

## A NÖVÉNYZET ÉS A LÉGKÖR KÖZÖTTI KAPCSOLAT ERŐSSÉGE

### Bevezetés

A felszín és a légkör közötti kölcsönhatás mértékét leíró paramétert mikrometeorológiai modellek segítségével határozhatjuk meg, de számszerűsítése manapság már egyes általános cirkulációs modellek segítségével is elvégezhető (Koster et al., 2004; Seneviratne et al., 2006). A klímamodellekkel végzett számítások során összehasonlították a felszín-légkör kölcsönhatás elhanyagolása, illetve el nem hanyagolása mellett kapott eredményeket. Vizsgálataik azt mutatták, hogy az éghajlati modelleknek a felszínhez való csatolásából eredő hatások összemérhetők az éghajlatváltozásból eredő hatásokkal, pl. a 2 m-es napi hőmérsékletek szórásában. Ez azt mutatja, hogy a felszín és a légkör közötti kölcsönhatás kitüntetett szerepet játszik az időjárás alakulásában.

Kölcsönhatás-vizsgálatok a mikrometeorológiai modellek mért légköri állapotjelzőkkel való futtatásával is végezhető. Ilyen lehetőségeket nyújtanak, pl. az ún.  $\Omega$ -együthtató becslésén alapuló módszerek. Az  $\Omega$ -együthtató a sztómák és a felettük levő levegő kapcsolatának erősségéről ad számszerű becslést. E tanulmány célja e módszer ismertetése és egyes érdekesebb eredményeinek bemutatása.

### Adatok

A mért légköri állapotjelzők (2 m-es magasságban mért léghőmérséklet ( $T$ ), a légnedvesség, a globálsugárzás ( $S$ ) és a légköri viaszszugárzás, valamint a 10 m-es magasságban mért szélesség ( $u$ )) a németországi Braunschweig állomásról származnak, a vizsgált időszak 1992. márc. 28-ápr. 3-ig terjed. Ezek segítségével egyes hiányzó légköri állapotjelzők és a számunkra szükséges felszíni energia- és vízárámok megadhatók. E néhány nap leforgása alatt két gyengébb hidegfront érintette a területet (Seres és Ács, 2007), ami biztosította az adatsor változatoságát.

### Modell

A korábbi modellek, melyek felhasználták ezt az adatbázist, két nagy csoportra oszthatók: modellek, melyeknél a hangsúly a légköri rétegződés számításán van; ezekben a talajvízkészlet változatlan az időben, és modellek, melyekben a talajvízkészlet időbeli változásának számításán van a hangsúly; ezekben viszont a légköri rétegződés nincs figyelembe véve. Az elemzésben használt modell, a fent említett két fő modell-típus jó tulajdonságait vonja össze, azaz számításba veszi mind a légköri rétegződés, mind pedig a talajvízkészlet időbeli változásait is. A légköri rétegződés számításának részletes leírása megtalálható Czúcz és Ács (1999) munkájában. A növényzet transzspirációját Chen és Dudhia (2001) munkája alapján

jellemeztük, ennek leírása megtalálható, pl. Ács és Szinyei (2008) tanulmányában. A talajvízkészlet számításának leírását olvashatjuk, pl. Márffy és Ács (2002) cikkében.

