

Egy, a repülésmeteorológia által használt maximum hőmérséklet előrejelző módszer

Az OMSZ Repülésmeteorológiai és Veszélyjelző osztályának repülésmeteorológiai részlegén április 1-je és szeptember 30-a között készítettünk termik előrejelzést. Ehhez az előrejelzéshez nagyon fontos a maximum hőmérséklet és a hőmérséklet napi menetének ismerete, hiszen néhány fokos eltérés több száz méteres különbséget jelenthet a cumulus felhők alapjában, és fél-másfél óra eltérést jelenthet a termikiek indulásában, illetve megszűnésében. A maximum hőmérséklet ismerete télen is nagyon fontos, hiszen hidegpárnás helyzetben az ALADIN modell hőmérséklet előrejelzése régebben gyakran, de időnként még ma is rendkívül rossz (1. táblázat), és egy előre nem jelzett fagy komoly ónos esőt okozhat, ami rendkívül veszélyes lehet a közúton közlekedők és a repülők számára.

és főként a hegyvidéki területeken jelentősen javított az előrejelzések pontosságán, ezek egyike sem bizonyult megfelelőnek hidegpárnás vagy inverziós időjárás esetén a maximum hőmérséklet megfelelő minőségű előrejelzésére (Jaeneke 2001/1, Zsótér, 2003).

Kutatásaink arra irányultak, hogy olyan PPM (Perfect Prognosis Method) módszert dolgozzunk ki, amely megfelelő pontosságú hőmérsékleti prognózist nyújt mind a téli, mind a nyári időszakban, valamint a Kárpát-medencében gyakori téli hidegpárna helyzetekben jobb előrejelzéseket nyújtson, mint az ALADIN modell (1. táblázat). A maximum hőmérséklet előrejelzéséhez a speciális magyarországi jelenségek (elsősorban a hidegpárna) miatt főként a Kárpát-medence környéki országok módszereit vizsgáltuk

1. táblázat.

Dátum 2003	Budapest		É-Mo.		ÉK-Mo.		DK-Mo.		DNy-Mo.		ÉNy-Mo.	
	For.	Obs.	For.	Obs.	For.	Obs.	For.	Obs.	For.	Obs.	For.	Obs.
02. 22.	6	2,0	6	4,8	6	2,2	7	0,9	6	0,8	6	4,3
02. 23.	8	5,8	8	8,4	9	1,5	8	0,8	7	3,1	8	5,8
02. 24.	7	-0,4	7	2,1	8	-2,9	8	-2,4	8	1,1	8	5,8
02. 25.	7	-2,9	7	2,9	8	-1,6	8	-3,9	9	-0,6	9	2,3
02. 26.	10	-0,2	8	4,5	10	2,7	11	-0,3	11	5,4	12	6,2
02. 27.	11	4,6	9	4,2	12	3,4	12	5,1	12	7,7	11	8,5
02. 28.	11	8,1	9	5,5	10	3,1	10	6,3	12	12,4	12	12,6

Az ALADIN/HU modell által előrejelzett (For.) és az észlelt (Obs.) maximum hőmérséklet (°C) Magyarország különböző területein (2003. február 22. - 2003. február 28.)

A vizsgálatok alapján elmondható, hogy a 2 méteres hőmérséklet előrejelzése a DMO (Direct Model Output) esetében sokszor megbízhatatlan (Bonta, 1997, 1999, Damrath, 2001, Jaeneke 2001/1, 2001/2, R. B. da Silveira, 2001, Zsótér, 2003). Ezen a hibán már az előrejelzések kezdetétől próbáltak különböző módszerekkel javítani (Jaeneke 2001/3, Cairns és Müller 1992, Heise és Jacobsen, 1992, Heise, 2001, Rákóczi, 1983, Maller és tsai., 1985).

Ezek közül a módszerek közül némelyik a sugárzási egyenleg előrejelzésének pontosabbá tételével próbálta meg helyrehozni a hibákat (Heise, 2001, Dorns és Schöttler, 1999, Bromley, 1994), ez sok esetben az eredmények javulásához vezetett.

Mások a Kalman-filter használatától reméltek jelentős javulást (Jaeneke 2001/1, 2001/3, Cairns és Müller, 1992), ami főként a tavasztól őszi terjedő időszakban, és főként a hegyvidéki területeken szintén javított az előrejelzések minőségén (Quarterly Reports, DWD, Bracknell).

A MOS (Model Output Statistics) technika használatával főként nyáron, illetve télen a szeles időjárási helyzetekben szintén lehetett az előrejelzések minőségén javítani (Jaeneke 2001/1, 2001/3, Damrath, 2001).

Bár az előbb említett három módszer a nyári időszakban

át. Sajnos Csehszlovákiából csak cseh és szlovák nyelvű anyagok álltak rendelkezésre, amióta pedig két önálló állammá vált az ország, főként az ALADIN modell előrejelzéseit alkalmazzák és korrigálják. Ugyanez a helyzet a volt Jugoszlávia államaival, onnét a régebbi időkből csak szerb-

horvát nyelvű anyag állt rendelkezésre, azóta pedig a szlovén és a horvát szolgálatnál is az ALADIN modell előrejelzési eredményeit alkalmazzák. Az osztrák kutatók adatait sajnos nem tudtuk alkalmazni, mivel az Alpok hatásai miatt nálunk csaknem teljesen ismeretlen jelenségek, a fön vagy a hegyoldalokon „lefolyó” hideg levegő hőmérséklet befolyásoló képességéről születtek vizsgálati eredmények. Ezért mi a magyar kutatásokat részesítettük előnyben (Bozóki, 1987, Fövényi, 1994, 1996, 1997/3, 1998/1, 1998/2, 1999/3, 2001/1, H. Bóna M., 1986, Makainé és Tóth, 1978, Maller A. és tsai., 1989, Rákóczi 1957, 1959, 1983, Stábel 1963, Tóth, 1984).

Ezek közül végül a Rákóczi Ferenc által kidolgozott és Maller Aranka és társai által továbbfejlesztett maximum hőmérséklet előrejelző módszert igazítottuk a numerikus modellek adataihoz, és fejlesztettük tovább.

A maximum hőmérséklet statisztikai számításához az 1975 és 1995 között Budapest-Pestszentlőrinc állomáson észlelt adatok közül a következőket használtuk fel:

1. 2 méteren mért maximum hőmérséklet adatok (10 és 16 UTC között)
2. Globál sugárzás adatok
3. Hőmérséklet a 925 és a 850 hPa-os szinten

4. Relatív topográfia (850/1000 hPa, 925/1000 hPa)

5. A nedvesség vertikális profilja (talaj-8000 m)

A maximum hőmérséklet előrejelzéséhez további adatokat is felhasználtunk:

1. 00 UTC-s relatív topográfia adatok (RTP_{925/1000}, RTP_{850/1000})

2. ALADIN/LACE, ALADIN/HU modell 00 és 12 UTC-s hőmérsékleti adatai a 925 hPa-os és a 850 hPa-os szinten

3. ALADIN/LACE, ALADIN/HU modell relatív nedvességi adatai a talaj és 8 km magasság között.

A hőmérséklet lokális megváltozása függ (Makai és Tóth, 1978) a sugárzási egyenlegtől, a fázisváltozástól (párolgás, kondenzáció), az advekciónál, a konvekciós hőszállításától és a lokális nyomásváltozásból származó hőmérsékletváltozástól. Vizsgálataink során feltételeztük, hogy a nyomásváltozási tag elhanyagolható (12 hPa változás felel meg 1 C-nak) és a hosszuhullámú sugárzás, valamint a párolgásra és olvadásra fordított hő az esetek nagy százalékában elhanyagolható a rövidhullámú besugárzáshoz képest.

