

Műholdas megfigyelések a klímaváltozási ismeretek rendszerében

MIKA JÁNOS

Országos Meteorológiai Szolgálat
mika.j@met.hu

Kulcsszavak: műhold-meteorológia, IPCC 2007, légköri aeroszol, tengeri jégtakaró, klímamodel, éghajlati visszacsatolás

Az Éghajlatváltozási Kormányközi Bizottság 2007. novemberében véglegesítette Negyedik Értékelő Jelentését. Írásunkban áttekintjük a Jelentés azon tudományos megállapításait, melyekben a műholdas megfigyelések kulcsszerepet játszanak. Először az éghajlat módosulását okozó külső kényszerek közül a légköri aeroszol-részecskék hatásával foglalkozunk. Ezután az éghajlat változásainak három kulcstényezőjét, a felszíni és a magaslégtér hőmérsékletet, az óceán felszínének emelkedését és a tengeri jégkiterjedés alakulását mutatjuk be. Az alkalmazások harmadik csoportját annak ellenőrzése képezi, hogy a klímamodellel szimulált múltbeli és jelenlegi éghajlat mennyire egyezik a valósággal. Végül, a negyedik alkalmazás a légkör sugárzási mérlegét alakító visszacsatolások egyikének valóságosságát teszteli.

1. Bevezetés

Földünk éghajlata sosem volt szigorúan állandó, ám a változások az emberi tevékenység megjelenése óta mintegy két nagyságrenddel gyorsabbak a természetes változásoknál. A 19. századtól kezdve, fokozatosan gyorsuló ütemben zajló globális melegedés a 20. század kezdetétől napjainkig megközelíti a 0,8 Celsius fokot, állapítja meg az ENSZ Kormányközi Éghajlatváltozási Testülete, az IPCC (2007). Az alábbiakban összegyűjtöttük és négy csoportban ismertetjük a Jelentés legfontosabb megállapításait, amelyekben a műholdas megfigyelések kulcsszerepet játszanak.

Elsőként az éghajlat módosulását okozó, úgynevezett külső kényszereket tekintjük át ebből a szempontból, majd a légköri aeroszol-részecskék hatásával foglalkozunk, amelyek nagy térbeli változékonysága mindenképpen igényli a műholdas technika felhasználását.

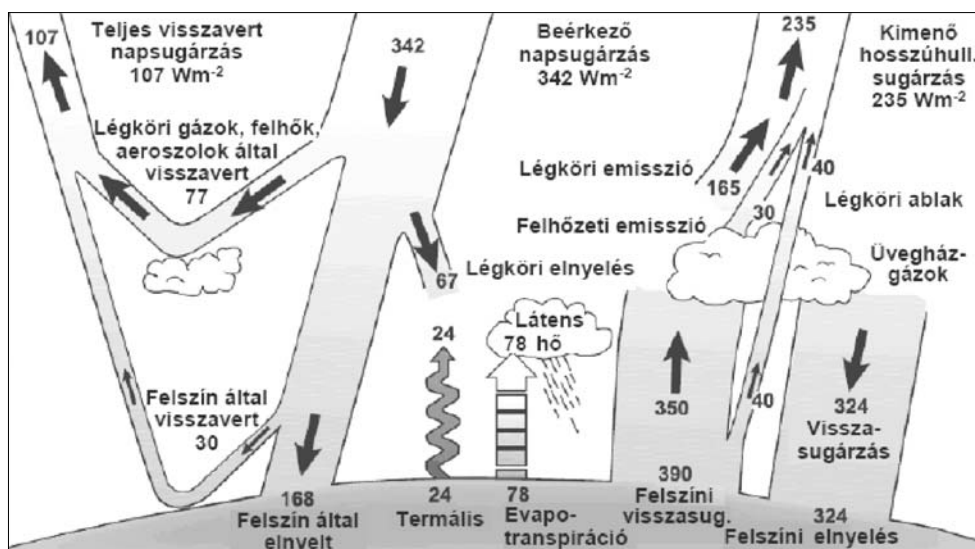
Ezután az éghajlat változásai közül három tényezőt emelünk ki: a léghőmérsékletet, amelynek a légkör különböző szintjein megfigyelt változásai megerősítik a globális melegedés felszínen megfigyelt tényét. Ahogyan a tengeri jégtakaró kiterjedésének változásait sem tudnánk a frekvenciált hajózási útvonalaktól távol, a felszínen megfigyelni, úgy ha az óceánok szintjét kizárólag a kikötői mérésekből általánosítanánk, akkor ki lennének téve a geo-tektonikai mozgások geodetikus hatásainak, valamint a világóceán légkör keltette mozgásai miatti hibáknak.

Az éghajlati alkalmazások harmadik csoportját a klímamodellek azon témájú tesztelése alkotja, hogy a modellek képesek-e visszaadni az egyes változók (példámban a légkör vízgőztartalmának) tényleges jelenlegi értékét, illetve annak múltbeli változásait.

