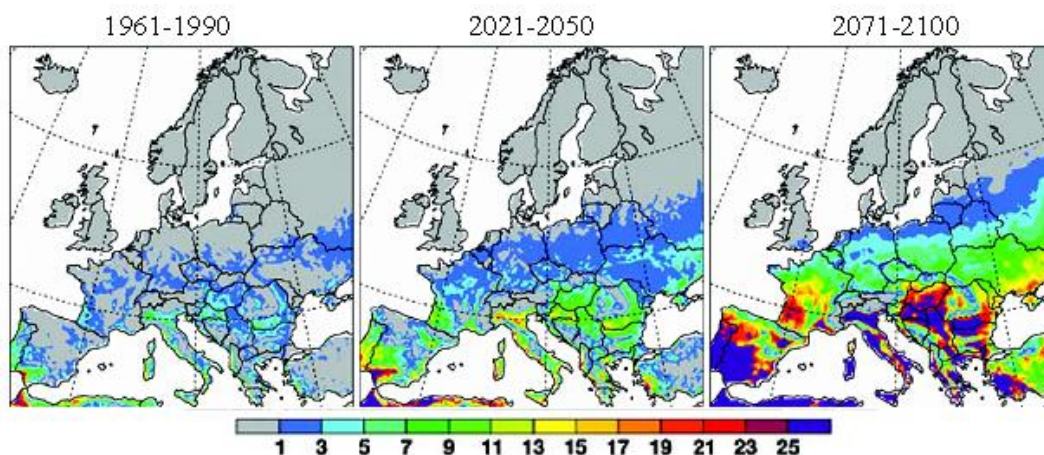


8.6. ábra. Az évszakai középhőmérsékletek átlagos változása (°C) 2071–2100-ra az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

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.

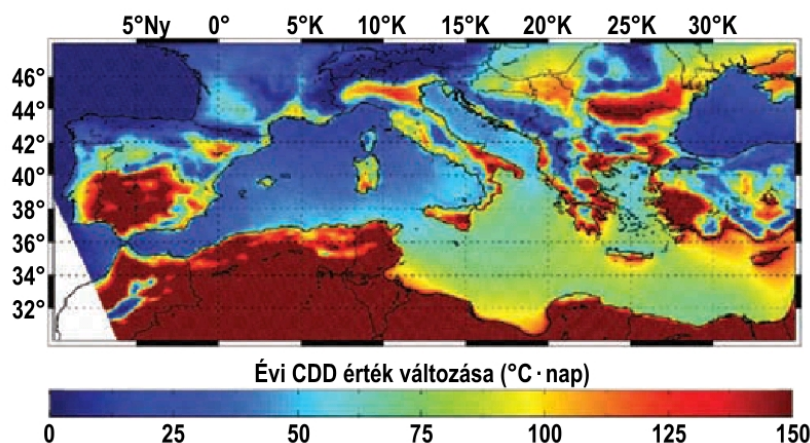
Egészségügyi szempontból kiemelten fontos a több meteorológiai paraméter együttes hatását mérő biometeorológiai indexek használata, melyek az emberi szervezetre gyakorolt élettani hatásokat figyelembe véve értékelik a közvetlen környezet éghajlati viszonyait. A nagy hőség időszakában a hőmérsékleten 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 ($40,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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 (8.7. ábra) jól mutatják a várható növekedés mértékét. Míg a referencia időszakban az 50°E 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.



8.7. ábra. A $40,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ -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)

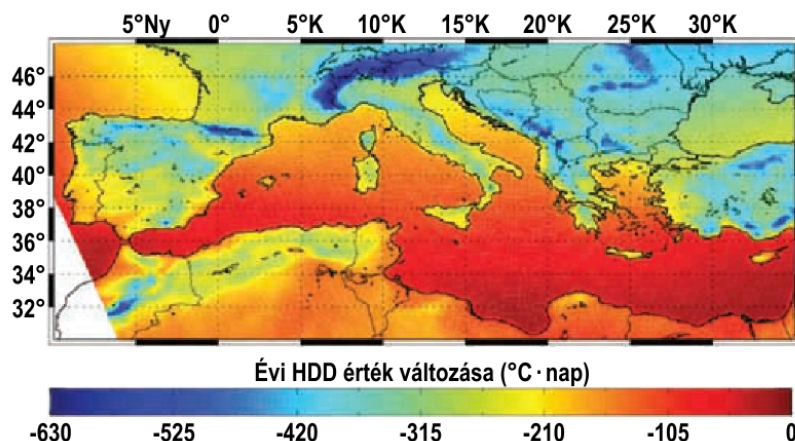
A másik példában az energiaigény és a gazdaság szempontjából fontos paraméterek várható változását mutatjuk be (van der Linden és Mitchell, 2009). A hűtésre fordítandó energiaszükségletet a hűtési effektív hőösszeggel (Cooling Degree Days, CDD, melynek egysége $^{\circ}\text{C}\cdot\text{nap}$) jellemezhetjük, vagyis a $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál nagyobb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti értékének összegével. A 2021–2050 időszakra várható megváltozást illusztrálja a 8.8. ábra (az 1960–1989 referencia időszakhoz viszonyítva). 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.



8.8. 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 hőösszeg ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{nap}$ egységben kifejezve), vagyis a $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál nagyobb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti értékének összege

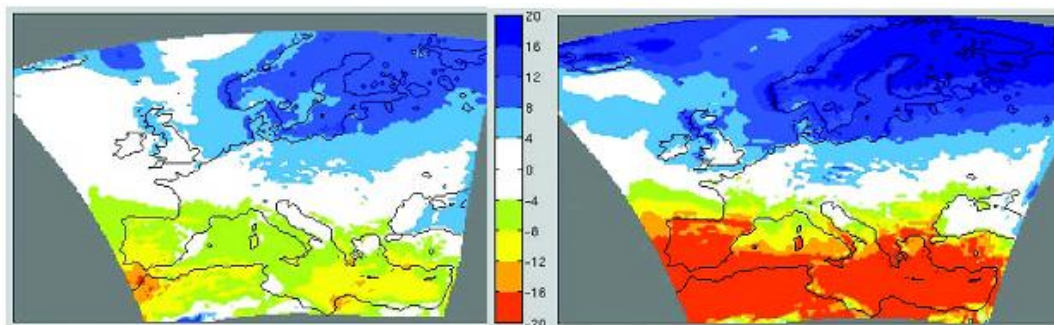
A várható klímaváltozás pozitív hatásaként jelentkezik a fűtési igény csökkenése, melyet a fűtési effektív hőösszeggel (Heating Degree Days, HDD, egysége $^{\circ}\text{C}\cdot\text{nap}$) jellemezhetünk, vagyis a $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál kisebb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti értékének összegével. A HDD értéke a közeljövőben (2021–2050) a mediterrán térség nagy

részen jelentősen csökkenni fog (8.9. ábra). Kisebb a várható változás mértéke a tengerparthoz közeli területeken, ahol jelenleg sincsenek hideg telek.



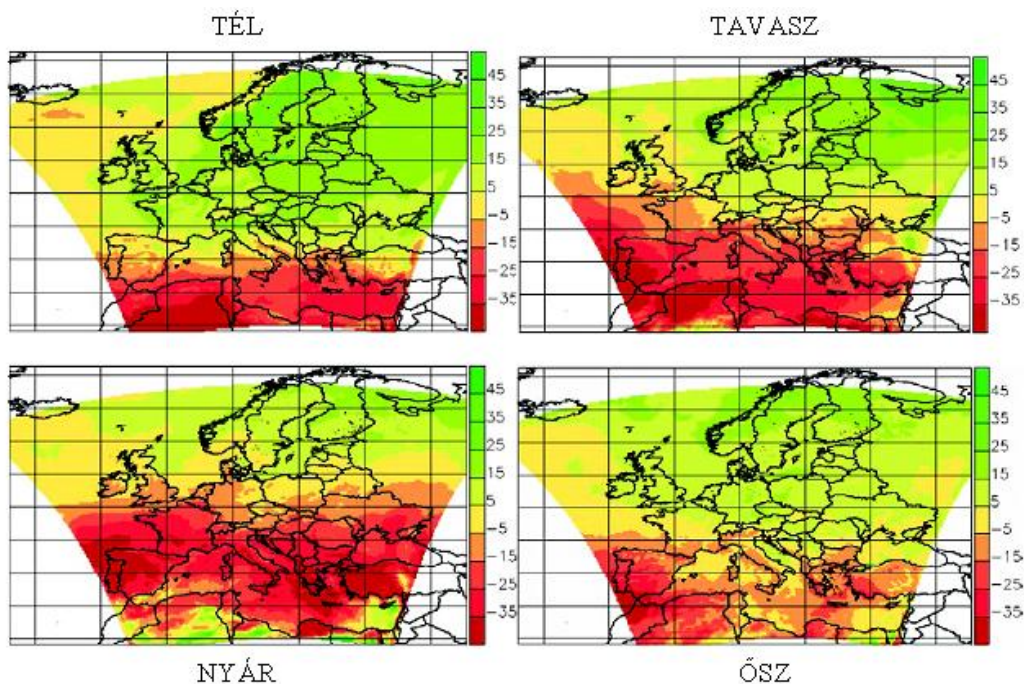
8.9. ábra. A fűtés éves potenciális energiaigényének becsült megváltozása 2021–2050 időszakra, referencia időszak: 1960–1989 (forrás: van der Linden és Mitchell, 2009). HDD: Heating Degree Days, fűtési effektív hőösszeg (°C·nap egységben kifejezve), vagyis a 15 °C-nál kisebb középhőmérsékletű napok hőmérsékleti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

Az RCM modellszimulációk eredményei alapján várható évi csapadékváltozás százalékos mértéke a 8.10. 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.



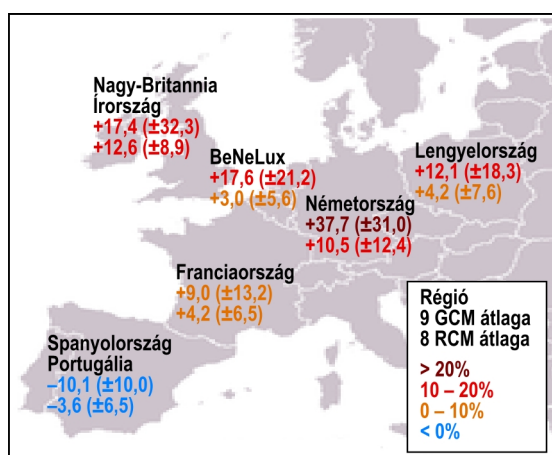
8.10. ábra. Az évi csapadékmennyiség átlagos változása (%) 2021–2050-re (bal oldalon) és 2071–2100-ra (jobb oldalon) az A1B szcenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)

A 2071–2100-ra várható átlagos évszakos csapadékváltozásokat a 8.11. 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.



8.11. 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 szélességeken 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 szélességeken gyakorisága és intenzitása várhatóan növekedni fog a jövőben, addig Dél-Európában csökkenni. A potenciális viharokat regressziós modellek felhasználásával becsülték. Az extrém szélességeken változásához hasonlóan Nyugat- és különösen Közép-Európa térségére a viharok jelentős növekedése valószínűsíthető. A 8.12. ábrán országonként jelenik meg a globális, illetve a regionális modellek által becsült viharok változás százalékos mértéke. A pirosas árnyalatokkal közölt változási értékek a viharok XXI. század végére várható növekedésére, míg a kékkel jelölték a csökkenésre utalnak. A bizonytalanságok bemutatására a prognosztizált változások szórásértékei is megjelennek zárójelben a 9 GCM, illetve 8 RCM modellszimulációból számított átlagos értékek mellett.



8.12. ábra. Az évi átlagos viharok változás 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)

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Milyen változások prognosztizálhatók Európa jövőbeli klímájára vonatkozóan?
2. Melyek a modellek validációja során az európai térségre vonatkozó legfontosabb eredmények?
3. Milyen változások várhatók Európában a 2080–2099 időszakra az éves, a téli és a nyári hőmérsékletben, illetve csapadékösszegekben az A1B scenárió esetén?
4. Milyen változások várhatók Európában az évi és évszakos középhőmérsékletben 2021–2050-re, illetve 2071–2100-ra az A1B scenárió esetén?
5. Milyen változások várhatók Európában az évi és évszakos csapadékösszegben 2021–2050-re, illetve 2071–2100-ra az A1B scenárió esetén?
6. Milyen változások várhatók Európában a 40,7 °C-ot meghaladó Hőség Index értékű napok átlagos számában a 2021–2050, illetve a 2071–2100 időszakban?
7. Milyen változások várhatók a Földközi-tenger térségében a hűtés, illetve a fűtés éves potenciális energiaigényében a 2021–2050 időszakra?
8. Milyen változások várhatók Európában az évi átlagos viharkárban 2071–2100-ra az A1B scenárió esetén?

9. fejezet - A bizonytalanságok számszerűsítése, a modellhibák csökkentése

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.

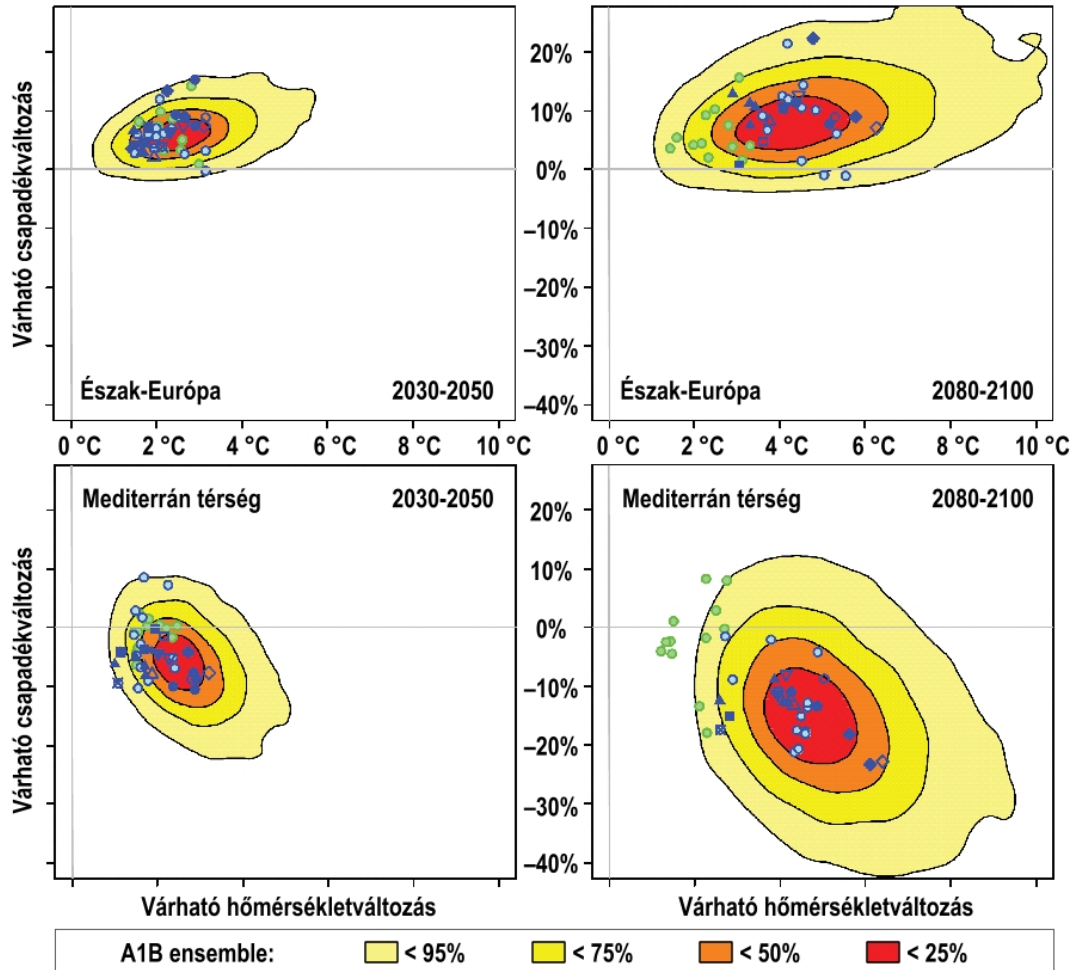
A modellbecslések bizonytalansági forrásait az alábbiakban foglalhatjuk össze.

- Modellhibák és parametrizációk, főként a felhőfizikai folyamatokkal összefüggésben;
- Sztochasztikus bizonytalanságok, melyek az adott modell rácsfelbontásánál finomabb térbeli skálájú változékonyság és az áramlási mező csatolásából adódnak;
- Kezdeti feltételek (pl. az óceáni hőmérsékleti mező) bizonytalansága;
- A GCM-outputok dinamikus leskalázása RCM-ek felhasználásával, ezen belül lényeges lehet a határfeltételekben meglévő bizonytalanság, illetve a GCM/RCM pár megválasztásából adódó bizonytalanság;
- A GCM-outputok statisztikus leskalázása adott pontokra, mely esetén kritikus lehet a prediktorok megválasztása és a stacionaritás feltételezése;
- A meteorológiai mérésekben rejlő bizonytalanság, vagyis, hogy milyen paraméterekkel, milyen módszerekkel reprezentáljuk a regionális éghajlatot;
- Az üvegházhatású gázok kibocsátásából hogyan becsljük azok légköri koncentrációját;
- Az üvegházhatású gázok változó koncentrációjából hogyan származtatjuk a sugárzási kényszer megváltozását;
- 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;
- 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 9.1. ábrán bemutatjuk az Európa északi és déli régiójára várható évi középhőmérséklet- 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 kvantilisek kiterjedése szemléletesen bemutatja, 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

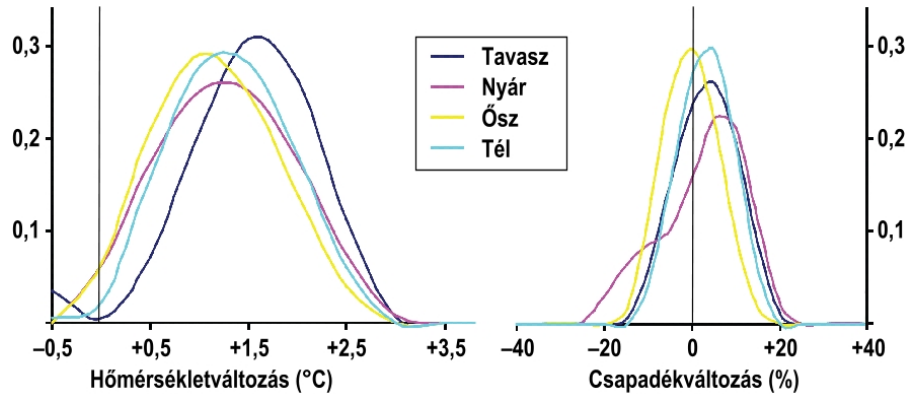
egyes modellszimulációk eredményeit kék (A1B közepes scenárió), illetve zöld (E1 stabilizációs scenárió) szimbólumok jelenítik meg. A közeljövőre vonatkozó becslések esetén a kétféle scenárió eredményei nem válnak szét egymástól jelentősebben, s a kvantilisek által kijelölt területek közepére koncentrálnak. 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 csapadékváltozás mértéke. A melegedés például akár 2–3 °C-kal kisebb is lehet a század végére, amennyiben az üvegházhatású gázok kibocsátásában jelentős csökkentést sikerül elérni.



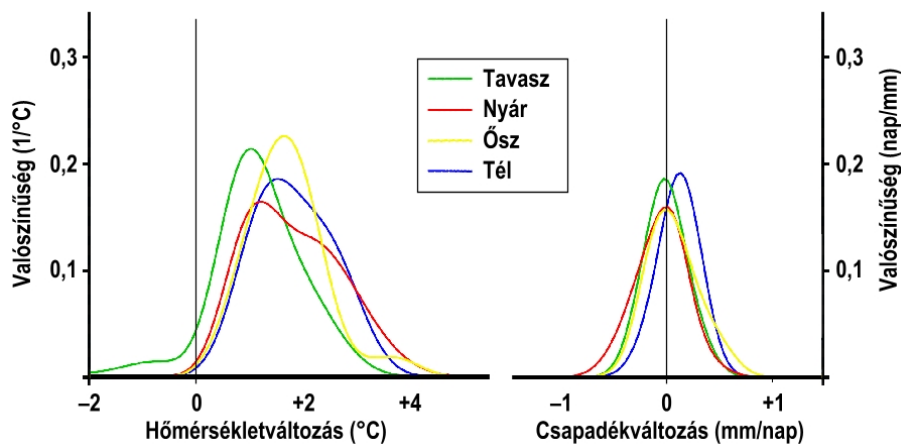
9.1. ábra. Az évi középhőmérséklet és csapadék változásának PDF-diagramjai 2030–2050-re (bal oldalon) és 2080–2100-ra (jobb oldalon) A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. A felső két grafikon Észak-Európa régiójára (48°–75°É, 10°Ny–40°K) vonatkozik, míg az alsó kettő a Mediterrán térségre (30°–48°É, 10°Ny–40°K). A színezett területek a 25%-os, 50%-os, 75%-os és 95%-os kvantiliseket jelölik ki. A sötétkék 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 9.2. és 9.3. 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 legszembetűnőbb. 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.

