

32. Meteorológiai Tudományos Napok

MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága

A rendezvény szervezői:
MTA MTB Légekördinamikai, illetve Légekörfizikai Munkabizottsága

A kiadványt szerkesztette: Weidinger Tamás és Geresdi István

ISBN 978-963-7702-97-6

Kiadja az Országos Meteorológiai Szolgálat
Kiadásért felel: Dunkel Zoltán az OMSz elnöke

A fedőlapot tervezte: Hargitai Henrik (ELTE)
Készült 350 példányban, Budapest, 2007.

A borító előlapján a bugaci NitroEurope mérőállomás,
A hátsó borítón a Debreceni Agrometeorológiai Obszervatórium
Mérőtornya látható

TARTALOMJEGYZÉK

Tartalomjegyzék	4
Előszó	6
A 32. Meteorológiai Tudományos Napok programja	8
Mészáros Ernő <i>A felhő- és csapadékképződés megismerése: a felhőfizika rövid története</i>	10
Major György <i>Megjegyzések az üvegházhatás fogalmához</i>	23
Geresdi István <i>A felhőfizikai kutatások aktuális kérdései</i>	25
Kiss Gyula és Janitsek Szilvia <i>A légköri aeroszol szerves komponenseinek hatása a felhőképződésre</i>	32
Ács Ferenc, Horváth Ákos, Geresdi István és Breuer Hajnalka <i>A mikrometeorológiai és a felhőfizikai folyamatok kapcsolatrendszer</i>	40
Tél Tamás <i>A felhőkben lejátszódó folyamatok kaotikus modellezése</i>	53
Kullmann László <i>Felhőfizikai folyamatok parametrizációja mezoskálájú modellekben</i>	54
Putsay Mária és Szenyán Ildikó <i>Felhőfizikai mennyiségek meghatározása az új generációs meteorológiai műhold adataiból</i>	66
Németh Péter és Horváth Gyula <i>A csapadék mikrofizikai jellemzői a kettős hullámpolarizációjú radarmérések alapján</i>	75
Horváth Ákos <i>A mezoskálájú folyamatok szerepe a konvektív felhőképződésben</i>	83
Kristóf Gergely, Bányai Tamás, Rác Norbert, Gál Tamás, Unger János és Weidinger Tamás <i>A városi hősziget által generált konvekció modellezése általános célú áramlástan szoftverrel – összehasonlítás kisminta kísérletekkel</i>	95
Weidinger Tamás és Bordás Árpád <i>A felszínközeli légréteg és a határréteg kutatásának főbb kérdései</i>	105

Szász Gábor és Nagy Zoltán <i>A légköri és a felszíni hatások elkülönítésének lehetőségei a felszínközeli súrlódási rétegben</i>	125
Barcza Zoltán, Haszpra László és Hidy Dóra <i>A felszín-légkör szénforgalom mérése mikrometeorológiai módszerrel</i>	151
Pintér Krisztina, Nagy Zoltán, Balogh János, Barcza Zoltán, Kristóf Dániel, Weidinger Tamás, Grosz Balázs, Machon Attila, Horváth László és Tuba Zoltán <i>A tájleptékű szén- és nitrogénmérleg összetevői, mikrometeorológiai mérése</i>	161
Mészáros Róbert és Lagzi István László <i>Regionális skálájú ózon és nyomanyag terjedési és üledési modellszámítások</i>	170
A Meteorológiai Tudományos Napok konferenciasorozat eddigyi rendezvényei és az előadaskötetek adatai	180

ELŐSZÓ

A meteorológus szakma hagyományos, 1975 óta évről évre megrendezésre kerülő, ünnepe a Tudományos Napok. Ezen a két napos rendezvényen a különböző szakterületekről szedik csokorba eredményeiket a meteorológusok vagy a témában érdekelt, abban közreműködő külsős szakemberek. A Tudományos Napokon szerepelni egyszerre megtiszteltetés és megterhelő feladat. Az előadást tartóknak nagy a felelőssége, hogy mit adnak elő. Az itt elhangzó dolgok irányt szabhatnak a szakma fejlődésének, eldönthetnek vitás kérdéseket. A szó elszáll, az írás megmarad. Ez az elv vezérelte a szervezőket, amikor az elhangzott előadások kéziratait összegyűjtötték, és előkészítették kiadásra. Sajnos nem minden Tudományos Napok után készült kiadvány, így az akkor elhangzottaknak nincs írásos nyoma. A jelen kiadvány, amely a 32. Tudományos Napok előadásait tartalmazza, egy kicsit jubileumi kiadvány is, mivel a 10. kiadvány 1997 óta, amikor újból megindult a Tudományos Napok előadásainak kiadása. Reméljük, hogy sem a Tudományos Napok, sem a kiadványok sorozata nem szakad meg, s így lehetőséget ad szakmánk eredményeit összefoglalni, nyilvánosságra hozni, s mind a szakmán belül, mind azon kívül közkinccsé tenni. Az Országos Meteorológiai Szolgálat most is, a jövőben is szívesen támogatja az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága által szervezett Meteorológiai Tudományos Napokat és erkölcsi támogatása mellett szívesen ad anyagi és emberi támogatást a kötet megjelenéséhez.

A 2006. november 23-24-én megtartott rendezvény témája a felhőfizika és a mikrometeorológia volt. Kilenc előadás foglalkozott a felhőfizikával, hat előadás pedig a mikrometeorológia területén elért eredményeket mutatta be. Az első előadásban, egy tudománytörténeti összefoglaló keretében a mai felhőfizika előzményeiről hallhattunk. Két további bevezető előadásban az üvegházhatásról, valamint a felhőfizika aktuális problémáiról volt szó. Ezt követően hat előadásban a hazai kutatási eredményekről esett szó. A skála igen széles volt: megismerhettük a legújabb elképzeléseket a szerves anyag tartalmú aeroszol részecskék szerepéről a vízcseppek kialakulásában, illetve a talaj és a növénytakaró felhőképződésre gyakorolt hatásáról, de hallhattunk a vízcseppek egymás közötti ütközésének újszerű megközelítéséről is. Külön előadások foglalkoztak a felhőfizikai folyamatok paraméterezésével, az új generációs műholdakkal végezhető felhőzet megfigyeléssel, továbbá a mezoskálájú folyamatok felhőképződésben játszott szerepével. Az ülészak második részében, egy elméleti jellegű összefoglaló után, a mikrometeorológia különböző alkalmazási lehetőségeit mutatták be. Szó volt a városi határretegben lejátszódó folyamatokról, de bemutatásra került a globális klímaváltozás magyarországi hatásainak nagy pontosságú nyomon követésére tervezett éghajlati mérőhálózat koncepciója is. Két előadás foglalkozott a hazai szén- és nitrogén körforgalom meghatározását célzó mérési és modellezési tevékenységgel.

Reméljük, hogy az olvasó örömmel veszi kézbe a kötetet és hasznos ismereteket nyer majd belőle. Köszönjük az előadóknak színvonalas szakmai munkájukat, a kötet elkészítőinek pedig kitartó szorgalmukat és odaadásukat.

2007. augusztus 1.

Dunkel Zoltán dr.

elnök

Országos Meteorológiai Szolgálat

32. METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS NAPOK

Légkörfizika és mikrometeorológia

Az ülések időpontja: 2006. november 23-24.

Az ülések helye: az MTA Nagyterme

Budapest V., Roosevelttér 9.

AZ ÜLÉSEK PROGRAMJA

November 23-án 9:30 – 12:40 óra

Elnök: Bozó László

Felhőfizika

Bevezető előadások (9:30 – 11:10)

Mészáros Ernő: A felhő- és csapadékképződés megismerése: a felhőfizika rövid története

Major György: Megjegyzések az üvegházhatás fogalmához

Geresdi István: A felhőfizikai kutatások aktuális kérdései

Szünet (11:10 – 11:40)

Kiss Gyula: A légköri aeroszol szerves komponenseinek hatása a felhőképződésre

Ács Ferenc, Horváth Ákos, Geresdi István és Breuer Hajnalka:

A mikrometeorológiai és a felhőfizikai folyamatok kapcsolatrendszere

Ebédészünet (12:40 – 14:00)

November 23-án 14:00 – 16:50 óra

Elnök: Major György

Mérés, modellezés, parametrizációk

Tél Tamás: A felhőkben lejátszódó folyamatok kaotikus modellezése

Kullmann László: Felhőfizikai folyamatok parametrizációja mezoskálájú modellekben

Putsay Mária, Németh Péter és Horváth Gyula: A felhőzet és a csapadék

karakterisztikáinak mérése felszíni és műholdas távérzékelési eszközökkel

Szünet (15:30 – 15:45)

Horváth Ákos: A mezoskálájú folyamatok szerepe a konvektív felhőképződésben

Kristóf Gergely, Bányai Tamás, Rác Norbert, Gál Tamás, Unger János és

Weidinger Tamás: A városi határreteg modellezése

November 24-én 9:30 – 12:40 óra

Elnök: Geresdi István

Mikrometeorológia

Weidinger Tamás és Bordás Árpád: A felszínközeli légréteg kutatásának főbb kérdései

Szász Gábor és Nagy Zoltán: A légköri és a felszíni hatások elkülönítésének lehetőségei

a felszínközeli súrlódási rétegben

Barcza Zoltán, Haszpra László és Hidy Dóra: A felszín-légkör szénforgalom mérése

mikrometeorológiai módszerekkel

Szünet (11:10 – 11:40)

Tuba Zoltán, Horváth László, Pintér Krisztina, Nagy Zoltán, Barcza Zoltán,

Balogh János és Weidinger Tamás: A tájleptékű szén- és nitrogénmérleg

összetevői, mikrometeorológiai mérése és modellezése

Mészáros Róbert és Lagzi István László:

Regionális skálájú ózon és nyomanyag terjedési és ülepedési modellszámítások

A felhő- és csapadékképződés megismerése: a felhőfizika rövid története

Mészáros Ernő

Pannon Egyetem, Mérnöki Kar, Föld- és Környezettudományi Tanszék
8200 Veszprém, Egyetem út 10, Pf. 158., e-mail: meszaroserno@almos.vein.hu

Összefoglalás – Az előadás célja, hogy röviden áttekintse a felhő- és csapadékképződésről alkotott elképzeléseket a történelem hajnalától napjainkig. Miután néhány szóval megemlíti az esőistenekkel kapcsolatos vallásos hiedelmeket, az előadó vázolja az ókori nézeteket, különös tekintettel *Arisztotelész* elképzeléseire. A középkorban viszonylag kevés új ismeret születik, kivéve a szivárvány megmagyarázására tett kísérleteket. Ebben az arab tudósok és a középkori keresztény szerzetesek játszanak meghatározó szerepet. A reneszánsz és a felvilágosodás a természettudományok fejlődését jelentős mértékben előmozdította. *Descartes* először ír a kondenzációról, és osztályozza a jégkristályokat. Munkái alapján megjelennek a csapadékképződést helyesen értelmező elképzelések. A 19. században *Gibbs* és *Kelvin* kidolgozza a fázisváltás termodinamikáját, és ezzel megalapozza a modern felhőfizika 20. századi fejlődését. Nagy előrelépést jelent a kondenzációs magvak szerepének felismerése (*Coulier*, *Aitken*). 1933-ban *Bergeron*, *Findeisen* és *Wegener* munkáira támaszkodva, javasolja a róla elnevezett csapadékképződési elméletet. Majd *Langmuir* és munkatársai kidolgozzák a cseppek egyesülésén alapuló elméletet. A II. Világháború után egyre több felhőfizikával foglalkozó könyv jelenik meg, például *Mason* ismert kötete 1957-ben. A felhőfizika egzakt tudománnyá válik. Az ismeretek lehetővé teszik, hogy a csapadékképződés mesterséges befolyásolását is megkíséreljék.

Bevezetés

A víz a bioszféra életének szabályozásában alapvető szerepet játszik. Az élet valószínűleg vízben, a sekélyebb tengerekben keletkezett, és a Föld történetének jelentős részében csak az óceánokban létezett. A szárazföldi vízellátás alapvető oka, hogy az óceánokból a levegőbe kerülő vízgőz mintegy harmada a kontinenseken hullik ki csapadék formájában, majd a vizet a folyók szállítják vissza az óceánokba.

Az ember léte, tevékenysége szempontjából a hőmérséklet mellett a csapadék mennyisége meghatározó jelentőségű. Ezért nem csoda, hogy az embert a csapadék járása a kezdetektől fogva érdekelte. A történelem hajnalán a természeti jelenségeket, így a csapadékhullást is, emberfölötti lények, istenek jó-, vagy rosszakaratának tulajdonította. Az esőisteneket meg kellett engesztelni, sokszor véráldozatok árán is. Különösen híresek, mondhatni hírhedtek ebből a szempontból a közép-amerikai azték és maja vallások, amelyek azt tanították, hogy az esőistenek jóakarátát vérrel kell megszerezni.

Az európai kultúrkörben a görögök voltak azok, akik megpróbálták a felhő- és csapadékeletkezést racionális érvekkel megmagyarázni. Számos más tudományághoz hasonlóan a meteorológia megteremtése *Arisztotelész* (i.e. 384-322) nevéhez fűződik, aki az első meteorológia könyvet publikálta (*Aristotle*, 2004). Bár nézetei a mai tudomány tükrében nem mindig állják meg a helyüket, mégis őt tekinthetjük a légköri víz első nagy kutatójának.

A felvilágosodás korában az ember megpróbálta a felhők- és csapadékok keletkezését tudományos alapokon értelmezni. Ezek a magyarázatok azonban meglehetősen kezdetlegesek voltak, és csak a 20. században, annak is a második felében alakult ki a *felhők fizikája*, amely rövidesen a légkörfizika egyik legdinamikusabban fejlődő ága lett. Az első átfogó felhőfizika könyvek franciául jelentek meg (*Coulomb* és *Loisel*,

1939; Bricard, 1953). Az első világszerte forgatott kézikönyvet azonban az angol Basil John Mason, a későbbi Sir John (1923-) publikálta 1957-ben „*The Physics of Clouds*” (A felhők fizikája) címmel. Az akkor még fiatal angol kutató műve a további kutatásoknak fontos ösztönzője lett. Könyve 1971-ben második kiadásban is megjelent (Mason, 1971). Szerzője évtizedeken át a felhőfizika vezető kutatója volt. Oroszul az első felhőfizika könyvek 1961-ben (Khragian, 1961), illetve 1964-ben láttak napvilágot (Siskin, 1964).

A felhőfizika fejlődését az a tény is elősegítette, hogy a vizsgálatok olyan fontos gyakorlati kérdésekhez kapcsolódtak, mint a repülőgépek jegesedése, vagy repülőtereken a ködoszlatás. Sőt, a csapadékkeletkezés megismerése után tudományos alapokon felmerült a *csapadékkeletkezés mesterséges befolyásolása*, az időjárás módosítása.

Jelen tanulmányban a felhők és a csapadék képződésével kapcsolatos nézeteket tekintjük át az ókortól napjainkig.

Ókori nézetek: mi a levegő, hogyan keletkezik a felhő és a csapadék?

Az ókori filozófia szerint a *négy elem* (föld, víz, levegő és tűz) átalakulhat egymásba. Minden elemnek két-két tulajdonsága van. Így a levegő meleg és nedves, a víz hideg és nedves. Ha a nem közös tulajdonság megváltozik, akkor az egyik elem a másikká alakul. Így, ha a levegő hideggé válik (lehül), akkor víz keletkezik. Tekintve, hogy a felhőkből víz (eső, hó) hullik, nyilvánvaló, hogy vízből állnak. Mindebből az következne, hogy a felhők a levegőből keletkeznek, ami természetesen közvetlenül nem igaz. Ezt a problémát Arisztotelész is érzékelte.

Úgy gondolta, hogy ami a Földet övezi az nem tiszta levegő, hanem valamiféle gőz is, amely újra folyékony vízzé cseppfolyósodhat. Amit tehát levegőnek nevezünk gőzből és száraz kipárolgásból áll. A párolgásnak két fajtája van. Ha a Nap melegíti a földet, akkor annak nedves részéből (vízből) gőz párolog el, míg magából a földből száraz, a füstöz hasonló anyag szabadul fel. A gőz a vízből, a levegő a földből származik. Itt azonban megint fellép egy probléma. Az eredeti elképzelés szerint levegő földből nem keletkezhet (a föld hideg és száraz), mivel a két elemnek nincs közös tulajdonsága. Az ellentét csak úgy oldható fel (ezt Arisztotelész explicite nem teszi meg), hogy a földben valamilyen gázok is vannak. Igaz, utal rá, hogy a szeleket létrehozó kipárolgások mocsaras területekről származnak, ahonnan, mint tudjuk, metán kerül a levegőbe.

Felhők a felső levegőben nem keletkeznek. Bár a levegő fölfelé haladva hül, a felső tűz (hő) megakadályozza a felhőképződést. Általában, mondja Arisztotelész, a felhők mind a csillagok hőjétől, mind a Föld kisugárzásaitól távol keletkeznek. Gondolatmenetéből nem világos, hogy a felfelé hidegebbé váló levegő hogyan megy át „tűzbe”. A földet közvetlenül övező réteg a víz és a levegő régiója. Ebben keletkezik a víz (Arisztotelész itt minden bizonnyal a felhőkre gondol). A víz keletkezése összefügg a Nap kör alakú pályájával. Ha a Nap közeledik, akkor a felhők feloszlanak, ha távolodik (hidegebb van), akkor keletkeznek. Ha a felhők a napsugarak hatására feloszlanak, akkor a hó, amely a levegő emelkedéséhez vezetett felfelé eltávozik, míg a hőjét veszített gőz ismét vízzé kondenzálódhat. Végül is a víz visszatér a földre.

Külön részt szentel a görög gondolkodó a jégesőnek és a jégnek. Elemzi annak az általános megfigyelésnek az okait, hogy a jég (tulajdonképpen hó) télen, a jégeső nyáron fordul elő. Az előbbinek nem sok figyelmet szentel, mivel feltételezhetően nyilvánvalónak tartja. A jégeső kialakulását azonban elég részletesen tárgyalja. Először is

megállapítja, hogy abban az esetben, ha a nedves levegő magasabbra emelkedik, akkor a sok kis cseppből nagyobb cseppek keletkeznek. Ez a csapadékkeletkezés általános módja. Ebben igaz is van, de a gondolatmenet folytatása már nem helytálló: jégszemek esetén ez nem lehet a magyarázat, mivel a szolid testek (ti. a jég) nem olvadhatnak össze, mint a folyékony víz. Az okoskodás azért hibás, természetesen a mai tudásunk fényében, mivel a jégszemek mindig a legnagyobb túlhűlt cseppekből keletkeznek, tehát a jégesőképződés előfeltétele a cseppek egyesülése. Másrészt a jégszemek esésük során általában a túlhűlt cseppekkel, és nem okvetlenül jégkristályokkal egyesülve növekednek tovább.

Könyvében a szerző a villámokkal és a mennydörgéssel is foglalkozik. Magyarázata igen eredeti, de természetesen ma már nem állja meg a helyét. Gondoljunk csak el! Egyáltalán nem lehetett könnyű a villámokhoz vezető elektromos kisüléseket az elektromosság ismerete nélkül megmagyarázni¹. Abból indul ki, hogy a felhők felső része a legsűrűbb, ahonnan a hó a felső régiókba távozik. A hűlő, egyre sűrűbbé váló felhőből anyag lövődik ki, ami természetes, felfelé tartó mozgásával ellentétesen lefelé is haladhat. A jelenséget Arisztotelész egy mindennapos tényhez hasonlítja. Ha egy csövet összenyomunk, akkor a víz belőle sugárszerűn akár fölfelé is kiáramolhat. Más szavakkal a hűlő levegőből, amikor a felhő összehúzódik, a száraz kipárolgás (tulajdonképpen száraz levegő) hirtelen kilövellődik. Amennyiben a kilövellt anyag nekiütközik a szomszédos felhőnek, akkor az ütközés hangkibocsátással jár, amelyet mennydörgésként érzékelünk. Gyakran előfordul, hogy a nagy sebességgel kibocsátott anyag meggyullad, lángra gyúl, és vékony tűzcsík keletkezik. Ez alkotja a villámot.

Arisztotelész kortársa, és utóda a peripatetikus iskola vezetésében, *Theophrasztosz* (i.e. 372/369-288/285), az „arany beszédű” (ezt jelenti a neve), ahogy a mester elnevezte. Igen érthetően és egyszerűen fejezte ki magát. Azt mondhatnánk mai fordulattal, hogy nagyszerű népszerűsítő volt. Könyveinek egyike a „Meteorológia” címet viseli, de a művet „*Metarziológiának*” is nevezik a szakirodalomban (*Taub*, 2004), ami kb. „dolgok az égen” jelentésű. A *Meteorológiában* a folyamatokat Theophrasztosz föld feletti és a föld alatti felosztásban tárgyalja. Ez első csoportba értelem szerűen a villám, a mennydörgés, a villámcsapás, felhők, szél stb. tartoznak, míg a másodikba a görög szerző a földrengéseket sorolja. Ez egyrészt továbblépés a meteorológia mai értelmezése felé, mivel nem tárgyalja az „égi” jelenségeket (pl. tejút, meteorok). Ugyanakkor beleérti a meteorológiába, Arisztotelészhez hasonlóan, a szilárd föld mozgását, mivel abból indul ki, hogy a földrengéseket a levegő mozgása hozza létre. Általában azt a módszert követi, hogy sorra veszi a jelenségeket, majd megadja az illető jelenséget kiváltó okokat. Ezek az okok azonban, érthető módon, igen távol állnak a jelenleg elfogadott nézetektől. Ennek ellenére igen érdekes a hó keletkezésével kapcsolatos fejtegetése. Szerinte hó akkor keletkezik, ha a hidegben a felhők megfagynak. Ez eddig rendben is lenne, de a szerző még hozzáteszi, hogy „mielőtt azok (ti. a felhők) vízzé alakulnának”. Ilyenkor még, folytatja, a víznek kis cseppek formájában kell jelen lennie, amelyeket levegő választ el egymástól. Ennek bizonyítéka, érvel, hogy a hó levegőt tartalmaz. Ilyen értelemben a havat a habokhoz hasonlítja, amelyeket valamilyen anyag mellett levegő tölti ki.

¹ Ez a megállapítás annak ellenére igaz, hogy *Thalész* az i.e. 6. század elején kimutatta (*La Cotardièrre*, 2004), hogy a megdörzsölt borostyánkő (görögül *elektron*) vonzza a könnyebb tárgyakat.

Középkor: fény és sötétség

A középkor Európája a görög gondolkodást az arab filozófusok közvetítésével ismerte meg. A különböző nemzetiségű, de egységesen arabul író szerzők tanulmányozták, és arabra fordították a nagy görög filozófusok, így *Platón* és *Arisztotelész* munkáit. Az európai ember ezek latin változataiból szerzett tudomást az ókori ismeretekről. Meteorológiai tárgyú, vagy meteorológiai ismereteket is tartalmazó műveket szintén arab szerzők jelentettek meg. Ezek azonban lényegében *Arisztotelész* elképzeléseinek (lásd fent) értelmezését, esetleg átrendezését tartalmazták (lásd pl. *Lettinck*, 1999). Jó ezer éven át a középkori Európa keveset tudott meg az időjárás alakulásának okairól, a légnyomásról, a hőmérsékletről és a szelek változásairól, a levegő összetételéről nem is beszélve. Érdekes módon azonban volt egy terület, ami, az arabokon kívül, a keresztény skolasztikusokat is foglalkoztatta. Ez pedig a légköri optika volt, különösen a szivárvány jelenségének értelmezése. A színek magyarázatára a gondolkodókat a középkorban elsősorban a szivárvány látványa készítette.

A történet az arabokkal kezdődik. Már *al-Kindi* (800-870?), a korai arab filozófia legnagyobb alakja, foglalkozott optikával, így a tükrök fényvisszaverődésével. Úgy gondolta, hogy a színeket a fény és a sötétség különböző mértékű keveredése hozza létre. Optikával a tadzsik származású, de perzsául és arabul író, neves filozófus *Ibn Szína* (Avicenna; 980-1037) is foglalkozott. A légköri szivárvánnyal kapcsolatban érdekes megjegyzése, hogy a jelenség akkor lép föl, ha a vízcseppek (esőcseppek) mögött sötét háttér van (pl. hegy, sötét felhő), ami lehetővé teszi, hogy a cseppek tükröt képezzenek. A sötét háttér mintegy foncsorként viselkedik.

Az optikai kutatások talán legnagyobb arab alakja a főleg Kairóban tevékenykedő *Ibn al-Haiszam* (latinosan *Alhazan*; 965-1039?) volt, aki kísérletei alapján talán először vont le azt a következtetést, hogy a tudomány útja a kísérlet, indukció, gondolkodás, majd visszatérés a kísérletekhez. Az utóbbiak célja a gondolkodással, illetve dedukcióval kapott eredmények ellenőrzése. Ez az elképzelés az európai tudományos világban csak később született meg, tulajdonképpen arab gondolatokat továbbítva a keresztény világ felé. *Ibn al-Haiszam* *Thesaurus Opticus* c. latinra fordított munkájában összefoglalja mindazt, amit akkor az optikáról tudni lehetett. A továbbiak szempontjából nagyon fontos, hogy kidolgozza a „tüzes”² gömb elméletét. A gömbbe (pl. üveg-gömb) belépő sugarak megtörnek a gömb hátsó felületén. A megtört sugarak vagy kilépnek a gömbből, vagy visszaverődnek. A visszaverődött nyaláb a gömböt annak fény felőli részén hagyja el, miután újra megtörik. *Ibn al-Haiszam* fizikai és matematikai (tulajdonképpen geometriai) tanulmányai alapján arra a következtetésre jut, hogy szivárvány azért keletkezik, mivel a nedves és sűrű levegő, mint konkáv szférikus tükör, visszaveri a napsugarakat. Érdekes módon magyarázatakor az egyes vízcseppeket nem veszi figyelembe annak ellenére, hogy ezt a „tüzes” gömbök elmélete lehetővé tenné.

Ibn al-Haiszam elméletét mintegy kétszázötven év múlva *al-Fariszi* (*Kamal al-din* néven is ismert; 1266-1319) fejleszti tovább. Nagy érdeme, hogy figyelembe veszi az egyes vízcseppeket, pontosan elődje „tüzes” gömb elmélete alapján. Kísérletei alapján kimondja, hogy a szivárvány az egyes vízcseppek és a napsugarak kölcsönhatásának következménye, ami jelentős haladás az eddigi elképzelésekhez képest. A színek magyarázatakor azonban ő is nehézségekbe ütközik. Nem fogadja el azt a tradicionális

² A „tüzes” jelző arra utal, hogy a gömb, mint egy lencse égést okozhat.

nézetet, hogy a színek a fény és a sötétség különböző keverékéből alakulnak ki (Maitte, 2005), azaz a piros több fényt tartalmaz, mint a sárga, a sárga többet, mint a kék.

Az arab tudósok természetesen nem ismerték, nem ismerhették a fény természetét, így nem mondhatjuk, hogy teljes mértékben megadták a szivárvány, elsősorban a színek keletkezésének magyarázatát. Az optika, ezen belül a légköri optika fejlődéséhez azonban jelentősen hozzájárultak.

A középkori Európában a tudományt keresztény szerzetesek művelték. A vizsgálatokban nagy figyelmet szenteltek a szivárványnak, mivel annak szépségét Isten tökéletességéhez hasonlították. *Robert Grosseteste* (1168-1253), angol ferences szerint a szivárványt a fényvisszaverődés okozza. A szivárvány keletkezése, mondja, a visszhang kialakulásával analóg. A felhőt nagy vízcseppnek tekinti, amelyben a fénysugarak megtörnek, és kúpot képeznek. Ezután kilépnek a „cseppből”, majd a fényt a felhő sűrűbb része (esetleg egy másik sűrűbb felhő) visszaveri. A visszavert sugarak újabb kúpot hoznak létre, amelynek csúcsa a megfigyelő szemében van. Ebből következik, hogy adott felhő nem homogén, a felhőknek szerkezete van (ma úgy mondanánk, hogy a felhőn belül változik a cseppek koncentrációja és nagysága). A színek, mint említettük, az anyagba zárt fényből származnak. Grosseteste véleménye szerint a fénytörés ferdeségét az anyag sűrűsége határozza meg: minél jelentősebb (sűrűbb) az anyag, annál ferdebben törnek meg a sugarak. A vörös szín a sugarak nagyobb koncentrátsága, illetve gyenge anyag-sűrűség esetén keletkezik. Ily módon a nyaláb kevésbé térül el. Ezzel szemben a kék fény úgy jön létre, hogy több anyag kevésbé koncentrált sugarakkal lép kölcsönhatásba. Ezt a feltevést az angol gondolkodó lencsékkel végzett kísérleteire alapozta: azt tapasztalta, hogy az üveglencséből kilépő sugarak elszíneződnek. Kísérleteiből azt a következtetést is levonta, hogy fénytöréssel hat szín jöhet létre.

Grosseteste tanítványa, *Roger Bacon* („Doctor mirabilis”; 1214-1294) nem csak optikai vizsgálatairól híres: arab példákat felhasználva hozzájárult a tudományos kísérletek terjedéséhez. Bacon vízzel telt üvegedényekkel és hexagonális kristályokkal optikai kísérleteket végzett. Ha ezeket napfényvel megvilágította, akkor a fényvel ellentétes oldalon elszíneződést észlelt. Úgy gondolta azonban, hogy ilyen mozdulatlan tárgyakkal végzett kísérletekkel a vízcseppek együttese, következésképpen a szivárvány nem utánozható. Megfigyelte ugyanis, hogy ha a megfigyelő mozog, akkor a szivárvány is vele mozdul el. Ezt, okoskodott Bacon, nem okozhatja a cseppek miatti fénytörés. Ezért kimondta, hogy a szivárványt a cseppek fény felőli felületén végbemenő visszaverődés okozza. *Ibn al-Haiszam*hoz hasonlóan feltételezte, hogy a színeket a fény és a sötétség bizonyos keveredése hozza létre. Ez visszalépés volt mestere eredményeihez képest.

A szivárvány kérdésével domonkos szerzetesek is foglalkoztak, így a „század csodájának” is nevezett *Szent Albert* (1200?-1280), a tizenharmadik század legnagyobb német gondolkodója. A szivárvány megismerésében azonban egy másik német domonkos szerzetes *Freibergeri Dietrich* (Dietrich von Freiberg; 1240-1320) sokkal lényegesebb szerepet játszott (Maitte, 2005). *Dietrich* kimondta, hogy az optika alapfeladata a szivárvány, az Isten és ember közötti kapcsolat lényegének feltárása. Ennek érdekében hatszögű kvarckristályokkal kísérletezett. Kísérleteiből 1305-ben azt a következtetést vont le, hogy négy szín van, és a színek a fénytörés miatt keletkeznek. Gondoljuk el: erre a gondolatra *Newton* előtt több száz évvel jutott, az arab al-Fariszi munkásságával egy időben. Ez volt a középkori légköri optika csúcsa. Igaz, hogy a színek értelmezésébe *Dietrich*nek is beletörött a bicskája. Maradt annál a régebbi nézetnél, hogy a szín a fény és a sötétség keveredésével jön létre.

Az újkor forradalma: út a felhőfizika felé

A felhők és csapadékok keletkezésével foglalkozó felhőfizika tipikusan a 20. század második felének tudománya. Ennek ellenére nem érdektelen azoknak a vizsgálatoknak az összefoglalása, amelyeket az érdeklődő kutatók a felvilágosodás korában végeztek.

Már a 18. században nyilvánvaló volt, hogy a felhők keletkezése összefügg a nedves levegő kiterjedésével, illetve hűlésével (*Pruppacher és Klett, 1998*). A kiterjedés és hűlés viszont a levegő felemelkedésének a következménye. Így mások mellett *Benjamin Franklin* (1706-1790) 1751-ben utalt arra, hogy a felmelegedés a levegő feláramlásához vezet. *Horace-Bénédict de Saussure* (1740-1799) elméletileg kimutatta, hogy a felemelkedő nedves levegő lehül, benne csapadék keletkezik, amelynek mennyisége arányos az emelkedés sebességével. Összefüggés van tehát a feláramlás, a lehülés és a kondenzáció között.

A felhőelemek keletkezésének mikrofizikája azonban teljesen ismeretlen maradt, hiszen még a kondenzációs magvak jelenlétével sem voltak tisztában, nem beszélve a cseppkeletkezés termodinamikájáról. Az mindenesetre nyilvánvaló volt, hogy a felhőcseppek gömb alakúak, de arról már vita folyt, hogy a cseppek belül üres „buborékok”, vagy tömör gömbök. Keletkezésüket is csak meglehetősen elnagyoltan fogalmazták meg. Ezt jól jellemzi *René Descartes* (1596-1650) következő két mondata, ami a „Meteorok” c. művének a felhőkről szóló 5. értekezéséből származik (*Descartes, 1966*). „Vízcseppek akkor keletkeznek, amikor a kicsiny párarészecskékből álló finom anyagban nincs elég erő ahhoz, hogy kiterjedjen ..., ezért részei találkoznak, összeállnak és egy golyóban halmozódnak fel. És a golyó felülete ... pontosan gömb formájú lesz”.

A csapadékkeletkezés egyik ma is elfogadott elméletét viszont már a 18. században elég világosan megfogalmazták. *Petrus van Musschenbroek* (1692-1761) holland fizikus 1739-ben azt javasolta, hogy a csapadék keletkezésének oka a cseppek összeüt-közése és egyesülése. Ezt persze már *Arisztotelész* is így gondolta (lásd fent). Az említett kutató azonban azt is korrektül megfogalmazta, hogy az ütközés oka a cseppek különböző esési sebessége. *Musschenbroek* arra is rámutatott, hogy 6 mm-nél nagyobb esőcseppek nem fordulhatnak elő, mivel ezek instabilak és esésük során szétesnek (*Pruppacher és Klett, 1998*). Ez a kritikus cseppméret nagyon közel van a ma elfogadott 8 mm-hez.

A szilárd csapadék formája már régen felkeltette az érdeklődést. A hópolyhek hatágú formáját Kínában már az i.e. második évezredben dokumentálták. Európában mindez csak jóval később következett be. Így fennmaradt egy 1555-ben készült fametszet, amelyet *Olas Magnus*, Uppsala érseke készített. *Keplert* szintén izgatta a kérdés és feltette azt a nyilvánvaló kérdést, hogy vajon miért hatoldalúak a hókristályok. *Descartes* volt valószínűleg az első, aki a hókristályokat helyesen tipizálta. Sőt nem zárta ki, hogy a kristályok formája a meteorológiai viszonyoktól függ. *Descartes* a jég szemek morfológiájával is foglalkozott. Egyebek között feltételezte, hogy a jég szemek számos hókristály egyesülése útján keletkeznek, amelyeket a szél egyesít. Ma már tudjuk, hogy a jég szemek kialakulásában sokkal inkább a függőleges mozgások játszanak meghatározó szerepet. Végül *Marcellin Ducarla Bonifas* (1738-1816) 1780-ban nagy előrelátással azt javasolta, hogy azokon a helyeken, ahol a levegő sokkal melegebb, mint a környezete, olyan magasságokig emelkedik, ahol a hőmérséklet megfelelően alacsony ahhoz, hogy a víz cseppek megfagyjanak, és kicsiny jéggömböket képezzenek, amelyek a túlhűlt víz cseppekkel egyesülve növekednek tovább.

Descartes a szivárvány értelmezésével is foglalkozott. Munkájában nagy mértékben segítette a fénytörés törvényének felfedezése (*Willebrord Snell*; 1581-1626). Descartes egyebek között kimutatja, hogy az elsődleges szivárvány 42° , a kettős törésnek köszönhető másodlagos szivárvány 52° szögben látható. Descartes úgy vélte, hogy a színeket valamilyen módon a törő felület hozza létre. *Isaac Newton*ra (1642-1727) várt az a feladat, hogy a színek természetét tisztázza. Newton közismert, híres prizma kísérletei alapján azt a következtetést vont le, hogy a *szín a napfény tulajdonsága*, amely hét színből áll. Ezek, meghatározott törő közegben, a különböző mértékben megtört fényre vonatkoznak. Tisztázódott tehát, hogy a szivárvány színei miért jönnek létre (*Newton*, 1718).

A fázisváltás korszerű elmélete

A felhők keletkezésének megértéséhez először a víz fázisváltásainak termodinamikáját kellett kidolgozni. A homogén kondenzáció elméletét részben még a 19. században kidolgozták. Így *Lord Kelvin* (1824-1907) levezette a túltelítettség és a csepp sugarának összefüggését, míg *Josiah Willard Gibbs* (1839-1903) formulát javasolt a környezetével labilis egyensúlyban lévő csepp (csíra) keletkezéséhez szükséges energia nagyságának kiszámítására. Majd a 20. század első felében a *kondenzációs kinetikát* is kidolgozták (lásd pl. *Volmer*, 1933; *Becker és Döring*, 1935).

A légkörben azonban felhőképződésnél a vízgőz homogén kondenzációja sohasem fordul elő. Ehhez többszörös túltelítettségre volna szükség. Más szavakkal: a felhőcseppek mindig aeroszol részecskéken, kondenzációs magvakon (lásd később) keletkeznek, azaz a *fázisátmenet heterogén*. A vízben oldódó aeroszol részecskéken létrejövő cseppképződés termodinamikáját *Hilding Köhler* (1888-1982) svéd professzor dolgozta ki. Eredményeit több tanulmányban publikálta, amelyeket a harmincas évek második felében foglalt össze (*Köhler*, 1936). Legfontosabb eredménye a tiszta vízcseppekre vonatkozó Kelvin formula módosítása volt. Kimutatta, hogy az egyensúlyi cseppsugárhoz tartozó gőznyomás értékét a cseppecskében oldott só jelentősen csökkenti. Így az oldódó részecskék igen aktív kondenzációs magvakat szolgáltatnak. Eredményeiből az is következett, hogy az oldódó részecskéken (*Köhler* szerint tengeri só magvakon) 100%-os relatív nedvesség³ alatt is keletkeznek oldatcseppek. Ezek azonban gőzkörnyezetükkel nem labilis, hanem stabilis egyensúlyban vannak (angolul „*haze particles*”, magyarul nincs rá megfelelő kifejezés). Elméletét támogatta a légköri látótávolság és a relatív nedvesség fordított összefüggése, ami arra utalt, hogy az aeroszol részecskék a relatív nedvesség (gőznyomás) növekedésével növelik optikai keresztmetszetüket. Később az oldódó részecskék nagyságának és a relatív nedvességnek a kapcsolatát laboratóriumban is kimérték. *Köhler* egyúttal levezette a csíráképződéshez szükséges szabadenergiát arra az esetre, ha a csepp oldatból áll, azaz vízben oldódó aeroszol részecskén keletkezett. Ezt a munkáját 1950-ben tette közzé.

³ A gőznyomás és az egyensúlyi gőznyomás százalékban kifejezett aránya. Ha a tényleges gőznyomás egyenlő a sík vízfelszínre vonatkozó egyensúlyi gőznyomással (amelynél a folyadékba ugyanannyi molekula lép be, mint amennyi onnan kilép), akkor telítettségéről beszélünk. Ha annál nagyobb, akkor a tér túltelített. Felhőkben a túltelítettség sohasem nagyobb, mint 1,01, ami százalékban kifejezve 101%-ot jelent.

A vízben oldhatatlan kondenzációs magvak esetére a csíráképződési szabadenergiát megadó egyenletet (ahogy Szerző nevezte a „munkát”) *Lubomir Krasztanov* (1908-1979) dolgozta ki (*Krastanov*, 1947-1948), aki a fázisátmenetek kutatásában világhírű bolgár fizikai-kémiai iskola eredményeit a légkörre alkalmazta. Számításai világosan mutatták, hogy a magvak jelenléte jelentősen csökkenti a csíráképződéshez szükséges energiát. Másrészt nagyobb magvakon könnyebben keletkeznek felhőcseppek, mint a kisebbeken. Krasztanov olyan oldhatatlan kondenzációs magvakkal dolgozott, amelyek anyagát a víz teljesen nedvesíti. Ez gyakorlatilag azt jelenti, hogy ha adott szilárd felületre vizet cseppentünk, akkor a víz a felületen egyenletesen szétterül. Nedvesíthetetlen felületen a víz szabályos cseppet alkot. A két szélsőséges eset között a víz a felületet nem teljesen nedvesíti, és ahhoz meghatározott szöggel illeszkedik. Ez utóbbi esetre a csíráképződési szabadentalpiát az ausztrál *Nevill H. Fletcher* (1930-) vezette le. A leveztetés közismert könyvében található meg (*Fletcher*, 1962).

A jégkristályok keletkezése hasonló formalizmussal írható le, mint a kondenzáció. Tudnunk kell azonban, hogy, a nagyon magas felhőket kivéve, a kristályok nem közvetlenül a gőzből, hanem a túlhűlt cseppek fagyásával keletkeznek. Anélkül, hogy a részletekbe bocsátkoznánk, megjegyezzük, hogy a csíra mérete ebben az esetben nem a túltelítettséggel, hanem a túlhűléssel van fordított arányban: minél alacsonyabb a hőmérséklet (minél nagyobb a túlhűlés), annál nagyobb a kristályok száma. A csírák keletkezési sebessége hasonló módon viszonyul a csíráképződési energiához, mint cseppek esetén. A csíráképződési energiához azonban hozzá kell adnunk a molekulák öndiffúziós energiáját, amely megadja annak az energiának a mértékét, amely ahhoz kell, hogy a rendezett kristály felszínéről egy molekula kilépjen és a keletkezett „lyukat” egy másik molekula foglalja el (*Turnbull és Fisher*, 1949). A jégkristályok keletkezési elméletének kidolgozása különösen a negyvenes évek végétől vált intenzívvé (lásd az idézett tanulmányt) Az elmélet kidolgozásában a már említett *Fletcher* játszott meghatározó szerepet, aki az ötvenes évek végén a heterogén kristályképződés termodinamikáját és kinetikáját is kidolgozta (*Fletcher*, 1962).

Kondenzációs és jégmagvak

A kondenzációs magvak jelentőségére először a francia *Paul Coulier* (1824-1890), illetve az angol *John Aitken* (1839-1919) tágítási kamrákban végzett kísérletei hívták fel a figyelmet. Aitken 1880-as kísérleteiben aeroszol részecskéket (szóhasználatra szerint porokat) tartalmazó nedvesített levegőt juttatott a kamrába, majd a kamrát hirtelen kitágította. A kamrában túltelítettség, következésképpen köd keletkezett. Többszörös tágítás után azt tapasztalta, hogy a kamrában már nem jött létre köd, amit – helyesen – azzal magyarázott, hogy a „porok” a cseppekkel együtt kihulltak a kamrában lévő levegőből (*Aitken*, 1880). *Aitken* ebből helyesen azt a következtetést vonta le, hogy a köd és felhőcseppek porrészecskéken, *kondenzációs magvakon* keletkeznek. Idézett munkájában megjegyzi, „... ha nem lenne por a levegőben, akkor nem lennének ködök és felhők, és valószínűleg eső sem”. Ez az első olyan közlemény, amely világosan kimondja, hogy a felhő- és csapadékkeletkezéshez nem csak vízgőz és légköri feláramlás, hanem kondenzációs magvak jelenléte is szükséges.

A 20. század első felében úgy gondolták, hogy a kondenzációs magvakat tengeri sóból álló részecskék alkotják. A felhőmérések szerint azonban számuk kevésnek bizonyult a cseppek koncentrációjának megmagyarázására. A kondenzációs magvak vizsgálá-

lata az ötvenes években kapott új lendületet, amikor *Christian E. Junge* (1912-1996) kimutatta, hogy a finom aeroszol 0,1-1,0 μm -es sugarú tartományának vízben oldódó hányada szulfát- és ammóniumionokból, kisebb részben nitrátionokból áll. Ezzel szemben a durva tartományban, főleg tengeri levegőben, nátrium, klorid és nitrát mutatható ki. Junge úgy okoskodott, hogy a szulfát- és ammóniumionok (arányuk szerint *ammónium-szulfát* vegyület) kénsav gőzből és ammóniából kondenzációval keletkeznek. A kénsav viszont a kén-dioxid oxidációjának terméke. A durva intervallumban a nátrium és klorid tengeri sóból származik, míg a nitrát nitrogén tartalmú gőzök és gázok (salétromsav, nitrogén-dioxid), valamint a tengeri só, illetve talaj eredetű részecskék kölcsönhatása útján jön létre (*Junge*, 1963). Később kiderült, hogy a 0,1 μm -nél kisebb részecskék is nagymértékben ammóniumból és szulfátból állnak (*Mészáros*, 1968). *Mészáros Ágnes* (1935-1986) elektronmikroszkópos mérései azt is kimutatták, hogy a Déli-félgömb óceáni levegőjében a finom részecskék elsősorban szintén ammónium-szulfátból (kisebb részben kénsavból) tevődnek össze (*Mészáros és Vissy*, 1974). Ezek a részecskék a *dimetil-szulfid* (DMS) oxidációs termékeiből keletkeznek, amelyet az óceáni bioszféra bocsát a levegőbe.

A kutatásokat nehezítette, hogy a 19. században alkalmazott tágitási kamrák nem használhatók a kondenzációs magvak összeszámlálására, mivel bennük nagy a túltelítettség. A kis túltelítettségek előállítására alkalmas *diffúziós kamrákat* az ötvenes években az ír származású, de Ausztráliában és az Amerikai Egyesült Államokban tevékenykedő *Sean A. Twomey* (1927-) alkalmazta légköri kutatásokra. Ezekben a kamrákban a gyenge túltelítettséget két különböző hőmérsékletű vízfelület közötti gőzdiffúzió alakítja ki. A hőmérsékletkülönbséget változtatva az aktuális aeroszolban lévő *felhő kondenzációs magvak*⁴ száma a túltelítettség függvényében határozható meg. Twomey mérései azt is kimutatták (*Twomey*, 1972), hogy a kondenzációs magvak mérete 0,35%-os túltelítettségen 0,03-0,04 μm , ami elvileg csak akkor lehetséges, ha a részecskék vízben oldódnak. Így adódott az a következtetés, hogy az aktív *kondenzációs magvakat* kicsiny *ammónium-szulfát részecskék* szolgáltatják. Ez megegyezett azzal az eredménnyel is, amely szerint az aktív magvak magasabb hőmérsékleten megfigyelhető illékonyasága ammónium-szulfátra utal (*Twomey*, 1971).

A troposzféra magasabb rétegeit kivéve, ahol meglehetősen alacsony a hőmérséklet, a jégfázis általában heterogén fázisváltással jön létre. Más szavakkal a kristályok keletkezését *jégmagvak* idézik elő. A légköri jégmagvak olyan speciális aeroszol részecskék, amelyek a jégfázis képződését elősegítik. Ennek két alapvető módja van:

- a. a jégkristályok keletkezése a túlhűlt cseppek megfagyásával (fagyási magvak),
- b. a vízgőz közvetlen lerakódása (ún. depozíciós magvak).

A fagyás két módon mehet végbe: lehetséges, hogy a jégmag a csepp keletkezésétől benne van a cseppben (pl. a vegyes kondenzációs mag oldhatatlan része), illetve, hogy a cseppbe utólag ütközik. Az utóbbi esetben előfordulhat, hogy a fagyást már ütközéskor kiváltja, de az sem kizárt, hogy a fagyás kiváltása előtt a csepp belsejébe hatol.

A jégmagvak eredetéről, nagyságáról és összetételéről nagyon sokat lehet a szakirodalomban olvasni. A témáról közölt tanulmányokban egymásnak sokszor meglehetősen ellentmondó elképzelések találhatók. Az első elképzelés azon a tényen alapul, hogy egyes felszíni eredetű *ásványok* (pl. szilikátok) hatékony jégképző magvakat szolgáltatnak, mivel, a jéghez hasonlóan, hatszöges kristályokat képeznek. A kristálytani

⁴ A kifejezésben a „felhő” szó arra utal, hogy a kamrában a túltelítettség hasonló, mint a légköri felhőkben.

hasonlóság kedvez a vízmolekulák lerakódásának. Ezt a lehetőséget először *Alfred Lothar Wegener* (1880-1930) neves német meteorológus és geofizikus vetette fel, akinek munkáját főleg kontinensvándorlási elmélete miatt ismerjük. Ennek ellenére a meteorológia, elsősorban a felhőfizika területén is fontos kutatásokat folytatott. 1912-1913-ban Wegener grönlandi expedícióban vett részt és megfigyelései alapján azt a következtetést vonta le, hogy a jégkristályok a vízgőz közvetlen lerakódásával keletkeznek. A lerakódás porrészecskéken megy végbe, amelyeket a német kutató „szublimációs” magvaknak nevezett (*Wegener*, 1911). Ugyanakkor a ballonos felszállásai arra utaltak, hogy a jégképződést sokszor a túlhűlt cseppek megjelenése előzi meg. Úgy gondolta, hogy ilyenkor a porrészecskék utólag ütköznek a cseppbe. A kérdést a már idézett bolgár *Krasztanov* döntötte el, aki elméletileg kimutatta (*Krasztanov*, 1941), hogy a fagyás termodinamikailag sokkal valószínűbb, mint a „szublimáció” (közvetlen lerakódás). A jégmagvak felszíni eredetét számos laboratóriumi kísérlet is támogatta. A kísérletekben ún. felhőkamrákban különböző talajeredetű anyag részecskéinek jégképző hatékonyságát tanulmányozták (pl. *Mason és Maybank*, 1958). Sőt olyan, főleg Japánban végzett elektronmikroszkópos vizsgálatok eredménye is ebbe az irányba mutatott, amelyek alkalmával a jégkristályokból visszamaradó részecskéket azonosították (pl. *Kumai*, 1961).

Más kutatók szerint a *jégmagvak* földöntúli eredetűek, azaz *meteorokból* származnak. Ezt az elméletet elsőként az ausztrál *Edward George Bowen* (1911-1991) fogalmazta meg 1956-ban (*Bowen*, 1956). Azt tapasztalta, hogy egyes meteorológiai állomásokon mért adatok statisztikus feldolgozása arra utalt, hogy a meteor-záporok légkörbe kerülését követő 30. nap környékén a csapadék mennyisége megnövekszik. A hipotézis két további feltételezést foglalt magába. Az első, hogy a meteor részecskék mintegy harminc nap alatt jutnak a felső légkörből a talajközeli levegőbe. A másik: a jégkristályok a csapadék kiváltásában fontos szerepet játszanak (lásd később).

Végül a magyar származású, Amerikában dolgozó *Váli Gábor* (1936-) felfedezte (*Vali*, 1968), hogy a viszonylag sok *szerves anyagot* (pl. falevelek bomló maradványai) tartalmazó agyagásvány részecskék a jégképződésben sokkal aktívabbak, mint a tiszta anyagok. *Váli* munkatársaival később azt is kimutatta (pl. *Schnell és Vali*, 1972), hogy bizonyos *baktériumok* igen hatékony jégképző centrumokat szolgáltatnak. Így az sincs kizárva, hogy a jégképző magvak egy részét a bioszféra szolgáltatja.

A jégképző magvak eredete ma sem teljesen megoldott kérdés. Nem teljesen zárható ki azonban, hogy a jégkristályokat különböző forrásokból származó részecskék szolgáltatják. Tovább bonyolítja a helyzetet annak felfedezése (*Murgatroyd és Garrod*, 1960), hogy adott hőmérsékleten a jégkristályok száma a felhőben sokkal nagyobb lehet, mint a jégmagvak száma. Így pl. $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékleten a jégmagvak koncentrációja tipikusan 10^3 részecske 1 m^3 levegőben, míg a kristályok száma azonos hőmérsékleten a felhőben elérheti a 10^4 - 10^5 m^{-3} -t. Feltételezhető, hogy a különbséget a túlhűlt cseppek fagyásakor kilövellt jégzilánkok okozzák. Sőt az is lehetséges, hogy valamilyen ok miatt egyes jégkristályok kisebb darabokra esnek szét.

A csapadék képződése: a mai elképzelések kialakulása

Felhők felszálló és hűlő levegőben keletkeznek. A telítettség elérése után a kondenzációs magvakon megindul a felhőcseppek képződése. A hőmérséklet tovább csökken, így túltelítettség jön létre. A vízgőz elhasználódása miatt egy idő múlva a túltelítettség növekedése megáll, és a túltelítettség csökkenni kezd. Csak azokon a magvakon keletkez-

nek felhőcseppek, amelyek kritikus túltelítettsége kisebb, mint az elért érték. A felhőcseppek száma általában köbcentiméterenként száz csepp, nagyságuk kb. 10 μm . A cseppek többsége negatív hőmérsékleten sem fagy meg, hanem túlhűlt állapotba kerül, bár a hőmérséklet csökkenésével nő a jégkristályok száma. $-10\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérsékleten ez utóbbi tipikusan 100 m^{-3} , azaz nagyságrendekkel kisebb, mint a cseppkoncentráció.

Elsőnek *Wegener* (1911) mutatott rá, hogy negatív hőmérsékleten a túlhűlt cseppek és jégkristályok nem képeznek termodinamikailag stabilis rendszert. Ennek oka az, hogy a jégkristályok telítettségi gőznyomása kisebb, mint a vízcseppeké. A gondolatot a 20. század kiemelkedő meteorológusa, a svéd *Tor Bergeron* (1891-1977) fejlesztette tovább, aki 1933-ban kijelentette, hogy *minden esőcsepp eredetileg jégkristály volt* (*Bergeron*, 1935). A vízgőz molekulák ugyanis gyorsan a szilárd fázisra rakódnak, ami a kristály környezetében gőznyomáscsökkenést eredményez. Ily módon a cseppek párologni kezdenek, és mintegy „átpárolognak” a kristályokra. Ennek következtében a kristályok egyre növekednek, és eléri azt a méretet, amely elegendő ahhoz, hogy, legyőzve a feláramlásokat, kihulljanak a felhőből. Ha a felhő alatt nulla fok alatt van a hőmérséklet, akkor ezek hó formájában érik el a talajt. Ellenkező esetben elolvadnak, és eső formájában érkeznek a felszínre. Később az elmélet további megerősítést nyert a neves német felhőfizikus *Walter Findeisen* (1909-1945)⁵ munkássága révén (lásd *Pruppacher* és *Klett*, 1998). Ezért ezt a csapadékképzési módot *Wegener-Bergeron-Findeisen-féle* folyamatnak nevezzük (egyszerűbben *Bergeron-féle* folyamat). Ma már azt is tudjuk, hogy a kristályok esésük során a túlhűlt vízcseppekkel ütköznek, ami jelentősen hozzájárulhat növekedésükhöz.

A cseppek egyesülését a csapadékképzés megmagyarázására már a felvilágosodás korában javasolták (lásd fent). A gondolatot a 19. században *Osborne Reynolds* (1842-1912) neves brit hidrodinamikus karolta fel (az ő nevét viseli a Reynolds-féle szám). *Reynolds* elméletileg kimutatta, hogy a cseppek közvetlen kondenzációval egy bizonyos méret fölé nem növekedhetnek, mivel a növekedés sebessége fordítva aránylik a cseppek méretével. Így a csapadék, vonta le a következtetést, a cseppek összeütközése útján keletkezik.

Az angol *Sir George Clark Simpson* (1878-1965), aki 1940 és 1942 között a Királyi Meteorológiai Társaság elnöke volt, elnöki köszöntőjében hangsúlyozta, hogy nem tartja elfogadhatónak, hogy tisztán vízcseppekből álló felhőkben nem keletkezhet csapadék. Angol pilóták ugyanis a trópusokon repülve megfigyelték, hogy akkor is hullik *csapadék*, ha a felhő teljesen *pozitív hőmérsékletű* (lásd *Pruppacher* és *Klett*, 1998). Pár évvel később a Nobel-díjas amerikai fizikai-kémikus, *Irving Langmuir* (1881-1957) elméletileg kiszámította a cseppek ütközésének valószínűségét (*Langmuir*, 1948). *Philipp Lenard* (1862-1947) német fizikus század eleji gondolatát felújítva úgy érvelt, hogy az ily módon keletkezett nagyobb cseppek egy bizonyos méret elérése után (mintegy 8 mm) szétesnek, de a keletkező cseppek még mindig elegendően nagyok ahhoz, hogy egyesüléssel tovább növekedjenek. A csapadékképződés mintegy láncfolyamatként megy végbe. A cseppegyesülés megindulásának feltétele, hogy a felhőben nagyobb cseppek keletkezzenek (pl. durva tengeri só részecskéken, lásd fent), amelyek esési sebessége jóval nagyobb, mint a kisebb cseppeké.

⁵ *Findeisen*, mint a német hadsereg kötelékében lévő kutató, a háború alatt Hradec Královében (Königgrätzben) dolgozott, ahol kiépítette az akkori legnagyobb felhőkamrát. 1945-ben eltűnt. A legvalószínűbb magyarázat szerint a csehek a többi ottani német katonával együtt felakasztották. Azonosításra nem kerülhetett sor, mivel a holttesteket elégették. Kora egyik legnagyobb légkörkutatója volt.

A felhőfizikai kutatások egyik fellegvárában, a Chicagói Egyetemen dolgozó Roscoe R. Braham⁶ 1964-ben számos megfigyelés alapján kijelentette (Braham, 1964), hogy a nyári gomolyfelhőkben a szilárd fázis megjelenése összefügg a cseppek ütközéses növekedésével. Cseppegyesüléssel ugyanis nagy cseppek keletkeznek, amelyek fagyása jóval gyorsabb, mint a kisebbeké. Valószínűleg ugyanis, hogy a nagyobb víztérfogatban aktív fagyási magvak, illetve jégképző csírák találhatók. Ez természetesen nem zárja ki azt, hogy a közepes, illetve magas szélességeken a csapadék télen a Bergeron-féle mechanizmussal keletkezzék. Természetesen, ha egyes kifagyott cseppek olyan nagyságot érnek el, hogy a nulla fokos izoterma és a talaj között nem tudnak elolvadni, akkor a csapadékot jégeső formájában észleljük (Sulakvelidze és munkatársai, 1965).

Következtetés

A felhőfizika története bizonyítja, hogy az ember a légköri folyamatok megismerésében milyen hatalmas utat tett meg. Elsősorban a 20. században végzett minőségi és mennyiségi vizsgálatok alapján a felhők és csapadékok keletkezését első közelítésben ma már jól ismerjük. Ismereteinek alapján az elmúlt évtizedekben a felhők és ködök mesterséges befolyásolását is megkísérelték. Bár a kísérletek⁷ nem vezettek a kívánt eredményekhez, számos olyan ismeretlen mechanizmus feltárását tették lehetővé, amelyek tovább bővítették tudásunkat. Így hozzájárultak a felhőkben végbemenő folyamatok pontosabb számszerű leírásához. A jövőben a felhőfizika jelentősége tovább fog növekedni, mivel a felhőkben végbemenő folyamatok megértése nélkül elképzelhetetlen a felhők éghajlati szerepének végleges tisztázása. Ez egyúttal lehetővé teszi az ember és a levegőkörnyezet kapcsolatának mélyebb feltárását is.