Természetesen nem minden teszt ilyen kedvező, ám az ellenpéldát a negyedik alkalmazás, a modellek visszacsatolásainak ellenőrzésénél mutatjuk be. E példa azt vizsgálja, hogy a légkör rövidhullámú sugárzási mérlegét alakító legfontosabb visszacsatolás erőssége megfelel-e a műholdról megfigyelhető értéknek.

Természetesen nem minden teszt ilyen kedvező, ám az ellenpéldát a negyedik alkalmazás, a modellek visszacsatolásainak ellenőrzésénél mutatjuk be. E példa azt vizsgálja, hogy a légkör rövidhullámú sugárzási mérlegét alakító legfontosabb visszacsatolás erőssége megfelel-e a műholdról megfigyelhető értéknek.

1. ábra
A föld-légkör rendszer jelenlegi energiamelege földi átlagban, Wm^{-2} egységben.
(Forrás: IPCC 2007, FAQ 1.1)



2. A külső kényszerek detektálása

A légkör összetételének és a felszínhasználat módjának változásai módosítják az éghajlati rendszer energiaháztartását, melyet a ma érvényes arányokkal az 1. ábrán mutatjuk be.

A legfontosabb antropogén hatások közül, az üvegházhatás a hosszuhullámú légköri vissz sugárzást (jelenleg 324 Wm^{-2}) befolyásolja. Az aeroszokok (anti-üvegház hatás) főként a visszavert rövidhullámú sugárzást (jelenleg 77 Wm^{-2}), kisebb részben a légköri hosszuhullámú emissziót (jelenleg 235 Wm^{-2}) módosítják. A felszínhasználat elsősorban a felszín által visszavert rövidhullámú sugárzást (jelenleg 30 Wm^{-2}), kisebb részben a felszín és a légkör közötti, nem sugárzási hőcsere arányait (24 , illetve 78 Wm^{-2}) alakítja. Az évtizedes időléptékben szerephez jutó természetes hatások közül, a naptevékenység ingadozása közvetlenül a beérkező napsugárzást (342 Wm^{-2}) modulálja, míg egy-egy nagyobb vulkánkitörés szintén a visszavert rövidhullámú sugárzást (77 Wm^{-2}) növeli meg 1-3 évre. Az alábbiakban röviden összefoglaljuk, hogy e tényezők hogyan változtak az ipari forradalom kezdetétől napjainkig.

A széndioxid légköri koncentrációja az ipari forradalom előtti 280 ppm körüli értékről 2005-re 379 ppm-re, a metán koncentrációja pedig 0,715-ről 1,774 ppm-re nőtt a légkörben ez idő alatt. Mindkét mai érték messze magasabb, mint az utóbbi 650 ezer évben bármikor! A szintén üvegház-gáz dinitrogén-oxid légköri mennyisége 0,270-ről 0,319 ppm-re nőtt 2005-re.

Az üvegházhatás fentiek miatti erősödése az ipari forradalom óta eddig $2,3 \text{ W/m}^2$ -rel tolta el Földünk energiamérlegét. Ez az érték a Napból itt maradó energiának csupán egy százaléka, de e változás 1/5 része az utolsó tíz évre esik! (Megjegyzés: az energiamérleg gyorsan helyreáll, de csak a korábnál magasabb hőmérsékleten. Éppen ez az üvegházhatás lényege!)

A légköri aeroszokok összetevői ugyanakkor a légkör sugárzási mérlegét ezzel ellentétes irányban módosították, azaz gyengítették a melegedést. Az aeroszokok közvetlen (direkt) hatása, amely főleg a napsugárzás visszafelé szórását jelenti, mintegy $-0,5 \text{ W/m}^2$, a felhőösszetételt módosító indirekt hatása pedig további $-0,7 \text{ W/m}^2$ volt az ipari forradalom óta.

További kisebb hatások, mint a földhasználat változásai vagy a hó növekvő széntartalma miatti gyengébb visszaverő-képesség további $-0,1$ – $-0,2 \text{ W/m}^2$ -rel csökkentették az előbb ismertetett, üvegházhatás okozta változást. A naptevékenység ingadozásainak hatását a Jelentés legvalószínűbb értéként a korábbi becslés felében, $0,12 \text{ W/m}^2$ -ben állapítja meg.

Mivel az üvegházgázok koncentrációja a hosszú (10-200 éves) légkörben tartózkodási időnek köszönhetően közel egyenletes, illetve mivel a földhasználat változásait a világ legtöbb térségében nyilvántartják, az alábbiakban az aeroszol-részecskék hatásait részletezzük.

Az 1. táblázatban összefoglaltuk annak a nem kevesebb, mint tíz műholdas optikai eszköznek a legfőbb tulajdonságait, amelyekből valamilyen aeroszol optikai jellemzőt lehet számítani. Az aeroszokok közvetlen ha-

1. táblázat

Az aeroszol-részecskék optikai tulajdonságainak meghatározását lehetővé tevő érzékelők, ezek működési időszaka, spektrális tartományai és a belőlük származtatott jellemzők (Forrás: IPCC 2007, 2.2 tábl.)
 τ_{aer} – az aeroszol optikai vastagsága, adott hullámhosszon, α – az aeroszol-réteg albedója, DRE – a természetes és antropogén aeroszol-részecskék által okozott direkt hatás a Föld-légkör rendszer rövidhullámú energiamérlegére.