Rákóczi Ferenc valamint Maller Aranka és társai a fentiek teljes vagy részleges elhanyagolásából a következő diagnosztikai kapcsolatot állították föl:

$$T_{\max} = f(\text{RTP}, C, W, S), \quad (1)$$

ahol T_{\max} a maximum hőmérséklet, RTP az 500/1000 hPa-os illetve a 850/1000 hPa-os relatív topográfia, C a felhőzet mennyisége, W a szélesség és S a hótakaró. Maller Aranka és társai azt találták, hogy a hótakaró és a szél inkább csak a minimum hőmérsékletet módosítja jelentősebben, a maximum hőmérsékletre csak akkor van hatással a hótakaró, ha az vastag, és olvad. Amennyiben a hótakaró vékony vagy nem olvad, akkor a hatása elhanyagolható. A szél csak akkor módosítja a maximum hőmérsékletet jelentősebb mértékben (több mint 1,5 fokkal, télen fölfelé, nyáron lefelé), ha erős vagy viharos, az év nagy részében a hatása elhanyagolható. Az előbb említett hatások elhanyagolásával, valamint a felhőzet mennyiségét a globál sugárzással helyettesítve, az (1) egyenletet a következő diagnosztikai kapcsolattá módosul:

$$T_{\max} = f(\text{RTP}_{12}, Q_g), \quad (2)$$

ahol RTP_{12} a relatív topográfia 12 UTC-kor (RTP_{850/1000}, RTP_{925/1000}) és Q_g a globál sugárzás napkelte és 15 UTC között. A sugárzás időtartamát azért választottuk napkelte 11 UTC-ig, mert vizsgálataink szerint a maximum hőmérséklet beállásának átlagos időpontja 12,55 UTC-kor (decemberben) és 14,05 UTC-kor (májusban) van. Az ehhez legközelebbi rendelkezésünkre álló modelladat időpont a 12,00 UTC-s és a 15,00 UTC-s.

Az egyenlet megoldásait lineáris, logaritmusos, exponenciális, hatványkitevős alakban, illetve ezek lineáris kombinációjában kerestük.

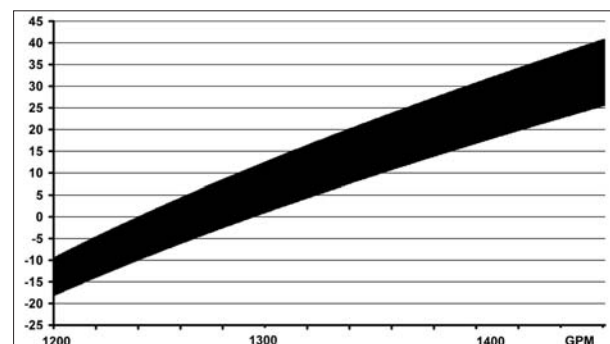
A hatványkitevős és az exponenciális alak esetén a korreláció nagyon rossznak bizonyult, ezért a logaritmusos és a lineáris összefüggés kombinációját használtuk. Mivel a kombinációs függvényhez meghatározott súlytényezők közel azonosak voltak, ezért a diagnosztikai függvényben a súlytényezőket (A_1, A_2) egyenlővé tettük, és így a diagnosztikai egyenletünk a következő formájúra egyszerűsödött:

$$T_{\max} = \frac{A_1 + B_1 \cdot \text{RTP}_{12} + A_2 + B_2 \cdot \ln(\text{RTP}_{12})}{2}, \quad (3)$$

ahol $A_1 = A(\text{lin}) + A_{11}$, $A_2 = A(\text{log}) + A_{12}$, valamint B_1, B_2 a globál sugárzástól függ, A_1, A_2 havonta, B_1, B_2 évszakonként (tél, egyéb) változik, "ln" a természetes alapú logaritmus. A téli időszakban az RTP_{925/1000} használatával sokkal jobb korrelációt kapunk, mint az RTP_{850/1000} használatával. Ez a jelenség a télen gyakori hidegpárnával magyarázható, amikor a hőmérséklet gyakorlatilag függetlenné válik a határreteg fölött lezajló időjárási folyamatoktól.

Természetesen néhány olyan hatást elhanyagoltunk a (3) egyenletben, amelyek befolyásolhatják a hőmérsékletet. Ilyen hatás például a nagy csapadék (10 mm/nap nyáron, 3 mm/nap télen), a nyomásváltozásból eredő hőmérsékletváltozás (12 hPa $\approx 1^\circ\text{C}$), és a magyar SYNOP állomások különböző magassága.

Miért tehetjük ezt meg? Mert az olyan napok száma, amikor ezek az események bekövetkeznek csekély. A nagy csapadékkal járó napok száma 15–25 évente, azoknak a napoknak a száma, amikor a nyomásváltozás nagyobb, mint 12 hPa átlagosan 4–8/év ($T+12$ órás előrejelzésnél), 8–15/év ($T+36$ órás előrejelzésnél), a SYNOP állomások 95%-a 80–200 m közötti magasságban helyezkedik el (Budapest 139 m). Vagyis a magasság különbség Budapest és a többi állomás között kevesebb, mint 60 m. Azokon a napokon, amikor a nyomásváltozás meghaladja a 12 hPa-t, az advekciónál értéke 5–10 fok, vagyis sokkal nagyobb, mint a nyomásváltozás hatása. Probléma csak a nagy mennyiségű csapadék esetében lép fel, (a párolgás, hóolvadás lehűlést okoz), de ez általában csak 0–3 nap/hónap alkalmával fordul elő, azaz elhanyagolhattuk, főként azért, mert a nyári nagy csapadékokat zivatarok okozzák, és ezek



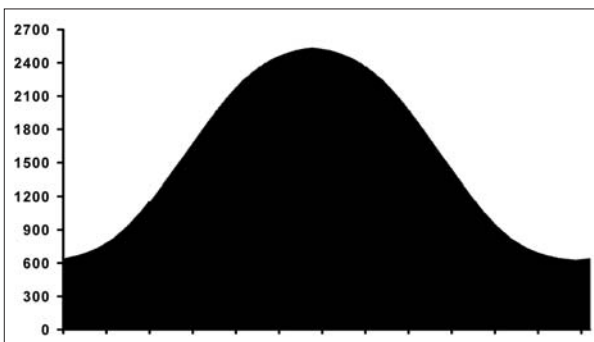
1. ábra Kapcsolat a relatív topográfia (RTP_{850/1000}), a globál sugárzás ($Q < 60 \text{ J/cm}^2$ alsó görbe és $Q > 2700 \text{ J/cm}^2$ felső görbe) és a maximum hőmérséklet között ($^\circ\text{C}$)

általában a maximum hőmérséklet beállása után törnek ki. A 850/1000 hPa-os relatív topográfia használata esetén a várható maximum hőmérséklet az 1. ábrán látható intervallumba esik.