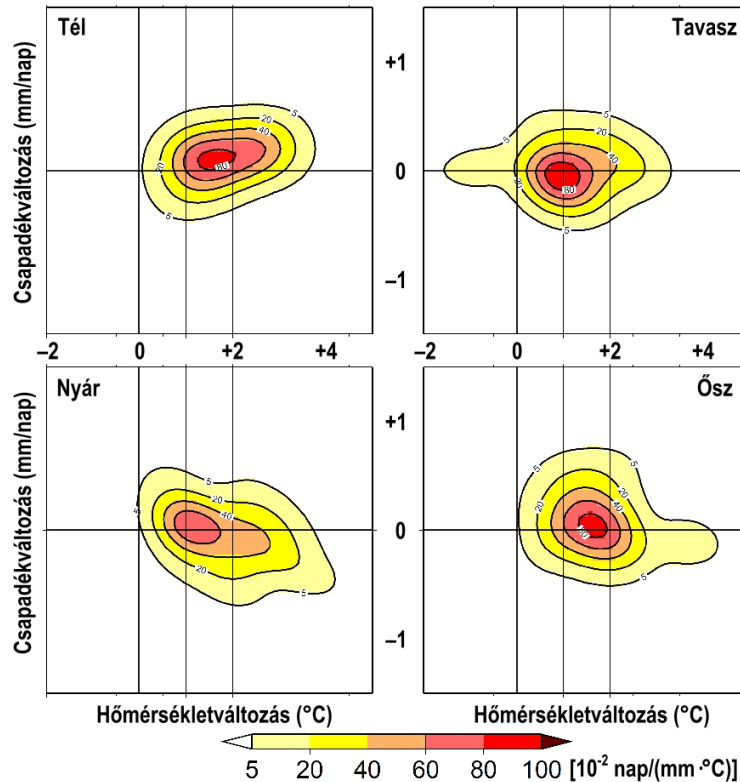


9.2. ábra. Közép-Európa térségére, 2021–2050-re évszakonként várható hőmérséklet- és csapadékváltozások empirikus sűrűségfüggvényei 18 GCM-szimuláció eredményei alapján az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Forrás: van der Linden és Mitchell, 2009)



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

Az egy-egy rácspontra vonatkozó évszakai éghajlatváltozás kétváltozós PDF-diagramon való ábrázolásával nemcsak nagyobb térségekre készíthetünk valószínűségi becslést, hanem kisebb régiókra is. Példaként a 9.4. ábrán a Budapestet reprezentáló rácspontra vonatkozóan a 2021–2050 időszakra várható évszakai 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.



9.4. 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-eredményekből számítottak ki. (Forrás: Déqué, 2009)

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Melyek a modellbecslések legfontosabb bizonytalansági forrásai?
2. Hogyan fog az évi középhőmérséklet és a csapadék együttesen megváltozni a modellszimulációk eredményei alapján az A1B scenárió esetén Észak-Európában és a Földközi-tenger térségében a XXI. század közepére, illetve végére?
3. Hogyan fog az évi középhőmérséklet és a csapadék együttesen megváltozni a modellszimulációk eredményei alapján az A1B scenárió esetén Budapest térségében a XXI. század közepére?
4. Hasonlítsa össze a Közép-Európa térségére, illetve Budapest környékére 2021–2050 időszakra várható hőmérséklet- és csapadékváltozások évszakos sűrűségfüggvényeit az A1B scenárió esetén!

10. fejezet - Sérülékeny régiók

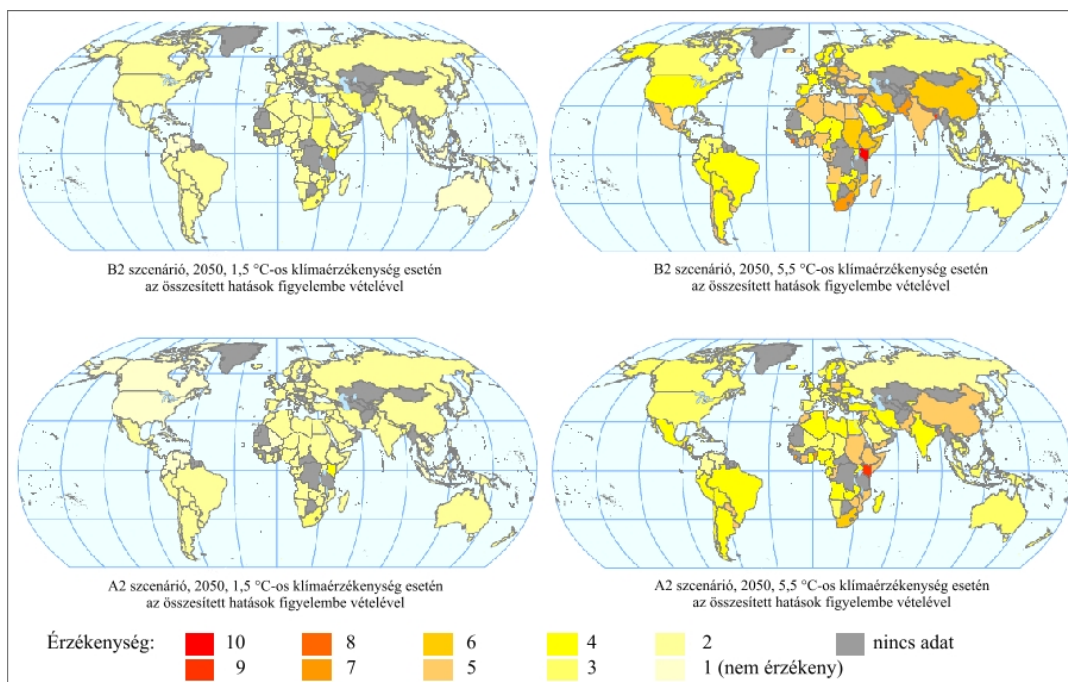
Az IPCC II. munkacsoportja (WG2) tárgyalja a klímaváltozás eddigi hatásait, valamint a jövőre vonatkozó klímaszcenáriók alapján a veszélyeztetett rendszerek szektoronkénti, illetve regionális jellemzését, s az alkalmazkodás lehetőségeinek elemzését (<http://www.ipcc-wg2.gov>). A 2007-ben megjelent Negyedik Helyzetértékelő Jelentés második kötetében (IPCC, 2007b) összegyűjtött, igen nagy számú tudományos elemzés szintézisének egyik legfontosabb üzenete az, hogy a fizikai és biológiai rendszerekben eddig észlelt változások egyértelmű ok-okozati összefüggésben állnak az elmúlt évtizedek során tapasztalt melegedéssel és arányosak annak mértékével. A műszeres megfigyelések mellett a bioszférában észlelhető változások mutatják a legmeggyőzőbben azt, hogy a megfigyelt 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, illetve folyamatokat. A korai felismerés és a szükséges intézkedések meghozatala alapvetően fontos lehet a károk csökkentése érdekében.

10.1. Mit értünk sérülékenység alatt?

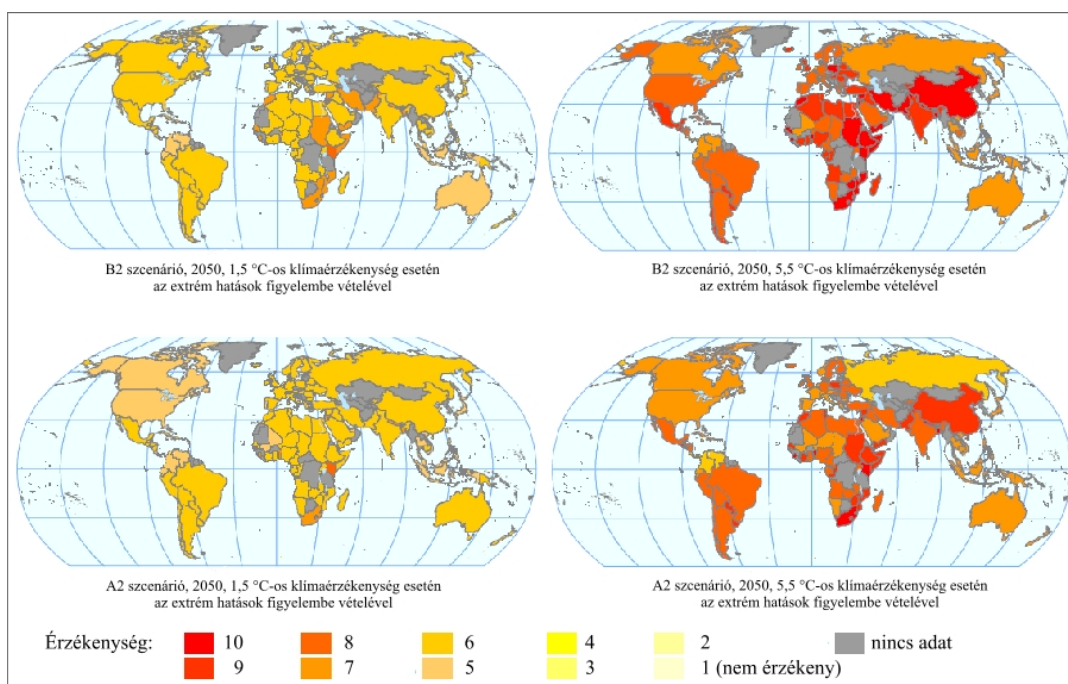
Az IPCC definíciója szerint a *sérülékenység* (vagy más szóval, sebezhetőség) annak a mértékét fejezi ki, hogy egy rendszer mennyire érzékeny a klímaváltozás káros hatásaira, és mennyire nem képes megbirkózni ezekkel a hatásokkal. A klímaváltozás alatt a klíma változékonyságát, illetve az extrém eseményeket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

A 10.1. ábra a sérülékenység térbeli eloszlását mutatja országokként 2050-re különböző scenáriók és klímaérzékenységek esetén. A sérülékenység mérsékeltnak 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 10.2. 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 10.1. ábrán látható térbeli mintázatokhoz, de itt jóval magasabb kockázati értékek jelennek meg.

Az IPCC Negyedik Helyzetértékelő Jelentésének második kötete (IPCC, 2007b) ágazonként és földrajzi régiókhöz 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/doc/IPCC_jelentes/ipcc_jelentes_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.



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

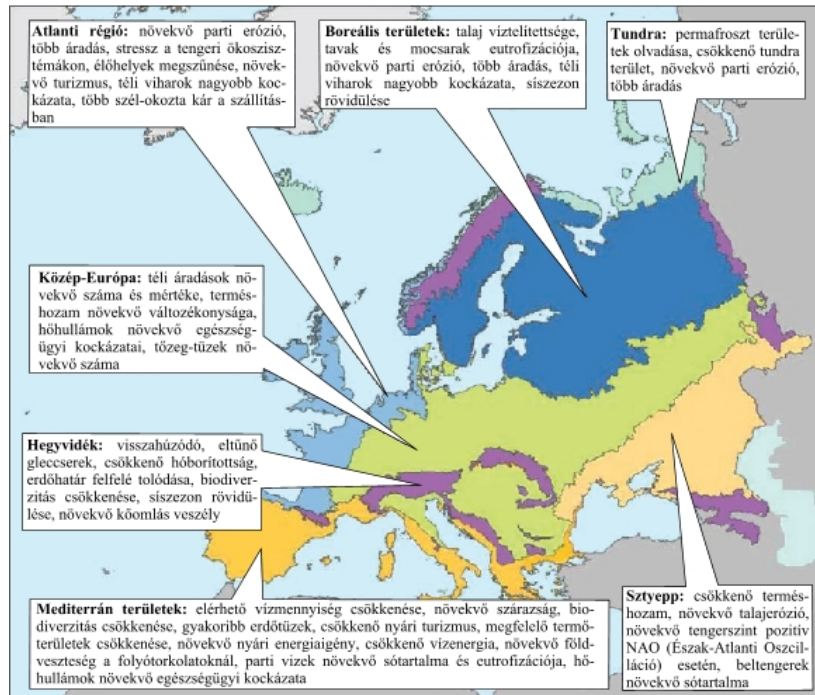


10.2. ábra. A sérülékenység térbeli eloszlása 2050-re különböző klímaszcenáriók és klímaérzékenységek esetén az extrém hatások figyelembe vételével. (Forrás: Yohe et al., 2006)

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

10.2. 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 várható hatások némelyike előnyös, de a becslések szerint a legtöbb esetben a várható következmények kedvezőtlenek (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 10.1. táblázat, illetve a 10.3. ábra ezeket foglalja össze.



10.3. ábra. Az egyes szektorok és rendszerek sérülékenysége a XXI. század során várható változások hatására Európa különböző régióiban (IPCC, 2007b nyomán)

Az éghajlatváltozás várhatóan súlyosítja 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., 2011a) miatt ebben a régióban is növekszik az egészségügyi kockázat. A térségben az erdők termelékenysége várhatóan csökken, míg az erdő- és tőzegtüzek 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 termés hozam 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). 2003-ban 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 Pg¹ C/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

Sérülékeny régiók







Szektor	Hatás	Régiók Európán belül				
		Északi	Atlanti	Középső	Déli	Keleti
Vizkészlet	Áradás					
	Elérhető vízmennyiség					
	Víz-stressz					
Parti és tengeri rendszerek	Alacsonyban 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 toródása			n.a.		
	Növekvő tengerfelszín hőmérséklet, eutrofizáció, stressz			n.a.		
	Integrált parti zóna kezelés fejlődése			n.a.		
	Partmenti vizek mélyülése			n.a.		
Hegyek, krioszféra	Gleccserek visszahúzódása					
	Hőborítottág időtartama					
	Állandóan fagyos területek csökkenése				n.a.	
	Fahatár felfelé toródása					
	Hegyi fajok eltűnése					
Természetes növénytakaró	Erdő NPP (Nettó elsődleges produkció)					
	Fafajok északi irányba történő eltolódása					
	Erdet ökoszisztémák stabilitása					
	Cserjés NPP					
	Természeti zavarok (pl. tűz, kártevők, szélvihar)					
	Fűfészín NPP					
Lápi és vízi ökoszisztémák	Lápok kiszáradása/átalakulása					
	Fajok sokfélesége			??		
	Eutrofizáció					
	Lecsapolt mocsarak zavarai				n.a.	
Biodiverzitás	Növények			hegyvidék		
	Ketéltniek				DK	DNy
	Hüllők				DK	DNy
	Tengeri emlősök		??	n.a.		??
	Vízparti madarak			n.a.		??
	Édesvízi biodiverzitás		??	??		??
Mezőgazdaság, halászat	Megfelelő művelésre alkalmas terület					
	Mezőgazdasági terület					
	Nyári gabonák (kukorica, napraforgó)					
	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					

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

10.1. táblázat: Az éghajlatváltozás várható hatásainak összegzése Európában a XXI. század során, alkalmazkodást elősegítő beavatkozások nélkül. (Forrás: IPCC, 2007b)

10.3. 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.

10.3.1. Afrika

Afrikában az éghajlatváltozás hatásai valószínűleg ott lesznek a legsúlyosabbak, ahol más nehézségek is előfordulnak. Ilyen nehézségek tipkusan 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 – 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 – a hatást általában kisebbnek jelzi, de a marginális területeken (pl. a szemi-arid részeken) szélsőségesebbnek, a tengerparton pedig mérsékeltebbnek valószínűsíti. A 2080-as évekre az arid és szemi-arid területek kiterjedésének 5–8%-os (60–90 millió hektáros) növekedése várható több éghajlati scenárió szerint is (Fischer et al., 2005). A jelenleg is fennálló vízhiány valószínűleg súlyosbodni fog Afrika számos térségében az éghajlat változékonysága és megváltozása 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 Tanganyika-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 ökológiai rendszerekben 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).

10.3.2. 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 óriás 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 korallzátonyok mintegy 30%-ának eltűnése várható az elkövetkező 30 évben, melyért nem csak egyedül az éghajlatváltozás okolható, hanem több hatás együtteseként jelentkezik.

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.

10.3.3. 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 Korallzátony, 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 erdészetre 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 csapadékmennyiség növekedésének köszönhetően. Új-Zéland déli és a nyugati részén a gazdaságilag fontos ültetvénykultúrák (elsősorban a Monterey fenyő, *Pinus radiata*) produktivitása várhatóan növekedni fog az ún. szén-dioxid trágyázás (a növekvő légköri szén-dioxid szint kedvező hatása bizonyos növények produktívására), 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).

10.3.4. 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 tengerszintemelkedés 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 (Braziliában, 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 a talajnedvesség csökkenésével társulva 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 váltanák 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).

10.3.5. 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 (NAST, 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 hómennyiség 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 rovarkárokra stb. A mérsékelt éghajlatváltozás a század korai évtizedeiben várhatóan 5–20%-kal növelheti az eső által táplált (nem öntözéses) 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).

10.3.6. 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, jégapokák, valamint a grönlandi jégtakaró vastagsága és kiterjedése. Az Antarktisz-félszigeten is folytatódik majd a gleccserek visszahúzódása, és tovább vékonyodik a nyugat-antarktisz jégtakaró. Ezek a folyamatok alapvetően hozzájárulhatnak az óceán szintjének emelkedéséhez még ebben a században.

Az északi félgömb állandóan fagyos régióinak területe 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 melegedő 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 kibocsátás-csökkentés ellenére is növekedni fog.

10.3.7. 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 turistaforgalom 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).

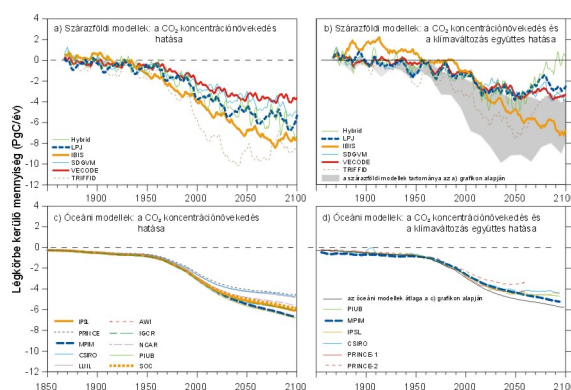
Az éghajlati paraméterektől jelentősen függő betegségek – mint például a malária, a trópusi nátház, a filariasis és a bilharziózis – elterjedése sok emberéletet követelhet, és gazdasági hatásai is lehetnek. Az éghajlatváltozás következtében növekvő hőmérséklet és csökkenő rendelkezésre álló vízkészletek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

10.4. Bizonytalanságok az üvegházhatású gázokkal kapcsolatos visszacsatolási mechanizmusokban

A jelenleg széles körben használt éghajlati forgatókönyvek (A1, A2, B1, B2 – melyeket az 5. 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 hőhullám.

Jelenleg az óceánok és a szárazföldi ökológiai rendszerek képesek megkötni az emberi tevékenységből eredő széndioxid 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 mérföldkőnek számító eredmény, amely rámutatott a természetes szén-ciklus és a klímaváltozás közti visszacsatolás mechanizmusára, irányára és mértékére (IPCC, 2001). A 10.4. 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.



10.4. ábra. A szárazföldiek 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. A probléma még akkor is fennáll, 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 Friedlingstein 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 szén ciklus-klíma visszacsatolással foglalkozó 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 nitrogén ciklus, 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 jelentkezhet. 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 szén-dioxid formájában történő körforgásával foglalkoznak. Fontos összetevője a szén ciklusnak a szén metán formájában történő körforgása is. A permafroszt területek felengedése kapcsán már említettük, hogy a talajban tárolt szén metán formájában is távozik, 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 járhat 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 háttérében az uralkodó tengeri áramlás víztömegeinek az elmúlt 30 év során jelentkező 1 °C-os melegedése áll. Jelenleg még viszonylag kevés buborékcsova 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.

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Mi a sérülékenység?
2. Foglalja össze Európa különböző régióiban az egyes szektorok és rendszerek sérülékenységét a XXI. század során várható változások hatására!
3. Foglalja össze Afrika klímaváltozással szembeni sérülékenységét!
4. Foglalja össze Ázsia klímaváltozással szembeni sérülékenységét!
5. Foglalja össze Ausztrália és Új-Zéland klímaváltozással szembeni sérülékenységét!
6. Foglalja össze Latin-Amerika klímaváltozással szembeni sérülékenységét!
7. Foglalja össze Észak-Amerika klímaváltozással szembeni sérülékenységét!
8. Foglalja össze a sarki régiók klímaváltozással szembeni sérülékenységét!
9. Foglalja össze a kis szigetek klímaváltozással szembeni sérülékenységét!
10. Mutassa be az üvegházhatású gázokkal kapcsolatos visszacsatolási mechanizmusok bizonytalanságait!

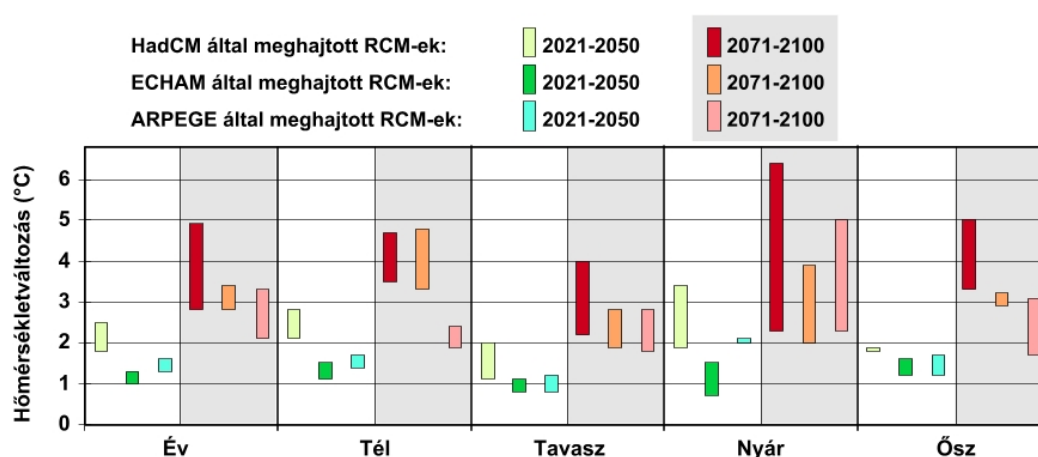
11. fejezet - A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján: hőmérséklet

Ebben a fejezetben a regionális klímamodellek szimulációi alapján a jövőre kapott hőmérsékletváltozás becslését összegezzük hazánk térségére. Ehhez egyrészt a közepesnek tekinthető A1B kibocsátási forgatókönyvet tekintő 11 modellszimuláció eredményét elemezzük, másrészt a kibocsátási forgatókönyvek közötti eltérések bemutatására egyetlen modell (a PRECIS) három különböző (B2, A1B, A2) scenárió szerinti szimulációit hasonlítjuk össze. Az átlagos változások mellett külön alfejezetben foglalkozunk a hőmérséklettel kapcsolatos szélsőségek XXI. században várható alakulásával.