Műholdas eszköz	Mérési időszak	Spektrális sávok	Aeroszol-jellemzők
AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)	1979-től napjainkig	5 sáv (0,63; 0,87; 3,7; 10,5 és 11,5 μm)	τ_{aer} , α
TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)	1979-től napjainkig	0,33 és 0,36 μm	τ_{aer} , aeroszol index,
POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances)	1996. nov. – 1997. június 2003. ápr. – 2003. okt. 2005. jan. – napjainkig	8 sáv (0,44–0,91 μm)	τ_{aer} , α , DRE
OCTS (Ocean Colour and Temperature Scanner)	1996. nov. – 1997. jún. 2003. ápr. – 2003. okt.	9 sáv (0,41–0,86 μm); 3,9 μm	τ_{aer} , α
MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer)	2000-től napjainkig	12 sáv (0,41–2,1 μm)	τ_{aer} , α , DRE
MISR (Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer)	2000-től napjainkig	4 sáv (0,47–0,86 μm)	τ_{aer} , α
CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System)	1998-től napjainkig	széles, integrált	DRE
GLAS (Geoscience Laser Altimeter System)	2003-től napjainkig	aktív lidar (0,53; 1,06 μm)	aeroszol vertikális profil
ATSR-2/AATSR (Along Track Scanning Radiometer/Advanced ATSR)	1996-től napjainkig	4 sáv (0,56–1,65 μm)	τ_{aer} , α
SeaWiFS (Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor)	1997-től napjainkig	0,765 és 0,865 μm	τ_{aer} , α

tását háromféleképpen is szokás jellemezni. A τ_{aer} , az aeroszol optikai vastagsága megmutatja, hogy az e természetes számot negatív előjellel erre a hatványra emelve, mekkora hányada nem jut le a légkör aljára a Napból érkezett sugárzásnak. Az α , vagyis az aeroszol-réteg egyszeres albedója, megmutatja, hogy mekkora hányada verődik vissza a beérkezett sugárzásnak adott hullámhosszon a világűr felé (azért „egyszeres”, mert a felszínt elérő, onnan visszaverődő, s a rétegen átjutó energiahányadot már nem vesszük figyelembe).

Végül, a DRE, azaz a természetes és antropogén aeroszol részecskék által okozott együttes direkt hatás azt mutatja meg, hogy mennyivel hagyja el több energia a Föld-légkör rendszert annál, mintha egyáltalán nem volnának légköri aeroszolak. Ez utóbbi hatásra vonatkozó, műholdas becsléseket a 2. táblázat tartalmazza. Eszerint, a természetes és antropogén direkt sugárzási hatást a különböző eljárásokkal elég jól azonos mértékűnek adódott. A kilencféle eszközzel kapott, a különféle közelítésekkel ennél jóval nagyobb számú becslés együttesen $-5,4 \text{ Wm}^{-2}$ értékűnek adja ezt a hatást. Összevetve ezt a értéket az 1. ábra számaival, elmondhatjuk, hogy a felhőzethez, a légköri víztartalomhoz vagy a légkör természetes üvegházhatásához képest másodlagos a szerepük. Ugyanakkor, ha az üvegházhatás megváltozásainak fentebb említett számértékeivel szembe-ítjük, feltételezve, hogy a természetes és antropogén tényezők nagyságrendje a DRE-ben azonos, akkor az aeroszol-részecskék szerepe sem elhanyagolható.

3. Változások az éghajlatban

Az utóbbi száz évben a felszín közelében a levegő hőmérséklete $0,74$ Celsius-fokkal emelkedett. Az újabb vizsgálatok során a felszíni változásokkal összhangban álló, egyértelmű melegedést a troposzféra alsó és középső szintjein is sikerült kimutatni. Ez azért lényeges, mert a két megelőző IPCC-jelentés szerint ez az összefüggés nem állt fenn, s ez megkérdőjelezte a felszíni melegedés valós, főképp globális (a városi hősziget-hatástól elválasztható) voltát.

A változást mikrohullámú szondázással sikerült kimutatni. A műholdas mikrohullámú sugárzás viszonylag vas-

tag rétegek hőmérsékletét tudja megbecsülni annak alapján, hogy megméri a mikrohullámú emissziót (radianciát), amit az oxigén molekulák bocsátanak ki a 60 GHz közelében elhelyezkedő, bonyolult emissziós vonalaik szerint, saját termikus állapotaitól függő mértékben. E vonalakat megfelelően kombinálva, különböző légköri rétegek hőmérsékleti viszonyai (még kedvezőbben és egyértelműbben; azok változása) jellemezhetőek. 1978 vége óta végez megfigyeléseket a Mikrohullámú Szondázó Egység (MSU) kilenc mérőeszköze, amelyek szerepét 1998 elején Továbbfejlesztett MSU (AMSU) egységek vették át. A mikrohullám nagy előnye, hogy a felhők nagy része nem gátolja a mérést, legfeljebb a csapadékhullás és a kifejezetten nagy víztartalmú felhők.