A diagnosztikai egyenlet RMS hibáját több év adatain is vizsgáltuk. A nyári félévben az RMS hiba nagysága 0,5–0,85 fok között változott, míg a téli félévben az RTP_{850/1000}-et használva 0,9–2,3 fok volt, az RTP_{925/1000}-et használva viszont a hiba a november-február közötti időszakban 1,1–1,5 fokra csökkent, vagyis a téli hónapokban sokkal jobb eredményeket érhetünk el az alsó kb. 700 méteres réteg átlag-hőmérsékletének használatával, különösen a hidegpárnás helyzetekben.

Ahhoz, hogy a (3) egyenletet használni tudjuk, szükség van a globál sugárzás és a 12 UTC-s relatív topográfia előrejelzésére.

A talajra érkező globál sugárzás mennyiségét nagyrészt a felhőzet, kisebb részben a légköri aeroszolok, a nem kondenzálódott vízgőz és az ózon befolyásolják. Az utolsó három tag hatásának kiküszöbölése érdekében az 1967–1993 között felhőtlen napokon mért sugárzások átlagát 7-edfokú polinommal simítottuk (2. ábra), így megkaptuk az átlagosan szennyezett, száraz levegőre vonatkozó maximálisan lehetséges globál sugárzás értékét napi bontásban.



2. ábra A napkelte és 15 UTC közötti lehetséges globál sugárzás (J/cm^2) Budapestben derült időben, átlagos aeroszol koncentráció mellett (Vízszintes tengely: Jan. 01– Dec. 31)

A felhőzet által átengedett sugárzás mennyisége függ a felhők mennyiségétől, fajtájától, a felhőkben lévő cseppek, kristályok méretétől, a felhők vastagságától és a napmagasságtól. Általánosságban elmondható, hogy az ugyanolyan vastagságú alacsony szintű felhőzet lényegesen kevesebb sugárzást enged át, mint a magas szintű (Kondratyev 1969, 1972). Ezeket a kölcsönhatásokat külön-külön még a legjobb modellek sem tudják pontosan előrejelezni, de a talajra lejutó sugárzás mennyisége viszonylag egyszerű statisztikai módszerrel is megbecsülhető. Ehhez a becsléshez az NWP modellek által előrejelzett szintek/rétegek relatív nedvességi adatait használtuk. A szintek/rétegek száma elméletileg tetszőleges, de a valóságban a használt NWP modell vertikális szintjeinek számától függ. A UKMO UM (korábban UKMO LAM)

modell esetében csak három szint adatait (850, 700, 500 hPa) kapjuk meg, míg az ALADIN modell esetén a pszeudó temp fájlokban a $-40\text{ }^\circ\text{C}$ -nál melegebb hőmérséklet esetén áll rendelkezésre nedvességi adat. Természetesen az ALADIN modell vertikális szintjeinek száma az évek folyamán növekedett, így kezdetben 7, később 9, jelenleg 10 réteg nedvességi viszonyait vesszük figyelembe a sugárzás számításánál.

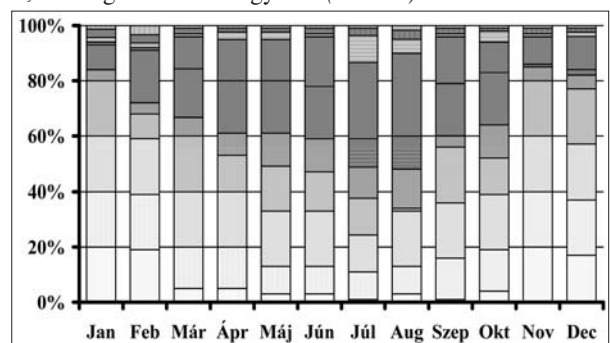
Ezek a szintek a következők: Talaj–300 m, 300–500 m, 500–800 m, 800–1200 m, 1200–1700 m, 1700–2400 m, 2400–3300 m, 3300–4500 m, 4500–6000 m, 6000–8000 m.

Az ALADIN modell esetén a rétegek határát úgy határoztuk meg, hogy részben megfeleljenek a felhőrétegek átlagos szintjeinek, részben pedig minimum kettő, de inkább három vagy több nedvességi adat álljon rendelkezésre az adott rétegből. Amennyiben a $-40\text{ }^\circ\text{C}$ -os szint magassága 8000 m alatt volt (ez főként télen fordult elő) a $-40\text{ }^\circ\text{C}$ -os szint fölött elhelyezkedő rétegekben az ez alatt elhelyezkedő utolsó nedvességi adattal számoltunk. Vizsgálataink alapján elmondható, hogy a globál sugárzást télen főként az alacsony szintű felhők (talaj–1200 m), míg nyáron az alacsony és közép magas felhők (1200–3300 m) csökkentik (3. ábra). Miért nem használtuk a globál sugárzás számításához az ALADIN modell által kiszámolt értéket? Mert konvektív, hidegpárnás vagy inverziós helyzetben a felhőzeti, ebből kifolyólag a sugárzási előrejelzései nem megbízhatóak az ALADIN modellben, bár az utóbbi két évben javulást tapasztaltunk.

A globál sugárzás és a különböző rétegek relatív nedvessége közötti függvénykapcsolat, a különböző egyszerűsítések és elhanyagolások után, a következő alakot öltötte:

$$Q = \sum_{j=1}^2 Q_j \left[\frac{(A_{j1} + B_{j1} \sum_{m=1}^n C_{jm} RH_j) + (A_{j2} + B_{j2} \sum_{m=1}^n C_{j2m} RH_j) + (A_{j3} e^{B_{j3} \sum_{m=1}^n C_{jm} RH_j})}{3} \right] \quad (4)$$

ahol Q_j a lehetséges globál sugárzás mennyisége napkelte és 09 UTC ($j=1$) között, és 09 és 15 UTC ($j=2$) között (naponta változik, 2. ábra). RH_{ji} az "i"-edik réteg átlagos relatív nedvessége 06 UTC-kor ($j=1$), és 12 UTC-kor ($j=2$). Az együtthatók (A, B) havonta változnak. A C_{j1i} és C_{j2i} és C_{j3i} összege 100%-kal egyenlő (3. ábra).



3. ábra Az ALADIN modell esetében használt 10 különböző réteg relatív nedvességének globál sugárzást csökkentő hatása (09 - 15 UTC) Pontozott: Alacsony szintű

Vízszintes csíkozás: Középmagas szintű
Függőleges csíkozás: Magassintű felhőzet (lásd a szövegben)

Vizsgálataink alapján 10% hiba a globál sugárzás előrejelzésében körülbelül 0,8–1,4 °C hibát okoz a hőmérséklet előrejelzésben.