Irodalomjegyzék

- Aitken, J., 1880: On Dust, Fogs And Clouds. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 30, 337–368.
- Aristotle, 2004: *Meteorology* (transl.: Webster, E. W.). Kessinger Publishing, Whitefish, MT.
- Becker, R. and Döring, W., 1935: Kinetische Behandlung der Keimbildung in Übersättigten Dämpfen. *Annalen der Physik* 24, 719–752.
- Bergeron, T., 1935: On the physics of cloud and precipitation. *Proc. 5th Assembly U.G.G.I. Lisbon*, Vol. 2, p. 156.
- Descartes, R., 1966: *Discours de la Méthode suivi d'extraits de la Dioptrique, des Météores, du Monde, de l'Homme et de Lettres*. Garnier-Flammarion, Paris. (Újrakiadás.)
- Bowen, E. G., 1956: The relation between rainfall and meteor showers. *J. Meteorology* 13, 142–151.
- Braham, R. R., 1964: What is the role of ice in summer rain showers. *J. Atmos. Sci.* 21, 640–645.
- Bricard, J., 1953: *Physique des nuages*. Presse Universitaire, Paris.
- Coulomb, J. et Loisel, J., 1939: *La physique des nuages*. Albin Michel, Paris.
- Fletcher, N. H., 1962: *The Physics of Rainclouds*. University Press, Cambridge.
- Junge, C. E., 1963: *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press, New York.
- Khrgian, A. Kh. (red.), 1961: *Fizika oblakov*. Gidromet. Izdat., Leningrád.
- Köhler, H., 1936: The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Trans. Faraday Soc.* 32, 1152.

⁶ Braham volt az, aki Horace Robert Byers-sel (1906-1998) a II. világháború után repülőgépes, radaros és egyéb megfigyelések alapján a zivatarfelhők fizikáját kidolgozta (*The Thunderstorm Project*, 1949).

⁷ Ismertetésük meghaladja jelen áttekintés kereteit.

- Krastanow, L., 1941: Beitrag zur Theorie der Tropfen und Kristallbildung in der Atmosphäre. *Meteorol. Z.* 58, 37–45.
- Krastanov, L., 1947-1948: Über einige Grundfragen bei den Kondensationsvorgängen in der Atmosphäre. *Annuaire Univ. Sofia* 49, livre I.
- Kumai, M., 1961: Snow crystals and identification of the nuclei in northern United States of America. *J. Meteorology* 18, 139–150.
- Langmuir, I., 1948: The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperature above freezing. *J. Meteorology* 5, 175–192.
- La Cotardièr, Philippe de (ed.), 2004: *Histoire des sciences: de la préhistoire à nos jours*. Tallandier, Paris.
- Letting, P., 1999: *Aristotle's Meteorology and its Reception in the Arab World*. Brill Academic Publ., Leiden, Boston and Köln.
- Maitte, B., 2005: *Histoire de l'arc en ciel*. Édition du Seuil, Paris.
- Mason, B. J., 1957: *The Physics of Clouds*. First edition. Clarendon Press, Oxford.
- Mason, B. J., 1971: *The Physics of Clouds*. Second edition. Clarendon Press, Oxford.
- Mason, B. J. and Maybank, J., 1958: Ice-nucleating properties of some natural mineral dusts. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 84, 235–241.
- Mészáros, A. and Vissy, K., 1974: Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aerosol Sci.* 5, 101–110.
- Mészáros, E., 1968: On the size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Tellus* 20, 443–448.
- Murgatroyd, R. J. and Garrod, M. P., 1960: Observation of precipitation elements in cumulus clouds. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 86, 167–175.
- Newton, I., 1718: *Opticks: a Treatise of the Reflexions, Refractions, Inflections and Colours of Light*. Printed for W. and J. Innys. Printers to the Royal Society, London.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D., 1998: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Pub., Dordrecht, Boston and London.
- Siskin, N. Sz., 1964: *Oblaka, oszadki i grozovoje elektricesztvo*. Gidromet. Izdat., Leningrad.
- Schnell, R. C. and Vali, G., 1972: Atmospheric ice nuclei from decomposing vegetation. *Nature* 236, 163–165.
- Sulakvelidze, G. K., Bibilavili, N. S. i Lapcseva, V. F., 1965: *Obrazovanyije oszadkov i vozgyejsztvije na gradovijje processzū*. Gidromet. Izdat., Leningrad.
- Taub, L., 2004: *Ancient Meteorology*. Taylor and Francis, e-Library.
- Turnbull, D. and Fischer, J. C., 1949: Rate of nucleation in condensed system. *J. Chem. Phys.* 17, 71–73.
- Twomey, S., 1971: The composition of cloud nuclei. *J. Atmospheric Sci.* 28, 377–381.
- Twomey, S., 1972: Measurements of the size of natural cloud nuclei by means of Nuclepore filters. *J. Atmos. Sci.* 29, 318–321.
- Vali, G., 1968: Ice nucleation relevant to hail formation. *Sci. Rep. MW-58*, McGill Univ., Montreal.
- Volmer, M., 1933: *Kinetik der Phasenbildung*. Steinkoff, Dresden und Leipzig.
- Wegener, A., 1911: *Thermodynamik der Atmosphäre*. Barth, Leipzig.

Megjegyzések az üvegházhatás fogalmához

Major György

Magyar Meteorológiai Társaság
1371 Budapest, Fő utca 68. Pf. 433, e-mail: major.gy@met.hu

Összefoglalás – Az üvegházhatás változásainak számításához (kivéve az egészen kis változásokat) nem elegendő a hatást okozó gázok légköri mennyiségének változását figyelembe venni, hanem mind a kezdeti, mind a végső állapotot teljes éghajlati modellel kell meghatározni. A modellek hiányosságait az üvegházhatás méréssel történő megállapítása kikerüli, de a mérések is jelentős bizonytalansággal terheltek.

Bevezető megjegyzések

A légkör üvegházhatásáról manapság sok helyen esik szó, rendszeres témája a tudomány népszerűsítésének és természetesen része számos tananyagnak. Mind népszerűsítéskor, mind az oktatás során egyszerűsítésre kényszerülünk, hiszen a téma részletes és teljes tárgyalása célszerűtlen volna. Az előadóknak és a szerzőknek azonban szükséges tudni, hogy mit egyszerűsítsenek, tehát ismerniük kell az ismertetésre nem kerülő tudás jó részét is, mert csak ezáltal kerülhető el teljes biztonsággal, hogy az egyszerűsítés ne vezessen az ismeretek torzításához. Személyes véleményem az, hogy általában célszerűbb az egésztől a részletek felé haladni, semmint a részletektől az egész felé, így a félreértés lehetősége kisebb, különösen, ha röviden és egyszerűen kell bemutatni a témát.

Történeti megjegyzések

Fourier az 1800-as évek elején tartott, a Föld hőmérsékletéről szóló, előadásában felhívta a figyelmet arra, hogy a légkör az üveghez hasonló tulajdonságú, azaz a napsugárzást jobban átengedi, mint a hosszúhullámú sugárzást, azért a felszín melegebb, mint a légkör (*Fourier*, 1827). *Arrhenius* a jégkorszakok és az azokat követő felmelegedések lehetséges okai között a légkör szén-dioxid koncentrációjának szerepét tisztázandó modellszámításokat végzett. Számításai döntő részben *Langley* mérésein alapulnak, aki mérte a felszínre érkező sugárzást nagyjából 0,3 és 10 mikrométer között (*Arrhenius*, 1896). Az 1970-es évektől *Arrhenius* úgy tekintjük, mint aki az emberi tevékenység következtében megnövekvő szén-dioxid koncentráció következményeit elsőként számította ki. Túlbecsülte a szén-dioxid hatását, mivel a vízgőz és szén-dioxid által együttes elnyelést mutató spektrum-tartományokban a teljes hatást a szén-dioxidnak tulajdonította. *Arrhenius* nyomán a légkör üvegházhatása bekerült a meteorológiai (geofizikai) irodalomba. Rövid meghatározásként található olyan megfogalmazások, hogy a hatás az a hőmérsékletkülönbség, amely Föld felszínének jelenlegi hőmérséklete és azon hőmérséklet között mutatkozna, amelyet felvenne a felszín, ha nem lenne légkör, vagy a légkörben nem lennének üvegházhatású gázok. Mivel a mondott hipotetikus állapotokhoz tartozó hőmérsékleti értékek sem nem mérhetők és sem nem modellezhetők realisztikus modellekkel, ezért ezek a megfogalmazások félrevezetők.

Tehát Fourier nyomán a légkör üvegházhatását úgy határozhatjuk meg, hogy az a légkörnek azon tulajdonsága, amely szerint a rövidhullámú sugárzást jobban, a hosszuhullámút kevésbé jól engedi át, ennek következtében a felszín-légkör rendszerben a felszín a legmelegebb és a légkör tőle távolodva egyre hidegebb.

Az üvegházhatás mértékszámaira vonatkozó megjegyzések

Az 1970-es évektől az emberi tevékenység következtében a légkörben a szén-dioxid (és egyéb üvegház-gáz) koncentráció növekedés hatásának vizsgálatához többféle üvegházhatás mérték jelent meg az irodalomban. Ezek egyrészt a felszíni hőmérsékletből vagy kisugárzásból, másrészt a légkör felső határára vonatkozó egyensúlyi (az elnyelt napsugárzással megegyező), vagy tényleges kisugárzásból, illetve a belőlük számolt sugárzási hőmérsékletből előállított különbségen, illetve hányadoson alapulnak, így mérhető, vagy 3-dimenziós modellekkel meghatározható értékekre támaszkodnak. (A kisebb dimenziószámú modellek a cirkuláció változása miatti felszíni hőmérséklet-változást leegyszerűsítve kezelik.) Akkor mondhatjuk, hogy a légkör üvegházhatását jól ismerjük, ha a mérések és számítások közel azonos eredményt adnak.

A mérésen alapuló meghatározásra vonatkozó megjegyzések

Annak ellenére, hogy 1978. novembere óta léteznek műholdas sugárzásháztartás mérési adatok (sajnos csak a napállandó idősor folyamatos), a légkör üvegházhatásának változását ezen időszakból is modellekből kapott számokkal jellemezzük. Ennek oka az, hogy mind a napállandó, mind a visszavert napsugárzás, mind a kisugárzás műholdakon mért értékeinek adatsora olyan mértékben inhomogén a szükséges műszercserék következtében, hogy a keresett jel elveszik a zajban. Egyedül a felszín hőmérsékletének adatsora eléggé megbízható. Ezen adatsor azt is megmutatja, hogy a Föld-légkör rendszer hőmérsékletének vannak belső eredetű hullámzásai, amelyeket több éves időszakra vonatkozó átlagolással lehet kisimítani.

Irodalomjegyzék

- Fourier, J. B. J., 1827: Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. Mem. Acad. Sci. Inst. Fr. 7, 569–604. Translation by W. M. Conolley: <http://www.wmconolley.org.uk/>*
- Arrhenius, S., 1896: On the Influence of Carbon Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. Philosophical Magazine and Journal of Science. Facsimile in: The Legacy of Svante Arrhenius, Royal Swedish Academy of Sciences, 1998.*

A felhőfizikai kutatások aktuális kérdései

Geresdi István

Pécsi Tudományegyetem, Környezettudományi Intézet, Talajtani és Klimatológiai Tanszék
7626 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: geresdi@gamma.ttk.pte.hu

Összefoglalás – A felhők és a csapadék fontos szerepet játszanak számos, környezetünket rövid, vagy hosszabb távon érintő folyamatban. Gondoljunk csak a gyorsan kialakuló árvizekre, az erdőket és az épületeket tönkre tevő savas esőre, vagy az ózon-koncentrációnak a Déli-sark felett megfigyelhető csökkenésére. A felhők jelentős szerepet játszanak éghajlatunk alakításában is. Egyrészt kialakulásuk és a csapadékhullás során jelentős vertikális irányú víz transzportot megy végbe, másrészt a rövid- és a hosszuhullámú sugárzás terjedésére gyakorolt hatásuk révén befolyásolják a Föld-légkör rendszer sugárzás-egyenlegét. A 90-es évektől kezdve egyre inkább teret nyer az a felismerés, hogy mind a rövidebb távra vonatkozó időjárás-előrejelzés, mind a klímamodellezés területén jelentős fejlődés csak akkor várható, ha pontos képet tudunk alkotni a felhők kialakulásáról és a bennük lejátszódó folyamatokról.

A felhőfizikai folyamatok megértését nehezíti, hogy egyrészt a figyelembe veendő folyamatok méretskálája a 0,01 μm -es tartománytól a km-es nagyságrendig terjed, másrészt a különböző méretskálájú és időtartamú folyamatok között erős kölcsönhatás figyelhető meg. A széles mérettartomány és az erős kölcsönhatás nem teszi lehetővé, hogy az egyes folyamatokat laboratóriumi körülmények között, jól reprodukálhatóan vizsgáljuk, és ez jelentősen megnehezíti a számítógépes modellezést is.

A cikkben bemutatjuk azokat a legújabb erőfeszítéseket, amelyeket a modellezés és a megfigyelések területén teszünk a felhőkben lejátszódó folyamatok jobb megértése érdekében.

Bevezetés

Az 1990-es évek elejéig a felhőfizika nem játszott igazán fontos szerepet a meteorológiában. A területen felhalmozott ismeretek gyakorlati alkalmazását elsősorban az időjárás-módosítással kapcsolatos próbálkozások jelentették. Az igény, ami a csapadékképződés folyamatának befolyásolása iránt mutatkozott jelentős mozgatórugója volt a felhőkben lejátszódó folyamatok jobb megértésének. Az 1980-as évek végére egyre nyilvánvalóbbá vált, hogy a csapadékképződésbe történő beavatkozás hatékonysága messze elmarad az előzetes, még az 50-es években született elvárásoktól. A megszerzett ismeretek azonban lehetővé tették, hogy olyan új alkalmazási területek jelenjenek meg, mint például az időjárás-előrejelzés, vagy a klímamodellezés.

A számítástechnika rohamos fejlődésének köszönhetően lehetővé vált, hogy a korlátos tartományú modellek esetében a horizontális felbontás néhány kilométerre csökkenjen. Ilyen felbontás esetén már elkerülhető a felhőképződés és a felhőkben lejátszódó folyamatok erősen parametrizált (implicit) leírása (pl. cumulus parametrizáció). A felhőfizikai folyamatok explicit leírása növelte számos olyan mennyiség előrejelzésének pontosságát – mint például a csapadék mennyisége vagy halmazállapota, illetve a zivatarokhoz kapcsolódó szélerősödés – amelyeket a felhőkben lejátszódó folyamatok határoznak meg.

A századfordulót követően új alkalmazási területként jelent meg a klímamodellezés. A különböző globális klímamodellek összehasonlítását követően arra a következtetésre jutottak, hogy a modellek globális felmelegedésre kapott értékei közötti eltérések – amelyek a 4-5 °C-ot is elérhették – döntően a felhő- és csapadékképződés eltérő leírására vezethetők vissza. Ez a bizonytalanság csökkenthető, ha az erősen parametrizált implicit modellekről áttérünk a folyamatok pontosabb leírását lehetővé

tevő explicit modellekre. Ez azonban csak akkor tehető meg, ha a térbeli felbontás eléri a felhőkben lejátszódó áramlásokra jellemző nagyságrendet (maximum néhány kilométer). Globális skálán természetesen erre még napjainkban sincs lehetőség. Áthidaló megoldást jelent az ún. szuperparametrizáció, amelynek segítségével részben biztosítható a kívánt felbontás.

A várható éghajlatváltozáshoz kapcsolható az is, hogy újra megjelent az igény az időjárás-módosítással, főleg a téli és a nyári csapadék növelésével kapcsolatos kutatások iránt. A kitűzött célok már jóval szerényebbek (pl. 5-10%-os téli csapadéknövelés), mint akár 20-30 évvel ezelőtt.

A felhőfizikai kutatásokat különösen megnehezíti, hogy a jelenségek igen széles méretskáláját kell figyelembe venni, és a különböző méretskálán lejátszódó folyamatok között igen erős kölcsönhatások lehetségesek. Így hiába ismerjük részletekbe menően például a vízcseppek közötti ütközés folyamatát, vagy a vízcseppek kialakulását a kondenzációs magvakon, a komplex folyamatok leírása során elkerülhetetlenül valamilyen egyszerűsítéssel kell élnünk. A modellezéssel kapcsolatos kutatások egyik fontos területe napjainkban az, hogy milyen egyszerűsítések engedhetőek meg a modellezés során. Ennek eldöntése az erős kölcsönhatások miatt nem egyszerű feladat, és nem könnyű annak, az első ránézésre magától értetődő feltételnek sem megfelelni, hogy eltérő felhő és légtömeg típusokra adjunk konzisztens megoldást.

Az alábbiakban áttekintjük azokat az eljárásokat, amelyek segítségével a kutatók megpróbálják megérteni a felhőkben lejátszódó folyamatokat.

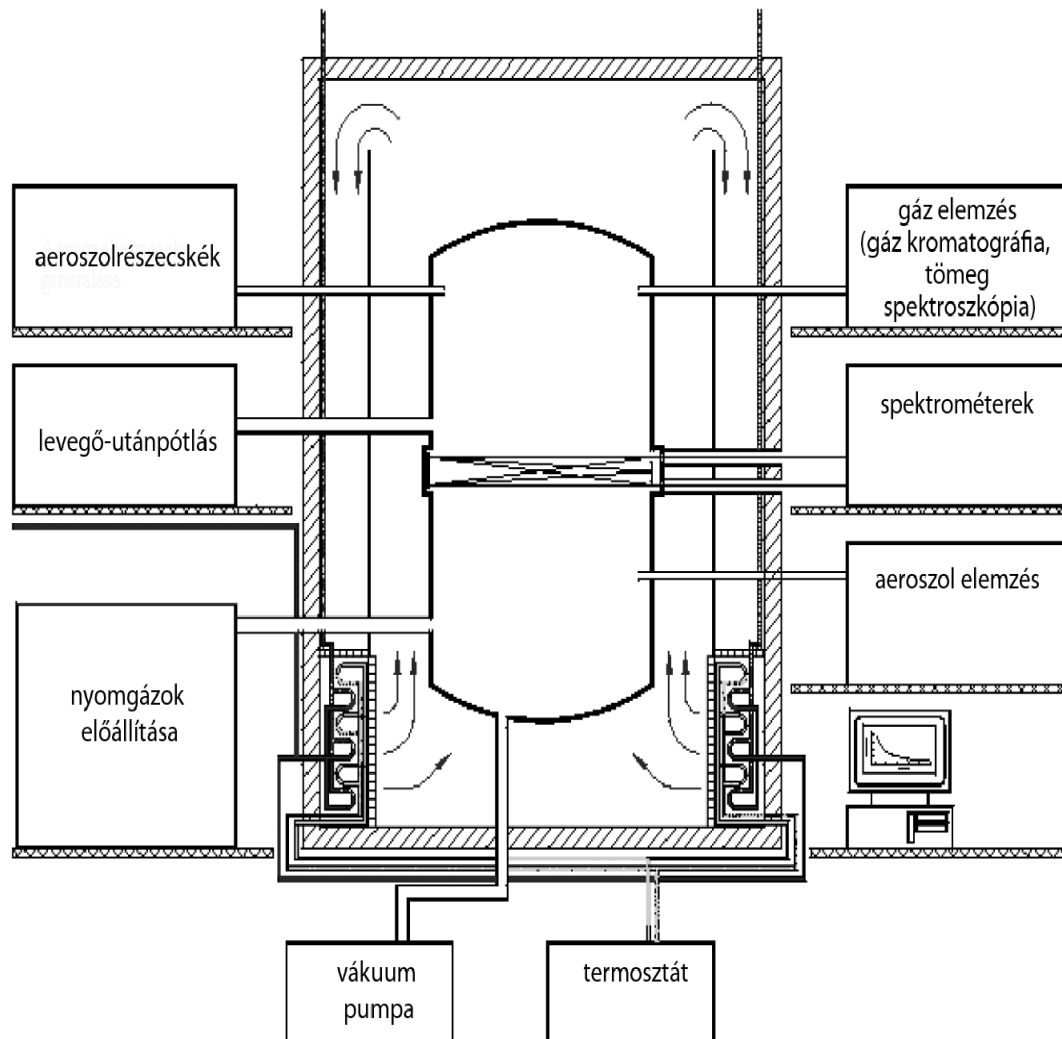
Megfigyelések

Laboratóriumi megfigyelések

A laboratóriumi megfigyelések a mikroskálán (cm-nél kisebb mérettartomány) lejátszódó folyamatok tanulmányozására nyújtanak lehetőséget. Ebbe a körbe a vízcseppek és jégkristályok kialakulásával és növekedésével kapcsolatos vizsgálatok tartoznak. Jól reprodukálható módon gyűjthetünk adatokat például a vízcseppek egymás közötti ütközéséről. A modell számítások során napjainkban is gyakran használjuk a vízcseppek fagyási sebességének kiszámítására azt az összefüggést, amit a múlt század ötvenes éveiben végzett megfigyelések alapján készítettek (*Bigg*, 1953). A laboratóriumi megfigyeléseknek köszönhetően fontos információkat szereztünk a jégkristályok különböző kialakulási mechanizmusairól (depozíció, kondenzációs-fagyás, stb.) is. Laboratóriumi mérésekkel sikerült tisztázni azt is, hogy az eltérő kémiai összetételű aeroszol részecskék milyen környezeti feltételek esetén segítik elő a jégkristályok kialakulását (pl. *DeMott*, 1995). A laboratóriumok adta lehetőségek jelentősen bővültek a méretek növelésének és a műszerezettség fejlődésének köszönhetően. Egyre összetettebb folyamatok modellezése válik lehetővé.

Az alábbiakban röviden ismertetjük a karlsruhe-i egyetemen nemzetközi együttműködés keretében kifejlesztett felhőkamra (*1. ábra*) legfontosabb paramétereit. Az eszköz olyan folyamatok vizsgálatát teszi lehetővé, mint például a NaCl részecskék szerepe a vízcseppek kialakulásában, vagy hogy milyen mértékben befolyásolják a korom tartalmú aeroszol részecskék az ózon koncentrációját a troposzférában. A folyamatok szimulálására egy 83 m³-es tartályban nyílik lehetőség, amelyben a hőmérsékletet 0,5 K-es pontossággal 188 és 333 K között, a nyomást pedig 1000 hPa és 0,01 hPa

között lehet változtatni. Az alapvető légköri mennyiségek (nyomás, hőmérséklet, vízgőz tartalom) mellett lehetőség van az aeroszol részecskék koncentrációjának, méret szerinti eloszlásának, valamint alakjának, kémiai összetételének és optikai tulajdonságainak a beállítására. A nyomgázok koncentrációjának folyamatos mérésére gázkromatográf áll rendelkezésre.

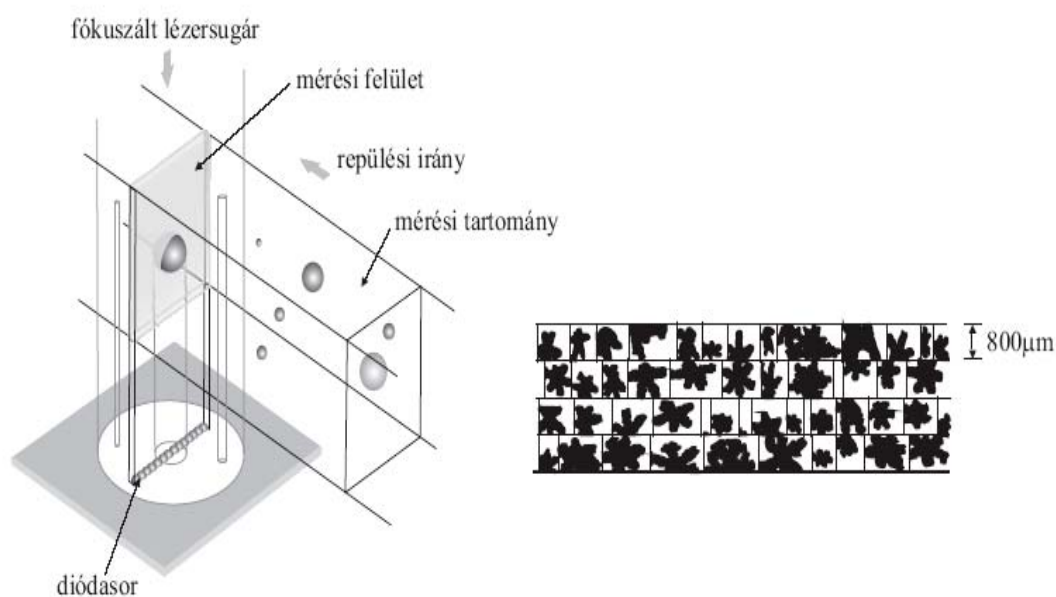


1. ábra. A karlsruhe-i egyetemen kifejlesztett felhőkamra sematikus ábrája. A felhőkamra segítségével vizsgálják például az aeroszol részecskék szerepét a vízcseppek és jégkristályok kialakulásában és más mikrofizikai folyamatokban, illetve az aeroszol részecskék és a nyomgázok közötti kölcsönhatásokat.

Repülőgépes megfigyelések

A repülőgépekről történő mérések egyre nagyobb szerephez jutnak a felhőfizikai megfigyelésekben. Napjainkra már minden fontosabb, a felhőfizikai folyamatokat kutató projektnek része a repülőgépekről történő ún. *in situ* megfigyelés. A repülőgépekről történő mérés nagy előnye, hogy segítségével közvetlenül kaphatunk információt a fel-

hőkben lejátszódó valós folyamatokról. A dinamikai mennyiségek (a levegő áramlási sebessége, hőmérséklete) mellett a vízcseppek és a különböző jégreszecskek jellemzőiről kaphatunk adatokat. A repülőgépek helyzetének pontos meghatározása a GPS segítségével történik. A vízcseppek és a jégreszecskek méretét és alakját különböző optikai eljárások segítségével határozzák meg. A $0,3 - 20 \mu\text{m}$ közötti aeroszol részecskék, illetve vízcseppek detektálására az ún. FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe) szolgál, a méret meghatározásának hibája kb. $\pm 20\%$. A nagyobb felhő- és csapadékelemek detektálása kétdimenziós optikai leképezés (2DC és 2DP), valamint jó felbontású digitális kamerák segítségével történik. A 2. ábrán egy repülő gépszárnyára szerelt, felhőelemek kétdimenziós detektálására szolgáló eszköz (2DC) működési elvének sematikus képe látható. Természetesen a repülőgépes megfigyelésnek is vannak korlátai. Egy adott időpontban a mérés a felhőnek, vagy a felhőrendszernek csak kis tartományára terjedhet ki. Ez különösen olyan esetekben okozhat gondot, amikor a csapadékképződési folyamatok nagyon gyorsan játszódnak le (pl. zivatarfelhők). A probléma részleges megoldását jelentheti, ha egyszerre több repülőgépet alkalmaznak. A felhőket egyszerre, különböző magasságokban (pl. olvadási szint alatt és felett) átszelő repülőgépek természetesen több információt szolgáltatnak, ugyanakkor jelentősen növekednek a költségek, és biztonsági kockázattal is jár, ha egyszerre több repülőgép repül egymáshoz közel, rossz látási viszonyok mellett.



2. ábra. A $100 \mu\text{m}$ -nél kisebb felhőelemek (vízcseppek és jégkristályok) tanulmányozására szolgáló eszköz (2DC probe) működésének sematikus ábrázolása és az eszközzel készült felvétel.

Radarral történő megfigyelések

Az időjárás-radar alkalmazása napjainkra messze kinőtte az alapkutatások kereteit. A radarok főleg az ultrarövidtávú előrejelzéshez szolgáltatnak nélkülözhetetlen információt. A Doppler-radarok segítségével mérhetjük a levegő áramlását a felhőkben és a

felhők közvetlen környezetében. A polarizációs radarok lehetővé teszik, hogy a hagyományos eljárásnál pontosabban határozhassuk meg a felhőkből kihulló csapadék intenzitását, valamint azt, hogy a felhőn belül el tudjuk különíteni a különböző hidrometeor¹ típusokat. Kizárólag radar megfigyelések alapján maximum fél-egy órás időtartamra tudunk előrejelzést készíteni a felhők helyzetére és a csapadék intenzitására vonatkozóan. Ezt az időtartamot tudjuk 3-6 órára kitolni a mezoskálájú modellek segítségével. Ehhez azonban egy olyan fontos problémát kell megoldani, mint a radaradatok asszimilációja. Korunk egyik fontos tudományos problémája annak vizsgálata, hogy a radarok által mért reflektivitás értékek (esetleg a Doppler-radarokkal mért áramlási sebesség) milyen módon alkalmazhatók a kezdeti feltételek meghatározása során.

Numerikus modellezés

Az 50-es évek végétől kezdve a kutatások eszköztára tovább bővült azáltal, hogy lehetővé vált a felhőkben lejátszódó folyamatok számítógépes modellezése. Ekkor készültek az első számítógépes szimulációk a felhőkben lejátszódó folyamatokról (*Malkus és Witt, 1959*). Ez a modell még nem tartalmazta a mikrofizikai² folyamatok leírását. A szerzők egy termik fejlődését írták le két térbeli (x, z) dimenzióban. Egészen a hetvenes évekig – a rendelkezésre álló számítógép-kapacitás miatt – a mikrofizikai folyamatokat csak az erősen leegyszerűsített dinamikai leírást lehetővé tevő, egydimenziós stacionárius (*Squires és Turner, 1962*), vagy egydimenziós időfüggő modellekben vették figyelembe (*Wisner et al., 1972*). Ezek a modellek kizárólag a konvektív felhőkben lejátszódó folyamatok vizsgálatára adtak lehetőséget, mivel ezekben a felhőkben a függőleges irány (z) kitüntetett szerepet játszik. A számítógépek gyors fejlődésének köszönhetően a 70-es évek közepétől kezdve már lehetőség nyílt a két- és a háromdimenziós modellek alkalmazására. Ez komoly előrelépést jelentett a dinamikai folyamatok modellezésének területén, továbbá sokkal valóságosabb képet kaptunk a vízcseppek és a különböző típusú jégreszecskek kialakulásáról és növekedéséről is, mivel a levegő áramlása és a mikrofizikai folyamatok között erős kölcsönhatás van. Lehetővé vált a felhőrendszerek fejlődésének és mozgásának szimulálása (*Wilhelmson és Klemp, 1981*), amely megnyitotta az utat a felhőfizikai folyamatok figyelembevételéhez az időjárás előrejelzéséhez alkalmazott mezoskálájú modellekben. A számítógépes modellek fejlődésével együtt – nem kismértékben a felhőkben végzett megfigyeléseknek köszönhetően – jelentős mértékben nőttek ismereteink a vízcseppek és a jégreszecskek kialakulására és növekedésére vonatkozóan. A 90-es évektől a mikrofizikai folyamatok parametrizált leírása már megjelent az időjárás előrejelzésére használható modellekben (pl., *Pilke et al., 1992; Dudiha, 1993*), sőt napjainkban az is egyre inkább nyilvánvalóbbá válik, hogy a mikrofizikai folyamatok figyelembe vétele elengedhetetlen a klímaváltozás numerikus szimulálása esetén is (*Grabowski, 2001*).

¹ A légkörben található, vízből álló, különböző halmazállapotú és alakú részecskéket, mint például a vízcseppeket, a jég- és a hókristályokat, valamint a jégzemeket közös néven hidrometeoroknak nevezzük. A hidrometeorok általánosan fogalmazva légköri csapadékok.

² A felhőket alkotó vízcseppek és különböző típusú jégreszecskek kialakulásának és növekedésének tárgyalását mikrofizikának hívjuk.

A mikrofizikai folyamatok modellezésére két eljárás terjedt el. Az egyik eljárás az ún. momentumos közelítés, a másik pedig az ún. részletes mikrofizikai leírás (Geresdi, 2004). A momentumos közelítés a mikrofizikai folyamatok viszonylag egyszerű, parametrizált modellezését teszi lehetővé. (A momentum a valószínűség számításban használt kifejezésnek felel meg. Esetünkben a valószínűségi változó az adott részecske típus mérete, a sűrűségfüggvény pedig a méret szerinti eloszlást leíró folytonos függvény.) Az eljárás lényege az, hogy a mikrofizikai folyamatokat a méret különböző rendű momentumaként írjuk fel. A momentumokat pedig a különböző típusú hidrometeorok keverési arányának függvényében határozzuk meg. Természetesen a parametrizációnak több hátránya van, ezek közül a legfontosabbak a következők:

- az azonos típusú hidrometeorok közötti ütközések (pl. az esőcseppek kialakulása a felhőcseppek közötti ütközések következtében) csak közelítő összefüggéssel írhatók le;
- az azonos típusba tartozó hidrometeorok esési sebessége egy, a mérettől független átlagos értékkel adható meg;
- az azonos típusú hidrometeorok méret szerinti eloszlását egy folytonos, egy, esetleg két paramétert tartalmazó függvénnyel közelíthetjük;
- nincs lehetőség a túltelítettség pontos meghatározására, a számítások során feltételezik, hogy a csak vízcseppeket tartalmazó felhőben a vízgőztartalom megegyezik a sík vízfelszínre vonatkoztatott telítési vízgőznyomással (a valóságban ennél egy kicsit mindig magasabb), jég részecskék jelenlétében pedig a sík víz- és a sík jégfelszínre vonatkoztatott telítési értékek közötti értéket vesz fel (a valóságban ebben az esetben is magasabb a sík vízfelszínre vonatkoztatott telítési értéknél).

Az említett hátrányok ellenére napjainkban szinte kizárólag a parametrizációs eljárást alkalmazzák az operatív időjárás-előrejelzés céljaira használatos modellek esetében, hiszen még a legnagyobb kapacitású számítógépek sem teszik lehetővé a részletes mikrofizikai leírás alkalmazását. A részletes mikrofizikai leírás tulajdonképpen egy kutatási eszköz, amelynek segítségével megérthetjük a felhőkben lejátszódó folyamatokat, ellenőrizhetünk különböző, a vízcseppek vagy a jégkristályok kialakulására vonatkozó hipotéziseket (pl. Geresdi és Rasmussen, 2005), és végül, de nem utolsón sorban növelhetjük a momentumos közelítés pontosságát (Thompson *et al.*, 2004).

Összefoglalás

Noha az elmúlt ötven évben jelentősen nőttek ismereteink a felhőkben lejátszódó folyamatokról, számos probléma megoldására van még szükség ahhoz, hogy a felhőknek az időjárás és az éghajlat alakításában játszott szerepét tisztázni tudjuk. Példaként lehetne említeni az aeroszol részecskéknél a vízcseppek és a jégkristályok kialakulásában játszott szerepét, vagy a hatékony parametrizációs eljárás kidolgozását a felhőkben lejátszódó folyamatok leírására. A kutatáshoz szükséges eszköztár napjainkban is rohamosan fejlődik, legyen szó akár a modellezéshez szükséges számítógépekről, a közvetlen mérést lehetővé tevő repülőgépes mérésről, vagy a távérzékelésről, ahol a lehetőségek az elektromágneses sugárzás látható, vagy ahhoz közeli tartományában megfigyeléseket végző lidar-tól a hanghullámok terjedésén alapuló berendezéseken át (sodar), a vertikális irányú szélprofil mérésére használható kombinált eszközözig (sodar + wind profiler) terjednek. Más tudományterülethez hasonlóan a felhőfizikában is vannak

„divatos” tendenciák az alkalmazott eszközöket és módszereket illetően. Az elmúlt húsz évben némileg háttérbe szorultak a laboratóriumi megfigyelések, és előtérbe kerültek a távérzékelési eszközök és a repülőgépes megfigyelések, valamint a számítógépes modellezés. Az alkalmazást tekintve pedig az időjárás előrejelzésére használatos modellek, valamint a klímamodellek fejlesztése került előtérbe, és csak nagyon kevesen foglalkoznak az időjárás módosításával kapcsolatos kutatásokkal.

Számos nemzetközi kutatási projektet lehetne említeni, amelynek célja a felhőkkel kapcsolatos ismereteink növelése. Csak példaként említem a 2007 elejére tervezett „Ice in Clouds Experiment”-et, amelynek keretében a repülőgépekről és felszíni radarok segítségével a jégkristályok kialakulását és növekedését kívánják vizsgálni, valamint azt az NSF által 19 millió \$-ral támogatott projektet (Global Cloud Resolving Model), amelynek célja, hogy tisztázza a felhőknek az éghajlat alakításában játszott szerepét (pl. Wyant *et al.*, 2006).

Köszönetnyilvánítás

A cikk az NKFP /3/022/2005 és az OTKA T 043010 pályázat támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Bigg, E. K., 1953: The formation of atmospheric ice crystals by freezing droplets. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 94, 93–98.
- DeMott, P. J., 1995: Quantitative description of ice formation mechanism of silver iodide-type aerosols. *Atmos. Res.* 38, 63–99.
- Dudiha, J., 1993: A non-hydrostatic version of the Pen State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Weat. Rev.* 121, 1493–1513.
- Geresdi, I., 2004: Felhőfizika, *Dialóg-Campus Kiadó*, 272. oldal.
- Geresdi I. and R. Rasmussen, 2005: Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds: Part II. The role of giant nuclei and aerosol particle size distribution. *J. Atmos. Sci.* 62, 2037–2057.
- Grabowski, W., 2001: Coupling cloud processes with the large-scale dynamics using the cloud resolving convection parameterization (CRCP). *J. Atmos. Sci.* 58, 978–997.
- Malkus, J. S. and Witt, G., 1959: The evaluation of a convective elements. *A numerical calculation. The Atmosphere and Sea in Motion.* Oxford University Press, 425–439.
- Pilke, R. A., Cotton, W. R., Walko, R. L., Tremback, C. J., Lyons, W. A., Grasso, L. D., Nicholls, M. E., Moran, M. D., Wesley, D. A., Lee, T. J. and Copeland, J. H., 1992: A comprehensive meteorological system – RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.* 49, 69–91.
- Squires, P. and Turner, J. S., 1962: An entraining jet model for cumulus updraft. *Tellus* 14, 422–434.
- Thompson, G. Rasmussen R., M. and Manning, K., 2004: Explicit forecast of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Weat. Rev.* 132 (2), 519–542.
- Wilhelmson, R. B. and Klemp, J. B., 1981: A three-dimensional numerical simulation of splitting severe storms on 3 April 1964. *J. Atmos. Sci.* 38, 1581–1600.
- Wisner, C., Orville, H. D. and Meyers, C. G., 1972: A numerical model of hail-bearing cloud. *J. Atmos. Sci.* 29, 1160–1181.
- Wyant, M. C., Kairoutdinov, M. and Bretherton, C. S., 2006: Climate sensitivity and cloud response of a GCM with a superparameterization, *Geophys. Res. Lett.* 33, L06714, doi: 10.1029/2005GL025464.

A légköri aeroszol szerves komponenseinek hatása a felhőképződésre

Kiss Gyula¹ és Janitsek Szilvia²

¹Pannon Egyetem, MTA-PE Levegőkémiai Kutatócsoport,
8200 Veszprém, Egyetem u. 10, e-mail: kissgy@uni-pannon.hu

²Pannon Egyetem, Mérnöki Kar, Föld- és Környezettudományi Tanszék
8200 Veszprém, Egyetem u. 10, e-mail: janitseksz@almos.uni-pannon.hu

Összefoglalás – A légköri aeroszol felhőképződésben betöltött szerepét alapvetően meghatározza a részecskék kémiai összetétele. Az 1990-es évekig a felhőképződést leíró modellekben csak a szervesetlen alkotók szerepeltek, az utóbbi 10-15 évben azonban egyre több tanulmányban vizsgálják a szerves komponensek ilyen jellegű hatását. Ebben a cikkben először bemutatjuk, hogy a vízzeloldható szerves anyagok koncentrációja a finom aeroszolban igen jelentős mind a széntartalmú komponenseken belül, mind a szervesetlen alkotókhöz képest. Ezután megvizsgáljuk, hogy a szerves komponensek hogyan befolyásolják a pára-, illetve felhőcseppekben a felületi feszültséget és a víz aktivitását, végül összehasonlítjuk, hogy egy vegyes (szerves + szervesetlen) összetételű aeroszol részecske milyen kritikus túltelítettségen aktiválódik egy ugyanolyan méretű ammónium-szulfát részecskehez képest.

Bevezetés

A globális éghajlatváltozás és ennek megbízható becslése napjaink egyik igen fontos kérdése tudományos, társadalmi, gazdasági és politikai szempontból egyaránt. Az éghajlatváltozást a légkör sugárzási mérlegének megváltozása idézi elő, ami viszont több összetevőre vezethető vissza. Ezek közül legrégebben ismertek az üvegházhatású gázok, melyek hatása viszonylag megbízhatóan számítható ($2,5 \pm 0,25 \text{ W m}^{-2}$ sugárzási kényszer; IPCC, 2001). Ezzel szemben a légköri aeroszol hatása csak rendkívül nagy bizonytalansággal becsülhető, pedig az aeroszol részecskék többféle módon is szerepet játszanak. Egyrészt szórási és elnyelési tulajdonságaik következtében közvetlenül befolyásolják a légkör sugárzási mérlegét, másrészt, a felhő- és csapadékképződésben betöltött szerepük miatt közvetett hatást is kifejtenek. Különösen bizonytalanok a közvetett sugárzási kényszerre vonatkozó becslések; ezt jól tükrözi az IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2001-es jelentése, amely szerint ez a hatás 0 és -2 W m^{-2} között lehet.

A nagyfokú bizonytalanságnak az az oka, hogy a közvetett sugárzási kényszer becsléséhez igen sokrétű információra van szükség:

- ismerni kell a felhőkondenzációs magot (CCN) képező aeroszol részecskék fizikai és kémiai jellemzőit;
- tudni kell mérni és modellezni, hogy adott fizikai és kémiai tulajdonságokkal rendelkező részecskéből hogyan képződik felhőcsepp;
- ismerni kell, hogy a különböző körülmények között bekövetkező aktiválódás hogyan befolyásolja a felhőcseppek méreteloszlását és koncentrációját,
- végül tudni kell modellezni, hogy adott méreteloszlású és koncentrációjú cseppekből álló felhő milyen tulajdonságokkal (albedó, időbeli stabilitás, térbeli kiterjedés) rendelkezik.

A probléma összetettségét növeli, hogy az aeroszol részecskék éghajlati hatásának tanulmányozása és modellezése az 1990-es évekig csak a szervesetlen komponensek-

re korlátozódott. A lényegesen nagyobb számban (több ezer), de kisebb koncentrációban jelenlévő szerves vegyületekről csak az utóbbi 10 év kutatásai szolgáltatnak információt. Pedig, amint azt az alábbiakban tárgyaljuk, a szerves komponensek jelentős hatással lehetnek az aeroszol részecskék tulajdonságaira és a légköri folyamatokra, többek között a felhőképződésre is.

Az aeroszol részecskék aktiválódásának modellezése

A légköri aeroszol részecskék felhőképződésre gyakorolt hatásának leírására leggyakrabban a Köhler-modellt alkalmazzák. A Köhler-egyenlet segítségével kiszámítható egy adott, r sugarú oldatcsepp felett a vízgőz túltelítettsége egyensúlyi körülmények között:

$$S = p / p_0 - 1 = a_w \exp\left(\frac{2\sigma M_w}{r\rho RT}\right) - 1,$$

ahol S a vízgőz túltelítettsége, p a víz gőznyomása az oldatcsepp felett [Pa], p_0 a víz gőznyomása a síkfelületű víz felett [Pa], σ a csepp felületi feszültsége [N m^{-1}], M_w a víz molekulatömege [kg mol^{-1}], R az univerzális gázállandó [$\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$], T a hőmérséklet [K], ρ a víz sűrűsége [kg m^{-3}], a_w a víz aktivitása.

Az egyenletből látható, hogy a túltelíttség adott méretű oldatcsepp esetén kiszámítható, amennyiben ismert az oldat felületi feszültsége és a víz aktivitása. Vizsgáljuk meg, hogy a szerves és szervesetlen komponensek hogyan befolyásolják az oldatcsepp ezen két jellemzőjét:

- A szervesetlen sók általában nem befolyásolják az oldat felületi feszültségét, ezzel szemben a szerves vegyületek között sok felületaktív anyag van, amelyek számottevően csökkenthetik a felületi feszültséget. A Köhler-egyenletből kiolvasható, hogy a kisebb felületi feszültség kisebb túltelítettséget eredményez.
- A képződő oldatcseppben a vízaktivitás az oldott anyag molekulatömegétől, koncentrációjától és disszociációjától függ. Minél több molekula vagy ion van jelen az oldatban, annál kisebb lesz a víz móltörtje és így az aktivitása is. Molekulatömeg, oldhatóság és disszociáció szempontjából is jelentős különbség van az aeroszol szervesetlen és a szerves komponensei között. A szervesetlen sók molekulatömege 100 Da (vagy 100 g mol^{-1}) körüli (pl. ammónium-szulfát esetében 132 Da, ammónium-nitrát esetében 80 Da), míg a szerves alkotóké általában nagyobb, átlagosan 200-300 Da (*Kiss et al.*, 2003). Ezért egy adott tömegű aeroszol részecske mólban kifejezve kevesebb szerves molekulát tartalmaz, mint az azonos tömegű szervesetlen sóból álló részecske. Továbbá, a szervesetlen sók oldhatósága nagy, ezért a vízgőz kondenzációjának megindulásakor gyakorlatilag azonnal oldatcseppé alakul egy szervesetlen sóból álló részecske. Ezzel szemben a szerves vegyületek vízoldhatósága általában lényegesen kisebb, ezért a csepp növekedése során fokozatosan oldódnak fel. Ráadásul, míg a szervesetlen sók jól disszociálnak, addig a szerves komponensek (pl. szerves savak) lényegesen gyengébb elektrolitok, ezért 1 mol feloldott szerves molekulából kevesebb ion keletkezik. Ezek a különbségek mind azt eredményezik, hogy a tisztán szerves anyagból álló aeroszol részecskéből képződő adott méretű cseppben kevesebb az oldatban levő molekulák és ionok száma, azaz nagyobb a víz aktivitása. Ez viszont nagyobb túltelítettséget eredményez. Felmerül a

kérdés, hogy a két ellentétes hatás közül melyik jelentősebb: a felületi feszültségre gyakorolt ún. Kelvin-hatás vagy a vízáktivitásra gyakorolt ún. Raoult-hatás? Tovább bonyolítja a helyzetet, hogy a valóságban általában kevert (szerves + szervesetlen) részecskék fordulnak elő, amelyek esetében figyelembe kell venni az egymásra gyakorolt hatást is, különösen a cseppképződés elején, amikor töményebb oldatokkal kell számolni. A szervesetlen sók jelenléte fokozhatja pl. a felületaktív szerves vegyületek hatását, ugyanakkor visszaszoríthatja pl. a szerves savak disszociációját.

Ebben a tanulmányban a szerves komponensek ezen fenti hatásait tárgyaljuk.

Mintavétel és mintaelőkészítés

Az aeroszol mintákat K-pusztán (46°58' N, 19°33' E, 130 m tengerszint feletti magasság), az Országos Meteorológiai Szolgálat háttér légszennyezettség-mérő állomásán gyűjtöttük nagyterefogatú (HI-VOL) mintavevővel, kvarcszűrőre. Az állomás egy 25 km² területű zárt erdészeti területen, egy nagyobb tisztás közepén helyezkedik el, környezete a homokos talajfelszín, valamint a túlevelű és lombos erdők jelenléte jellemző. A nyári mintákat 2000. június 3-tól június 29-ig, a télieket 2000. december 7–28-ig gyűjtöttük.

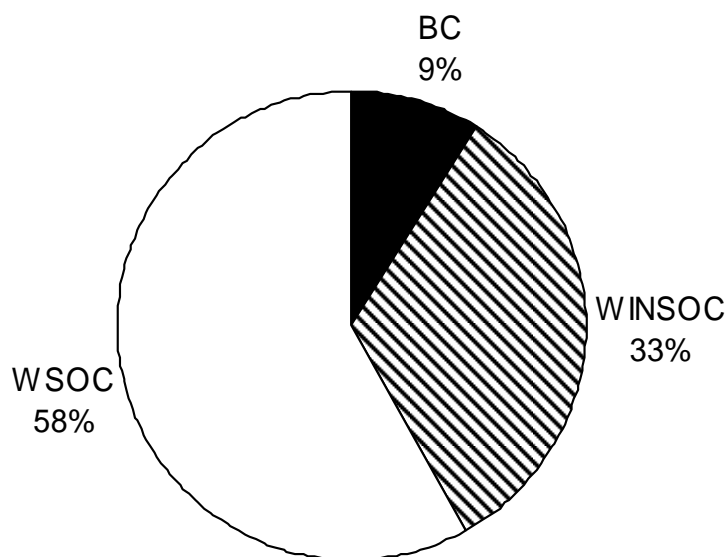
A mintaelőkészítés során a kvarcszűrők vizes extrakciójával, majd az extraktumok töményítésével olyan oldatokat állítottunk elő, amelyek koncentrációi megfelelnek a felhőcsepp képződés különböző fázisainak. Ezen oldatok felületi feszültségét az ún. „függő csepp” (pendant drop) módszer elvén működő FTÅ125 (First Ten Ångström) típusú tenziométerrel, ozmolalitásukat pedig K-7000 típusú gőznyomás ozmométerrel határoztuk meg. Ezen kívül, Zellweger LabTOC 2100 típusú szerves szénelemző készülékkel mértük a szűrőkön összegyűlt, illetve a vízben kioldódott szén koncentrációját is.

Eredmények

Szénformák a finom aeroszolban

Elemzéseink során először a finom aeroszolban található különböző szénformákat határoztuk meg. Szervesetlen szénforma (karbonát) nem volt jelen kimutatható mennyiségben, így a mintákban alapvetően kormot (amit elemi szénnek is szoktak nevezni) illetve szerves szénformát különböztettünk meg. Ez utóbbit tovább bontottuk vízben való oldhatóság alapján vízoldható és nem vízoldható szerves szénre. Fontos kiemelni, hogy az elemzésekhez használt műszer (TOC) a szerves anyagoknak csak a széntartalmát tudja mérni, ezért használjuk pl. a „vízoldható szerves anyag” helyett a „vízoldható szerves szén” elnevezést. Az *1. ábrán* a különböző szénformák arányát mutatjuk be K-pusztán, nyáron gyűjtött finom aeroszolban az angol nyelvű szakirodalomban elterjedt rövidítésekkel: a kormot BC (*black carbon*), a vízoldható szerves szénformát WSOC (*water-soluble organic carbon*), a vízben nem oldódó szerves szénformát pedig WINSOC (*water-insoluble organic carbon*) jelöléssel tüntettük fel. Megállapíthatjuk, hogy a vízoldható szénforma dominált, az összes szénnek közel 60%-a tartozott ebbe a csoportba, míg a vízben nem oldódó szénforma aránya lényegesen kisebb, 33% volt. A vízoldható szén ilyen nagy részaránya azért is figyelemreméltó, mert ezek azok a szerves vegyületek, amelyek a felhőképződésben szerepet játszhatnak.

Tekintettel arra, hogy a szerves vegyületek a szénen kívül más atomokat (H, O, N, stb.) is tartalmaznak, az aeroszol tömegmértékének számításakor a különböző szénformákat 1-nél nagyobb konverziós tényezőkkel kell megszorozni ahhoz, hogy az egyes szénformákból a megfelelő szervesanyag mennyiségeket megkapjuk. Elemanalizátorral végzett vizsgálatok alapján WSOC, WINSOC és BC esetén ezek a tényezők rendre 2,1, 1,6 és 1,1 értékekkel becsülhetők (Turpin *et al.*, 2000; Kiss *et al.*, 2002). Zappoli és munkatársai (1999) egyidejűleg mérték az egyes szénformákat illetve az aeroszol összes tömegét a K-pusztán gyűjtött aeroszolban. Az átlagos aeroszol tömegkoncentrációt nyáron $24 \mu\text{g m}^{-3}$ -nek találták, míg a széntartalmú komponensek koncentrációja a fenti konverziós tényezőkkel $10 \mu\text{g m}^{-3}$ -nek adódott.

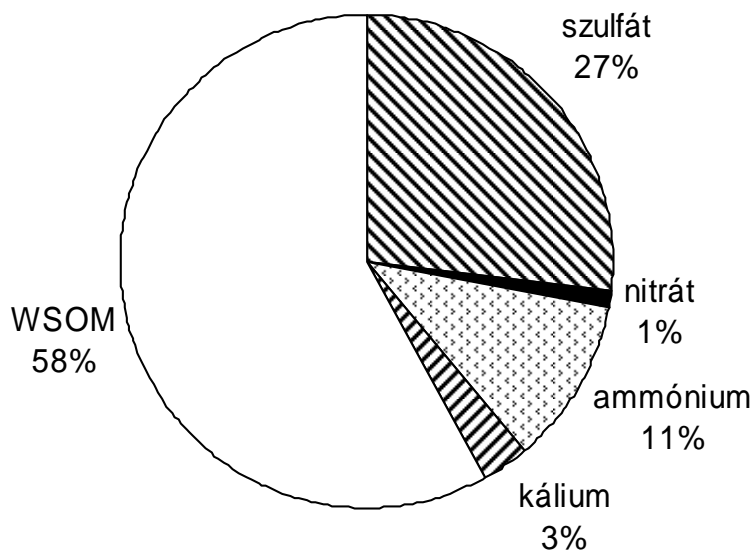


1. ábra Az egyes szénformák aránya a K-pusztán nyáron gyűjtött finom aeroszolban. BC = korom, WSOC = vízoldható szerves szén, WINSOC = vízben nem oldódó szerves szén.

Összefoglalva elmondhatjuk tehát, hogy a szerves anyagok (ezen belül különösen a vízoldható komponensek) az aeroszol tömegének jelentős hányadát alkotják, tehát valószínűleg a felhőképződés modellezésekor sem elhanyagolhatók. Az 1990-es évekig csak a vízoldható szervesanyagot tekintették potenciális kondenzációs magvaknak, ezért érdemes megvizsgálni, hogy a vízoldható szerves vegyületek aránya mekkora a vízoldható szervesanyaghoz képest. A 2. ábrán az aeroszolban található vízoldható komponensek arányát hasonlítottuk össze, a vízoldható szerves anyagot a fent említett 2,1-es konverziós tényezővel számoltuk át szerves anyagra (erre utal a WSOM = water-soluble organic matter rövidítés). Megállapíthatjuk, hogy a vízoldható szerves vegyületek együttes koncentrációja meghaladja a vízoldható szervesanyag ionokét, ami megerősíti azt a feltételezést, hogy a szerves komponensek befolyásolhatják az aeroszol részecskék aktiválódását. A következő fejezetben részletesen megvizsgáljuk, hogy milyen szerepet játszhatnak a szerves vegyületek a felhőcseppek kialakulásában.

A szerves komponensek hatása a felületi feszültségre

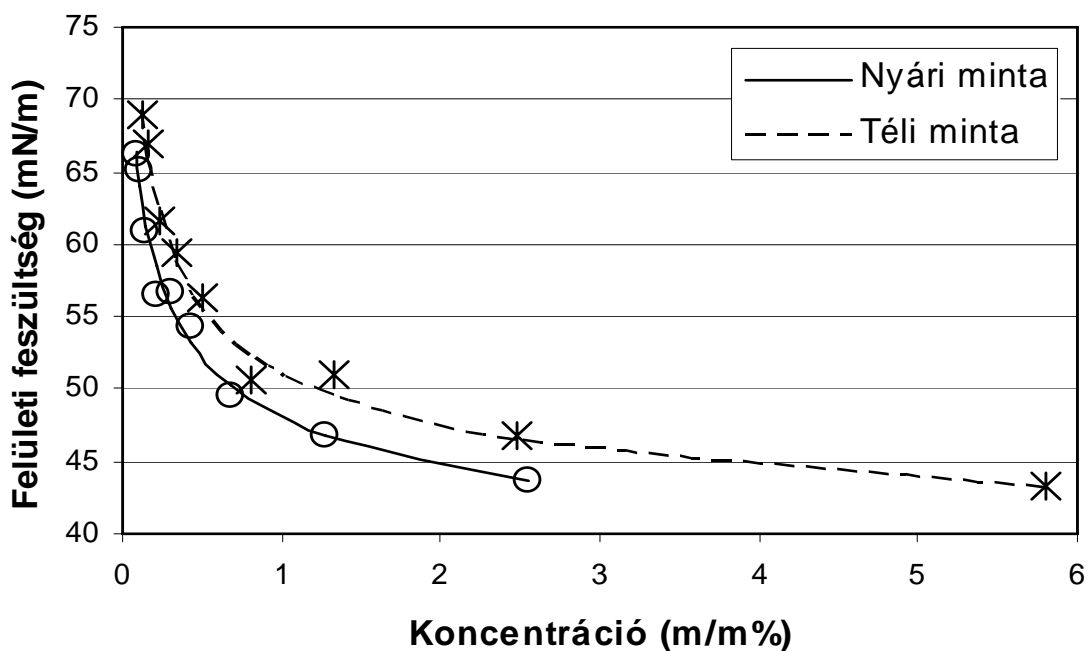
A 3. ábrán az aeroszol részecskéken képződő cseppekben mérhető felületi feszültséget ábrázoltuk az oldat *elméleti* koncentrációjának függvényében. Az *elméleti* koncentráció elnevezés arra utal, hogy ilyen koncentrációjú oldat keletkezne az aeroszol részecskén, ha annak összes vízoldható komponense feloldódna az adott körülmények között. Tekintsünk pl. egy $9 \cdot 10^{-19}$ g tömegű aeroszol részecskét (ez egy kb. 100 nm átmérőjű részecskének felel meg), amelynek kétharmada, azaz $6 \cdot 10^{-19}$ g vízoldható. Ha erre a részecskére $194 \cdot 10^{-19}$ g víz kondenzál (ekkor a csepp átmérője kb. 330 nm lesz), akkor egy 3 m/m%-os oldat keletkezik, feltéve, hogy a $6 \cdot 10^{-19}$ g vízoldható anyag teljes mértékben feloldódott. Tehát ennek az oldatnak az elméleti koncentrációja 3 m/m%, a valódi koncentrációja viszont az aeroszolban levő komponensek oldhatóságától függ. Ha ezek oldhatósága nagy (pl. szervesetlen sók esetén), akkor az oldat valódi koncentrációja is 3 m/m% lesz, ha azonban a komponensek oldhatósága kicsi (pl. a legtöbb szerves alkotó esetén), akkor az oldat valódi koncentrációja 3 m/m%-nál kisebb lesz. Adott tömegű aeroszol részecskék aktiválódási hajlamát úgy tudjuk összehasonlítani, ha az elméleti koncentráció függvényében ábrázoljuk a felületi feszültséget, illetve az aktivitást (lásd a következő szakaszt).



2. ábra. A vízoldható komponensek aránya a K-pusztán nyáron gyűjtött aeroszolban.

A vizsgálathoz szükséges anyagot egy-egy nyáron, illetve télen gyűjtött mintából vizes extrakcióval nyertük. Következésképpen, a 3. ábrán bemutatott görbék a szervesetlen és szerves alkotók kölcsönhatását is tükrözik. Jól látható, hogy híg oldatban a felületi feszültség a tiszta vízzel egyező értékhez (72 mN m^{-1}) tart, a koncentráció növekedésével azonban az oldatcsepp felületi feszültsége jelentős mértékben csökken. Tehát, a cseppképződés kezdeti szakaszában, amikor a kisméretű cseppben az oldott anyag koncentrációja nagy, a felületi feszültség jelentős csökkenésével kell számolnunk. A csepp növekedésével az oldat hígul és ezért a felületi feszültség fokozatosan közelít a tiszta vízéhez. Felmerül a kérdés, milyen szerves felületaktív anyagok találhatóak a légköri finom aeroszolban? *Shulman* és munkatársai (1996) az aeroszolban egyedi vegyületként

legnagyobb koncentrációban kimutatott dikarbonsavak felületi feszültségét vizsgálva megállapították, hogy ezen vegyületek képesek a felületi feszültség bizonyos mértékű csökkentésére a felhőcsepp kialakulása során. A dikarbonsavaknál sokkal hatásosabb felületaktív anyagok az ún. humuszszerű vegyületek, amelyek a vízoldható szerves alkotók jelentős hányadát képezik (Kiss *et al.*, 2002; Graber és Rudich, 2006). Ezen vegyületek a cseppképződés kezdeti szakaszában kialakuló 2-3% m/m%-os oldatokban akár 40-50%-kal is csökkenthetik az oldat felületi feszültségét és ezt a hatást az ammónium-szulfát jelenléte tovább fokozza (Kiss *et al.*, 2005). Megállapíthatjuk tehát, hogy a felületi feszültséget nem (vagy csak elhanyagolható mértékben) befolyásoló szerves sóktól eltérően a felületaktív anyagok jelenlétének következtében az aeroszol szerves alkotói képesek a Kelvin-hatás jelentős csökkentésére. Kérdés azonban, hogy az oldatban levő anyagok koncentrációját és ezen keresztül a vízakivitást hogyan befolyásolják? Ezt vizsgáljuk a következő szakaszban.