Tekintsünk ezután a 2. ábrára, amely a légkör különböző rétegeiben mutatja be a hőmérséklet változásait 1950 -es évek végétől napjainkig. Az 1978 előtti évek természetesen még nem a MSU adataiból készültek, hanem a nagy pontosságú, úgynevezett reanalízis eredményei. (A reanalízis lényege, hogy nemcsak statisztikus kapcsolatokat, de utólagos modellezéssel a fizikai egyenleteknek való megfelelést is biztosítani tudják az egyes légköri változók között.) Az ábrán szereplő rövidítések a különböző analízis-központokra illetve a szerzőkre utalnak. Számunkra elegendő azt tudni, hogy a különféle analízisek egymással jól egyeznek.

Felülről lefelé haladva az ábrán, először az tűnik szembe, hogy a sztratoszféra hőmérséklete a várakozással ellentétben csökken. Ám ha belegondolunk, hogy az üvegházgázok szaporodásával a sztratoszféra kevesebb hosszúhullámú energia jut, mint korábban, akkor érthető a hőmérséklet csökkenése. (Ehhez a folyamat-hoz az is hozzájárul, hogy a felszíni melegedéssel kicsit magasabbra kerül a tropopauza is, ugyanúgy, ahogy például nyáron is $1-2 \text{ km}$ -rel magasabban ér véget a függőleges hőmérsékletcsökkenés, mint télen.)

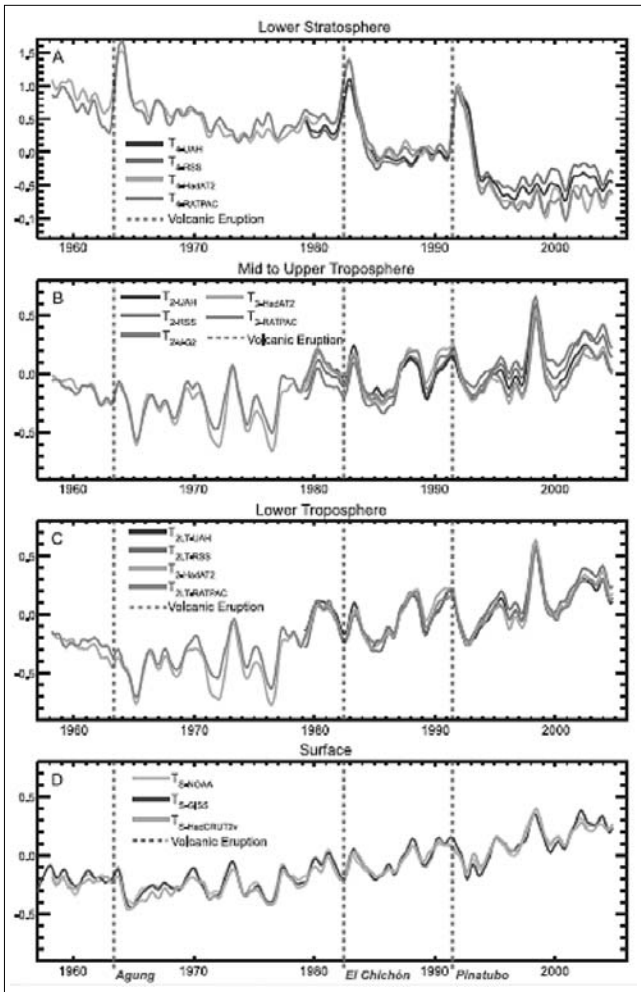
A felső és az alsó troposzféra és a felszín közeli rétegek hőmérséklete egyértelmű párhuzamot mutat. Ez azért fontos, mert így kizárható, hogy a felszín közelében megfigyelt melegedést pusztán a hőmérsékletmérés valamilyen hibája, például az állomások városi jellege okozná.

A melegedés tényét a léghőmérséklet mellett, több más geofizikai jellemző alakulásával is igazolni lehet.