Amennyiben a (4) egyenletben Q_1 szorzójának értéke nagyobb 1,05-nél, vagy kisebb 0,05-nél, akkor 1,05-tel illetve 0,05-tel számolunk (tisztá, száraz, sarki levegőben a beérkező sugárzás nagyobb lehet 100%-nál) (Fövényi, 1997/3).

A relatív topográfia megváltozását a talajról vertikális mozgások által szállított hő, az advekción, a kondenzáción, illetve a csapadék párolgása határozza meg. A kondenzáció és a párolgás hatását elhanyagoltuk. Ezzel elsősorban a tavaszi hónapokban követtünk el hibát, mivel ilyenkor 1000–1300 m között van az emelési kondenzációs szint. A nyári és téli hónapokban a kondenzációs szint a 850, illetve 925 hPa-os szint környékén, vagy fölötté helyezkedik el, tehát az adott réteget nem melegíti. Ősszel pedig ritka a nappali gomolyfelhő képződéssel járó konvektív folyamat. Ezeknek a figyelembe vételével a relatív topográfia megváltozását (00–12 UTC között) a besugárzástól és a sekély konvekciós réteg tetején (télen 925 hPa, nyáron 850 hPa) bekövetkező advekciónól tettük függővé, vagyis:

$$RTP_{12} = RTP_{00} + A_1 \cdot (\Delta t - \Delta t_1) + f(Q), \quad (5)$$

ahol "A1" havonta változik, "t" a használt modell által adott 00 és 12 UTC közötti hőmérsékletváltozás nagysága a 925 vagy a 850 hPa-os szinten. "f(Q)" logaritmikus. Számításainkban nem alkalmaztuk a rádiószondás állomások 00 UTC-kor észlelt hőmérsékleti adatait (925 hPa, 850 hPa), kizárólag a számíthatóhoz használt modell hőmérsékleti analízisének és előrejelzésének adatait használtuk, így ki tudtuk küszöbölni a modell objektív analízisének hibáit.

Az (5) egyenlet "Δt₁" tagját még nem magyaráztuk meg. Természetesen az adott szintek (850 hPa, 925 hPa) hőmérsékletének van egy bizonyos napi amplitúdója 00 és 12 UTC között. Hogy ezt az amplitúdót meghatározzuk, olyan időjárási helyzeteket vizsgáltunk meg, amikor az

2. táblázat.

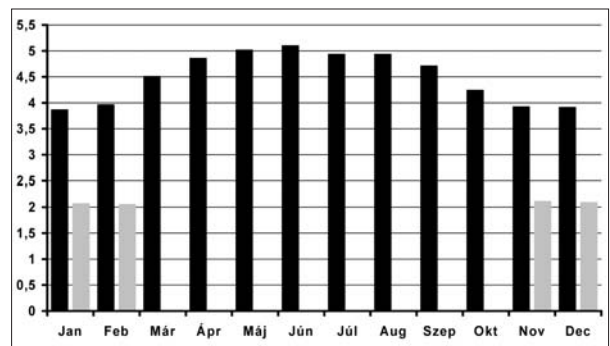
Hónap	850 hPa (0,1 °C)	925 hPa (0,1 °C)
Január	-1,03	-0,46
Február	0,34	-6,91
Március	-3,06	-1,70
Április	-2,20	14,87
Május	1,35	13,37
Június	2,33	13,32
Július	3,07	9,73
Augusztus	-1,69	8,08
Szeptember	1,64	3,91
Október	1,34	-3,20
November	0,18	-5,55
December	-0,36	-2,94

A hőmérséklet változása 00 és 12 UTC között advekciónmentes napokon

adott szinteken a szélsőbesség kisebb vagy egyenlő volt, mint 3 m/s, 00, 06 és 12 UTC-kor is, vagyis az advekción elhanyagolhattuk. Ezeknek a napoknak az átlagos hőmérsékletváltozását 00 és 12 UTC között a 2. táblázatban láthatjuk.

Mint a 2. táblázatból látható, a napi hőmérsékleti amplitúdó 00 és 12 UTC között mindössze néhány tized fok, kivéve a nyári hónapokat, amikor a 925 hPa-os szint jelentősen melegszik, de ezekben a hónapokban a számításainkhoz nem használjuk a 925 hPa-os szint adatait.

Az 1975 és 1995 között, 12 UTC-kor észlelt relatív topográfia és hőmérsékleti adatokból kiszámoltuk az adott szinteken 1 fokos advekciónhoz tartozó átlagos relatív topográfia változást is, amely a 4. ábrán látható.



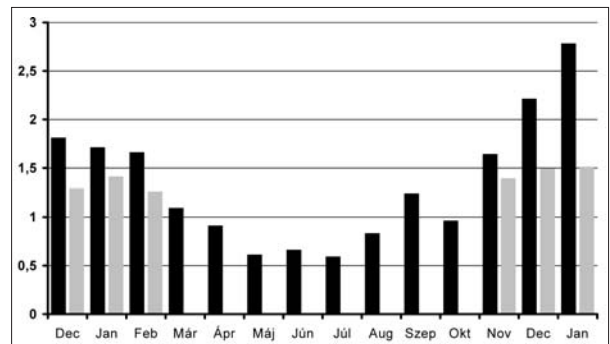
4. ábra A relatív topográfia átlagos változása (GPM) 1 °C meleg advekción esetén
Szürke: RTP925/1000, Fekete: RTP850/1000

Látható, hogy a relatív topográfia megváltozása elsősorban az advekciónól függ, hiszen 1–1,5 fokos hideg advekción ellensúlyozni tudja a totális besugárzás relatív topográfia növelő hatását.

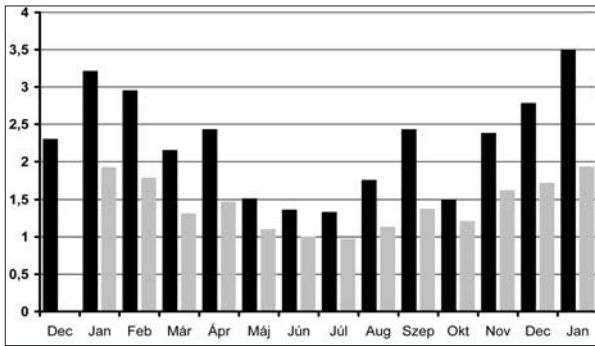
Eredmények

Maximum hőmérséklet előrejelző módszerünket különféle módokon teszteltük.

