

A felhőfizikai folyamatok mezoskálájú modellezése

A pályázat három kutatási területre osztható. A beszámolóban a kutatási tervben szereplő felosztás alapján külön-külön lesz szó ezekről témákról.

Mikrofizikai folyamatok számítógépes modellezése

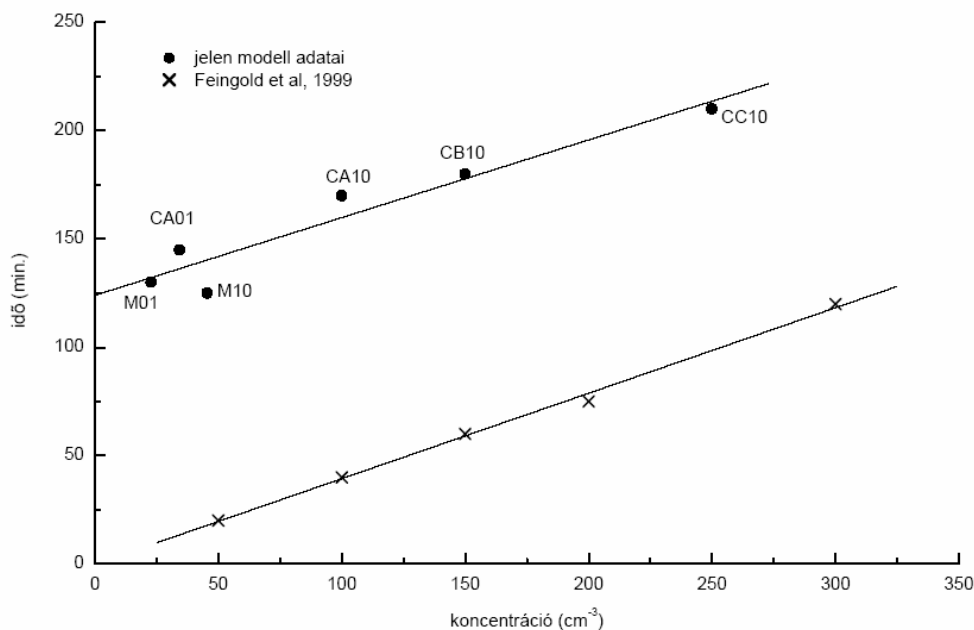
A részletes mikrofizikai modellek segítségével nyomon követhetjük a vízcseppek és a jégrészecskék kialakulását, tanulmányozhatjuk azt, hogy a légköri aeroszolrészecskék jellemzői (méret szerinti eloszlás, kémiai összetétel) milyen szerepet játszanak a különböző típusú hidrometeorok kialakulásában.

Az általunk kifejlesztett modell a következő előnyökkel rendelkezik az irodalomból ismertekhez képest: Olyan új eljárást tartalmaz, amelynek segítségével pontosabban tudjuk meghatározni a vízcseppeknek az aeroszolrészecskéken történő kialakulását. Ennek köszönhetően a modellszámítások során figyelembe tudjuk venni azt, hogy a vízcseppek eltérő méretű és kémiai összetételű aeroszolrészecskéken alakulnak ki és növekednek.

Az általunk kifejlesztett mikrofizikai modell segítségével megmutattuk, hogy:

1.) A sekély rétegfelhőben lejátszódó csapadékképződésben a kondenzációs magvak koncentrációja és kémiai összetétele fontos szerepet játszik. Alacsony CCN (cloud condensation nuclei) koncentráció ($< 50 \text{ cm}^{-3}$) esetén a csapadékképződés gyorsan megy végbe. Amennyiben a CCN koncentráció meghaladja a 300 cm^{-3} -t, esőcseppek csak nagyon kis mennyiségben alakulnak ki, és több mint egy órával hosszabb időre van szükség ahhoz, hogy az első esőcseppek ($50 \mu\text{m}$ -nél nagyobb átmérőjű vízcseppek) kialakuljanak, mint az alacsony CCN koncentráció esetén. Alacsony CCN koncentrációt eredményezhet a potenciális kondenzációs magvak (CN) kis koncentrációja, illetve az, ha az aeroszolrészecskékben a vízben oldódó rész aránya kicsi. A kondenzációs magvak koncentrációja meghatározza, hogy mekkora lesz a felhőkben a vízcseppek koncentrációja. Az 1. ábrán megmutatjuk, hogy hogyan függ az első esőcseppek kialakulásához szükséges idő a vízcseppek koncentrációjától. A számított adatokra illesztett egyenes jól mutatja, hogy erős korreláció van az első esőcseppek kialakulásához szükséges idő és az $1.0 \mu\text{m}$ -nél nagyobb nedves aeroszolrészecskék és vízcseppek koncentrációja között. Feingold et al. (1999) hasonló eredményre jutott,