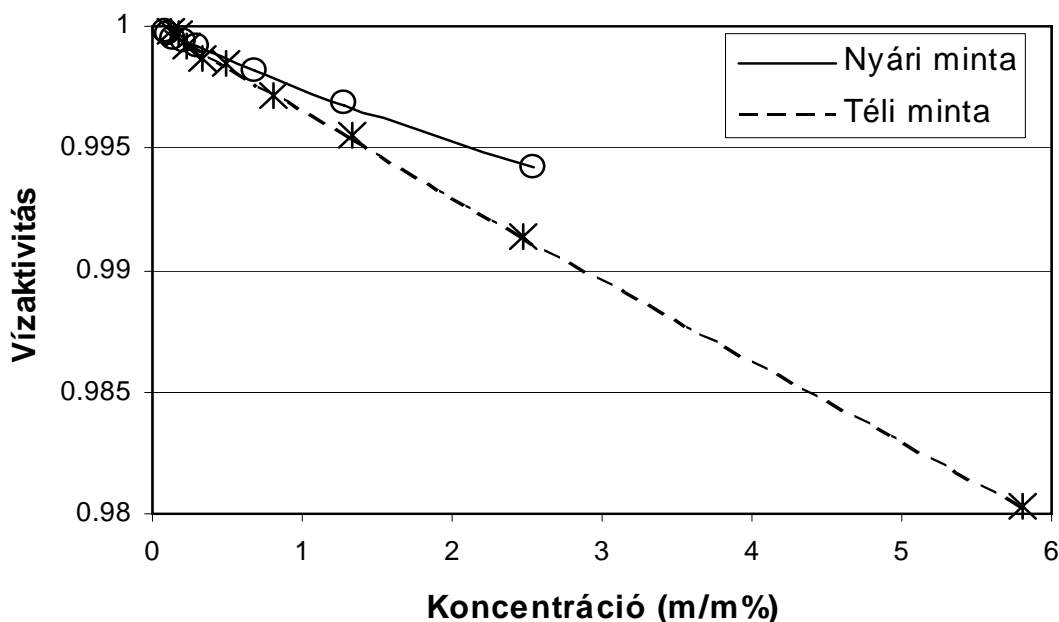


3. ábra. A K-pusztán nyáron, illetve télen gyűjtött aeroszol részecskéken képződő cseppekben mérhető felületi feszültség.

A szerves komponensek hatása a víz aktivitására

A 4. ábrán az aeroszol részecskéken képződő cseppekben mérhető vízakivitást ábrázoltuk az oldat elméleti koncentrációjának függvényében a fenti két minta esetében. Hasonlóan a felületi feszültséget leíró függvényekhez, a 4. ábrán bemutatott görbék is a szerves és szerves alkotók együttes hatását tükrözik. A cseppképződés kezdeti szakaszában, az oldott anyag viszonylag nagy koncentrációjának következtében a vízakivitás kisebb, majd a csepp növekedésével az oldat hígul és ezért a vízakivitás mindkét minta esetében fokozatosan közelít a tiszta víznek megfelelő 1 értékhez. Megfigyelhető azonban az is, hogy a nyári mintában, azonos koncentrációjú oldatban a vízakivitás – bár igen kis mértékben – meghaladja a téli minta esetében mért értéket. Ennek oka a követ-

kező: a téli mintában az aeroszol tömegének mintegy 56%-át, míg a nyári mintában a tömegnek csak 41%-át alkotják szervesetlen sók. Amint azt a bevezetésben is tárgyaltuk, a szervesetlen komponensek általában jobban csökkentik a vízaktivitást, mint a szerves vegyületek, ezért nem meglepő, hogy a téli mintában kisebb vízaktivitást tapasztaltunk azonos tömegkoncentráció esetén.

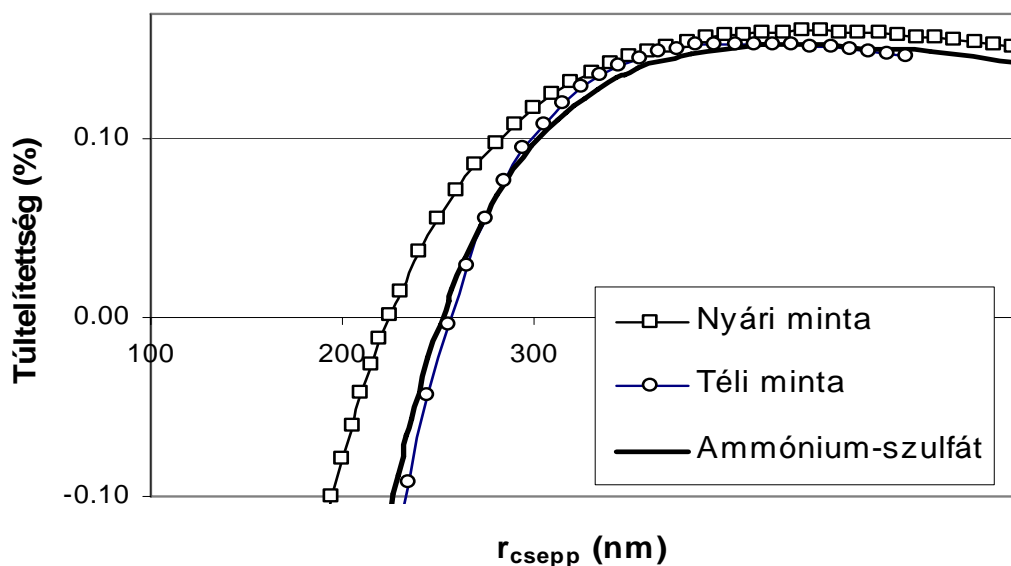


4. ábra. A K-pusztán nyáron, illetve télen gyűjtött aeroszol részecskéken képződő cseppekben mérhető vízaktivitás.

Az aeroszol részecskék aktiválódása

Az előző fejezetekben tárgyalt, a felületi feszültségre és a víz aktivitására gyakorolt hatást a Köhler-görbék segítségével összegezzük. A görbe maximuma megadja a kritikus túltelítettséget, ahol egy aeroszol részecske aktiválódik. Az 5. ábrán egy 50 nm sugarú részecske Köhler-görbéjét mutatjuk be a nyári és a téli minta, illetve ammónium-szulfát esetében. Bár a nyári és a téli minta görbéinek lefutása eltér egymástól, a kritikus túltelítettségben nincs szignifikáns különbség. Ennek az az oka, hogy a kritikus pont környékén az oldatok koncentrációja kb. 0,5 m/m% és ilyen híg oldatban már csak kis eltérés mutatkozik a felületi feszültségben illetve az aktivitásban (3. és 4. ábra). Továbbá, a nyári minta kisebb felületi feszültségét kompenzálja a nagyobb aktivitás és az eredő hatás ugyanaz lesz, mint a téli minta esetében, amelyben nagyobb felületi feszültség, de kisebb aktivitás mérhető. Az 5. ábrán jól látható az is, hogy a tiszta ammónium-szulfát részecske is igen hasonló túltelítettségénél aktiválódik. Ez azért figyelemreméltó, mert a szakirodalomban az utóbbi évtizedben egymásnak ellentmondó vélemények jelentek meg arról, hogy vajon a szerves komponensek elősegítik vagy hátráltatják a felhőcseppek kialakulását. A hasonló kritikus túltelítettségénél bekövetkező aktiválódás oka az, hogy kevert (szerves + szervesetlen) aeroszol esetében a szerves felületaktív anyagok miatti kisebb Kelvin-hatást a rosszabb disszociáció miatti kisebb mértékű Raoult-hatás

kompenzálja. Ennek ellenére elmondhatjuk, hogy a szerves komponensek megnövelik az aeroszol tömegét és méretét, ezáltal jelenlétük elősegíti az aktiválódást.



5. ábra. A K-pusztán nyáron, illetve télen gyűjtött aeroszol részecskéken képződő cseppekben mérhető vízakaktivitás.

Köszönetnyilvánítás

A cikk a TS 049845 sz. OTKA, a 3A/089-04 sz. NKFP és az MTA Bolyai János kutatói ösztöndíj támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- IPCC, 2001: Third Assessment Report - Climate Change 2001. *The third assessment report of the inter-governmental panel on climate change, IPCC/WMO/UNEP.*
- Graber, E. R. and Rudich, Y., 2006: Atmospheric HULIS: how humic-like are they? A comprehensive and critical review. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 729–753.
- Kiss, G., Varga, B., Galambos, I. and Ganszky, I., 2002: Characterization of water-soluble organic matter isolated from atmospheric fine aerosol. *J. Geophys. Res.* 107, No. D21, art. no. 8339.
- Kiss, G., Tombácz, E., Varga, B., Alsberg, T. and Persson, L., 2003: Estimation of the average molecular weight of humic-like substances isolated from fine atmospheric aerosol. *Atmos. Environ.* 37, 3783–3794.
- Kiss, G., Tombácz, E. and Hansson, H-C, 2005: Surface tension effects of humic-like substances in the aqueous extract of tropospheric fine aerosol. *Journal of Atmospheric Chemistry* 50, No. 3, 279–294.
- Shulman, M. L., Jacobson, M. C., Charlson, R. J., Synovec, R. E. and Young, T. E., 1996: Dissolution behavior and surface tension effects of organic compounds in nucleating cloud droplets. *Geophys. Res. Lett.* 23, 277–280.
- Turpin, B. J., Saxena, P. and Andrews, E., 2000: Measuring and simulating particulate organics in the atmosphere: problems and prospects, *Atmos. Environ.* 34, 2983–3013.
- Zappoli, S., Andracchio, A., Fuzzi, S., Facchini, M.C., Gelencsér, A., Kiss, G., Krivácsy, Z., Molnár, Á., Mészáros, E., Hansson, H.C. and Rosman, K., 1999: Inorganic, organic and macromolecular components of fine aerosol in different areas of Europe in relation to their water solubility. *Atmos. Environ.* 33, No. 17, 2733–2743.

A mikrometeorológiai és felhőfizikai folyamatok kapcsolatrendszere

Ács Ferenc¹, Horváth Ákos², Geresdi István³ és Breuer Hajnalka¹

¹ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: acs@caesar.elte.hu, breha@freemail.hu

²Országos Meteorológiai Szolgálat, Siófoki Viharjelző Observatórium
8600 Siófok, Vitorlás u. 27., e-mail: horvath.a@met.hu

³Pécsi Tudományegyetem, Környezettudományi Intézet, Talajtani és Klimatológiai Tanszék
7626 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: geresdi@gamma.ttk.pte.hu

Összefoglalás – A mikrometeorológiai és felhőfizikai folyamatok térbeli elkülönülése csak látszólagos, a valóságban egységes rendszert alkotnak. Ez az egységes rendszer kisebb-nagyobb sikerrel már kifejtésre kerül a mai légkörmodellekben: a klímamodellekben e kapcsolatrendszer még alig reprezentált, ami a célok szempontjából talán érthető is; a hidrosztatikus, azaz a szinoptikus skálájú időjárás-előrejelző modellekben, sok hiányossággal de már megtalálható a mikrofizikai és a felhőfizikai folyamatok egységes leírása, míg a nem-hidrosztatikus, azaz a mezoskálájú időjárás-előrejelző modellekben e kapcsolatrendszer leírása az egyik kulcskérdés.

Az első mezoskálájú modellek az 1970-es évek elején készültek. Azóta e modellekben a felszín és a légkör közötti kölcsönhatás leírása, azaz a talaj és a növényzet jellemzése mindinkább előtérbe kerül. A talaj és a növényzet fizikai, kémiai és biológiai folyamatai közül a fizikai folyamatok leírásán van a hangsúly. Ezen belül is a víz mozgását jellemző folyamatok a legfontosabbak.

A cikkben a zivatar – mint az egyik legfontosabb mezoskálájú jelenség – valamint a talaj és a növényzet kapcsolatrendszerét elemezzük. Meghatározzuk a zivatartevékenység szempontjából legfontosabb talajfizikai és növényi tényezőket. Összehasonlító vizsgálatainkban a zivatarfelhők szerkezetének elemzésén van a hangsúly. A szimulációkat az MM5 (Fifth-generation Mesoscale Model) mezoskálájú légköri modellel végezzük. Az esettanulmány 2006. augusztus 7-re vonatkozik. E tanulmány, amely az első hazai vizsgálatok egyike, egyértelműen igazolja a mikrometeorológiai és a felhőfizikai folyamatok közötti érzékeny kapcsolatrendszert.

Bevezetés

A zivatartevékenység függ mind a légköri, mind a felszíni folyamatoktól. A légköri folyamatok erős trigger-hatással rendelkezhetnek, növelhetik az instabilitást, meghatározzák a felhő és a környezete közötti kölcsönhatást. A zivatarok képződéséhez jelentősen hozzájárulhat a felszín közeli szél konvergenciája (*Pielke et al.*, 1991a, 1991b; *Avissar és Liu*, 1996), a szabad légkörben lejátszódó folyamatok pedig elősegíthetik az instabilitás növekedését (*Benjamin és Carlson*, 1986; *Lanicci et al.*, 1987; *Findell és Eltahir*, 2003). A felhő peremén történő légbeszívás szintén hatással van a zivatar fejlődésére (*Clarke*, 1990; *Betts*, 1992; *Betts et al.*, 1994). A felszín közeli levegő állapota és a konvekció közötti kapcsolat vizsgálatával több tanulmány is foglalkozott. Így bebizonyosodott, hogy a felszín közeli levegő nedves hőmérséklete és a zivatartevékenység között szoros kapcsolat van (*Eltahir és Pal*, 1996; *Crook*, 1996; *Früh és Wirth*, 2002).

A felszíni folyamatok is fontosak a zivatartevékenység szempontjából. *Pielke* (2001) egyértelműen kimutatta a gomolyfelhő- és a konvektív csapadékképződés érzékenységét a felszín energia- és vízháztartására. A felszíni tulajdonságok közül kiemelt fontossággal bír a talaj vízháztartása és a földhasználat. A földhasználat és a felszíni inhomogenitások zivatartevékenységre gyakorolt hatását tanulmányozta többek között: *Segal et al.* (1989), *Rabin et al.* (1990), *Chang és Wetzel* (1991), *Li és Avissar* (1994)

valamint *Chen és Avissar (1994a)*. A Bowen-arány és a mély konvekció kapcsolatát pedig *Segal et al. (1995)* vizsgálta. Hasonló elemzéseket láthatunk *Segal et al. (1989)*, *Chen és Avissar (1994b)*, *Grasso (2000)* és *Pan et al. (1996)* munkáiban, ahol a zivatar-tevékenységet a talaj-növény rendszer vízellátottsága szempontjából elemezték.

A talaj-növény rendszer vízháztartási tulajdonságait meghatározó tényezők közül kettő emelendő ki: a talaj fizikai félesége és a talaj szabadföldi vízkapacitásához tartozó talajnedvesség θ_f . A talaj fizikai féleségének hatását a felszín közeli turbulens áramok alakulására – sok más szerző mellett – *Ács és Lőke (2001)*, illetve *Ács et al. (2005a,b)* elemezte. A szerzők feltételezték, hogy a talaj fizikai félesége és a fizikai féleségekre vonatkozó vízháztartási tulajdonságok nem változnak a földrajzi hely függvényében. E feltételezés viszont *Hodnett és Tomasella (2002)* szerint már a konvektív folyamatok skáláján sem helytálló. *Horváth et al. (2006)* ellenőrizték *Hodnett és Tomasella (2002)* állítását és megmutatták, hogy a magyarországi és az egyesült-államokbeli vályog, agyagos vályog és agyag vízháztartási tulajdonságai között jelentős eltérések vannak. Ezek az eltérések jelentős mértékben befolyásolhatják a konvekciót és a konvektív csapadékképződést.

Mint ahogy már említettük a talaj fizikai félesége mellett a θ_f paraméter is meghatározó tényező. Definíciója azonban leíró jellegű (*Marshall et al., 1996*). Meghatározására több parametrizációs eljárás ismert (*Ács, 2005*). Ez alapján mindenféleképpen indokolt, hogy megvizsgáljuk a zivatar-tevékenység érzékenységét a θ_f parametrizációjára. Vizsgálatainkban a zivatarfelhők szerkezetére összpontosítottunk. A számítógépes szimulációkat az MM5 (Fifth-generation Mesoscale Model) mezoskálájú légköri modellel végeztük. Az elemzett zivatarok Tiszántúlon alakultak ki 2006. augusztus 7-én.

A modell leírása

Az MM5 modell általános karakterisztikái

A numerikus vizsgálatokat az NCAR-PSU (National Center of Atmospheric Research-Pensilvania State University) fejlesztésű MM5 modell 3. verziójával végeztük (*Dudhia, 1993*). A modell σ -koordináta-rendszert használ. A prognosztikus változók: a nyomási perturbáció, a momentum három komponense, a levegő specifikus nedvessége és a különböző hidrometeorok (vízcseppek, jégkristályok, esőcseppek, hókristályok és hódara) keverési aránya. Kísérleteinkben a modell 26 vertikális szinttel és 6 km-es horizontális felbontással rendelkezett.

A konvekció és a felhőfizikai folyamatok parametrizálása

A konvekció parametrizálására *Grell et al. (1994)* sémáját alkalmaztuk, amely leginkább alkalmas az általunk használt térbeli felbontás esetén. A felhő- és csapadékelemek képződését *Reisner et al. (1998)* alapján az ún. bulk mikrofizikai leírással jellemeztük. A parametrizáció számításba veszi a különböző hidrometeorok közötti ütközési folyamatokat, valamint a fázis átalakulásokat. A hidrometeorok keverési arányát és a jégkristályok koncentrációját a megmaradási egyenletek segítségével határozzuk meg.

A planetáris határréteg és a felszíni folyamatok parametrizálása

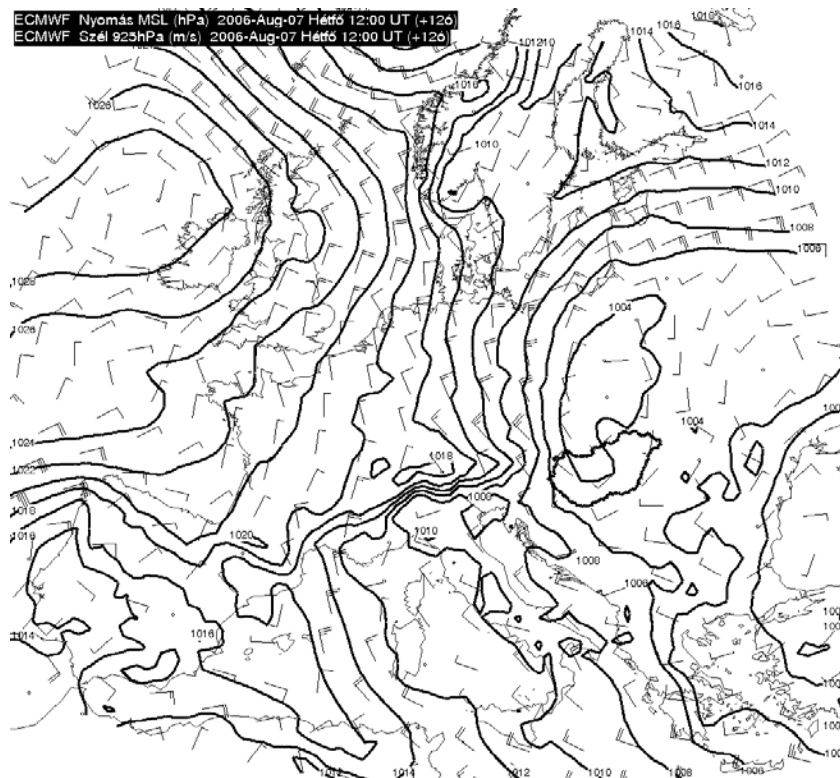
A planetáris határréteg folyamatait a Mellor–Yamada séma segítségével írtuk le, amely széles körben alkalmazott eljárás a mezoskálájú modellek terén (Janic, 1990). A felszíni átviteli folyamatokat az ún. OSU (Oregon State University) LSM (Land Surface Model) szárazföldi felszíni modellel jellemeztük. A modellt a potenciális párolgás számítására szolgáló Penman-féle közelítés (Penman, 1948), a légköri rétegződést becsülő Mahrt és Ek (1984) által kidolgozott séma, továbbá egy kétrétegű talajmodell (Mahrt és Pan, 1984), valamint egy egyrétegű növényállomány-modell (Pan és Mahrt, 1987) alkotja. A tényleges evapotranspiráció a vízellátottság és a felszínközeli rétegződés függvénye (Chen és Dudhia, 2001; Chen et al., 1996). A növényállomány felszíni ellenállását Jarvis 1976-ban publikált összefüggése, míg a relatív sztómavezetést Noilhan és Planton (1989) alapján parametrizáltuk a több lehetséges változat közül. A légköri rétegződést a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet alapján (Monin és Obukhov, 1954; Oncley és Dudhia, 1995) becsültük. A hő- és nedvesség transzportra vonatkozó turbulens átviteli együtthatók értékeit táblázatok formájában adtuk meg. A talaj-növény rendszer hőmérsékletét a rendszerre vonatkozó energiaegyenleg linearizált alakját felhasználva becsültük (Sridhar et al., 2002). Az egyenlet megoldásakor iteratív eljárást alkalmaztunk. A talaj hőmérsékletét és nedvességét a hővezetési és vízmozgási egyenletek alapján határoztuk meg (Chen és Dudhia, 2001; Sridhar et al., 2002).

Adatok, numerikus kísérletek

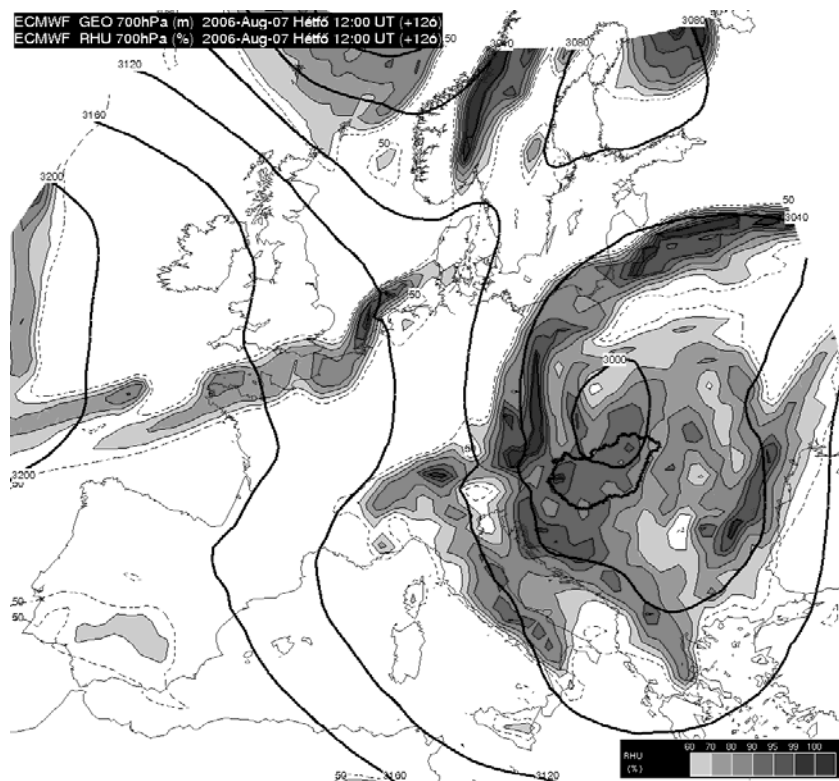
A kezdeti- és határfeltételeket az ECMWF modell analíziseiből származtattuk. Az ECMWF modell legfontosabb állapotváltozóinak (hőmérséklet, nedvesség, szél, és geopotenciál-magasságok) analízis-mezői a légkör különböző szintjeiben – egészen a 100 hPa-os szintig – adottak. A modellfuttatást a 2006. augusztus 07. 00. UTC-s kezdeti adatokkal végeztük. Az oldalsó határfeltételeket az ECMWF előrejelzésből származtattuk. Megemlítendő, hogy a kezdeti feltételek szerint a talaj kifejezetten nedves volt.

A 2006. augusztus 7-i időjárási helyzet szinoptikus leírása

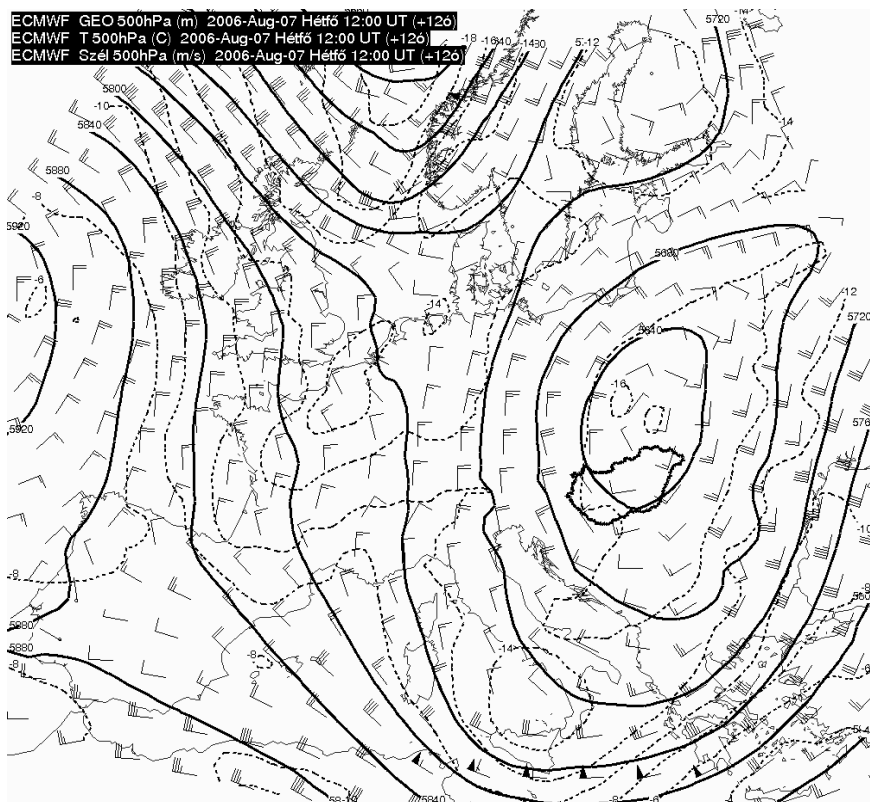
Térségünk időjárását egy öregedő stádiumú, mély ciklon határozta meg, melynek centruma Szlovákia fölött helyezkedett el. A ciklon hátoldalán erőteljes északnyugati áramlás alakult ki, és a felszín közeli rétegekben egy határozott nyomási teknővel és szélfordulással rendelkező hidegfront figyelhető meg a Dunántúlon 12 UTC-kor (1. ábra). A ciklon öregedő, többszörösen okkludált állapotát jól mutatja a 700 hPa relatív nedvesség mezeje, ahol jól láthatóak a nedvességi maximumok „felcsavarodott karjai” (2. ábra). A ciklon a középső troposzférában is kimélyült állapotban volt, amit a geopotenciál mező nagy kiterjedésű depressziója és a szélmező egyaránt mutat (3. ábra). A felszíni és az 500 hPa szintű centrumok egybeesnek, azaz a ciklon tengelyének dőlése minimális. Mindez a lassan mozgó, nagy csapadékot adó ciklonok sajátja. A légörvényben jelentős hőmérsékleti gradiensek nem alakultak ki, tehát konvektív szempontból a labilitás játszott meghatározó szerepet a konvergenciával szemben. A Dunántúlon elhelyezkedő hidegfront előtti nedves és labilis légtömegben sorra alakultak ki a helyenként nagy csapadékot adó zivatarok. A Dunántúl kevésbé labilis, posztfrentális felhőzete a radar képeken jól elkülönül az ország más részén látható gomolyos felhőzettől (4. ábra).



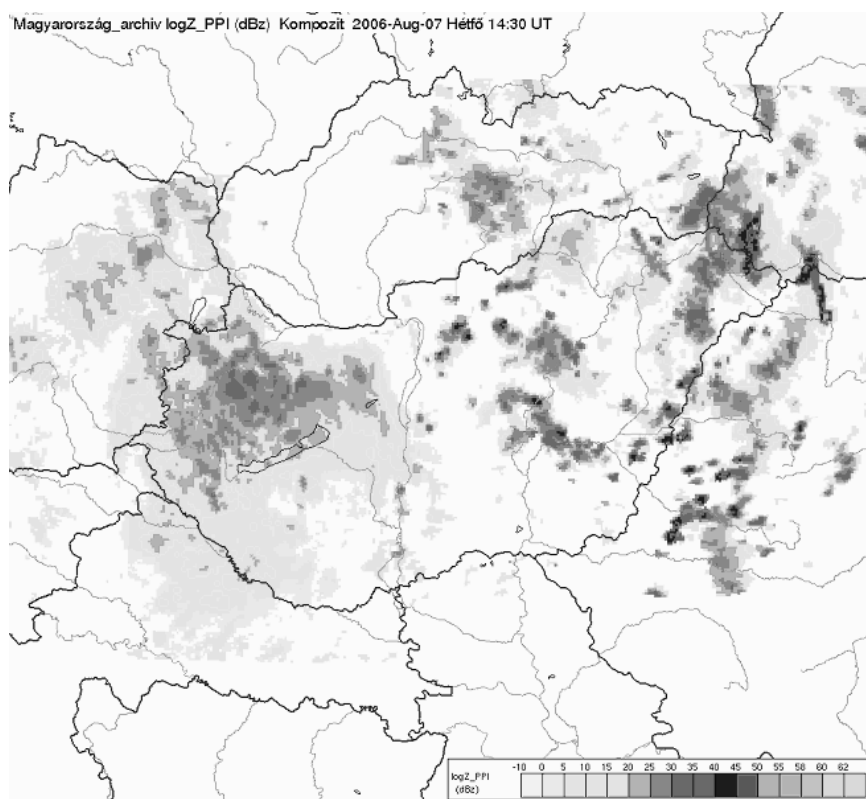
1. ábra. A tengerszinti légnyomás és a 925 hPa szélviszonyai 2006. augusztus 7-én 12 UTC-kor az ECMWF analízise alapján.



2. ábra. A 700 hPa szint geopotenciál vonalai és a relatív nedvesség mezeje 2006. augusztus 7-én 12 UTC-kor az ECMWF analízis alapján.



3. ábra. Az 500 hPa szint geopotenciál vonalai (folytonos), hőmérsékleti- (szaggatott) és szélmezeje.



4. ábra. Radar reflektivitási mező 2006. augusztus 7-én 14:30 UTC-kor.

Talaj-növény paraméterek és a szabadföldi vízkapacitás parametrizálása

A terület, ahol a zivatarfelhők szerkezetét elemezzük, a Tiszántúl ukrán, román és szerb határ közeli része. Az MM5 modell augusztusi földhasználati adatai szerint a terület többsége mezőgazdasági művelés alatt áll. E vegetációs típus főbb jellemzői: a felszín 0,6-0,8 közötti növényi fedettsége, 40 s m⁻¹ minimális sztómaellenállás, 0,19 értékű albedó, és a 7,5 cm-es érdeességi magasság. A levélfelületi indexet a modell a növényi fedettség alapján becsüli. A sok egyéb más paraméterrel kapcsolatos leírás pedig *Chen* és *Dudhia* (2001) munkájában található.

Talajtextúra	θ_s	Ψ_s	K_s	b	θ_f^1	θ_f^2	θ_w
Homok	0,409	0,42	$3,26 \cdot 10^{-5}$	1,14	0,189	0,1742	0,001
Vályogos homok	0,414	0,45	$2,52 \cdot 10^{-5}$	2,43	0,233	0,2147	0,017
Homokos vályog	0,425	0,61	$1,14 \cdot 10^{-5}$	3,97	0,283	0,2643	0,099
Iszapos vályog	0,458	1,01	$2,73 \cdot 10^{-6}$	4,33	0,333	0,3092	0,068
Iszap	0,464	3,19	$2,00 \cdot 10^{-6}$	3,54	0,328	0,3013	0,072
Vályog	0,424	1,53	$4,58 \cdot 10^{-6}$	4,06	0,296	0,2762	0,064
Homokos agyagos vályog	0,430	0,34	$7,98 \cdot 10^{-6}$	5,18	0,311	0,2919	0,063
Iszapos agyagos vályog	0,436	5,68	$6,20 \cdot 10^{-7}$	4,18	0,338	0,3125	0,093
Agyagos vályog	0,430	4,17	$3,05 \cdot 10^{-6}$	4,05	0,306	0,2836	0,083
Homokos agyag	0,500	0,89	$4,58 \cdot 10^{-6}$	3,58	0,340	0,3147	0,055
Iszapos agyag	0,453	11,76	$1,05 \cdot 10^{-6}$	4,06	0,340	0,3156	0,113
Agyag	0,499	14,93	$8,00 \cdot 10^{-7}$	3,97	0,378	0,3497	0,130

1. Táblázat. Az MM5 OSU-LSM szárazföldi felszíni modell talajparaméterei. Jelölések: θ_s [m³ m⁻³] a telítési talajnedvesség-tartalom, Ψ_s a telítési víztartó képesség, K_s a telítési vízvezető képesség, b a pórus méret eloszlási index, θ_f^1 [m³ m⁻³] a szabadföldi vízkapacitás érték az 1. definíció szerint, θ_f^2 [m³ m⁻³] a szabadföldi vízkapacitás értéke az 2. definíció szerint, valamint θ_w [m³ m⁻³] hervadáspont.

Az adott területre vonatkozó talaj hidrofizikai függvényeit (a $\Psi(\theta)$ víztartó képességet és a $K(\theta)$ vízvezető-képességet) *Clapp* és *Hornberger* (1978) parametrizációjával számítottuk. A Clapp-Hornberger-féle parametrizáció paraméter értékeit az 1. táblázat tartalmazza. E paraméter-értékeket a van Genuchten-féle parametrizációra vonatkozó (*van Genuchten*, 1980) paraméter értékekből származtattuk. A *van Genuchten*-féle parametrizációra vonatkozó paraméter értékeket *Nemes* (2003) valamint *Fodor* és *Rajkai* (2005) tanulmányaiból vettük. A paraméterek közötti kapcsolatok ismertek, mi *Braun* és *Schädler* (2005) tanulmányát használtuk fel. Az 1. táblázatban láthatjuk azt is, hogy két θ_f oszlop van. Ugyanis – mint ahogy már említettük – θ_f többféleképpen parametrizálható. Az 1. oszlopban (θ_f^1 jelölés) a θ_f -et *Hillel* (1980) kritériuma alapján definiáltuk, miszerint θ_f a $K(\theta) = 0,5$ mm nap⁻¹ értékhez tartozó θ érték. A 2. oszlopban (θ_f^2 jelölés) látható θ_f értékeket a $K(\theta) = 0,1$ mm nap⁻¹ feltételből (*Lee* és *Pielke*, 1992) kaptuk. Numerikus kísérleteinkben a θ_f^1 értékekkel kapott eredményeket referencia eredményeknek, míg a θ_f^2 értékekkel kapott eredményeket kísérleti eredményeknek fogjuk elkeresztelni.

Verifikáció és a numerikus kísérletek elemzése

Az MM5 modell jóságát a szimulált és a megfigyelt csapadékmezők, míg az érzékenységi vizsgálatokat a referencia- és a kísérleti eredmények összehasonlításával végezzük. Összehasonlításaink során az 5. ábrán látható egyenes mentén meghúzott vertikális metszeteket szemléljük. Összehasonlító vizsgálatainkban a referencia- és kísérleti esetekre vonatkozó vertikális sebességeket, a vízcseppek, a hódara és a hókristály kevésebb arányait elemezzük.

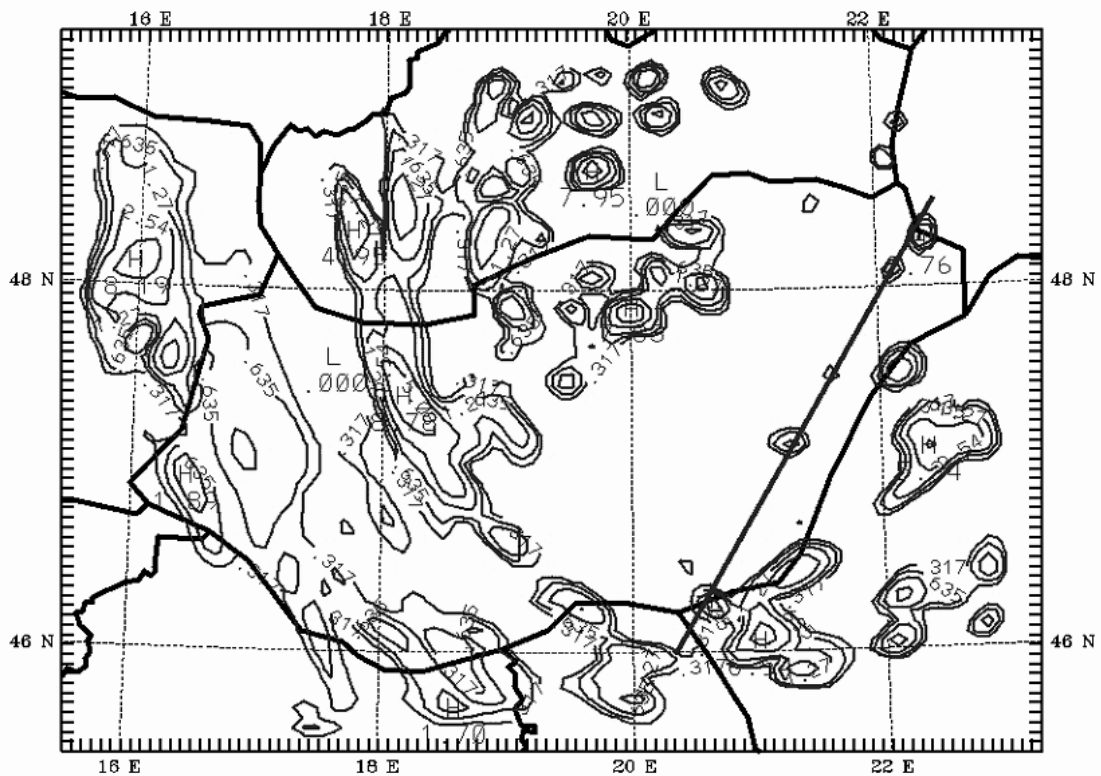
Verifikáció

A szimulált csapadékmezőkből értelemszerűen a referencia csapadékmezők kerülnek bemutatásra; a megfigyelt csapadékmezőkből pedig a felszíni mérésekből kapott 24 órás (2006. 08. 07-én reggel 7-től 2006. 08. 08-án reggel 7-ig, közép-európai idő szerinti) átlagos csapadékmezők. Ezeket az 5. ábrán láthatjuk.

A modelleredmények szerint a Dunántúlon két csapadékszóna van: az egyik zóna Vas és Zala megyében helyezkedik el; e zóna maximális értékei (kb. 10 mm) a Rába folyó Ausztriához közeli szakaszára esnek. A megfigyelések szerint e zóna valamelyest északabbra van. A megfigyelt 24 órás csapadékösszegek pedig 20-30 mm körüliek. A másik csapadékszóna Veszprém és Fejér megyében figyelhető meg; a legnagyobb 12 órás értékek 15 mm körüliek. A megfigyelések szerint Veszprém és Fejér megyében szintén volt csapadék, de a mért csapadékmennyiség nem közelítette meg a szimulált értékeket. Ugyanez mondható a Börzsöny vidékére valamint az észak-magyarországi hegységekre. A szimulált és a megfigyelt csapadékmezők közötti megegyezés igen jónak mondható a tanulmányban elemzett tiszántúli zivatarok esetében. Így pl. a Felső-Tisza síksága feletti és a Berettyóújfalu környéki szimulált zivatargócok létezését a megfigyelések is egyértelműen alátámasztják. A megfigyelések szerint Berettyóújfalu környékén kb. 50 mm csapadék hullott. A Felső-Tisza síksága felett pedig 30 mm körüliek voltak a legnagyobb értékek. Megemlítendő még az is, hogy a Jászberény környékén megfigyelt csapadékmezőt a szimulációk is visszaadják. A fentiek alapján kijelenthetjük, hogy az ország nyugati, Ausztriával határos részein és az ország keleti, az ukrán és a román határokhoz közel eső részein a szimulált és a megfigyelt csapadékmezők közötti megegyezés jó.

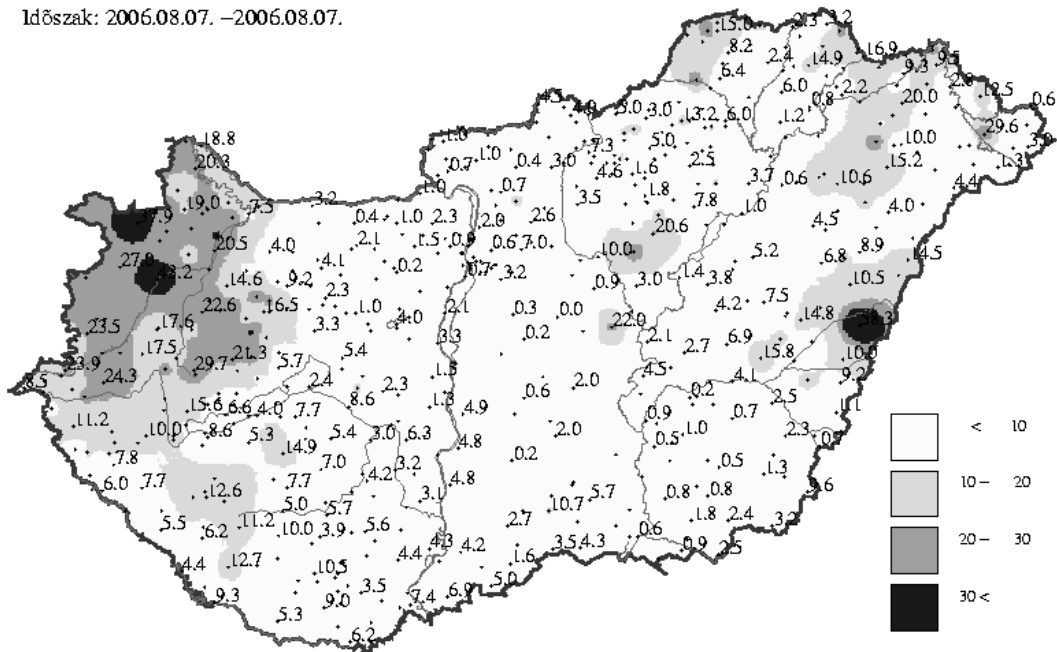
Vertikális sebesség

A referencia – és a kísérleti esetre vonatkozó vertikális sebességek vertikális metszetét a 6. ábra szemlélteti. A metszeten két zivatargóc látható. Az északabbi góc (a Felső-Tisza síksága felett) a metszetek jobb oldalán, míg a délebbi góc (Berettyóújfalu környékén) a metszetek bal oldalán fekszik. Látható, hogy a w_{ref} (referencia esetben szimulált vertikális sebesség) egyértelműen nagyobb, mint a w_{kis} (kísérleti esetben szimulált vertikális sebesség). A déli zivatargócban a w_{ref} eléri a 2 m s^{-1} -es értékeket is, míg az északi gócban a w_{ref} maximális értékei 1 m s^{-1} körüliek. A w_{kis} maximális értékei – mindkét zivatargócban – kb. 2-szer kisebbek, mint a w_{ref} maximális értékei.



A napi csapadékösszegek időszakos összege [mm]

Időszak: 2006.08.07. –2006.08.07.



Összeállítás: 2006.08.08.

5. ábra. A szimulált 12 órás (9-21 óras időszakra vonatkozó – fent, a) és a megfigyelt (közép-európai idő szerinti, CET) 24 órás csapadékméző (2006. augusztus 7-én reggel 7-től augusztus 8-án reggel 7-ig – lent, b). A fenti 5a ábrán látható egyenes a vertikális metszetek irányát szemlélteti.

Vízcseppek

A referencia – és a kísérleti esetre vonatkozó vízcseppek keverési arányának vertikális metszetét a 7. ábrán láthatjuk. Látható, hogy a vízcseppek kb. a 900-550 hPa-os rétegben képződnek. A w_{ref} és a w_{kis} közötti különbségek a vízcseppek keverési arányaiban is észlelhetők. A déli zivatargócban a clw_{ref} (a vízcseppek keverési aránya a referencia esetben) maximális értékei 1 g kg^{-1} körüliek, míg az északi zivatargócban a $0,8 \text{ g kg}^{-1}$ körüliek. Ezzel szemben a maximális clw_{kis} (a vízcseppek keverési aránya a kísérleti esetben) értékek kisebbek: mind a déli, mind az északi zivatargócban $\sim 0,6 \text{ g kg}^{-1}$.

Hódara

A referencia – és a kísérleti esetre vonatkozó hódara keverési arányának vertikális metszetét a 8. ábra szemlélteti. A különbség főleg az északi zivatargóc esetében nyilvánvaló. Itt a kísérleti esetben a hódara keverési arányának maximális értékei, $graup_{\text{kis}}$, $0,6 \text{ g kg}^{-1}$ körüliek, míg a referencia esetben hódara csak elenyésző mennyiségben van.

Hókrisztályok

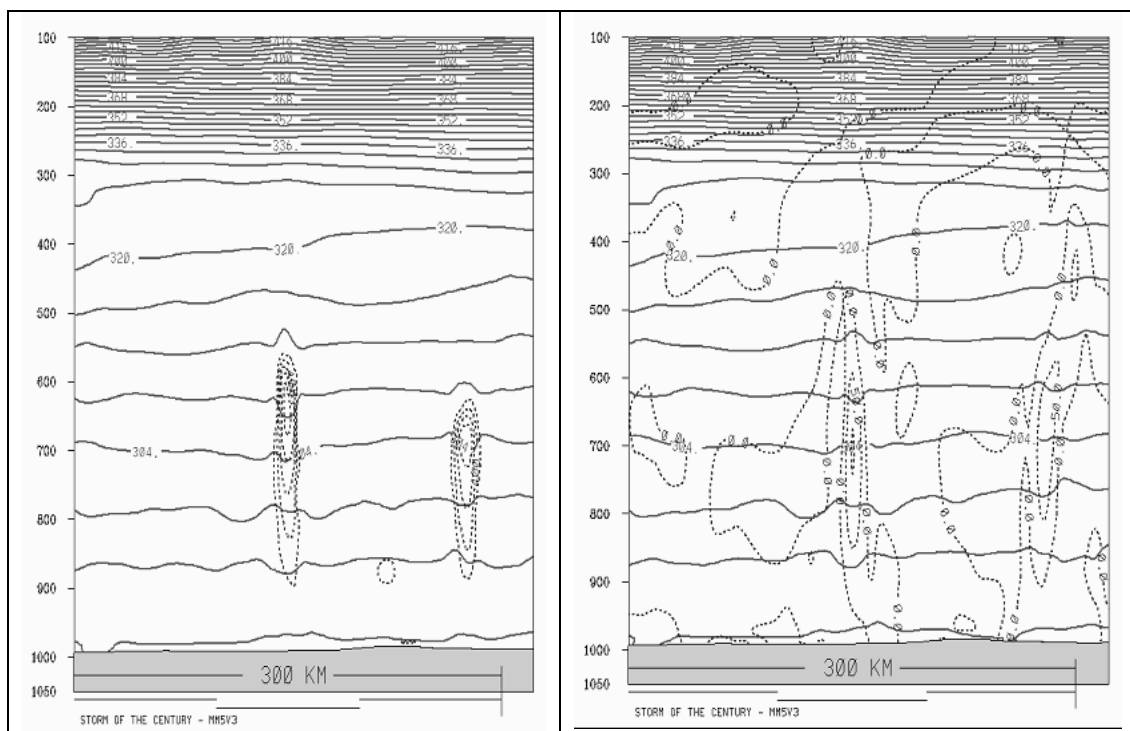
A referencia – és a kísérleti esetre vonatkozó hókrisztály keverési arányának vertikális metszetét a 9. ábra szemlélteti. A hókrisztályok esetében nem kettő, hanem három lokális maximumot láthatunk. Az előbbi két zivatargóc mellett a magyar-román-szerb határhoz közel eső harmadik zivatar is látható. Ezúttal a referencia és a kísérleti esetre vonatkozó ábrák között nagy a hasonlóság, de egyértelműen látható, hogy a snw_{kis} (a hókrisztályok keverési aránya a kísérleti esetben) a Berettyóújfalu környéki zivatarban sokkal nagyobb, mint a snw_{ref} (a hókrisztályok keverési aránya a referencia esetben). Látható, hogy a hókrisztályok az 500-600 hPa körüli rétegben helyezkednek el.

Konklúzió

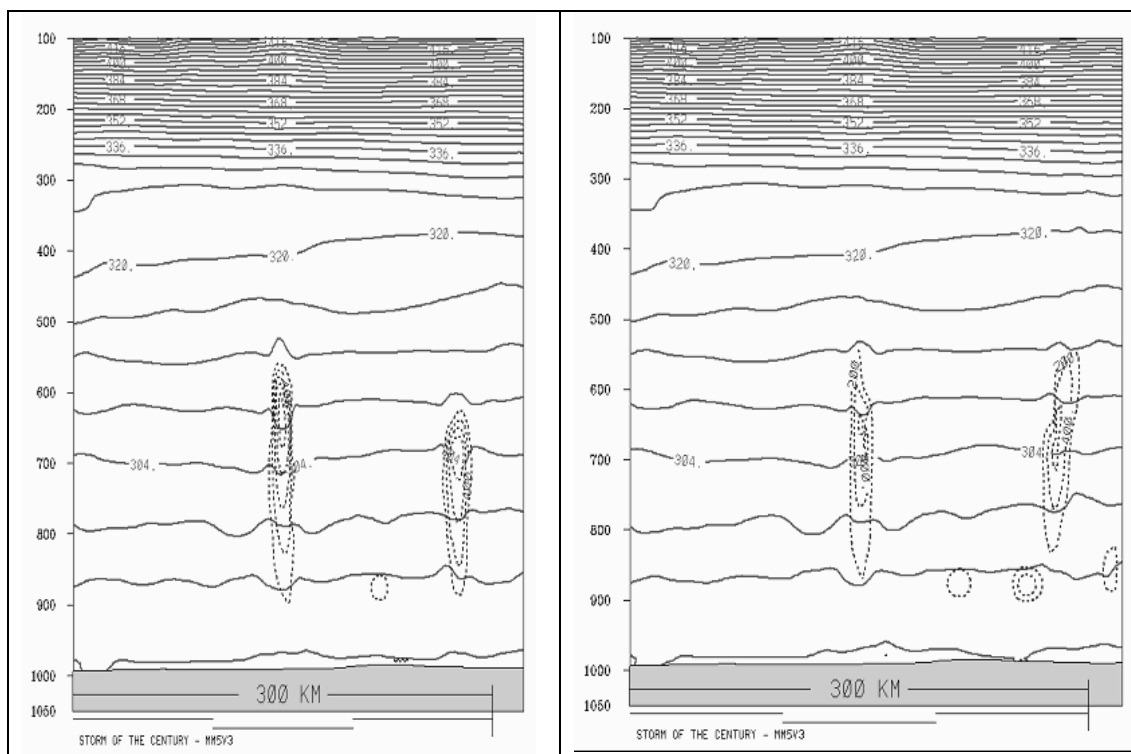
E tanulmányban a zivatarfelhők szerkezetét jellemző állapotjelzők (a vertikális sebesség, a vízcseppek, a hódara és a hókrisztályok keverési aránya) és a talaj víztároló képességét meghatározó szabadföldi vízkapacitás közötti kapcsolatot elemeztük. Megmutattuk, hogy a talaj víztároló képességének nagysága (a θ_f^1 értékű talajok több víz tárolására képesek, mint a θ_f^2 értékű talajok) meghatározó tényező nemcsak klimatológiai (Ács *et al.*, 2005a), hanem meteorológiai vonatkozásban is. Ugyanis a zivatar-tevékenység s ezen keresztül a kapott csapadékmező és a zivatarfelhő szerkezete rendkívül érzékeny a θ_f parametrizálására. Ez az érzékenység annál nagyobb, minél nedvesebb a talaj (Horváth *et al.*, 2006). A száraz talajok esetében ez az érzékenység kicsi. Ebben az esetben viszont a θ_w (a hervadásponthoz tartozó talajnedvesség-tartalom) parametrizálása fontos. A θ_w parametrizálásával kapcsolatos érzékenységi vizsgálat azonban már a jövőbeni kutatások tárgya.

Köszönetnyilvánítás:

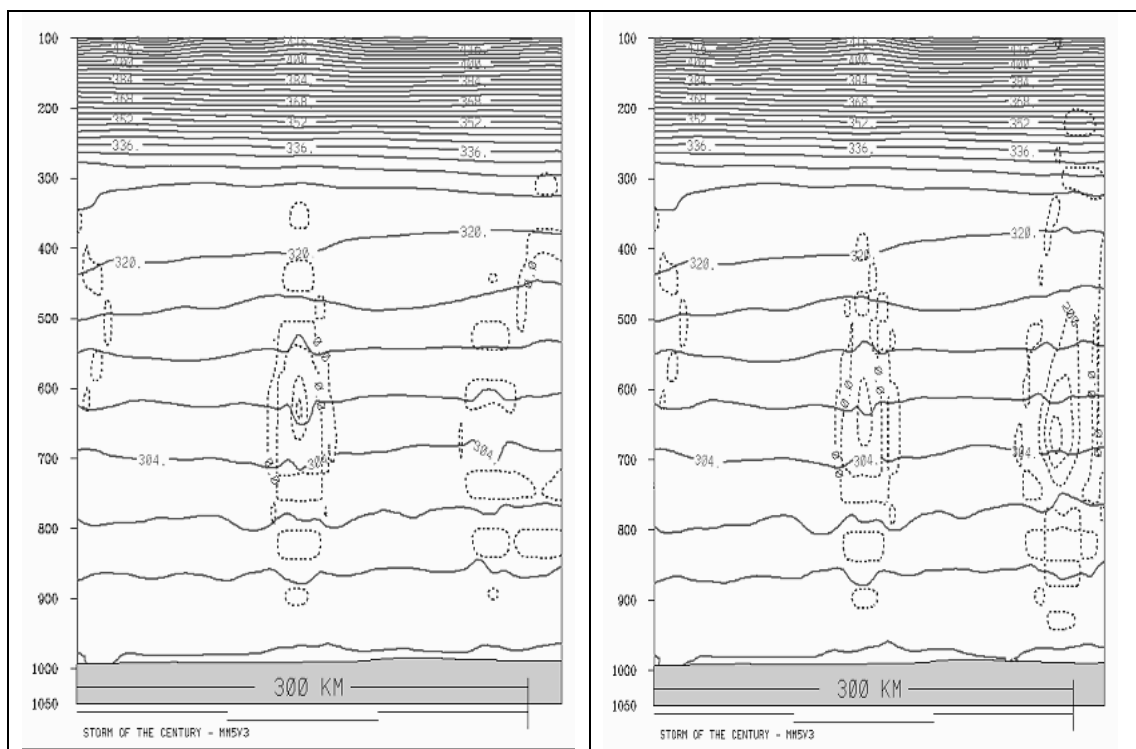
E tanulmány a Jedlik Ányos Program 2005 (a szerződés azonosítója: OM-00103/2005) és az OTKA T 043010-es nyilvántartási számú projekt támogatásával készült el.



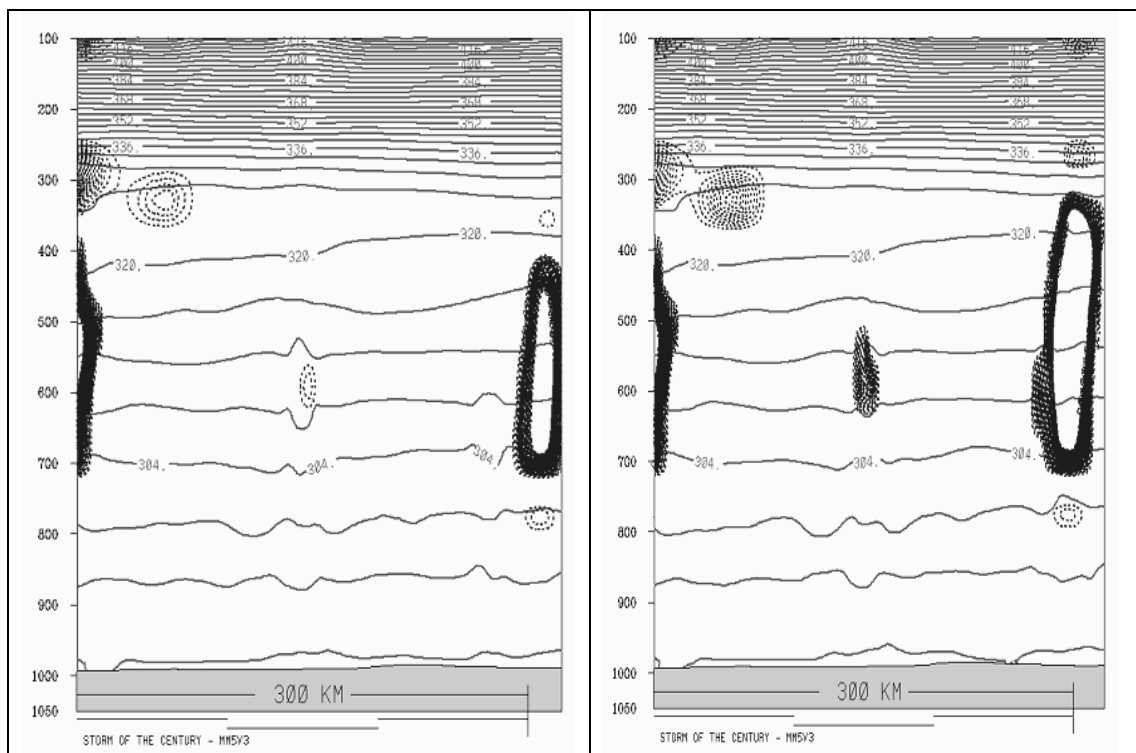
6. ábra. A referencia (balra) és a kísérleti esetre (jobbra) vonatkozó vertikális sebességek vertikális metszete. A metszetet az 5. ábrán látható egyenes mentén szerkesztettük meg. A vertikális sebességet kifejező izovonalak 50 cm s^{-1} léptékűek. A vízszintes irányú izovonalak potenciális hőmérsékleteket ábrázolnak.



7. ábra. A referencia (balra) és a kísérleti esetre (jobbra) vonatkozó vízcseppek keverési arányának vertikális metszete. A metszetet az 5. ábrán látható egyenes mentén szerkesztettük meg. Az izovonalak 200 mg kg^{-1} léptékűek.