Ezek alapján a következő eredményeket kaptuk teljesen független adatokon (1996. év) végezve a vizsgálatot (5. ábra, 6. ábra):



5. ábra A diagnosztikai módszer RMS hibája Budapesten (°C) 1995. december - 1997. január
Fekete: RTP850/1000, Szürke: RTP925/1000

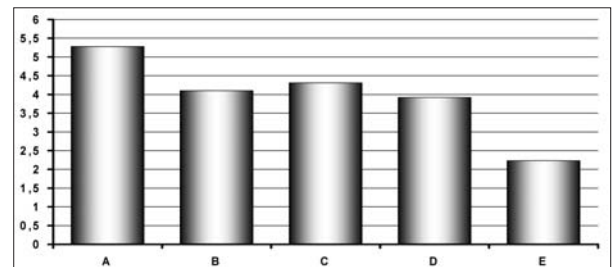


6. ábra A teljesen automatikus maximum hőmérséklet előrejelzések RMS hibája (°C) 1995. december - 1997. január
Fekete: UKMO/LAM adatokból,
Szürke: ALADIN/LACE adatokból

Az ALADIN modell használatával kaptunk jobb eredményeket, mivel ebben a modellben sokkal több szint nedvességi és hőmérsékleti adatai álltak rendelkezésünkre, így a sugárzást sokkal pontosabban jelezhetjük előre, és télen használhattuk a 925/1000 hPa-os relatív topográfiát. Ez a UKMO adatoknál nem létezett, így az 1997. januári hidegpárnát ezzel a modellel nem lehetett előrejelezni, hiszen ez a jelenség az 1000 méter alatti légrétegeket érinti, a 850 hPa hőmérsékletétől független. Az 5. és 6. ábra alapján az időjárási helyzetre is következtethetünk, hiszen azokban a hónapokban, amikor a hiba nagyobb, valamelyik feltételezésünk sérült. Ebben az időszakban a 1996. szeptemberi adatok nagyobb hibája arra utal, hogy sok csapadék hullott, vagyis a hőegyenlegre vonatkozó feltételezésünk sérült. Az 1996. decemberi és 1997. januári nagyobb hibák oka (az RTP_{850/1000} hPa használata esetén) pedig az, hogy gyakori volt a hidegpárnás helyzet, amikor a 850 hPa-os szint adatai nem használhatók. Ezek az eredmények mutatják, hogy az új módszer lényegesen jobb, mint a korábban alkalmazott módszerek (Rákóczi, 1983, Maller és tsai., 1989), használatának viszont gátat szab, hogy ALADIN adatok csak 48 órás időtartamra érkeznek.

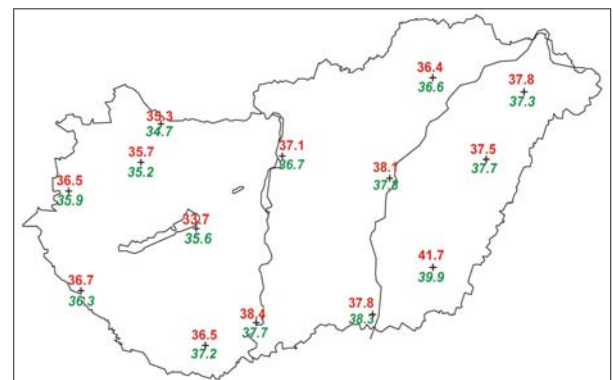
Természetesen egy hőmérséklet előrejelző rendszernek extrém időjárási helyzetekben is működőképesnek kell maradnia. Erre főként a jövőben lesz szükségünk, hiszen egyre több jel utal arra, hogy változóban van éghajlatunk. Mivel módszerünk a beérkező sugárzás és a relatív topográfia értékeiből egyenletekkel számolja ki a hőmérsékletet, ezért az eddigieknél nagyobb vagy kisebb értékek esetén is tud eredményt produkálni. Szokatlanul hideg esetben sajnos nem sikerült a módszert független adatokon tesztelni, hiszen csak az emlékezetes 1987. januári időjárás néhány napja volt szokatlanul hideg, és ezek az adatok szerepeltek a statisztikai adatbázisban, de ezeken a rendkívül hideg napokon is csak 0,5–1,5 fokkal adott melegebbet a módszerünk, mint a tényleges érték. Szerencsére hidegpárnás helyzet (7. ábra) és szélsőségesen meleg időjárású nap (8. ábra) a független adatok esetén is rendelkezésünkre állt. A 8. ábrán az évszázados magyarországi melegrekord megdőlésének (Békéscsaba: 41,7 °C) az

adatait láthatjuk. Ezen a napon (2000. 08. 21.) az Alföldön helyenként 40 fok fölé emelkedett a hőmérséklet, míg az ALADIN modell csak 37, 38 fokot jelezett előre. Módszerünk ugyan előrejelezte a melegrekord pontos helyét (Békéscsaba), az ALADIN modellnél 1,7 fokkal magasabb hőmérsékletet adott, de még így is 1,8 fokkal elmaradt a ténylegesen mért értéktől. Az ország többi részén (Siófok kivételével) viszont meglepően pontosan jelezte előre a szélsőségesen magas hőmérsékleteket. A siófoki hiba oka nagy valószínűséggel a Balaton hűtő hatása, ami szintén sérti a hőegyenlegre vonatkozó feltételezésünket.



7. ábra Hőmérséklet előrejelzések RMS hibája 1999. januárjában (hidegpárna) (°C)
A: ALADIN (T+12 h) B: ECMWF (T+24 h)
C: UKMO UM+TEMP (T+12 h) D: ALADIN+TEMP (RTP_{850/1000}, T+12 h)
E: ALADIN+TEMP (RTP_{925/1000}, T+12 h)

A 7. ábrán az 1999. januári 1-e és 1999. január 31-e közötti előrejelzések hibáját látjuk, ekkor hosszú ideig állt fenn Budapesten hidegpárna.



8. ábra Az észlelt (fölső) és az előrejelzett (alsó) maximum hőmérséklet (°C) 2000. 08. 21.

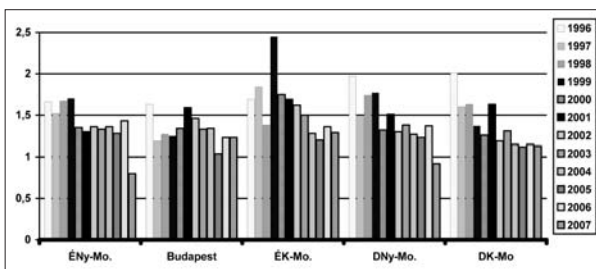
A 7. ábrából látható, hogy az NWP modellek előrejelzése ebben a hónapban a szinoptikus gyakorlat számára használhatatlanul rossz eredményeket adtak, akárcsak az RTP_{850/1000} hPa relatív topográfia és a modell adatok felhasználásával készült előrejelzéseink. Az egyetlen előrejelzés, amely viszonylag elfogadható eredményt adott, az RTP_{925/1000} hPa-os rádiószondás adatokat és az ALADIN/LACE modell előrejelzéseit használta fel. Az utóbbi években az ALADIN/HU modell előrejelzései inverziós, hidegpárnás helyzetekben javultak, de még mindig gyakran hibáznak (1. táblázat). Sajnos az utóbbi két

évben nem volt tartós hidegpárnás helyzet (a 2006–2007-es télen gyakorlatilag nem is volt tél), így a modelleredmények nem tudtuk hidegpárnás helyzetben összevetni a miénkkel, de az 1. táblázatban bemutatott 2003-as modell-adatokhoz képest, a Kisalföld környékét kivéve, módszerünk az adott héten 2–8 fokkal jobb eredményt adott, mint az ALADIN modell.