amikor az esőcseppek kialakulását vizsgálta stratocumulus felhőkben. A két görbe közötti különbség azzal magyarázható, a stratocumulus felhőkben a vízcseppek keverési aránya magasabb (kb. 0.5 g/m^3) mint az általunk vizsgált sekély rétegfelhőkben (kb. $0.1 - 0.2 \text{ g/m}^3$).



1. ábra. Az esőcseppek kialakulásához szükséges idő a vízcseppek koncentrációjának függvényében. Az x-el jelölt pontok a stratocumulus felhőkre (Feingold et al, 1999), a fekete körrel jelölt pontok az általunk tanulmányozott sekélyrétegfelhőkre vonatkoznak.

2.) Az óriás kondenzációs magvak (az $1 \mu\text{m}$ -nél nagyobb sugarú száraz aeroszolrészecskék) nem játszanak fontos szerepet a sekély rétegfelhőben történő csapadékképződésben. Ugyan a csapadékképződés kezdetén jelenlétük növeli az esőcseppek mennyiségét, az idő előrehaladtával azonban hatásuk gyorsan elhanyagolhatóvá válik.

3.) A megfigyelésekkel összhangban azt találtuk, hogy a túlhűlt esőcseppek koncentrációja jelentősen csökken, ha a jég- és hókristályok koncentrációja meghaladja a $0,1 \text{ l}^{-1}$ értéket. Noha ez a koncentráció több nagyságrenddel kisebb, mint a vízcseppek koncentrációja, a jég- és hókristályok mégis fontos szerepet játszanak a csapadékképződésben. Ez a szerep annál jelentősebb, minél kisebb az átlagos vízcseppméret.

4.) Mivel a hó- és jégkristályok koncentrációja jelentős mértékben befolyásolja a csapadékképződést az általunk vizsgált sekély rétegfelhőben, fontos, hogy az újonnan keletkező jégkristályok koncentrációját minél pontosabban számítsuk ki.

A felszín és a felhőfizikai folyamatok kapcsolata

A talaj-növény rendszer vízháztartási tulajdonságait meghatározó tényezők közül a talaj fizikai-félesége az egyik legfontosabb tényező. Általában azt szokás feltételezni, hogy egy adott talaj fizikai-féleségére jellemző paraméterek nem változnak a földrajzi helyzet függvényében. Hodnett és Tomasella (2002) szerint e függés viszont jelentős lehet. Ezért mindenféleképpen indokolt a zivatarfelhőknek e tényezőre való érzékenységét megvizsgálni. Vizsgálatainkban a zivatarfelhők dinamikájának és mikrofizikájának (pl. a vízcseppek és a hódara keverési arányának) elemzésére összpontosítottunk. A számítógépes szimulációkat az MM5 (Fifth-generation Mesoscale Model) mezoskálájú légköri modellel végeztük. A számítások elvégzésre egy olyan napot (2005. április 18.) választottunk, amikor a rendelkezésre álló radar információk a valós helyzettel való összehasonlítást is elősegítik.

A talaj hidrofizikai függvényeit (a $\Psi(\theta)$ víztartó képességet és a $K(\theta)$ vízvezető-képességet) mind a magyarországi, mind az egyesült-államokbeli talajokra vonatkozóan Clapp és Hornberger (1978) parametrizációjával számítottuk. A Clapp-Hornberger-féle parametrizációban alkalmazott paraméterértékeket a magyarországi és az egyesült-államokbeli talajokra vonatkozóan az 1a. és az 1b. táblázat szemlélteti. A paraméterértékeket a van Genuchten-féle parametrizációra vonatkozó (van Genuchten, 1980) paraméterértékekből származtattuk. A van Genuchten-féle parametrizációra vonatkozó paraméterértékeket Nemes (2003), valamint Fodor és Rajkai (2005) tanulmányaiból vettük.