2. táblázat
Az aeroszol-részecskék okozta direkt sugárzási hatás műholdas becslései (IPCC 2007: 2.3 táblázat, rövidítve)

Műholdas eszköz	Mérési időszak	DRE (Wm^{-2})
MODIS; TOMS	2002	-6,8
CERES; MODIS	2000. március – 2003. december	-3,8 – -5,5
MODIS	2001. augusztus – 2003. december	-5,7 ± 0,4
CERES; MODIS	2000. november – 2001. augusztus	-5,3 ± 1,7
POLDER	1996. november – 1997. június	-5,2
CERES; VIRS	1998. január – 1998. augusztus, 2000. március	-4,6 ± 1,0
SeaWiFs	1998	-5,4
POLDER	1996. november – 1997. június	-5 – -6
ERBE Jul 1987	1987. július – 1997. június	-6,7
Átlag (szórás)		-5.4 (0.9)

Ilyen változó például a tengerszint emelkedése (3. ábra), amelynek műholdas megfigyelései a TOPEX/Poseidon és a Jason programok magasságmérésein alapulnak. Ezek 1993 óta 10 napos átlagokban közreadják a 66. déli és ugyanilyen északi szélességek közé eső területek tengerszint-magassági értékeit. E mikrohullámú méréseken alapuló, tíznapos átlagok pontossága 5 mm. A megfigyelések feldolgozása szerint, az 1993 és 2003 közötti időszak átlagos tengerszint emelkedése $3,1 \pm 0,7$ mm/év. Ennek a jelentős hányada a déli féltekén alakul ki, ahol a tengerparti vízszintmérés lehetősége még inkább korlátozott.

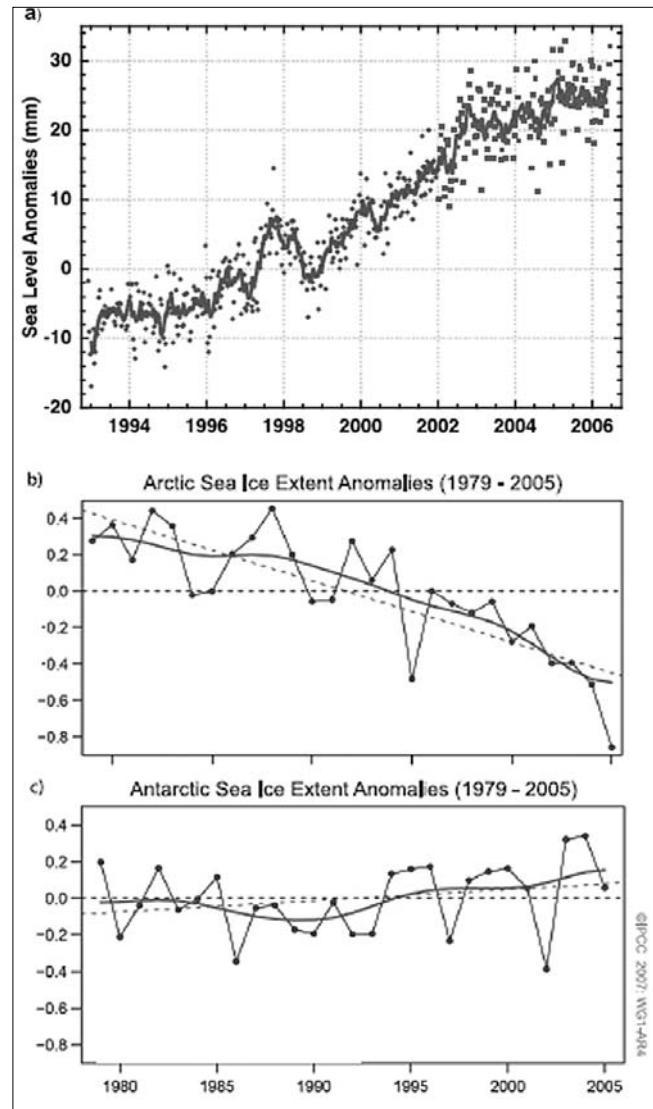


2. ábra – A levegő hőmérsékletének változásai az 1950-es évek végétől 2005-ig különböző magasságokban és különböző adatforrások alapján.

A) Az alsó sztratoszférában a hőmérséklet csökken, mert az erősödő üvegházhatás gátolja a felszínről és a felhőkről kiinduló hosszuhullámú sugárzás eljutását ebbe a magasságba. Kivétel ez alól a három nagy vulkánkitörés időszaka (lásd a szaggatott vonalat, illetve nevek a legalsó vízszintes tengelyen), amikor az alsó sztratoszféra szulfáttartalmának ugrászerű növekedése a beérkező napenergia számottevő részét visszatartja a légkör alsóbb rétegeikben.

A további ábrákon a hőmérséklet emelkedő tendenciát, ezen belül pedig egymással szinkronban levő, évközi ingadozást mutat, mind a közép- és felső troposzférában (B), mind az alsó troposzférában (C), mind pedig a felszíntől 2 méterre történő, hagyományos mérések szerint. Valamennyi érték az 1979-1997 közötti időszak átlagától vett eltérés, hét havi mozgó átlagolással simítva. (Forrás: IPCC 2007, 3.17 ábra)

Arra nézve pedig, hogy nem csak ilyen rövid időre igaz a tengerszint emelkedése, további illusztráció nélkül hivatkozunk az IPCC 2007. évi Jelentése hagyományos méréseken alapuló megállapításaira, amelyeket a magyar nyelvre is lefordított, Döntéshozói Összefoglaló is tartalmaz (IPCC-DÖ, 2007). Ennek értelmében, a melegedés, a szárazföldi jég egy részének olvadásával együtt, már eddig is 17 centiméterrel emelte a tengerek szintjét. E változások szintén alátámasztják, hogy a globális melegedés már több évtizeddel ezelőtt megkezdődött.