8. ábra: A referencia (balra) és a kísérleti esetre vonatkozó (jobbra) hódara keverési arányának vertikális metszete. A metszetet az 5. ábrán látható egyenes mentén szerkesztettük meg. Az izovonalak 200 mg kg^{-1} léptékűek.



9. ábra: A referencia (balra) és a kísérleti esetre vonatkozó (jobbra) hókristály keverési arányának vertikális metszete. A metszetet az 5. ábrán látható egyenes mentén szerkesztettük meg. Az izovonalak 20 mg kg^{-1} léptékűek.

Irodalomjegyzék

- Avissar, R. and Liu, Y., 1996: Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. *J. Geophys. Res.* 101, 7499–7518.
- Ács F. és Lőke Zs., 2001: A fizikai talajféleség hatásának szimulációja a talajfelszíni nedvesség-változására. *Agrokémia és Talajtan* 50, 457–468.
- Ács, F., 2005: On transpiration and soil moisture content sensitivity to soil hydrophysical data. *Boundary-Layer Meteor.* 115, 473–497.
- Ács F., Breuer, H., Tarczay K. és Drucza M., 2005a: A talaj és az éghajlat közötti kapcsolat modellezése. *Agrokémia és Talajtan* 54. No 3-4, 257–274.
- Ács F., Horváth Á. és Geresdi I., 2005b: Numerikus vizsgálatok a talaj szerepéről a meteorológiában. *Légkör* 50. évf., 3. szám, 27–32.
- Benjamin, S. G. and Carlson, T. N., 1986: Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment, I, Three-dimensional simulations. *Mon. Weat. Rev.* 114, 307–329.
- Betts, A. K., 1992: FIFE atmospheric boundary layer budget methods. *J. Geophys. Res.* 97, 18523–18531.
- Betts, A. K., Ball, J. H., Beljaars, A. C. M., Miller, M. J. and Viterbo, P., 1994: Coupling between land-surface boundary-layer parameterizations and rainfall on local and regional scales. Lessons from the wet summer of 1993. *Fifth Conference on Global Change Studies*, 174–181, AMS, Boston.
- Braun, F. J. and Schädler, G., 2005: Comparison of Soil Hydraulic Parameterizations for Mesoscale Meteorological Models. *J. Appl. Meteor.* 44, 1116–1132.
- Chang, J. T. and Wetzel, P. J., 1991: Effects of spatial variations of soil moisture and vegetation on the evolution of a prestorm environment: A case study. *Mon. Wea. Rev.* 119, 1368–1390.
- Chen, F. and Avissar, R., 1994a: The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. *J. Appl. Meteor.* 33, 1323–1340.
- Chen, F. and Avissar, R. 1994b: Impact of land-surface moisture variabilities on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. *J. Appl. Meteor.* 33, 1382–1394.
- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y., Pan, H. L., Koren, V., Duan, Q. Y., Ek, M. and Betts, A., 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.* 101, 7251–7268.
- Chen, F. and Dudhia, J., 2001: Coupling and Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I. Model Implementation and Sensitivity. *Mon. Weat. Rev.* 129, 569–585.
- Clapp, R. B. and Hornberger, G. M., 1978: Empirical Equations for Some Hydraulic Properties. *Water Resour. Res.* 14, 601–604.
- Clarke, R. H., 1990: Modeling mixed layer growth in the Koorin experiment. *Aust. Meteorol. Mag.* 38, 227–234.
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Mon. Weat. Rev.* 124, 1767–1785.
- Dudhia, J., 1993: A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.* 121, 1493–1513.
- Eltahir, E. A. B. and Pal, J. S., 1996: Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms. *J. Geophys. Res.* 101, 26237–26245.
- Findell, K. L. and Eltahir, E. A. B., 2003: Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions: Three-dimensional wind effects. *J. Geophys. Res.* 108, No. D8, 8385, doi: 10.1029/2001JD0015152003.
- Fodor N. és Rajkai K., 2005: Számítógépes program a talajok fizikai és vízgazdálkodási jellemzőinek egyéb talajjellemzőkből történő számítására. *Agrokémia és Talajtan* 54, 25–40.
- Früh, B. and Wirth, V., 2002: The role of surface wet-bulb temperature for subsequent convective rainfall in midlatitudes. *Poster presentation at European Geophysical Society, XVII General Assembly*, April 22-26, Nice, France. [Pdf-document on <http://www.staff.uni-mainz.de/frueh/publics.html>].
- Grasso, L. D., 2000: The numerical simulation of dryline formation on soil moisture. *Mon. Weat. Rev.* 128, 2816–2834.
- Grell, G., Dudhia, J. and Stauffer, D., 1994: A description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR*, 117 pp.
- Hillel, D., 1980: Applications of Soil Physics. *Academic Press*, 385 pp.
- Hodnett, M. G. and Tomasella, J., 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.

- Horváth, Á., Ács, F. and Geresdi, I., 2006: Modelling of severe convective storms in Hungary on April 18., 2005. *Poster presentation*, 2nd International Symposium on Quantitative Precipitation Forecasting and Hydrology, June 4-8, 2006, Boulder, USA.
- Horváth Á., Ács F. Geresdi I. és Breuer, H., 2006: A zivatar és a talaj kapcsolata. *Poszter prezentáció*, 3. Magyar Földrajzi Konferencia, 2006. szept. 6-7., Budapest.
- Janic, Z. I., 1990: The step mountain coordinate: Physical package. *Mon. Weat. Rev.* 118, 1429–1443.
- 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.
- Lanicci, J. M., Carlson, T. N. and Warner, T. T., 1987: Sensitivity of the great plains severe-storm environment to soil moisture distribution. *Mon. Weat. Rev.* 115, 2660–2673.
- Li, B. and Avissar, R., 1994: The impact of spatial variability of land-surface heat fluxes. *J. Clim.* 7, 527–537.
- Lee, T. J. and Pielke, R. A., 1992: Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteor.* 31, 480–484.
- Mahrt, L. and Ek, M., 1984: The Influence of Atmospheric Stability on Potential Evaporation. *J. Climate Appl. Meteor.* 23, 222–234.
- Mahrt, L. and Pan, H. L., 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary-Layer Meteor.* 29, 1–20.
- Marshall, T. J., Holmes, J. W. and Rose, C. W., 1996: Soil Physics, Third edition, *Cambridge University Press*, ISBN 0-521-45766-1, 453 pp.
- Monin, A. S. and Obukhov, A. M., 1954: Basic Laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr. Akad. Nauk. SSSR Geofiz. Inst.* 24, 163–187.
- Nemes, A., 2003: Multi-scale hydraulic pedotransfer functions for Hungarian soils. *PhD Dissertation*, Wageningen University, The Netherlands.
- Noilhan, J. and Planton, S., 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weat. Rev.* 117, 536–549.
- Oncley, S. P., and Dudhia, J., 1995: Evaluation of surface fluxes from MM5 using observations. *Mon. Wea. Rev.* 123, 3344–3357.
- Pan, H. L. and Mahrt, L., 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary-Layer Meteor.* 38, 185–202.
- Pan, Z., Takle, E., Segal, M. and Turner, R., 1996: Influences of model parameterization schemes on the response of rainfall to soil moisture in the central United States. *Mon. Weat. Rev.* 124, 1786–1802.
- Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A* 193, 120–195.
- Pielke, R. A., Dalu, G., Snook, J. S., Lee, T. and Kittel, T. G. F., 1991a: Nonlinear influence of mesoscale land use on weather and climate. *J. Clim.* 4, 1053–1069.
- Pielke, R. A., Song, A., Michaels, P. J., Lyons, W. A. and Arritt, R. W., 1991b: The predictability of sea-breeze generated thunderstorms. *Atmosfera* 4, 65–78.
- Pielke, R. A., 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys.* 39, 151–177.
- Reisner, J., Rasmussen, R. M. and Bruintjes, R. T., 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 124, 1071–1107.
- Rabin, R. M., Stadler, S., Wetzel, P. J., Stensrud, D. J. and Gregory, M., 1990: Observed effects of landscape variability on convective clouds. *Bull. Am. Meteor. Soc.* 71, 272–280.
- Segal, M., Garratt, J. R., Kallos, G. and Pielke, R. A., 1989: The impact of wet soil and canopy temperatures on daytime boundary-layer growth. *J. Atmos. Sci.* 46, 3673–3684.
- Segal, M., Arritt, R. W., Clark, C., Rabin, R. and Brown, J., 1995: Scaling evaluation of the effect of surface characteristics on potential for deep convection over uniform terrain. *Mon. Weat. Rev.* 123, 383–400.
- Sridhar, V., Elliott, R. L., Chen, F. and Brtze, J. A., 2002: Validation of the NOAA-OSU land surface model using surface flux measurements in Oklahoma. *J. Geophys. Res.* 107, No. D20, 4418, doi: 10.1029/2001JD001306.
- van Genuchten, M. Th., 1980: A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 44, 892–898.

A FELHŐKBEN LEJÁTSZÓDÓ FOLYAMATOK KAOTIKUS MODELLEZÉSE

Tél Tamás

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Fizikai Intézet, Elméleti Fizikai Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: tel@general.elte.hu

Összefoglalás – Áramló folyadékban a véges méretű részecskék sebessége eltér a folyadék sebességétől. Mozgásegyenletük pontosan ismert és elegendően kis részecskékre két dimenziótlan paraméterrel jellemezhető: a Stokes-számmal és az ülepedési sebességgel. A Stokes-szám a mozgásegyenletben egyfajta disszipációnak felel meg. Az adott méretű részecskék ezért már egyszerű áramlásokban is egy kaotikus attraktor felé tartanak a folyadék valódi terében. Ennek következtében az aszimptotikus részecske-eloszlás fraktál szerkezetű lesz. Kimutatjuk, hogy az adott helyen mért becsapódási idők különbségei egy fraktál halmazt alkotnak, éppúgy, mint az adott szintre érkező részecskék által alkotott sűrűségben kialakuló szakadások. Mindkét fraktál mérőszám kapcsolatos az attraktor dimenziójával. A kaotikusan mozgó esőcseppek egyenként történő követése, egyfajta „molekula dinamika”, ami új megközelítést jelenthet a felhőfizikában a szokásos stochasztikus leírás mellett.

A 32. Meteorológiai Tudományos Napokon elhangzott előadások anyaga megtalálható az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapján (www.met.hu).

Felhőfizikai folyamatok parametrizációja mezoskálájú modellekben

Kullmann László

Országos Meteorológiai Szolgálat, Numerikus Modellező és Éghajlat-dinamikai Osztály
1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1., e-mail: kullmann.l@met.hu

Összefoglalás – A numerikus modellekben azon légköri folyamatokat, amelyek explicit leírása túl komplex (és ily módon túl számításigényes lenne), illetve amelyek skálája kisebb a ráctávolságnál (pl. konvekció, gravitációs hullám-ellenállás) parametrizációval vesszük figyelembe. Különösen fontos és ugyanakkor nehéz a felhőfizikai folyamatok pontos leírása, hiszen számos mikrofizikai folyamatot (felhő- és esőcseppek kialakulása illetve kölcsönhatása, párolgás, fázisátalakulás, stb.) kell figyelembe venni, amelyek közül ráadásul többe csak részlegesen ismerünk.

Az előadásban két mezoskálájú modellt, az ALADIN és az AROME felhőfizikai parametrizációit mutatjuk be, kihangsúlyozva a két modell közti hasonlóságot és különbséget. Az ALADIN modell a felhőzet és a nagyskálájú csapadékmennyiség leírására egy egyszerű diagnosztikai sémát használ, s külön séma veszi figyelembe a szubgrid skálájú konvektív folyamatokat. Ezzel szemben az AROME modell sokkal részletesebb parametrizációval rendelkezik, a felhőfizikai folyamatokat prognosztikai sémákkal írja le (5 prognosztikai változó a különböző vízfázisokra). A rácsfelbontásból adódóan (2,5 km horizontálisan) a konvektív folyamatok leírására már nem alkalmaz parametrizációs sémát, mivel ezen a skálán azokat explicit módon veszi figyelembe.

Bevezetés

Napjainkban a mezoskálájú modellek térbeli felbontása néhány kilométer, az integrálási hossz 1-2 nap. Alkalmazásuk elsődleges célja az, hogy ezen a skálán minél pontosabban tudjuk leírni a légköri, köztük a felhőfizikai folyamatokat, mivel ezek kulcsszerepet játszanak a veszélyes időjárási helyzetet okozó csapadékképződésben, valamint fontos a modell által számított többi folyamatra (pl. sugárzás, felszíni folyamatok) gyakorolt hatásuk is. A felhőfizikai folyamatok kis skálán zajlanak le, és sokféle folyamatot kell figyelembe venni, ezért pontos leírásuk igen bonyolult és számításigényes. Ugyanakkor a modellek operatív alkalmazása miatt fontos, hogy az integrálási idő minél rövidebb legyen. Emiatt kompromisszumot kell kötni a pontosság és a számítási idő között. Erre a kompromisszumra jó példa az alábbi két mezoskálájú modell (ALADIN, AROME).

Az ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International) egy korlátos tartományú, spektrális, hidrosztatikus numerikus modell (Horányi *et al.*, 1996). Az ARPEGE (Action de Recherche Petit Echelle Grande Echelle) globális modelltől fejlesztették ki. Elsődleges célja az volt, hogy az ARPEGE által előállított mezők nagy felbontású dinamikai adaptációját számolja (tehát a kezdeti feltételt az ARPEGE modelltől vette). Az ALADIN és az ARPEGE modell parametrizációja kezdetben teljesen megegyezett. Lévén, hogy az ARPEGE globális modell, a felhőfizikai folyamatok leírása egyszerű diagnosztikai sémákra korlátozódik. A mikrofizikai folyamatokat (autokonverzió, kollektió, stb.) nem veszi figyelembe, a nagy skálájú csapadék és a felhőzet egyszerűen a vízgőz telítettségének függvénye. A csapadék halmazállapotának meghatározásához is egy egyszerű diagnosztikai számolást használ.

Az ALADIN modellnek létezik egy újabb, jelenleg még nem operatív felhőfizikai parametrizációja is, amelyben a felhőcsepp és csapadékcsepp már prognosztikai változó, és a csapadék párolgásán kívül figyelembe veszi az

autokonverziót, a koagulációt és az ülepedést is. Ugyanakkor a részecskék halmazállapotát továbbra is csak diagnosztikai úton határozza meg.

A számítógépkapacitás növekedésével lehetőség nyílt egy olyan mezoskálájú modell kifejlesztésére, amely a fentieknél sokkal pontosabb leírást ad a felhőfizikai folyamatokra. Az AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle) mezoskálájú modell (Seity *et al.*, 2005) az ALADIN modell nem-hidrosztatikus dinamikáját és a MESO-NH francia kutatói modell fizikai parametrizációs csomagját (felszín, turbulencia, konvekció, mikrofizika) tartalmazza. Az AROME tehát az ALADIN modellcsalád része, a jövőben a két modellt (ALADIN, AROME) együtt fejlesztik. A mikrofizikai parametrizáció 6 prognosztikai változót tartalmaz (vízgőz, felhővíz, eső, jégkristály, hó, hódara), és részletesen leírja a felhőkben lezajló, kevert fázisú folyamatokat is.

A csapadék és a felhőzet parametrizációja az ALADIN modellben

Mint azt a bevezetőben említettük az ALADIN modellben a felhőfizikai folyamatok parametrizációja egyszerű diagnosztikai sémákra korlátozódik. A parametrizáció során az alábbi feltételezésekkel él:

- Mivel egyetlen prognosztikai változó a vízgőz, ezért a légkörben keletkezett kondenzált részecske egy időlépésben elhagyja a légkört, tehát vagy elpárolog, vagy kihullik csapadékként.
- A kihulló csapadék hőmérséklete, horizontális sebessége megegyezik a környezetével az adott vertikális szinten.
- A csapadék halmazállapotának meghatározása diagnosztikai úton történik, egy egyszerű hőmérsékletfüggő formula segítségével.

A csapadék diagnosztizálása két úton történik: a nagyskálájú, és a konvektív csapadék parametrizálásával. Mivel az ALADIN modell horizontális felbontása 10 km-es nagyságrendbe esik, figyelembe kell vennünk a szubgrid skálán lezajló, csapadékot képező folyamatokat is. A dolgozatban csak a nagyskálájú csapadék meghatározásával foglalkozunk.

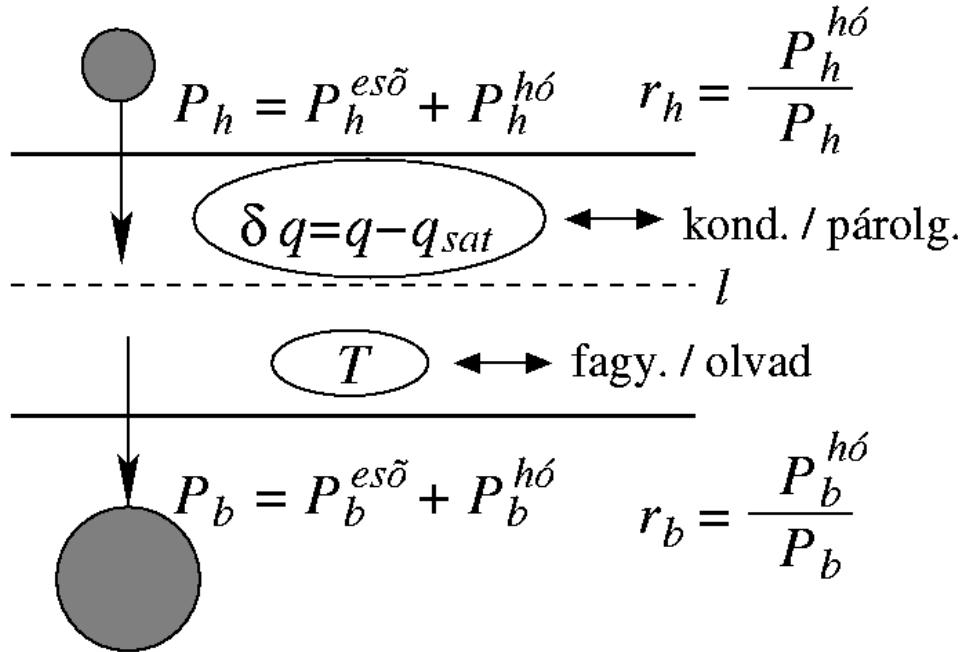
A nagyskálájú csapadék parametrizációja

A parametrizáció során az egyes modellszinteken felülről lefelé haladva számoljuk a kialakult csapadékfluxust. Az l -edik modellszintből kilépő csapadékfluxus értéke függ a bejövő fluxus, P_h , mennyiségétől, és a rácsdobozban érvényes túltelítettség, $\delta q = q - q_{sat}$, mértékétől, ahol q a specifikus nedvesség, és $q_{sat}(T, p)$ a telített specifikus nedvesség, ahol T a hőmérséklet, p a nyomás (*1. ábra*).

Amennyiben túltelítettség van, azaz $\delta q > 0$, kondenzáció történik. Ebben az esetben azzal a feltételezéssel élünk, hogy a kondenzálódott víz teljes mértékben csapadékká alakul, tehát az l -edik modellszintről kilépő csapadékfluxus, P_b , a túltelítettség mértékével növekszik:

$$P_b = P_h + \delta q (\Delta p / g \Delta t) . \quad (1)$$

A fenti egyenletben a $(\Delta p / g\Delta t)$ faktor ahhoz szükséges, hogy a specifikus nedvességet fluxus dimenziójúra konvertáljuk, ahol Δp a vertikális nyomáskülönbség, és Δt az időlépcső.



1. ábra. Az ALADIN modellben alkalmazott nagyskálájú csapadék parametrizációjának illusztrálása. Az ábra egy vertikális oszlop l -edik szintjét mutatja. A belépő (P_h) és a kilépő (P_b) csapadékfluxusok különbsége a rácsdoboz telítettségének függvénye, míg a csapadékfluxus hó hányadának (r_b) változása a rácsdoboz hőmérsékletétől függ.

Abban az esetben, ha $\delta q < 0$, a rácsdoboz telítetlen lesz, tehát a bejövő csapadék-fluxus csökken (a csapadék egy része elpárolog). A csapadékfluxusnak a párolgás hatására kialakuló vertikális divergenciája az alábbi alakban írható:

$$\frac{dP}{dz} = \int_0^{\infty} \frac{dm(D)}{dt} n(D) dD, \quad (2)$$

ahol $d[m(D)]/dt$ az m tömegű csapadékcsepp párolgási sebessége, ami az átmérő (D) és a nedvesség telítési értéktől való eltérésének ($q_{sat} - q$) függvénye. A diffúziós növekedési elmélet alapján (Rogers és Yau, 1989) a csapadékcsepp párolgási sebességét az alábbi alakban írhatjuk: $d[m(D)]/dt \sim D^\beta (q_{sat} - q)$. Feltesszük továbbá, hogy a csapadék-cseppek méreteloszlása a Marshall-Palmer törvényt követi:

$$n(D) dD = N_0 \exp(-\lambda D) dD,$$

amelyet behelyettesítve a (2) egyenletbe megkapjuk a csapadékfluxus vertikális divergenciáját. A csapadékfluxus az alábbi egyenlettel írható le:

$$P = \int_0^{\infty} v(D) m(D) n(D) dD, \quad (3)$$

ahol $v(D) \sim D^b$ a D átmérőjű csepp esési sebessége. A (2) és (3) egyenleteket összevonva, némi egyszerűsítés után (bővebben ld. *Gerard*, 2001) megkapjuk, az l -edik modellszintről kilépő csapadékfluxus értékét:

$$\sqrt{P_b} = \sqrt{P_h} - E_{vap} (q_{sat} - q). \quad (4)$$

Az E_{vap} párolgási együtthatóval a csapadék különböző halmazállapotait is figyelembe vettük. Jelölje $r_h = P_h^{hó} / P_h$ a teljes bejövő csapadékfluxus hó hányadát, akkor $E_{vap} \sim (1 - r_h(1 - RV))$, és RV a hó és az eső párolgási sebességének hányadosa.

Feltesszük, hogy a párolgás során nem változik a csapadékfluxus hó hányada. Kondenzáció esetén azonban figyelembe kell vennünk, hogy a rácsdoboz környezetének hőmérsékletétől függően a kondenzáció különböző halmazállapotban történhet, valamint a rácsdobozon keresztül hulló csapadék megolvadhat, vagy megfagyhat. A kilépő csapadékfluxus hó hányada az alábbi alakban írható:

$$r_b = \underbrace{\delta_T - (\delta_T - r_h)P_h / P_b}_{\text{kondenzáció}} + \underbrace{E_{melt}(T_t - T)}_{\text{olvadás / fagyás}}, \quad \text{és} \quad \delta_T = \begin{cases} 1, & \text{ha } T < T_t \\ 0, & \text{ha } T > T_t \end{cases}. \quad (5)$$

A fenti kifejezésben az első kapcsos tag azt írja le, hogy a környezet hőmérsékletének függvényében a kondenzáció szilárd, vagy folyékony halmazállapotban történik-e. A második tag pedig az olvadás/fagyás, ahol az olvadási együttható (E_{melt}) függ a bejövő csapadékfluxus hó hányadától, a párolgási együtthatóhoz hasonlóan.

Felhőzet diagnosztika

Mivel az ALADIN modellben nincs prognosztikai kondenzált víz fázis, tehát a keletkezett kondenzált víz egy időlépcsőben elhagyja a légkört, ezért egy alkalmas parametrizáció szükséges a felhőzet meghatározásához.

Hasonlóan a csapadékszámításhoz, azzal a feltételezéssel élünk, hogy a kondenzált vízfázis mennyisége a vízgőz túltelítettségének függvénye. Jelölje Δq_{exc} a rendelkezésre álló vízgőzt, $\Delta q_{exc} = q - r_c q_{sat}$, ahol r_c a kritikus minimális relatív nedvesség, amely a felhővíz megjelenéséhez szükséges. Ebből a nagyskálájú folyamatokból származó kondenzált vízmennyiséget az alábbi formulával számíthatjuk:

$$q_{1,i}^{strat} = q_{max} (1 - \exp\{-\alpha_s \Delta q_{exc} / q_{max}\}), \quad (6)$$

ahol α_s , és q_{max} beállítható paraméterek. A sugárzás parametrizációnál felhasznált felhőzetet (felhőhányad az adott rácsdobozban) a Xu-Randall parametrizációs sémával (*Xu és Randall*, 1996) számolhatjuk:

$$n = h^r \left(1 - \exp \left\{ - \frac{\alpha q_{l,i}}{((1-h)q_{sat})^\delta} \right\} \right), \quad (7)$$

ahol h a relatív nedvesség, és α , δ , r , beállítható paraméterek. Megjegyezzük, hogy a fenti kifejezésben a kondenzált víz mennyiségre a $q_{l,i}$ szerepel szemben a (6) egyenletben számolt $q_{l,i}^{strat}$ mennyiséggel. Ennek oka, hogy a (7) egyenletben a konvekció hatására kialakult kondenzált vízmennyiséget is figyelembe vettük, amelyet egy adott vertikális szinten a konvektív csapadékfluxus vertikális különbségéből számolhatunk.

Az ALADIN modell fejlettebb felhőfizikai parametrizációja

Abból a célból, hogy az előzőekben bemutatott parametrizációnál pontosabb leírást adjon a modell a felhőfizikai folyamatokra, ugyanakkor a számításigényt ne növelje meg túlságosan, az ALADIN modellben kifejlesztésre került egy prognosztikai felhőfizikai séma (Lopez, 2002), amelyet azonban még nem alkalmaznak operatíván.

A séma a vízgőzön kívül további két prognosztikai változóval rendelkezik: felhőcsepp (q_c), csapadékcsepp (q_p). A prognosztikai változók a különböző halmazállapotú részecskéket együttesen tartalmazzák, tehát pl. $q_c = q_{viz} + q_{jég}$. Mivel a modell nem kezeli külön prognosztikai változóval a különböző vízfázisokat, ezért minden időlépésben diagnosztizálja egy egyszerű hőmérsékletfüggő formulával a felhőcseppek jég hányadát, illetve a csapadék hó hányadát. Ezután a különböző mikrofizikai folyamatokat ezen diagnosztizált hányadokra számolja, majd a folyamat végén a különböző vízfázisok hozzájárulásait együttesen veszi figyelembe a prognosztikai egyenletben. A séma az alábbi folyamatokat veszi figyelembe: kondenzáció/párolgás, autokonverzió, kollektív folyamatok és csapadék ülepedése. Ezen folyamatok számítása a lényegét tekintve hasonló módon történik, mint a következőkben bemutatott AROME modell esetén, ezért itt nem térünk ki rá.

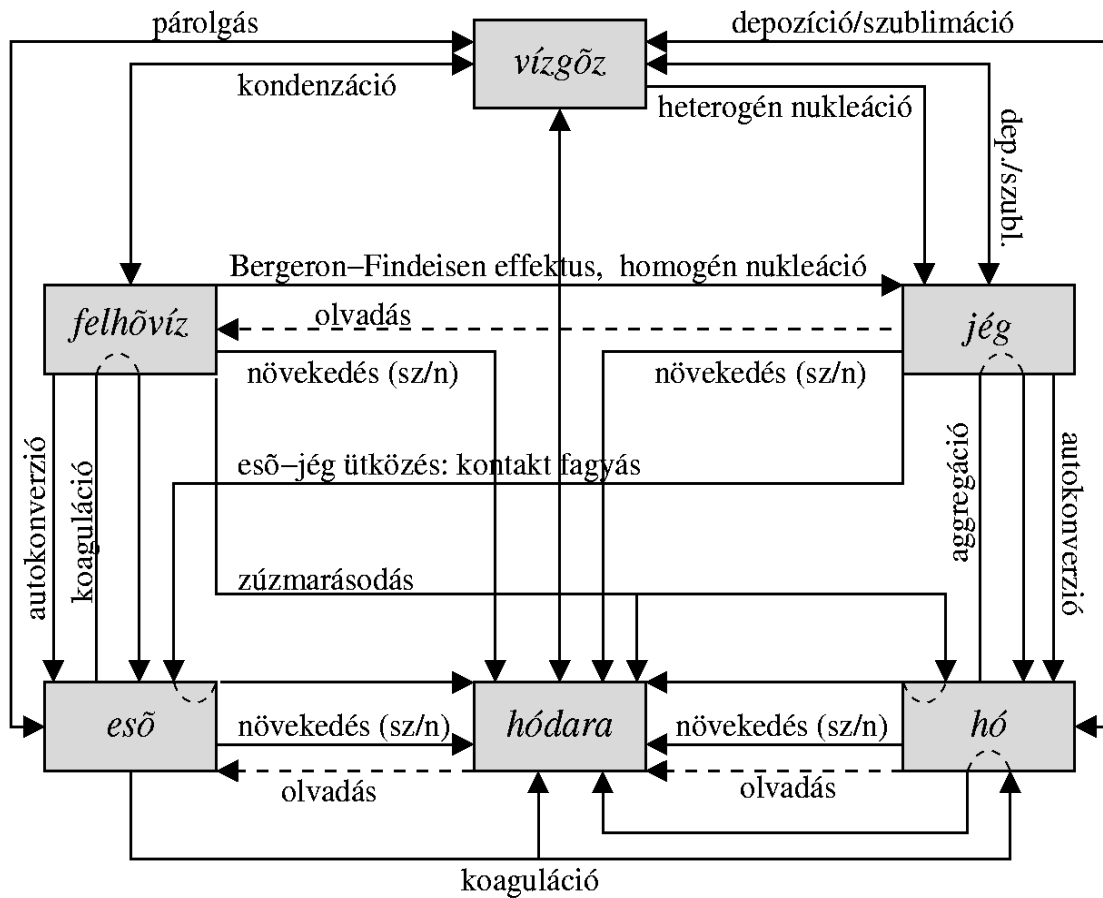
Mikrofizikai folyamatok parametrizációja az AROME modellben

Az AROME modell a vízgőzt és további 5 prognosztikus hidrometeor változót tartalmaz: felhővíz, felhőjég, eső, hó, hódara. A prognosztikus egyenleteket ezen változók keverési arányra írja fel, mert belátható, hogy az egyenletek alakja ebben az esetben a legegyszerűbb.

Mint a legtöbb mezoskálájú modellben, itt is azon alapfeltevéssel él, hogy a kondenzált hidrometeorok méreteloszlása egy folytonos eloszlásfüggvénnyel adható meg. Az AROME modell az általános gamma eloszlásfüggvényt használja:

$$n(D)dD = Ng(D) = N \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^\nu D^{\nu-1} \exp\{-(\lambda D)^\alpha\}, \quad (8)$$

ahol $N = C\lambda^\nu$ a teljes koncentráció szám, és a C , α , ν paraméterek az adott hidrometeortól függenek.



2. ábra. Az AROME modell által figyelembe vett mikrofizikai folyamatok szemléltetése.

A csapadékot képző részecskék (eső, hó, hódara) esetén $\alpha = \nu = 1$, amelyre a (8)-as egyenlet a Marshall-Palmer eloszlást adja vissza. Továbbá feltételezi, hogy a D átmérőjű részecskék tömege és esési sebessége az átmérő valamely hatványával arányos: $m(D) = aD^b$, $v(D) = cD^d (\rho_{00} / \rho_d)^{0,4}$, ahol az utolsó tag egy korrekció a levegő sűrűségéhez, ρ_{00} , a levegő sűrűsége a p_{00} referencianyomáson. A fenti összefüggések lehetővé teszik, hogy felhőfizikai folyamatokban alkalmazott legtöbb számítás analitikusan integrálható legyen, például a (8) egyenletben ismertetett eloszlás p -edik momentuma, $M(p)$ az alábbi alakban írható:

$$M(p) = \int_0^{\infty} D^p g(D) dD = \frac{\Gamma(\nu + p / \alpha)}{\Gamma(\nu) \lambda^p} . \quad (9)$$

Az AROME modell a felhőfizikai folyamatok alábbi kategóriáit veszi figyelembe (ld. 2. ábra): autokonverzió, párolgás, olvadás, kollektív folyamatok, nukleáció, üledés. A fenti kategóriák közül különösen fontos a kollektív, hiszen számos kölcsönhatás írható le ezzel, többek között az eső koagulációja, az aggregáció, vagy a zúzmarásodás. Általánosan a kollektív folyamatok az alábbi kifejezéssel írhatóak le:

$$\left. \frac{\partial r}{\partial t} \right|_{\text{COLL}} = \frac{1}{\rho} \int_0^{\infty} \left\{ \int_0^{\infty} K(D_x, D_y) m_y(D_y) n_y(D_y) dD_y \right\} n_x(D_x) dD_x, \quad (10)$$

ahol $K(D_x, D_y)$ a kollektációs mag, amely az alábbi alakban írható:

$$K(D_x, D_y) = \underbrace{\frac{\pi}{4} (D_x + D_y)^2}_{\text{ütközési terület}} \underbrace{|v_x(D_x) - v_y(D_y)|}_{\text{relatív sebesség}} \underbrace{E_{xy}}_{\text{ütközési együttható}}. \quad (11)$$

Azon esetekben, amikor a kollektációs folyamatban résztvevő egyik részecske (pl. jég, felhővíz) sebessége és mérete elhanyagolható a másikhoz képest, feltehetjük, hogy $K(D_x, D_y) \cong K(D_x) \sim D_x^{d_x+2}$, és ezért a (10) egyenlet két szeparálható integrálra esik szét, amelyet analitikusan megoldhatunk, felhasználva a (9) összefüggést:

$$\left. \frac{\partial r}{\partial t} \right|_{\text{COLL}} = \frac{1}{\rho} \underbrace{\int_0^{\infty} m_y(D_y) n_y(D_y) dD_y}_{\rho r_y} \underbrace{\int_0^{\infty} K(D_x) n_x(D_x) dD_x}_{N_x M(d_x+2)} \sim r_y N_x M(d_x+2) E_{xy}. \quad (12)$$

Az AROME modell megkülönböztet meleg felhőben lezajló folyamatokat, illetve kevert fázisú folyamatokat. Az utóbbiak között is vannak gyorsan és lassan (pl. nukleáció, depozíció, aggregáció, autokonverzió) lezajló folyamatok. A modell végül külön kezeli a felhővíz párolgását, illetve a jég szublimációját. Ezen folyamatok sokkal gyorsabban lezajlanak, mint a többi, ezért egy implicit, „telítéshez hangolás” eljárást alkalmaz (Langlois, 1973).

Meleg felhővíz folyamatok

Autokonverzió

Az egyetlen folyamat, amely az esőcseppek inicializációját eredményezi. Számítása a Kessler-sémán (Kessler, 1969) alapszik. Feltételezi, hogy az autokonverziós ráta lineáris függvénye a felhővíz mennyiségnek (ρ_d , r_c), de csak egy kritikus küszöbérték felett alakul ki:

$$\left. (\partial r / \partial t) \right|_{\text{autokonv}} = k \max(0, r_c - q_{\text{crit}} / \rho_d). \quad (13)$$

Koaguláció

A lehulló esőcseppek ütköznek a felhővízzel, amely során növekednek. Ezt egy kollektációs folyamatnak tekinthetjük (ld. (10) egyenlet), amelyben az ütközési együttható: $E_{cr} = 1$. Mind a koaguláció, mind az autokonverzió korlátozva van a rendelkezésre álló felhővíz mennyiség által, a modell a koagulációt számolja először.

Eső párolgása

Abban az esetben, ha az esőcseppek telítetlen légrézbe érnek, párologni kezdenek. Ahogy azt az ALADIN modell számításánál láttuk, a D átmérőjű esőcsepp párolgási sebessége a környezet telítettségének, $(r_{vs} - r_v)$, függvénye.

$$\frac{dm(D)}{dt} = 2\pi \bar{f} \frac{1}{F_k + F_d} \frac{r_{vs} - r_v}{r_{vs}} D . \quad (14)$$

A fenti kifejezésben szereplő \bar{f} átlagos ventillációs együtthatón keresztül figyelembe veszi az áramlási effektust is, nevezetesen, hogy a mozgó csapadékrészecske körül elhelyezkedő vízgőz mező nem gömbszimmetrikus. A ventillációs együttható a Reynolds-szám függvénye. A (14) egyenletben szereplő F_k tag a levegő molekuláris hőmérsékleti diffúziójával (termál konduktivitásával), míg F_d a vízgőz diffúziójával kapcsolatos.

Kondenzáció

Mint korábban említettük a vízgőz kondenzációja sokkal gyorsabb folyamat, mint a többi, így nem kezelhetjük expliciten. Egy implicit, telítéshez való hangolást alkalmazunk, amely a következőt jelenti. Tegyük fel, hogy miután meghatároztuk az explicit forrástagokat, a hőmérséklet, illetve vízgőz keverési aránya T^* , és r_v^* . A kondenzáció után kialakuló hőmérsékletet úgy határozhatjuk meg, hogy az alábbi függvény zérus helyét megkeressük:

$$F(T) = (T - T^*) + \frac{L_v(T)}{C_p} (r_{vs}(T) - r_v^*) . \quad (15)$$

A kondenzáció hatására bekövetkező keverési arány változás pedig az alábbiakkal egyenlő:

$$\left. \frac{\partial r_c}{\partial t} \right|_{kond} = \frac{r_v^* - r_{vs}}{\Delta t} . \quad (16)$$

Ülepedés

A meleg felhőben lezajló ülepedési folyamatot a kevert fázisú folyamatoknál tárgyaljuk.

Kevert fázisú folyamatok

Nukleáció

Az elemi jégkristályok egyetlen kialakulási módja a nukleáció, amelyen belül kétféle folyamatot különböztetünk meg, a heterogén, és a homogén nukleációt. A felhőcseppek spontán fagyása (homogén nukleáció) csak erősen túlhűtött levegő esetén történhet

(−40 °C körül). Abban az esetben azonban ha a levegő tartalmaz nukleációs magvakat a jégkristály kialakulása a felhővízből már magasabb hőmérsékleten is megtörténhet. Ez utóbbit nevezzük heterogén nukleációnak.

Depozíció

Hó, illetve hódara növekedésének egyik forrása a vízgőz depozíciója. Ezt a folyamatot hasonlóan az esőcseppek párolgásához a diffúziós növekedési elmélet segítségével írhatjuk le, tehát a szilárd csapadék keverési arányának tendenciáját, $\partial r_{s,g} / \partial t$, a (14) egyenlettel adhatjuk meg. Itt megjegyezzük, hogy a jégkristályok is növekedhetnek depozíció által, de ezt a vízgőz kondenzációjával egyetemben implicit módon kezeljük.

Bergeron-Findeisen effektus

Kevert fázisú felhőkben a felhővíz és jégkristály részecskék együttesen megtalálhatóak. Mivel a vízgőz telítési nyomása jég felett mindig kisebb, mint víz felett, ezért egy szisztematikus folyamat alakul ki, a felhővíz elpárolog, és lerakódik a jégkristályra. Ez a folyamat független a vízgőz kondenzációjától, illetve depozíciójától, intenzitása a vízgőz mennyiségének megváltozásától függ. A Bergeron-Findeisen (BF) effektus során a felhővíz párolgási rátája megegyezik a vízgőz jégkristályra történő depozíciós rátájával, tehát a folyamat neutrális a vízgőz mennyiségére nézve. A jégkristály növekedésének parametrizálása a BF effektus hatására hasonló, mint a fent említett szilárd csapadék depozíciójára alkalmazott eljárás.

Jégkristályok autokonverziója

Az egyetlen folyamat, amely a hópelyhek kialakulásához vezet. A parametrizáció a Kessler-sémán alapszik, mint a meleg felhőben ismertett autokonverziós folyamat:

$$(\partial r / \partial t) \Big|_{\text{autokonv}} = k_{is} \max(0, r_i - r_i^{\text{crit}}),$$

ahol k_{is} az autokonverzió intenzitását megadó paraméter.

Kontakt fagyás

Abban az esetben, ha az esőcseppek jégkristályokkal ütköznek, az esőcseppek megfagynak, hódarát létrehozva ezáltal. Mivel a jégkristályok mérete és sebessége elhanyagolható az esőcseppekéhez képest, ezért a kollektív egyenlet egyszerűbb alakja (12) alkalmazható, továbbá feltesszük, hogy az ütközési együttható, $E_{ig} = 1$.

Aggregációs folyamatok

A hópelyhek esésük során ütközhetnek jégkristályokkal, felhőcseppekkel, vagy kisebb esőcseppel is. Jégkristályokkal való ütközés során növekedik a hópelyhek mérete, a folyamatot a (12) egyenlet alapján parametrizálhatjuk. Ebben az esetben azonban nem egyértelmű az ütközési együttható megválasztása. A jelen sémában egy hőmérsékletfüggő együtthatót használnak, amely a hőmérséklet növekedésével nő.

A hópelyhek felhőcseppekkel való ütközését zúsmarásodásnak nevezzük. Abban az esetben, ha a hópelyhek mérete nem halad meg egy alkalmasan megválasztott

kritikus méretet, $(D_s < D_s^{lim} = 7 \text{ mm})$, az aggregáció során növekszik a hópelyhek mérete. Abban az esetben, ha a hópelyhely mérete meghaladja a kritikus értéket, a keletkezett részecske hódara lesz. A zúzmarásodás esetén a (12) egyenlet már nem integrálható analitikusan, hiszen az egyenletben szereplő integrált nem a teljes méretspektrumra írjuk fel, hanem $[0, D^{lim}]$, illetve hódara képződés esetén $[D^{lim}, \infty]$ között.

A harmadik aggregációs folyamat során a hópelyhek esőcseppekkel ütköznek. Hasonlóan a felhőcseppekkel való ütközéshez, itt is létezik egy kritikus esőcsepp méret, amely alatt a keletkezett részecske hópelyhely marad, míg felette hódara keletkezik. A kritikus átmérő meghatározásához feltesszük, hogy a keletkezett hópelyhely-esőcsepp keverék akkor tekinthető hódarának, ha sűrűségére fenn áll, hogy: $\rho_{sr} > (\rho_g + \rho_s)/2$. A parametrizálásnál további nehézséget okoz, hogy a két különböző típusú részecske (hó, eső) esési sebessége hasonló nagyságrendbe esik, így a (10) kollektív egyenlet nem esik szét két független integrálra.

Hódara növekedése

A hódara más részecskékkel való ütközése során kialakuló növekedésében alapvetően kétfajta folyamatot különböztetünk meg, a száraz, illetve a nedves növekedést. Abban az esetben, ha a hódara folyékony részecskékkel ütközik, a rátapadó részecskék megfagynak. A fagyás során keletkező látens hő megnöveli a hódara felszíni hőmérsékletét. Amíg a felszíni hőmérséklet a hármas pont alatt marad, a rátapadó felhő- illetve esőcseppek megfagynak, ekkor száraz növekedésről beszélünk. Abban az esetben azonban, ha $T_s > T_t$, egy vékony folyékony réteg keletkezik a hódara felszínén, és a begyűjtött további folyékony részecskék esőcseppé alakulva eltávoznak. A kétféle növekedési folyamat közül az fog végeredményben lezajlani, amelyik kisebb, hiszen ha a száraz növekedés kisebb, mint a nedves, azt jelenti, hogy a rendelkezésre álló folyékony víz meg tud fagyni.

Olvadás

A jelen séma felteszi, hogy amennyiben a hőmérséklet a hármaspont felett van, $T > T_t$, az elemi jégkristályok azonnal megolvadnak, és felhővízzé alakulnak:

$$(\partial r_i / \partial t)|_{olv} = H(T - T_t)r_i / \Delta t, \quad (17)$$

ahol $H(x)$ a „*heavyside*” függvény.

A hódara olvadását a nedves növekedéséhez hasonlóan írjuk le: a felszínén kialakuló olvadt vízréteg eltávozik esőcseppé alakulva. Hópelyhek olvadásának parametrizációjánál feltesszük, hogy az olvadás során a hópelyhely struktúrája megváltozik, a hódarához lesz hasonló, tehát a hópelyhely egy része hódarává konvertálódik, amely aztán megolvad.

Vízgőz depozíciója

A jégkristályok növekedését a vízgőz depozíciója által egy implicit számolással határozzuk meg, hasonlóan, mint a meleg felhőben alkalmazott kondenzációs számolást. A nehézség abban rejlik, hogy mivel a felhővíz és a jégkristály együttesen vannak jelen,

ezért egyetlen telítési szintet kell meghatározni. Feltesszük, hogy a telített vízgőz keverési aránya felírható egy súlyozott átlagolást alkalmazó formulával (Lord *et. al.*, 1984):

$$r_{vs,iv} = \frac{r_c^* r_{vs,w}(T) + r_i^* r_{vs,i}(T)}{r_c^* + r_i^*} .$$

A „telítéshez hangolás” arányos az explicit becsült felhővíz illetve jég mennyiséggel:

$$\Delta r_c = (r_v^* - r_{vs,iv}) \frac{r_c^*}{r_c^* + r_i^*}, \quad \Delta r_i = (r_v^* - r_{vs,iv}) \frac{r_i^*}{r_c^* + r_i^*} .$$

Ezután a (15) egyenlethez hasonló függvény zérus helyének meghatározásával számolhatjuk a depozíció, illetve a kondenzáció hatását. Megjegyezzük, hogy amennyiben meleg felhőben vagyunk, ($r_i = 0$), a kondenzációs fluxus megegyezik a (16) egyenletben meghatározottal.

Ülepedés

Az adott modellszintről kilépő csapadék a rácsdobozban időegység alatt keletkezett részecske vertikális divergenciájaként írható fel.

$$\left. \frac{\partial r_x}{\partial t} \right|_{SED} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \int_0^\infty v_x(D_x) m_x(D_x) n_x(D_x) dD_x . \quad (18)$$

Mivel a sebesség és a tömeg az átmérő hatványfüggvénye, a (18) egyenlet analitikusan integrálható. A numerikus stabilitás érdekében az ülepedési fluxus számolásánál a modell időlépcsőjénél kisebb időlépcsőt veszünk figyelembe. Az időlépcsőt a csapadék maximális esési sebessége határozza meg. Megjegyezzük, hogy elvben csak a csapadék részecskének (eső, hó, hódara) van ülepedése, de a modell a jégkristályok ülepedési folyamatát is figyelembe veszi. Ennek oka az, hogy leírja a cirrus felhők lassú erózióját.

Összefoglalás

A cikkben két, ugyanazon modelleszaládkhoz tartozó, és közösen fejlesztett mezoskálájú modell, az ALADIN és az AROME felhőfizikai parametrizációját mutattuk be. Az ALADIN modell jelenleg alkalmazott operatív változata egy egyszerű diagnosztikai sémára épül, a felhőzet és csapadék kialakulása a rácsdoboz telítettségének függvénye. A felhőfizikai folyamatok közül csupán a csapadék párolgását és olvadását veszi figyelembe, azokat is egy igen leegyszerűsített számítással. Az ALADIN modell egy fejlettebb változatában, amely jelenleg még nem operatív, egy ennél bonyolultabb, prognosztikai sémát alkalmaz, de a különböző vízfázisok közt továbbra is csak diagnosztikai úton tesz különbséget, és csupán egyetlen szilárd csapadékrészecskét vesz figyelembe. Ezzel szemben az AROME modell 6 prognosztikai változót tartalmaz, és igen részletesen leírja az ezek közti kölcsönhatásokat.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük az NKFP 2/007/2005 JÁP projekt (cím: Új generációs GRID technológiák kifejlesztése és meteorológiai alkalmazása a környezetvédelemben és az épület-energetikában) támogatását.

Irodalomjegyzék

- Gerard, L., 2001: Physical Parameterizations in Arpege-Aladin operational model. http://www.cnrm.meteo.fr/gmapdoc/IMG/gz/7_Clp.ps.gz
- Horányi, A., Ihász I. and Radnóti G., 1996: ARPEGE/ALADIN: a numerical weather prediction model for Central-Europe with the participation of the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás* 100, 277–301.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorological Monographs* 10. American Meteorological Society, Boston.
- Langlois, W. E., 1973: A rapidly convergent procedure for computing large-scale condensation in a dynamical weather model. *Tellus* 25, 86–87.
- Lopez, P., 2002: Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 128, 229–257.
- Lord, S. J., Willoughby, H. E. and Piotrowicz, J. M., 1984: Role of a parameterized ice-phase microphysics in an axisymmetric non-hydrostatic tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.* 41, 2836–2848.
- Rogers, R. R. and Yau, M. K., 1989: A Short Course in Cloud Physics. 3rd Edition, Butterworth-Heinemann.
- Seity, J., Malardel, S., and Hello, G., 2005: The AROME prototype: Technical documentation CY29T2. http://www.cnrm.meteo.fr/aladin/aladin2/prototypeAROME_29t2.pdf
- Xu, K. M. and Randall D. A., 1996: Semiempirical Cloudiness Parameterization for Use in Climate Models. *J. Atmos. Sci.* 53, 3084–3112.

Felhőfizikai mennyiségek meghatározása az új generációs meteorológiai műhold adataiból

Putsay Mária és Szenyán Ildikó

Országos Meteorológiai Szolgálat, Távérzékelési Osztály,
1675 Budapest, Pf. 39.; e-mail: putsay.m@met.hu

Összefoglalás – Az új generációs METEOSAT műhold 12 spektrumtartományban végzett mérései lehetővé teszik a felhőzet részletes jellemzését. Felismerhető a felhőzet fajtája, meghatározható a felhőtető hőmérséklete, nyomása, magassága, a felhő optikai vastagsága; a mikrofizikai jellemzők közül pedig a felhőtetőn lévő részecskék halmazállapota és az átlagos cseppméret. Ezeket a karakterisztikákat mennyiségi elemzésekhez számszerűen származtatni lehet, minőségi elemzésekhez pedig képszerűen láthatóvá tehető a megfelelő kompozit képek készítésével.

Bevezetés

Az űrtechnológia fejlődésével egyre jobb műszereket tudnak előállítani. A Meteosat műholdsorozatban is nagy változás következett be 2002-ben, amikor fellőtték a második generációs Meteosat műholdcsalád (Meteosat Second Generation – MSG) első tagját. 2004 februárjától operatíván sugározza az adatokat, ugyanakkor kapta a Meteosat-8 nevet is. Az új műhold sugárázmérő műszere a Föld műhold felé eső feléről 15 perces időbeli felbontásban és 12 hullámhossztartományban készít képeket. Összehasonlításképpen az első generációs Meteosat műhold csak 3 spektrális sávban és 30 perces időközben mért. Az MSG holdak térbeli felbontását is tovább finomították: 11 csatornában a műhold alatti pontban a felbontás 3 km, a 12. csatornában, a nagyfelbontású látható csatornában pedig 1 km-es a mintavételezés. A nagyobb tér- és időbeli felbontás már önmagában is igen jelentős fejlődés; ez a megfigyelési gyakoriság lehetőséget nyújt az olyan gyorsan változó jelenségek nyomon követésére is, mint például a zivatarfelhők kialakulása, a nagyfelbontású kép pedig lehetővé teszi a folyamatok részletesebb megfigyelését (Kerkmann *et al.*, 2004).

A jobb spektrális felbontásnak igen nagy a jelentősége, mivel lehetővé teszi, hogy a csatornák együttes vizsgálatával a légkör tulajdonságait pontosabban felderítsük. A második generációs műhold ugyanazokban a spektrális tartományokban is mér, mint a korábbi műhold, de szétbontva több keskenyebb csatornában. Ezen kívül több olyan hullámhosszon is mér, ahol a régi műhold nem mért. Az új csatornák megjelenése olyan meteorológiai produktumok előállítását teszi lehetővé, amelyeket a korábbi holdak méréseiből nem lehetett meghatározni. Újak például az 1,6 μm -es és a 3,9 μm -es csatornák, ezek alapján azonosítható a felhők tetején a cseppek halmazállapota és átlagos mérete. Ezeket a felhőfizikai paramétereket a régi műhold adataiból nem lehetett meghatározni.

Fontos, hogy az új típusú információkat már a képek megjelenítése során is érzékeltetni tudjuk, az új típusú műholdak képei már a pusztán megjelenítés révén is több információt nyújtsanak, mint az előző műhold képei. A 12 csatornát negyedóránként nem lehet végigtanulmányozni, ráadásul az információ sokszor a csatornák közti kis különbségekben van. Az információ nagy mennyisége miatt szükség van adatszűrésre, lényegkiemelésre. Az egyik legalapvetőbb lényegkiemelő módszer a kompozit képek

készítése. Ekkor a vörös, zöld és kék színbe egy-egy sáv kalibrált értékeit tesszük, majd egymásra vetítjük a három színt. Sokszor a sávok különbségét jelenítjük meg az egyik, vagy másik színben (esetleg egy-egy tartomány dinamikáját kiemelve), a kiemelendő információtól függően (pl. hó, köd, zivatarfelhők). A jó kompozit kép mögött igen komoly elmélet, számítási tapasztalat rejlik, ami megmutatja, hogy az egyes csatornák mérései elsősorban mire jellemzőek, így célirányosan választhatók a megjelenítendő paraméterhez legoptimálisabb csatornák kombinációi. A kompozit képeken a felhők és a felszínalakzatok színei sokszor erőteljesen különböznek a valóságos színektől. De a kompozit képek célja nem az, hogy természetképeket állítsunk elő, hanem az, hogy minél többet tudjunk meg a felhőkről, minél több felhő paramétert tegyünk láthatóvá, s jól elkülönüljenek a különböző magasságú, vastagságú, vagy hőmérsékletű felhők. Hasznos a felhőtető mikrofizikai tulajdonságairól szerzett információ is: a halmazállapot és a cseppméret. Célunk az, hogy ezeket tegyük a különböző színekkel láthatóvá.

A kompozit képek segítségével, minőségi elemzésekhez, megjeleníthetjük a felhők tulajdonságait, többek között a felhőfizikai jellemzőit is. A felhő tetején a halmazállapot és az átlagos részecske méret meghatározható és számszerűsíthető mennyiségi vizsgálatokhoz. A cikk esettanulmányokon keresztül mutatja be a felhőfizikai mennyiségek kiszámítását és megjelenítését.

Felhőfizikai paraméterek megjelenítése műholdképeken nappal

A felhőtető hőmérséklet és az optikai vastagság az előző generációs műholdakról is meghatározható volt.

- *Felhőtető hőmérséklet:* infravörös légköri ablakban készült képek esetén a kalibrált érték vastag felhőre megközelítőleg a felhőtető hőmérsékletével egyezik meg. Ilyen sáv az új műholdon a 10,8 μm -es, 2,0 μm -es és a 8,7 μm -es csatorna (IR10.8, IR12.0, IR8.7).
- *Optikai vastagság:* a látható tartományban készült műholdképeken a felhők optikai vastagságuk alapján különböztethetők meg, mivel a felhők visszaverő képessége főleg az optikai vastagságuktól függ. Ilyen sávok az új műholdon a 0,6 μm -es illetve a 0,8 μm -es csatorna (VIS0.6, VIS0.8).

Az új típusú műholdak adataiból meghatározhatjuk a felhőtetőn a részecskék halmazállapotát, illetve a részecskék átlagos nagyságát is.

Halmazállapot

Az 1,6 μm -es közeli infravörös csatornában (NIR1.6) is visszavert napsugárzást mér a műhold. Ebben a tartományban a felhők visszaverése erősen függ a felhők tetején lévő részecskék halmazállapotától (kis mértékben a részecskék nagyságától is). A jégkristályok erősebben nyelnek el, így a visszaverésük kisebb, mint a vízrészecskéké.

Egy NIR1.6 képen a vízfelhők fehéren láthatók, míg azok a felhők, melyek tetején jégkristályok találhatók határozottan sötétebbek, szürke színben jelennek meg kissé hasonlóan a derült talajfelszínhez. A NIR1.6 sávot (más sávokkal kombinálva) többféleképpen is fel lehet használni a víz- és jégfelhők elkülönítésére. Erre két lehetőséget említünk:

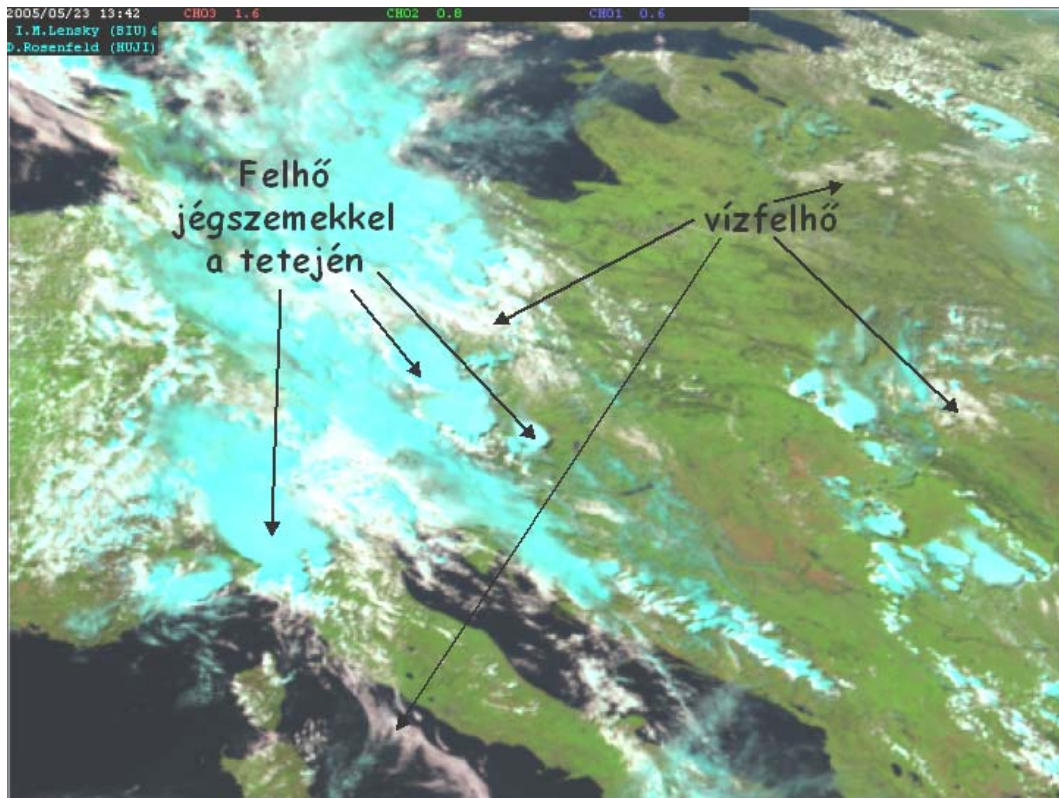
- A NIR1.6 és VIS0.6 csatornák különbségét képezve olyan képet kapunk, ahol igen határozottan elkülönülnek azok a felhők, amelyek tetején jégkristályok találhatóak, a jégfázisú felhőtetőket határozottan sötétebbé teszi.
- Az úgy nevezett „természetes” színű kompozit képen (1. ábra) is a különböző fázisú felhőtetőket a NIR1.6 és VIS0.6 csatornák különbsége miatt lesznek más színűek. A „természetes” színű kompozit kép készítése során a piros színbe a NIR1.6, a zöldbe a VIS0.8 és a kékbe a VIS0.6 csatornák kalibrált képe kerül. Ez a sávkombináció láttatni engedi a felhők tetején lévő cseppek halmazállapotát: a fehér és a kissé rózsaszínes fehér felhők tetején vízcseppek, míg a türkiz felhők tetején jégkristályok vannak.