Bizonyos tulajdonságok leírásához nélkülözhetetlen a légköri rétegződés számítása. Neutrális légrétegződés esetén egy légrézecske elmozdulását követően, továbbra is egyensúlyi állapotban van. A rétegződés lehet stabilis is, ebben az esetben az elmozdított részecske igyekszik a korábbi helyzetébe visszatérni. Ilyen rétegződés van jelen, pl. őszi ködös napokon. Harmadik rétegződési típus a labilis rétegződés, amely általában napközben jelentkezik az alsóbb légrétegekben. E rétegződés fontos szerepet tölt be a zivatarok képződése során. Ilyenkor a légrézecske gyorsuló mozgással távolodik a kiindulási helyéről. A rétegződés megállapításához a Monin-Obukhov (1954) módszert alkalmaztuk. A módszer függőleges hőáram és a vertikális szélnyírás számításba vételével határozza meg a légköri rétegződést. A módszer alapparamétere a Monin-Obukhov-féle hossz ( $L_{mon}$  [m]). Esetünkben, ha az  $|L_{mon}| > 800$ , a rétegződés neutrális, ha  $-800 < L_{mon} < -1$ , akkor a rétegződés labilis, és ha  $1 < L_{mon} < 800$  akkor a légrétegződés stabilis. A vízkészlet számításánál figyelembe vesszük a rétegződéstől függő párolgási energia ( $LE$ ) változásait, illetve a talajban a függőleges és vízszintes irányú vízmozgásokat is. A függőleges vízmozgás számítása 2 talajrétegben történik, melyek mélysége 10 illetve 50 cm. Mivel az állomáson nincs talajvízkészlet mérés, ezért a kezdeti értéket az évszaknak és a talajtípusnak megfelelően becsültük.

### Az $\Omega$ -együthtató

A növényzet párolgása a növények levelein található gázcsere nyílásokon, az ún. sztómákon keresztül zajlik. A sztómákat a növényzet a környezeti tényezők (pl. nap-sugárzás – melyet a számításokban a globálsugárzás ( $S$ ) reprezentál –, talajnedvesség) függvényében nyitja vagy zárja, így irányítva az anyagforgalmát. Az  $\Omega$  dimenziótlan együthtató, mely a növényzet és a légkör közötti kapcsolat erősségét jellemzi, tulajdonképpen a növényi párolgás relatív érzékenységét fejezi ki a sztómavezetésben bekövetkező változásokra (Jarvis és McNaughton, 1986). A sztómavezetés fogalma az elektromosságban alkalmazott vezetési fogalmához hasonlítható, a növényzet gázcserejének (jelen esetben vízgőz) mértékét jelöli. Amikor az  $\Omega \rightarrow 0$ , akkor a transzspiráció (növényi párolgás) sztóma kontrollja magas, és a sztómavezetés megváltozásának hatására arányosan változik a párolgás is. Ilyenkor a felszín közeli levegővel való kapcsolata, azaz a légköri állapotjelzőktől való függése erős (Kumagi et al., 2004). Amikor az  $\Omega \rightarrow 1$ , akkor a növényi párolgást inkább a beérkező sugárzás és nem a felszín közeli levegő

állapota határozza meg (Wullschleger et al., 2000). Ilyenkor a felszín közeli levegővel való kapcsolata, azaz a légköri állapothatározóktól való függése gyenge. A sztómák működtetése elsősorban a napsugárzástól és a rendelkezésre álló talajnedvességtől függ, de más tényezők is szerepet kapnak. Általánosan elmondható, hogy a sztómák által irányított párolgás függ a sztómavezetéstől/ellenállástól, a telítési vízgőzhiánytól és a hőmérséklettől. Ezt a kapcsolatrendszer az  $\Omega$ -együttható segítségével a következőképpen írjuk le:

$$\Omega = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1 + \frac{r_f}{r_a}} \quad (1)$$