Számításaink azt a feltételezést támasztják alá miszerint a zivatarfelhők szerkezete igen érzékeny a talaj fizikai jellemzőire. A 2. ábrán látható például, hogy a talaj fizikai jellemzőinek módosítása (áttérés az Egyesült Államokban használatos értékekről a magyarországi talajokra jellemző értékekre) milyen mértékben befolyásolja a zivatarfelhőkben kialakuló hódara részecskék keverési arányát. Mivel azt találtuk, hogy ugyanazon típusú talajok esetén az eltérő földrajzi helyzetben eltérhetnek a talajok olyan jellemzői, amelyek fontos szerepet játszanak a víz és hó háztartásban, indokolt-

nak tartjuk, hogy ezt a változást a határrétegben és a talajban lejátszódó folyamatok leírását tartalmazó modell szegmensekben is figyelembe vegyük. *E hatást általában a mai mezoskálájú modellek nem szokták számításba venni.*

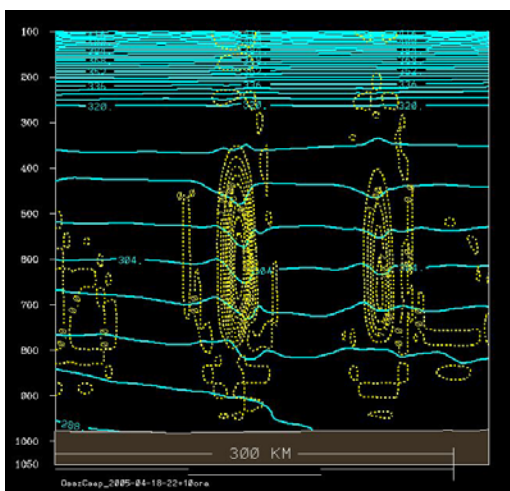
1. táblázat: a) Magyarországi és b) egyesült-államokbeli talaj paraméter értékek az OSU LSM-ben. Jelölések: θ_s =telítési talajnedvesség-tartalom, Ψ_s =telítési talajvíz potenciál, K_s =telítési vízvezető képesség, b =pórusméret eloszlási index, θ_f =szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajnedvesség-tartalom és θ_w =hervadásponthoz tartozó talajnedvesség-tartalom

a)

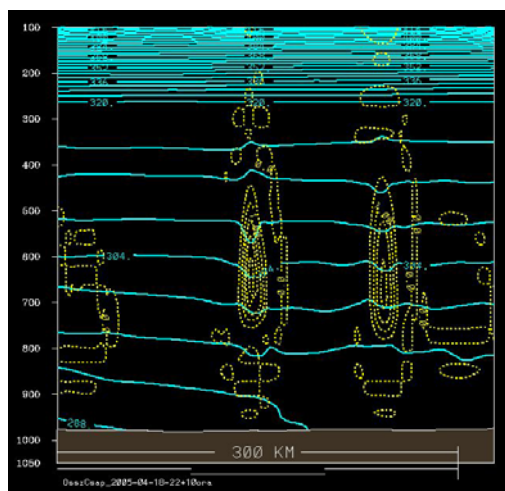
Talajtextúra	θ_s (m ³ m ⁻³)	Ψ_s (m)	K_s (m s ⁻¹)	b	θ_f (m ³ m ⁻³)	θ_w (m ³ m ⁻³)
1) Homok	0.339	0.069	$4.60 \cdot 10^{-5}$	2.79	0.236	0.010
2) Vályogos homok	0.421	0.036	$1.41 \cdot 10^{-5}$	4.26	0.283	0.028
3) Homokos vályog	0.434	0.141	$5.23 \cdot 10^{-6}$	4.74	0.312	0.047
4) Iszapos vályog	0.476	0.759	$2.81 \cdot 10^{-6}$	5.33	0.360	0.084
5) Iszap	0.476	0.759	$2.81 \cdot 10^{-6}$	5.33	0.360	0.084
6) Vályog	0.439	0.355	$3.38 \cdot 10^{-6}$	5.25	0.329	0.066
7) Homokos agyagos vályog	0.404	0.135	$4.45 \cdot 10^{-6}$	6.66	0.314	0.067
8) Iszapos agyagos vályog	0.464	0.617	$2.04 \cdot 10^{-6}$	8.72	0.387	0.120
9) Agyagos vályog	0.465	0.263	$2.45 \cdot 10^{-6}$	8.17	0.382	0.103
10) Homokos agyag	0.406	0.098	$7.22 \cdot 10^{-6}$	10.73	0.338	0.100
11) Iszapos agyag	0.468	0.324	$1.34 \cdot 10^{-6}$	10.39	0.404	0.126
12) Agyag	0.468	0.468	$9.74 \cdot 10^{-7}$	11.55	0.412	0.138

b)