Részecske méret és halmazállapot

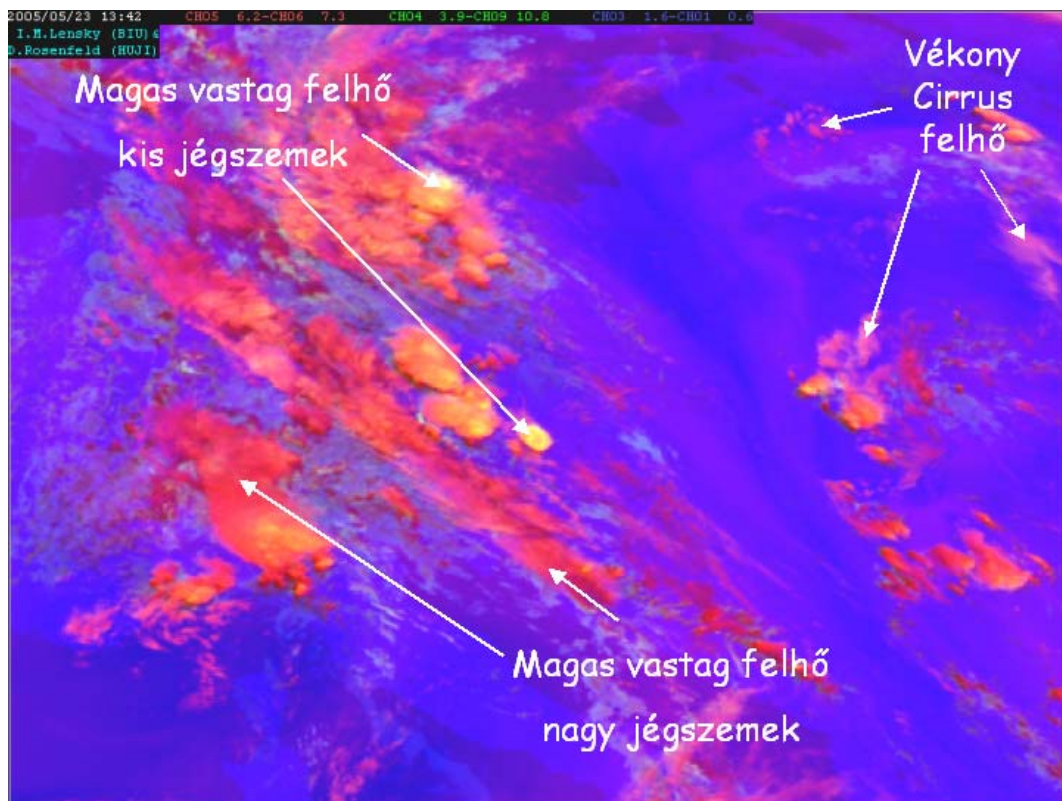
A 3,9 μm -es csatornában (IR3.9) mért sugárzás még mindig tartalmaz visszavert napsugárzást a már jelentős termikus sugárzás mellett. Érdekes ezt a reflektált sugárzást kiszámítani, és külön megvizsgálni. Ebben a tartományban a részecskék visszaverése szintén függ a halmazállapottól, de nemcsak attól, nagyon erősen függ a részecskék nagyságától is.

A zivatar kompozit kép (2. ábra) a felhők pont e két tulajdonságát jeleníti meg. A kompozit képen a piros színbe a 6,2 és a 7,3 μm -es vízgőz sávok, a zöldben a 3,9 és a 10,8 μm -es infra sávok, a kékben az 1,6 és 0,6 μm -es sávok különbsége van. A magas hideg jégfelhők pirosas színűek, ha a felhő tetején nagyok a jégkristályok, illetve sárga színűek, ha a felhő tetején kicsik a jégkristályok. Kékes színű az a terület, ahol nincs magas hideg felhő. Halvány rózsaszínesek az áttetsző jégfelhők. A zivatar kompozit kép segíti az időjárás előrejelző munkáját, mivel heves zivatarok esetén a zivatar fejlődési fázisára jellemző a felhőtetőn a jégkristályok mérete: a fejlett heves zivatarfelhőben az igen erős feláramlás kicsi jégkristályokat szállít a felhő tetejére, a nagyobb jég részecskék lemaradnak tehetetlenségüknél fogva. A leépülő zivatarfelhő tetején egyre nagyobb jégkristályok találhatóak. Így a szín segíti az előrejelzőt annak megítélésében, hogy milyen fejlődési stádiumban van a heves zivatarfelhő, milyen aktivitás várható a továbbiakban.

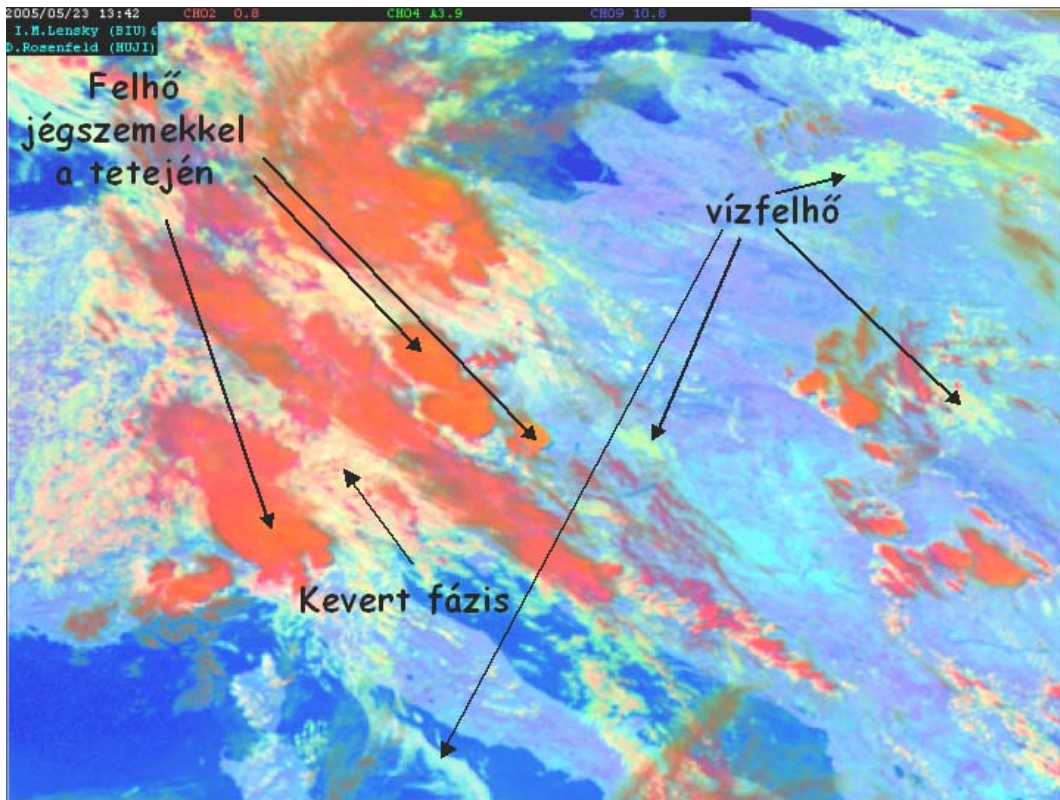
A 3. ábrán egy nappali mikrofizikai kompozit képet látunk, amely kompozit esetén a piros színben a 0,8 μm -es látható, a zöldben a 3,9 μm -es infra sáv reflektivitás része és a zöldben a 10,8 μm -es infra kép van egymásra vetítve. A nappali mikrofizikai kompozit kép a felhők részletes analizését segíti. A halmazállapot és a részecskék nagyságát is tükrözik a színek, továbbá a felhőtető hőmérsékletét is. Pirosasak a jég tetejű felhők (kisebb jégkristályok esetén a felhő színe narancsos, a melegebb jégfelhők pedig lilásak a képen), zöldesek a vízfelhők (bordós, ha nagyok a vízcseppek, élénk zöld a túlhűlt vízfelhő, stb.). A nappali mikrofizikai kompozit kép kevésbé érzékeny a magas, hideg felhők tetején a részecskék nagyságára, mint a zivatar kompozit kép, viszont az alacsonyabb felhőkről is jó áttekintést ad.



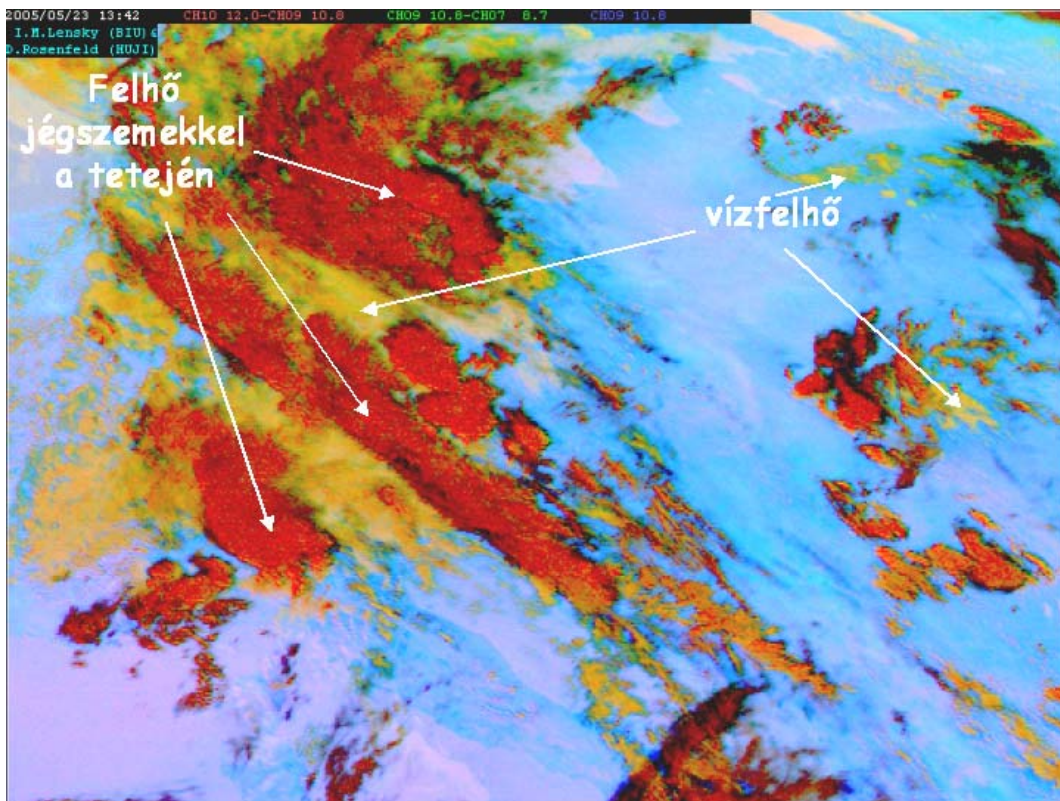
1. ábra. Természetes színű kompozit kép (RGB:NIR1.6/VIS0.8/VIS0.6), 2006.05.23.13:45. UTC.



2. ábra. Zivatar kompozit kép (RGB:VW6.2-7.3/IR3.9-10.8/NIR1.6-VIS0.6), 2006.05.23.13:45. UTC.



3. ábra. Nappali mikrofizikai kompozit kép (RGB:VIS0.8/IR3.9r/IR10.8), 2006.05.23.13:45. UTC.



4. ábra. Por kompozit kép (RGB:IR12.0-10.8/IR10.8-8.7/IR10.8), 2006.05.23. 13:42. UTC.

Felhőfizikai paraméterek megjelenítése műholdképeken éjszaka

Éjszaka csak az infravörös sávokban tud képet készíteni a műhold. Az infravörös kép készülhet légköri ablakban vagy elnyelési sávban. A légköri ablak olyan spektrumtartomány, ahol a felhőmentes légkör sugárzás elnyelése csekély, míg az elnyelési sávban jelentős. A légköri ablakokban készült képeken az értékek leginkább a különböző felszínek hőmérsékletétől, míg az elnyelési sávokban az elnyelő anyagtól is erőteljesen függenek. Az infravörös képeket sok esetben különbségek képzésére használjuk, mivel kicsi, de jellemző a különbség az egyes képek között. Ezeket a csatornákat a vékony áttetsző jégfelhők és a vastag felhők azonosítására, valamint a jég és víz tetejű felhők elkülönítésére is felhasználhatjuk, mivel a csatornákban eltér a vékony és a vastag felhők sugárzás átbecsátása, illetve a jégkristályok és víz részecskék elnyelése. Így éjszaka is el tudjuk különíteni a víz- és jégfelhőket, de sajnos a részecske nagyság meghatározása éjszaka nem lehetséges az új típusú műhold adataiból sem.

Az éjszakai mikrofizikai kompozit kép fő célja a ködös, alacsony felhős területek detektálása. E mellett általános áttekintést is nyújt az éjszakai felhőzeti mezőről. A piros színben a 12,0 és 10,8 μm -es, a zöldben a 10,8 és 3,9 μm -es kalibrált infra sáv különbségei vannak, a kékben pedig a 10,8 μm -es csatorna. Az éjszakai mikrofizikai képen a zöldes területek jelentik a ködös vagy alacsony felhőzetű területeket. Ahogy növekszik a felhőtető magassága egyre barnásabbá válik a zöld. A vastag magas jégkristályos tetejű felhők vöröses barnák, a vékony és magas jégfelhők sötétkékek. A derült szárazföldek rózsaszínűek, a tengerek pedig világoskékek. A halmazállapot megkülönböztetésének kulcsa a zöld színbe kerülő IR10.8-IR3.9 különbség. Ez a kompozit kép csak éjszaka használható, ha felkel a Nap a IR3.9 csatorna miatt teljesen megváltozik a kompozit kép.

A por kompozit képet eredetileg a szaharai porviharok megfigyelésére fejlesztették ki, de nagyon jól használható a felhők tetején a víz- és jégfázis elkülönítésére is. Az éjszakai mikrofizikai kompozittól csak annyiban tér el, hogy a 3,9 μm -es csatorna helyett a 8,7 μm -est használja fel, így egész nap nézhető ugyanaz a kép, ellentétben az eddigi kompozitokkal, amelyek vagy csak nappal vannak, vagy csak éjszaka jók. Különösen hasznos ez a kompozit kép, mert átmenetet biztosít az éjszakai és nappali időszak között. Sajnos nappal a köd, illetve a nagyon alacsony szintű felhők detektálására kevésbé megbízható, mint az éjszakai kompozit képek esetén (nem túl jó a kontraszt a derült területhez képest), a magasabb felhőzet esetén viszont jól azonosíthatóak a víz- és jégfelhők, ahogy azt a 4. ábrán is láthatjuk.

Felhőfizikai paraméterek számítása műholdas mérésekből

Nappal a felhő tetején lévő részecskék „átlagos” méretét ki is lehet számítani. Ugyanis az IR3.9 sávban visszavert napsugárzás mértéke függ a cseppek térfogatának és felszínének hányadosától. Az így kapott átlagos méretet effektív cseppsugárnak (R_e) nevezzük.

A Re számítási módszer lépései a következők.

- A felhős pixelek azonosítása.
- Csak azokra a pixelekre számolunk effektív cseppsugarat, amelyekre teljesülnek a következő feltételek:
 - $Refl. VIS0.6 > 0,5$ (A VIS0.6 csatornában a reflektivitás nagy, azaz a felhő optikai vastagsága is nagy.)
 - $(-0,5 K < IR10.8 - IR12.0 < 1,5 K)$ és $(-1,0 K < IR10.8 - IR8.7 < 5,0 K)$ (Ha ezek a különbségek a fenti határok között vannak, akkor a felhő átlátszatlan.)
 - $BT(IR10.8) < 290 K$ (Az IR10.8 infravörös sáv fényességi hőmérséklete $17^\circ C$ alatti.)
- A halmazállapot meghatározása. Több csatorna értékeinek vizsgálatával.
- A IR3.9 sáv értékeiből a napsugárzási rész elkülönítése, a reflektivitás kiszámítása.
- Előre kiszámolt irányfüggő „look up table” táblázatokból az effektív cseppsugár kikeresése, a Nap és a műhold irányszögeinek ismeretében.

Az előre kiszámolt táblázatok sugárzás átviteli programmal számolt szimulált értékeket tartalmaznak (az adott műhold sávjainak érzékenységi görbéit figyelembe véve). Szimulációval kiszámították, hogy az egyes IR3.9 reflektivitás értékekhez milyen effektív cseppsugár érték tartozik a különböző Nap- és megfigyelési irányokra, valamint víz és jég részecskékre.

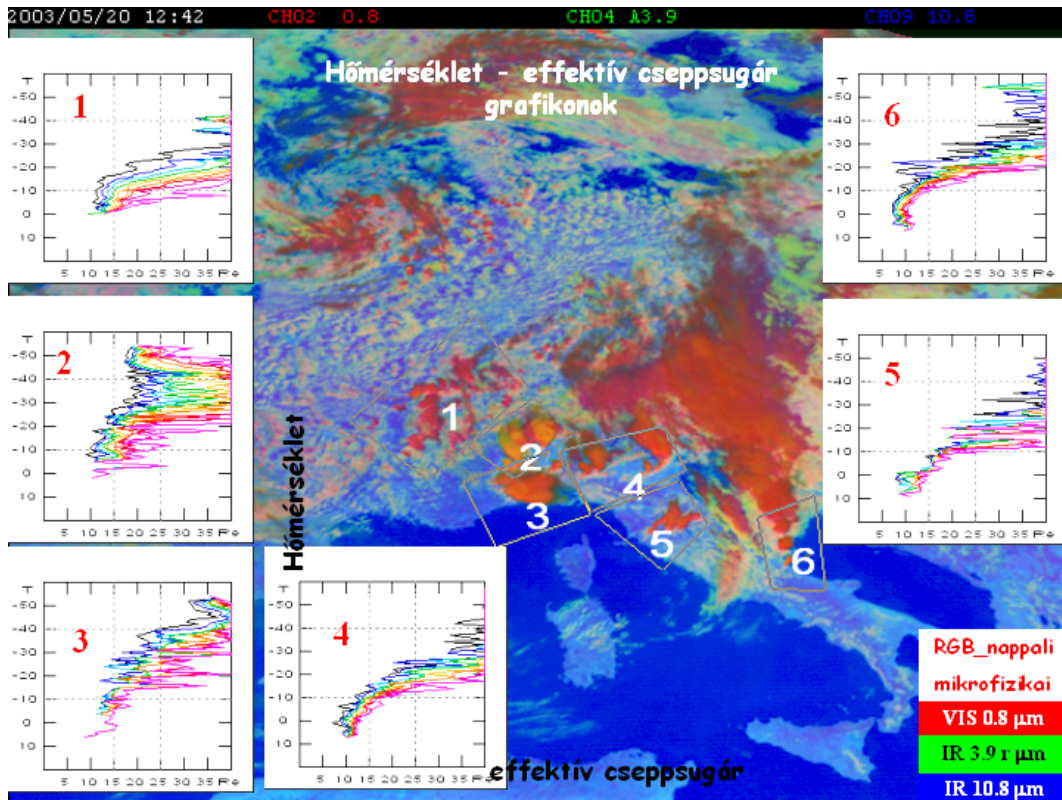
A $3,9 \mu m$ -es tartományban a reflektivitás csökken a Re növekedésével. Amíg a $40 \mu m$ alatti tartományban a reflektivitás erősen függ a mérettől, addig $40 \mu m$ felett már nagyon kicsi ez az érték és független a mérettől. Éppen ezért csak a 0 és $40 \mu m$ közötti mérettartományban lehet effektív cseppsugár értékeket meghatározni. $40 \mu m$ környékén telítődik a görbe, a pontos telítődési határ a műszer zajosságától függ.

Nézzünk egy példát arra, hogy milyen vizsgálatot végezhetünk az effektív cseppsugár felhasználásával. *Rosenfeld* és *Lensky* (1998) módszere és programja lehetővé teszi a felhőtető vizsgálatát. A módszert a 5. ábrán illusztráljuk. Tetszőleges területre az ott levő pixelekre hőmérséklet - effektív cseppsugár grafikonok állíthatók elő:

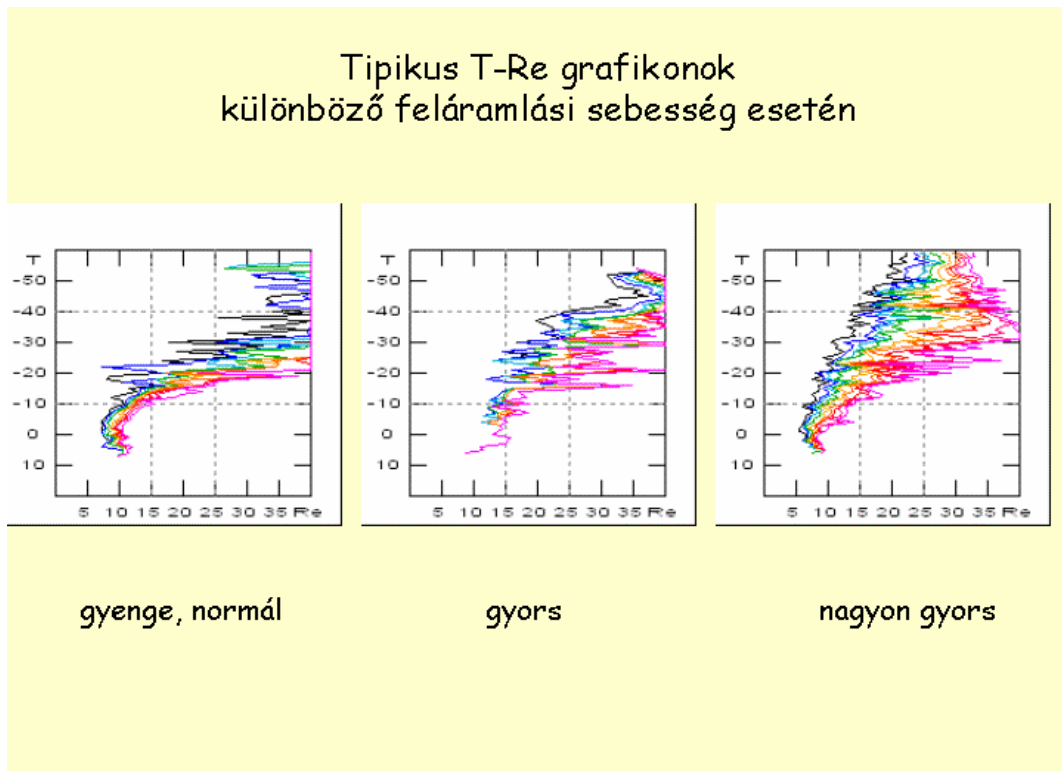
- Definiálunk egy területet, ahol sok eltérő fejlettségi szintű konvektív cella van.
- A program kiszámítja a területen belüli pixelekre a felhőtető hőmérsékletet (T) és az effektív cseppsugarat (Re), amennyiben a szükséges feltételek teljesülnek.
- $1^\circ C$ -os hőmérsékleti (T) intervallumonként kiszámítja a mediánt és az egyéb *percentiles* értékeket.
- Ábrázolja a T függvényében a Re *percentile*seit.

A jól kiválasztott területekre kapott grafikonokat analizálva számos következtést vonhatunk le, azonosíthatjuk a mikrofizikai zónákat, valamint jellemezhetjük a feláramlási sebességet. Minél gyorsabb az adott területen a feláramlás, annál meredekebb görbéket kapunk (lásd a 6. ábrát) (*Lensky* és *Rosenfeld*, 2005).

Meg kell jegyeznünk azonban, hogy a módszer Afrikában jobban működik, mint Európában, ott ugyanis könnyebb úgy kijelölni a területet, hogy több eltérő fejlettségi szintű konvektív cella legyen.



5. ábra. Nappali mikrofizikai kompozit kép (RGB:VIS0.8/IR3.9r/IR10.8), 2003.05.20.12:30. UTC és a kijelölt területekre előállított hőmérséklet - effektív cseppszugár grafikonok.



6. ábra. Tipikus felhőtető hőmérséklet - effektív cseppszugár (T - Re) grafikonok különböző feláramlási sebességek esetén.

Összefoglalás

Az új generációs műhold adataiból olyan felhőfizikai paraméterek előállítására is lehetővé vált, amelyeket az előző operatív műhold adataiból nem lehetett kiszámítani. Meg tudjuk határozni, hogy a felhő tetején vízcseppek vagy jégkristályok vannak-e. Nappal arra is van lehetőség, hogy a felhőtetőn lévő részecskék átlagos méretét jellemezzük. Ezeket a karakterisztikákat mennyiségi elemzésekhez lehet felhasználni, minőségi elemzésekhez pedig képszerűen láthatóvá tehetők a megfelelő kompozit képek készítésével.

Áttekintettük a nappali és éjszakai kompozit képek közül azokat, amelyeken a halmazállapot, illetve az átlagos részecske méret tanulmányozható. Röviden ismertettük az effektív cseppméret számítás lépéseit és példát mutattunk be az effektív cseppmagyar értékek felhő analízisben történő felhasználására.

Köszönetnyilvánítás

A cikk az EUMETSAT tanfolyamok tananyagának felhasználásával készült.

Irodalomjegyzék

- Kerkmann, J., Lutz, H. J., König, M., Prieto, J., Pylkko, P., Roesli, H. P., Rosenfeld, D., Zwatz-Meise, V. and Schmetz J., 2004: MSG channels Interpretation Guide, weather, surface conditions and atmospheric constituents, on CD and [html://www.eumetsat.int](http://www.eumetsat.int).
- Lensky, I. M. and Rosenfeld, D., 2005: The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 2887–2894.
- Rosenfeld, D. and Lensky, I. M., 1998: Spaceborne sensed insights into precipitation formation processes in continental and maritime clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, 2457–2476.

A csapadék mikrofizikai jellemzői a kettős hullámpolarizációjú radarmérések alapján

Németh Péter és Horváth Gyula

Országos Meteorológiai Szolgálat, Távérzékelési Osztály
1675 Budapest, Pf: 39, nemeth.p@met.hu, horvath.gy@met.hu

Összefoglalás – Az Országos Meteorológiai Szolgálat a legutóbbi, 2000-2004 időszakban végrehajtott korszerűsítése után, jelenleg kettős hullámpolarizációjú, Doppler időjárásradarokat működtet. Az új technika (a kettős hullámpolarizáció) alkalmazása a radarmérésekben jelentősen kibővíti a felhő-csapadék rendszerek jellemzőinek meghatározási lehetőségét. Hullámszóródási szimulációs modellekkel lehetővé válik a radar által mérhető polarimetrikus mennyiségek és a csapadék egyes mikrofizikai jellemzői közötti összefüggésrendszer feltérképezése. Az összefüggések lehetőséget teremtenek a radaros csapadékmérés pontosítására – különös tekintettel a nagy intenzitású csapadékokra –, valamint a csapadék különböző halmazállapotú összetevői arányának becslésére.

Bevezetés

Az időjárásradarmérési technikának az utóbbi húsz évben történt fejlődésében – a számítástechnika látványos, folyamatos felívelése mellett – két igazán fontos mérföldkő jelölhető meg:

- a Doppler-technika elterjedése az 1980-as évektől;
- a kettős hullámpolarizációt alkalmazó mérési technika napjainkban történő bevezetése az operatív mérési gyakorlatba.

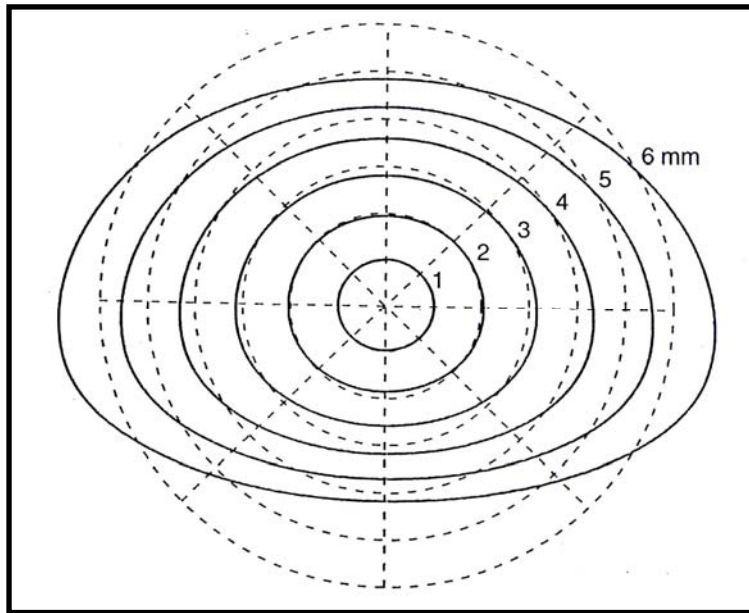
A magyar szolgálat a legutóbbi, 2000-2004 időszakban végrehajtott korszerűsítés nyomán, jelenleg kettős hullámpolarizációjú, Doppler időjárásradarokat működtet. E tanulmányban kizárólag a polarizációs technikával, illetve annak a csapadék folyamatok leírásában betöltött szerepével foglalkozunk.

A cseppek lapultsága

A kettős polarizációjú mérések (radarpolarimetria) meteorológiai alkalmazhatóságát az alábbi, alapvető légkörfizikai körülmények teszik lehetővé:

- a légkörben a vízcseppek nem gömb alakúak, hanem az átmérőjüktől függő mértékben lapultak;
- a lapultság térbeli iránya jellemzően függőleges (anizotróp).

A lapult cseppeket (1. ábra) a felületi feszültség, a gravitációs és a súrlódási erő együttesen alakítják ki. A lapultság számszerű jellemzése rendszerint a tengelyaránytal történik (*kistengely/nagy tengely*), ahol a kistengely a csepp vertikális átmérője, a nagy tengely pedig a csepp horizontális átmérője. A tengelyarányt a csepp térfogatával megegyező gömb átmérőjének (*térfogat-ekvivalens cseppátmérő*) függvényében adjuk meg. A tengelyarányt meghatározhatjuk laboratóriumi mérésekkel, elméleti számításokkal, illetve ezek kombinációival. A 2. ábra különböző szerzők által javasolt tengelyarány függvényeket (*axis ratio*) mutat.



1. ábra. A cseppek lapultsága a gömbekvivalens cseppátmérő függvényében
Beard és Chuang (1987) nyomán.

A tengelyarány függvény értelmezését, kezelését, a későbbiekben ismertetendő modellezésben betöltött szerepét illetően alapvetően két megközelítési mód létezik. Az egyik megközelítésmód a tengelyarány függvényt univerzálisnak tekinti és célul tűzi ki annak minél pontosabb meghatározását.

A másik irányzat a tengelyarány függvényt változónak tekinti (pl. *csepprezgés, szélnyírás hatása*), és az aktuális mikrofizikai légköri szituáció egyik jellemzőjeként kezeli. Leírása változó meredekségű lineáris függvénnyel történik (3. ábra). A meredekséget a tengelyarány függvény „alaktényezőjének” is szokták nevezni.

Viszonylag új keletű az a felismerés, mely szerint a polarimetrikus paraméterek – a korábbiakban feltételezethez képest – lényegesen nagyobb érzékenységet mutatnak a tengelyarány függvény alakjára.

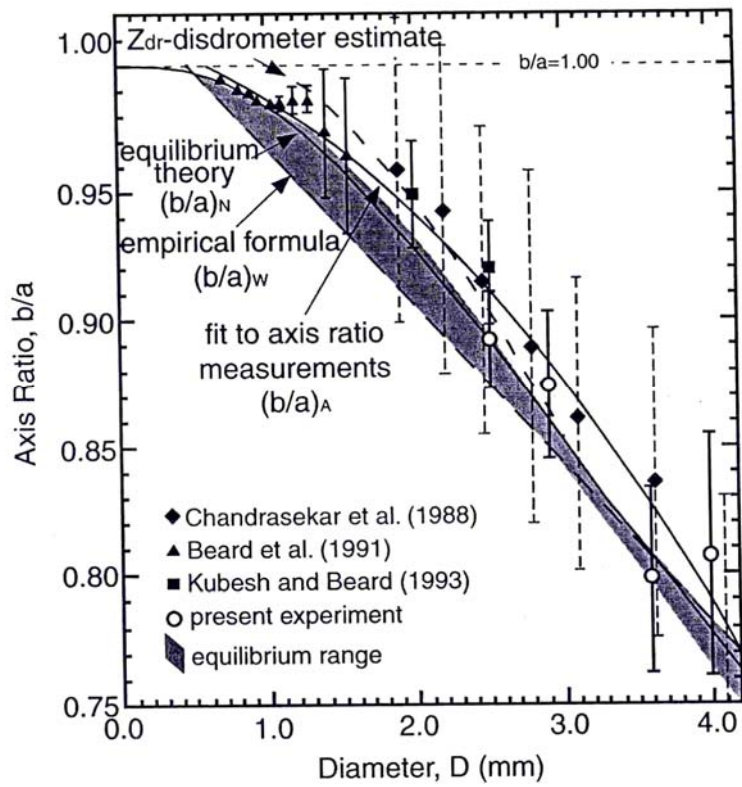
Polarimetrikus radar paraméterek $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$

Napjainkban az operatív gyakorlatban egyre növekvő számban alkalmazott duálpolarizációs radarok az alábbi polarimetrikus mennyiségeket mérik, a radarmérésekre általában jellemző 1 km körüli térbeli felbontással, a radar 100-200 km sugarú körzetében:

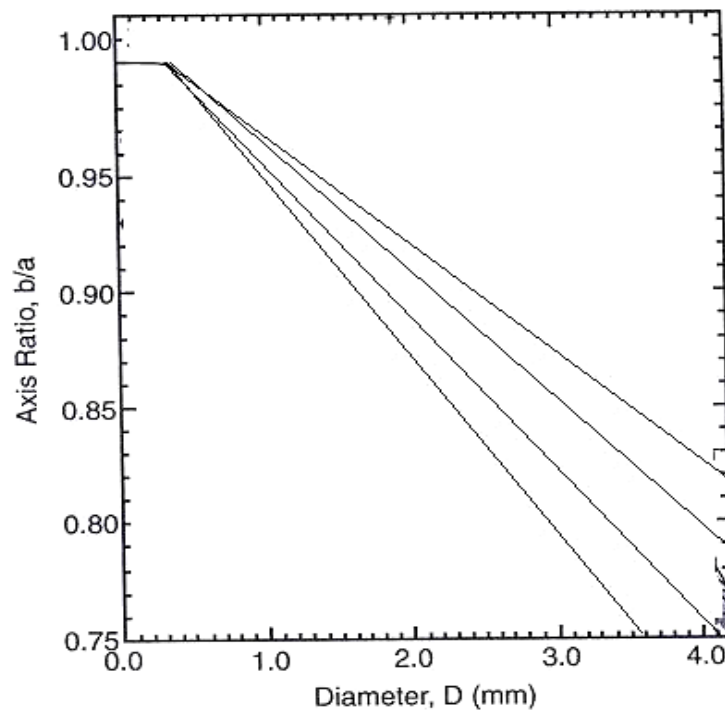
Z_h : a horizontális polarizációjú radarhullámokra mutatott *reflektivitás* (tradicionális reflektivitás).

Z_{dr} : a *differenciális reflektivitás* [$Z_{dr} = 10 \log_{10} (Z_h / Z_v)$]. Ez a paraméter számszerűen jellemzi azt a jelenséget, mely szerint: a különböző polarizációjú hullámok *különböző mértékben reflektálódnak* a lapult cseppek okozta *anizotróp* közegben. (Z_v a vertikális polarizációjú hullámokra mutatott reflektivitás.)

K_{dp} : a *specifikus differenciális fázis*. Ennek a paraméternek a léte, mérhetősége azon alapul, hogy a különböző polarizációjú hullámok *különböző sebességgel terjednek* a lapult cseppek okozta *anizotróp* közegben.



2. ábra. Különböző szerzők által javasolt tengelyarány függvények (Axis Ratio), Bringi és Chandrasekar (2001) nyomán.



3. ábra. Különböző „alaktényezőjű” (meredekségű) tengelyarány függvények Gorgucci et al. (2000) nyomán.

A polarimetrikus mérések alapelvéről és a fent említett paramétereiről *Horváth Gyula és Nagy József* (2005) munkája ad bővebb áttekintést.

A polarimetrikus radarmeteorológia alkalmazhatóságával kapcsolatos alapkérdést az alábbiakban fogalmazhatjuk meg: a *radarral mért* $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ *polarimetrikus paraméterek hogyan interpretálhatók, miképpen hozhatók kapcsolatba közvetlen meteorológiai, illetve mikrofizikai jellemzőkkel?*

Ennek bemutatása előtt tekintsük át röviden az egyik legfontosabb mikrofizikai jellemző, a légköri cseppméret-eloszlás leírásának jelenlegi lehetőségeit.

A cseppméret-eloszlás függvény

A radarmeteorológiai elméleti munkák jelentős részében a cseppméret-eloszlást az alábbi, ún. gamma-eloszlással írják le:

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0} \right)^\mu \exp\left(-\frac{(3,67 + 4)D}{D_0} \right),$$

ahol: D a gömbtérfogot-ekvivalens cseppátmérő; az eloszlás paraméterei pedig: N_w normalizáló tényező, D_0 átlagos cseppátmérő, μ pedig az eloszlás alaktényezője. Teljesül továbbá, hogy

$$f(\mu) = \frac{6(3,67 + \mu)^{\mu+4}}{(3,67)^4 \Gamma(\mu + 4)}.$$

Ez a háromparaméteres eloszlás típus a tapasztalatok szerint kellően általánosnak tekinthető, ami azt jelenti, hogy a természetben megvalósuló valamennyi méret-eloszlás jó közelítéssel leírható alkalmasan megválasztott $\{N_w, D_0, \mu\}$ paraméterhármasval rendelkező gamma-eloszlással. *Ulbrich* (1983) összegző munkássága alapján a paraméterek az alábbi intervallumokba esnek:

$$10^3 > N_w > 10^5, \quad 0,5 > D_0 > 3,5 \text{ mm}, \quad -1 > \mu > 10.$$

A cseppméret-eloszlás ismeretében az alábbi definitív összefüggésekkel származtathatjuk a térfogategység folyékony víztartalmát, valamint a csapadékintenzitást.

$$\text{Folyékony víztartalom: } \pi/6 \int D^3 N(D) dD.$$

$$\text{Csapadékintenzitás: } \pi/6 \int v(D) D^3 N(D) dD.$$

Itt $v(D)$ a kihullási sebesség a cseppátmérő függvényében. Empirikus formulák $v(D)$ -re:

$$v(D) = 3,78 D^{0,67} \quad (\text{Atlas és Ulbrich, 1977}),$$

$$v(D) = 9,65 - 10,3 \exp(-0,6 D) \quad (\text{Atlas et al., 1973}).$$

A cseppméret-eloszlás közvetlen mérése *disdrometer*-rel történhet, az eszköz azonban sajnos csak „pontoszerű” mérési adatokat produkál. A cseppméret-eloszlás mezőszerű, területi meghatározását a polarimetrikus radarparaméter mezők felhasználásával reméljük megvalósítani. Ehhez azonban megfelelő összefüggésekre van szükségünk az eloszlásfüggvény $\{N_w, D_0, \mu\}$ paramétereire és a $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ polarimetrikus radar-mennyiségek között (Brandes et al., 2004).

Kapcsolatok $\{N_w, D_0, \mu\}$ és $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ között

A radarpolarimetria területén mérföldkönek számít Seliga és Bringi (1976), korszakalkotó munkája, amelyben elsőként tártak fel elméletileg megalapozott kapcsolatot a D_0 átlagos cseppátmérő (*mikrofizikai paraméter*) és a radarral közvetlenül mérhető Z_{dr} (*polarimetrikus mennyiség*) között. Napjainkban az említett kapcsolatok részletes és teljes körű leírása az ún. „T-mátrix”, avagy *Transzmissziós mátrix* módszerrel történik. (Barber és Hill, 1990.) A T-mátrix módszer valójában egy numerikus szimulációs modell, amely:

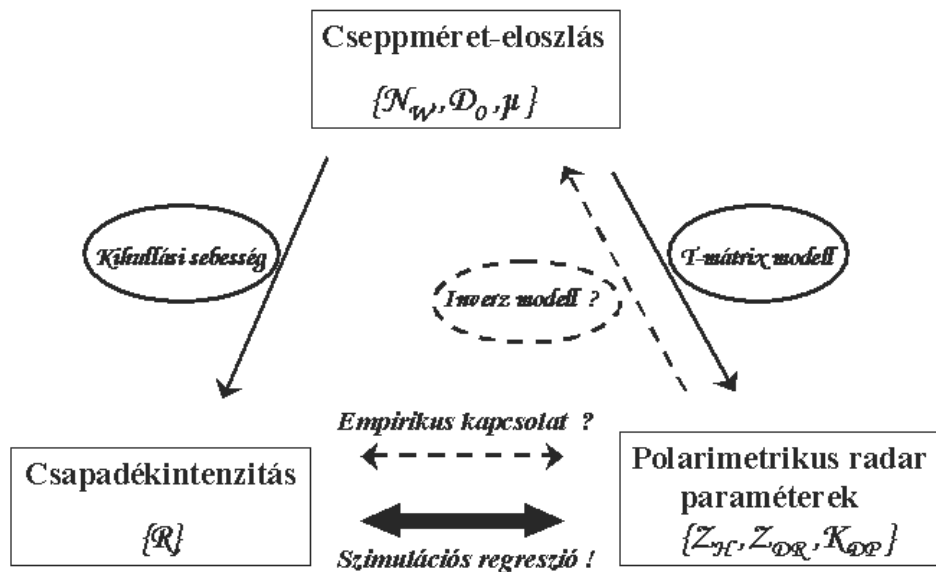
- az elektromágneses hullámoknak lapult vízcseppeken történő szóródását írja le az elektrodinamika törvényei alapján; (*speciális esetben a Rayleigh-szórást adja vissza*)
- figyelembe veszi a cseppek véletlenszerű térbeli „billegését” az átlagosan függőleges tengelyirány körül;
- tetszőlegesen megadott $\{N_w, D_0, \mu\}$ cseppméret-eloszlásra vonatkozóan összegzett szóródást számol;
- a szóródásból szimulált radar paramétereket $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ állít elő.

A T-mátrix módszert kiterjedten alkalmazzák különféle radar-méréstechnikai problémák kezelésére, hátterük megvilágítására. Mi a továbbiakban a polarimetrikus radar adatokon alapuló, többparaméteres csapadékintenzitás becslés gyakorlati (munka) formuláinak kidolgozásában játszott szerepét világitjuk meg.

A csapadékintenzitás becslése polarimetrikus adatok alapján

Az eddig bemutatott fogalmköröket és számítási módszereket az alábbi logikai sémában összegezhethetjük (4. ábra). A cseppméret-eloszlás, illetve a mérettől függő kihullási sebesség ismeretében meghatározhatjuk a csapadékintenzitást. A T-mátrix szimulációs modell segítségével a cseppméret-eloszláshoz meghatározhatjuk a hozzá tartozó, radarral mérhető polarimetrikus paramétereket. Amennyiben a T-mátrix módszert inverz módon, „visszafelé” is alkalmazhatnánk, akkor a radar által mért polarizációs mennyiségekből kiindulva, a cseppméret-eloszlás rekonstruálásán keresztül korrekt csapadékintenzitás becslést végezhetnénk. A T-matrix eljárásnak egzakt inverz módszere azonban nem ismeretes. Helyette a $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ mennyiségek alapján regressziós összefüggésekkel parametrizáljuk a $\{N_w, D_0, \mu\}$ eloszlás paramétereket (Gorgucci et al., 2001, 2002). Noha az említett parametrizáción alapuló számítás általában realiztikus értékeket szolgáltat a $\{N_w, D_0, \mu\}$ paraméterekre, a gyakorlatban kevésbé használható csapadékintenzitás becslésre, elsősorban a polarimetrikus mennyiségek mérési hibájára való erős érzékenység miatt.

Próbálkozhatunk a radarral *mért* $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ mennyiségek és a felszínen *mért* csapadékintenzitás között közvetlen empirikus összefüggések felállításával is. Ez is komoly gyakorlati nehézségekbe ütközik. A mindkét oldalon létező mérési hibák mellett döntő akadályt jelent a kétféle mérési technika szélsőségesen különböző mintavételi módszere. Amíg a hagyományos csapadékmérő edény felfogó felülete mindössze 200 cm^2 , addig a radar tipikusan mintegy $\frac{1}{4} \text{ km}^3$ térfogatóból vesz mintát, pillanatszerűen. Ez a különbség akkora varianciát visz az adatokba, amely nem teszi lehetővé kellően precíz összefüggések feltárását.



4. ábra. A cseppméret-eloszlás, a polarimetrikus radarparaméterek és a csapadékintenzitás közötti kapcsolatok logikai sémája.

Kellően pontos összefüggések feltérképezéséhez rendszerint az alábbi, összetett – bizonyos fokig közvetett – eljárási módot követve juthatunk. A már említett *Ulbrich*-kritériumoknak eleget tevő gamma-eloszlások sorozatát, illetve az azokat leíró $\{N_w, D_0, \mu\}$ paraméter hármasok sokaságát vesszük. Minden egyes eloszláshoz meghatározzuk az $\{R\}$ csapadékintenzitást és a $\{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ polarimetrikus radar paramétereket. Végző soron: hipotetikus méreteloszlás függvények sokaságához szimulált csapadékintenzitások és szimulált polarimetrikus radar paraméterek sokaságait állítjuk elő. A szimuláció legfontosabb előnye, hogy az összetartozó $\{R\} \leftrightarrow \{Z_h, Z_{dr}, K_{dp}\}$ paraméter értékek *mérési hibáktól mentes* „párok” alkotnak. A szimulált „steril” sokaságokon pedig lényegesen könnyebben feltárhatók az összefüggések, mint a zajos mérési adatokon. A fenti gondolatmenetet a 4. ábra szemlélteti.

A szokásos eljárás szerint (nem-lineáris) regressziós összefüggéseket állítanak fel a szimulált adatok-, illetve azok részhalmazai között. Az *I. táblázatban* *Bringi* és *Chandrasekar* (2001) nyomán, illusztrációként bemutatunk néhány, szimulációs regresszióval készült csapadékintenzitás számítási formulát, különböző radar hullámhosszakra vonatkozóan. A *II. táblázat* az *I. táblázatban* szereplő formulák, valamint összehasonlításként, a tradicionális, egyparáméteres csapadék formula

$$R(Z_h) = 0,0365 * Z_h^{0,625}$$

mértékadó hibáit tartalmazza a csapadékintenzitás függvényében. Mértékadó hibán a radarparaméterek mérési hibáinak és a regressziós formula hibájának az együttes hatását értjük.

	$R(Z_h, Z_{dr}) = C1 * Z_h^{a1} * Z_{dr}^{b1}$			$R(K_{dp}, Z_{dr}) = C2 * K_{dp}^{a2} * Z_{dr}^{b2}$		
λ	C1	a1	b1	C2	a2	b2
3 cm (S)	$6,7 * 10^{-3}$	0,93	-3,43	90,8	0,93	-1,69
5 cm (C)	$5,8 * 10^{-3}$	0,91	-2,09	37,9	0,89	-0,72
10 cm (X)	$3,9 * 10^{-3}$	1,07	-5,97	28,6	0,95	-1,37

I. táblázat. Szimulációs regressziós csapadékintenzitás formulák ($R(Z_h, Z_{dr})$, $R(K_{dp}, Z_{dr})$ [mm h^{-1}]) a radar hullámhossz (λ) függvényében, Bringi és Chandrasekar (2001) nyomán.

Látható, hogy az egyes polarimetrikus formulák lényegesen eltérő hibával rendelkeznek az alacsony és a magas csapadékintenzitás tartományokban. Következésképpen: a formuláknak csak az intenzitástól függő, alternatív alkalmazásával számíthatunk optimálisan alacsony hibával rendelkező csapadékintenzitás becslésre. Az is kiolvasható a táblázatból, hogy a polarimetrikus formulák kombinált használatával a tradicionális formulánál jobb becsléshez jutunk a teljes intenzitás tartományon.

	10 mm h ⁻¹	50 mm h ⁻¹	100 mm h ⁻¹
$R(Z_h, Z_{dr})$	30%	30%	30%
$R(K_{dp}, Z_{dr})$	200%	25%	17%
$R(Z_h)$	70%	45%	35%

II. táblázat. Különböző szimulációs regressziós csapadékintenzitás formulák ($R(Z_h, Z_{dr})$, $R(K_{dp}, Z_{dr})$, $R(Z_h)$) mértékadó (mérési + parametrizációs) hibája a csapadékintenzitás függvényében.

Irodalomjegyzék

- Atlas, D., Srivastava, R. C. and Sekhon, R. S., 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.* 2, 1–35.
- Atlas, D. and Ulbrich, C. W., 1977: Path- and area-integrated rainfall measurements by microwave attenuation in 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.* 16, 1322–1331.
- Barber, P. W. and Hill, S. C., 1990: Light Scattering by Particles: Computational Methods. *New Jersey, World Scientific.*
- Beard, K. V. and Chuang, C., 1987: A new model for the equilibrium shape of raindrops. *J. Atmos. Sci.* 44, 1509–1524.
- Beard, K. V., Kubesh, R. J. and Ochs, H. T., 1991: Laboratory Measurements of Small Raindrop Distortion. Part 1: Axis Ratios and Fall Behavior. *J. Atmos. Sci.* 48, 698–710.
- Brandes, E. A., Zhang, G. and Vivekanandan, J., 2004: Comparison of polarimetric radar drop size distribution retrieval algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 21, 584–598.

- Bringi, V. N. and Chandrasekar, V., 2001: Polarimetric Doppler weather radar. *Cambridge University Press*.
- Chandrasekar, W., Cooper, W. A. and Bringi, V. N., 1988: Axis Ratios and Oscillations of Raindrops. *J. Atmos. Sci.* 45, 1323–1333.
- Gorgucci, E., Chandrasekar, V., Bringi, V. N. and Scarchilli, G., 2000: Measurement of mean raindrop shape from polarimetric radar observations. *J. Atmos. Sci.* 57, 3406–3413.
- Gorgucci, E., Scarchilli, G., Chandrasekar, V. and Bringi, V. N., 2001: Rainfall estimation from polarimetric radar measurements: composite algorithms immune to variability in raindrop shape–size relation. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 18, 1773–1786.
- Gorgucci, E., Scarchilli, G., Chandrasekar, V. and Bringi, V. N., 2002: Estimation of raindrop size distribution parameters from polarimetric radar measurements. *J. Atmos. Sci.* 59, 2373–2384.
- Kubesh, R. J. and Beard, K. V., 1993: Laboratory Measurements of Spontaneous Oscillations for Moderate-Size Raindrops. *J. Atmos. Sci.* 50, 1089–1098.
- Horváth Gy. és Nagy J., 2005: A duálpolarimetrikus mérések alapelve, a paraméterek meteorológiai alkalmazása. *A 30. Meteorológiai Tudományos Napok Előadásai, Budapest*, 135–146.
- Seliga, T. A. and Bringi, V. N., 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.* 15, 169–761.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop-size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.* 22, 1764–1775.

A mezoskálájú folyamatok szerepe a konvektív felhőképződésben

Horváth Ákos

Országos Meteorológiai Szolgálat, Siófoki Viharjelző Obszervatórium
8600 Siófok, Vitorlás u. 27., e-mail: horvath.a@met.hu

Összefoglalás – A légköri energiaátalakulás egyik meghatározó skálája az ún. mezoskála, amely az időjárási frontoktól a zivatarfelhőkig a markáns légköri folyamatok egész sorozatát foglalja magába. A mezoskálán jelentkező instabilitási formák között kiemelkedő szerep jut a konvekciónak, amely nagyban módosíthatja az őt kiváltó nagyobb skálájú folyamatokat, ezzel jelentősen megnöveli az előrejelzés bizonytalanságát. A konvekció természeténél fogva kis területeken gyorsan képes jelentős légköri energiákat felszabadítani, ami hirtelen felépülő zivatarok, zivatar rendszerek formájában veszélyes időjárási folyamatok gyakori előidézője.

A konvektív viharok különböző struktúrájú felhő- és csapadékrendszereket hoznak létre. A zivatar vonalak lényegesen eltérően viselkednek, attól függően, hogy bennük a cellák a vonal mentén, vagy a vonalra merőlegesen mozognak. A zivatar góccokban a cellák egymást erősítve veszélyes időjárási jelenségek tucatjait hozhatják létre, az orkán erejű szélről a felhőszakadáson át a jégesőig. Extrém esetekben elfajult zivatar cellák, szupercellák is létrejöhetnek. Ilyen esettel találkozhattunk 2006. augusztus 20-án, amikor egy szupercella – örvénylő zivatarfelhő – csapott le a fővárosra, tragédiákat okozva.

Napjaink egyik legnagyobb szakmai kihívása, hogy a dinamikus modellek felhasználásával minél pontosabban próbáljuk meg számszerűen is előrejelezni a veszélyes konvektív folyamatokat.

Bevezetés

A légköri folyamatok között meghatározó szerepe van a koncentrált, erőteljes függőleges feláramlásokkal járó jelenségeknek, melyeket összefoglaló néven konvektív folyamatoknak nevezünk. Konvektív jelenségek közé tartoznak a szabad szemmel láthatatlan termikék, a gomolyfelhők, vagy a zivatarok. A konvekció gyakran veszedelmes jelenségeket is létrehoz: különösen heves zivatar góccok, szupercellák, vagy zivatar láncok jöhetnek létre, de ugyancsak konvektív rendszernek tekinthetők a több száz kilométer átmérőjű hurrikánok is.

Bár a konvekció alapvetően kis skálájú folyamat (mezo-béta, vagy mezo-gamma skálák meghatározó folyamata), mégis fontos szerepe van az egész földet átfogó légköri cirkulációs rendszer működésében is: a trópusi zivatarok kuszasága nélkül nem jöhetne létre az egyenletesen fújó passzátszelek rendszere, de konvektív folyamatok nélkül lényegesen kevesebb lenne a légkörben a nedvesség is; gyökeresen más klíma uralná a Földet.

A jelenség egyik legfőbb sajátossága a körülményekre való rendkívüli érzékenység, labilis időjárási helyzetben ugyanis akár egy gyenge légmozgás elegendő ahhoz, hogy kialakuljon egy gomolyfelhő, amely gyorsan zivatarfelhővé terebélyesedik, majd a belőle kifújó szél újabb zivatarokat gerjeszt. Ha ugyanez a folyamat száz kilométerrel arrébb játszódik le, és a zivatarok ott robbannak ki, akkor gyökeresen máshogy alakul a következő órák, vagy akár a következő napok időjárása. Jelen írás célja, hogy dinamikai és fenomenológiai sajátosságaik alapján megkísérelje rendszerbe foglalni a gomolyfelhők sokszor hektikusnak tűnő rendszerét.

A konvektív folyamatok dinamikai háttere: a konvektív komponensek

A koncentrált légköri feláramlásokat többféle hatás is ki tudja váltani. A legismertebb a *légköri felhajtóerő*, amely az ún. szabad konvekció kialakulásáért felelős, és a légtömegben belüli zivatarok legfőbb kiváltója. A másik tényező a *légköri összeáramlás*, amely a kényszerkonvekció jelenségét okozza. Ide tartozik a domborzat keltette kényszerfeláramlás, vagy a hidegfrontok felülete mentén feltorlódo felhőzet. A harmadik tényező a horizontális, vagy vertikális irányú szélfordulás, azaz a *szélnyírás*, amely az előző két összetevővel együtt a különösen heves zivatarok, a szupercellák kialakulásáért felelős. Ezt a három tényezőt nevezzük együttesen konvektív komponensnek.

Az első konvektív komponens: a légköri felhajtóerő

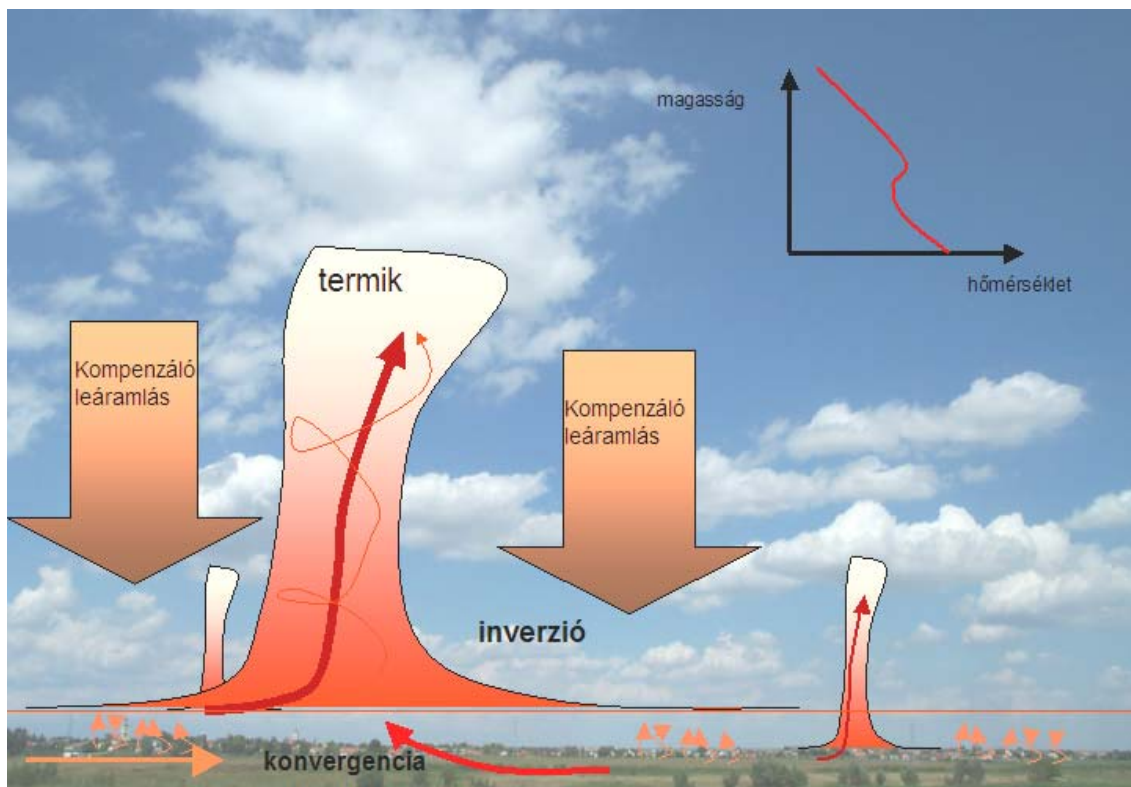
A légkörben a kistérségű feláramlás legfőbb kiváltó oka a felhajtóerő. Egyszerű esetben a napsugárzás hatására felmelegedő felszín adja át a hőjét a fölötte lévő levegőnek, és a felmelegedett alsó levegő emelkedni kezd. Ez az emelkedés azonban nem rendezett feláramlás. Az emelkedő levegő pótlására ugyanis a szabad légkörből kompenzáló leáramlásnak kell megindulnia, amely a száraz adiabatikushoz közeli folyamat révén inverziót hoz létre a határreteg fölött, gátat állítva a szomszédos, emelkedni próbáló levegő előtt. A kialakuló inverzió alatt megrekedt levegő ezután már nem emelkedik, hanem a talaj felett a létrejött feláramlási csatorna irányába áramlik, pótolva az ott fellépő tömegvesztéséget (1. ábra). Ezzel a folyamattal magyarázható, hogy a termikek egymástól elkülönülő cellákban jelennek meg. Az emelkedő levegő hőmérséklete a száraz adiabatikus hűlés miatt gyorsan csökken, és hidegebbé válik környezeténél, megszűnik a felhajtóerő. Ha nincs elegendő nedvesség, a konvekció „nem lép tovább” a termik fázison, azaz a néhány száz méter magas láthatatlan cellákból nem jönnek létre gomolyfelhők. Időnként a száraz termikek is képesek látványos jelenséget kelteni, amikor az egyébként hűvösebb, főként hidegfrontok utáni időjárási helyzetekben az intenzív napsugárzás hatására gyorsan felmelegszik a talaj majd a talajközeli levegő, és a heves feláramlás látható jeleként kialakulnak az akár 100–200 m magas portölcsérek. A termikek kialakulásánál tehát meghatározó szerepe van a felszínről jövő *szenzibilis hőáramnak*.