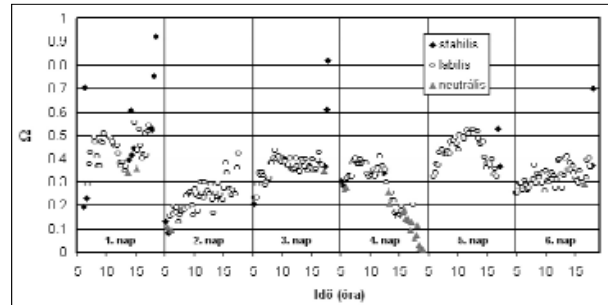
A gőznyomástól ( $e$ ) való függést a telítési gőznyomás hajlatának ( $\Delta$ ) és a pszichrometrikus állandónak ( $\gamma = 0,65$ ) a hányadosa írja le (1) egyenlet). A növényzet és a légkör kapcsolatát így gyakorlatilag a felszíni ellenállás ( $r_f$ ) és a légköri ellenállás ( $r_a$ ) hányadosa definiálja. A  $\Delta$  a  $T$  függvénye; az  $r_f$  a változó paraméterek közül az  $S$ , a  $T$  és a talajvízkészlet ( $\Theta$ ) függvénye. További szükséges paraméterek a levélfelületi index ( $LAI$ ), a zöldellési index ( $GLF$ ) (a zöld és a teljes levélfelület aránya) és a minimális sztóma ellenállás ( $r_{stmin} = 40 \text{ sm}^{-1}$ ). Az  $r_a$  az  $u$  és az érdességi paraméter ( $z_0$ ) függvénye, számítása függ a légköri rétegződéstől (stabilis, labilis, neutrális). Mivel az  $r_f$  számításához szükséges az  $S$ , ezért az eredmények közül elsősorban azokat az eseteket mutatjuk be, amikor az  $S > 0$  (nappal).

**Eredmények**

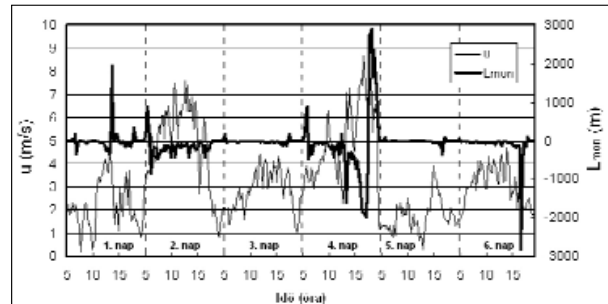
A légrétegződés figyelembevételével kapott  $\Omega$  időbeli változása az 1. ábrán látható. A sugárzásmentes időszakot, illetve azokat az eseteket, amikor az  $|L_{mon}|$  nagyon kicsi ( $|L_{mon}| < 1 \text{ m}$ ) vagy nagyon nagy ( $|L_{mon}| > 3000 \text{ m}$ ) – mert ezek kívül esnek az elmélet alkalmazhatóságán – nem ábrázoltam. Az egyes napok jól elhatárolódnak egymástól. Amint látható, az  $\Omega$ -értékek többnyire labilis rétegződésre vonatkoznak. Hosszantartó stabilis rétegződés általában éjszaka van. Ekkor – a számítások alapján – az  $\Omega$  0 körüli. Látható azonban, hogy előfordul stabilis rétegződés a napok kezdetén és végén, de ilyenkor az  $\Omega$  értéke általában magas. Ez a jelenség annak köszönhető, hogy hajnalban és naplemente idején a felszíni és aerodinamikai ellenállások azonos nagyságrendűek, valamint annak, hogy ebben az időszakban a növényzet elsősorban a napsugárzás hatására működteti a sztómákat, azaz a növény-légkör rendszer nem csatolt ( $\Omega \rightarrow 1$ ).

Az első és az ötödik nap esetében jól észrevehető a napi menet, a sugárzás változásával együtt változik az  $\Omega$  is. Ezeken a napokon a labilis rétegződésre vonatkozó  $\Omega$ -értékek a legmagasabbak. A második és negyedik napon egy erőteljes emelkedő, illetve csökkenő tendencia van. A tendenciák az átvonuló hideg frontok következményei. Seres és Ács (2006) munkájukban leírták, hogy ezeken a

napokon, hajnalban, illetve a késő délutáni órákban gyenge hidegfrontok vonultak át az állomáson. Mindkét esetben megerősödött a szél és labilizálódott a légkör (2. ábra). Ezeken a napokon az  $\Omega$  alacsony értékű, tehát a növényzet és a légkör közötti kapcsolat erős, amit jól mutat az is, hogy az  $\Omega$ -ban bekövetkező változások összhangban vannak az  $L_{mon}$  változásaival. A negyedik napon a hidegfront elvonulása után a légkör neutrális rétegződésűvé vált, ez a hidegfrontot követő nagyfokú stabilizáció eredménye.