3. ábra – a) Az óceán szintjének változásai földi átlagban a műholdas magasságmérés kezdetétől (1993. január) 2005 októberéig. A pontok az 1993-tól 2001 júliusig terjedő időszak átlagától vett eltérést mutatják milliméterben, 2002-ig a TOPEX/Poseidon, ezt követően pedig a Jason holdak adatai alapján. A folytonos görbe 60 napos simításnak felel meg. (Forrás: IPCC 2007, 5.14 ábra)

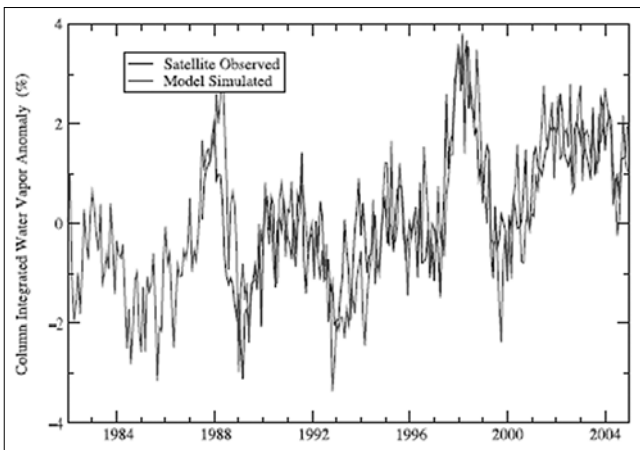
A tengeri jég kiterjedése az északi (b) és a déli félgömbön (c) 1979–2005 között. A pontok az egyes évek átlagos jégkiterjedését, a simítás pedig az évtizedes változást érzékelteti. Az északi félgömbön a jégtakaró csökkenésének lineáris trendje 33 ± 7 ezer km^2 /évtized, azaz $-2,7\%$ /évtized nagyságú és szignifikáns. Ugyanakkor a déli félgömb $+6 \pm 9$ ezer km^2 /évtized értékű kiterjedés-növekedése nem szignifikáns. (Forrás: IPCC 2007, 4.8 és 4.9 ábra)

A 3. ábra két további részének tanúsága szerint, az északi félgömbön a tengeri jég kiterjedése egyértelműen csökkent az utóbbi évtizedekben, a globális melegedéssel párhuzamosan. Ez a változás szemmel látható és statisztikailag szignifikáns, viszont a déli félgömbön a tengeri jégtakaró kiterjedése nem csökken. Ennek valószínű magyarázata az, hogy egyrészt az Antarktisz, mint fagypon alatti, hideg pólus jelenléte nem engedi meg a tengeri jégtakaró egyértelmű visszahúzódását, másrészt a melegedéssel párhuzamosan a térségben növekvő csapadék növeli a jégtakaró vastagságát, ami így nehezebben olvad meg.

4. A modellekkel reprodukált éghajlat tesztelése

A légkör, a szárazföldek, az óceánok, a bioszféra és a szilárd víz, azaz krioszféra alkotta, úgynevezett éghajlati rendszer egyike a legbonyolultabb nemlineáris rendszereknek. A rendszer fontos méretskálái térben a felhőfizikai folyamatok milliméteres léptékétől az Egyenlítő hosszaiig; időben a másodpercnyi élettartamú mikro-turbulenciától a sok száz éves óceáni vízkörzésig tartanak. Nem meglepő, hogy mindezt ma még egyetlen modell sem képes figyelembe venni.

Emiatt nagy jelentőségűek azok a vizsgálatok, amelyek a klímamodelleket tesztelik. A teszt egyszerűbb kérdése annak megállapítása, hogy a modellekben a jelenlegi feltételek mellett szimulált mezők megfelelnek-e a valóságnak. E kérdés egy pozitív példáját mutatjuk be a 4. ábrán, amely szerint a légkör vízgőztartalmának változásait jól visszaadja a kérdéses modell, amit a valósághoz csak a tengerfelszín hőmérsékletén, mint alsó határfeltételen keresztül igazítottak.



4. ábra – Az óceánok feletti vertikális légoszlop földi átlagos vízgőz-tartalma az 1987-2000 évek átlagának százalékában a princetoni Geofizikai Folyadékok Laboratóriuma (GFDL) általános légkörzési modelljének szimulációja és az SSM/I műhold megfigyelései alapján.