Ha van elegendő nedvesség az emelkedő levegőben, akkor a hűlés következtében kicsapódó vízgőzből felszabaduló látens hő tovább melegíti az emelkedő légtestet, annak pályája a száraz adiabatáról a nedves adiabatára tér át, és megjelennek az első gomolyfelhők, a cumulus humilisek, illetve a cumulus mediocrisok. A feláramló levegő nedvességét a talajközeli légréteg, illetve a felszínről jövő látens hőáram biztosítja.

A felszín szempontjából tehát a szenzibilis hőáram a konvekció első, indító lökését adja, míg a látens hőáram a továbbfejlődésnél fontos. A két energiaáram egymás rovására változik, ha túl nedves a talaj, a besugárzásból származó energia párologtatásra fordítódik, a termikek gyengék lesznek. Ha viszont nagyon száraz a felszín, akkor erősek lehetnek a termikek, azonban nem tudnak továbbfejlődni gomolyfelhővé.

A fentiekben leírt folyamatok önmagukban legtöbbször a gyengébb gomolyfelhők kialakulását tennék lehetővé. A tornyos gomolyfelhők majd a zivatarok megjelenéséhez a troposzféra nagy részét átfogó labilitásra van szükség, azaz olyan légrétegzettséghez, hogy az eleinte száraz, majd nedves adiabata mentén mozgó légtest hőmérséklete tartósan magasabb legyen a környezet hőmérsékleténél, azaz az állapotgörbén létezzen az ún. szabad konvekciós szint (2. ábra). Ha az emelkedő levegő eléri

ezt a szintet, utána már a folyamatos felhajtóerő hatására tovább gyorsulva cumulus congestus, illetve cumulonimbus állapotba fejlődhet tovább (3. ábra). A 2. ábráról láthatóan a szabad konvekciós szinthez való eljutáshoz jelentős energiára van szükség, ezért csak kevés termiknek, illetve gomolyfelhőnek sikerül ebbe a fázisba kerülnie. Viszont az eddig kifejlődött feláramlási rendszerek már nagyobb területről képesek összeszedni a záróréteg alatt felhalmozódott meleg nedves levegőt, nagyobb lesz a „támogatottságuk”. A nedves adiabata mentén emelkedő légrézecske hőmérséklete előbb vagy utóbb ismét hidegebb lesz, mint a környezete, de a pozitív felhajtóerő munkájának hatására jelentős sebességre tesz szert, így képes akár a sztratoszférába is behatolni. A maximális felhőtető hőmérséklete így alacsonyabb lehet, mint a környező levegő leghidegebb rétegének hőmérséklete (2. ábra).



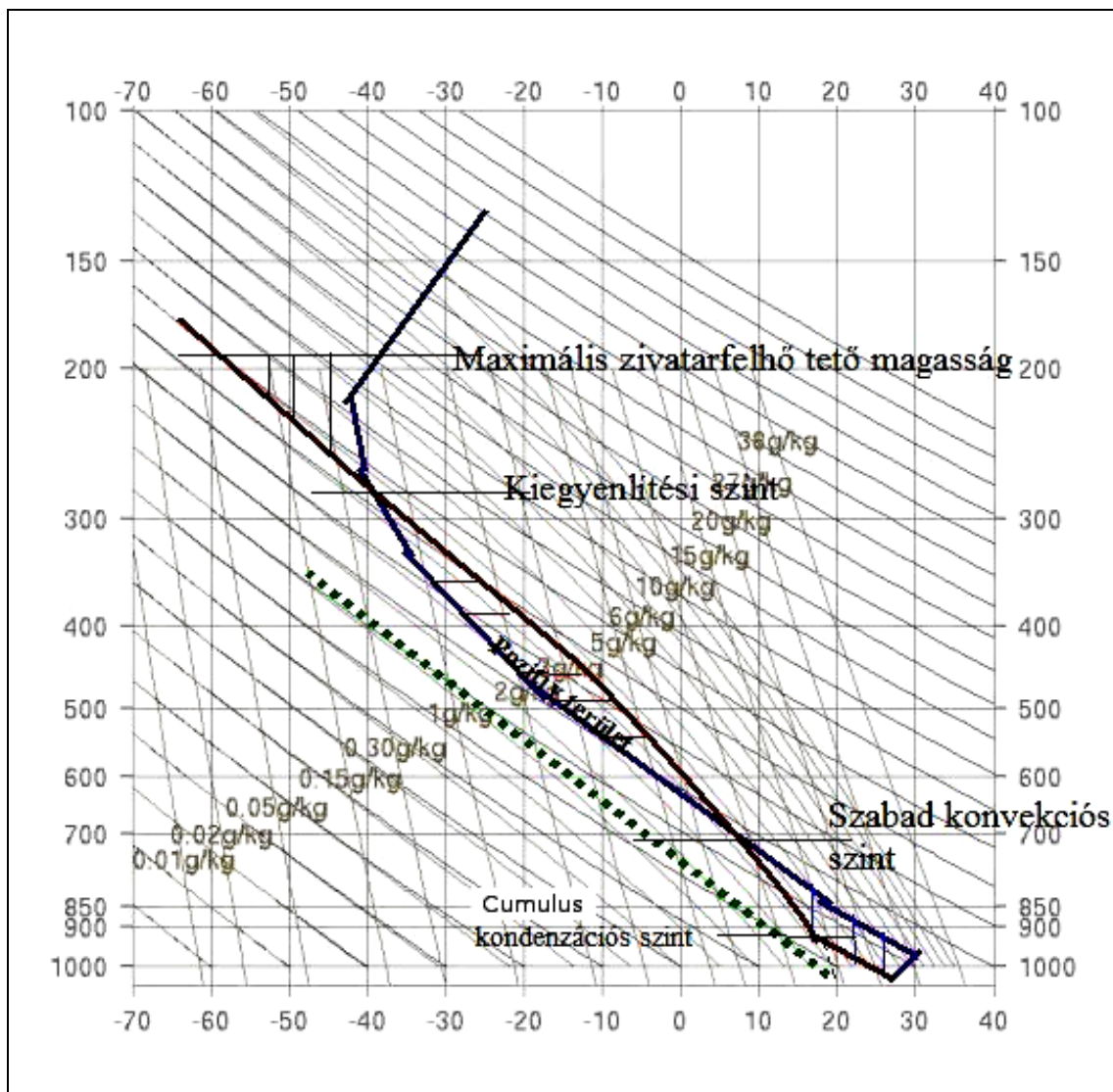
1. ábra. A termik kialakulása.

A második konvektív komponens: a konvergencia

A levegő torlódása ugyancsak jelentősen hozzájárulhat a függőleges légmozgások kialakulásához. Az így létrejövő kényszerkonvekció legtipikusabb formája az orográfia keltette feláramlás, amelynek látható jelei az orográfikus gomolyfelhők. A domborzat minden körülmények között megemeli az áramló levegőt, tehát ha labilis a rétegződés, akkor hamarabb kialakul a zivatar a hegyek szélfelőli oldalán, mint a síkvidéken.

A hidegfrontok mentén hasonló jelenség játszódik le, mint az orográfikus emelés során. A nagyobb sűrűségű hideg levegő „feltorlaszolja” és feláramlásra készíti a melegebb, kisebb sűrűségű front előtti légtömegeket, ezért még a kevésbé labilis légtömegek esetén is a hidegfrontok mentén nagyobb eséllyel alakulnak ki a zivatarok. A hideg-

frontok mentén ráadásul olyan vertikális cirkulációs rendszerek is kialakulnak, amelyek a konvekcióval együtt több száz kilométer hosszú zivatar láncokat hozhatnak létre. A gyengébb összeáramlási zónáknak, az ún. konvergencia vonaloknak ugyancsak szerepük van a konvekció kiváltásában, hiszen ha egyébként labilis a rétegződés, akkor a kisebb „torlasztó hatás” is elegendő lehet a zivatarok kialakulásához. Sokszor éppen maguk a zivatarok biztosítják a konvergenciát. A zivatar cellából leáramló, a csapadék által lehűtött és a talaj mentén szétterülő hidegebb levegő megemeli a zivatar előtti melegebb levegőt, létrehozva a következő cellát (4. ábra). Ez a konvergencia – felhajtóerő kölcsönhatás – meghatározó szerepet játszik a multicellás zivatarok kialakulásában.

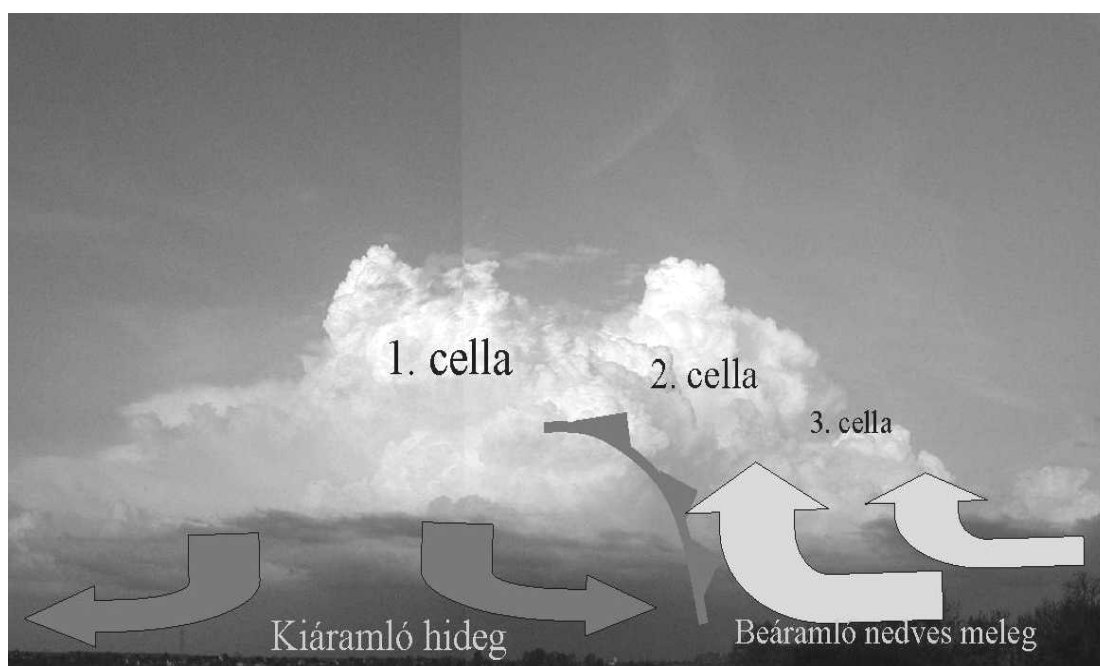


2. ábra. A konvekció folyamata: a levegő a talaj közeléből a száraz adiabatán emelkedik (kék vonal) majd a kondenzációs szinttől (konvektív felhőalap) a nedves adiabata mentén halad tovább. A szabad konvekciós szint fölött a környező levegő hőmérséklete (fekete vonal) alacsonyabb lesz és a részecskére felhajtóerő hat. A felhajtóerő munkáját a pozitív terület jelzi. A felgyorsult részecske behatol a sztratoszférába és addig emelkedik, míg az energiája el nem fogy, így a felhőtető hőmérséklete alacsonyabb lehet mint a környező légoszlop legalacsonyabb hőmérséklete.

Míg az egycellás zivatarok élettartama ritkán haladja meg a 45 percet, addig a multicellás zivatarok átlagosan egy-két óráig is fennmaradnak, és labilis időjárási helyzetben gyakoribbak az egycellás zivataroknál. A multicellás zivatarokban többé-kevésbé periodikusan hol megerősödnek, hol legyengülnek a zivatar cellák.



3. ábra. Cumulonimbus.



4. ábra. A multicellás zivatar szerkezete.

A rendszerben először a hasznosítható konvektív energia alakul át potenciális energiává azzal, hogy a feláramlás megemeli a zivatarban levő levegő (valamint víz és vízgőz) súlypontját, majd a széteső cellából a zivataros kifutószél sűrűbb levegője feltorlasztja a melegebb labilis levegőt. Így a következő cellák már nemcsak a felhajtóerőt, hanem a konvergencia keltette feláramlást is fel tudják használni növekedésükhöz, tehát erősebbek lesznek az eredeti cellánál. Ez a magyarázata annak, hogy a multicellás zivatarok általában hevesebbek az egycellás zivataroknál.

A harmadik konvektív komponens: a szélnyírás

A szél sebességének magassággal történő növekedése ugyancsak erősítheti a konvekciót. Ez azonban összetett folyamat, beindulásához szükséges, hogy már létezzen fejlett zivatarok. A zivatarokban létrejövő feláramlási csatorna meglehetősen elszigetelt a környezetétől. Erős magassági szél esetén a zivatar hasonlóan kezd viselkedni mint egy óriási kémény: minél erősebb a magasban a szél, annál jobban „húz” a kémény. A zivatar közvetlen kapcsolatot létesít az alsó, talajközeli rétegek és a magas légkör között. A felhőalapba a beáramlás alacsonyabb sebességgel történik, míg a magasban az ottani viharos széllel távozik a felhőből a levegő. Ez a feláramlási csatornában szükségszerűen gyorsulást okoz. A függőleges gyorsulás miatt viszont a nem hidrosztatikus nyomás-adalék már jelentősebb lehet, így a függőleges szélnyírást hasznosító zivatarokban a feláramlási csatornában alacsonyabb lesz a nyomás.

A vertikális szélnyírás másik következménye, hogy egy meglehetősen összetett folyamat eredményeként, (amely során a szélnyírás miatt meglévő horizontális tengelyű örvényesség vertikális tengelyűvé alakul) a zivatarfelhő feláramlási csatornája körül örvénylő mozgás alakul ki, a felhő forogni kezd.

A forgó mozgást kialakító centripetális erő és a zivatarfelhő belsejében lévő alacsony nyomás miatt létrejövő nyomási gradiens erő „egyensúlyba kerül”, ami az ilyen típusú zivatarcella több órás fennmaradását eredményezi. *(A centripetális erő a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő különbsége, a súrlódási erő itt elhanyagolható. A nagyságrendi analízis szerint a nyomási gradiens erő a meghatározó, ami így jó közelítéssel megegyezik a centripetális erővel.)*

Természetesen a feláramló légtömeg pótlásáról is gondoskodni kell, és ez a pótlás egyre inkább csak a talajközeli rétegekből történhet, ahol a súrlódási erő megbontja a fenti egyensúlyt, lehetővé téve a beáramlást. A zivatar tehát, mint egy gigantikus por-szívó, valósággal rá fog tapadni a talajra (5. ábra). A forgó zivatarok egy miniatűr (néhány tíz kilométer átmérőjű) ciklont formálnak, ezt nevezik mezo-ciklonnak, az ilyen típusú zivatarokat pedig szupercelláknak. A szupercellákba beáramló örvénylő levegő hozza létre a tornádót (6. ábra). A tornádóban örvénylő levegő, akár 500 km/óra (!) sebességet is elérhet.

A hatalmas szélesebesség az impulzusmomentum megmaradásából következik, ugyanis a néhány tíz kilométeres átmérőjű forgó felhőbe beáramló levegő a tornádóban néhány tíz méteres feláramlási területre koncentrálódik, közben pedig megőrzi az impulzusmomentumát. (Hasonló a jelenség ahhoz, amikor a korcsolyázó kezeit behúzza „felpörög”.)

A mezoskálájú jelenségek felhőzete

A konvektív felhők rendszere csak első ránézésre tűnik kuszának, több-kevesebb rendezettség megfigyelhető bennük. Már a gyengébb gomolyfelhők sem teljesen véletlen szerűen jelennek meg. Az első gomolyok okozta talajközeli konvergencia a fentebb leírtak



5. ábra. Örvénylő zivatarfelhő: szupercella (forrás: Internet).



6. ábra. Szupercellából kinyúló tornádó (forrás: Internet).

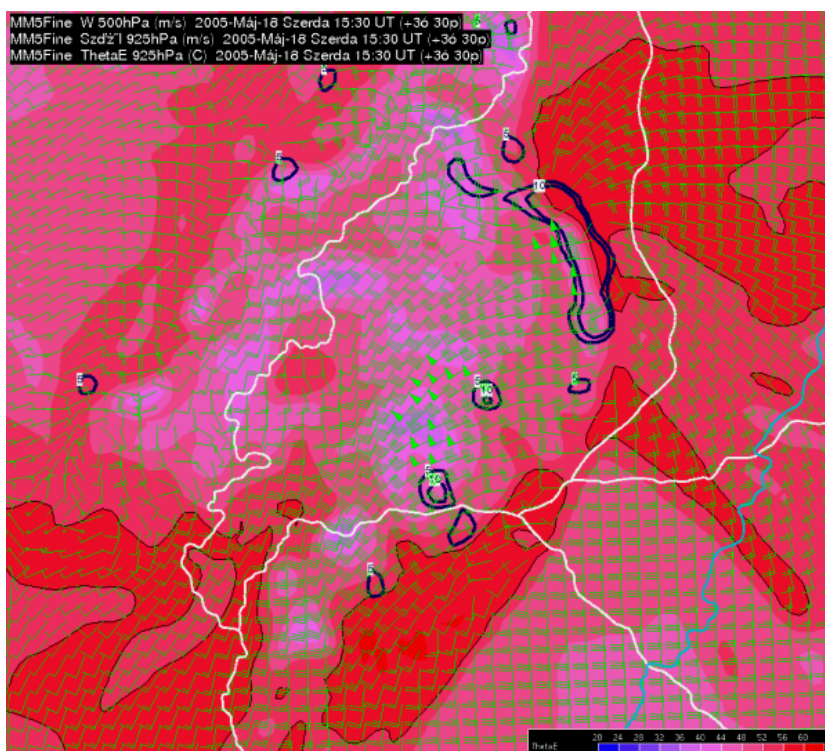
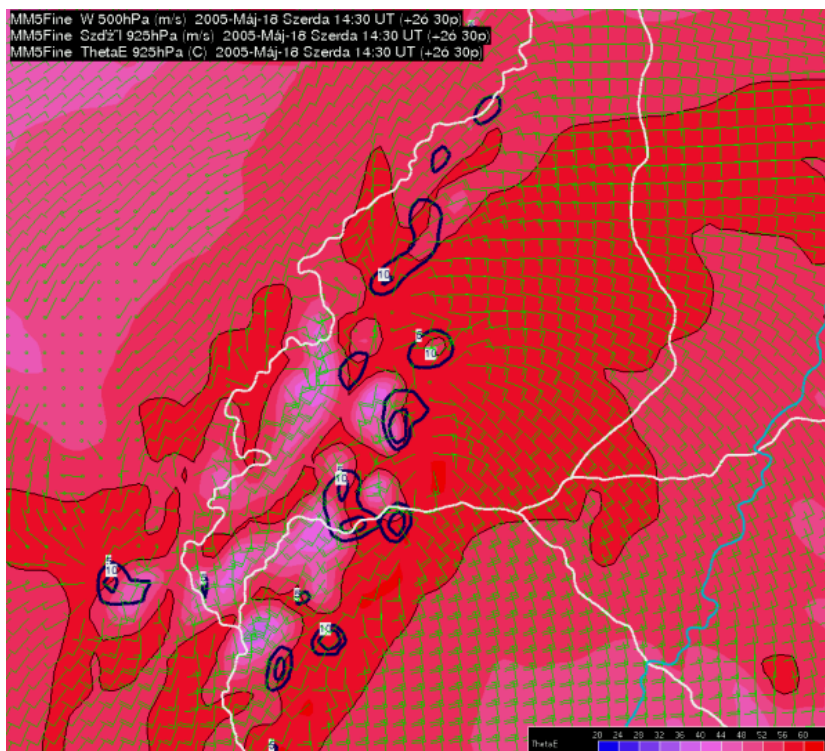
alapján azt eredményezi, hogy a további felhők is a közelbe keletkeznek, és ha még van valamilyen határozottabb vezető áramlás is, akkor elég hamar megjelennek a felhőutak, felhősávok. Sokkal határozottabb struktúrájuk van azonban az erősebb zivatar rendszereknek, ahol a szinoptikus skálájú mozgások rendszere jelentős mértékben befolyásolja, hogy hol és milyen erősségű zivatarok alakulhatnak ki. Három fő struktúrát különböztünk meg: a zivatar vonalakat, a zivatar láncokat és a zivatar góccokat. A továbbiakban az első kettővel foglalkozunk részletesebben.

A zivatar vonalak

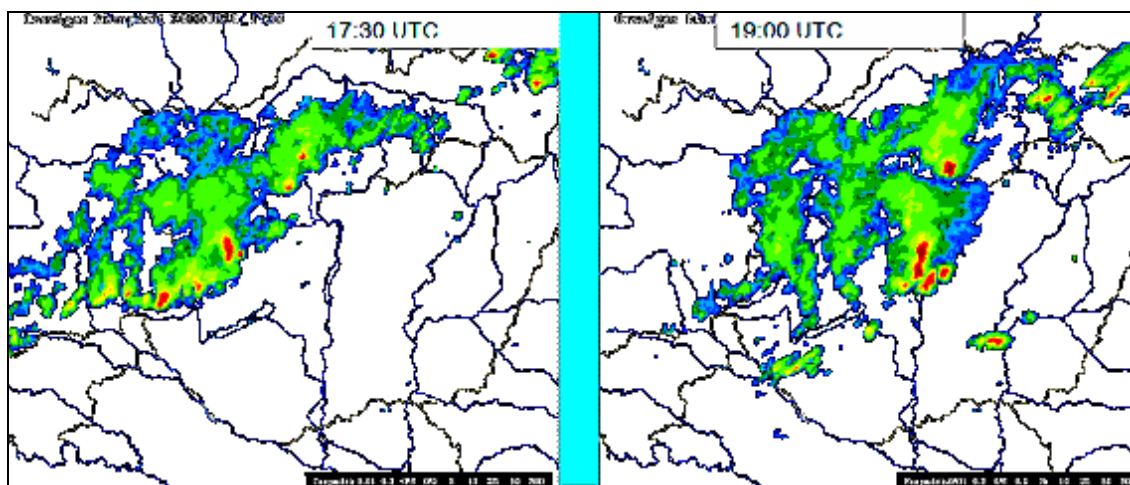
Főként öregebb, többszörösen is okkludálódott ciklonok esetén, amikor a ciklon áthelyeződési sebessége lassú, akkor alakulnak ki a zivatar vonalak: a fentiekben leírt mechanizmusú, egymást gerjesztő, vonalba rendezett zivatarok. Legfőbb sajátosságuk, hogy a zivatarok a vonal mentén mozognak. A zivatar vonal mindkét oldaláról a konvergáló levegőből összegyűjti a nedvességet és a magas nedvességtartalmú levegőből alacsony felhőalapú, viszonylag alacsony radar reflektivitást mutató (kevés jeget tartalmazó) meleg felhők alakulnak ki. A zivatar vonal legfőbb sajátossága a nagy mennyiségű csapadék, amely részben abból is adódik, hogy maga a vonal lassan helyeződik át, így a vonalban levő területek fölött több cella is átvonul. A zivatar vonalak felelősek a hirtelen kialakuló lokális árvizekért az ún. „*flash flood*” jelenségekért. A közelmúltban ilyen jelenség okozta a mátrakeresztesi 2005. április 18-án lezajlott helyi árvizet, vagy a 10 napra rá a Zempléni-hegységben bekövetkezett hasonló természeti csapást. A zivatar vonalak kialakulásában elsősorban az első és a második konvektív komponens játszik szerepet.

Zivatar láncok

Zivatar láncoknak nevezzük azokat a vonalas szerkezetű zivatar rendszereket, ahol a zivatarok a vonalra merőlegesen mozognak. Szemben a zivatar vonallal, itt rendszerint gyors mozgású zivatarokról van szó. A zivatarok a fennmaradásukhoz szükséges meleg nedves levegőt a zivatar láncnak csak az egyik (a meleg) oldaláról szerzik meg, kevesebb csapadékot produkálnak, de a feláramlás jóval hevesebb, nagy radar reflektivitású, erősen jeges felhők alakulnak ki bennük. A rendszer legfőbb sajátosságai a zivatarokat kísérő orkán erejű szél és a pusztító jégesők. A zivatar láncokban, vagy a zivatar lánc előtt időnként szupercellák jönnek létre, amelyek akár tornádókat is okozhatnak. Ezen rendszerek kialakulásánál mindhárom komponens szerepet játszik: a ciklon labilis előoldalának hasznosítható konvektív energiája, a hidegfront okozta konvergencia és a *jet stream* keltette vertikális szélnyírás. A zivatar láncokat főleg kezdeti állapotukban nehéz megkülönböztetni a hidegfronttól, azonban fejlettebb állapotukban elszakadva a fronttól behatolnak a ciklon melegszektorába. Nem ritka, hogy a zivatar láncokban kialakult legerősebb zivatarok „valóságos küzdelmet” folytatnak egymással a fennmaradásukhoz szükséges hasznosítható konvektív energiáért. Amelyik cella nagyobb területről képes megszerezni a talajközeli labilis levegőt (amelyet jól jellemezhetünk a 925 hPa-os szint ekvivalens potenciális hőmérsékletével), az lesz az erősebb (7. *ábra*). Ilyen „versenyfutásra” került sor 2006. augusztus 20-án is annál a zivatarláncnál, amely az esti órákban Budapest felé közeledett. A két fő centrum közül az északi rendszer Pannonhalma-Tatabánya vonalon mozgott, míg a déli rendszer Tapolca-Siófok vonalon haladt (8. *ábra*). Ha az utóbbi rendszer vált volna erősebbé, a Budapestre lecsapó vihar jóval gyengébb lett volna.



7. ábra. A 2005. május 18-i vihar MM5 modellel történő numerikus szimulációja. A vastag vonalak az 500 hPa-os szintre számított pozitív vertikális sebességet jelölik 5 m s^{-1} sűrűséggel. A színezett területek a 925 hPa szint ekvipotenciális hőmérsékletét mutatják, a szélzászlók ugyancsak a 925 hPa-os szélmezőt ábrázolják. A fenti (a) ábra a 14:30 UTC-re a lenti (b) ábra a 15:30 UTC-re előrejelzett mezőket ábrázolja. A modell szerint az északi cellába nagyobb területről áramlott be a labilis (magasabb ekvivalens potenciális hőmérsékletű) levegő így az volt képes supercellává fejlődni.



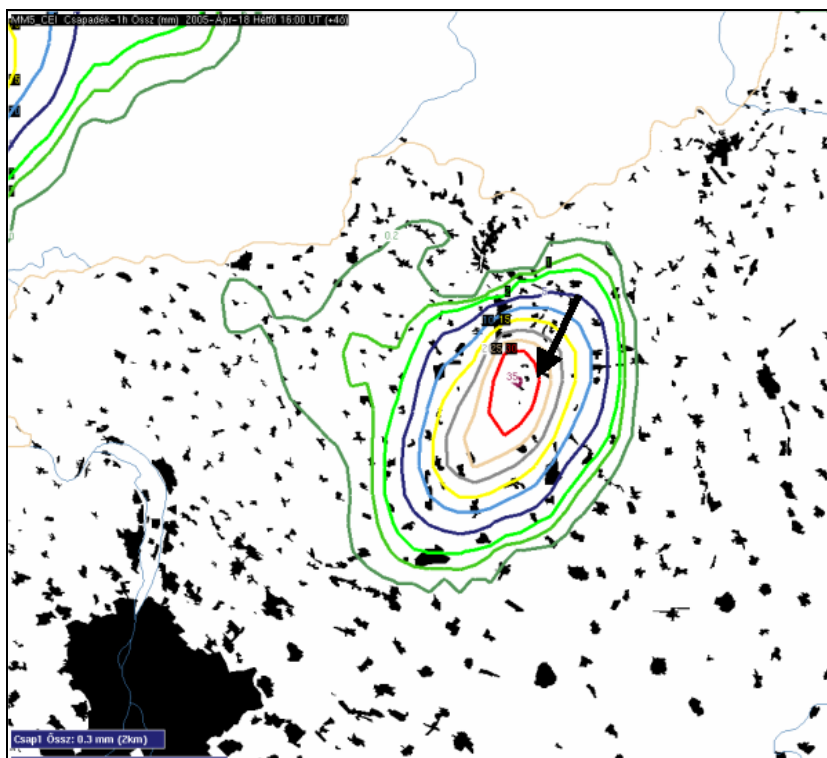
8. ábra. 2006. augusztus 20. 17:30 (balra) és 19:00 UTC (jobbra) radar reflektivitási kép. A 17:30-kor még meglévő Tapolca felé tartó déli cella legyengült, míg az északi rendszer valószínűleg az előző rovasára felerősödött.

A zivatarok objektív előrejelezhetőségéről

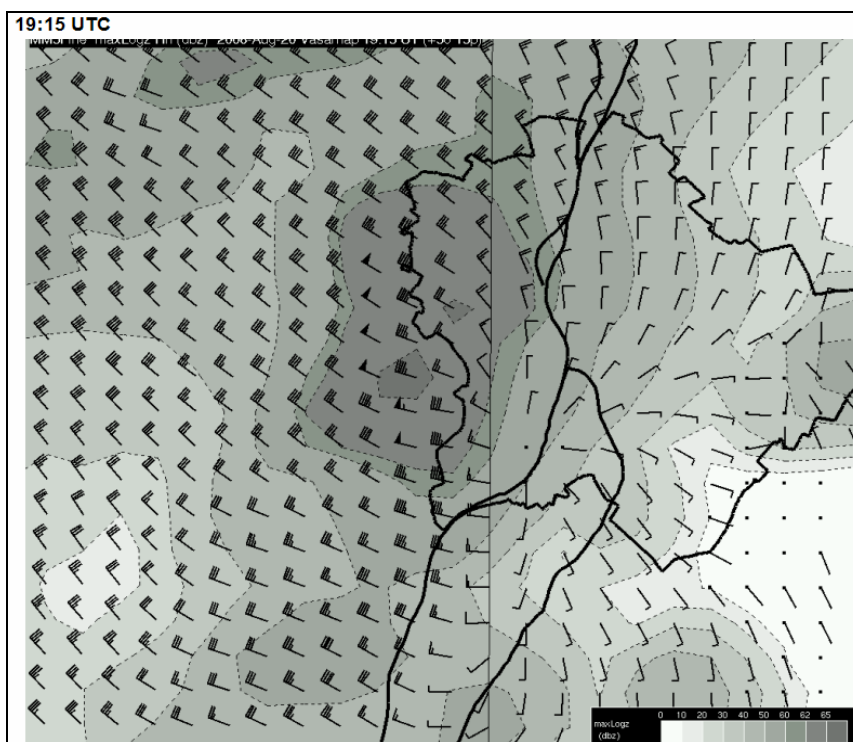
A veszélyes időjárási folyamatok pontos előrejelzése és a riasztás a hazai operatív gyakorlatban egyenlőre főként az előrejelző szakemberek tapasztalatán múlik. Olyan esetekben azonban, ahol a nagyobb térségű, mezo-alfa skálájú folyamatok meghatározzák a konvekció helyét és erősségét, ott van lehetőség a dinamikai alapú előrejelzések készítésére. Ehhez az kell, hogy az alkalmazott modell fizikája magába foglalja a konvekciót, azaz a modellezésben alkalmazott konvektív parametrizációt mellőzni tudjuk. A konvektív folyamatok közvetlen számítása viszont a nem hidrosztatikus leírás alkalmazását, valamint nagy térbeli felbontást, továbbá egészen részletes felhőfizikai modellezést igényel. A fenti feltételeknek eleget tesz az OMSz által az időjárási veszélyjelzéshez alkalmazott, az Egyesült Államokban kifejlesztett MM5 modell. A modell több esetben alkalmasnak bizonyult a veszélyes zivatarrendszerek szimulációjára. A modell kísérletekhez minden esetben az ECMWF analízist alkalmaztuk, mint first guess mezőt, illetve ECMWF előrejelzéseket használtunk a korlátos tartományú MM5 modell peremfeltételeinek a biztosítására.

A mátrakeresztesi árvíz esetén a 2005. április 18. 12 UTC-s kezdeti értékkel futtatott modell sikeresen visszaadta az extrém mennyiségű csapadék kialakulását, illetve annak időbeli lefolyását (9. ábra). A vizsgált eset a zivatar vonalak numerikus előrejelezhetőségének lehetőségére példa.

Ugyancsak megkíséreltük modellezni a 2006. augusztus 20-i budapesti vihar lezajlását is. Itt a modell sikeresen rekonstruálta a két fő konvektív rendszer, az északi és a déli zivatar góc mozgását. Megjegyezzük azonban: amíg a 12 UTC-s kezdeti feltétellel indított modell a déli cellát hozta ki erősebbnek, addig a 15 UTC kezdeti feltétellel futtatott számítás (amely ugyanazon oldalsó határfeltételekkel számolt) a valóságnak megfelelő és Budapestre lecsapó északi cellát tette erősebbre. Mindez azt bizonyítja, hogy a kezdeti feltételek meghatározóak a konvektív rendszerek numerikus előrejelzésének szempontjából. Viszont mindkét esetben a modellszámításokban felismerhető volt a szupercellák megjelenése (10. ábra). Ez a kísérlet a zivatar láncok előrejelezhetőségét bizonyította.



9. ábra. Az MM5 modell által 2005. május 18. 16 UTC-re számított óras csapadékösszeg. A nyíl a Mátrakeresztesen átfolyó Csörgő patak vízgyűjtőjét mutatja.



10. ábra. Az MM5 modell által 2006. augusztus 20. 19:15 -re számított 925 hPa szélmező és a számított radar reflektivitás (dBz) előrejelzése. (A 15:00 UTC-s adatokból indított futtatás alapján a modell a szupercellát Budapest fölé adta.)

Bár a fenti eredmények némi okot adnak a bizakodásra, a zivatarok objektív előrejelzése egyelőre csak az ún. nowcasting rendszerekkel történhet, amelyek a rendelkezésre álló összes mérési és előrejelzési információ felhasználásával, tapasztalati összefüggések bevonásával és a zivatarok lineáris advekciónál próbálják meghatározni a következő 1–3 óra időjárását.

Felhasznált irodalom

- Böjti, B., Bodolainé, J. and Götz, G., 1964: Instability lines in Hungary. *In. Report of Scientific Activity of the Hungarian Meteorological Services, Budapest, XXVIII*, 139–165. (In Hungarian.)
- Bartha, I., 1987: An objective decision procedure for prediction of maximum wind gusts associated with Cumulonimbus clouds. *Időjárás* 91, 330–346.
- Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.* 20, 533–545.
- Browning, K. A. and Foot, G. B., 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Weat. Rev.* 104, 603–610.
- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y., Pan, H. L., Koren, V., Duan, Q. Y., Ek, M. and Betts, A., 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.* 101, 7251–7268.
- Chen, F., and Dudhia, J., 2001: Coupling and Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I. Model Implementation and Sensitivity. *Mon. Weat. Rev.* 129, 569–585.
- Davies-Jones, R., 1984: Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *J. Atmos. Sci.* 41, 2991–3006.
- Doswell, C. A., 2001: Severe Convective Storms. *Meteorological Monographs*, 28, Number, 50, AMS, Boston. p. 561.
- Dudhia, J., 1993: A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Weat. Rev.* 121, 1493–1513.
- Geresdi, I. and Horváth, Á., 2000: Nowcasting of precipitation type. Part I: Winter Precipitation. *Időjárás* 104, 241–252.
- Geresdi, I., Horváth, Á. and Mátyus, Á., 2004: Nowcasting of the precipitation type. Part II: Forecast of thunderstorms and hailstone size. *Időjárás* 108, 33–49.
- Götz, G., 1966: Sturmwarnung am Balatonsee. *OMSz Issues XXX. Budapest.*
- Götz, G., 1968: Hydrodynamic relationships between heavy convection and the jet stream. *Időjárás* 72, 157–165.
- Horváth Á., 1997: Tornádó. *Légtér* 42, 2–9.
- Horváth, Á. and Geresdi, I., 2001: Severe Convective Storms and Associated Phenomena in Hungary. *Atmos. Res.* 56, 127–146.
- Horváth, Á. and Geresdi, I., 2003: Severe Storms and Nowcasting in the Carpathian Basin. *Atmos. Res.* 67–68, 319–332.
- Houze, R. A., 1993: Cloud Dynamics. *Academic Press, New York-London*, p. 573.
- Lilly, D. K., 1986: The structure, energetics, and propagation of rotating convective storm. Part I: Energy exchange with the mean flow. *J. Atmos. Sci.* 43, 113–125.
- Rotunno, R., 1981: On the evolution of thunderstorm rotation. *Mon. Weat. Rev.* 109, 577–586.
- Rotunno, R. and Klemp, J. B., 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Weat. Rev.* 110, 136–151.
- Rotunno, R. E., 1981: A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm. Part II: Dynamics of updraft splitting and mesovortex couplet evolution. *J. Atmos. Sci.* 37, 395–420.
- Wilhelmson, R. B. and Klemp, J. B., 1981: A three-dimensional numerical simulation of splitting severe storms on 3 April 1964. *J. Atmos. Sci.* 38, 1581–1600.
- Zoltán, Cs. and Geresdi, I., 1984: A one-dimensional steady-state jet model for thunderclouds. *Időjárás* 88, 21–31.

A városi hősziget által generált konvekció modellezése általános célú áramlástani szoftverrel – összehasonlítás kisminta kísérletekkel

Kristóf Gergely¹, Rácz Norbert¹, Bányai Tamás¹, Gál Tamás²,
Unger János² és Weidinger Tamás³

¹Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Áramlástan Tanszék, 1111 Budapest, Bertalan Lajos utca 4-6, e-mail: kristof@ara.bme.hu, racz@ara.bme.hu, banyai@ara.bme.hu

²Szegedi Tudományegyetem TTK, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6721 Szeged, Egyetem utca 2., e-mail: tgal@geo.u-szeged.hu, unger@geo.u-szeged.hu

³ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: weidi@ludens.elte.hu

Összefoglalás – A városi hősziget jelenség által kialakított légköri áramlás modellezésére a gépészeti gyakorlatban elterjedt és széles körben ellenőrzött FLUENT 6 nevű, általános célú áramlástani szimulációs szoftvert (vagy áramlástani megoldót) alkalmazzuk. E megközelítés előnye a komplex geometriájú áramlási terek kezelhetősége, a fizikai modellek nagy választéka és a nagy számítási hatékonyság.

E szoftverek használatánál problémát jelent a nagy értékű hidrosztatikai nyomási gradiens jelenléte a viszonylag kisebb, de az áramlás szempontjából fontos vízszintes nyomásváltozáshoz képest. E probléma feloldására egyszerűen használható transzformációs rendszert dolgoztunk ki, amelynek segítségével ezen áramlástani megoldók alkalmassá tehetők légköri áramlások számítására is.

Bevezetés

A kutatás elsődleges célkitűzése egy olyan transzformációs rendszer kidolgozása volt, amellyel egy általános célú áramlástani feladatokat megoldó CFD program (Computational Fluid Dynamics) alkalmassá tehető mikro- és mezoskálájú modellszámítások elvégzésére. Ez egy új eszközt jelent a modellezéssel foglalkozó szakemberek számára. A meteorológiai számításokban gyakran használt hidrosztatikus közelítés helyett a vertikális mozgásegyenlet általános alakját alkalmazzuk. A turbulencia leírására a CFD szoftverben rendelkezésre álló (*realizable*) k - ε turbulencia modellt használtuk standard fal-függvény alkalmazásával. A légkör összenyomhatóságát és a hőmérsékleti rétegződést a mezőváltozókra vonatkozó transzformációs függvényekkel, valamint a kormányzó egyenletekben megjelenő forrástagokkal vettük figyelembe (lásd. a következő fejezetet).

A városok jelentősen módosítják a levegőkörnyezet szinte minden jellemzőjét a környező területekhez viszonyítva; összességében egy helyi klímát (*városklímát*) alakítanak ki. E városi klíma kifejlődése során a hőmérséklet mutatja környezetéhez képest a legszembetűnőbb módosulást, jellegzetesen elsősorban növekedést, ami az ún. *városi hősziget* formájában nyilvánul meg. Ha gyengék a nagyléptékű légáramlások, akkor az előzőek szerint a beépített terület általában melegebb a környezeténél, amely egy konvektív feláramlást és a magasabb légrétegekben egy szétáramlást indít el. A felemelkedő levegő pótlására a külső területek felől egy befelé tartó áramlás alakul ki a felszín közelében. Ezt a befelé tartó áramlást *városi szélnek*, míg a teljes áramlási rendszert *hősziget cirkulációnak* nevezzük.

A korábbi, városi hősziget cirkuláció számítására használt meteorológiai modellekben, általában egy elsőrendű lezárási hipotézisen alapuló határréteg modellel kombinált hidrosztatikus közelítést alkalmaztak. Gyakran találkozhatunk erősen leegyszerűsített, az adott feladatnak megfelelő célorientált modellekkel is. (F. Iványi, 1980; Yoshikado, 1992; Kurbatskii, 2001). A korszerű nem-hidrosztatikus numerikus modellek, mint az MM5 (Fifth-generation Mesoscale Model), vagy a WRF (Weather Research Forecast) már nem-hidrosztatikus közelítéssel dolgoznak (Baklanov, 2006), az 1 km alatti rácsfelbontásuk lehetővé teszi a városi hősziget tanulmányozását, azonban a mikroskálájú áramlások e modellekben is csak külső szoftverek beágyazásával vizsgálhatók.

Annak ellenére, hogy hasonló általános célú CFD megoldók széles körben elterjedtek, ipari célokra használtak és validáltak, e szoftverek meteorológiai alkalmazása elsősorban épületek (Kawai és Kanda, 2006) és városi kanyonok (Goricsán et al., 2004) áramképeinek vizsgálatára, valamint szennyezőanyagok mikroskálájú transzportjára terjed ki. Továbbá – a korlátozott számítási kapacitás ellenére is – találhatunk már olyan városrész modelleket, ahol a felszín és az épületek vízszintes felbontása eléri akár az 5 métert (Ashie és Kono, 2006).

Mezokálájú légköri modellekhez a CFD megoldókat általában egy- vagy kétirányú adatforgalmat (Clark és Farley, 1984) biztosító beágyazásos (*nesting*) módszerrel szokás kapcsolni. Az ilyen módszerek lényege a különböző felbontású numerikus hálók közötti interpolációs rendszer. Nehézséget jelent, hogy a különböző sűrűségű rácsfelületek határán áthaladó hullámok szakadásszerűen jutnak át az egyik tartományból a másikba, és visszaverődések is előfordulhatnak (Sarma et al., 1999), tehát a beágyazásos módszer numerikus hibák és modellbizonytalanságok forrása lehet.

Célunk, hogy a CFD megoldó matematikai modelljének alkalmas átalakításával lehetővé tegyük a mikro- és mezokálájú légköri folyamatok egységes rendszerben történő vizsgálatát egységes modellegyenletek alkalmazásával úgy, hogy az áramlás mikroszerkezete a numerikus háló lokális sűrítésével bárhol feltárható legyen. Az alkalmazott CFD megoldó lehetővé teszi a numerikus hálónak a számított mezőváltozók felhasználásával történő adaptálását is (pl. nagy gradiensek esetén a numerikus háló helyileg, automatikusan sűríthető), azonban az itt bemutatott esettanulmányban előre definiált területeken történt a sűrítés.

A legtöbb CFD megoldó rendelkezik kompresszibilis áramlás opcióval, ami azt jelenti, hogy a közeg sűrűségének számítása a lokális nyomás és hőmérséklet alapján az ideális gáztörvényből történik. E módszerek alkalmazása azonban légköri áramlások modellezésében nem gazdaságos, hiszen a szimuláció időlépését a légköri hanghullámok terjedéséből származó CFL (Courant-Friedrich-Levy) stabilitási kritérium korlátozza. Ennek elkerülésére összenyomhatatlan közegek számítására alkalmas modellt használunk Bousinesq-féle közelítés alkalmazásával. További nehézséget okoz, hogy a CFD modellekben instabilitás léphet fel nagy hidrosztatikus nyomási gradiensek jelenléte esetén. Ezt a problémát úgy küszöbölhetjük ki, hogy alapegyenleteinket a hőmérséklet-, nyomás- és a sűrűség- standard légköri profiltól való eltéréseire oldjuk meg. Ilyen rendszerben a szimuláció kezdeti feltételének a mezőváltozók konstans eloszlásai adhatók meg, az egyensúlyi horizontális nyomási gradiens értéke zérus.

A szimulációs rendszer mezőváltozói és a tényleges fizikai jellemzők közötti kapcsolatot transzformációs összefüggésekkel adjuk meg. Ezen túlmenően szükséges a CFD megoldó alapegyenleteinek néhány új forrástaggal történő kiegészítése is.

A Matematikai Modell leírása

Ha az áramkép meghatározására általános célú véges térfogat-elvű CFD megoldót kívánunk használni egy 1,5 rendű lezárási hipotézist alkalmazó k - ε turbulencia modellel, akkor az alábbi kormányzóegyenleteket kell megoldanunk (hullámmal jelöljük a transzformált mezőváltozókat):

$$\frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial t} + \nabla \cdot (\tilde{\rho} \mathbf{v}) = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\tilde{\rho} \mathbf{v}) + \nabla \cdot (\tilde{\rho} \mathbf{v} \mathbf{v}) = -\nabla \tilde{p} + \nabla \cdot \underline{\boldsymbol{\tau}} + \tilde{\rho} \mathbf{g} + \mathbf{F}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\tilde{\rho} E) + \nabla \cdot (\mathbf{v} (\tilde{\rho} E + \tilde{p})) = \nabla \cdot (k_{\text{eff}} \nabla \tilde{T} + \underline{\boldsymbol{\tau}} \cdot \mathbf{v}) + S_T, \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\tilde{\rho} k) + \nabla \cdot (\tilde{\rho} \mathbf{v} k) = \nabla \cdot \left(\frac{\mu_t}{\sigma_k} \nabla k \right) + G_k + G_b - \tilde{\rho} \varepsilon + S_k, \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\tilde{\rho} \varepsilon) + \nabla \cdot (\tilde{\rho} \mathbf{v} \varepsilon) = \nabla \cdot \left(\frac{\mu_t}{\sigma_\varepsilon} \nabla \varepsilon \right) + \tilde{\rho} C_1 S \varepsilon - \rho C_2 \frac{\varepsilon^2}{k + \sqrt{\nu \varepsilon}} + C_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} C_{3\varepsilon} G_b + S_\varepsilon. \quad (5)$$

(1)-(3) egyenletek a kontinuitás-, momentum- és energiaegyenletek, továbbá a (4)-(5) a turbulencia leírására szolgáló turbulens kinetikus energia (k) és az energiadisszipáció (ε) transzportegyenletei (Shih *et al.*, 1995). (1)-(3) egyenletekben t az idő, $\tilde{\rho}$ a sűrűség, $\mathbf{v} = (u, v, \tilde{w})$ a sebességvektor, $\underline{\boldsymbol{\tau}}$ a viszkozus feszültségtenzor, \mathbf{g} a nehézségi gyorsulás, E a torló energia. A turbulencia modell konstansai C_1 , C_2 , $C_{1\varepsilon}$ és $C_{3\varepsilon}$, G_k a deformáció sebességtől függő turbulens kinetikus energia produkció.

Az S_T , S_k , S_ε és $\mathbf{F} = (S_u \ S_v \ S_w)^T$ felhasználói forrástagokon keresztül vihetünk be a légköri áramlás leírásához szükséges járulékos tagokat. Forgó koordináta-rendszer alkalmazása esetén \mathbf{g} a megfelelő tehetetlenségi erővel egészül ki, így a Coriolis-erő hatását a szimulációs rendszerben egyszerűen forgó koordináta-rendszer megadásával lehet figyelembe venni. (1)-(5) egyenletek részletes ismertetése megtalálható a numerikus áramlástan szakirodalomban (Lajos, 2004) és a CFD szoftverek dokumentációjában, ezért itt csak a forrástagok levezetése szempontjából fontos elemekre szorítkozunk. A turbulens transzport-tényezők μ_t turbulens viszkozitással arányosak, amelynek értéke k - ε turbulencia modellek esetében (6) alapján számítható. A turbulens kinetikus energia egyenlete (4) tartalmaz egy termikus felhajtóerő hatását reprezentáló forrástagot is (G_b), amelyet a CFD megoldó (7) alapján határoz meg.

$$\mu_t = \rho C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}, \quad (6)$$

$$G_b = \beta \frac{\mu_t}{\text{Pr}_t} \mathbf{g} \cdot \nabla \tilde{T}. \quad (7)$$

(7) egyenletben β a levegő köbös hőtágulási együtthatója. A transzformációs összefüggések és forrástagok meghatározásához először az egyensúlyi profilokat szükséges definiálni. Nyomás és hőmérséklet esetében az ICAO standard légkör profiljait alkalmaztuk (politróp közelítés) (*Manual of the ICAO Standard Atmosphere*, 1993), míg a sűrűség esetében egy közelítő exponenciális profilt használunk a transzformációs összefüggések egyszerűsíthetősége érdekében.

$$\bar{T} = T_0 - \gamma z, \quad (8) \quad \bar{p} = p_0 \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\gamma}}, \quad (9) \quad \bar{\rho} = \rho_0 e^{-\zeta z}, \quad (10)$$

ahol z jelöli a függőleges koordinátát, $\gamma = 0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$, $T_0 = 288,15\text{K}$, $\zeta = 10^{-4}\text{m}^{-1}$, $p_0 = 1,01325 \cdot 10^5\text{Pa}$, $\rho_0 = 1,225\text{kg}/\text{m}^3$, $g/(R\gamma) = 5,2553$. R a specifikus gázállandó, g a nehézségi gyorsulás értéke ($9,81\text{m s}^{-2}$).

Az egyenletekben a következő transzformációs függvények kerültek alkalmazásra:

$$T = \tilde{T} - T_0 + \bar{T}, \quad (11) \quad p = \frac{\bar{\rho}}{\rho_0} \cdot \tilde{p} + \bar{p} = e^{-\zeta z} \cdot \tilde{p} + \bar{p}, \quad (12)$$

$$\rho = \tilde{\rho} - \rho_0 + \bar{\rho}, \quad (13) \quad z = -\frac{1}{\zeta} \ln(1 - \zeta \tilde{z}), \quad (14)$$

$$w = \frac{\rho_0}{\bar{\rho}} \tilde{w} = \tilde{w} e^{\zeta z}, \quad (15) \quad \tilde{\rho} = \rho_0 - \rho_0 \beta (\tilde{T} - T_0), \quad (16)$$

ahol, w a sebesség függőleges komponense, T, p, ρ, z, w az abszolút (transzformálatlan) fizikai mennyiségeket, $\tilde{T}, \tilde{p}, \tilde{\rho}, \tilde{z}, \tilde{w}$ pedig a szimulációs rendszer transzformált jellemzőit jelölik. A sűrűsége időfüggő, változó sűrűséget figyelembe vevő Bousinesq-féle sűrűség modellt alkalmaztunk a (2) mozgás- és a (3) energiaegyenletben.

A megoldóban a felhajtóerő figyelembevételére, a (2) mozgásegyenlet vertikális komponensében $\tilde{\rho}$ használatos a többi helyen konstans ρ_0 kerül az egyenletekbe.

A (14) és (15) egyenletek a kontinuitási egyenlet (1) felhasználásával vezethetők le. Egy adott dz vastagságú légréteg tömege (17) azonos a transzformált és a transzformálatlan rendszerben és így megegyeznek a függőleges tömegáramok is (18):

$$\rho dz = \tilde{\rho} d\tilde{z} \cong \rho_0 d\tilde{z}, \quad (17) \quad \rho w = \tilde{\rho} \tilde{w} \cong \rho_0 \tilde{w}. \quad (18)$$

Ezzel a transzformációval a légkört függőleges irányban egy jól definiált konstans sűrűségű rétegbe zsugorítjuk, \tilde{z} nem lehet nagyobb, mint $1/\zeta$ (lásd a (14) egyenletet).

A (17) és (18) egyenletben leírt feltételek biztosítják a mozgásegyenlet vízszintes komponensében és a kontinuitási egyenletben a két rendszer közötti egyezést, csak a függőleges sebesség egyenletéhez szükséges addicionális tagokat kell csatolni. Hidrosztatikus állapotot feltételezve nagy magasságokban, ami igaz a légköri áramlásokra, a vertikális mozgásegyenletben a (19) egyenletben leírt forrástagot kapjuk. Ez a tag megfelelően kompenzálja a nyomási gradiens erő függőleges komponensét.

$$S_w = -\rho_0 \beta g (\tilde{T} - T_0) \left(\frac{\rho_0^2}{\bar{\rho}^2} - 1 \right) - \frac{\tilde{p}}{\rho_0} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \frac{\rho_0^2}{\bar{\rho}^2}, \quad (19)$$

ami tovább alakítva a (13) sűrűség profil felhasználásával:

$$S_w = -\rho_0 \beta g (\tilde{T} - T_0) \left((1 - \zeta \tilde{z})^{-2} - 1 \right) + \zeta \tilde{p} (1 - \zeta \tilde{z})^{-1}. \quad (20)$$

A (19) egyenletet alapul véve és alkalmazva a sűrűsége az általunk választott profilt (3. egyenlet), a forrástag a számításhoz célszerűbb (20) alakra hozható. Az így nyert (20) egyenlet csak az általunk használt sűrűségprofil esetén érvényes. A (3) energiaegyenlet és a turbulens transzportot leíró egyenletek (4)-(5) is korrekcióra szorulnak. Itt a forrástag arányos lesz az átlagos ($\gamma = 0,65^\circ\text{C}/100\text{ m}$) és a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradiens ($\Gamma = 0,976^\circ\text{C} / 100\text{ m}$) különbségével.

A felhasználói függvénnyel előírt forrástag az energiaegyenletben W m^{-3} mértékegységű, az egységnyi légtérfogatba bevitt hőteljesítményt reprezentálja. A vertikálisan elmozduló légréteg hőmérséklete a száraz adiabata mentén változik (Γ), így a $\Gamma - \gamma$ értékével arányos hőmennyiséget kell elvonnunk az adott térfogatból, tehát az energia egyenletbe a következő forrástagnat kell beépíteni:

$$S_T = -c_p \tilde{\rho} \tilde{w} (\Gamma - \gamma), \quad (21) \quad \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{\text{indiff}} = -\Gamma, \quad (22) \quad \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} - \gamma. \quad (23)$$

k - ε modell esetén a turbulens kinetikus energia egyenletében a felhajtóerő okozta (7) produkció a \tilde{T} hőmérséklet vertikális gradiensével arányos. E tagnak nullának kell lennie semleges rétegződésű légkör esetén (lásd a 22. egyenletet).

A hőmérsékleti gradiens kifejezhető a transzformált hőmérsékleti profil és az egyensúlyi hőmérsékleti profil gradiensének összegeként. (lásd a 23. egyenletet).

A (22), (23), valamint a (7) egyenletek felhasználásával előállítható a turbulens kinetikus energia (4) egyenletének korrekciós tagja (24). Megjegyezzük, hogy S_k értéke negatív, ebből következően a turbulenciára csillapítólag hat. Hasonló korrekciót kell végrehajtani ε -ra is (25). Itt Pr jelenti a turbulens Prandtl-számot.

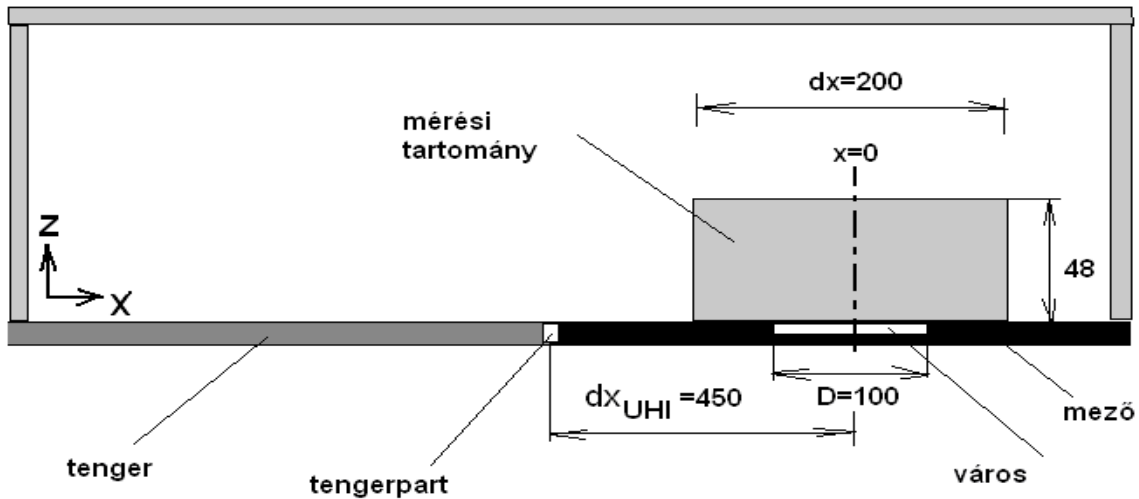
$$S_k = -\beta g \frac{\mu_t}{Pr} (\Gamma - \gamma), \quad (24) \quad S_\varepsilon = -C_{1\varepsilon} C_{3\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} \beta g \frac{\mu_t}{Pr} (\Gamma - \gamma). \quad (25)$$

Kisminta kísérletek

Hősziget cirkuláció kísérleti vizsgálata hőmérséklet-rétegzett kádban

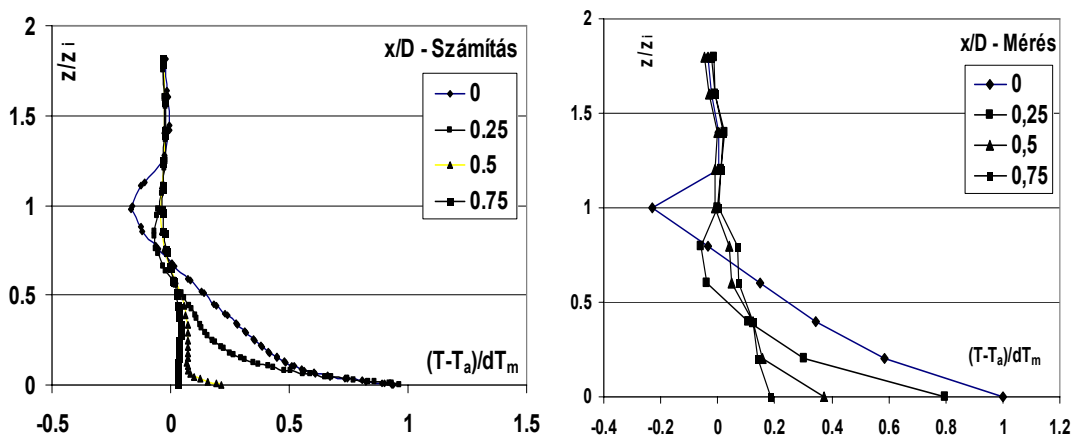
Hősziget cirkuláció vizsgálatára rétegzett hőmérsékletű víztartályos kísérletek alkalmazása szokásos (*Cenedese és Monti, 2003*). Jellemző e mérésekre, hogy az alkalmazott modell lépték miatt nem veszik figyelembe az épületek és a növényzet hatását, továbbá az elérhető Re és Fr tartomány rendkívül alacsony, illetve korlátozott. Az ilyen áramlások szimulációs modellezésének jelentős nehézsége, hogy az alacsony Reynolds-szám

következtében az általánosan alkalmazott, Reynolds-átlagolt turbulencia modellektől ebben az esetben nem várható kielégítő eredmény, ezért nagy örvény szimuláció (Large Eddy Simulation LES) módszert alkalmazunk. Ebben az esetben a mérés az 1. ábrán látható kialakítású tartályban (1800 x 95 x 600 mm) történt (Cenedese és Monti, 2003).