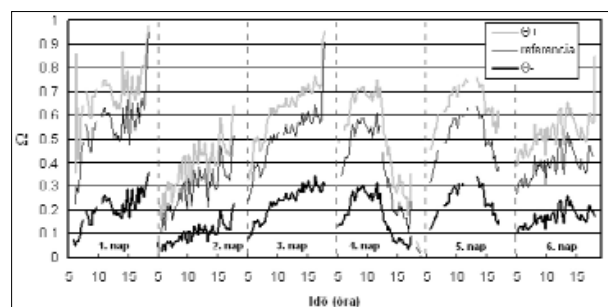
1. ábra: A légrétegződés figyelembe vételével kapott  $\Omega$  időbeli változása (1992. 04. 28. 05:14 - 05. 03. 19:59).



2. ábra: A szélesség ( $u$ ) és a Monin-Obukhov-féle hossz ( $L_{mon}$ ) időbeli változása (1992. 04. 28. 05:14 - 05. 03. 19:59).

**Érzékenységi vizsgálat**

Az  $\Omega$  vizsgálatánál különböző érzékenységi vizsgálatokat is elvégeztünk. Az egyik ilyen elsődlegesen vizsgált változó a  $\Theta$  (3. ábra), amely a környezeti tényezők közül ( $T$ ,  $u$ ,  $e$  és  $\Theta$ ) legerősebb hatású tényező az  $\Omega$  változásaira. A hatásvizsgálatot a légköri változók  $\pm 20\%$ -os és a  $\Theta \pm 15\%$ -os változásaira végeztük. Az ábrázolás során az 1. ábrára vonatkozó feltételeket alkalmaztam. Az  $\Omega$  nem egyforma mértékben reagált ugyanakkora pozitív és



3. ábra: Az  $\Theta$  időbeli változásának érzékenysége a  $\Omega$  változásaira.

negatív irányú  $\Theta$ -változásokra. A talajvízkészlet megnövekedésével az  $\Omega$  megnőtt, de  $e$  növekedés a referencia esethez képest kisebb mértékű, mint a  $\Theta$  csökkenésével bekövetkező  $\Omega$ -csökkenés. A talajvízkészlet csökkenése az  $\Omega$ -t a harmadára csökkentette, amellyel a transzspiráció csökkent, és – mivel a beérkező energia nem változik – a szenzibilis hőáram megnövekedett. A növényzet szerepe a sztómavezetés irányításában tehát rendkívül megnőtt.

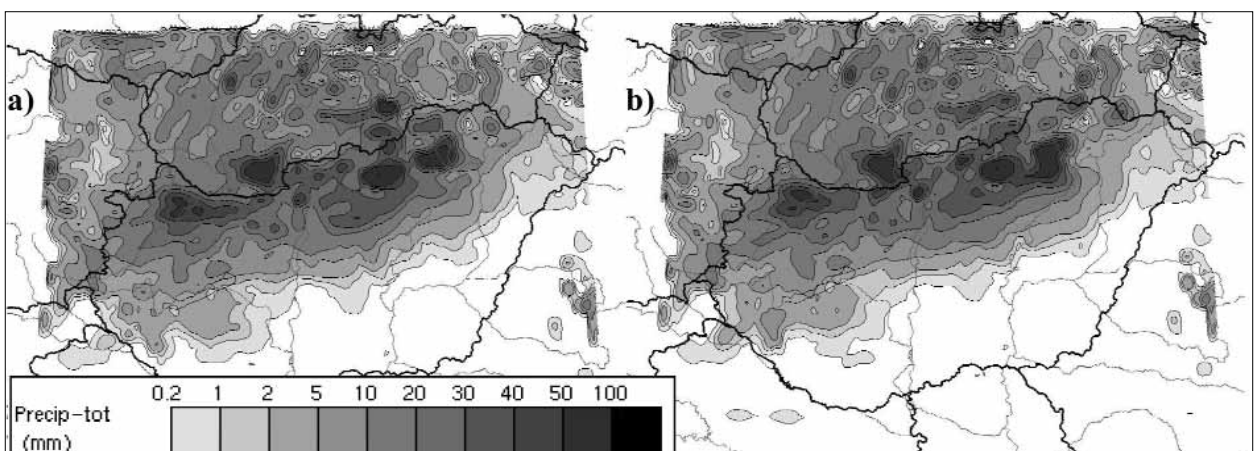
A megnövekedett szenzibilis hőáram hatására a légkör labilisabbá, míg fordított esetben stabilabbá válik. Ennek nagy szerepe van, főleg akkor, amikor a helyi hatások jellemzik az időjárást, ugyanis, ha a szenzibilis és a látens hőáram aránya növekszik a sugárzási egyenleg változatlansága mellett (mint ahogyan ez a száraz esetben történt), akkor csökken a konvektív csapadék kialakulásának esélye (Segal et al., 1995). Következésképpen, ha nem elég pontosan becsüljük a talajnedvességet (ami általában jellemző a meteorológiai modellekre, (Goodfrey és Stensrud, 2008; van den Hurk et al., 2000)), akkor nem csak a párolgás mértéke változik, hanem a légköri rétegződés is, amelynek hatására a felszín és légkör közötti energia átvitel számítása is felborulhat.