Módszerünk RMS hibáit megfigyelve észrevehetjük, hogy ez a hiba nyáron 0,9–1,3 °C, ősszel és tavasszal 1,2–1,8 °C, télen 1,7–2,4 °C. Ezek az eredmények nyáron már csak kismértékben múlják felül az ALADIN modell verifikációs eredményeit. Télen csaknem minden időjárási helyzetben jobb eredményeket értünk el, mint az ALADIN modell, de ez az eredményjavulás különösen hidegpárná esetén szembetűnő (7. ábra).

Végezetül a 9. ábrán látható az 1996 és 2007 közötti termik előrejelzéseink maximum hőmérséklet prognózisainak beválása látható (Fövényi, 1997/1, 1997/2, 1998/3, 1998/4, 1999/5, 2000/4, 2001/2, 2002). 1996-ban még csak a UKMO/LAM adataival számoltunk, 1997-ben vezettük be a 7 réteges sugárzás számítási programot, 2000-ben pedig a 10 réteges eljárást, mindkettőt az ALADIN modell felhasználásával. Természetesen ezek nem a módszerünk által számolt értékek, hiszen a szinoptikusok időnként módosítják a kiszámolt adatokat. Mint a 9. ábrán látható, 2001 után gyakorlatilag az egész országban 1,5 fok alá csökkent az RMS hiba nagysága. Az 1999. évi nagy hiba oka Északkelet-Magyarország térségében az, hogy Ungvárról nem érkezett rádiószondás adat, így Szeged vagy Budapest adataival kellett helyettesítenünk, ami nem mindig bizonyult jó megoldásnak, ezen kívül az 1999-es nyár rendkívül csapadékos volt. A 2007-es év verifikációjánál a budapesti körzetnél nem vettük figyelembe Agárd adatait, mert gyakran 2–3 fokkal magasabb hőmérsékletet adott, mint szinoptikus szempontból elfogadható lett volna. (Az agárdi hőmérőt augusztusban lecserélték, azóta jól mér.) A 9. ábrán csak a szinoptikusok által előrejelzett hőmérséklet hibája látható, a modellünk által számolt értékek majdnem minden évben 0,1–0,3 fokkal rosszabbak voltak ennél, az egyetlen kivétel 2001 volt, amikor a módszerünk által számolt értékek 0,05–0,32 fokkal jobbak voltak, mint az előrejelzettek.

2007-ben két körzetben is 1 fok alatt volt az RMS hiba. Ez valószínűleg a 2006. augusztusában bevezetett újításunknak köszönhető. Ekkor a programba beépítettünk egy



9. ábra A maximum hőmérséklet előrejelzések RMS hibája 1996–2007 - IV.1 - IX.30 (°C)

olyan funkciót, amelyik jelezte az előző napon kiszámolt és a ténylegesen mért hőmérséklet különbségét, és ezzel korrigálhatóvá vált a program hibája azokon a napokon, amikor nem változott lényegesen az időjárás. Ez különösen fontosnak bizonyult a 2007. júliusi hőhullám idején, amikor a módszer segítségével 1 fok (a Dél-Alföldön 0,5 fok) alá csökkenthettük az RMS hibát, és előre tudtuk jelezni azt a periódust, amikor 5 egymást követő napon az Alföldön valahol mindig meghaladta a hőmérséklet a 40 fokot. Ennek a forró periódusnak az eredményeit a 3. táblázatban láthatjuk.

3. táblázat.

	Észlelt (°C)	ALADIN/HU (°C)	Régi (°C)	Új (°C)	Előrejelző (°C)
Július 15.	35,2	33,7	35,1	35,2	34,0
Július 16.	36,4	36,1	34,8	34,9	36,5
Július 17.	38,6	38,9	37,3	38,9	37,5
Július 18.	39,2	39,8	38,0	39,3	39,0
Július 19.	38,6	39,2	36,7	37,9	39,0
Július 20.	40,7	38,8	39,2	41,1	40,0
Július 21.	37,8	38,0	37,6	39,1	39,5
Július 22.	37,7	36,5	37,5	37,7	38,0
RMSE (°C)		1,01	1,21	0,77	0,89

A 2007. Július 15-22. között Budapesten mért, valamint az Aladin modell, a régi módszerünk, az új módszerünk által kiszámolt, és a repülésmeteorológus által előrejelzett maximum hőmérsékletek összehasonlítása.

A 3. táblázatból is látható, hogy idén nyáron az ALADIN modell hőmérséklet előrejelzései már nagyon jól sikerültek, nem egy esetben jobbak voltak, mint a régi módszerünk által kiszámolt értékek.

Módszerünk hiányosságai

Módszerünk legfőbb hiányossága, hogy nem veszi figyelembe a talajnedvesség és a csapadék párolgásának hűtő hatását. Ez a hiba szerencsére általában nem befolyásolja jelentősen a hőmérsékletet, de az elmúlt években mégis egyre többször előfordult, hogy emiatt rosszak lettek a módszer előrejelzései. Ez 1999 nyarán okozott sok esetben fölébecslést, hiszen ekkor az ország nagy részén a szokásos csapadék kétszerese, háromszorosa hullott le, hatalmas árvizeket és belvizet okozva. 2000 augusztusában és 2003 nyarán rendkívül aszályos volt az időjárás, emiatt pontosan a fordítottja történt az 1999-es eseményeknek, módszerünk általában 1–1,5 fokkal alábecsülte a derült napokon a tényleges hőmérsékletet. Ezt a hibát a 2006. augusztusi fejlesztésnek köszönhetően részben sikerült csökkenteni.

A Balaton hatását szintén nem vettük figyelembe, ezért környékén a párolgás, olvadás, fagyás miatt esetenként 2–4 fokos eltérés is lehet az általunk kiszámolt hőmérséklettől. A másik nagy hibája az általunk használt módszernek, hogy budapesti adatokra dolgoztuk ki, ezért csak síkvidéken (300 méteres tengerszint feletti magasság alatt) és a pestihez hasonló füves, kevésbé fás területeken alkal-

mazható. Az erdősebb területeken (Északi-középhegység völgyei, órség), főleg nyáron fölébecsli az értékeket.

A módszer ugyan le tudja kezelni (a modellek felbontásától függően) esetenként a mezo- β nagyságú területen föllépő főnhatást is, de az ennél kisebb méretű, főnhatást kiváltó hegyek környékén alulbecsli szeles esetben a hőmérsékletet.

A téli időszakban a hóolvadás okoz problémát esetünkben, hiszen ilyenkor az olvadás jelentős hőt von el a környezettől, ezért a ténylegesnél magasabb hőmérsékletet jelzünk előre, mint ami bekövetkezik. 2006. augusztusi fejlesztésünk ezen a hibán is képes némileg segíteni.