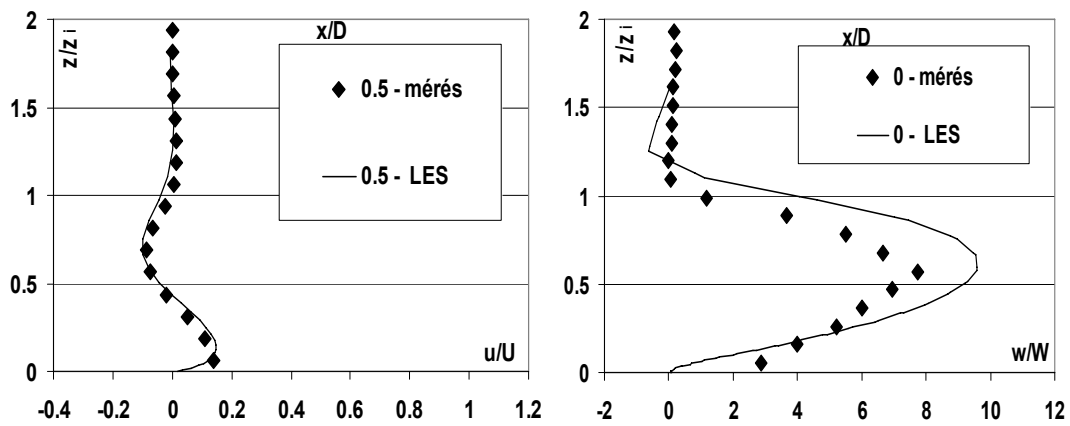


1. ábra. A vizsgált tartomány hosszmetsete (Cenedese és Monti, 2003).

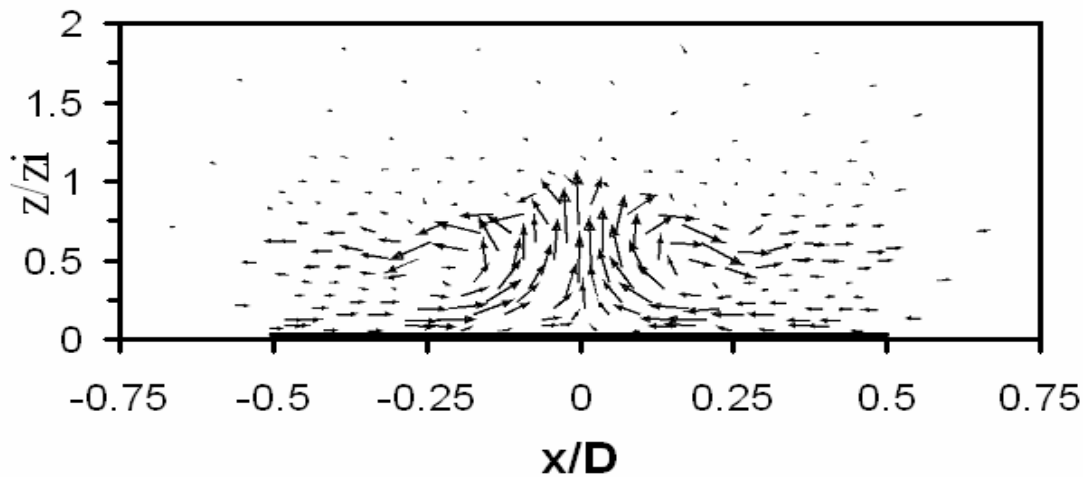
A fenti eszköz az alsó és felső síkokban elhelyezett fűtő-, illetve hűtő- hőcserélők révén alkalmas a termikus rétegződés kialakítására. A város hőtöbbletét a tartály jobb felén elhelyezett fűtőlapp segítségével szimulálták. A fentieknek megfelelően a számítási tartomány méretei a mérésnek megfelelően lettek felvéve. A cirkulációra jellemző hőmérsékleti zavarás és sebességmegoszlás mind vízszintes, mind függőleges metszetek esetén jelentős információt hordoz. Jelen esetben a különböző metszetekben vett sebesség-, és hőmérséklet profilokat, illetve vektormezőt vetettük össze a mérésekkel. Megfelelően finom háló alkalmazása esetén a sebesség- és hőmérséklet profilokat, illetve az áramképeket összevetve is jó egyezést találhatunk (2.a, 2.b és 3. ábra).



2.a. ábra. Dimenziótlan hőmérséklet eloszlás a számítás (balra) és a mérések alapján (jobbra) a normalizált magasság függvényében.



2.b. ábra. Dimenzióatlan horizontális (balra) és vertikális (jobbra) sebesség eloszlás a normalizált magasság függvényében.



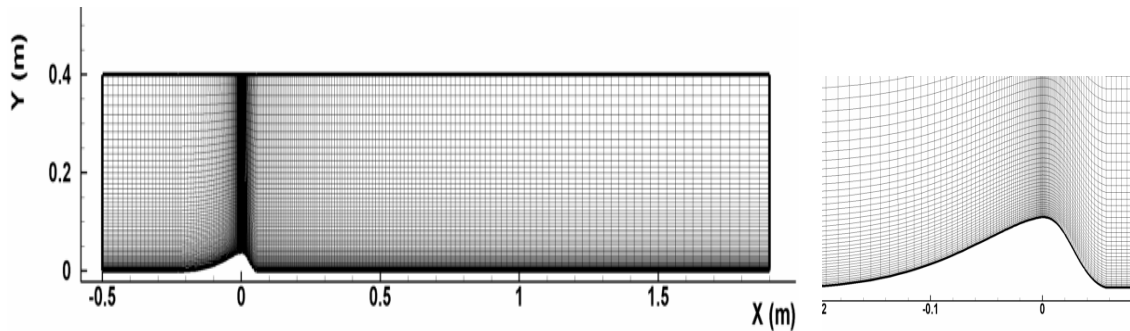
3. ábra. A számított átlagos áramkép a fűtőlap felett (az átlagolás időtartama 300 s).

Légköri gravitációs hullámok kísérleti és numerikus vizsgálata

A modell további ellenőrzéseként gravitációs hullámok keletkezésének és terjedésének vizsgálatára alkalmas kísérleti eszköz mérési eredményeit vetettük össze számításainkkal. A berendezéssel (Gyüre és Jánosi, 2003) különböző geometriai kialakítású (A, B, C, D itt nem részletezett) akadályok által keltett hullámok tulajdonságai vizsgálhatók; ahol a szimmetrikus és aszimmetrikus Gauss-profilú akadályok egy általános $z(x) = a \exp(-b|x|^{2\gamma})$ függvénnyel írhatók le. Itt a , b , γ a profilra jellemző konstansok.

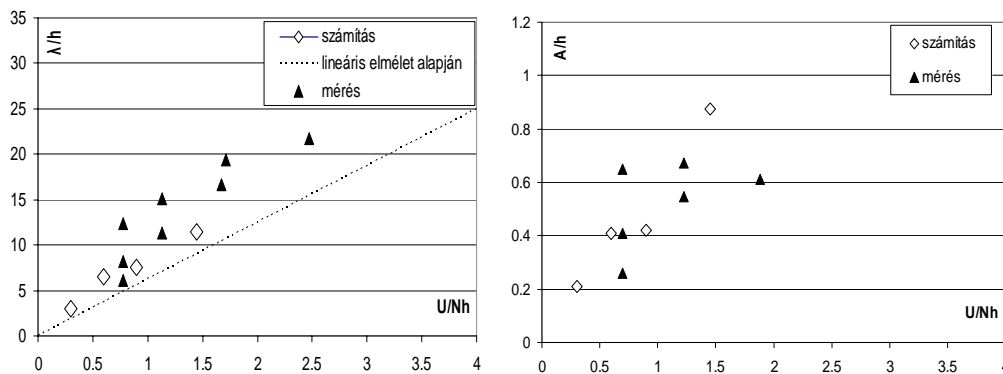
A kísérleti tartályban az atmoszférikus rétegződés modellezése sós víz koncentrációjának beállításával történt. Az akadályt a tartály alján elhelyezett vontató eszközzel, különböző sebességekkel húzták az egyes mérési eseteknek megfelelően. Az áramlást a modell felépítése miatt (4. ábra) kétdimenziósnak tekintettük a szimuláció során. A számításokat a mérésnek megfelelően 1:1-es méretarányban, $N = 1,27-1,33$ Brunt-Väisälä frekvenciatartományban és $U/Nh = 0,3-4$ dimenzióatlan megfűvási, illetve vontatási sebességekkel végeztük. A számításokhoz turbulencia modellt nem alkalmaztunk az

alacsony Reynolds-szám tartomány miatt. A fenti beállítások jó közelítéssel megfelelnek egy 5-10 km magasságú légköri atmoszférikus áramlási térnek, ahol 600 m-es akadályt és 10-70 m/s áramlási sebességet feltételezünk.

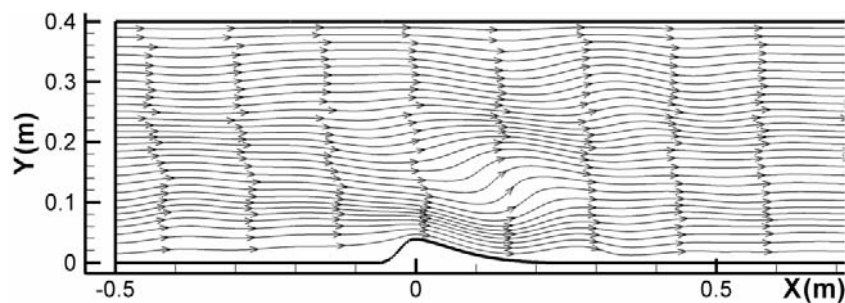


4. ábra. A számítási tartomány geometriája és a numerikus háló felépítése D-típusú akadály esetén.

Ezek alapján belátható, hogy mind a mérésnél, mind pedig a számításnál használt modell elhanyagolja a kompresszibilitást, az akadály 3 dimenziós természetét, illetve annak hatását a hullámok kialakulására és terjedésére.



5. ábra. Dimenziótlanított átlagos hullámhossz (jobbra) és átlagos amplitúdó (balra) a normalizált megfúvási sebesség függvényében D-típusú (aszimmetrikus) akadály esetén.

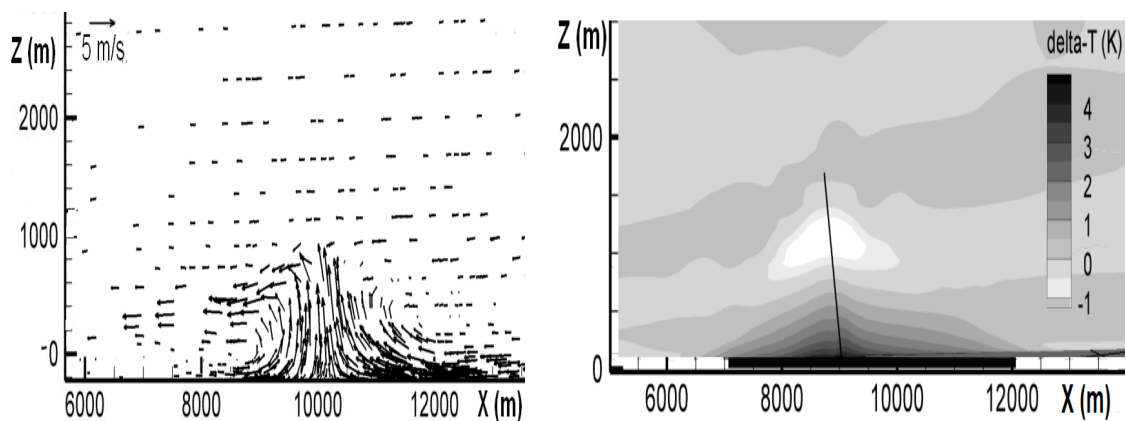


6. ábra. A számított áramvonalak képe $U/Nh = 1,4$ dimenziótlan megfúvási sebesség esetén.

A nagy mennyiségű mérési és numerikus elrendezés miatt itt csak a D-típusú (4. ábra) geometria eredményeit részletezzük. Látható, hogy a mérési és számítási bizonytalanságok mellett, jó egyezés mutatható ki a mérés és a számítás között a fent vázolt elrendezés mellett (5. és 6. ábra).

A modell alkalmazása hősziget cirkulációs számításokra

A modell első gyakorlati alkalmazásaként Szeged felett, szélcsendes időben, a városi hősziget áramlási képét határoztuk meg. Ehhez először az ERDAS IMAGINE térinformatikai szoftver segítségével – légifelvételek és digitális épület-alaprajz adatbázis alapján – elvégeztük a vertikálisan és horizontálisan is igen összetett városi felszín nagypontosságú felmérését (Unger, 2004). Létrehoztunk egy részletes 3D-s adatbázist Szeged város kb. 30 km²-es beépített területére a SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék mérései alapján. Ezután készítettük el a szegedi hősziget-modellhez szükséges kiinduló adatbázist, amely magában foglalja a város és környezete domborzatának 18 x 22 km² nagyságú háromdimenziós részletes modelljét, 5 m-es felbontásban, valamint néhány, a 3D-s adatbázisból származtatott, beépítettségi statisztikát, mint a beépített terület arányának, illetve a beépítés térfogati arányának megoszlása. A városi felszín energia-egyenlegének megoldása helyett esettanulmányunkban az általunk 2003. februárjában végzett részletes hőmérséklet-mérések eredményeit használtuk fel. A felületi hőteljesítmény megoszlása és a termális cirkuláció áramlási jellemzői a számítás eredményeként adódnak (Kristóf et. al., 2006) (7. ábra).



7. ábra. Sebességvektorok szélirányú síkmetszetben a valós szélsébség figyelembevételével (balra) és a standard hőmérsékleti profil körüli perturbáció szélirányú metszetében (jobbra).

Összefoglalás

A teljes skálájú hősziget számításoknál jó kvalitatív eredményeket kaptunk. A feláramlás maximális magassága (1200-1500 m) jó egyezést mutatott más, hasonló számításokkal (Yoshikado, 1992). Meg kell azonban említeni, hogy a város által generált hőfluxus a szakirodalomban hasonló esetekre publikált eredményekhez képest nagyobbra adódott. Ennek az lehet a magyarázata, hogy a hőmérséklet-mérések a városi talajközeli (canopy) réteg alján történtek, s a városi talajközeli rétegben alkalmazott felületi érdeségi modell nem írja le helyesen az itt lejátszódó, erősen korlátozott hő és impulzus transzportot. A városi felszínközeli réteg helyes leírásához impulzus- és turbulencia forrástagok, valamint módosított transzport tényezők alkalmazása szükséges a modellben.

A hősziget áramlás pontosabb leírásához már szükségessé válik a nedvességszállítás figyelembevétele is az alapegyenletekben. Tervezzük továbbá a teljes skálájú

gravitációs hullám-mérések eredményeinek összevetését is számításainkkal, ami viszont további fejlesztői munkát igényel a reflexiómentes peremfeltételek terén.

A városi hősziget cirkuláció és a hegyek által keltett hullámok számítása mellett az itt közölt modellnek számos egyéb távlati alkalmazási területe látható, ilyen pl. a hűtőtornyok hatásának vizsgálata, a kémények által kibocsátott szennyezőanyagok terjedése, magas hegyek körüli áramlás, szélfarmok teljesítmény potenciáljának számítása, vulkánok, nagy kiterjedésű erdőtüzek, helyi szélrendszerek (pl. parti szél, hegy-völgyi szél), vagy a felhőképződés modellezése.

Köszönetnyilvánítás

A cikk az OTKA T049573 és az NKFP 3A/088/2004 pályázat támogatásával jött létre.

Irodalomjegyzék

- Ashie, Y. and Kono, T., 2006: Numerical simulation of urban thermal environment of the waterfront in Tokyo by using a five meter horizontal mesh resolution. *In Preprints of the 6th International Conference on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 615–618.
- Baklanov, A. A., 2006: Urbanization of meteorological and air pollution models: potential and shortcomings. *In Preprints of the 6th International Conference on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 400–403.
- Cenedese, A. and Monti, P., 2003: Interaction between an Urban Heat Island and a Sea-Breeze Flow: A Laboratory Study, *J. Appl. Meteorol.* 42, 1569–1583.
- Clark, T. L. and Farley, R. D., 1984: Severe Downslope Windstorm Calculations In Two And Three Spatial Dimensions Using Anelastic Interactive Grid Nesting: A Possible Mechanism For Gustiness. *J. Atmos. Sci.* 41, 329–350.
- F. Iványi Zs., 1980: A városi hősziget cirkuláció numerikus vizsgálata II. *Időjárás* 84, 205–217.
- Goricsán, I., Balczó, M., Réger, T. and Suda, J. M., 2004: Comparison of Wind Tunnel Measurement and Numerical Simulation of Dispersion of Pollutants in Urban Environment. *Impact of Wind and Storm on City Life and Built Environment*, ed. by J.P.A.J. van Beeck, COST C14 *International Conference on Urban Wind Engineering and Buildings Aerodynamics*, pp. D.6.1–D.6.10.
- Gyüre, B. and Jánosi, I. M., 2003: Stratified flow over asymmetric and double bell-shaped obstacles. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 37, 155–170.
- Kawai, T. and Kanda, M., 2006: Evaluation of simple urban energy balance for mesoscale simulation with comprehensive outdoor scale model experiment for urban climate. *In Preprints of the 6th International Conference on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 274–277.
- Kristóf, G., Bányai, T. and Rácz, N., 2006: Development of computational model for urban heat island convection using general purpose CFD solver. *In Preprints of the 6th International Conference on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 822–825.
- Kurbatskii, A. F., 2001: Computational modeling of turbulent penetrative convection above the urban heat island in a stably stratified environment. *J. Appl. Meteorol.* 40, 1748–1761.
- Lajos T., 2004: Az áramlástan alapjai. *Műegyetemi Kiadó*, 599 oldal.
- Manual of the ICAO Standard Atmosphere / Doc 7488*, 1993.
- Sarma, A., Ahmad, N., Bacon, D., Boybeyi, Z., Dunn, T., Hall, M. and Lee, P., 1999: Application of Adaptive Grid Refinement to Plume Modeling, *Air Pollution VII*, WIT Press, Southampton, 59–68.
- Shih, T.-H., Liou, W. W., Shabbir, A., Yang, Z. and Zhu, J., 1995: A New k-ε Eddy-Viscosity Model for High Reynolds Number Turbulent Flows - Model Development and Validation. *Computers Fluids* 24(3), 227–238.
- Unger, J., 2004: Intra-urban relationship between surface geometry and urban heat island: review and new approach. *Climate Research* 27, 253–264.
- Yoshikado, H., 1992: Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with sea breeze. *J. Appl. Meteorol.* 31, 1146–1163.

A felszínközeli légréteg és a határréteg kutatásának főbb kérdései

Weidinger Tamás¹ és Bordás Árpád^{1,2}

¹ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/A., e-mail: weidi@ludens.elte.hu

²Újvidéki Egyetem, Meteorológiai és Környezetmodellező Központ, University of Novi Sad,
Trg Dositeja Obradovića 8 21000 Novi Sad, e-mail: abordas@uns.ns.ac.yu

Összefoglalás – A planetáris határréteg (PHR) a légkör alsó 0,3-2 km-es része, ahol a felszín – mint mechanikus és termikus kényszer – hatása érvényesül. A planetáris szó arra utal, hogy minden szilárd felszínnel és légkörrel rendelkező égitest felszínközeli folyamatait hasonló fizikai törvények kormányozzák. A PHR két részre bontható: a vertikálisan közel állandó impulzus, energia és nyomanyag áramokkal jellemzett felszínközeli rétegre, és a magassággal csökkenő súrlódási erővel jellemzett szélfordulási, vagy Ekman-rétegre. A felszínközeli réteg vizsgálata kiemelkedő fontosságú, hiszen ez az emberi tevékenység színtere, itt kezdődik és záródik a légköri nyomanyagok ciklusa.

Munkánkban foglalkozunk a felszínközeli réteg szerkezetével, turbulens kicserélődési folyamataival, bemutatjuk a felszíni energiamérleg komponenseit, a turbulens áramok meghatározására szolgáló mérési és számítási eljárásokat. A planetáris határrétegben lejátszódó vertikális kicserélődési folyamatokat nem lokális szimmetrikus és aszimmetrikus modellek összehasonlításával szemléltetjük.

Bevezetés

A nagyskalájú időjárási jelenségek, illetve az általános cirkuláció mozgásrendszereinek fejlődéséhez szükséges energia túlnyomórészt a planetáris határrétegen (PHR) keresztül kerül a légkörbe (Arya, 1988). A kisebb skálájú folyamatok fejlődésében a felszín szerepét, energiaháztartását, a turbulens kicserélődési folyamatok jelentőségét nem kell külön hangsúlyozni. A mikrometeorológia az elméleti meteorológia, s így a légkördinamika szerves része önálló módszertannal, kutatási irányokkal.

A mikrometeorológia a térben és időben kis skálájú (lokális) folyamatokat tanulmányozza, ezek mérete 10 km-nél kisebb, időskálájuk 1 napnál kevesebb – általában órák nagyságrendű. E folyamatok a felszín feletti „sekély rétegben” a planetáris határrétegben játszódnak le. A konvekció hidat képez a mikrometeorológiai és a mezoskalájú folyamatok között. A kérdés jellegétől függ, hogy melyik tudományterület foglalkozik a konvektív folyamatokkal.

A mikrometeorológia elméleti alapfeladata: a határréteg turbulens folyamatainak statisztikai és dinamikai leírása. Ez szoros kapcsolatot jelent a folyadékdinamikával (Monin és Yaglom, 1992, 1994), a környezeti áramlások leírásával (Tél, 2003), illetve a mérnöki tudományokkal, pl. az áramlástannal (Lajos, 2004). Így volt ez a turbulencia elmélet megszületésekor is. Gondoljunk csak Osborne Reynolds (1842-1912) munkásságára: az átlagos és a turbulens mozgások szétválasztása; Lewis Fry Richardson (1881-1953) eredményeire a felszínközeli réteg stabilitási viszonyainak vizsgálatában (Hunt, 1998), vagy a turbulens kicserélődést (keverési út hipotézis) és a felszínközeli réteg profiljait elméletileg leíró Ludwig Prandtl (1875-1953), illetve, tanítványa Kármán Tódor (1881-1963) gazdag életművére (Zierp, 2006). Kármán Tódor többek között foglalkozott a turbulens áramok és a profilok közötti kapcsolat feltárásával is. A Kármán-konstans elméleti levezetésével máig adós a tudomány (Lo et al., 2005).

A turbulencia spektrális szerkezetének leírásával Andrey Nikolaevich Kolmogorov (1903-1987) teremtett iskolát (Yaglom, 1994). Az egzakt matematikai-fizikai háttér és a turbulencia mérések (a mikrometeorológia kísérletes tudomány is) adják a szakterület speciális szemléletmódját. Ennek köszönhetően született 1954-ben a felszínközeli réteg turbulens áramait leíró hasonlósági elmélet, melynek megalkotói Andrei Sergeevich Monin (született 1921-ben) és Alekszandr Mihajlovich Obukhov (1918-1989); mindketten Kolmogorov tanítványai voltak (Foken, 2006).

Kevés olyan területe van a meteorológiának, amely máig megőrizte az elmélet és a gyakorlat, a mérés és a modellezés szoros kapcsolatát. Ez sokszor visszaköszön az egyes kutatók munkájában, illetve a nagy kutatási programok szervezésében (pl. az EU6 CarboEurope és NitroEurope program, vagy a FLUXNET mérőhálózat – lásd a kötetben: Barcza et al., 2006; Pintér et al., 2006).

A mikrometeorológiai kutatások növekvő súlyát jelzi, hogy az Európai Geofizikai Unió legrangosabb elismerését a Vilhelm Bjerknes érmet az elmúlt években két e területen dolgozó kutató is megkapta: 2000-ben Sergej Zilitinkevich, aki a határréteg elméletével, parametrizációs módszereivel foglalkozik (Djorov, 1996); 2003-ban pedig a holland származású amerikai Joost Businger, akinek a szakterülete a felszínközeli réteg mérése és modellezése. Az univerzális függvények kísérleti meghatározásával foglalkozó cikkére (Businger et al., 1971) több mint 1500 hivatkozást kapott (De Bruin és Nieuwstadt, 2005).

A 2007-es kitüntetett Markku Kulmala, a Helsinki Egyetem professzora. A légköri aeroszol kutatásában teremtett iskolát; munkatársaival foglalkoznak a nyomanyagok és aeroszol részecskék fluxusának meghatározásával is (Gaman et al., 2004).

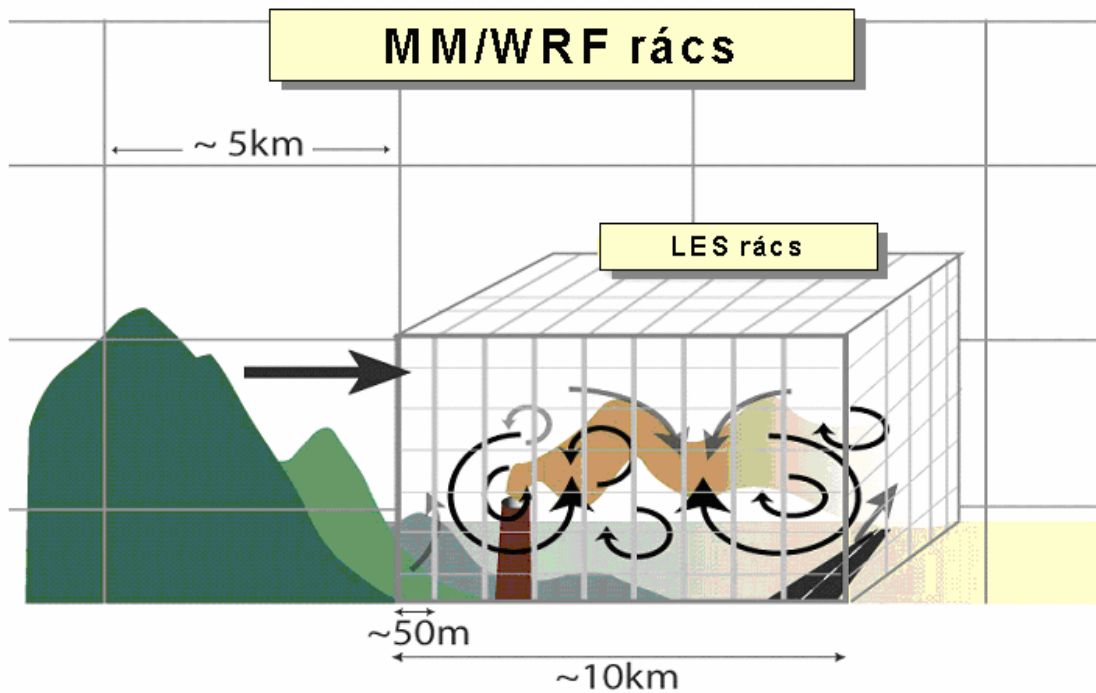
A cikkben a mikrometeorológia legfontosabb elméleti és alkalmazott irányainak felvázolása után áttekintjük a felszínközeli réteg turbulens kicserélődési folyamatait, a turbulens áramszámítás módszereit, amit két példával illusztrálunk. Ezt követi a határréteg turbulens keveredési folyamatainak modellezése. Konvektív PHR-ben a nem lokális szimmetrikus és aszimmetrikus lezárási technikákat elemzünk.

A mikrometeorológia főbb kutatási irányai

A mikrometeorológia legrangosabb folyóirata a *Boundary-Layer Meteorology*. A mérés és a modellezés, a felszínközeli réteg és a teljes határréteg, a turbulencia statisztikai, illetve dinamikai szerkezetével foglalkozó – utóbbi években megjelent – cikkeket öt nagy tématerületre lehet osztani. A következőkben ezeket mutatjuk be röviden.

A legtöbb cikk (i) a PHR numerikus modellezésével foglalkozik az egyszerű egy dimenziós modellektől a három dimenziós mezoskálájú modell-rendszerekig. Nagy súlyt kap a konvektív PHR, és a különböző lezárási hipotézisek (turbulens diffúziós együttható, K - ε elmélet, magasabb rendű lezárások) vizsgálata. Egyre többen foglalkoznak a direkt örvény szimulációval (Large Eddy Simulation – LES, Moeng és Sullivan, 2002). E modellezési technika lényege: a primitív egyenletek megoldása mikroskálán akár néhány méteres rácsfelbontással, amihez a domborzat és a felszíni hatások pontos ismerete szükséges. A rácsfelbontásnál kisebb skálájú folyamatokat (energia disszipáció) itt is parametrizálni kell, egy nagyobb szellőkést, a koherens turbulens struktúrákat azonban már nem. A LES modellezési technikát – pl. adaptív rácshálózatot alkalmazva – elterjedten használják a mérnöki tervezésben is (áramlástan megoldók, Kristóf et al., 2007). Amíg azonban a mérnöki feladatokban a határfelületet

ún. fal-függvényekkel írják le, addig a mikrometeorológiában a felszíni energiamérleg egyenletet kell megoldani, illetve a felszín feletti molekuláris és turbulens diffúziót kell leírni. Az LES a közeli jövő egyik meghatározó eszköze lesz a mikrometeorológiában is; számos gyakorlati feladat (terjedés-számítás, szélenergetikai vizsgálatok) megoldása mellett alkalmas az inhomogén felszín feletti turbulens áramlás modellezésére (Wood, 2000). A mikrometeorológiai LES modelleket gyakran egy mezoskálájú modellbe ágyazzák be (1. ábra).



1. ábra. A LES technika alkalmazása mezoskálájú modell-környezetben. (Lásd pl. Moeng et al., 2006.)

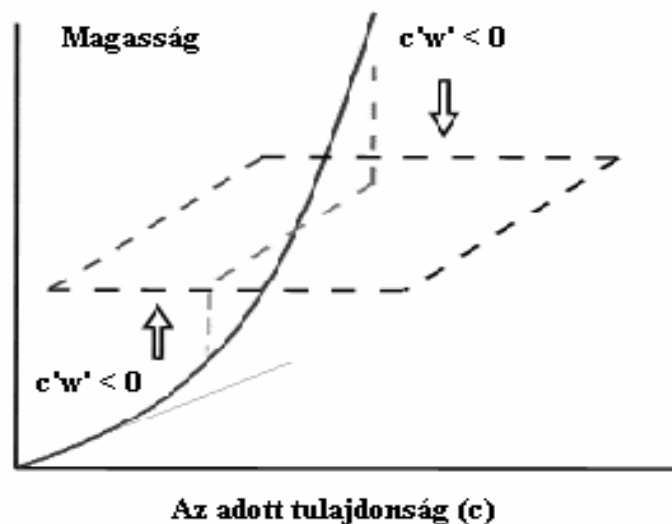
Örökzöld kutatási téma a (ii) felszínközeli réteg turbulens kicserélődési folyamatainak parametrizálása, a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet „csiszolása”. Komoly irodalma van a (iii) turbulencia statisztikai vizsgálatának. Itt a kulcsszavak: turbulens spektrum, koherens struktúrák, wavelet-analízis, hatásterület, turbulens diszperzió. Fontos kérdéskör (iv) a szonikus anemométerek, illetve a nyomanyag fluktuációmérő műszerek (pl. vízgőz, szén-dioxid) pontossága, az áram számításban használatos korrekciók, vagy az új (pl. eddy akumulációs, vagy az eddy relaxációs) mérési technikák fejlesztése. Ide tartoznak továbbá a két dimenziós szcintillométeres, illetve a LIDAR, a SODAR és a Windprofiler mérések, a repülőgépes megfigyelések, vagy a műholdas (távérzékelési) módszerek PHR kutatásban történő alkalmazásai. Méréstechnikai és módszertani kérdések közé sorolhatók olyan klasszikus feladatok is mint a toronymérések feldolgozása, vagy újabban az advekciónak számítása, a PHR felső rétegének tanulmányozása (légbeszívás, Sc felhőzet), továbbá a felszíni energiamérleg lezárási problémája (Mauder et al., 2007). Egyre több cikk foglalkozik (v) a speciális határrétegekkel, illetve határréteg jelenségekkel, mint az arktikus, az óceáni, a városi, vagy a komplex felszín feletti PHR szerkezete (mérés, modellezés), de írtak már cikket a külszíni bányák áramlási rendszerének modellezéséről is.

A mikrometeorológia alkalmazott tudomány is. Szoros kapcsolat fűzi az agrár, erdészeti, ökológiai és környezettudományi kérdésekhez. Elég csak a nyomanyagok légköri ciklusára, vagy az ökológiai modellezésre gondolni. Alljon itt példaként egy idézet *Bacsó Nándor* és *Zólyomi Bálint* 1934-es Időjárásban megjelent cikkéből: „a mikroklimatikus kutatás mégis inkább csak az utolsó tíz évben nyert nagyobb lendületet, különösen a modern ökológiai kutatásokkal kapcsolatban.”

A felszínközeli réteg turbulens kicserélődési folyamatai, a turbulens áramok

A mikrometeorológiában kiemelt szerepet kap a felszínközeli réteg vizsgálata, az energiamérleg komponensek meghatározása, a kicserélődési folyamatok (impulzus, hő, nyomanyagok) számítása különböző felszínek (alacsony és magas vegetáció, víz, jég, mesterséges felszínek, pl. város) felett. A PHR-ben a tulajdonságszállítást a turbulens örvények végzik, karakterisztikus méretük arányos a felszín feletti magassággal.

Horizontálisan homogén és izotróp turbulencia feltételezésével élünk. A zavaró hatásokat (pl. advekción, instacionaritás, konvekció) nem vesszük figyelembe. (Az ebből származó problémákat lásd pl. *Foken* és *Wichura*, 1996; *Feigenwinter et al.*, 2004.)



2. ábra. A turbulens kicserélődés sematikus képe. A c tulajdonságnak a felszín a nyelője.

A felszín-bioszféra-légkör közötti nyomanyag, impulzus, szenzibilis- és latens hő szállítását a turbulens örvények végzik. A turbulens áram (F_c) nem más, mint az adott tulajdonság (c) felületegység alatt átáramló mennyisége. Matematikailag a vertikális sebesség (w) és a c tulajdonság kovarianciája:

$$F_c = \overline{w'c'} \quad (1)$$

A vesszős mennyiségek az átlagértéktől vett pillanatnyi eltérést, a fluktuációt jelölik. A felül vonás pedig az átlagolás jele ($c = \bar{c} + c'$). Számításaink során feltételezzük, hogy az átlagos vertikális sebesség nulla ($\bar{w} = 0$). Az általánosan alkalmazott jelölések szerint az impulzus (τ), szenzibilis- (H) és a latens hőáram (LE) alakja rendre:

$$\tau = -\rho_m \overline{w'u'} , H = c_{pm} \rho_m \overline{w'T'} , LE = L \overline{w'\rho_v'} , \quad (2)$$

ahol ρ_m a nedves levegő átlagos sűrűsége, c_{pm} az állandó nyomáson vett fajhője, L a fázisátalakulási hő, T' , ρ_v' , u' és w' rendre a hőmérséklet, a vízgőzsűrűség, illetve a horizontális és a vertikális sebesség fluktuációja.

A nyers áramok meghatározásánál nem végzünk trendszűrést, továbbá a hőmérsékleti fluktuációk helyett a szonikus anemométer hangsebességi adatai alapján számolható ún. szonikus hőmérséklettel dolgoztunk, ami a virtuális hőmérsékletéhez közeli. A nyers fluxusok ismeretében különböző korrekciók után (Barcza, 2001; Aubinet et al., 2000; Weidinger et al., 2002; Mauder et al., 2007) kapjuk az áramokat. Ezek sokszor 20-30%-kal is eltérnek a nyers fluxusoktól. (A legjobb áram számszámítási módszerben is „sok a korrekció, illetve a korrekciós eljárások közötti választási lehetőség”.)

Tekintsük át röviden a többi, gyakran használatos áram számítási módszert. (A reaktív gázok fluxusával, illetve a kamrás mérési technikával (Horváth et al., 2006) itt nem foglalkozunk.) Vezessük be a Bowen-arány általánosított alakját Oncley (2003) alapján:

$$B = \frac{F_c}{F_T} , \quad (3)$$

ami nem más mint a c skalár fluxusa és a hőmérsékleti fluxus (mint referencia) hányadosa. Ez a hányados különbözőképpen adható meg. Mérhetjük a legpontosabb, direkt áramérési (eddy kovariancia) technikával:

$$B = \frac{\overline{w'c'}}{\overline{w'T'}} . \quad (4)$$

Meghatározhatjuk gradiens mérésekből, illetve több pont esetén (profilillesztéssel):

$$B = \frac{K_c [c(z_2) - c(z_1)]}{K_H [T(z_2) - T(z_1)]} . \quad (5)$$

A hőre és a c tulajdonságra vonatkozó turbulens diffúziós együttható – első közelítésként – megegyezik ($K_c = K_H$).

Egy mérési szint adataiból az ún. eddy akkumulációs módszerrel is meghatározhatjuk az áramokat. E mérési technika lényege egy lassú válaszidejű szenzor (ami általában nyomanyag mérésre szolgál) és egy gyors szenzor (szonikus anemométer) együttes alkalmazása. A vertikális sebesség és a koncentráció együttes mérésekor külön választjuk a feláramlási (w^+) és a leáramlási (w^-) időszakokban mért átlagos koncentrációkat (c^+ , c^-). Ezek különbségével, illetve a turbulencia intenzitását jelző vertikális szélesség szórásával (σ_w) lesz arányos a turbulens áram (Businger és Oncley, 1990):

$$F_c = b \sigma_w (\overline{c^+} - \overline{c^-}) . \quad (6)$$

Jó közelítéssel b értéke állandó, hozzávetőlegesen 0,6. Természetesen a fel- és leáramlás jobb elkülönítésére választhatunk egy kritikus vertikális sebességet (w_k), ami felett,

illetve ami alatt nézzük csak az aktuális koncentrációt (pl. a levegőmintát különböző tartályban gyűjtjük, s ennek analízisével számítjuk ki c^+ és c^- értékét, vagy a lassú szenzor jeleit próbáljuk meg nagyobb felbontásban, bár pontatlanabban, a szonikus anemométerrel szinkronizálva rögzíteni). Az általánosított Bowen-arány:

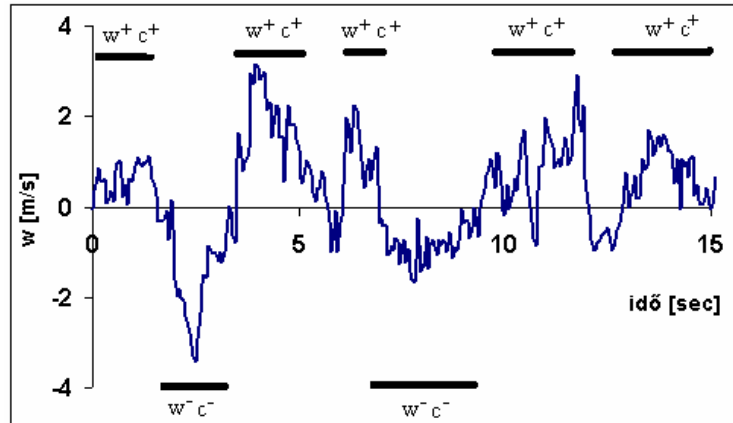
$$B = \frac{b_c \sigma_w [c(w > w_k) - c(w < -w_k)]}{b_H \sigma_w [T(w > w_k) - T(w < -w_k)]} \quad (7)$$

A felemelkedő és a lesüllyedő örvénytestek szétválasztására a hőmérsékleti áram (wT_k) kritikus értékét is felhasználhatjuk. Ez a hiperbolikus eddy relaxációs mérési technika (Bowling et al., 1999):

$$B = \frac{b_c \sigma_w [c(wT > (wT)_k) - c(wT < -(wT)_k)]}{b_H \sigma_w [T(wT > (wT)_k) - T(wT < -(wT)_k)]} \quad (8)$$

Első közelítésben itt is a két különböző tulajdonságra vonatkozó konstans állandóságával számolunk ($b_c = b_H$).

A közeli jövő tervei között szerepel az aeroszol ülepedés meghatározása e mérési technika segítségével (a lassú szenzor TEOM – Tapered Element Oscillating Microbalance) válaszüzeje 5-10 s körüli, ami a célnak megfelelő (Salma et al., 2007, lásd még az ún. „band-pass covariance” sáv szélesség kovariancia módszert is Asanuma et al., 2005).



3. ábra. Az eddy akkumulációs mérési technika vázlatos képe.

Az ábrán szereplő vertikális szélességi adatok az EU5 GREENGRASS teszt-adatsorából származnak. 10 m/s-os szélesség mellett (labilis rétegződés) meglepően nagy fluktuációkat mérhetünk.

A turbulens spektrumok (nyomanyag- és hőmérsékleti áram) alakjából is meghatározhatjuk az általánosított Bowen-arányt. Azt feltételezzük, hogy a spektrum kis frekvenciás ($f < f_{krit}$), nagy átlagolási idejű, lassú szenzorral is mérhető részei hasonlóak:

$$B = \frac{Co_{wc}(f < f_{krit})}{Co_{wT}(f < f_{krit})} \quad (9)$$

A különböző módon felírt általánosított Bowen-arány segítségével lassú válaszidejű szenzorok alkalmazásával is meghatározható a c tulajdonság árama (Horstet et al., 1997; Asanuma et al., 2005; Asanuma et al., 2007).

Példák turbulens áramszámításra

A turbulens áramok számítását két ritkábban használt eljárás bemutatásával szemléltetjük. Ezek az eddy akkumulációs technika a CO₂ nyers áramainak a meghatározására, illetve a párolgásszámítás Bowen-arány és gradiens módszerrel.

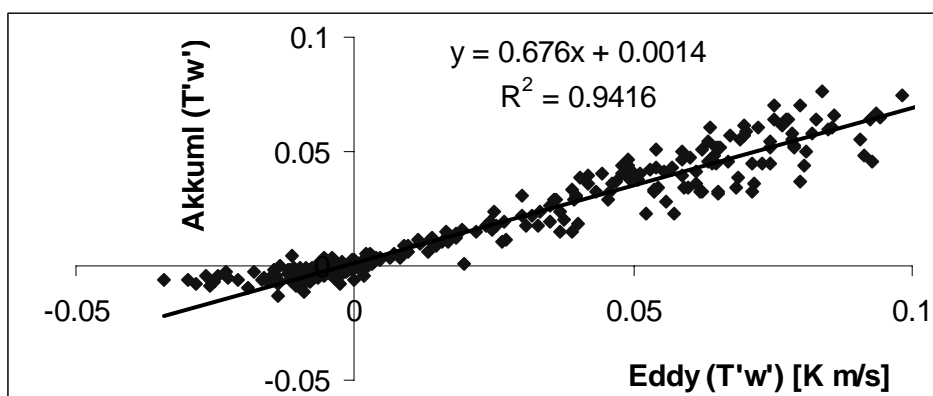
Az eddy akkumulációs mérési technika alkalmazása.

A Gill R4 szonikus anemométer és a LI-7500 H₂O/CO₂ szenzor 21 Hz frekvenciával mért adatait dolgoztuk fel, amelyek az EU5-GRENGRASS program bugaci mérőhelyéről származnak (Nagy et al., 2006). A mérési magasság 4 m. Az eddy-kovariancia és az eddy akkumulációs módszerrel számított nyers áramok közötti kapcsolatot elemeztük.

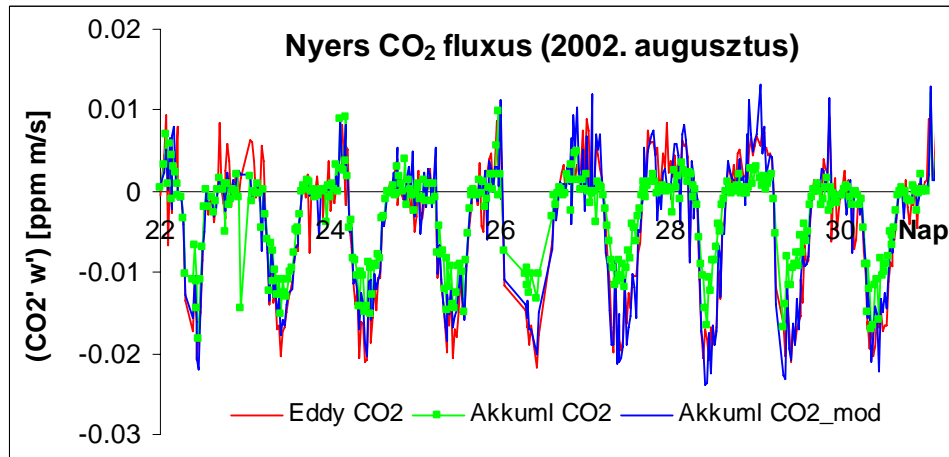
A lassú szenzort a LI-7500 műszer jeleinek 5 s-os átlagolásával szimuláltuk. Ugyanilyen átlagolás mellett meghatároztuk a hőmérsékleti áram alakját is eddy akkumulációs mérési technikával. A két módszerrel számított áramok kapcsolatát a 4. ábra szemlélteti. Az eddy akkumulációs technika alábecsülte az áramokat, a korrelációs együttható azonban nagy értékű ($R^2 = 0,94$). A nyers CO₂ fluxust háromféle módon számítottuk ki: eddy módszerrel, eddy akkumulációs technikával és a módosított eddy akkumulációs technikával (azaz a kétféleképpen (közvetlenül és az eddy akkumulációs módszerrel) számított nyers hőmérsékleti áram arányának a figyelembevételével):

$$\left(\overline{w'c'_{CO_2}}\right)_{\text{akkumul, mod}} = \frac{\left(\overline{w'T'}\right)}{\left(\overline{w'T'}\right)_{\text{akkumul}}} \left(\overline{w'c'_{CO_2}}\right)_{\text{akkumul}} \quad (10)$$

Mindhárom görbe hasonló menetű (5. ábra), de a módosított eddy akkumulációs módszerrel számított áramok jobban illeszkedtek a direkt árammérésekhez.



4. ábra. Félóránkénti nyers hőmérsékleti áramok eddy kovariancia és eddy akkumulációs technika (5 s átlagolási idő) alkalmazásával a Gill R4 szonikus anemométer adataiból (Bugac, 2002. augusztus).



5. ábra. Nyers CO_2 áramok számítása eddy kovariancia, eddy akkumulációs és a módosított eddy akkumulációs technika segítségével Gill R4 szonikus anemométer és LI-7500 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ szenzor adatai alapján, Bugac 2002. augusztus. A szimulált lassú CO_2 jelet 5 s átlagolási idővel számítottuk.

Párolgásszámítás

Fontos kérdés a nyílt vízfelszínek párolgása, víz- és energiamérlegének meghatározása. Vizsgálatainkat a Kiskunsági Nemzeti Parkban Kelemen-széken végeztük. A cél a szikes tó vízháztartásának meghatározása, az alulról történő vízutánpótlás különböző módszerekkel (hidrológiai, hidrogeológiai) kimutatása (Mádlné Szőnyi *et al.*, 2005).

A párolgás meghatározásához a tóban és a tó mellett elhelyezett *A-kád* mellett mikrometeorológiai méréseket is végzünk. A 3 m-es mérőárboc a parttól 40 m-re van a tóban (6. ábra). Két szinten mérjük a szélsébséget, hőmérsékletet, nedvességet és a vízhőmérsékletet. A tó mélysége 40-60 cm. (*A szikes tó a 2007-es extrém hőmérsékletű nyáron teljesen kiszáradt. A Szerkesztő megjegyzése.*) Gyűjtjük továbbá a globálisugárzás, a sugárzási egyenleg, és a szélirány adatokat. Mérjük a csapadékot és a levélnedvességet (csapadék státust) is. A Campbell CR10 adatgyűjtő félóránként rögzíti az adatokat.

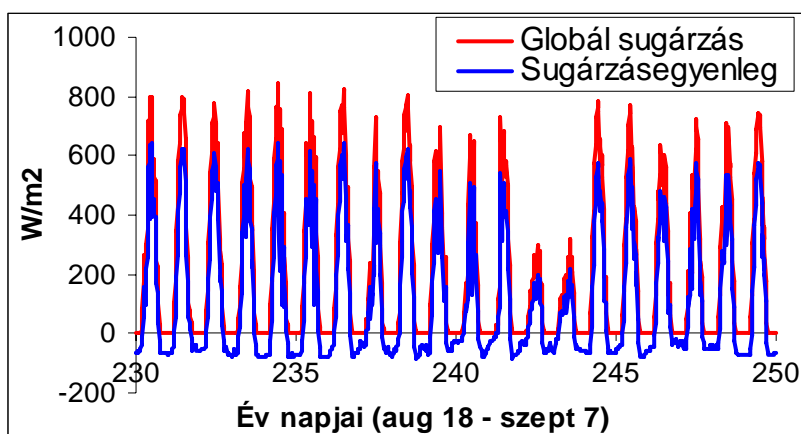
A napi párolgás meghatározására 4 módszert használunk. A legegyszerűbb feltételezés szerint, (i) mivel a víz feletti rétegződés közel indifferens a napi sugárzási egyenleg (R_n) jó közelítéssel megegyezik a napi párolgással. A Richardson-szám átlagos értéke 0,05 közeli volt az 1-3 m-es rétegben (2006 késő nyarának egy 20 napos időszakát tekintve példaként). (ii) A vízmélység és a két szinten folyó vízhőmérséklet mérésekből kiszámítható a vízbe jutó hőáram (G), s így megadható a rendelkezésre álló energia ($R_n - G$), ami indifferenshez közeli rétegződés mellett jó közelítéssel a párolgásra fordítódik. A mérések lehetővé teszik a „klasszikus Bowen-arány módszer” használatát is, ez a (iii) közelítés,

$$R_n = H + LE + G, \quad B = \frac{LE}{H} = \frac{-L\rho_m u_* q_*}{-c_{pm}\rho_m u_* T_*} = \frac{L}{c_{pm}} \frac{q(z_2) - q(z_1)}{T(z_2) - T(z_1)}, \quad (11)$$

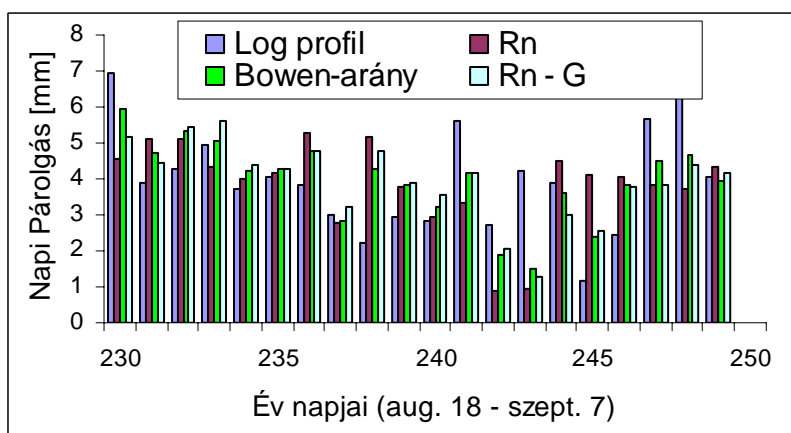
ahol z_1 és z_2 a két mérési szint, a víz felett megközelítőleg 1 m-rel és 3 m-rel, q a specifikus nedvesség, míg a felszínközeli réteg hasonlósági elmélete alapján u_* , T_* , q_* rendre a dinamikus sebesség, dinamikus hőmérséklet és a dinamikus specifikus nedvesség.



6. ábra. Mikrometeorológiai mérések Kelemen-széken. (Szélsebesség, hőmérséklet és nedvesség mérés két szinten, valamint csapadék, szélirány, globálsugárzás, sugárzásegyenleg és 2 mélységben vízhőmérséklet).



7. ábra. Globálsugárzás (Schenk) és sugárzási egyenleg (Q7) mérések Kelemen-széken.



8. ábra. A napi párolgás számítása négy különböző módszerrel, mikrometeorológiai mérések alapján Kelemen-széken.

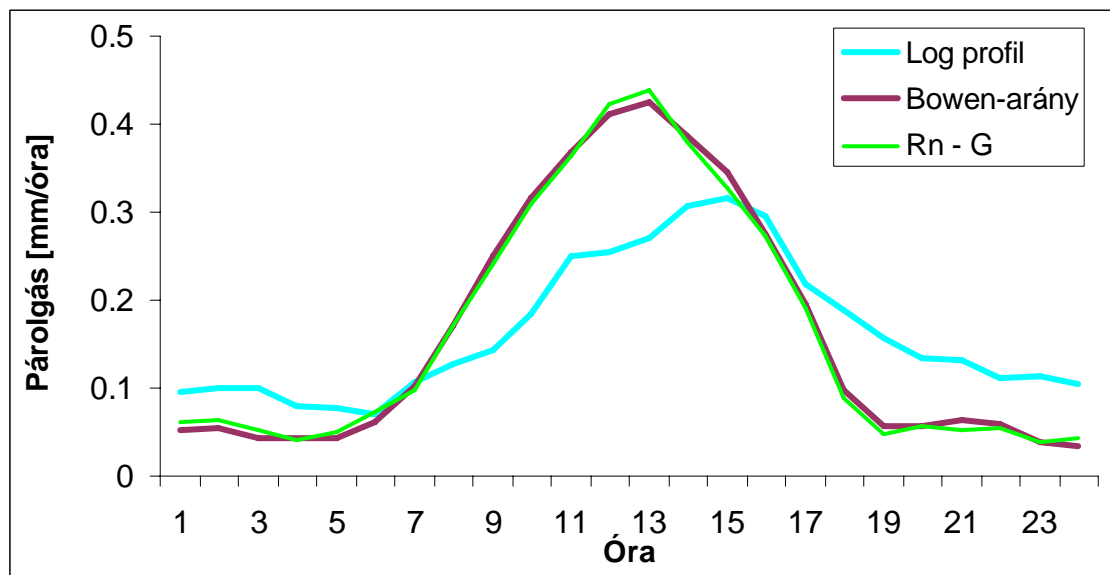
A következő módszer (iv) a módosított Bowen-módszer (Liu és Foken, 2001) analógiájára történő számítás. Indifferenshez közeli (stabilis) rétegződés feltételezésével számolunk a teljes időszakban ($b_s = 1,1$). A latens hőáramot – a sugárzási egyenleg és a vízbe jutó hőáram nélkül – közvetlenül a profilegyenletek alapján adjuk meg:

$$U(z_2) - U(z_1) = b_s \frac{u_*}{\kappa} (\ln z_2 - \ln z_1) , \quad T(z_2) - T(z_1) = b_s \frac{T_*}{\kappa} (\ln z_2 - \ln z_1) ,$$

$$q(z_2) - q(z_1) = b_s \frac{q_*}{\kappa} (\ln z_2 - \ln z_1) , \quad (12)$$

ahol $\kappa = 0,4$ a Kármán-konstans, U a szélesség. Az energiamérleg komponenseket, illetve a napi párolgást egy 20 napos nyárvégi időszakra számítottuk. Az időszak nagy részében erős volt a besugárzás, magas (600 W/m^2 körüli) maximális sugárzási egyenleggel (7. ábra). A négy módszerrel számított napi párolgások jó egyezést mutattak (75-80 mm a 20 napra). Pontosabban fogalmazva az egyes módszerek esetenkénti 20%-fölötti napi eltérései (8. ábra) a számítási módszerek bizonytalanságát jelzik. Ennél jobb egyezésre azonban ne számítsunk (Eichinger et al., 2003; Mosner és Aulenbach, 2003)!

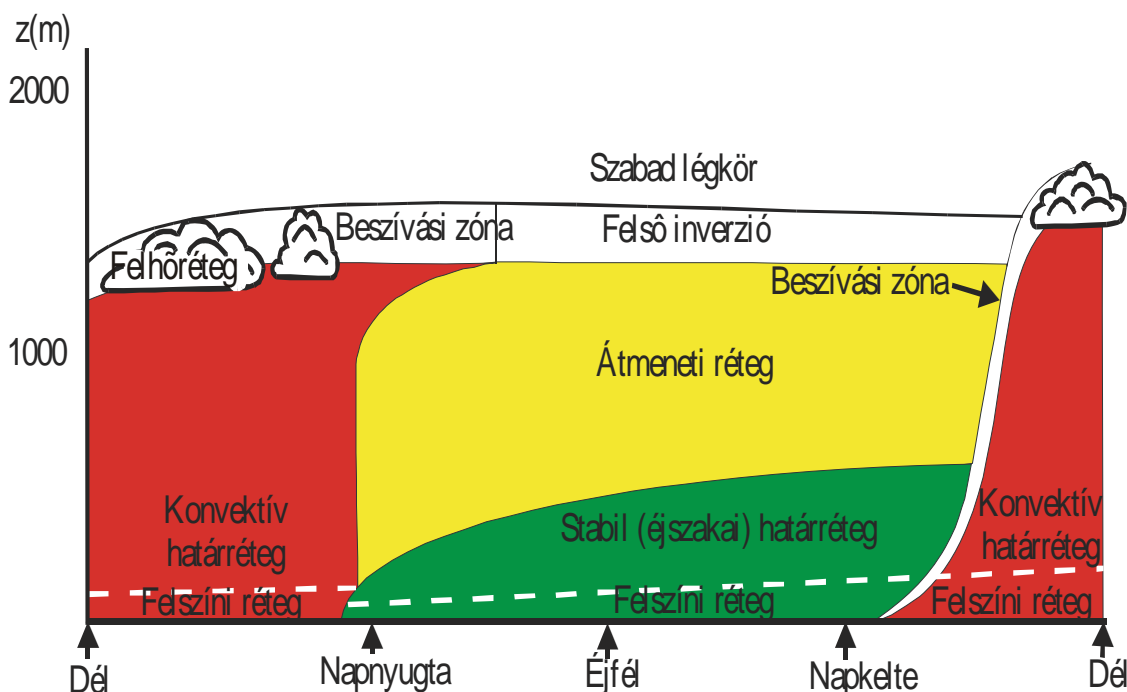
A párolgás átlagos napi menetét három módszerrel számítottuk ki (9. ábra). Nem meglepő, hogy a Bowen-arány módszer, illetve a rendelkezésre álló energia becslésén alapuló számítás alig különbözik egymástól (kicsi a szenzibilis hőáram). A profil módszerrel – a másik két módszerhez viszonyítva – éjszaka nagyobb, nappal kisebb párolgási értékeket kaptunk.



9. ábra. A párolgás átlagos napi menete különböző módszerekkel, a rendelkezésre álló energia ($Rn - G$) alapján, a Bowen-arány módszerrel, illetve profilszámításokkal (logaritmikus közelítés).

A planetáris határréteg szerkezete

A felszínközeli réteg bemutatása után ismerkedjünk meg a PHR szerkezetével. A Stull (1988) alapján készített – immár klasszikus ábrán – jól látható a nappali, illetve az éjszakai határréteg „születése” és fejlődése. A felszínközeli réteg, a PHR alsó 5-15%-a, dinamikailag nem különbözik a felsőbb rétegektől, nincs éles „kézzel fogható határa”, viszont kis vastagsága miatt lehetővé teszi az áram-divergencia elhanyagolását. Éjszaka a felszín mechanikus hatásai, míg nappal a termikus és a mechanikus turbulencia együtt kormányozza a PHR fejlődését. A konvektív PHR fejlődéséhez azonban a felszíni folyamatok mellett, még egy hatás, a szabad légkörből bekeveredő levegő is társul. A PHR fejlődését, szerkezetét nem érthetjük meg pusztán „a felszínről indulva”.



10. ábra. A planetáris határréteg szerkezete és napi menete (Stull, 1988 nyomán).