A többi tényező közül a  $T$  hatása hasonló a  $\Theta$  hatásához. A  $T$  növekedésével növekszik az  $\Omega$  is. A hőmérséklet növekedése bizonyos mértékig kedvező hatású a növényzet számára. Esetünkben a  $T$  5–15°C volt, így a  $T$  növekedésével növényzet sztóma kontrollja csökkent, tehát emelkedett az  $\Omega$ . A szélességben ( $u$ ) és a gőznyomásban ( $e$ ) végzett változások nem eredményeztek jelentős  $\Omega$ -változásokat, de hatásuk a korábbi változók hatásához képest fordított volt.

Vizsgálatainkban eddig csak a nappali időszakot szemlélünk, azonban a numerikus időjárás előrejelző modellekben természetesen éjjel is becsülni kell az  $\Omega$ -val kapcsolatos növényi párolgást. Az  $\Omega$  a növényzet felszíni ellenállásának is függvénye, amit az  $S$ , az  $e$ , a  $\Theta$  és a  $T$  is meghatároz. A besugárzás nélküli időszakokban a sugárzásra vonatkozó függvényt – amely, csak úgy, mint a másik három, 0 és 1 között változik – egy előre megadott 0-

nál kicsit nagyobb (pl. 0,0001) értékkel fejezzük ki, hogy a 0-val való osztást elkerülhessük. Ennek következtében a felszíni ellenállás értékei  $\approx 10^6 \text{ sm}^{-1}$ . Ugyanakkor azt is tudjuk, hogy a valóságban, nem sivatagi körülmények között a legnagyobb ellenállású, túlevelű növényzet kutikula-ellenállása  $7000 \text{ sm}^{-1}$  körüli, a lombhullató fák esetében, pedig  $1000 \text{ sm}^{-1}$  körüli értékekről beszélhetünk (Caird et al., 2007), azaz 2–3 nagyságrenddel kisebbek, mint a besugárzás nélküli időszakban becsült értékek. Numerikus szimulációink során észrevettük, hogy a besugárzás nélküli időszakban az  $\Omega$  0,01 körüli, ha a sugárzási hatásfüggvény 0,0001, és 0,2 körüli, ha ugyanez a függvény 0,01 – így a felszíni ellenállás 2 nagyságrenddel kisebb. Azaz, a növényzet és a légkör közötti kapcsolat erőssége a besugárzás nélküli időszakban, jelentős mértékben függ a sugárzási hatásfüggvény éjjeli időszakra vonatkozó, nullához közeli értékétől. Ebben az esetben az  $\Omega$  becslése függ még a talaj vízkészletétől, továbbá a növényzet borítottságától is (Jarvis, 1976). Számításba véve e tényezőket is, majdnem teljes növényzettel való borítottság esetén és alacsony vízkészlet mellett a különböző  $\Omega$ -értékekhez (0,2 és 0,01) tartozó növényi párolgás-értékek akár 20%-ot is eltérhetnek. Ugyanez jó vízellátottság esetén csak 1–2%.