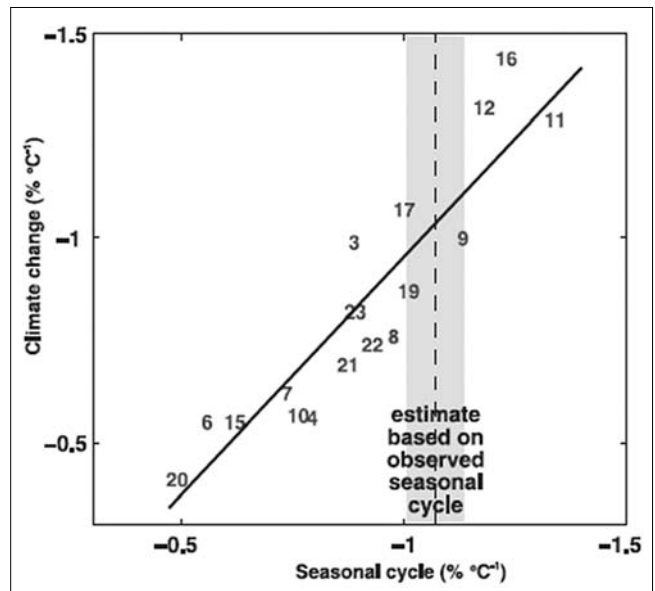
A modell alsó határfeltételként az óceánok tényleges megfigyelt hőmérsékleti mezőit, egyébként pedig a külső éghajlati kényszerek vezérelték. A modell tehát meglehetősen jól visszaadja mind a vízgőztartalomnak a melegedéssel összefüggő lassú emelkedését, mind az El-Nino/La-Nina jelenség-párral összefüggő, évközi ingadozást. (Forrás: IPCC 2007, 9.17 ábra)

5. A klímamodellek érzékenységének tesztelése

A klímamodellezés végső célja, hogy olyan eszközhöz jussunk, amellyel esélyünk van megbecsülni, hogy miként alakul a jövő éghajlata, ha a légkör összetétele és más külső kényszerek módosulnak. Az ilyen előrejelzések egyik bizonytalansági tényezője a külső tényezők várható változása, amit a világ népessége, az energiaszerkezet alakulása, a régiók közötti fejlődési ütem különbségei stb. befolyásol.

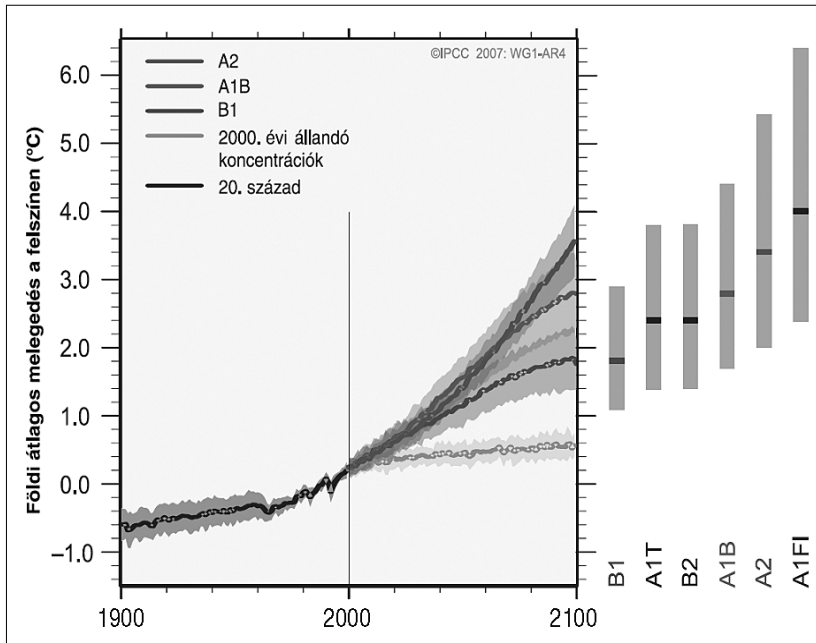
A másik bizonytalansági forrás viszont az, hogy milyen pontosan tudjuk szimulálni az éghajlati rendszer érzékenységét, vagyis a külső tényezők adott megváltozása esetén várható hőmérsékletváltozást. Amíg az első bizonytalansági forrást még megbecsülni sem nagyon tudjuk, addig az éghajlat érzékenységének helyességét bizonyos részfolyamatok tesztelésén keresztül meg tudjuk ítélni. E részfolyamatok az éghajlati visszacsatolások, amelyek az éghajlat módosulása esetén maguk is változnak, ezáltal visszahatnak a klímaváltozás mértékére.

A 5. ábrán a rövidhullámú sugárzási mérleget (a felhőzet bonyolult folyamataival mellett) leginkább befolyásoló, pozitív visszacsatolás a hó- és jégtakaró változásaival függ össze. Minél erősebb a felmelegedés, annál nagyobb területen olvad el a krioszféra, vagyis annál nagyobb területen lép alacsony albedójú felszín a fényes hó és a jég helyére. Így, az új felszín több energiát tud el-



5. ábra – A rövidhullámú sugárzási mérleg függése a felszín-albedótól, 17 általános cirkulációs modell és a műholdról megfigyelt éves menet alapján (Forrás: IPCC 2007, 8.16 ábra).