Talajtextúra	θ_s (m ³ m ⁻³)	Ψ_s (m)	K_s (m s ⁻¹)	b	θ_f (m ³ m ⁻³)	θ_w (m ³ m ⁻³)
1) Homok	0.409	0.420	$3.26 \cdot 10^{-5}$	1.14	0.189	0.001
2) Vályogos homok	0.414	0.450	$2.52 \cdot 10^{-5}$	2.43	0.233	0.017
3) Homokos vályog	0.425	0.610	$1.14 \cdot 10^{-5}$	3.97	0.283	0.099
4) Iszapos vályog	0.458	1.010	$2.73 \cdot 10^{-6}$	4.33	0.333	0.068
5) Iszap	0.464	3.190	$2.00 \cdot 10^{-6}$	3.54	0.328	0.072
6) Vályog	0.424	1.530	$4.58 \cdot 10^{-6}$	4.06	0.296	0.064
7) Homokos agyagos vályog	0.430	0.340	$7.98 \cdot 10^{-6}$	5.18	0.311	0.063
8) Iszapos agyagos vályog	0.436	5.680	$6.20 \cdot 10^{-7}$	4.18	0.338	0.093
9) Agyagos vályog	0.430	4.170	$3.05 \cdot 10^{-6}$	4.05	0.306	0.083
10) Homokos agyag	0.500	0.890	$4.58 \cdot 10^{-6}$	3.58	0.340	0.055
11) Iszapos agyag	0.453	11.760	$1.05 \cdot 10^{-6}$	4.06	0.340	0.113
12) Agyag	0.499	14.930	$8.00 \cdot 10^{-7}$	3.97	0.378	0.130



2a. ábra: A hó dara keverési arányának (g kg^{-1}) vertikális metszete 16 órakor. Szimuláció: MM5 modell, HU-talaj értékek



2a. ábra: A hó dara keverési arányának (g kg^{-1}) vertikális metszete 16 órakor. Szimuláció: MM5 modell, USA-talaj értékek

Ultrarövidtávú, 6-12 órás előrejelzések készítése mezoskálájú modell (MM5) segítségével

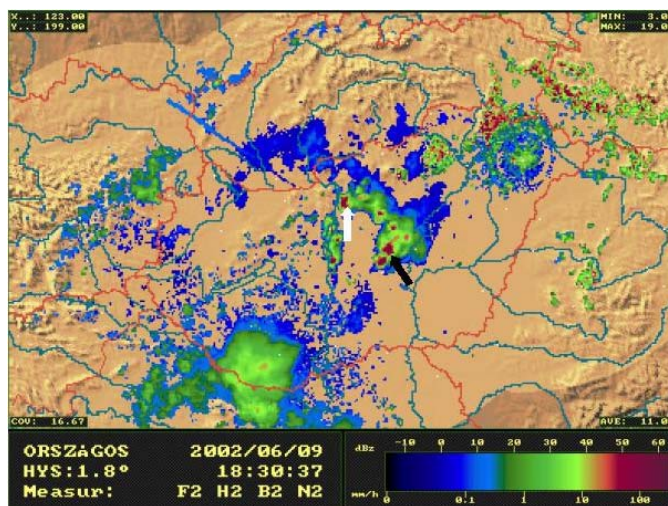
A zivatar kialakulásának kezdeti fázisában a kulcsszerepe van a trigger – hatásoknak, azaz a konvekciót kiváltó tényezőknek, többek között a konvergenciának, a hőmérsékleti rétegződésnek, vagy a légköri nedvességnek. A trigger – hatást például úgy tudunk generálni, ha azokon a helyeken ahol zivatarok kialakulására lehet számítani megnöveljük a modellbeli hőmérsékletet, illetve nedvességet, – ami jelentős felhajtó erő növekménnyel párosul – ez pedig maga után vonja a konvekció megerősödését. A hőmérsékleti és nedvességi korrekciónak azonban tükröznie kell a zivatarban kialakuló valóságos viszonyokat, tehát a konvekciót valamilyen módon parametrizálnunk kellett. Ezt a parametrizációt az ún. ekvivalens potenciális hőmérséklettel valósítottuk meg. Egy vertikálisan elmozduló részecskéről jó közelítéssel feltehetjük, hogy a benne zajló változások a pszeudo – nedves adiabatikus állapotváltozásnak megfelelően történnek. A részecske útja a termodinamikai diagramon a pszeudo - nedves adiabatával ábrázolható. A folyamatot az ekvivalens potenciális hőmérséklet (Θ_e) számszerűsíti, mivel ez az a mennyiség, ami a pszeudo – nedves adiabatikus állapotváltozások során állandó marad. Egy adott légrézecske összes me-