A sugárzási hatásfüggvény  $\Omega$ -ra majd ezen keresztül a párolgásra, és a párolgáson keresztül a csapadéokra kifejtett hatása az éjjeli időszakban az MM5 mezoskálájú modell szimulált csapadékmezőinek bemutatásával illusztrálható. Megjegyeznénk, hogy a vizsgálatban használt MM5 tulajdonságai nem egyeznek meg az operatív alkalmazásban levő modellével, de a felszíni számítások azonos módon zajlanak. Látható, hogy a párolgásban bekövetkező változás egyrészt a lokális zivatarok megjelenését – pl. északi határvidék -, másrészt a konvektív csapadék mennyiségét is befolyásolta (4. ábra). A modellfuttatást egy olyan napra végeztük (2006.06.27.), amely során az átvonuló zivatarláncok az éjszakai órákban érték el hazánk területét. Olyan esetekben, amikor a csapadérendszer még nappal eléri az országot, de éjszaka is van csapadék-



4. ábra: Napi csapadékösszeg 2006. jún. 27-én, MM5-tel végzett futtatás esetén a) eredeti éjszakai, b) csökkentett éjszakai növényi ellenállás, közepes vízkészlet esetén.

tevékenység, a módosítás lényegesen kisebb hatást eredményezett.

### Összefoglalás

E tanulmányban a növényzet és a légkör kapcsolatának erősségét elemeztük az ún.  $\Omega$ -együttható számításával. Láthattuk, hogy a kapcsolat erőssége (az  $\Omega$ -együttható nagysága) döntően függ a növényzet felszíni ellenállásától (a sztómák nyitottsága/zártsága) és a felszín közeli levegő rétegződöttségétől. MM5 modellszimulációs eredményekkel illusztráltuk azt is, hogy e kapcsolat erőssége hogyan befolyásolhatja a konvektív típusú csapadék tér- és időbeli eloszlását is.

#### Köszönetnyilvánítás

Az MM5-tel végzett szimulációkhoz Horváth Ákos nyújtott segítséget, amelyeket az NKFP3-00022/2005 projekt keretében végeztünk.