11.1. Várható hőmérsékletváltozás Magyarországon az ENSEMBLES-modelleredmények alapján

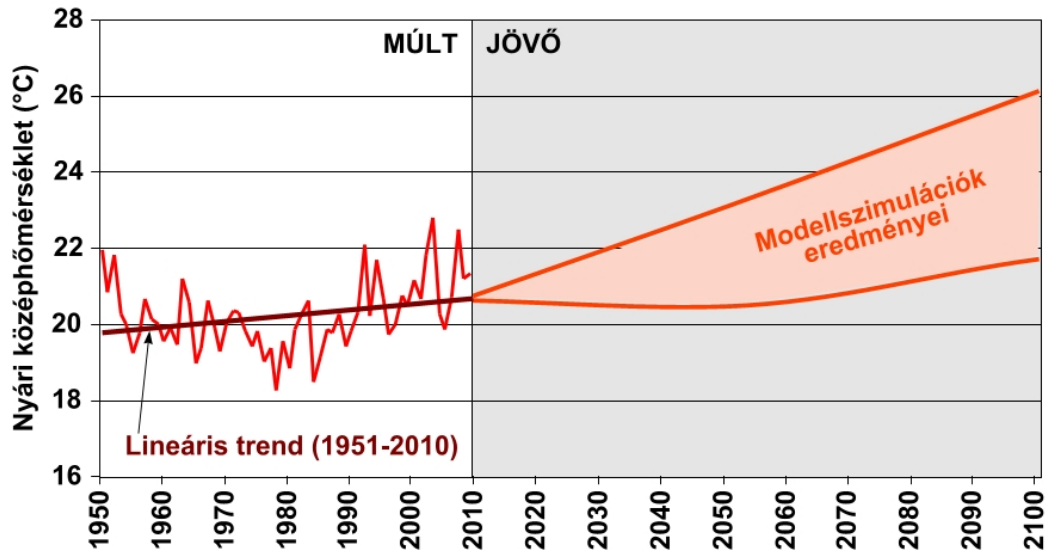
A 6. fejezetben részletesen bemutatott ENSEMBLES projekt keretében futtatott RCM-ek összesen 11 szimulációját felhasználva elemezzük a napi középhőmérséklet várható alakulását. Ehhez az 1961–1990 referencia időszakot hasonlítjuk össze a közelebbi és a távolabbi jövőt reprezentáló 2021–2050, illetve 2071–2100 időszakokkal. Kapott eredményeinket a meghajtó GCM-ek szerint csoportosítva mutatjuk be.

A hazai rácspontra számított éves és évszakos átlagos hőmérsékletváltozásokat foglalja össze a 11.1. ábra modellszámokként. Az egyes oszlopok jelölik ki azt az intervallumot, melybe az adott meghajtó modellel végzett RCM szimulációk eredménye esik. Ennélfogva minél nagyobb az oszlop magassága, annál jobban szóródnak a jövőre vonatkozó becslések. A várható globális változások tükrében nem meglepő, hogy az évszázad közepére prognosztizált melegedés mértéke hazánk térségében is kisebb, mint az évszázad végére becsült. Jól látható az is, hogy a különböző modellek által a közeljövőre valószínűsített hőmérsékletváltozások nagyon kis mértékben térnek el egymástól, s a bizonytalanság nagyobb a távolabbi jövőben. 2021–2050 időszakra az éves átlaghőmérsékletben 1–2,5 °C-os emelkedésre számíthatunk az 1961–1990 referencia időszakhoz viszonyítva, míg a 2071–2100 időszakra ez az érték 2–5 °C.

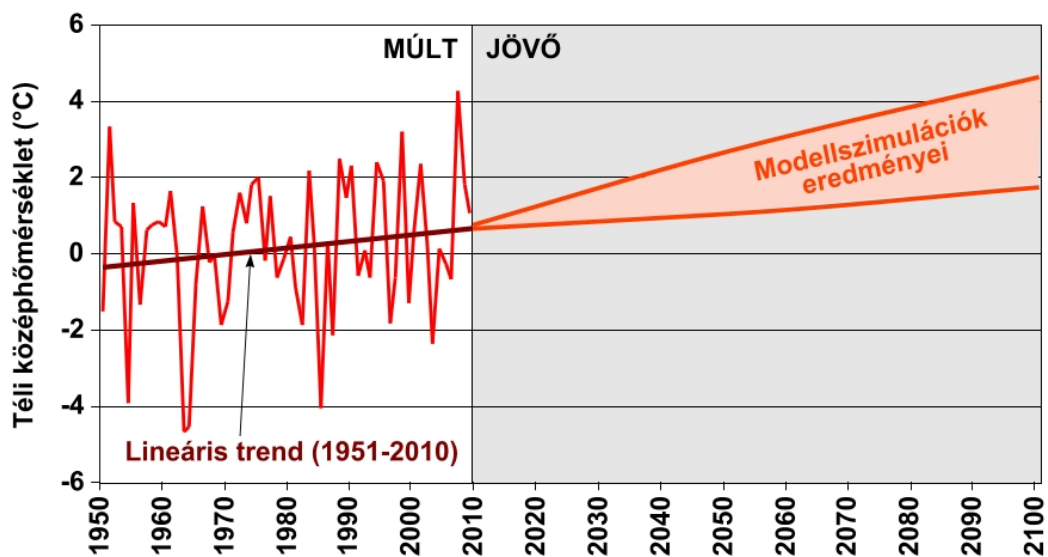


11.1. ábra. Magyarországra várható átlagos éves és évszakos hőmérsékletváltozás 2021–2050 (zöldes színárnyalatokkal) és 2071–2100 (pirosas színárnyalatokkal) időszakra, referencia időszak: 1961–1990. A becsült változások a HadCM esetén 5 RCM szimulációból, az ECHAM esetén 4 RCM szimulációból, az ARPEGE esetén 2 RCM szimulációból kerültek meghatározásra (Pongrácz et al., 2011b). A téglalapok alsó és felső lapja rendre a legkisebb és a legnagyobb becsült változást jelzi.

Az évszakos melegedés várhatóan nyáron lesz a legnagyobb mértékű, egyes modellszimulációk jelzése szerint a jelenleginél átlagosan akár 6 °C-kal melegebb nyarak is előfordulhatnak Magyarországon. A becült jövőbeli tendenciák és a XX. század második felétől napjainkig bekövetkezett múltbeli változást hasonlíthatjuk össze a 11.1. és 11.2. interaktív animáción nyárra, illetve télre. Jól látszik, hogy habár a lineáris trendegyüttható nagyjából megegyezik, a nyári középhőmérsékletek évek közötti változékonysága kisebb, mint a télieké. Ugyanakkor a jövőre vonatkozó modellszimulációk becslései nyáron mutatnak nagyobb bizonytalanságot. Az interaktív animációk lehetővé teszik, hogy a jövőre becült évszakos hőmérsékletemelkedés területi eloszlását a XXI. század közepére és végére külön is tanulmányozzuk.

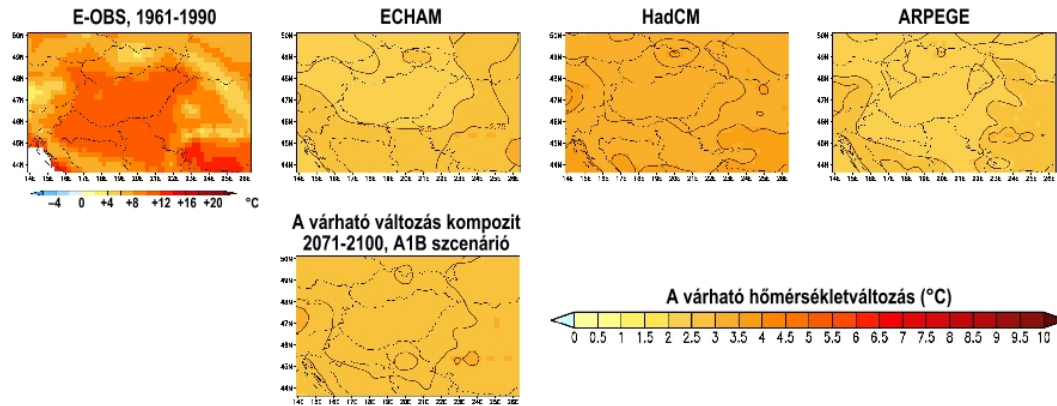


11.1. interaktív animáció: A XX. század közepétől napjainkig detektált nyári melegedés Magyarország térségére és a XXI. századra várható hőmérsékleti tendenciák modellszimulációk eredményei alapján. A múltra vonatkozó idősor az E-OBS adatbázis alapján készült.

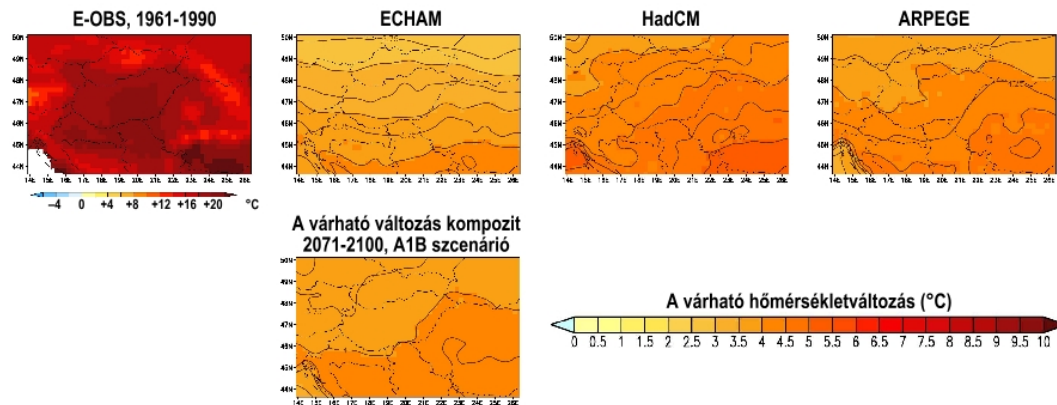


11.2. interaktív animáció: A XX. század közepétől napjainkig detektált téli melegedés Magyarország térségére és a XXI. századra várható hőmérsékleti tendenciák modellszimulációk eredményei alapján. A múltra vonatkozó idősor az E-OBS adatbázis alapján készült.

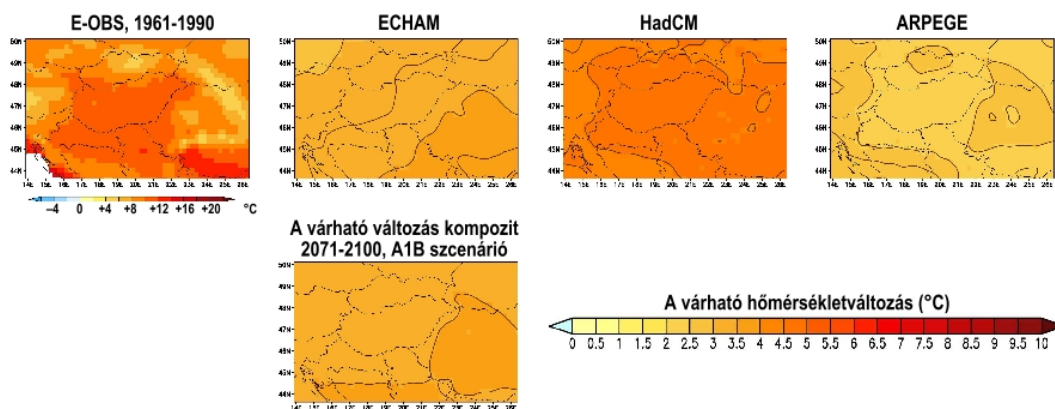
Az XXI. század végére várható évszakos melegedés területi eloszlását a 11.2.–11.5. ábrák térképsorozata részletesebben is szemlélteti. A meghajtó GCM-enkénti kompozittérképek alatt látható térkép mind a 11 felhasznált RCM-szimuláció súlyozott átlagaként képzett hőmérsékletemelkedést mutatja. A négy évszak közül egyértelműen nyáron várható a legnagyobb mértékű melegedés. A becült hőmérsékletnövekedés ebben az évszakban zonális szerkezetű, északról dél felé haladva egyre növekszik.



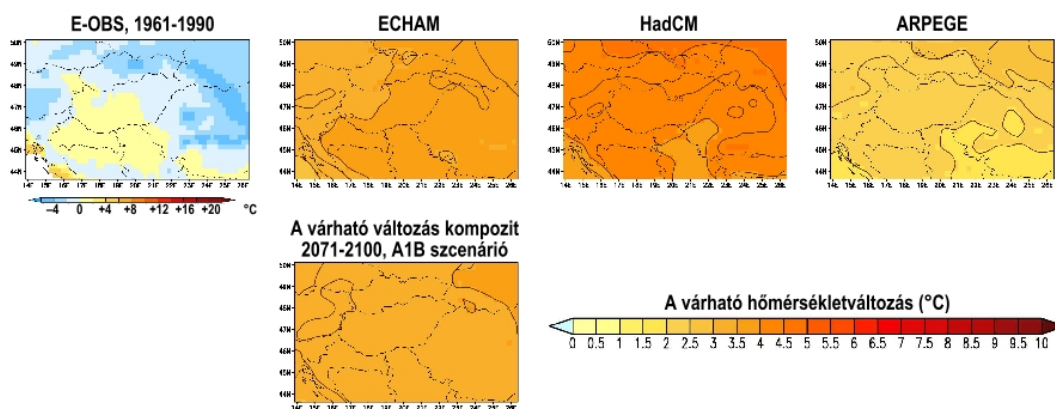
11.2. ábra: A tavaszra várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményeiből képzett változási kompozitmezők láthatók. Alul pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható melegedés területi eloszlása jelenik meg.



11.3. ábra: A nyárra várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményeiből képzett változási kompozitmezők láthatók. Alul pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható melegedés területi eloszlása jelenik meg.



11.4. ábra: Az ősze várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményeiből képzett változási kompozitmezők láthatók. Alul pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható melegedés területi eloszlása jelenik meg.



11.5. ábra: A téle várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményeiből képzett változási kompozitmezők láthatók. Alul pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható melegedés területi eloszlása jelenik meg.

11.2. Várható hőmérsékletváltozás Magyarországon különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vételével

Az optimistább, közepes és pesszimistább kibocsátási scenáriók esetén várható hazai hőmérsékletnövekedések összehasonlítására a PRECIS modell szimulációit használtuk fel. Mind a három szimuláció egyértelműen az átlaghőmérséklet emelkedését prognosztizálja a XXI. századra a Kárpát-medence térségére éves, évszakos és havi szinten egyaránt. A változások minden évszakban és időszakban statisztikailag szignifikánsnak bizonyultak 95%-os szinten. A hazai átlagos melegedés évszakonkénti mértékét a 11.1. táblázat foglalja össze. A PRECIS modellel végzett szimulációk alapján az előző alfejezetben összegzett eredményekhez hasonlóan a nyári átlaghőmérsékletek emelkednek majd a legnagyobb mértékben. Az, hogy az évszázad végére mekkora változások várhatók, nagymértékben függ az alkalmazott forgatókönyvtől. Minél magasabb a 2100-ra becsült CO₂-koncentráció, a modell annál nagyobb hőmérsékletemelkedést jelez. A különböző emissziós forgatókönyvek közötti változékonyság

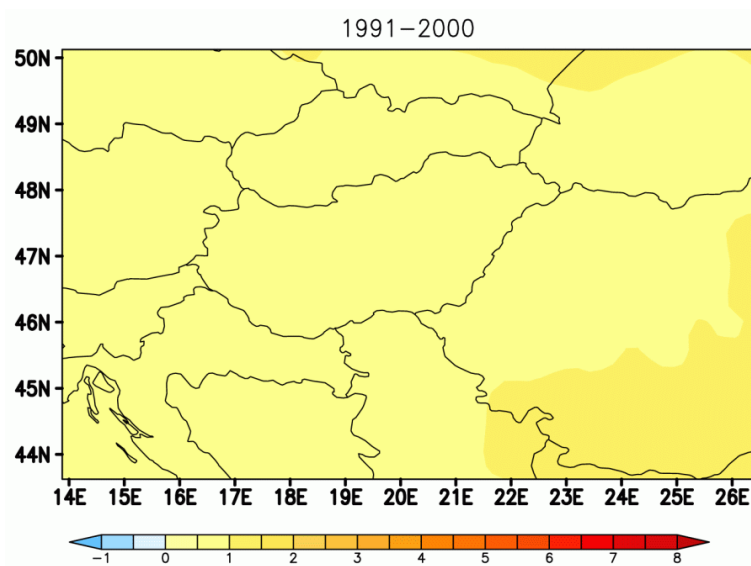
A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján:
hőmérséklet

nyáron a legnagyobb, a magyarországi várható átlaghőmérsékletben a scenárió választásától függően 2 °C is lehet a különbség. A többi évszakban csak mintegy feleakkora, 1–1,3 °C az ebből fakadó bizonytalanság.

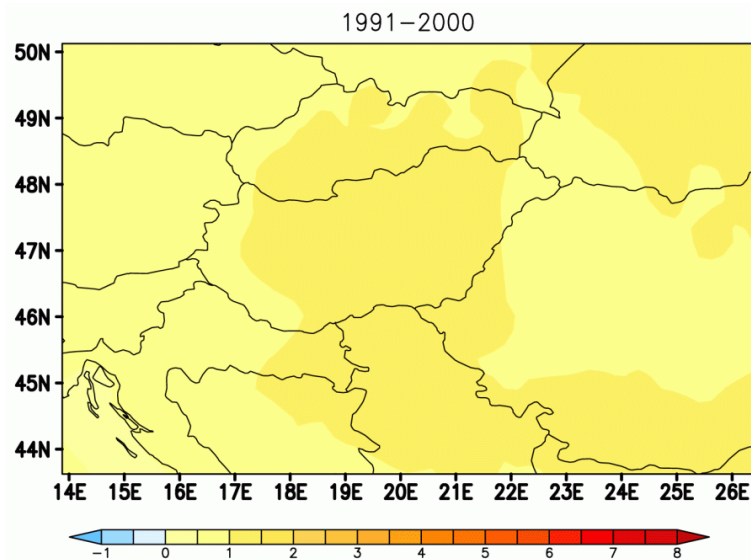
Hőmérsékletváltozás (°C, 1961–1990 átlagához képest)		Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél
2021–2050	A1B	1,9	3,7	2,2	2,5
2071–2100	B2	3,1	6,0	3,9	3,2
	A1B	3,7	6,7	5,0	4,1
	A2	4,2	8,0	5,2	4,2

11.1. táblázat: A várható átlagos évszakos hőmérsékletemelkedés (°C) a magyarországi rácspontok átlagában a PRECIS modell különböző szimulációi alapján, referencia-időszak: 1961–1990 (Piecza et al., 2011)

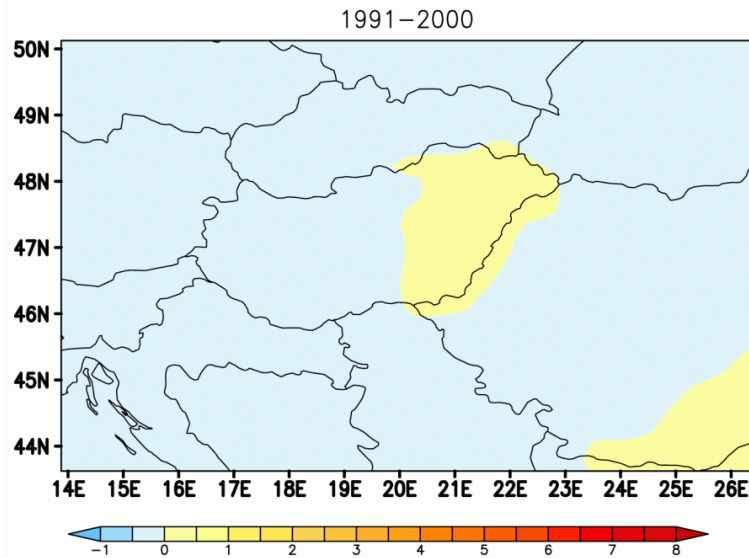
A XXI. század elejétől évtizedenként haladva követhetjük nyomon az A1B forgatókönyv esetén a becslt évszakos melegedési tendenciákat a 11.1.–11.4. animációkon.