A függőleges tengelyen az egységnyi globális hőmérséklet-emelkedés nyomán bekövetkező albedó-csökkenés látható, mint a 20. és a 22. század szimulált éghajlatai közötti eltérések egyike. A vízszintes tengelyen ugyanezen modellek májustól áprilisig számított, északi félgömbi albedó- és hőmérsékleti értékeiből képzett hányadosok szerepelnek. Az évszakos menet szerinti albedó-érzékenységet az ISCCP felhő-klimatológiai projekt és az ERA-40 légköri analízis projektek adatmezőit alapján is meg lehet becsülni. Ez szerepel a függőleges sávban.



6. ábra

A globális átlaghőmérséklet előrejelzése.

Az ábra vastag sávjai a globálisan átlagolt felszíni átlaghőmérséklet alakulását mutatják. A 2000. előtti sáv a megfigyelt értékeket és azok bizonytalanságát, a későbbi időszakok az összes modell átlagos szimulációit (vastag vonalak) és a modelleredmények szórásának ehhez adott értékeit mutatja, mindenkor az 1980-1999 közötti időszak átlagához viszonyítva. A jövőt a felső ábra az A2, A1B és B1 scenáriók szerint mutatja. Az ettől jobbra eső oszlopok a modellbecslések bizonytalanságát mutatják, amit az átlagnál +60%-kal nagyobb és -40%-kal kisebb értékekkel jellemezhetünk (Forrás: [2] – ig. DÖ, 5. ábra). Az ábra jobb oldalán vízszintesen a kibocsátási forgatókönyvek, függőlegesen pedig az éghajlat érzékenységből adódó bizonytalanság különül el.

A fenti forgatókönyvek még nem feltételezik a kibocsátás-korlátozási döntések megvalósítását. Az egyformán lehetségesnek tekintett forgatókönyveket az IPCC-DÖ, 2007 I. Munkacsoport záró kiemelés (p.30.) tartalmazza.

nyelni, ami tovább fokozza a melegedést. Az ábrán látható, hogy a modellek igen nagy szórással, többségükben az empirikus becslésnél gyengébbnek mutatják ezt a visszacsatolást. E hiba az éghajlat érzékenységének a valóságnál kisebb értékéhez vezet.

E pont végén megmutatjuk, hogy az éghajlati modellek érzékenysége ma még nagyon eltér egymástól, vagyis fontos feladat a modellekben szimulált visszacsatolások tesztelése és a tapasztalható abszolút (valamilyen referenciaértékkel szembeni), valamint relatív (egymáshoz viszonyított) hibák vizsgálata, amiben a műholdak a jövőben is fontos szerephez juthatnak.

Az IPCC (2007) Jelentésének gyakran idézett ábrája azt mutatja meg, hogyan változhat a földi átlaghőmérséklet a különböző gazdasági forgatókönyvek, illetve klíma-érzékenységek mellett (6. ábra).

Ennek bal oldalán a Jelentés [1] három kiemelt kibocsátási forgatókönyve alapján, (továbbá, negyedikként a 2000. évi légkör-összetétel állandóságát feltételezve) bemutatjuk a várható változásokat. Az ábra jobb oldalán a 2100-ra várható teljes bizonytalanság látható a három forgatókönyvre, valamint három további alternatívára.

Ha összevetjük egymással a kibocsátási forgatókönyvek különböző voltából és a modellek érzékenységéből adódó különbségeket, akkor e két bizonytalansági forrás hasonló nagyságrendűnek adódik. Más szóval, a klímodellek további javítása, illetve az éghajlat tényleges érzékenységének pontosabb ismerete ugyanolyan jelentőségű a klíma várható alakulása szempontjából, mint a kibocsátások jövőbeli alakulásában rejlő bizonytalanság csökkentése.

A szerzőről

MIKA JÁNOS meteorológus, éghajlatkutató, az MTA doktora, az OMSZ vezető főtanácsosa. Fő kutatási területe az éghajlatváltozás és ennek magyarországi sajátosságai. Pályája kiemelkedő állomásaként, 1999-ben elnyerte a Meteorológiai Világszervezet Norbert Gerbier–MUMM Nemzetközi Pályadíját. Mika János gyakran publikál a műholdas megfigyelések hasznosítása témakörben és tagja az Űrkutatási Tudományos Tanácsnak is. Tudományos közleményeinek száma meghaladja a 200-at, ezek együttes impact faktora 19,1. Ez év őszétől egyetemi tanár, az egri Eszterházy Károly Főiskola Földrajz Tanszékének is oktatója.

Irodalom

- [1] IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Working Group I Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change 4th Assessment Report, <http://www.ipcc.ch>
- [2] IPCC-DÖ, 2007: Éghajlatváltozás 2007. Az IPCC Negyedik Értékelő Jelentését megalapozó Munkacsoportok Döntéshozói Összefoglalói. KvVM-OMSZ, Budapest, p.89., http://www.met.hu/pages/ipcc/ipcc_eghajlatvaltozas_2007.pdf