legedési – hűlési folyamatát jellemezhetjük ezzel a mennyiséggel. Fontos azonban megjegyezni, hogy ezek a meg gondolások a zivatarokat körülvevő levegőből történő besodródás teljes figyelmen kívül hagyásával érvényesek.

Az ekvivalens potenciális hőmérséklet számolása következőképpen történik: egy adott pont felett átlagos Θ_e -t számolunk a 850 hPa alatti réteg rácspontjainak hőmérsékletéből. A vertikális profilt ez a mennyiség adja meg, azaz az új hőmérsékletet az adott légoszlop összes pontjában a $\overline{\Theta_e}$ -ből származtatjuk. Az átlagképzést a felhőalap (hozzávetőlegesen 850 hPa) alatti, a vertikális profilt kialakító légelemek eltérő ekvivalens potenciális hőmérséklete indokolja. Ezt követően az új hőmérsékleti és nedvességi mezőt visszaírtuk az analízist tartalmazó fájlba, majd alkalmaztuk rá a nudging-ot.

A radar-nudging gyakorlati alkalmazása

Az eljárás eredményességét egy konkrét esettanulmányon keresztül mutatjuk be. A kísérlet-sorozatot egy szupercellákat, illetve tornádót is magában foglaló időjárási helyzetre alkalmaztuk. A szóban forgó dátum 2002. június 9. Az előrejelzési tartomány Magyarország Tiszától nyugatra eső része, a felbontás 4 km, a modell output-okat 15 percenként állítottuk elő, a futások 16 UTC-kor indultak, az előrejelzések 21 UTC-ig történtek (3. ábra).



3. ábra. Országos kompozit radarkép 2002. június 9-én 18:30 UTC-kor. A fehér nyíl a Budapesten tornádóval kísért zivatarfelhőt, míg a fekete nyíl a Kecskeméten megfigyelt szupercellát mutatja.

A kísérlet legelső fázisában egy referenciar futtatást végeztünk el a radar-nudging eljárás alkalmazása nélkül. Az eredmények tanúsága szerint ebben az esetben a modell

csupán a Dunántúlon számol zivatarokkal, miközben a valójában szintén zivataros Duna-Tisza közén, illetve a főváros környékén az előrejelzés sikertelen, mivel minimális csapadékot sem ad. A legvalószínűbb magyarázat erre az, hogy az ECMWF a kezdeti mezőre vonatkozóan igen rossz nedvesség-prognózist adott, így a modell nedvesség hiányában képtelen generálni a közép-magyarországi zivatarokat.

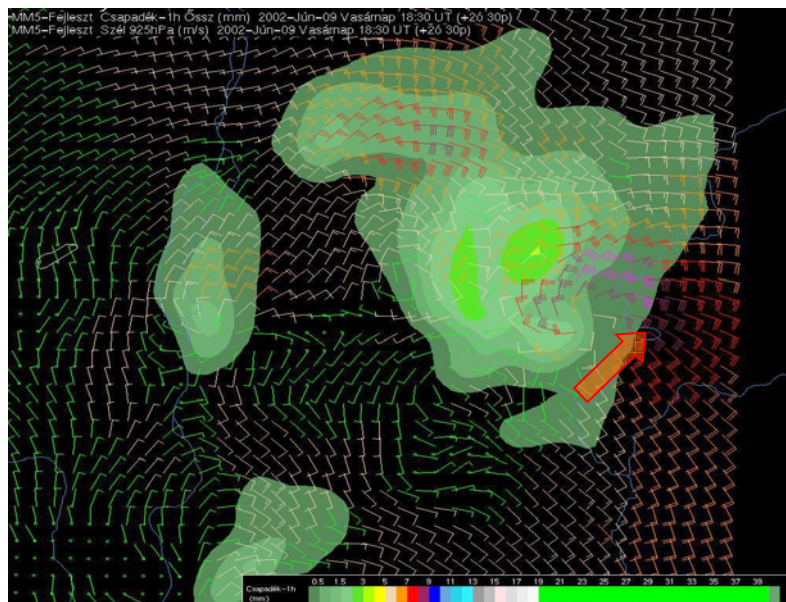
A második futtatásban a kezdeti mezőt a fentiekben már vázolt eljárással a 16:00 UTC-s radaradatok figyelembevételével megváltoztattuk, majd ebből az állapotból indítottuk a modellt. A fenti művelet azzal egyenértékű, hogy a zivatargócok helyére nagy nedvességbuborékokat helyeztünk. Az előrejelzés javult, a zivatarok megjelentek a megfelelő helyeken, ám túlságosan korán elhalnak, mivel a first guess által adott nedvességi mező nem biztosít elég energiát a fennmaradásukhoz.