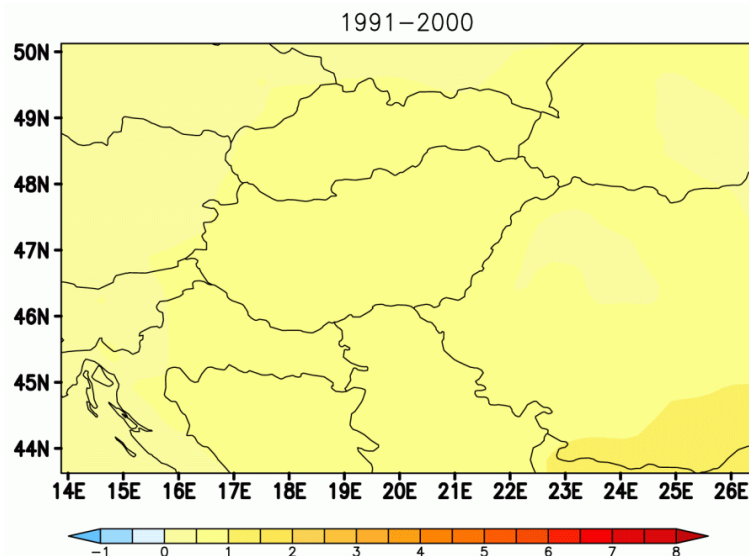
11.1. animáció: Évtizedenkénti hőmérsékletváltozás mértéke tavasszal a PRECIS modell A1B scenárióát figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)



11.2. animáció: Évtizedenkénti hőmérsékletváltozás mértéke nyáron a PRECIS modell A1B scenáriót figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)

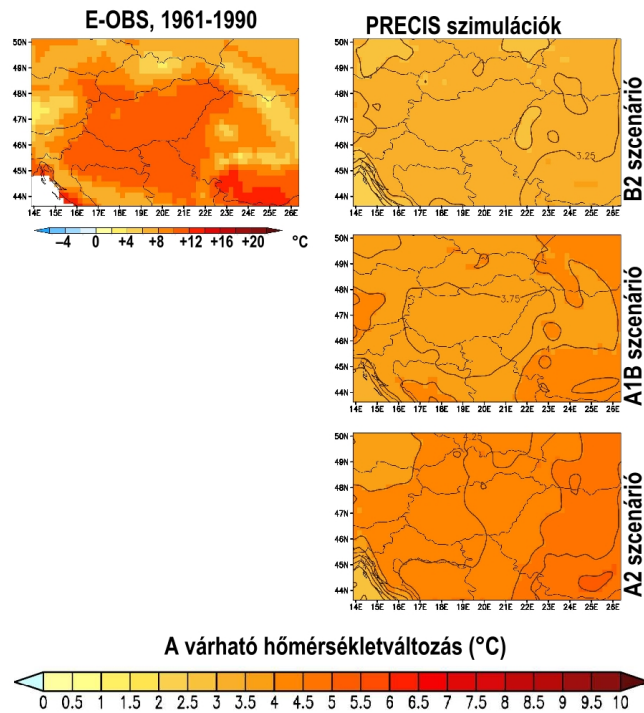


11.3. animáció: Évtizedenkénti hőmérsékletváltozás mértéke ősszel a PRECIS modell A1B scenáriót figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)

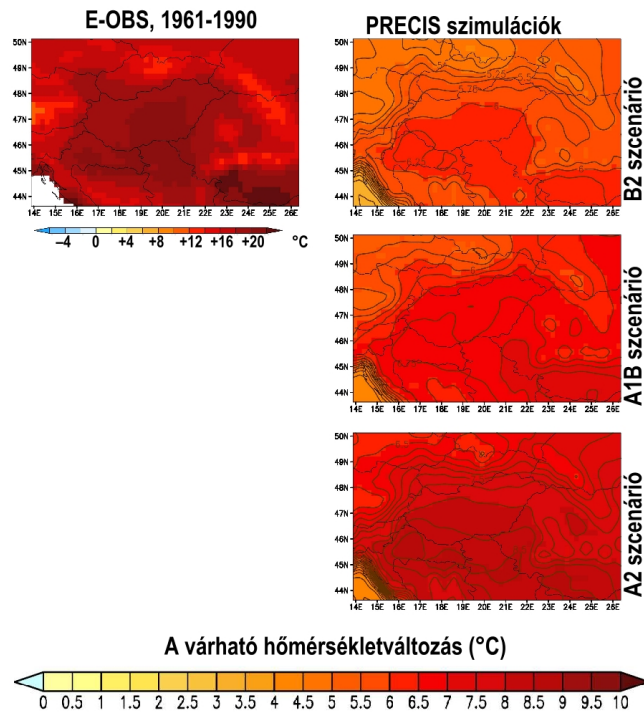


11.4. animáció: Évtizedenkénti hőmérsékletváltozás mértéke télen a PRECIS modell A1B scenáriót figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)

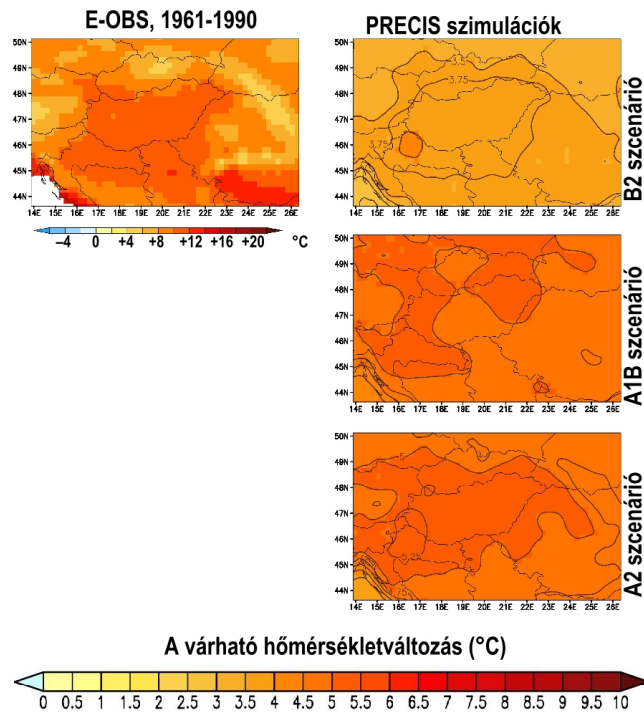
A XXI. század végére várható évszakonkénti melegedés területi eloszlásainak különböző scenáriókra vonatkozó eltéréseit a 11.6–11.9 ábrák térképsorozatai illusztrálják. Ezekről is jól leolvasható, hogy minden futtatás az év egészére vonatkozóan melegedést jelez előre, mely statisztikailag szignifikáns a vizsgált terület összes rácpontjában. A térképek alapján valószínűsíthető, hogy az ország egészén közel egyenletes lesz a melegedés, a különbség az egyes területek között nem éri el az 1 °C-ot. A várható változásokat 0,5 °C-os beosztású skálán feltüntetve a melegedés csak nyáron mutat markáns különbségeket az egyes területek között. A nyári időszakban Magyarország területén észak-dél irányú gradiens figyelhető meg: a délebbre fekvő területek erősebb melegedésre számíthatunk.



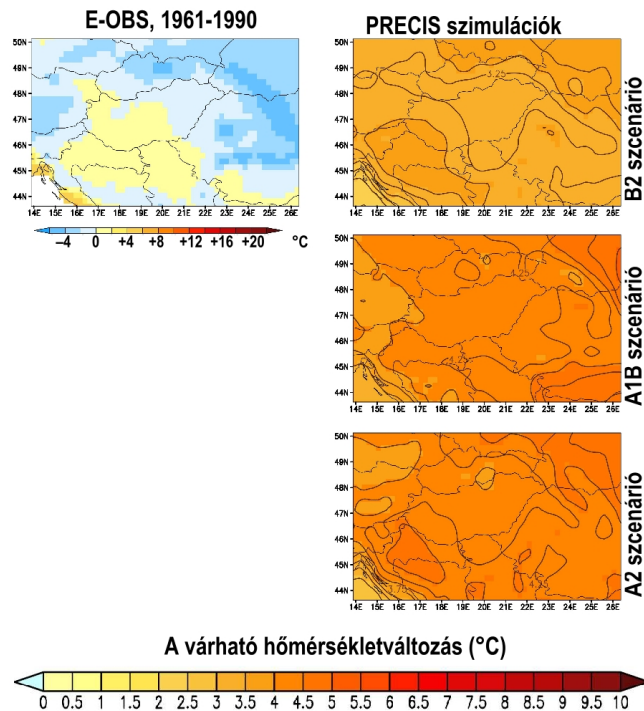
11.6. ábra: A tavaszra várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk.



11.7. ábra: A nyárra várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk.



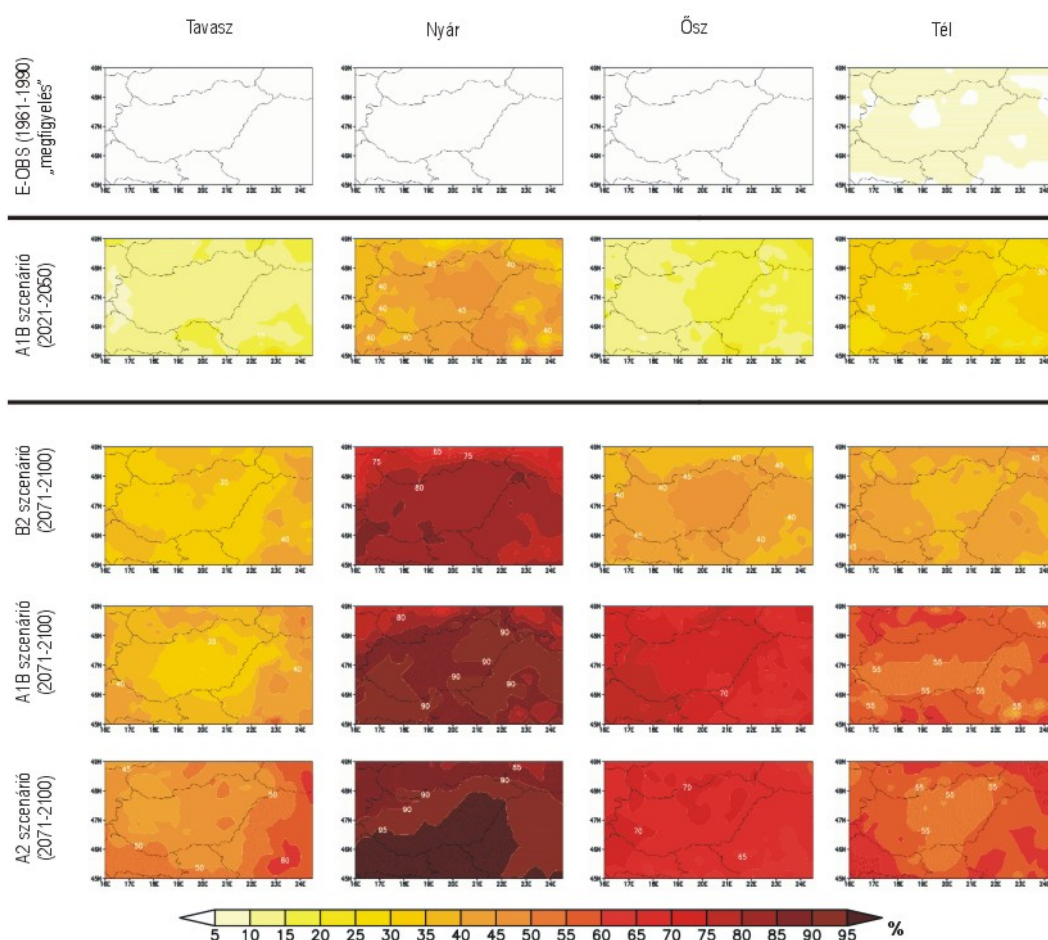
11.8. ábra: Az ősze várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk.



11.9. ábra: A télre várható átlagos hőmérsékletváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlaghőmérsékleti mezőt láthatjuk.

A hatásvizsgálatok szempontjából jól használható, átfogó információkat szolgáltat a következő elemzés. A vizsgálat során mindenegyes rácspontra meghatároztuk, hogy a szimulált hőmérsékleti idősorok alapján a referencia időszak (1961–1990) havi átlagaitól vett eltérés bizonyos küszöbértékeket milyen gyakorisággal fog meghaladni a jövőben.

A kapott eredményeket évszakos bontásban, térképes formában ábráztuk. A szimulált mezőkből meghatározott információt kiegészítettük a referencia időszak havi anomáliáit figyelembe vevő évszakos térbeli eloszlást illusztráló térképekkel. Példaként a 11.10. ábra a +4 °C-nál nagyobb hőmérsékleti anomáliák előfordulási gyakoriságának területi eloszlását jeleníti meg évszakos bontásban a jelen (1961–1990) klimatikus viszonyok mellett, valamint a 2021–2050 és a 2071–2100 jövőbeli időszakokra. A felhasználók számára értékes információt adhat, hogy az adott küszöbértékek túllépésének gyakorisága az ország mely területein milyen mértékben változhat a jövőben. A múltban a téli hónapokban a +4 °C-ot meghaladó pozitív anomáliák a teljes időszak 5–10%-ában fordultak elő, az év többi részében a jelenség előfordulásának gyakorisága még az 5%-ot sem érte el. A PRECIS modellszimulációk szerint mindkét vizsgált jövőbeli időszakban igen jelentős lesz a múltbeli átlagos hőmérsékletnél legalább +4 °C-kal magasabb havi átlaghőmérsékletek előfordulási gyakorisága. A 2071–2100-ra télen várható változás kisebb mértékű (35–60% közötti), mint a nyáron várható (80–100%), ez igaz minden scenárió esetén. A közelebbi jövőben várható változás még kisebb mértékű (2021–2050-re télen 30–40%, míg nyáron 35–50%). A térbeli szerkezetben nyáron megfigyelhető É-D irányú gradiens a délebbi területek nagyobb melegedését valószínűsíti.



11.10. ábra: Az 1961–1990 referencia-időszak átlagos hőmérsékleti értékeihez viszonyítva +4 °C-nál nagyobb havi hőmérsékleti anomáliák előfordulási gyakorisága tavasszal, nyáron, ősszel és télen, PRECIS szimulációk alapján (Bartholy et al., 2011)

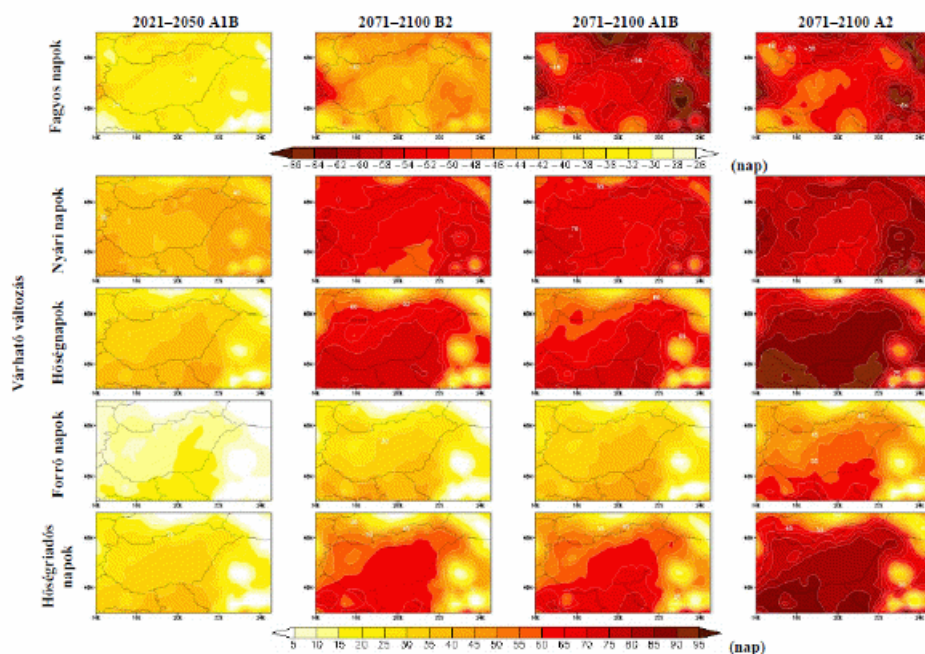
Az éghajlat regionális változásának vizsgálatok nem csak az átlagértékek elemzése fontos, hanem az alkalmazkodás szempontjából kiemelt jelentősége van a szélsőségeknek is. Ezek elemzéséhez például olyan extrém éghajlati indexeket használhatunk fel, melyek valamilyen előre definiált küszöbérték átlépésének gyakoriságát vagy tartamát mérik. Az indexek múltbeli magyarországi átlagos éves értékeit, valamint a jövőben várható megváltozásukat a 11.2. táblázat foglalja össze. Mindhárom forgatókönyv esetén a negatív hőmérsékleti extrémumok előfordulásának csökkenését és a pozitív extrémumok gyakoribbá válását jelzik előre a modellszimulációk. A várható változás mértéke a közeljövőre vonatkozóan megközelítőleg a fele a távoli jövőre számított változás értékének, és a legtöbb index esetén a legnagyobb változások az A2 forgatókönyv megvalósulása esetén várhatók, az A1B és B2 scenáriók sokkal kisebb változásokat valószínűsítnek.

A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján:
hőmérséklet

	Átlagos érték	Átlagos változás			
	(nap)	(nap)			
Hőmérsékleti index	1961–1990	2021–2050	2071–2100	2071–2100	2071–2100
(Definíció)	E-OBS	A1B	B2	A1B	A2
Fagyos napok száma ($T_{\min} < 0\text{ °C}$)	93	–35	–43	–54	–51
Nyári napok száma ($T_{\max} > 25\text{ °C}$)	67	38	66	68	76
Hőségnapok száma ($T_{\max} > 30\text{ °C}$)	14	34	68	65	86
Forró napok száma ($T_{\max} > 35\text{ °C}$)	0,3	12	30	34	53
Hőségriadós napok száma ($T_{\text{közép}} > 25\text{ °C}$)	4	30	59	59	80

11.2. táblázat: Hőmérsékleti indexek múltbeli (1961–1990) előfordulásának és jövőbeli várható változásának magyarországi átlaga a PRECIS modellszimulációk alapján

A 11.11. ábráról az előbbi összegzésen kívül leolvasható egyfajta zonális elrendeződés is: a délebbi térségekben nagyobb változások valószínűsíthetők. A térképeken az is megfigyelhető, hogy a hegységekben, a magasabban fekvő területeken a meleg hőmérsékleti szélsőségeket jellemző hőségnapok sokkal kisebb mértékű növekedése várható (mely százalékban kifejezve múltbeli előfordulásukhoz képest még így is igen jelentős), a fagyos napok számában várható változás azonban az átlagnál nagyobb.



11.11. ábra. Hőmérsékleti indexek várható változása az 1961–1990 referencia időszakhoz képest a különböző kibocsátási forgatókönyveket figyelembevevő PRECIS-szimulációk alapján.

Összefoglaló ellenőrző kérdések

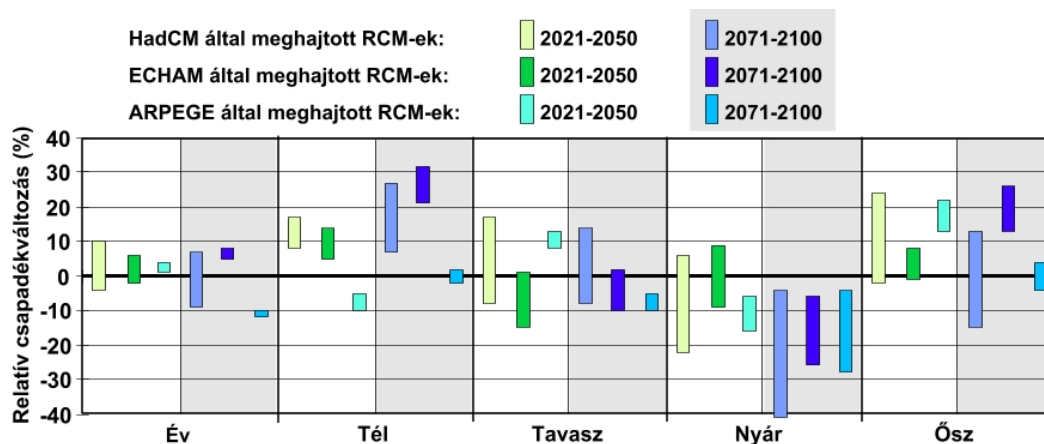
1. Milyen mértékű átlagos éves hőmérsékletváltozás várható Magyarországra a 2021–2050, illetve a 2071–2100 időszakra az A1B szcenárió esetén?
2. Milyen mértékű átlagos évszakos hőmérsékletváltozások várhatók Magyarországra a 2021–2050, illetve a 2071–2100 időszakra az A1B szcenárió esetén?
3. Hasonlítsa össze a Magyarországra 2071–2100 időszakra várható évszakos hőmérsékletváltozások mértékét az A2, A1B és B2 szcenáriók esetén!
4. Milyen mértékű átlagos változások várhatók Magyarországra a 2071–2100 időszakra a különböző hőmérsékleti indexek értékeiben a különböző szcenáriók esetén?

12. fejezet - A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján: csapadék

Az előző fejezethez hasonló szerkezetben tárgyaljuk a regionális klímamodellek szimulációi alapján a jövőre valószínűsíthető csapadékváltozást hazánk térségére. Míg az első alfejezetben az A1B kibocsátási forgatókönyv alapján készített 11 modellszimuláció eredményét összegezzük, addig a második alfejezetben a kibocsátási forgatókönyvek közötti eltéréseket vizsgáljuk a PRECIS modell három szimulációjára (B2, A1B, A2 scenáriók). Kiemelten foglalkozunk a csapadékkal kapcsolatos szélsőségek XXI. században várható alakulásával.