Összegzés, jövőbeli fejlesztési lehetőségek

Maximum hőmérséklet előrejelző PPM módszerünk sokat javított prognózisaink minőségén. Az évek folyamán a repülésmeteorológus kollégák és kolléganők megtanulták alkalmazni ezt, elfogadni az eredményeit (korábban rendszeresen alulbecsültük Északkelet-Magyarországon a hőmérsékletet, most már sokkal kevésbé), kijavítani az esetleges hibáit. Bár korábban úgy gondoltuk, hogy az eljárás eredményeit a modellek fejlődése miatt 2–3 év alatt sutba dobhatjuk, az évek elteltével kiderült, hogy a modellekkel együtt az általunk kiszámolt értékek is lassan javulnak. Bár a nyári időszakban már csak minimálisan vagyunk jobbak az ALADIN modellnél (0,1–0,4 fokkal kisebb az RMS hibánk, sőt 2007 nyarán némely körzetben az ALADIN modell volt a jobb), de a téli hónapokban, különösen hidegpárnás helyzetekben még mindig sokkal jobbak az előrejelzéseink, mint az ALADIN/HU modellnek. Ez utóbbit sajnos az elmúlt télen nem sikerült tesztelni, mert rekord meleg volt a tél, de 2007 novemberében volt néhány inverziós nap, és ezeken a napokon még mindig jobb volt az előrejelzésünk, mint az ALADIN/HU modellé.

A (4) és az (5) egyenletekből 2003. szeptemberében elhagytuk az egyszerűsítést, a tényleges súlytényezőkkel számolva tesztjeink alapján 0,05–0,2 fokkal csökkent az RMS hiba nagysága, javulás főleg a téli hónapokban volt megfigyelhető.

Amennyiben az ALADIN modell vertikális felbontása növekszik, a rétegek számát növelhetjük a sugárzás számító részben (4. egyenlet), ettől további 0,05–0,15 fokos javulást várhatunk.

További jelentős lehetőség a párolgás figyelembe vétele. Az elmúlt 2–3 év alatt az OMSz-nál kifejlesztett ORACLE adatbázis kezelő rendszer már operatíván képes csapadék adatokat szolgáltatni visszamenőlegesen is, így a lehullott csapadékból következtethetünk a felszín nedvességére, és arra, hogy ez mennyire fogja vissza a hőmérséklet emelkedését. Ezt a lehetőséget jelenleg még nem vizsgáltuk meg, de amennyiben elegendő mennyiségű adat gyűlik össze a statisztikai vizsgálathoz, lesz esélyünk ezt a hibát is csökkenteni.

Statisztikai adatainkat Budapestre dolgoztuk ki, és próbáltuk alkalmazni az ország egész területére. Ez esetenként hibát okozhat, hiszen az alföldi állomások

tengerszint feletti magassága 40–60 méterrel kisebb, míg Szombathelyé, Miskolcé 70–100 méterrel nagyobb, mint Budapesté. Ezért teszteltünk egy egyszerű javítási eljárást, a derült napokon (75%-nál nagyobb sugárzás) $1^\circ\text{C}/100\text{m}$ -rel, felhős napokon (50–75% sugárzás) $0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$ -rel módosítottuk a kiszámolt hőmérsékletet. Kis javulást (0,1–0,3 $^\circ\text{C}$) csak az alföldi állomások és néhány déldunántúli állomás esetében, kizárólag a nyári időszakban (május-augusztus) értünk el, a többi állomáson értékelhető változás nem volt megfigyelhető, a téli időszakban viszont kifejezetten romlottak az eredmények. Ezt a javító mechanizmust 2000 óta használjuk a termik előrejelzésekben (9. ábra), és Délkelet-, valamint Délnyugat-Magyarország térségében kb. 0,1 fokkal csökkentette az RMS hibát.

A modellek csapadék előrejelzésének figyelembe vételével kismértékben szintén javíthatunk az eredményeken, azonban megfigyeléseink alapján a csapadék előrejelzés a modellek egyik legbizonytalanabb pontja, így felhasználhatósága kétséges.

Összegzésként elmondható, hogy a Rákóczi Ferenc által 1957-ben kidolgozott módszer továbbfejlesztett változata, a modelladatok felhasználásával még most, fél évszázad elteltével is versenyképes maradt, és talán még további 5–10 évig képes lesz felülmúlni a modelleket.

Fövényi Attila

Irodalom jegyzék

- Bonta, I., 1997: Subjective verification of ALADIN model at HMS, with special emphasis on winter inversion situations, RC LACE Bulletin No. 3. 8 pages, Budapest, 1997
- Bonta, I., 1999: The evaluation of ALADIN model on some interesting synoptic situations with emphasis a winter inversion event, a strong wind and a convective situations, RC LACE Bulletin No. 7, 6 pages, HMIS, Ljubljana, 1999
- Bozóki I., 1987: Folyamatvizsgálat egy meteorológiai jelenség kapcsán, Meteorológiai Tanulmányok, No. 61.
- Bromley, R. A., 1994: The Operational Global Model at the UKMO, The Limited Area Model & the Mesoscale Model, Proceedings of the Second Joint UK Met Office /WMO Aeronautical Forecasting Seminar, Reading 11-15 July 1994
- Cairns, M.M., Miller, R.J., 1992: An Evaluation of Aviation-Impact Variables (AIVs) Derived from Numerical Models, NOAA ERL FSL, Boulder, Colorado, September 1992
- Damrath, U., 2001: Verification of the operational NWP models at DWD, Proceedings of International Training Seminar - Design, Products and Operational Use of the NWP Model-Chain of the DWD, 23-27 April 2001, 33 pages
- Dorns, G., Schättler, U., 1999: The Nonhydrostatic Limited-Area Model (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific Documentation, Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Offenbach am Main, Germany, 1999.
- Fövényi A., 1994: Alap előrejelzések készítése Grid és Temp adatok felhasználásával sportrepülőkhöz részére, Meteorológiai Tudományos Napok, Budapest, 1994.
- Fövényi A., 1996: Termik előrejelzések készítése az OMSz Repülés-meteorológiai Központjában, Légkör XLI., 1996/3. pp. 25-30.
- Fövényi A., 1997/1: Az 1996. évi termik előrejelzések verifikálása, Légkör XLII/1. , pp. 36-37.
- Fövényi A., 1997/2: Az 1996. évi termik előrejelzések verifikálása, Az 1996. évi előrejelző tevékenység értékelése, OMSZ, IEÖO, Budapest, 1997.