A 3. fázisban alkalmazzuk az 1. és 2. (valójában -1. és -2.) órában a radarmérések asszimilációját a már ismertetett algoritmusnak megfelelően. Mind a hőmérséklet mind a nedvesség nudging-együtthatóját egyaránt felemeltük $6 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ -os értékre, ami egy erős, de még nem eltúlzott mértékű behatásnak felel meg (Grell et al., 1994). E kísérlet jelentékeny javulást hozott az előrejelzésben, ugyanis az első három órában a zivatargócok sokkal erősebbeké váltak, majd a nudging ciklust követően a továbbiakban is igen intenzív csapadékot adtak. A legérdekesebb változás a 925 hPa-os számított horizontális szélmezőben történt. A 4. ábrán jól látható az erőteljes, forgó beáramlás, ami a csapadékban szegény területen valósul meg, azaz a feláramlási és az intenzív csapadékot adó körzet jól láthatóan elkülönülnek egymástól. A fenti jegyek egy különlegesen heves zivatartípusra, a szupercella meglétére utalnak, amit vizuális megfigyelés is alátámasztott a szóban forgó térségben.

A tapasztalatok azt mutatják, hogy az ultrarövid távú időjárás előrejelzés céljára kifejlesztett NOWCASTING rendszer és az azt kiszolgáló háttérmodell, az MM5 reagálását meggyorsíthatjuk a 15 percenként frissített radaradatok asszimilálásával. Ennek köszönhetően jelentősen javul az ultrarövid távra kiadott meteorológiai riasztások (pl. balatoni viharjelzés) pontossága.

Az eredetileg a kutatási tervben szerepeltek a polarizációs radar adatokkal kapcsolatos kutatások. A kutatási időszak két évében is bekövetkezett elvonások miatt azonban kénytelenek voltunk az eredetileg betervezett munkák egy részét elhagyni, mivel ezen a területen külső szakértők bevonásával is számoltunk. Az esetleges további kutatások egyik fontos eleme, egy számítógépes program, amelynek segítségével

vel modellezhetjük, hogy a vízcseppek méret szerinti eloszlásában bekövetkező változások milyen mértékben befolyásolják a polarizációs radar által mért fizikai mennyiségeket, elkészült.



4. ábra. Előre jelzett 15 perces csapadékintenzitás (cm) illetve szélmező a 925 mb-os nyomási szinten. Az időpont 2002. június 9. 18:30 UTC, a terület az előrejelzési tartomány kinagyított része. A piros nyíl mutatja a rotáló beáramlási zónát.

Irodalom

- Clapp, R.B., and G.M. Hornberger, 1978: Empirical Equations for Some Hydraulic Properties. *Water Resour. Res.* 14, 601-604.
- Feingold, G., W. R. Cotton, S. M. Kreidenweis, J. T. Davis, 1999: The impact of giant cloud condensation nuclei on drizzle formation in stratocumulus: Implications for cloud radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, 56, 4100-4117
- Fodor, N., and Rajkai, K., 2005: Számítógépes program a talajok fizikai és vízgazdálkodási jellemzőinek egyéb talajjellemzőkből történő számítására (TALAJTANonc 1.0). *Agrokémia és Talajtan* 54, 25-40.
- Grell, G. A., Jimmy Dudhia & David R. Stauffer: 1994, A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). 25-36.
- Hodnett, M.G., and J. Tomasella, 2002: Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer function developed for tropical soils. *Geoderma* 108 155-180.
- Nemes, A., 2003: Multi-scale hydraulic pedotransfer functions for Hungarian soils. *PhD Dissertation, Wageningen University, The Netherlands.*