12.1. Várható csapadékváltozás Magyarországon az ENSEMBLES-modelleredmények alapján

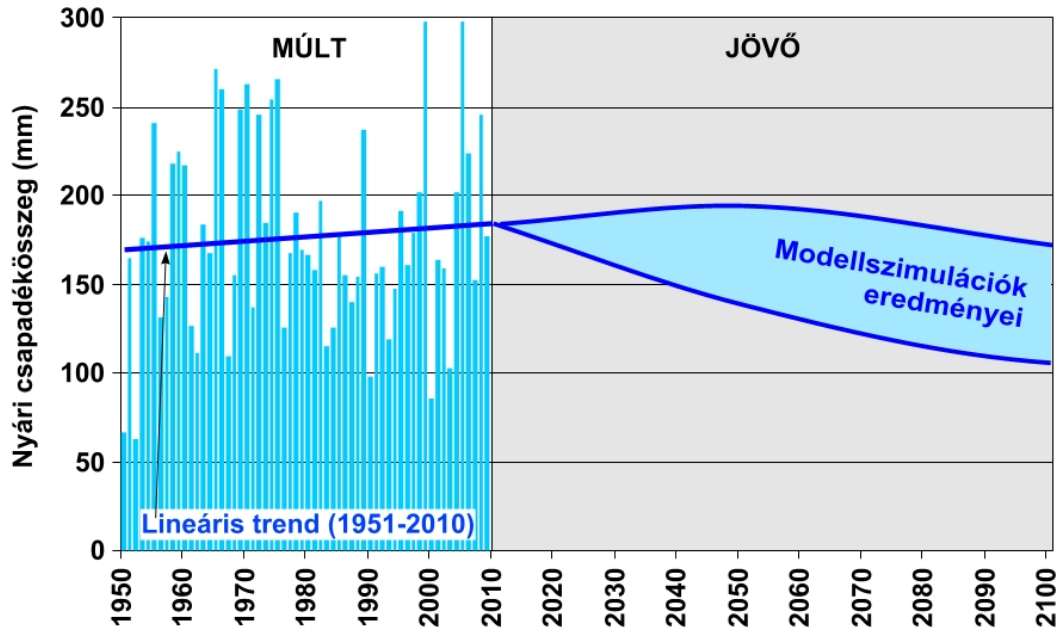
A hőmérséklettel ellentétben a csapadébecslések bizonytalansága sokkal nagyobb. Az egyes RCM-szimulációk által prognosztizált változások sokszor előjelükben sem azonosak. A 11 rendelkezésre álló modellszimuláció felhasználásával a 12.1 ábrán összegezzük az éves és az évszakos csapadékösszegek várható alakulását, melyet a meghajtó GCM-ek szerint csoportosítva láthatunk. A grafikon az 1961–1990 referencia időszakhoz viszonyított relatív változásokat mutatja a 2021–2050, illetve 2071–2100 időszakokra. Az évszázad közepére csak kis mértékű változások várhatók, melyek a legtöbb modellszimuláció esetén nem szignifikáns. A XXI. század végére kapott eredmények alapján télen összességében a csapadék növekedése, nyáron pedig a klíma szárazabbá válása prognosztizálható. Az átmeneti évszakokban kisebb mértékű változásra számíthatunk, mely azonban statisztikailag szintén nem szignifikáns. Az ellentétes előjelű téli és nyári tendenciák miatt az évi csapadékösszegekben nem várhatunk jelentősebb változást, az RCM-ek által jelzett évi csapadékváltozás abszolút értékben nem haladja meg a 10%-ot.



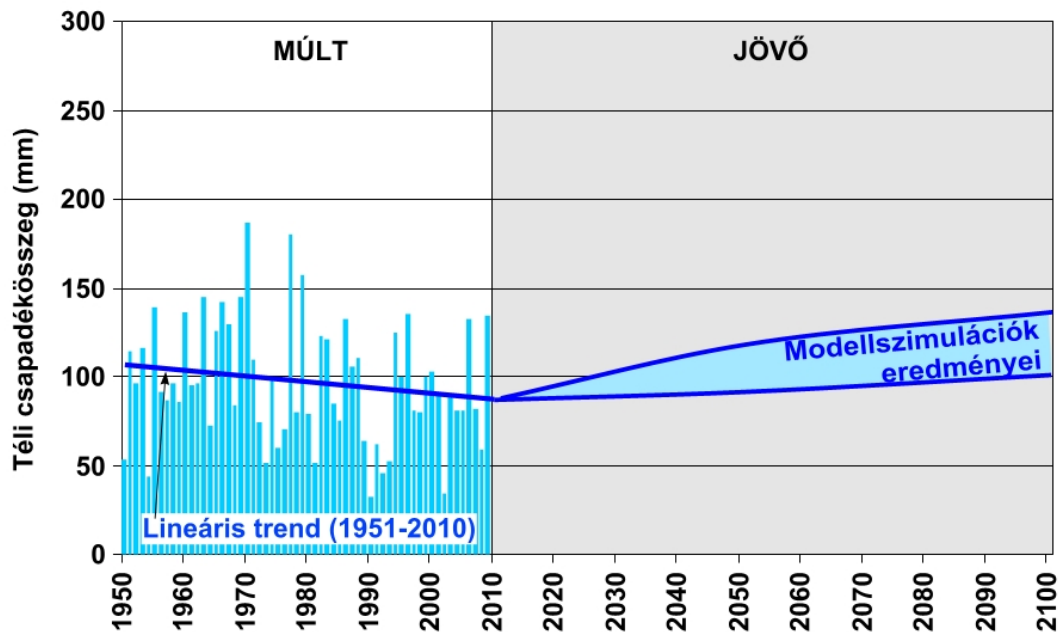
12.1. ábra. A Magyarországra várható átlagos éves és évszakos csapadékösszeg megváltozása 2021–2050 (zöldes színárnyalatokkal) és 2071–2100 (kék színárnyalatokkal) időszakokra, referencia időszak: 1961–1990. A becslés változások a HadCM esetén 5 RCM szimulációból, az ECHAM esetén 4 RCM szimulációból, az ARPEGE esetén 2 RCM szimulációból kerültek meghatározásra (Pongrácz et al., 2011b). A téglalapok alsó és felső lapja rendre a legkisebb és a legnagyobb becslés változást jelzi.

A becslés jövőbeli tendenciák és a XX. század második felétől napjainkig bekövetkezett múltbeli változást hasonlíthatjuk össze a 12.1. és 12.2. interaktív animáción nyárra, illetve télre. A modellszimulációk mindkét évszakban az eddigi tendenciák megváltozását valószínűsítik. A nyári és téli ellentétes irányú becslés változások a teljes csapadékösszeg éven belüli átrendeződéséhez vezetnek a század végére. Míg a nyári csapadék hazánk

területén az utóbbi 60 évben jellemzően 100 mm és 250 mm között volt, addig a téli 50 mm és 150 mm közé esett. A grafikonokról jól látszik, hogy a nyári csapadékösszegnek nem csak az értéke, hanem a változékonysága is lényegesen nagyobb volt a télinél. A jövőre becslt csapadékváltozások szintén nagyobb bizonytalanságot mutatnak nyáron, mint télen. Az interaktív animációk lehetővé teszik, hogy a jövőre becslt évszakos csapadékváltozás területi eloszlását a XXI. század közepére és végére külön is tanulmányozzuk.

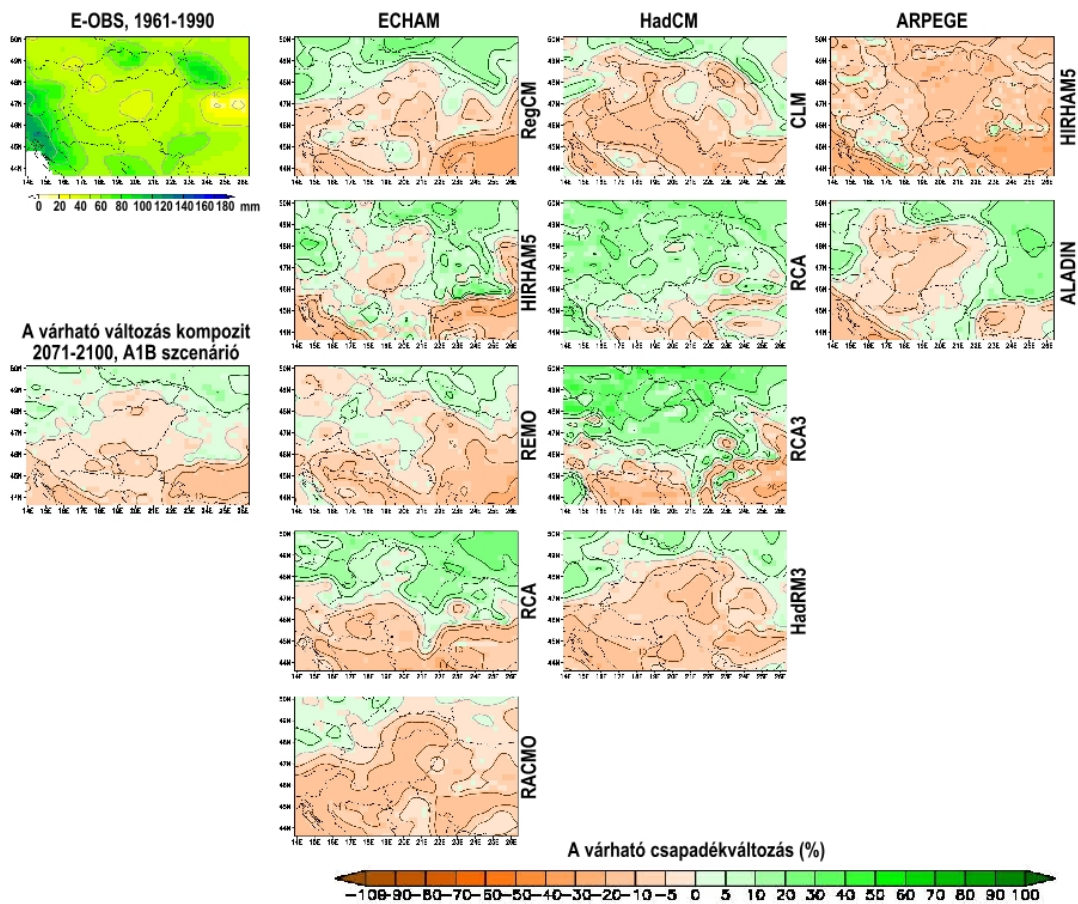


12.1. interaktív animáció: A XX. század közepétől napjainkig detektált nyári csapadéknövekedés Magyarország térségére és a XXI. századra várható csapadék tendenciák modellszimulációk eredményei alapján. A múltra vonatkozó idősor az E-OBS adatbázis alapján készült.



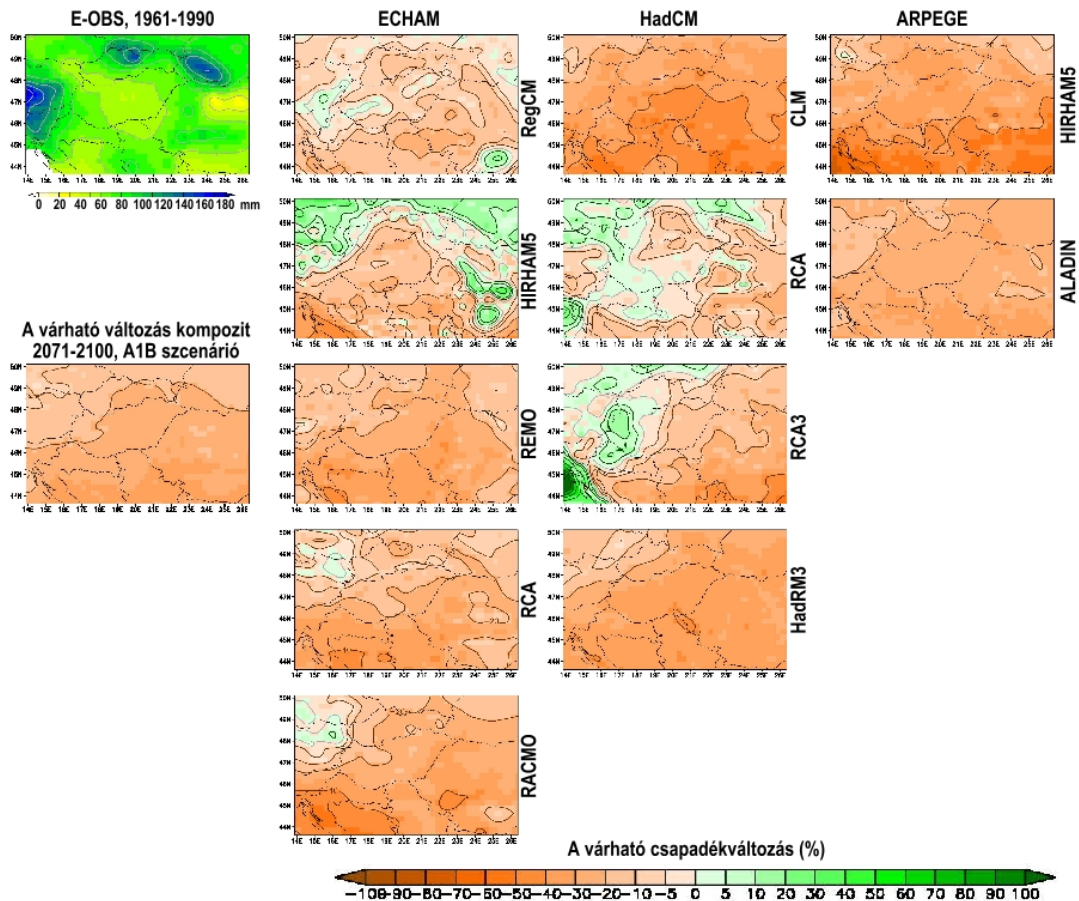
12.2. interaktív animáció: A XX. század közepétől napjainkig detektált téli csapadékcsökkenés Magyarország térségére és a XXI. századra várható csapadék tendenciák modellszimulációk eredményei alapján. A múltira vonatkozó idősor az E-OBS adatbázis alapján készült.

A XXI. század végére várható csapadékváltozások területi eloszlását évszakonként a 12.2–12.5. ábrák térképsorozatain mutatjuk be részletesebben a meghajtó feltételeket biztosító GCM-ek szerint csoportosítva. Jól látható, hogy az egyes modellszimulációk által prognosztizált változások jelentős mértékben eltérhetnek egymástól, ami a csapadékbecslések óriási bizonytalanságára utal. Az eltérések ellenére a 11 RCM-szimuláció eredményeiből képzett kompozittérképek a valószínűsíthető csapadékváltozásokat mutatják be. A kompozittérképek alapján a legnagyobb mértékű (mintegy 15–20%-os) csapadéknövekedés télen, a legnagyobb mértékű (mintegy 10–30%-os) szárazodás pedig nyáron prognosztizálható térségünkben. A télen várható változásokban (12.5. ábra) az ország területén belül nincs nagy különbség, a kompozit térkép alapján az egyes rácsponatok közötti eltérés nem haladja meg az 5%-ot. Az átmeneti évszakokban (12.2. és 12.4. ábra) kis mértékű csapadéknövekedést valószínűsítenek az RCM-outputok átlagai. Ősszel arra számíthatunk, hogy a csapadék mennyisége várhatóan északnyugat felé haladva növekszik Magyarország területén belül, s a Fertő-tó környékén akár a 10%-os csapadéknövekedési mértéket is meghaladhatja. Nyáron (12.3. ábra) délkelet felé haladva számíthatunk egyre erősödő szárazodásra, s így a határvidék közelében már 30%-ot meghaladó mértékű lehet a csapadékcsökkenés.

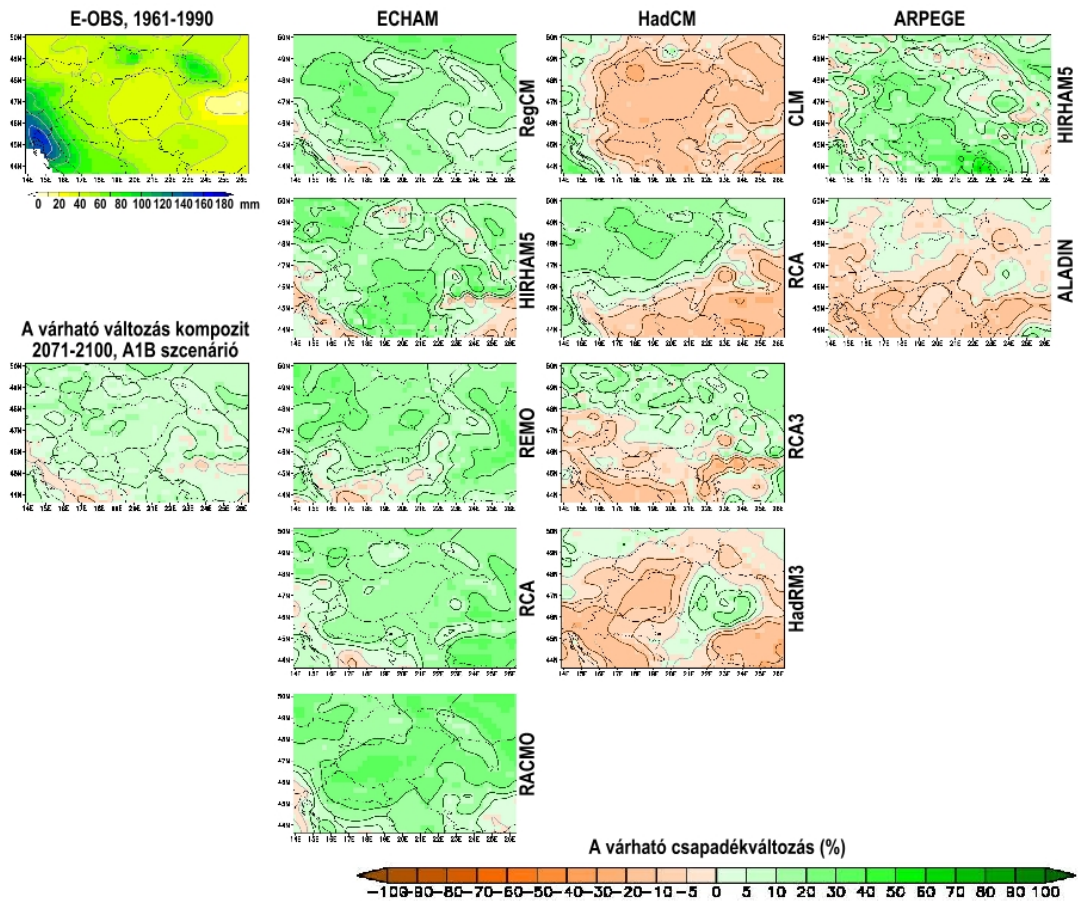


12.2. ábra: A tavaszra várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 oszlopban a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményei láthatók egyenként. Bal oldalon lent pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható csapadékváltozás területi eloszlása jelenik meg.

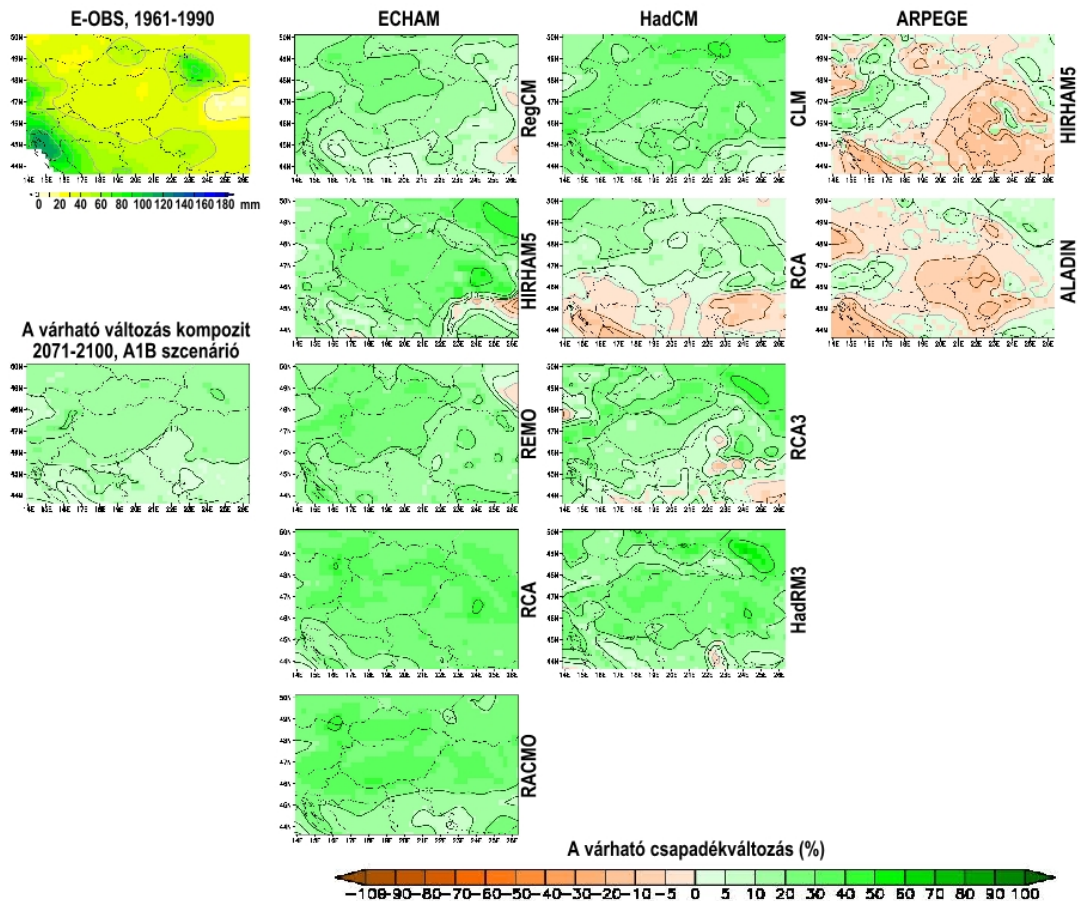
A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján:
csapadék



12.3. ábra: A nyárra várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 oszlopban a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményei láthatók egyenként. Bal oldalon lent pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható csapadékváltozás területi eloszlása jelenik meg.