Breuer Hajnalka  
ELTE Met. Tanszék

#### Irodalomjegyzék

- Ács F., Szinyei D., 2008: A csupasz talaj- és a növényi párolgás összehasonlító vizsgálata. *Léggör*, 53(1), 26-29.
- Caird, M.A., J.H. Richards, L.A. Donovan, 2007: Nighttime stomatal conductance and transpiration in C3 and C4 plants. *Plant Physiology*, 143, 4-10.
- Chen, F., J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.* 129(4), 569-585.
- Czúcz B., Ács F., 1999: A labilis rétegződés parametrizálása a PMSURF növénytakaró modellben: konvergencia vizsgálat empirikus módszerekkel. *Léggör*, 44(2), 2-6.
- Godfrey, C.M., D.J. Stensrud, 2008: Soil temperature and moisture errors in operational Eta model analyses. *J. Hydrometeorol.*, 9, 367-387.
- Jarvis, P.G., 1976: The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser.B.*, 273, 593-610.
- Jarvis, P.G., K.G. McNaughton, 1986: Stomatal control of transpiration scaling up from leaf to region. *Adv. Ecol. Res.*, 15, 1-49.
- Koster, R.D., P.A. Dirmeyer, Z. Gou, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C.T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C-H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y.C. Sud, C.M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, T. Yamada, 2004: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, Vol. 305, Issue 5687, pp. 1138-1141.
- Kumagi, T., T.M. Saitoh, Y. Sato, T. Morooka, O.J. Manfroi, K. Kuraji, M. Suzuki, 2004: Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. *Journal of Hydrology*, 287, 237-251.
- Márfy J., Ács F., 2002: A csupasz talaj felszínközeli réteg nedvességi viszonyainak modellezése a Penman-Monteith-féle képlet alapján. *Léggör*, 47(3), 23-26.
- Monin, A.S., A.M. Obukov, 1954: Basic Laws of Turbulent Mixing in the Atmosphere Near The Ground (Translation in Aerophysics of Air Pollution edited by J.A.Fay and D.O.Hoult, American Institute of Aeronautics and Astronautics, New York, pp.90-119, 1969). *Akademia Nauk SSSR, Leningrad, Trudy Geofizicheskovo Instituta 151 (No.24)*, 163-187.
- Segal, M., R.W. Arritt, C. Clark, R. Rabin, J. Brown, 1995: Scaling evaluation of the effect of surface characteristics on potential deep convection over uniform terrain. *Mon. Wea. Rev.* 123(2), 383-400.
- Seneviratne, S.I., D. Lüthi, M. Litschi, C. Schär, 2006: Land-atmosphere coupling and climate change in Europe, *Nature*, Vol. 443, Issue 7108, 205-209.
- Seres A., Ács F., 2006: A szinoptikus helyzetek és a felszín közeli légkör stabilitási viszonyainak párhuzamos elemzése. *Léggör*, 51(3), 20-23.
- Seres A., Ács F., 2007: Hidegfront-átvonulásról másképpen. *Léggör*, 52(3), 18-21.
- Van den Hurk, B., P. Viterbo, A. Beljaars, A. Betts, 2000: Offline validation of the ERA40 surface scheme, ECMWF Technical Memorandum 295, 43pp.
- Wullschlegel, S.D., K.B. Wilson, P.J. Hanson, 2000: Environmental control of whole plant transpiration, canopy conductance and estimates of the decoupling coefficient for large red maple trees. *Agric. For. Meteorol.*, 104, 157-168.

## Az Országos Meteorológiai Szolgálat közleménye

Az Országos Meteorológiai Szolgálat Elnöksége – a 6/2003. (IV.28.) KvVM rendelet alapján – a Meteorológiai Világnap alkalmából, (2010. március hó 23.) **miniszteri elismerések** adományozására kíván előterjesztést tenni.

Ennek megfelelően a hazai és a nemzetközi meteorológia területén kimagasló tudományos kutatások és szakmai eredmények elismerésül két *Schenzl Guidó-díj*, valamint négy *Pro Meteorologia Emlékplakett* adományozására kerülhet sor.

A Szolgálat Elnöksége felhívja a szakmai, tudományos és társadalmi szervezeteket, egyesületeket, kamarákat, gazdálkodó szervezeteket, intézményeket, önkormányzatokat, valamint a meteorológia iránt érdeklődést tanúsító magánszemélyeket, hogy az elismerésekre tegyék meg javaslatukat.

A javaslatokat **2010. január hó 30.** napjáig kell, az Országos Meteorológiai Szolgálat Elnöki Irodájára, a személyügyi referensnek eljuttatni. **(1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1, saho.a@met.hu).**

A javaslatnak tartalmaznia kell a jelölt nevét, személyi adatait, munkahelyét, beosztását, tudományos fokozatát, korábbi kiténtetéseit, továbbá szükséges ismertetni az indítványt megalapozó eredményeket is.

Az elismerések adományozására beérkezett javaslatokat az erre a célra alakult bizottság értékeli, amelyben a Szolgálaton kívül képviselteti magát a Magyar Honvédség Geoinformációs Szolgálata, a Magyar Tudományos Akadémia, az ELTE Meteorológiai Tanszéke, valamint a Magyar Meteorológiai Társaság.

Az elismeréseket a miniszter vagy megbízottja a Meteorológiai Világnapon ünnepélyes keretek közt adja át.

**Országos Meteorológiai Szolgálat  
Elnöki Iroda**