- Fövényi A., 1997/3: Új módszer a maximum hőmérséklet előrejelzésére, Egyetemi Meteorológiai füzetek No. 10. pp. 107-110, Budapest, 1997.
- Fövényi A., 1998/1: New Method for Maximum Temperature Forecasting Using TEMP and NWP Model Data, RC LACE Bulletin No. 5, 5 pages, Prague, Czech Republic, 1998.
- Fövényi A., 1998/2: A légköri nedvesség és a magaslégköri hőmérséklet hatása a globálisugárzásra és a maximumhőmérsékletre Magyarországon, Az éghajlatváltozás és következményei, pp. 269-274, OMSZ, Budapest, 1998.
- Fövényi A., 1998/3: Az 1997. évi termik előrejelzések verifikálása, Légkör XLIII/1., pp. 35-36
- Fövényi A., 1998/4: Az 1998. évi termik előrejelzések verifikálása, Légkör XLIII/4. pp. 32-33
- Fövényi A. - Sándor V., 1999/3: A termik előrejelzése régen és most, Légkör XLIV/2., pp. 22-28.
- Fövényi A., 1999/5: Az 1999. évi termik előrejelzések verifikálása, Légkör XLIV/4. pp. 32-33
- Fövényi A., 2000: A 2000. évi termik előrejelzések verifikálása, Légkör XLV/4., pp. 36-37
- Fövényi A., 2001/1: Decreasing of the error of maximum temperature forecast using NWP model and radiosonde data, Proceedings of Fifth European Conference on Applications of Meteorology, ECAM 2001, 24-28 September 2001, Budapest, Hungary, Theme 1 08/pp 1-7
- Fövényi A., 2001/2: A 2001. évi termik előrejelzések verifikálása, Légkör XLVI/4. pp. 31-32.
- Fövényi A., 2002: A 2002. évi termik előrejelzések meteorológiai elemeinek verifikálása, Légkör XLVII/4. pp. 30-31,
- H. Bóna M., 1986: Hideg légpárnák aeroszoptikai vizsgálata a Kárpát-medencében, Meteorológiai Tanulmányok, No. 54 OMSZ, Budapest, 1986
- Heise, E., Jacobsen, I. 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models, Contr. Atm. Physics No. 55, pp. 128-141
- Heise E. et al, 2001: Physical parametrisations in GME and LM, Proceedings of Design, Products and Operational Use of the NWP Model-Chain of the DWD, 23-27 April 2001, Langen, Germany.
- Jaeneke, M., 2001/1: Synoptic Verification Case-studies, Proceedings of International Training Seminar - Design, Products and Operational Use of the NWP Model-Chain of the DWD, 23-27 April 2001, pp. 4/1-13

- Jaeneke, M., 2001/2: Operational products of GME and LM - Local products (Meteograms, DMO, Kalman-filter, MOS, PPM), Proceedings of International Training Seminar - Design, Products and Operational Use of the NWP Model-Chain of the DWD, 23-27 April 2001
- Kondratyev, K. Ya., 1969: Radiacionnnye karakterisztiki atmosfery i zemnoj poverhnosztyi. Gidrometeorologiceszkoje izdatylsztvo.
- Kondratyev, K. Ya., 1972: Radiation Processes in the atmosphere, pp. 32-33, pp. 37-44, pp. 78-88, WMO No. 309, World Meteorological Organization, 1972
- Makainé Császár M.t, Tóth Pál, 1978: Szinoptikus Meteorológia II, pp. 569-581, 611-623, Tankönyvkiadó, Budapest, 1978
- Maller A., Németh E., Rimek I., Varga L., 1989: Five-day extreme temperature forecast method, Időjárás Vol. 93., pp. 221-231, Budapest, 1989.
- Quarterly Report On Numerical Products from Bracknell, No. 1-43, Bracknell Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst No. 1-26, Offenbach am Main
- Performance Statistics, Verification and Diagnostics, Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst, No. 24, pp. 15-41
- Rákóczi F., 1957: Az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál kapcsolata a napi hőmérsékleti maximummal derült napokon, Időjárás 61, pp. 419-423, 1957
- Rákóczi F., 1959: A hőmérsékleti maximumot kialakító két fontos tényező vizsgálatáról, Időjárás 63, pp. 1-6, 1959
- Rákóczi F., 1983: Kísérlet a napi maximum hőmérséklet előrejelzésére, Meteorológiai Tanulmányok No. 43, OMSZ, Budapest, 1983.
- Stábel Gy., 1963: A hőmérséklet napi maximumának előrejelzése, Beszámoló az 1962-ben végzett kutatásokról, OMI Hivatalos kiadványai XXVI. Pp. 102-111, Budapest, 1963
- Reinaldo B. da Silveira et al, 2000: The Numerical Forecast System at INMET-Brazil, Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst, No. 24, pp. 7-14, Offenbach am Main, 2000
- Tóth P., 1984: Parametrizáció bevezetése hideg-légpárnák keletkezésének és feloszlásának analízise céljából, Meteorológiai Tanulmányok, No. 51, OMSZ, Budapest, 1984
- Zsótér E., 2003: Elemzés az elmúlt néhány év alaprognózisainak beválásáról, a megfigyelhető tendenciákról - 1999-2002, Kézirat, 12 pages, OMSZ, Budapest, 2003

OLVASTUK

Rekord jégcsökkenés az Arktiszon

Az Egyesült Államok Nemzeti Hó és Jég Adatközpontja (NSIDC) szerint 2007 nyárvégére a sarki jégtakaró kiterjedése soha eddig nem látott minimumra csökkent. A legalább 15%-os jégborítottságú terület szeptember elejére már 4,42 millió km²-re zsugorodott. Az előző minimum rekord 2005 szeptemberében 5,32 millió km² volt. A csak ritkán hajózható Északnyugati Átjáró ezúttal hétéig nyitva állt a hajózás számára. A minimum szeptember 16-án állt be, a jégtakaró kiterjedése ekkor műholdas mérések alapján mindössze 4,13 millió km² volt.

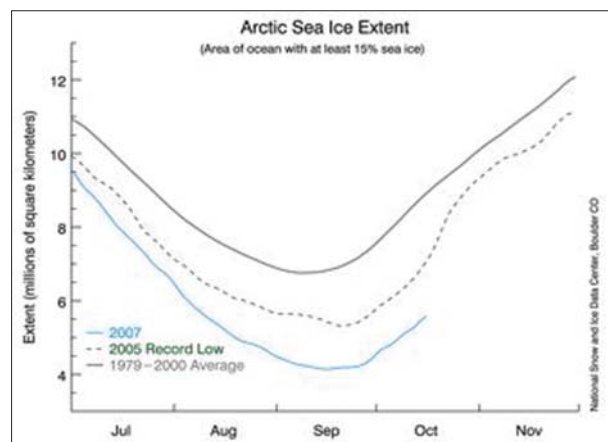
Noha a nappalok rövidülése miatt a növekedés ezután megindult, a 2005. évi minimumot csak október 14-ére közelítette meg (sokévi átlag szerint ilyenkor már 9 millió km² körüli értéknek kellene lennie). Az arktikus jégtakaró kiterjedése általában márciusra éri el maximumát.

A sarki jégtakaró ilyen felgyorsult csökkenése nagyobb, mint amit az éghajlati modellek előrejeltek.

A területi kiterjedés csökkenése mellett a jégtakaró vastagsága is egyre kisebb. Míg a korábbi évtizedekben a 3 m-nél vastagabb jégtakaró a sarki medence jelentős részére kiterjedt, most egy keskeny sávra korlátozódott Észak-Grönland és a kanadai partok között.

Weather, 2007. okt. és NSIDC Ice News

Ambrózy Pál



Az arktikus jég kiterjedése. Felső görbe: sokévi átlag; középen: 2005 évi állapot; lent: 2007 évi menet