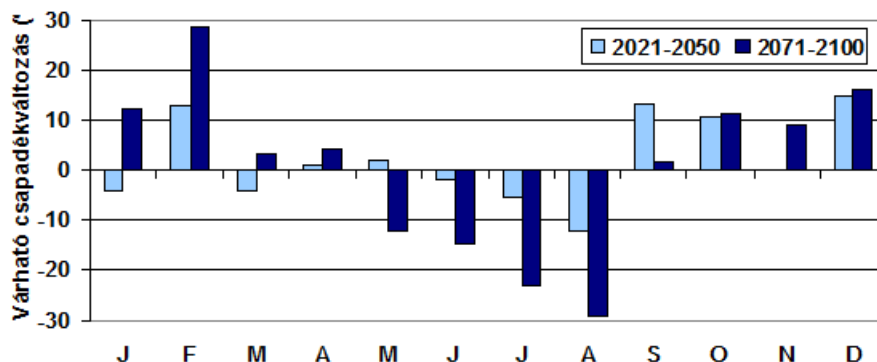


12.4. ábra: Az ősze várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 oszlopban a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményei láthatók egyenként. Bal oldalon lent pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható csapadékváltozás területi eloszlása jelenik meg.



12.5. ábra: A télre várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk. Jobbra mellette a 3 oszlopban a 3 GCM (ECHAM, HadCM, ARPEGE) által meghajtott RCM-szimulációk eredményei láthatók egyenként. Bal oldalon lent pedig a rendelkezésre álló 11 RCM-szimuláció átlagolásával kapott kompozittérképen a századvégre várható csapadékváltozás területi eloszlása jelenik meg.

A 12.6. ábrán látható diagram a 11 RCM-szimuláció összesített eredményeit szemlélteti havi bontásban, melyet a magyarországi rácpontokra vonatkozó becslések átlagos havi csapadékváltozásai alapján határoztunk meg. A modelleredmények alapján a XXI. század közepére prognosztizált változások még kis mértékűek (nem haladják meg a 15%-ot), s statisztikailag sem szignifikánsak. Az évszázad végére azonban jelentős mértékű csapadéknövekedés valószínűsíthető a téli félév hónapjaiban, különösen decembertől februárig, ugyanakkor nagymértékű, szignifikáns csapadécsökkenés várható a nyári félévben, elsősorban május-június-július-augusztus hónapokban. Az augusztusi szárazodó tendencia meghaladja a 25%-ot. Az éves csapadékösszeg jelentős mértékű változása nem várható, hiszen a téli és a nyári ellentétes tendenciák részben kioltják egymást.



12.6. ábra: A 2021–2050 és 2071–2100 időszakra vonatkozó várható átlagos havi csapadékváltozás mértéke a 11 RCM-szimuláció alapján, referencia időszak: 1961–1990

Az átlagos csapadékviszonyok várható alakulása mellett elsősorban hidrológiai, vízgazdálkodási és mezőgazdasági hatásvizsgálatok céljából kiemelten fontos a szélsőségek elemzése, mind a nagy csapadékok, mind a szárazságok szempontjából. Ehhez különféle csapadékindexeket (Bartholy és Pongrácz, 2005) alkalmazhatunk, melyek definícióját a 12.1. táblázat tartalmazza.

Jel	Definíció	Egység
CDD(Consecutive Dry Days)	Az egymást követő száraz napok maximális száma. ($R_{\text{nap}} < 1 \text{ mm}$)	nap
RR1	A csapadékos napok száma: azon napok száma, amelyeken a lehullott csapadék mennyisége meghaladja az 1 mm-t. ($R_{\text{nap}} \geq 1 \text{ mm}$)	nap
RR5	A csapadékos napok száma: azon napok száma, amelyeken a lehullott csapadék mennyisége meghaladja az 5 mm-t. ($R_{\text{nap}} \geq 5 \text{ mm}$)	nap
RR10	Azon napok száma, amelyeken a lehullott csapadék mennyisége meghaladja a 10 mm-t. ($R_{\text{nap}} \geq 10 \text{ mm}$)	nap
RR20	Azon napok száma, amelyeken a lehullott csapadék mennyisége meghaladja a 20 mm-t. ($R_{\text{nap}} \geq 20 \text{ mm}$)	nap
RX1	Az 1 nap alatt lehullott maximális csapadékösszeg. ($R_{\text{max},1\text{nap}}$)	mm
RX5	Az 5 nap alatt lehullott maximális csapadékösszeg. ($R_{\text{max},5\text{nap}}$)	mm
SDII (Simple Daily Intensity Index)	Csapadékintenzitás: a teljes csapadékösszeg és a csapadékos napok számának hányadosa. ($R_{\text{sum}}/RR1$) – a csapadékos napokon lehullott átlagos csapadékmennyiség	mm/nap

12.1. táblázat. A vizsgált csapadékindexek jele, definíciója és egysége

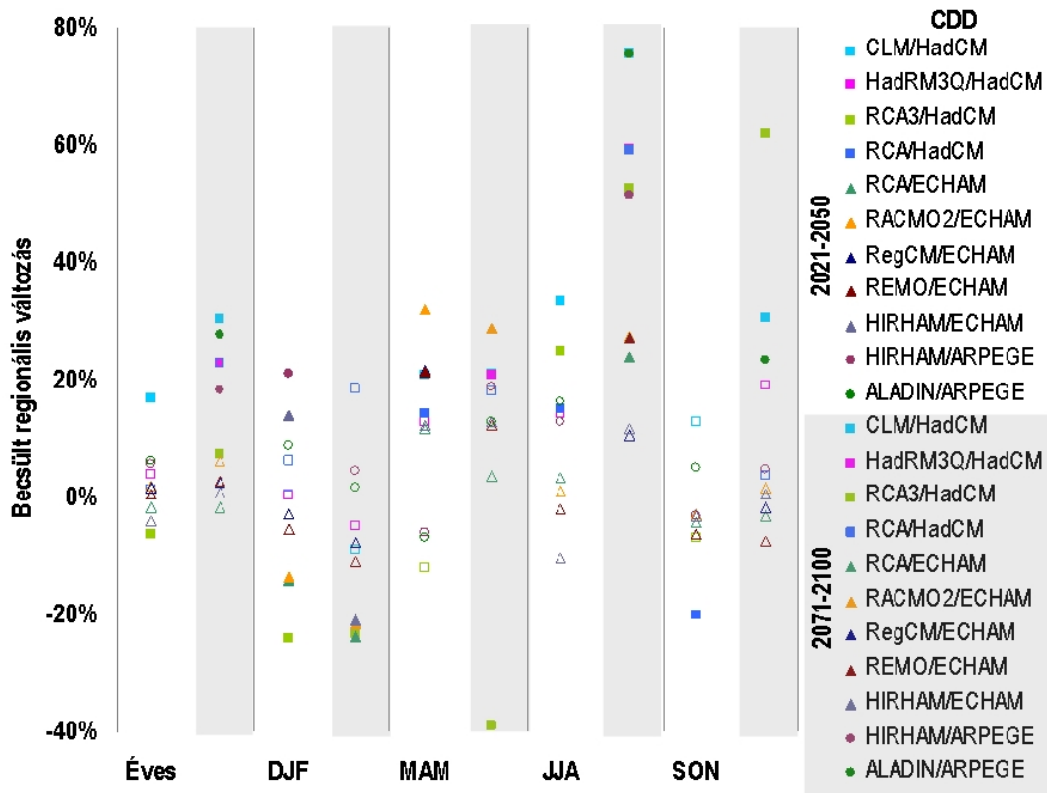
Az 12.2. táblázatban foglaljuk össze a vizsgált nyolc éghajlati indexre a magyarországi rácsponatok figyelembe vételével a statisztikailag szignifikáns trendek irányát a 11 RCM-szimuláció outputmezője alapján. A felfelé, illetve lefelé mutató nyilak rendre a szignifikáns növekedést, illetve a szignifikáns csökkenést jelzik. A zöld nyilak az éghajlat nedvesebbé, a barnák pedig az éghajlat szárazabbá válására utalnak. Az eredmények azt jelzik, hogy hazánkban a XXI. század végére nyáron (továbbá kisebb mértékben ősszel és tavasszal) jellemzően szárazodásra számíthatunk, ugyanakkor a csapadékesemények valószínűsíthetően nagyobb intenzitásúak lesznek (főként ősszel). Télen szintén várhatóan intenzívebb lesz a csapadékhullás, de ebben az időszakban összességében is a csapadék növekedése prognosztizálható.

Index	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél
CDD	↑↑↑↓	↑↑↑↑↑ ↑↑↑↑	↑↑↑	↓↓↓↓
RR1	↓↓↓↓↓ ↓↓↑	↓↓↓↓↓ ↓↓↓↓↓ ↓	↓↓↓↓↓	↑↑↑↑
RR5	↑↓	↓↓↓↓↓ ↓↓↓↓↓	↑↑↑↓	↑↑↑↑↑ ↑↑↑
RR10	↑	↓↓↓↓↓ ↓↓	↑↑↑↑↑ ↑↑	↑↑↑↑↑ ↑↑↑↑↑
RR20	↑↑↑	↓	↑↑↑↑↑ ↑↑↑	↑↑↑↑↑ ↑↑↑↑↑
RX1	↑↑↑	↑↑↑	↑↑↑↑↑ ↑↑	↑↑↑↑↑ ↑↑↑↑↑
RX5	↑	↓↓	↑↑↑↑↑ ↑	↑↑↑↑↑ ↑↑↑
SDII	↑↑↑↑	↑↑↑↑↓	↑↑↑↑↑ ↑↑↑↑↑ ↑	↑↑↑↑↑ ↑↑↑↑↑

12.2. táblázat. A vizsgált csapadék indexek várható változása hazánk területén 2071–2100 időszakra 11 RCM-szimuláció alapján (referencia időszak: 1961–1990). A felfelé, illetve lefelé mutató nyilak rendre a szignifikáns növekedést, illetve a szignifikáns csökkenést jelzik. A zöld nyilak az éghajlat nedvesebbé, a barnák pedig az éghajlat szárazabbá válására utalnak.

A következőkben két kiválasztott indexre vonatkozóan (CDD és SDII) mutatjuk be részletesebben az eredményeket. A diagramokon a magyarországi rácpontok 1961–1990 időszakhoz viszonyított átlagos várható változása látható a XXI. század közepére (2021–2050) és végére (2071–2100). A távolabbi jövőre vonatkozó eredményeket szürke háttérrel emeltük ki. Az eredményül kapott várható átlagos változások közül beszínezett szimbólumok jelölik a 95%-os szinten szignifikáns változásokat. A térképes megjelenítést csak az évszakos változási mezőkre mutatjuk be, hiszen az éves változásokban ezek eredőjeként megjelenő tendenciák sokszor félrevezetőek lehetnek az egymással ellentétes évszakos változások miatt.

Elsőként az egymást követő száraz napok maximális számának (CDD) várható alakulását tekintjük át. Magyarországon éves átlagban nagyrészt növekedésre számíthatunk (12.7. ábra): a távolabbi jövőben öt modellszimuláció (az ARPEGE és a HadCM által meghajtott RCM-szimulációk többsége) szerint lesz ez a változás szignifikáns, mintegy 10–30%-os. A becsült évszakos változásokat sorra véve az alábbi következtetéseket foglalhatjuk össze. (1) Télen a modellszimulációk többsége csökkenő trendet valószínűsít 2071–2100-ra. A HIRHAM/ECHAM, a RACMO2 és az RCA/ECHAM is szignifikáns csökkenést prognosztizál, amelynek mértéke meghaladja a 20%-ot. A 2021–2050-re becsült változás nagyobb bizonytalanságú, a szignifikáns változást jelző modellek eredményei ellentétes előjelűek. Ennek oka az, hogy a csapadék mind térben, mind időben rendkívül változékonyságú meteorológiai elem, ezért nagy a szórás és az éghajlati becslések bizonytalansága. (2) Tavasszal feltehetőleg mindkét időszakban meg fog növekedni az egymást követő száraz napok maximális száma, a statisztikailag szignifikáns becslések szerint mintegy 20–35%-kal. (3) Nyáron 2021–2050-re még nem szignifikáns a modellek által becsült növekedések többsége, de 2071–2100-ra minden modellszimuláció egyértelműen a CDD értékének növekedését valószínűsíti, s ezek nagy többsége 95%-os szinten szignifikáns. A legnagyobb mértékű (70–80%) növekedést a CLM és az ALADIN szimulációi jelzik. (4) Ősszel csupán három modellszimuláció feltételez szignifikáns változást: a CLM és az ALADIN 20–25%-os, az RCA3 pedig kb. 60%-os növekedést jelez a XXI. század végére.



12.7. ábra. A CDD várható átlagos változása Magyarországon a XXI. század közepére és végére (referencia időszak: 1961–1990). Beszínezett szimbólumok jelölik a 95%-os szinten szignifikáns változásokat.

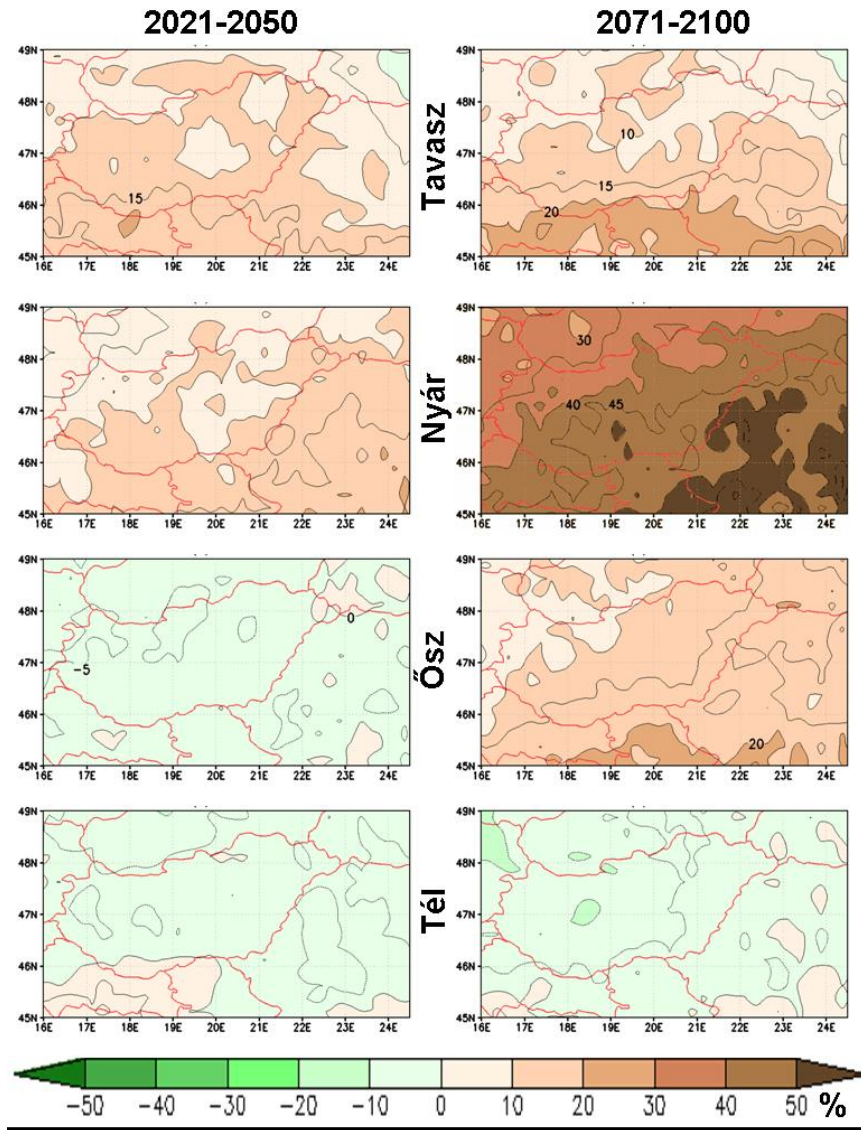
A becsült változások térbeli szerkezetét a 12.8. ábrán mutatjuk be. A kompozit térképek alapján általában a XXI. század közepéig várható tendenciák további erősödésére számíthatunk a század végére (kivéve az őszt). Részletesebben áttekintve az évszakos becsléseket tartalmazó térképeket, az alábbi következtetéseket összegezzük.

(1) Tavasszal kb. 10–15%-os növekedésre számíthatunk hazánk területén; a legnagyobb (20%-ot meghaladó) mértékű változás a Kárpát-medence déli részén várható a 2071–2100 időszakra.

(2) Nyáron az évszázad közepére 10%-os a hazánk területére becsült átlagos növekedés, mely az évszázad végére mintegy 43%-ká fokozódik. Láthatjuk, hogy az index értékeiben prognosztizált változások mértéke északnyugatról délkeletre haladva nő, s vizsgált tartomány délkeleti részén a CDD értékének becsült átlagos növekedése akár az 50%-ot is meghaladhatja.

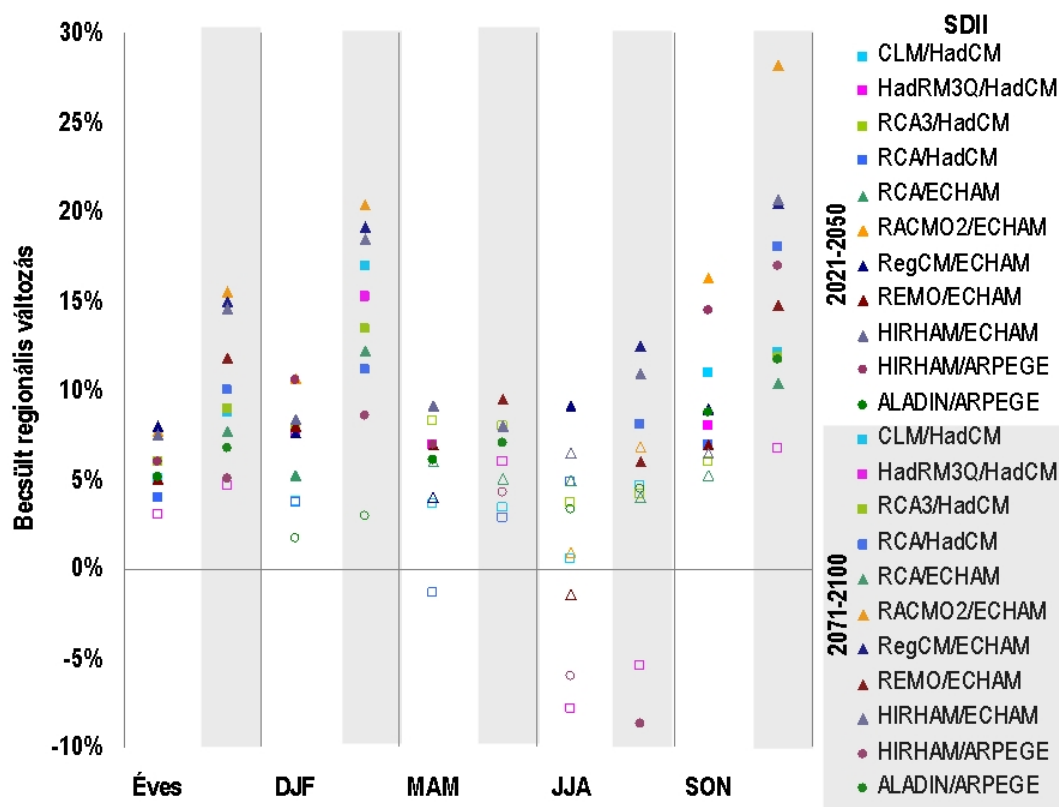
(3) Ősszel csupán a távolabbi jövőben valószínűsíthető jelentősebb (10–20%) változás; az évszázad közepére becsült tendencia a legtöbb modellszimuláció esetén nem szignifikáns, s átlagosan inkább a száraz időszak hosszának csökkenése várható, amely azonban a vizsgált célterületen belül sehol sem éri el a 10%-ot.

(4) Amennyiben a 11 modellszimuláció által prognosztizált változások átlagát tekintjük, télen egyik időszakra vonatkozóan sem várható jelentős változás az egymást követő száraz napok maximális számának értékében.



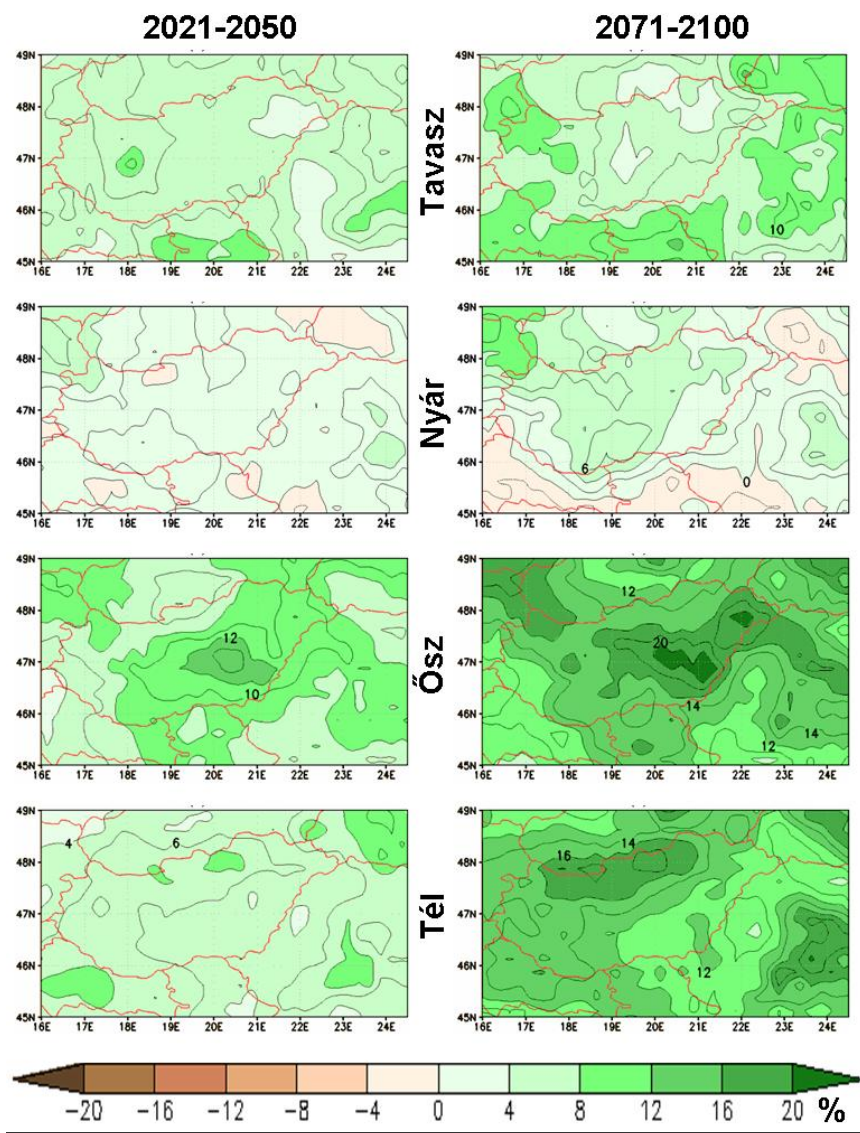
12.8. ábra. Kompozit térkép a CDD index évszakonként várható relatív változásáról (%) 2021–2050 és 2071–2100 időszakokra a 11 RCM-szimuláció eredményei alapján (referencia időszak: 1961–1990)

Az ENSEMBLES keretében végzett RCM-szimulációk alapján hazánkban a csapadékkéntesség (SDII) várhatóan mind a négy évszakban és éves átlagban is szignifikánsan meg fog növekedni (12.9. ábra). A valószínűsíthető évszakai változásokat tekintve az alábbi következtetéseket foglalhatjuk össze. (1) Télen a közelebbi jövőben kb. 10%-os, a távolabbi jövőben pedig mintegy 20%-os növekedés várható, amely az ALADIN kivételével az összes modellszimuláció szerint szignifikáns változást jelent. (2) Tavasszal valószínűsíthető a legkisebb mértékű növekedés, mely mindkét időszakra maximálisan csupán 10%-os (2021–2050-re a HIRHAM/ECHAM, 2071–2100-ra a REMO/ECHAM modellszimuláció szerint), s a rendelkezésre álló modellszimulációk alig fele jelez szignifikáns változást. (3) Nyáron a modellszimulációk többsége növekedést prognosztizál, amelynek mértéke azonban nem haladja meg a 15%-ot. A közelebbi jövőre csupán egy modellszimuláció (RegCM/ECHAM) jelez szignifikáns (mintegy 10%-os) növekedést, a 2071–2100 időszakra viszont már négy szimuláció (RegCM/ECHAM, HIRHAM/ECHAM, RCA/HadCM, REMO/ECHAM) szerint lesz szignifikáns az SDII növekedése (5–15%). (4) A legnagyobb mértékű növekedés ősszel várható. A 2021–2050 időszakra vonatkozóan 5–20%-os változást jeleznek a modellszimulációk. A XXI. század második felében valószínűsíthetően tovább nő a csapadékkéntesség, s 2071–2100-ra a 11 modellszimulációból 10 szerint szignifikáns lesz az 1961–1990 referencia időszakhoz viszonyított növekedés mértéke, amely akár a 30%-ot is elérheti (a RACMO2/ECHAM modellszimuláció szerint).



12.9. ábra. Az SDII várható átlagos változása Magyarországon a XXI. század közepére és végére (referencia időszak: 1961–1990). Beszínezett szimbólumok jelölik a 95%-os szinten szignifikáns változásokat.

A becült átlagos változások kompozit térképeit (12.10. ábra) nézve is szembevetendő a zöld szín dominanciája, ami az index értékének várható növekedését jelzi Magyarországon térségében. Részletesebben áttekintve az évszakos becsléseket, az alábbi következtetéseket összegezhetjük. (1) Tavasszal átlagosan 4–8%-os növekedés várható; a távolabbi jövőben az általunk vizsgált kivágat déli és keleti részén a 10%-ot is meghaladhatja a változás mértéke. (2) A csapadékkoncentráció legkisebb (mintegy 6%) mértékű növekedése a 11 klímamodel alapján nyáron valószínűsíthető, sőt, egyes területeken, például a Kárpát-medence északkeleti és déli részén akár kis mértékű csökkenésre is számíthatunk (ez a modellszimulációk nagy többsége alapján azonban statisztikailag nem szignifikáns). (3) A legnagyobb mértékű növekedés ősszel várható: ezt a 12.9. ábra is alátámasztja, hiszen 10 szimuláció szerint is 95%-os szinten szignifikáns a becült növekedés. Az Alföldön az évszázad közepéig átlagosan 12%-kal, a 2071–2100 időszakra pedig akár 20%-kal is nőhet az index értéke. (4) Télen 2021–2050-re még nem várható jelentős változás. A XXI. század végére viszont az index várható változásának mértéke feltehetően a Kárpát-medence egész területén eléri a 8%-ot. Az Északi-középhegységben, valamint hazánk északnyugati részén pedig akár a 16%-ot is meghaladhatja a becült növekedés mértéke.



12.10. ábra. Kompozit térkép az SDII index évszakonként várható relatív változásáról (%) 2021–2050 és 2071–2100 időszakokra a 11 RCM-szimuláció eredményei alapján (referencia időszak: 1961–1990).

12.2. Várható csapadékváltozás Magyarországon különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vételével

A különböző kibocsátási forgatókönyvekhez kapcsolódó modellszimulációk értékelését a hőmérséklethez hasonlóan a csapadék esetén is a PRECIS-modell felhasználásával végezzük. Az ENSEMBLES modelloutputokhoz hasonlóan ezek a szimulációk esetén is a becslt csapadékváltozások sok esetben nem, vagy csak az ország egyes területein szignifikánsak. Az is előfordul, hogy a három alkalmazott scenárió által prognosztizált változások eltérő előjelűek. Az eltérések ellenére a különböző szimulációk egységesen a csapadék éven belüli eloszlásának módosulását és a térség szárazabbá válását prognosztizálják a nyári időszakban.

Az évszakai csapadékösszegekre vonatkozó eredményeket a 12.312.3. táblázat összegzi. Az abszolút értékben 10 mm/hónapnál nagyobb változások a magyarországi rácpontok mindegyikében statisztikailag szignifikánsnak bizonyultak, az ennél kisebbek nem, vagy csak az ország egy részén. Ugyan a forgatókönyv választásából származó bizonytalansági intervallum nyáron a legnagyobb, mégis ez az egyetlen olyan évszak, ahol a becslt változás előjele

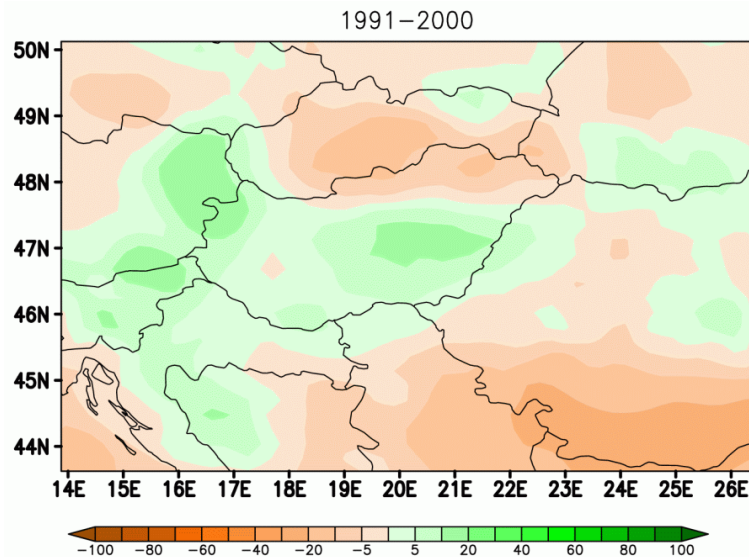
A várható éghajlatváltozás dinamikus modelleredmények alapján:
csapadék

egyértelműen negatív mindhárom scenárió esetén, s az évszázad végére statisztikailag szignifikáns. Noha a tél csapadékviszonyainak jövőbeli alakulása a nyárénál kevésbé tűnik bizonyosnak, a PRECIS modell szimulációi az évszak nedvesebbé válását jelzik, főként az A1B scenárió esetén. Az átmeneti évszakok várható csapadékváltozásai viszonylag kicsik, nem szignifikánsak, és az egyes szimulációkból adódó eredmények különböző előjelűek.

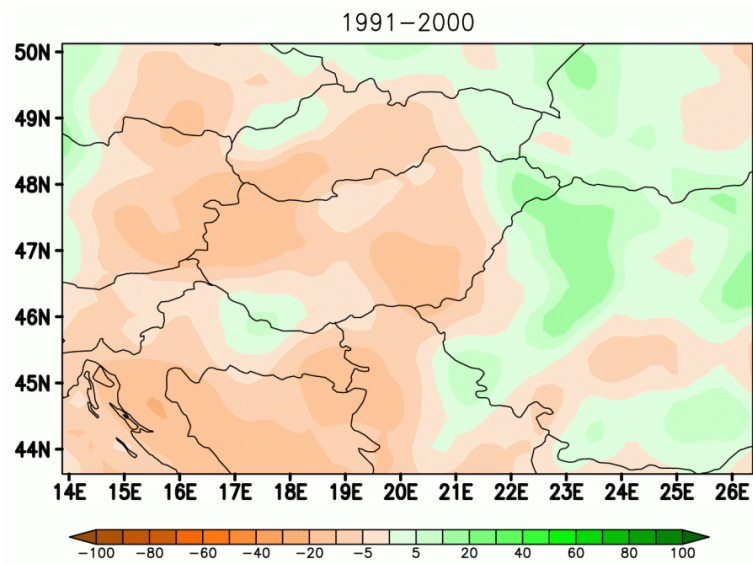
Változás (1961–1990 átlagához képest)		Tavaszi	Nyári	Ősz	Tél
Csapadék (mm/hónap)					
2021–2050	A1B	1 (2%)	-10 (-17%)	4 (8%)	6 (13%)
2071–2100	B2	-5 (-8%)	-28 (-43%)*	-8 (-18%)	-2 (-6%)
	A1B	3 (5%)	-19 (-33%)*	-2 (-4%)	15 (34%)*
	A2	-8 (-13%)	-37 (-58%)*	-4 (-8%)	5 (14%)

12.3. táblázat: A várható átlagos évszakos csapadékváltozás a magyarországi rácspontok átlagában a PRECIS modell különböző szimulációi alapján (referencia-időszak: 1961–1990). Az abszolút értékben 10 mm/hónapnál nagyobb átlagos változásokat csillag jelöli. Zárójelben tüntettük fel a változások relatív értékét.

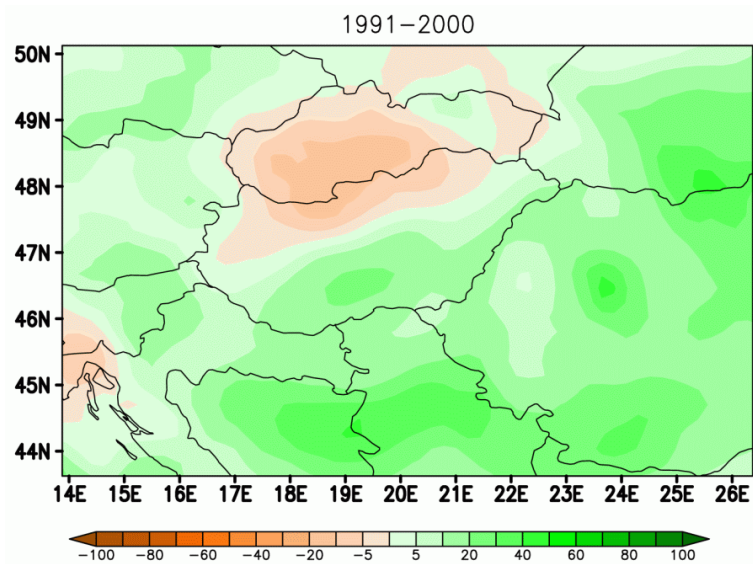
A XXI. század elejétől évtizedenként haladva követhetjük nyomon az A1B forgatókönyv esetén a becült évszakos csapadéktendenciákat a 12.1.–12.4. animációkon.



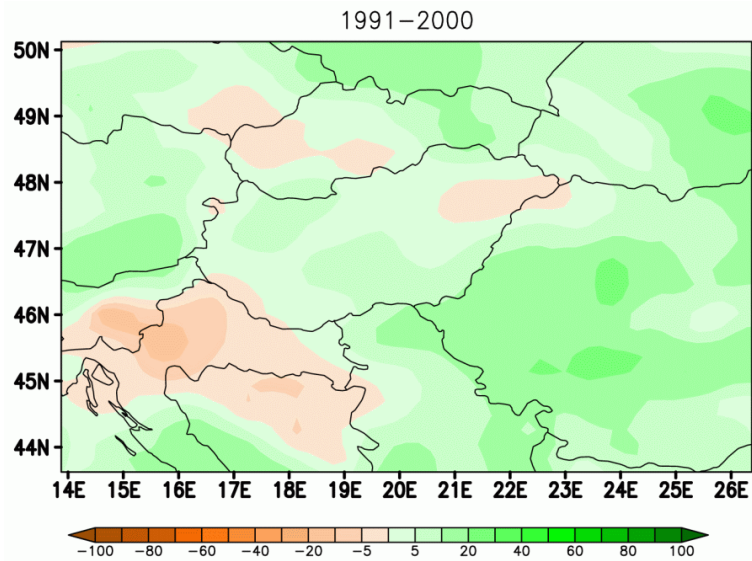
12.1. animáció: Évtizedenkénti csapadékváltozás mértéke tavasszal a PRECIS modell A1B scenáriót figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)



12.2. animáció: Évtizedenkénti csapadékváltozás mértéke nyáron a PRECIS modell A1B szcenárióját figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)

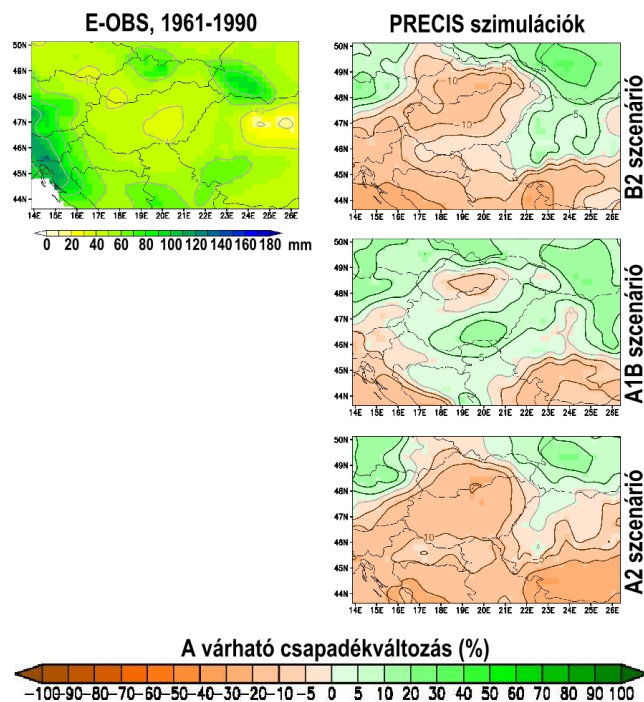


12.3. animáció: Évtizedenkénti csapadékváltozás mértéke ősszel a PRECIS modell A1B szcenárióját figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)

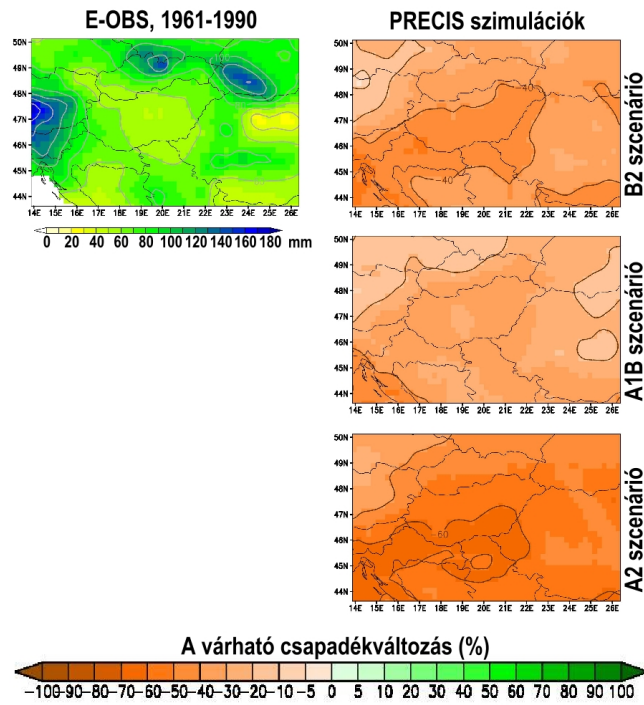


12.4. animáció: Évtizedenkénti csapadékváltozás mértéke télen a PRECIS modell A1B szcenárióát figyelembe vevő szimulációja alapján, referencia időszak: 1961–1990. (térképsorozat: 2001–2010, 2011–2020, 2021–2030, 2031–2040, 2041–2050, 2051–2060, 2061–2070, 2071–2080, 2081–2090, 2091–2100)

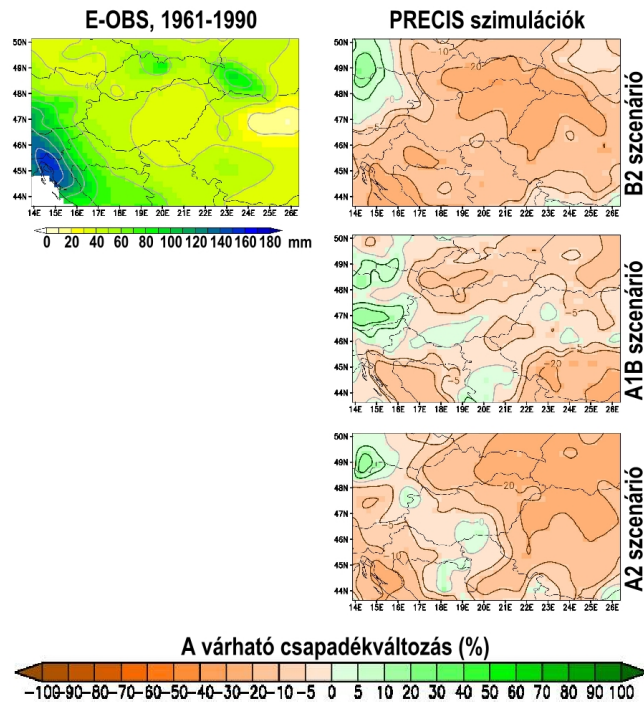
A különböző kibocsátási szcenáriók esetén a 2071–2100 időszakra évszakonként várható csapadékváltozás területi eloszlásait hasonlítják össze a 12.11–12.14. ábrák térképei. A térképsorozatból egyértelműen látszik, hogy a legnagyobb mértékű szárazodásra nyáron számíthatunk. A várható változás ebben az évszakban az ország egész területén statisztikailag szignifikáns, és a változás becslült mértéke a déli régiókban a legnagyobb.



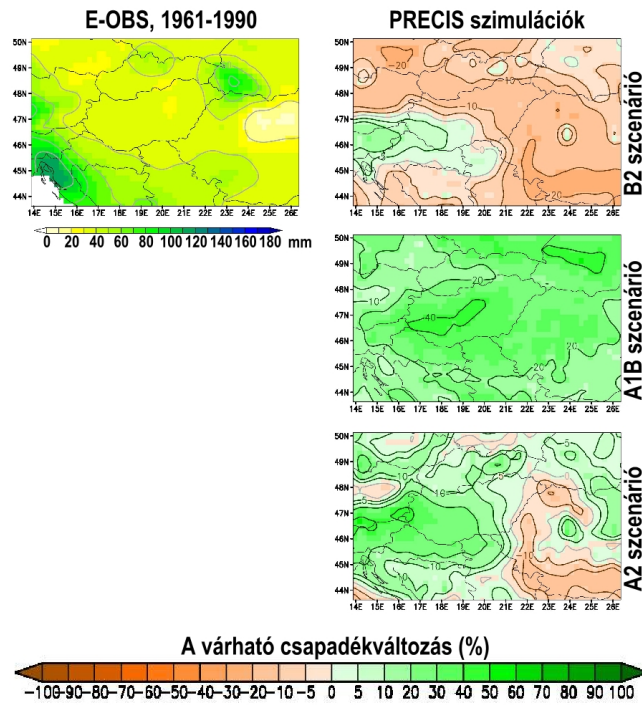
12.11. ábra: A tavaszra várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk.



12.12. ábra: A nyárra várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk.

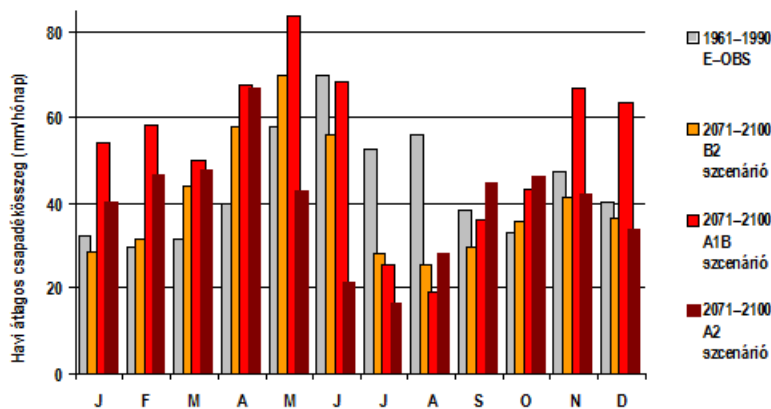


12.13. ábra: Az ősze várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk.



12.14. ábra: A téli várható átlagos csapadékváltozás 2071–2100 időszakra különböző kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vétele esetén. A bal felső sarokban mért adatok alapján az 1961–1990 referencia időszakra jellemző átlagos csapadékmezőt láthatjuk.

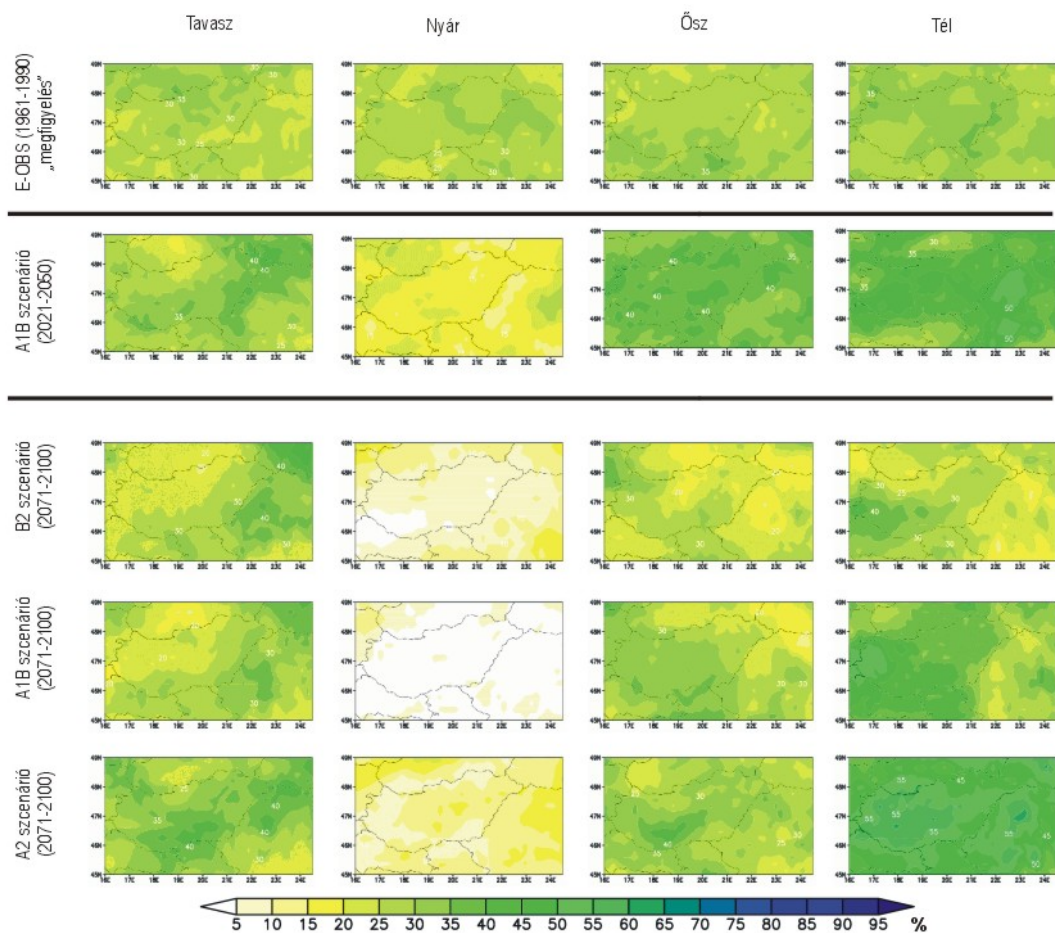
A csapadék éven belüli menetét, illetve annak megváltozását a 12.15. ábra jeleníti meg. Az 1961–1990 referencia időszakban Magyarországon átlagosan a legcsapadékosabbak a késő tavaszi, kora nyári hónapok voltak, melyekben a havi csapadékösszeg meghaladta a 60 mm-t. A legszárazabb két hónap pedig január és február volt, 30 mm körüli átlagos havi csapadékösszeggel. A PRECIS szimulációk számításai szerint a csapadék éven belüli eloszlása a jövőben valószínűleg módosul. A legszárazabb hónapok többé nem a téli hónapok lesznek, hanem a nyáriak, július és augusztus, 20–30 mm körüli átlagos csapadékösszeggel. Az A2 szcenárió júniusra is igen kevés, 20 mm körüli átlagos értéket valószínűsít, mely mind a múltbeli értéknél, mind a két másik szimuláció eredményénél lényegesen kevesebb. Az év legcsapadékosabb időszaka valamivel előrébb tolódik (A2 esetén áprilisra 65–70 mm értékkel, B2 esetén április, május, júniusra havi 55–65 mm értékkel, A1B esetén ugyanezen időszakra, 60 mm-t meghaladó értékekkel). Az A2 és B2 szcenáriók azt valószínűsítik, hogy a csapadék éven belüli eloszlása a jelenleginél valamivel egyenletesebb lesz. Ez a tendencia az A1B szcenárió esetén csak évszakos felbontásban prognosztizálható, mivel az adott évszakon belüli hónapok becslött csapadékváltozása egymástól igen eltérő, főként nyáron.



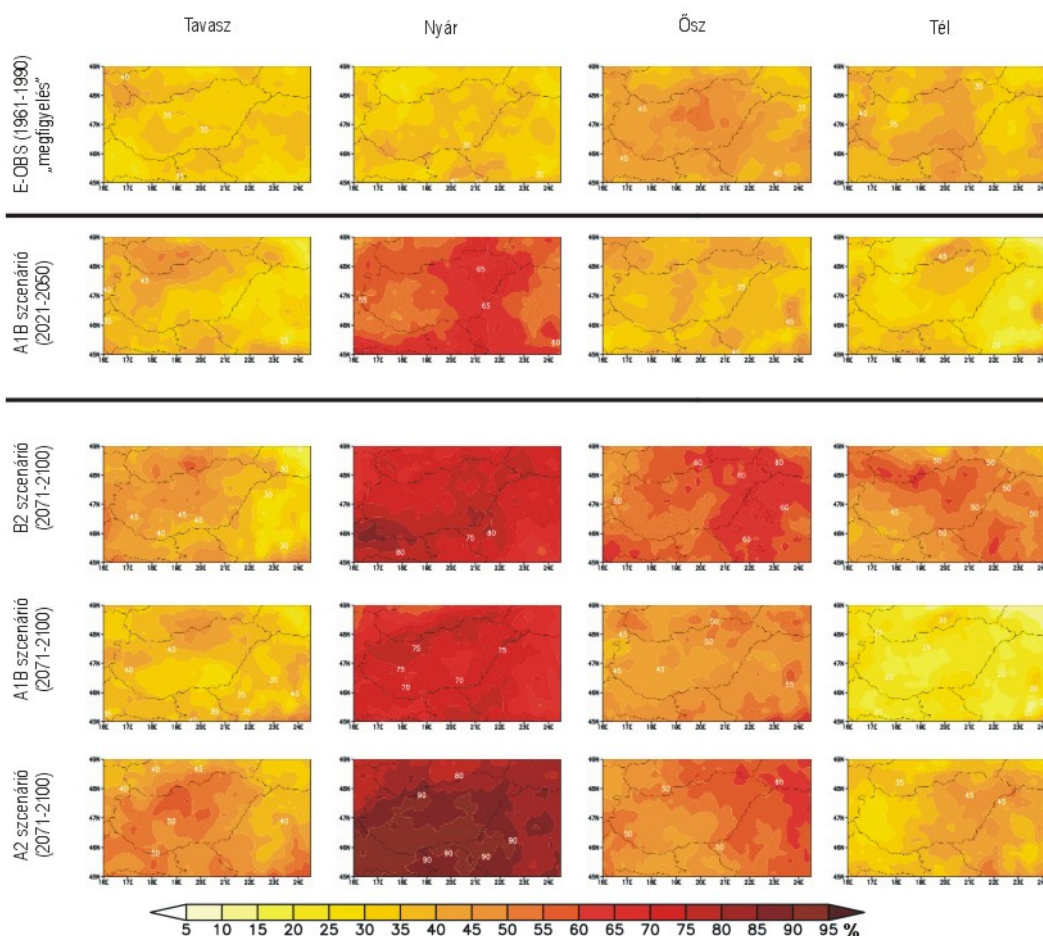
12.15. ábra: A 2071–2100 időszakra becslött átlagos havi csapadékösszegek éves menete a 3 PRECIS-szimuláció alapján az 1961–1990 referencia időszakra vonatkozó mérésekkel összehasonlítva (Pieczka et al., 2011)

Az eddigiekből kitűnik, hogy a PRECIS modellszimulációk nyárra egyértelműen az éghajlat szárazabbá válását valószínűsítik a Kárpát-medence térségében, melyet a negatív havi anomáliák gyakoriságnövekedése is jelez: 30–40%-ról 80–90%-ra az A2, 70–80%-ra a B2 és A1B kibocsátási forgatókönyv esetén (12.16. ábra), s a pozitív anomáliák gyakoriságcsökkenése az ország egész területén: 25–30%-ról 0–10%-ra az A2, 0–20%-ra a B2 és az A1B esetén (12.17. ábra). E vizsgálat alapján is 2021–2050 időszakra kisebb változások várhatók, mint 2071–2100-ra, bár úgy tűnik, a változások nem lesznek lineárisak: a nyári szárazodás gyorsabban játszódik majd le, mint a telek csapadékosabbá válása. A térképsorozat alapján elmondható, hogy az A2 forgatókönyv esetén nagyobb mértékű gyakoriságváltozásra számíthatunk, mint akár a B2, akár az A1B szcenárió esetén.

A téli évszakra várható változások nem egyirányúak és sokkal kisebbek, de a korábban már említett téli csapadéknövekedés leolvasható az A2 szcenárió esetén a Dunántúltra (25–35%-ról 50%-ra), az A1B esetén pedig az egész ország térségére (45–60%-ra). Az A2 figyelembevételével futtatott szimulációban a téli hónapokban a csapadékosabb időszakok gyakoriságnövekedése az egész ország területén valószínűsíthető, míg a száraz időszakok gyakoriságcsökkenésére elsősorban a Dunántúl térségében számíthatunk. Az A1B szcenárió esetén a jelenség még hangsúlyosabb és várhatóan az egész országra kiterjed.



12.16. ábra: Az 1961–1990 referencia időszak átlagos csapadékösszegeihez viszonyítva +20%-nál nagyobb havi pozitív anomáliák előfordulási gyakorisága tavasszal, nyáron, ősszel és télen, PRECIS szimulációk alapján (Bartholy et al., 2011)



12.17. ábra: Az 1961–1990 referencia időszak átlagos csapadékösszegeihez viszonyítva –20%-nál nagyobb havi negatív anomáliák előfordulási gyakorisága tavasszal, nyáron, ősszel és télen, PRECIS szimulációk alapján (Bartholy et al., 2011)

Összefoglaló ellenőrző kérdések

1. Milyen mértékű átlagos éves csapadékváltozás várható Magyarországra a 2021–2050, illetve a 2071–2100 időszakra az A1B scenárió esetén?
2. Milyen irányú és mértékű átlagos évszakos csapadékváltozások várhatók Magyarországra a 2021–2050, illetve a 2071–2100 időszakra az A1B scenárió esetén?
3. Hasonlítsa össze a Magyarországra 2071–2100 időszakra várható évszakos csapadékváltozások mértékét az A2, A1B és B2 scenáriók esetén!
4. Milyen mértékű átlagos változások várhatók Magyarországra a 2071–2100 időszakra a különböző csapadékindexek értékeiben az A1B scenárió esetén?
5. Mutassa be a CDD index XXI. századra, Magyarországra várható változásait az A1B scenárió esetén!
6. Mutassa be az SDII index XXI. századra, Magyarországra várható változásait az A1B scenárió esetén!

13. fejezet - 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.
- Arakawa, A., Lamb, V.R. (1977): Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. In: *Methods in Computational Physics*, 17 [J. Chang (ed.)]. Academic Press, New York, pp. 173–265.
- 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.
- 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.
- Bartholy, J., Pongrácz, R. (2005): Néhány extrém éghajlati paraméter globális és a Kárpát-medencére számított tendenciája a XX. században. *AGRO-21 Füzetek*, 40, pp. 70–93.
- 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., Pieczka I., Torma Cs. (2011): Dynamical downscaling of projected 21st century climate for the Carpathian Basin (chapter 1). In: *Climate Change – Research and Technology for Adaptation and Mitigation*. (eds: Blanco, J., Kheradmand, H.) InTech, Rijeka, Slovenia. pp. 3–22. ISBN 978-953-307-621-8

- 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): Időjárási rekordok Magyarországon. *Légkör*, 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.
- Boden, T.A., Marland, G., Andres, R.J. (2012): *Global, Regional, and National Fossil-Fuel CO2 Emissions*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. doi 10.3334/CDIAC/00001_V2012
- 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. (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.
- Charnock, H. (1955): Wind stress on a water surface. *Q.J. R. Meteorol. Soc.*, 81, pp. 639–640.
- 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., Christensen, O.B., Lopez, P., Van Meijgaard, E., Botzet, M. (1996): The HIRHAM4 Regional Atmospheric Climate Model. *Scientific Report 96-4*, DMI, Copenhagen. 51p.
- Christensen, J.H., Rummukainen, M., Lenderink, G. (2009): Formulation of very-high-resolution regional climate model ensembles for Europe. In: *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project* [van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (eds.)]. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK. pp. 47–58.
- 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., Fichet, 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.
- 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.
- 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.
- Cullen, M.J.P. (1993): The unified forecast/climate model. *Meteorol. Mag.*, 122, pp. 81–94.
- Csima, G., Horányi, A. (2008): Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, 112(3–4), pp. 155–177.
- 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., 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., 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., 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.
- EEA (2004): *EEA Report No 2/2004: Impacts of Europe's Changing Climate: An Indicator-Based Assessment*. European Environment Agency, Copenhagen, 107p.
- 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. (1994): *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, Oxford, UK, 580p.
- 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.

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Gleckler, P.J., Taylor, K.E., Doutriaux, C. (2008): Performance metrics for climate models, *J. Geophysical Research*, 113, 06104.
- 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.
- Gordon, C., Cooper, C. Senior, C.A. Banks, H. Gregory, J.M. Johns, T.C. Mitchell J.F.B., Wood, R.A. (2000): The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.*, 16. pp. 147-168.
- Graedel, T.E., Crutzen, P.J. (1993): *Atmospheric Change: An Earth System Perspective*. W.H. Freeman, New York. 446p.
- Gregory, J.M. (1999): Representation of the radiative effect of convective anvils. *Hadley Centre Technical Note*, 9, Hadley Centre, The Met. Office.
- 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, D., Kershaw, R., Inness, P.M. (1997): Parametrization of momentum transport by convection II: Tests in single column and general circulation models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, pp. 1153-1183.
- 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.
- 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.
- Hagemann, S., Dümenil, L. (1998): A parameterization of the lateral water flow for the global scale. *Clim. Dyn.*, 14, pp. 17–31.

- Hagemann, S., Botzet, M., Machehauer, B. (2001): The summer drying problem over south-eastern Europe: Sensitivity of the limited area model HIRHAM4 to improvements in physical parameterization and resolution. *Phys. Chem. Earth (B)*, 26, pp. 391-396.
- Hagemann, S., Machehauer, 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.
- 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>.
- 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.I., 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.

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 (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): *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.

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. (2001): A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77, pp. 61–73.

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. (2008): Regional climate modelling activities in relation to the CLAVIER project. *Időjárás*, 112, pp. 141–153.

Jones, P.D. (1994): Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and update to 1993. *J. Climate*, 7, pp. 1794–1802.

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., Noguer, 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.

Jones, R., Murphy, J., Hassell, D., Taylor, R. (2001): Ensemble mean changes in simulation of the European climate of 2071–2100 using the new Hadley Centre regional modelling system HadAM3H/HadRM3H. *Research Report*, UK Met Office Hadley Centre. Bracknell, UK. 19p.

Jones, R.G., Noguer, M., Hassell, D.C., Hudson, D., Wilson, S.S., Jenkins, G.J., Mitchell, J.F.B. (2004): *Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS*. Hadley Centre, UK Met Office, Exeter, UK. 44p.

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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

- 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.
- 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.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 model. *J. Hydr.*, 201, pp. 272–288.
- 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.
- Louis, J.F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteor.*, 17, pp. 187–202.
- 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., Wetzell, 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.
- Madden, R.A., Julian, P.R. (1994): Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation - A Review. *Mon. Wea. Rev.*, 122, pp. 814–837.
- Majewski, D., Schrodin, R. (1994): Short description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the DWD. *Quarterly Bulletin* (April).
- 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.

- Martin, G.M., Johnson, D.W., Spice, A. (1994): The measurement and parametrisation of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 51, pp.1823-1842.
- 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.
- McGregor, J.L. (1997): Regional climate modelling. *Meteorology Atmospheric Physics*, 63, pp. 105–117.
- 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. (1981): Horizontal Advection Schemes of a Staggered Grid - An Enstrophy and Energy-Conserving Model. *Mon. Wea. Rev.*, 109, pp 467-478.
- 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. (1990): Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model, *Mon. Wea. Rev.*, 118, pp. 847-873.
- 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.
- 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.
- New, M., Hulme, M., Jones, P. (1999): Representing twentieth-century space-time climate variability. Part 1: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, 12, pp. 829-856.
- 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.
- 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.
- Omstedt, A. (1999): Forecasting ice on lakes, estuaries and shelf seas. In: *Ice Physics in the Natural and Endangered Environment* [Wettlaufer, J.S., Dash, J.G., Untersteiner, N. (eds)], NATO ASI Vol I 56, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 185-208.
- 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. *Biogeoscience*, 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.

Palmer, T.N., Shutts, G.J., Swinbank, R. (1986): Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112, pp. 1001–1039.

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., Kääh, 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.

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.

Pidwirny, M. (2006): Surface and subsurface ocean currents: Ocean current map. *Fundamentals of Physical Geography*, 2nd Edition. http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8q_1.html

Pieczka, I., Pongrácz, R., Bartholy, J. (2011): Comparison of simulated trends of regional climate change in the Carpathian Basin for the 21st century using three different emission scenarios. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 7, pp. 9–22. http://aslh.nyme.hu/fileadmin/dokumentumok/fmk/acta_silvatica/cikkek/Vol07-2011/01_pieczka_et_al_p_jav.pdf

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., Bartha, B.E., Törék, O., Pieczka, I., Torma, Cs. (2011a): 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-etal-161.pdf>, Seattle, WA. Paper 161, 7p.

Pongrácz, R., Bartholy, J., Miklós, E. (2011b): Analysis of projected climate change for Hungary using ENSEMBLES simulations. *Applied Ecology and Environmental Research*, 9, pp. 387–398.

Le Quéré, 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., Viogy, 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.

Randall, D.A., Wood, R.A., Bony, S., Colman, R., Fichetef, 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., Froking, 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.
- 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.
- Ritter, B., Geleyn, J.-F. (1992): A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, 120, pp. 303–325.
- 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 ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. In: *Max Planck Institute for Meteorology, Report No. 18*, Hamburg, Germany.
- Roeckner, E., Bauml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, L., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblueh, L. (2003): *The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part 1*. MPI Report No. 349, 140p.
- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornblueh, L., Manzini, E., Schlese, U., Schulzweida, U. (2006): Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Climate*, 19, pp. 3771–3791.
- 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., Jones, R.G. (2006): Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.*, 27, pp. 281–299.
- Rummukainen, M., Räisänen, J., Bringfelt, B., Ullerstig, A., Omstedt, A., Willén, U., Hansson, U., Jones, C. (2001): A regional climate model for northern Europe: model description and results from the downscaling of two GCM control simulations. *Clim. Dyn.*, 17, pp. 339–359.
- 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.
- 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.
- Schieber, J. (2013): Global Energy Transfer, Atmosphere and Ocean Circulation, Climate. In: Earth: Our Habitable Planet. <http://www.indiana.edu/~geol105/1425chap4.htm>
- 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.
- 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.
- Stappeler, J., Doms, G., Schättler, U., Bitzer, H. W., Gassmann, A., Damrath, U., Gregoric, G. (2003): Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol. Atm. Phys.*, 82, pp. 75–96.
- 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.
- 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., Bihari, Z., 2007: 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
- 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.

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.

Tripati, 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., 1861, "On the Absorption and Radiation of Heat by Gases and Vapours, and on the Physical Connexion of Radiation, Absorption, Conduction.-The Bakerian Lecture.", The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, Series 4, Vol. 22, pp. 169-194, 273-285.

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 Ulden, 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 Ulden, 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.

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.

- 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.
- 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.
- Wilson, S., Hassell, D., Hein, D., Morrell, C., Jones, R., Taylor, R. (2010): *Installing and using the Hadley Centre regional climate modelling system, PRECIS*. Version 1.8. UK Met Office Hadley Centre, Exeter, 157p.
- 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 (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.