A turbulens keveredés modellezése a határrétegben

A PHR turbulens folyamatai meghatározó szerepet játszanak a mezoskálájú meteorológiai és terjedési modellekben. A PHR turbulens folyamatait – első közelítésként – a molekuláris diffúzió analógiájára épülő K-elméletet alapján parametrizálják. Az elmúlt évek tapasztalatai azonban azt mutatták, hogy a K-elmélet segítségével nem írhatóak le megfelelő pontossággal a konvektív határrétegben lejátszódó folyamatok (gondoljunk csak a *szabad konvekcióra*). Az új generációs mezoskálájú és terjedési modellekben a stabilis határréteg esetén még a K-elméletet, míg konvektív esetben, egyre gyakrabban, a nagyobb örvények létezését is leíró nem lokális szimmetrikus, vagy aszimmetrikus keveredési formulákat használják (Holtslag és Boville, 1993; Mihailović, 2006).

A terjedési modellek fejlesztése új követelményeket állít a mezoskálájú meteorológiai modellekkel szemben is, hiszen tartalmazniuk kell a légköri turbulencia leírásán

kívül a nyomanyag-átalakulások kémiai egyenleteit, a reakciókinetikát, továbbá számolniuk kell a különböző típusú szennyezőanyag-forrásokkal (legyen az felszíni, felszínközeli vagy a PHR magasabb szintjein lévő, pl. repülőgépek). A turbulens keveredést számító numerikus módszer kiválasztása mellett fontos az optimális parametrizációs eljárás megválasztása is (*COST Action 710*, 1998). A következőkben e kérdéskörrel foglalkozunk.

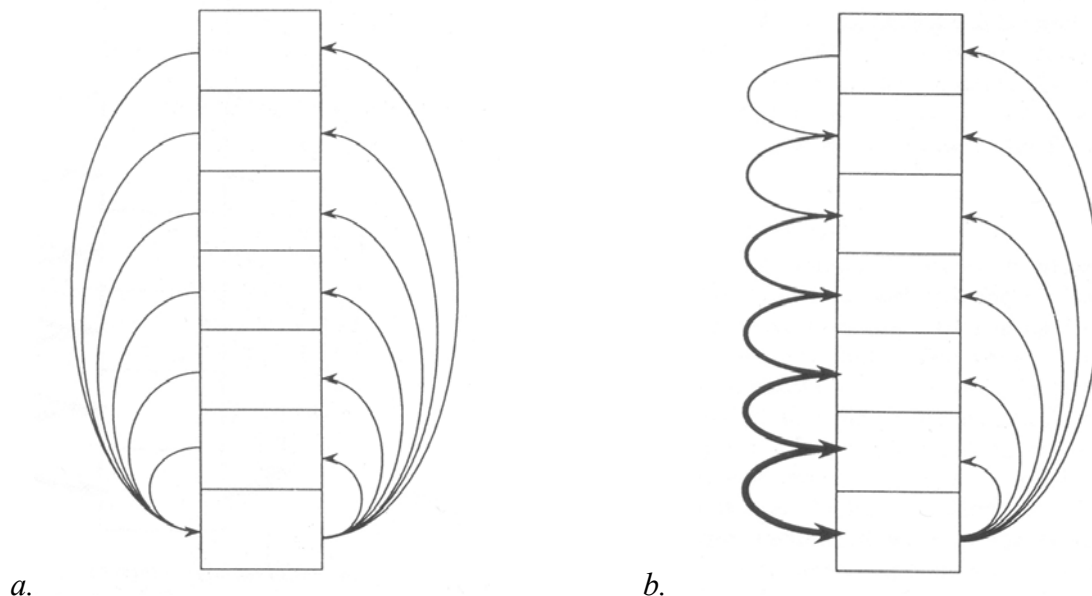
Nem-lokális keveredési modellek

A nem-lokális keveredési modellek alapfeltételezése, hogy a nagy örvények gyorsabban „szállítanak”, mint ahogy a kis örvények „kevernek”. Ezt a feltevést a megfigyelések is bebizonyították, gondoljunk csak a szabad konvekcióra (*Götz és Rákóczi*, 1981).

A transilient elmélet (transilient – latinul: átugrik, átsiklik) a nem lokális lezárás legáltalánosabb formája (*Stull*, 1988). Az elmélet a PHR minden egyes alrétege között engedélyez keveredést. A q passzív nyomanyag koncentráció időbeli változására vonatkozó prognosztikai egyenletrendszer a következő mátrix-egyenlet formájában írható föl:

$$\frac{\partial q_j}{\partial t} = M_{jk} q_k, \quad (13)$$

ahol M_{jk} a j és k szint közötti keveredést leíró tag; a keveredési mátrix j,k -edik eleme. A PHR-t j_{max} rétegre bontva ($j_{max} \times j_{max}$)-es keveredési mátrixot kapunk. A transilient elmélet alkalmazásának fő akadálya, hogy a mátrix minden eleme nullától különböző, s nem tudjuk egzakt módon, elméleti alapon megadni azokat. E mellett eltörpül az a tény, hogy az egyenletrendszer numerikus megoldása jelentős számítógép kapacitást igényel.



11. ábra. A Blackadar-féle (a) és az aszimmetrikus (b) konvektív keveredési modell (ACM).
A nyilak vastagsága arányos a keveredési hányaddal (*Pleim és Chang*, 1992).

Mezokálajú modellekben (pl. MM5, lásd *Ács et al.*, 2006) elterjedten alkalmaz-
 zák a *Blackadar* (1978) által kifejlesztett nem lokális keveredési modellt (*11.a. ábra*).
 A modell lényege, hogy a talajközeli rétegben különböző méretű, és élettartamú –
 különböző magasságokig emelkedő – örvények, illetve termikék jelenlétét feltételezi.
 A fel- és leáramlás szimmetrikusan zajlik, a konvektív feláramlások (csóvák) biztosítják
 a passzív szennyeződés keveredését (szállítását) a talajközeli réteg és a konvektív határ-
 réteg különböző szintjei között. Ez a modell nem engedélyezi a keveredést a szomszéd-
 os rétegek között – kivéve a talajközeli és a felette levő cellát. Így a Blackadar-féle
 modell hátránya, hogy pontatlanul írja le a nem talajközeli rétegben található források-
 ból (2, 3, ..., j_{max} réteg) származó passzív szennyezőanyagok keveredését. Ezért nem
 alkalmazható terjedési modellekben.

Az aszimmetrikus konvektív keveredési modell (Asymmetric Convective
 Mixing – ACM, *Pleim és Chang*, 1992) a vertikális aszimmetriára épül (*11.b. ábra*).
 E modell-közelítés létjogosultságát a konvektív határréteg direkt örvény modelljei
 (LES) is igazolták már a múlt század nyolcvanas éveiben (*Wyngaard és Brost*, 1984).

A számítások azt is megmutatták, hogy a Raleigh-Bernard konvekcióval ellen-
 tétben, a konvektív PHR-t a gyors, de kis területre kiterjedő feláramlás (termikék) és a
 nyomási mező kormányozta, nagy területre kiterjedő lassú leáramlás jellemzi
 (*11. b. ábra*), tehát a turbulens szállítási folyamatok aszimmetrikusak. Az ACM mo-
 dellben a Blackadar-féle modellel ellentétben a leáramlás lokális jelegű, ülepedés-szerű;
 kaszkád-vízesés formájában írható le.

*I. táblázat. Passzív szennyezőanyag turbulens keveredésének szimmetrikus és aszimmetrikus modellje,
 a koncentráció-profil időbeli változását leíró egyenletek alakja az egyes (1, 2, ..., j, ..., j_{max}) szinteken.*

	Blackadar-féle modell	ACM modell
$j = 1$	$\frac{\partial q_1}{\partial t} = \sum_{j=2}^m Mu \frac{\Delta \xi_j}{\Delta \xi_1} (q_j - q_1)$	$\frac{\partial q_1}{\partial t} = \frac{\Delta \xi_2}{\Delta \xi_1} Md_2 q_2 - \frac{1}{\Delta \xi_1} Mu q_1 \sum_{j=2}^m \Delta \xi_j$
J	$\frac{\partial q_j}{\partial t} = Mu \frac{\Delta \xi_1}{\Delta \xi_j} (q_1 - q_j)$	$\frac{\partial q_j}{\partial t} = Mu q_1 - Md_j q_j + Md_{j+1} q_{j+1} \frac{\Delta \xi_{j+1}}{\Delta \xi_j}$
$j = j_{max}$	$\frac{\partial q_{j_{max}}}{\partial t} = Mu \frac{\Delta \xi_1}{\Delta \xi_{j_{max}}} (q_1 - q_{j_{max}})$	$\frac{\partial q_{j_{max}}}{\partial t} = Mu q_1 - Md_{j_{max}} q_{j_{max}}$

A Blackadar-féle és az ACM modell prognosztikai egyenletrendszerét az
I. táblázat tartalmazza, ahol j az adott vertikális szint száma, q_j a passzív szennyező-
 anyag koncentrációja, ξ_j a j -edik szint helyzete a modell vertikális (ξ) koordináta-
 rendszerében, $\Delta \xi_j$ a rétegvastagság $\Delta \xi_j = \xi_j - \xi_{j-1}$, Mu a vertikális föláramlási arány,
 míg Md_j az ACM modell j -edik szintjére vonatkozó vertikális leáramlási arány:

$$Md_j = \frac{\xi_{j_{max}} - \xi_j}{\Delta \xi_j} Mu . \quad (14)$$

Az Mu föláramlási arány parametrizációjával a következő részben foglalkozunk.

Parametrizáció

A vertikális keveredést leíró modell kiválasztása mellett fontos szerepet játszik a K-elmélet esetén a turbulens diffúziós együttható, illetve a Blackadar-féle és az ACM modellnél pedig a vertikális föláramlási arány meghatározása.

Úgy a turbulens diffúziós együtthatót, mint a vertikális föláramlási arányt a turbulens kinetikus energia vertikális profilja $e(z)$ alapján parametrizáljuk. A turbulens kinetikus energia vertikális eloszlását labilis esetben a mechanikus (u_*) és termikus turbulencia (w_*) intenzitása, valamint az L_E disszipációs mértékskála segítségével határozzuk meg (Zhang *et al.*, 1996)

$$e(z) = 0,5 \left(\frac{L_E}{h} \right)^{\frac{2}{3}} \left[u_*^3 (h-z) \frac{\Phi_m}{\kappa z} + 0,4 w_*^3 \right]^{\frac{2}{3}}, \quad (15)$$

ahol z a vertikális koordináta, h a határréteg vastagsága, u_* és w_* rendre a dinamikus és a konvektív sebesség, $\Phi_m = (1 - 15z/L)^{-1/4}$ a felszínközeli és magasabb rétegekre alkalmazott impulzus kicserélődésre vonatkozó univerzális függvény labilis rétegeződés mellett (Businger *et al.*, 1971), κ a Kármán-konstans ($\kappa = 0,4$). Az L_E disszipációs mértékskála értéke $2,5 h - 3,0 h$ közötti (Moeng és Sullivan, 1994); számításinkban $L_E = 2,6 h$ értéket használunk. Definíció szerint a w_* konvektív sebesség:

$$w_* = \left((g/T) \overline{w\theta_0} h \right)^{1/3}, \quad (16)$$

ahol g a nehézségi gyorsulás, T a felszínközeli réteg hőmérséklete ($\beta = g/T$ – stabilitási paraméter) és $\overline{w\theta_0}$ a potenciális hőmérséklet árama (ami jó közelítéssel a hőmérsékleti áram). A θ_0 index az állandó fluxusú felszínközeli rétegre utal. A Φ_m univerzális függvényben szereplő Monin-Obukhov-féle hossz alakja:

$$L = \frac{-(\tau / \rho_m)^{3/2}}{\beta \kappa H / (\rho_m c_{pm})} = \frac{-u_*^3}{\kappa \frac{g}{T} \overline{w\theta_0}} = \frac{u_*^2}{\kappa \beta T_*}. \quad (17)$$

A vertikálisan átlagolt turbulens sebességet (\bar{e}_*), mint skálaparamétert (Alapaty, 2003) a turbulens kinetikus energia integráljával határozzuk meg a következő alakban:

$$\bar{e}_* = \frac{1}{h} \int_0^h \sqrt{e(z)} \psi(z) dz, \quad (18)$$

ahol dz a rétegvastagság, $\psi(z)$ a turbulens kinetikus energia LES modell alapján meghatározott profil-függvénye (Zhang *et al.*, 1996).

A K-elméletben szereplő turbulens diffúziós együtthatót (K_m) hatványkitevős profilközelítéssel adjuk meg.

$$K_m = \bar{e}_* \kappa z \left(1 - \frac{z}{h}\right)^p, \quad (19)$$

ahol p a hasonlósági elméletből származó hatványkitevő (Troen és Mahrt, 1986), értékére a szakirodalom $p = 2$ -t ajánl. A Blackadar-féle és az ACM modellhez szükséges vertikális feláramlási arányt a vertikális turbulens sebességi skálaparaméter (\bar{e}_*) és a határreteg vastagság (h) aránya határozza meg, dimenziója [s^{-1}] (Alapaty, 2003).

$$Mu = \frac{\bar{e}_*}{h}. \quad (20)$$

Az ACM modellben használt leáramlási arányt (Md) a vertikális feláramlási arány ismeretében a (14) egyenlet alapján számoljuk ki.

Numerikus modellszámítások

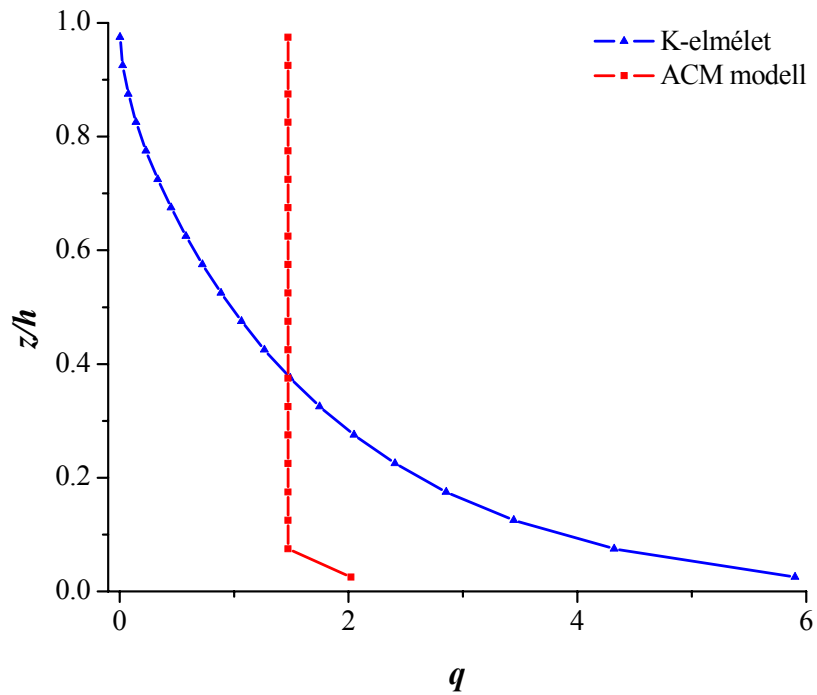
A numerikus kísérletet egy meleg, nagy besugárzással jellemzett nyári napra végeztük. Azzal a feltételezéssel éltünk, hogy délután két és három óra között – erős termikus konvekció mellett – a PHR magasság stacionáriusnak tekinthető ($\partial h / \partial t \approx 0$). A 2000 m-es határreteget 20 azonos vastagságú rétegre osztva oldottuk meg a K-elméletre, a Blackadar-féle és az ACM modellre vonatkozó prognosztikus egyenletrendszerrel a Crank-Nicholson-féle semi-implicit véges differencia séma alkalmazásával. A cél a turbulens keveredés modellezése. A K-elméletet esetén egy tridiagonális mátrixot kaptunk (a főátlóban és a főátló mellett vannak nullától különböző elemek); így a numerikus algoritmus stabilitását a CFL feltétel határozza meg. A Blackadar-féle és az ACM modell esetében egy ún. ritka (sparse) mátrixot kaptunk, az erre vonatkozó numerikus algoritmus már feltétel nélkül stabilis. Az ACM modell esetében azonban a numerikus séma pontossága függ az időlépcsőtől. A kritikus időlépcső értéket (Δt_{krit}) a felszínközeli rétegben (az első cellában) lejátszódó turbulens keveredés intenzitása határozza meg:

$$\Delta t_{krit} = \frac{1}{Mu} \frac{\Delta \xi_1}{h - \xi_1}. \quad (21)$$

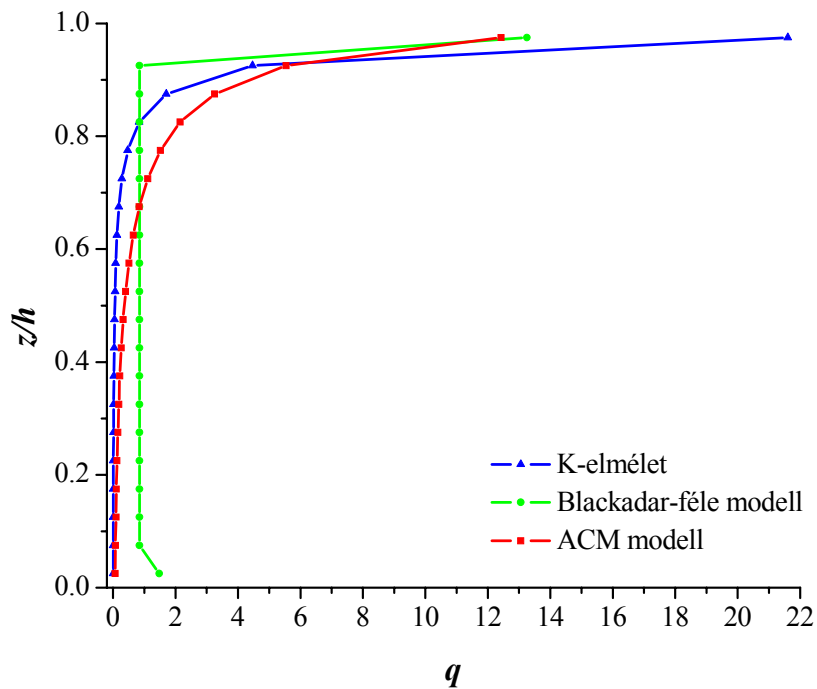
A numerikus algoritmus részletes leírása Byune *et al.* (1999) cikkében található.

A numerikus kísérletek célja, hogy összehasonlítsa a K-elmélet és az ACM modell segítségével leírt turbulens keveredést konvektív határretegben. Állandó relatív forráserősség feltételezésével dolgoztunk ($\Delta q / \Delta t = 1 / \text{min}$). A hőmérséklet 25°C vet-tük, a szenzibilis hőáram $H = 200 \text{ W/m}^2$, a dinamikus sebesség $u_* = 0,41 \text{ m/s}$, míg a Monin-Obukhov-féle hossz $L = -31,2 \text{ m}$ volt.

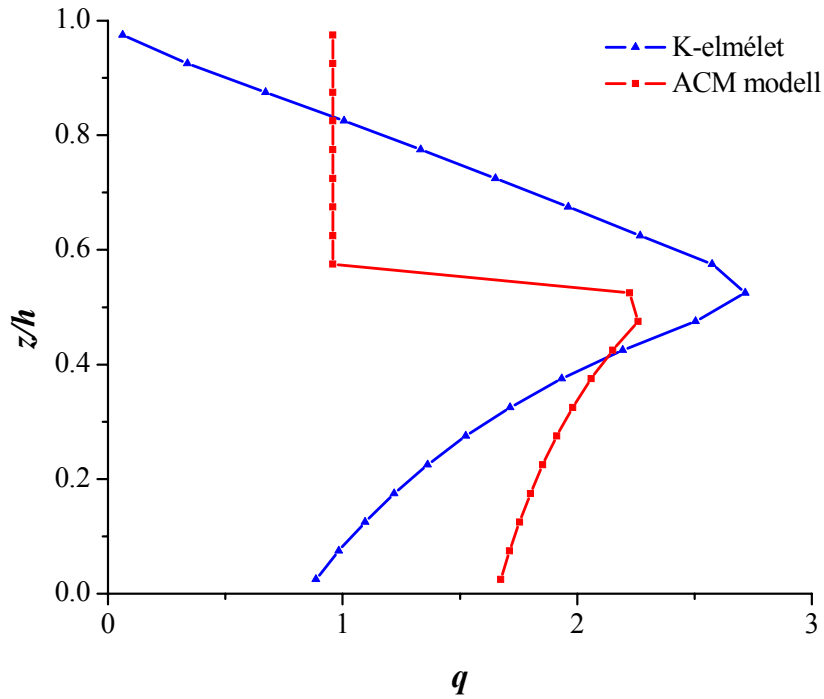
A konvektív határretegben történő turbulens keveredés tulajdonságait a feláramlási (*bottom-up*) és a leáramlási (*top-down*) folyamatok valamint ezek szuperpozíciója határozza meg (Wyngaard és Brost, 1984), ezért elsősorban azokat az eseteket vizsgáltuk, amikor a szennyezőanyag-forrás a határreteg legalsó (felszínközeli, $j = 1$ cella) vagy legfelső rétegében ($j = 20$ cella) volt. Félóra elteltével kapott eredményeinket a 12. és a 13. ábra szemlélteti. A lentől történő átkeveredés (12. ábra) esetén a Blackadar-féle modellel kapott eredmények megegyeznek az ACM modellel.



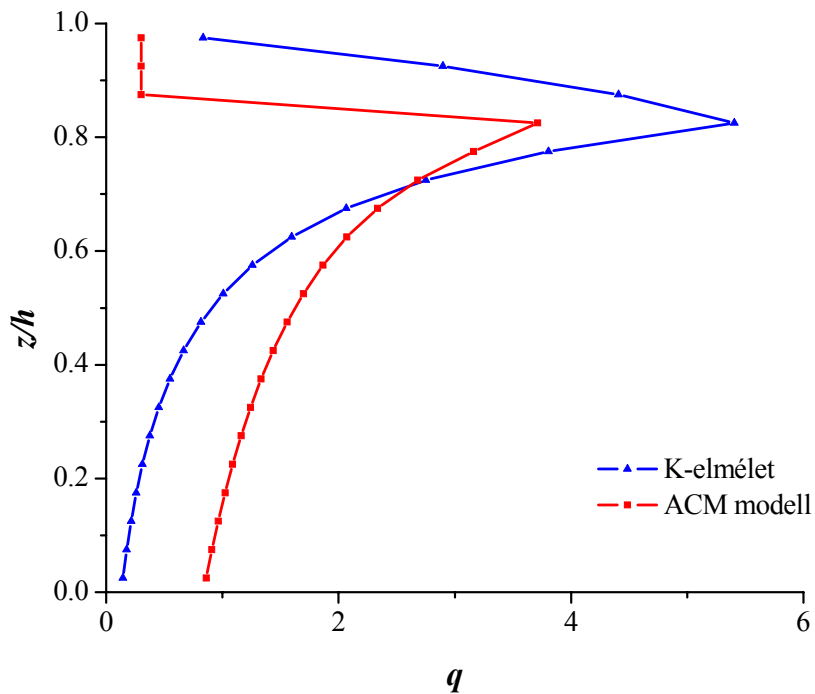
12. ábra. A szennyezőanyag koncentráció eloszlása a határrétegben ($h = 2000$ m) félórával a kibocsátás kezdete után a K-elmélet és az ACM modell alapján. A forrás a felszínközeli 1. cellában van. A forráserősség: $\Delta q / \Delta t = 1 / \text{min}$. A cellák vastagsága 100 m.



13. ábra. A szennyezőanyag koncentráció eloszlása a határrétegben ($h = 2000$ m) félórával a kibocsátás kezdete után a K-elmélet, a Blackadar-féle modell és az ACM modell alapján. A forrás a határréteg tetején a 20. cellában található. A forráserősség: $\Delta q / \Delta t = 1 / \text{min}$. A cellák vastagsága 100 m.



14. ábra. A szennyezőanyag koncentráció eloszlása a határrétegben ($h = 2000$ m) félórával a kibocsátás kezdete után a K-elmélet, és az ACM modell alapján. A forrás a határréteg közepén a 11. cellában található. A forráserősség: $\Delta q / \Delta t = 1 / \text{min}$. A cellák vastagsága 100 m.



15. ábra. A szennyezőanyag koncentráció eloszlása a határrétegben ($h = 2000$ m) félórával a kibocsátás kezdete után a K-elmélet, és az ACM modell alapján. A forrás az 1600 m-es szinten a 17. cellában található. A forráserősség: $\Delta q / \Delta t = 1 / \text{min}$. A cellák vastagsága 100 m.

További kísérleteket végeztünk arra az esetre is, amikor a szennyezőanyag forrása a konvektív határreteg közepén található (14. árba), valamint a határreteg magasságának 80%-án helyezkedik el (15. ábra). A már korábban említett hiányosságok miatt a 14. és a 15. ábrán nem közöljük a Blackadar-féle modellel kapott eredményeket.

Összefoglalás

A cikkben bemutatjuk a PHR és a felszínközeli réteg kutatásának rövid történetét, főbb kutatási területeit. Három témakört tartunk kiemelkedően fontosnak. A felszínközeli réteg turbulens áramainak meghatározását, új mérési technikák (pl. eddy akkumuláció) hazai bevezetését, a primitív egyenletek megoldásán alapuló LES modellezési technika meghonosítását, továbbá a PHR turbulens keveredési folyamatainak és napi menetének numerikus modellezését, a lokális és a nem lokális lezárási hipotézisek alkalmazását.

Köszönetnyilvánítás

A munka a GVOP 6-028-2005 és 3A/0880/2004 pályázat, az EU5 GREENGRASS és az EU6 NitroEurope program keretében készült. Bordás Árpád munkáját részben a Nemzetközi Visegrádi Alap (International Visegrad Fund), részben a Domus Hungarica Scientium at Artium ösztöndíjalap támogatta. A szerzők köszönetet mondanak a gödöllői Szent István Egyetem Növénytan és Növényélettani Tanszék és MTA-SZIE Növényökológiai Kutatócsoportjának és Dr. Horváth Lászlónak az OMSz munkatársának a bugaci mérési adatokért, továbbá Mádlné Dr. Szőnyi Juditnak, Simon Szilviának és Zsemle Ferencnek a közösen végzett kelemen-széki mikrometeorológiai mérésekért.

Irodalomjegyzék

- Ács F., Horváth Á., Geresdi I. és Breuer H., 2006: A mikrometeorológiai és a felhőfizikai folyamatok kapcsolatrendszer. 32. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger T. és Geresdi I.) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 40–52.
- Alapaty, K., 2003: Development of two CBL schemes using the turbulence velocity scale. *Paper presented at 4th WRF Users' workshop*, Boulder, Colorado.
- Arya, S. P., 1988: Introduction to Micrometeorology. *Academic Press*, 307 pp.
- Asanuma, J., Ishikawa, H., Tamagawa, I., Ishikawa, H., Ma, Y., Hayashi, T., Qi, Y. and Wang, J., 2005: Application of the band-pass covariance technique to portable flux measurements over the Tibetan Plateau. *Water Resources Research* 41, 1–10.
- Asanuma, J., Ishikawa, H., Tamagawa, I., Ma, Y., Hayashi, T., Qi, Y. and Wang, J., 2007: Spectral similarity between scalars at very low frequencies in the unstable atmospheric surface layer over the Tibetan Plateau. *Boundary-Layer Meteorol.* 122, 1, 85–103.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. and Vesala, T., 2000: Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113–175.
- Bacsó N. és Zólyomi B., 1934: Mikroklíma és növényzet a Bükk-fennsíkon. *Időjárás* 38, No. 9–10.
- Barcza, Z., 2001: Long term atmosphere/biosphere exchange of CO₂ in Hungary. *Ph.D. Dissertation, Eötvös Loránd University, Department of Meteorology, Budapest. On-line elérhetőség <http://nimbus.elte.hu/~bzoli/thesis/>.*

- Barcza Z., Haszpra L. és Hidy D., 2006: A felszín-légkör szénforgalom mérése mikrometeorológiai módszerekkel. 32. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger T. és Geresdi I.) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 151–160.
- Blackadar, A. K., 1979: Modeling pollutant transfer during daytime convection, *Preprints, Fourth Symposium on Atmospheric Turbulence Diffusion and Air Quality*, Reno, Am. Meteor. Soc., 443–447.
- Bowling, D., R., Delany, A. C., Turnipseed, A. A., Baldocchi, D. D. and Monson, R. K., 1999: Modification of the relaxed eddy accumulation technique to maximize measured scalar mixing ratio differences in updraft and downdraft. *J. Geophys. Res.* 104, D89121–9133.
- Businger, J. A., Wingaard, J., C., Izumi, Y. and Bradley, E. F., 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.* 28, 181–189.
- Businger, J., A. and Oncley, S. P., 1990: Flux measurement with conditional sampling. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 7, 349–352.
- Byune, D. W., Young, J., Pleim, J., Odman, M. T. and Alapaty, K., 1999: Numerical Transport Algorithms for the Community Multiscale Air Quality (CMAQ) Chemical Transport Model in Generalized Coordinates, *Chapter 7, EPA/600/R-99/030*.
- COST Action 710 – Final report. Harmonization of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models. *EUR 18195 EN, 1998. (Edited by Fisher, B. E. A., Erbrink, J. J., Finardi, S., Jeannot, P., Joffre, S., Morselli, M. G., Pechinger, U., Seibert, P. and Thomson, D. J.)*
- De Bruin, H. and Nieuwstadt, F., 2005: Joost Businger – His Career In Boundary-Layer Meteorology In A Nutshell. *Boundary-Layer Meteorol.* 115, 149–159.
- Djolov, G., 1996: A birthday tribute (for Sergej Zilitinkevich). *Boundary-Layer Meteorol.* 81, 3-4, 215–216.
- Eichinger, W. E., Nichols, J., Prueger, J. H., Hipps, L. E., Neale, C. M. U., Cooper D. I. and Bawazir, A. S., 2003: *Lake evaporation estimation in arid environments, Final report, IIHR – Hydroscience & Engineering, University of Iowa.*
- Feigenwinter, C., Bernhofer, C. and Vogt, R., 2004: The influence of advection on the short term CO₂-budget in and above a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorol.* 113, 201–224
- Foken, T., 2006: 50 Years of the Monin–Obukhov Similarity Theory. *Boundary-Layer Meteorol.* 119, 431–447.
- Foken, Th. and Wichura, B., 1996: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.* 78, 83–105.
- Gaman, A., Rannik, U., Aalto, P., Pohja, T., Siivola, E., Kulmala, M. and Vesala, T., 2004: Relaxed Eddy Accumulation System for Size-Resolved Aerosol Particle Flux Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 21, No. 6, 933–943.
- Götz G. és Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. *Tankönyvkiadó, Budapest*, 484 oldal.
- Holtstlag, A. A. M. and Boville, B. A., 1993: Local versus nonlocal boundary layer diffusion in a global climate model. *J. Clim.* 6, 1825–1842.
- Horváth, L., Führer, E. and Lajtha, K., 2006: Nitric oxide and nitrous oxide emission from Hungarian forest soil; linked with atmospheric N-deposition. *Atmospheric Environment* 40, 7786–7795.
- Horst, T. W., Oncley, S. P. and Semmer, R., 1997: Measurement of water vapour fluxes using capacitance RH sensors and cospectral similarity. In *Proceedings of the 12th AMS Symposium on Boundary Layer and Turbulence, Am. Meteorol. Soc. Boston Mass.*, 360–361.
- Hunt, J. C. R., 1998: Lewis Fry Richardson and his Contributions to Mathematics, Meteorology, and Models of Conflict. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 30, 1–30.
- Kristóf G., Rác N., Bányai T., Gál T., Unger J. és Weidinger T., 2007: A városi hősziget által generált konvekció modellezése általános célú áramlástan szoftverrel – összehasonlítás kisminta kísérletekkel. 32. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger T. és Geresdi I.) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 95–104.
- Lajos T., 2004: Az áramlástan alapjai. *Műegyetemi Kiadó*, 599 oldal.
- Liu, H. and Foken, T., 2001: Modified Bowen ratio method to determine sensible and latent heat fluxes. *Meteorologische Zeitschrift* 10, No. 1, 71-80.
- Lo, T. S., L'vov, V. S. Pomyalov, A. and Procaccia, I., 2005: Estimating von Kármán's constant from homogeneous turbulence. *Europhys. Lett.* 72, 6, 943–949.
- Mádlné Szőnyi J., Simon Sz., Tóth J. és Pogácsás Gy., 2005: Felszíni és felszín alatti vizek kapcsolata a Duna-Tisza közti Kelemen-szék és Kolon-tó esetében. *Általános Földtani Szemle* 30, 93–110.

- Mauder, M., Oncley, S. P., Vogt, R., Weidinger, T., Ribeiro, L., Bernhofer, C., Foken, T., Koshiek, W. and Liu, H., 2007: The energy balance experiment EBEX-2000. Part II. Inter-comparison of turbulence sensors and processing methods. *Boundary-Layer Meteorol.*, 10.1007/s10546-006-9139-4.
- Mihailović, D., T., 2006: A numerical experiment with calculating the concentration of pollutants during summer using the EMEP chemical model: local versus non-local eddy-diffusivity PBL schemes. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek 20*, Szerkesztette Weidinger T., Tarczay K. és Bartholy J. Az ELTE Meteorológus TDK Iskolája. 2006. augusztus 28-31. Az előadások összefoglalói, 45–77.
- Moeng, C.-H. and Sullivan, P. P., 1994: A comparison of shear and buoyancy driven planetary-boundary-layer flows. *J. Atmos. Sci.* 51, 999–1022.
- Moeng, C.-H. and Sullivan, P. P., 2002: Large Eddy Simulation. In: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 1140–1150.
- Moeng, C.-H., Dudhia, J., Klemp, J. and Sullivan, P. P., 2006: Examining two-way grid nesting for large-eddy simulation of the PBL using the WRF model Authors. *Mon. Weat. Rev.* (in press).
- Monin, A. S. and Yaglom A. M., 1992: Statisticheskaya gidromekhanika I. Teorija turbulentsnosti. Gidrometeorizdat. Saint Petersburg.
- Monin, A. S. and Yaglom A. M., 1994: Statisticheskaya gidromekhanika II. Mekhanika turbulentsnosti. Gidrometeorizdat. Saint Petersburg.
- Mosner, M. S. and Aulenbach, B. T., 2003: Comparison of methods used to estimate lake evaporation for a water budget of Lake Seminole, southwestern Georgina and northwestern Florida. *Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference, University Georgia, ed.: Katrin J. Hatcher.*
- Nagy, Z., Pintér, K., Czóbel, Sz. Balogh, J., Horváth, L., Fóti, Sz., Barcza, Z., Weidinger, T., Csintalan, Zs., Dinh, N. Q., Grosz, B. and Tuba, Z., 2007: The carbon budget of a semiarid grassland in a wet and a dry year in Hungary, *Agric. Ecosyst. Environ.* 121, 21–29.
- Oncley, S., 2003: New tools to Study to Motion of Trace Gases in the Atmosphere. Frontiers in Assessment Methods for the Environment (FAME). *A symposium on recent advances in environmental measurement and assessment technologies, modeling, and data processing tools to promote a cleaner environment. August 10-13, 2003. Coffman Union, University of Minnesota, Minneapolis, MN.* <http://cleaner.nacse.org/workshops/FameWorkshop/Oncley.pdf>
- Pintér K., Nagy Z., Balogh J., Barcza Z., Kristóf D., Weidinger T., Grosz B., Machon A., Horváth L. és Tuba Z., 2006: A tájleptéki szén- és nitrogénmérleg összetevői, mikrometeorológiai mérése. 32. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger T. és Geresdi I). Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 161–168.
- Pleim, J. E. and Chang, J. S., 1992: A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. *Atmospheric Environment* 26A, 965–981.
- Salma, I., Weidinger, T. and Maenhaut, W., 2007: Time-resolved mass concentration, composition and sources of aerosol particles in a metropolitan underground railway station. *Atmospheric Environment (In press)*.
- Stull, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology, *Kluwer, Dordrecht/Boston/London.*
- Tél T., 2003. Környezeti áramlások. ELTE Elméleti Fizikai Tanszék. Kézirat, 276 oldal.
- Troen, I. and Mahrt, L., 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorol.* 37, 129–148.
- Weidinger T., Barcza Z. és Matyasovszky I., 2002: Turbulens áram számító programok összehasonlítása az EBEX-2000 mérési expedíció adatai alapján. Levegő-növény-talaj rendszer. Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum. *Lícium-Art Könyvkiadó*, 121–128.
- Wingard, G. E. and Brost, R. A., 1984: Top-down and bottom-up diffusion of a scalar in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 41, 102–112.
- Wood, N., 2000: Wind flow over complex terrain: a historical perspective and the prospect for large-eddy modeling. *Boundary-Layer Meteorology* 96, 11–32.
- Yaglom, A. M., 1994: Kolmogorov, A. N. as a Fluid Mechanician and Founder of a School in Turbulent Research. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 26, 1–22.
- Zhang, C., Randall, D. A., Moeng, C.-H., Branson, M., Moyer, M. and Wang, Q., 1996: A surface parameterization based on vertically averaged turbulence kinetic energy. *Mon. Weat. Rev.* 124, 2521–2536.
- Zierep, J., 2006: Ludwig Prandtl, Life and Work. *Conference on Modelling Fluid Flow (CMFF'06) September 6-9, 2006. Budapest University of Technology and Economics. Edited by T. Lajos and J. Vad., Volume I.* 2–12.

A légköri és a felszíni hatások elkülönítésének lehetőségei a felszínközeli sűrűládi rétegben

Szász Gábor¹ és Nagy Zoltán²

¹Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum, Agrometeorológiai Observatórium,
4032 Debrecen, Böszörményi út 138, e-mail: gszasz@agr.unideb.hu

Országos Meteorológiai Szolgálat, Megfigyelési Főosztály,
Földfelszíni Megfigyelések Osztálya, 1675 Budapest, Pf: 39, e-mail: nagy.z@met.hu

Összefoglalás – A felszínközeli légtér állapotát a légköri bárikus és termodinamikai folyamatok, valamint a talajfelszín fizikai állapota határozza meg. A hatások mértékét a meghatározó paraméterek függőleges menti eloszlása írja le. A kísérleti megfigyelések és mérések eredményei szerint a sűrűládi határréteg egyes tulajdonságai között szigorú korreláció áll fenn, amely a határréteg paraméter-rendszerének szám-szerű ismeretében állapítható meg. A különbözőség mértéke a felszíni határréteg skála-paraméterei alapján fejezhető ki ($\Theta, \tau, u_*, L, z; H = \rho \cdot c_p \overline{w\Theta}$). Feltételezve az advekciónmentes helyzetet, az egyes paraméterek értékét a légköri hatásokon túlmenően a talajfelszín pillanatnyi fizikai állapota jelentősen módosíthatja. A módosulás valamennyi felszínközeli klimatológiai, mikrometeorológiai mérés eredményében kifejezésre jut. Tekintettel a felszín horizontális heterogenitására és annak időbeli változására a különböző helyeken végzett mérések eredményeinek összehasonlíthatósága csak bizonyos feltételek esetén engedhető meg. A részletes profilmérések alapján kidolgozást nyert egy olyan viszonylag egyszerű becslő eljárás, melynek segítségével a légköri és a felszíni hatások az alsó 10-15 méteres rétegre vonatkozóan meghatározhatók. A bemutatásra kerülő mérések az Országos Meteorológiai szolgálat pestszentlőrinci főobservatóriumában és a Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum (ATC) Agrometeorológiai Observatóriumában folytak. Az eredmények kiértékelése után javaslatot teszünk a felszínközeli klimatológiai mérések korszerű műszeres hátterére vonatkozóan.

Bevezetés

A légköri (v. planetáris) határréteg (ABL, atmospheric boundary layer) a légkörnek az a sajátos része, ahol a legélesebb formában fejeződnek ki a szilárd felszín és a felette lévő légköri folyamatokban megnyilvánuló kölcsönhatások. Mivel e folyamatok igen bonyolult formában zajlanak le, a határréteg a légkörnek az egyik legösszetettebb, saját törvényszerűségeivel rendelkező része, így felépítése sem egységes: különböző függőleges kiterjedésű, sajátos törvényszerűségekkal rendelkező alrétegekre tagolható. A hatások és a kölcsönhatások dinamikája a különböző tulajdonságok szállításában bontakozik ki. Tekintettel arra, hogy a felszín fizikai értelemben egy divergencia-felületet képez, ennek folyamánként a határréteg alsó terében az ún. *felszíni sűrűládi határrétegben* (v. felszínközeli rétegben) olyan energia-transzformációs folyamatok zajlanak le, amelyekhez hasonló a légkörben – legalábbis méretének arányában – nem alakulnak ki. Az energia-divergencia kialakulása következtében egyensúlyi helyzete is rendkívül változékony, a nagyfokú instabilitás és az erőteljes inverzió egyaránt mindennapi jelensége ennek a rétegnek. A planetáris határréteg fizikai tulajdonságának elsődleges jellemzője a kölcsönhatás folyamatainak kialakulása. Míg a légkör halmazállapota miatt egy rendkívül mobilis, a tulajdonságok szállításában „igen hatékony szerepet betöltő réteg”, a vele érintkező szilárd felszín alatt az energia- és anyagforgalmi folyamatok rendkívül lassúak. A szilárd kéreg felső rétegeiben felismerhető a hő- és anyagszállítás folyamatában kialakuló tehetetlenség, vagyis a gyors reakciójú légköri hatások válasza a szilárd talaj-

rétegekben igen késve és jelentősen tompított formában ismerhető fel. E dinamikai különbözőség fontos szerepet tölt be a kölcsönhatások idő- és térbeli alakulásában.

A fentiek következtében a határrétegben lezajló meteorológiai, ún. mikrometeorológiai folyamatok sajátos törvényszerűségeinek ismerete a légkör fizikai jellemzésében önálló fejezetnek tekinthető. E törvényszerűségek rendszere minden tekintetben nélkülözhetetlen, mivel a légköri hatások e rétegen keresztül jutnak el a földfelszínhez, itt játszódik le a felszín-bioszféra-légkör kölcsönhatások rendszere, itt zajlik a turbulens tulajdonság (anyag energia, impulzus) szállítás. Más szóval a határréteg igen jelentős transzport-tevékenységet végez, s ennek lehetséges intenzitása a mindenkori fizikai állapot sajátosságaitól függ.

A planetáris határrétegben lezajló meteorológiai folyamatok – amelyek bár mikrometeorológiai események láncolatai – fontos szerepet töltenek be az éghajlati megfigyelések tér- és időbeli alakulásában. Mivel a hagyományos éghajlati megfigyelések maguk is a felszín közelében zajlanak le, így az ún. *klíma-megfigyelések* eredményeiben egyaránt felismerhetők a magasban lejátszódó légköri folyamatok, valamint a felszín fizikai tulajdonságai között kialakuló hatások következményei is. Ez utóbbtól nem lehet eltekinteni, ugyanis ez a tény teszi végessé a hagyományos klimatológiai megfigyelések kizárólagosan meteorológiai szemléletű kiértékelését (pl. a klimatológiai extrémítások okai). Végül levonható az a következtetés, hogy a felszínközeli meteorológiai folyamatok tüzetes elemzése (a légköri határréteg alsó részének a felszínközeli rétegnek az ismerete) nélkülözhetetlen mind az éghajlati analízisekben, mind pedig a különböző skálájú átviteli folyamatok elemzésében. Ennek a felismerésnek az elfogadása tette indokoltá, hogy induljon el egy olyan projekt, amelyben mind a klasszikus éghajlati, mind pedig a felszínközeli réteg több szintjén folytatott nagy időfelbontású mikrometeorológiai mérések azonos helyen és azonos időbeli felbontásban történnek. E mérések alapján válik megismerhetővé és számszerűsíthetővé a felszín-bioszféra-légkör közötti kölcsönhatások rendszere, adhatók meg a meteorológiai állapotjelzők profiljai és a felszín energiaháztartásának az elemei. E problémakör a modern éghajlatkutatás egyik legfontosabb feladata.

A vizsgálatok helye, elméleti alapok, célok

A már korábban megindult vizsgálatok helye a Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatóriuma, amely 1963-ban létesült. Az observatórium munkaterülete lényegét tekintve emberi befolyásoltságtól mentes, közvetlen környezetében épületmentes terület; talajának legutolsó mezőgazdasági művelése 1950. szeptemberében történt. A horizont nyitottsága, az áramlási feltételek közel ideálisnak tekinthetők. Az Observatórium földrajzi koordinátái: 47° 38' N, 21° 35' E; tsz.f.m.: 112 méter; a talajvíz-mélység: 12 méter; a talajtípus: mély humuszrétegű mészlepedékes mezőségi vályogtalaj (a környezet: szántóföldi növénytermesztés által hasznosított terület).

- *Az éghajlati megfigyelő állomás:* a mérések kiterjednek valamennyi éghajlati elemre, nemzetközileg használatos érzékelőkkel folynak, a folyamatos adatgyűjtés digitális adatgyűjtő rendszerrel történik.
- *Mikrometeorológiai mérőrendszer:* sugárzás, hőmérséklet, légnedvesség, szélesebség, 0,5; 2,0; 4,0; 8,0; 16,0 (24,0) méter, áttört kistornyon, teleszkópos hosszabbítható magassággal. Talajnedvesség és talajhőmérséklet mérhetősége: 0 – 10 méter. Kiegészítő mérés: CO₂. (1. és 2. ábra.)



1. ábra. A Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatórium mérőtornya



2. ábra. Metek szonikus anemometer, jól látszik az egymással szemben elhelyezkedő három hangforrás–detektor pár.

A mérési feladatok célja

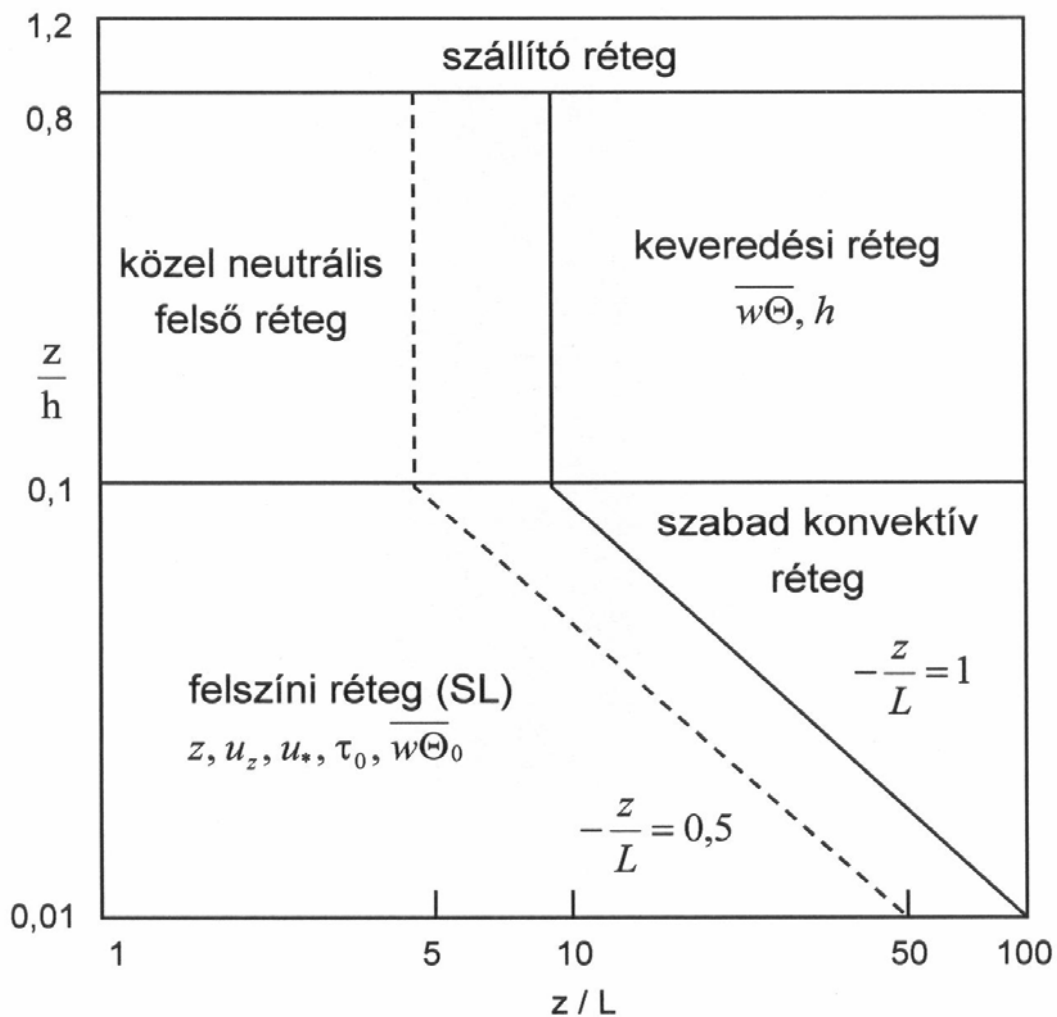
Az említett éghajlati és mikrometeorológiai megfigyelési anyag birtokában tovább folytatódik az 1961-ben megkezdődött hagyományos éghajlati megfigyelés is napi 4 terminus időpontban. A mikrometeorológiai program célja az említett mérőrendszer eredményei alapján a felszín hatásának idő szerinti változása, különös tekintettel a sűrűlódási határréteg (a felszínközeli vagy állandó fluxusú réteg) kiterjedésének meghatározása.

A felszíni hatások a talaj közeli légtér állapotára is befolyással vannak. Vizsgáljuk:

- a felszín aerodinamikai hatásait,
- a felszín termodinamikai hatásait,
- a felszíni sűrűlódási határréteg sajátosságait.

A *felszín aerodinamikai sajátosságainak* a jellemzésére a z_0 sűrűlódási (vagy érdességi) magasság, valamint a kiszorítási rétegvastagság (d) értékének megállapítása szolgál. Az erre vonatkozó számítások a szakirodalomban használatos formulák segítségével történnek. Az időbeli változások 15 perces mérési átlagokra vonatkoznak, melyek szükség esetén 12 sec-os bontásban is elvégezhetők. Az áttekintő értékek 1 óra időtartamra vonatkozó átlagok formájában érhetők el az adatbázisban. A z_0 sűrűlódási magasság megállapításánál a vonatkoztatási magasságban uralkodó egyensúlyi helyzet hatása mindenkor parametrizált értékkel épül be.

Az áramok meghatározása során nélkülözhetlenné válik a kiszorítási réteg alakulásának szerepe. Ennek megismerése már bonyolultabb feladatot jelent tekintettel arra, hogy az általánosan használt becslő összefüggés csak közelítésre tekinthető alkalmasnak. A pontosabb meghatározás céljára szonikus anemométerek alkalmazása történt, melyek segítségével a feltételezett hiba jelentősen mérséklődött. Különösen fontos kérdésnek minősíthető a kiszorítási réteg kis hibával történő megállapítása a szenzibilis hőáram becslésénél. Fontos kérdésnek tekinthető továbbá a planetáris határréteg parametrizálása is. Erre vonatkozóan elfogadva *Holtslag* és *Nieuwstadt* (1986) széleskörű irodalmi tájékozottsággal elkészített vázlatát, az alábbiakban áttekinthető a légköri határréteg tagolódása, és az egyes tagok (rétegek) stabilitástól függő legfontosabb paraméter együttese (3. ábra).



3. ábra. A légköri (vagy planetáris) határréteg szerkezete, paraméterei és jellemzői (*Holtslag és Nieuwstadt, 1986*). Az ábrán szereplő mennyiségek: z a felszín feletti magasság, u_z a z szinten mért sebesség, u_* a dinamikus (vagy súrlódási) sebesség, τ_0 és $(w'\Theta')_0$ az impulzus- és a potenciális hőmérséklet árama a felszíni rétegben, L a Monin-Obukhov-féle hossz, h a planetáris határréteg vastagsága, $w'\Theta'$ a potenciális hőmérséklet árama a felsőbb rétegekben.

A fenti ábrából értelmezhető az a réteg, amellyel ennek a projektnek a kebelén belül foglalkozni kell. A felszíni réteg (SL) az, amelyikre a különösebb hangsúlyt kell fektetni a vizsgálatok során. Leolvasható a fenti vázlatból azoknak a paramétereknek a sora is, amelyeknek a megbízható mérését feltétlenül biztosítani kell, tanulmányozva időbeli változásukat és függésüket a légköri stabilitástól és az időjárási helyzettől. Hangsúlyozni kell, hogy ennek a felszíni rétegnek a vertikális kiterjedése igen tág intervallumban ingadozhat (10-100 méter), magassága a mechanikus turbulencia hatását tekintve az alábbi összefüggéssel becsülhető:

$$\text{magassági kiterjedése: } H = 0,0089 \frac{u_*}{f} \approx 0,01 \frac{u_*}{f}$$

ahol u_* a súrlódási sebesség, f a Coriolis-paraméter.

A felszíni réteg (SL) turbulencia paraméterei közül a mozgásmennyiség (τ_0), illetve a (H) szenzibilis hőáram meghatározása bír döntő jelentőséggel:

$$\tau_0 = \rho u_*^2 = -\rho \overline{(w'u')}_0, \quad H = -\rho c_p u_* T_* = \rho c_p \overline{(w'\Theta')}_0$$

ahol $\overline{(w'u')}_0$ a horizontális sebesség vertikális árama, $\overline{(w'\Theta')}_0$ a potenciális hőmérséklet turbulens árama (vagy más szóval a kinematikus hőáram) a felszínközeli rétegben, u_* , T_* a dinamikus (vagy súrlódási) sebesség, illetve a dinamikus hőmérséklet, ρ a levegő sűrűsége c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, illetve ρc_p a levegő hőkapacitása. Teljes skálázás esetén szükségessé válik az instabilis helyzet következményének figyelembevétele is, amelyben a nyíró feszültség (τ_0) értékének, mint kinematikus egységnek a hatása mellett érvényesül a termikus turbulenciát jelző szenzibilis hőáram hatása is. A dinamikus sebesség és a dinamikus hőmérséklet alakja a Monin-Obukhov féle hasonlósági elmélet alapján:

$$u_* = \frac{\partial u}{\partial z} \kappa z f_M(z/L), \quad T_* = \frac{\partial \Theta}{\partial z} \kappa z f_H(z/L)$$

ahol, κ a Kármán-féle konstans, f_M, f_H az impulzus és a szenzibilis hőszállításra vonatkozó – a stabilitástól (z/L) függő – univerzális függvény, $\frac{\partial u}{\partial z}$ és $\frac{\partial \Theta}{\partial z}$ a szélesebb és a potenciális hőmérsékleti gradiens értéke a felszínközeli rétegben z magasságban. (Megjegyezzük, hogy általában az f_M, f_H függvény reciprokát használjuk, az egyenleteket az állapotjelzők gradiensére írjuk fel.) Az L Monin-Obukhov-féle úthossz alakja:

$$L = \frac{g}{\Theta} \frac{-u_*^3}{\kappa w \Theta_0} = \frac{g}{T} \frac{u_*^2}{\kappa T_*},$$

ahol $\beta = \frac{g}{\Theta}$ a stabilitási paraméter, $\bar{T} \approx \bar{\Theta}$ a vizsgált légréteg átlagos hőmérséklete, illetve potenciális hőmérséklete, míg g a nehézségi gyorsulás. A különböző tulajdonságok áramainak alakulása a fenti összefüggésekkel analóg módon értelmezhető azzal a

megjegyzéssel, hogy a tulajdonság-átvitel megállapítása különböző módon számított diffúziós együttható alkalmazásával is elérhető az $f(z/L)$ figyelembevételével.

$$K_M = \kappa z u_* f_M(z/L), \quad K_H = \kappa z u_* f_H(z/L),$$

ahol K_M és K_H az impulzus, illetve a szenzibilis hőszállításra vonatkozó turbulens diffúziós együttható. A turbulens áramok alakja a turbulens diffúziós együtthatók segítségével a következőképpen írható:

$$\tau_0 = \rho K_M \frac{\partial u}{\partial z}, \quad H = -\rho c_p K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z}.$$

Az impulzus és a szenzibilis hőáram mellett a felszínközeli réteg vizsgálatában, a mikrometeorológiai és agrometeorológiai feladatok megoldásában, illetve a felszíni energiamérleg leírásában kiemelt szerepe van a latens hőáramnak. Ennek alakja:

$$LE = -\rho L u_* q_* = \rho L \overline{w'q_0} = -\rho K_E L \frac{\partial q}{\partial z},$$

ahol q a specifikus nedvesség, q_* a dinamikus specifikus nedvesség, K_E a nedvességszállításra vonatkozó turbulens diffúziós együttható, míg L itt a fázisátalakulási hő [J kg^{-1}]. A K_E turbulens diffúziós együttható alakja a latens hőszállításra vonatkozó univerzális függvény ismeretében fejezhető ki.

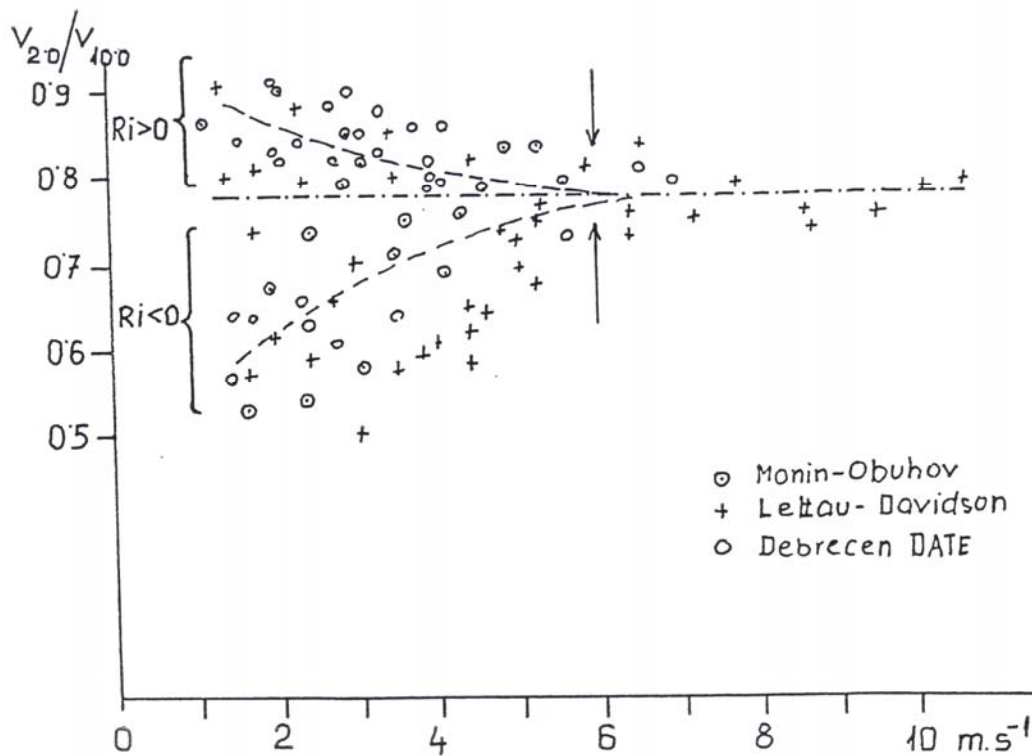
A felszíni rétegben kialakuló tulajdonság-rétegzettség fizikai közelítésének alapvető problémája a termikus egyensúly hatása. Bár a mérési eredmények alapján a profilból az átviteli sebesség meghatározható, mégis szükségesnek ítéltető meg az egyensúlyi helyzetet jellemző hőmérsékleti és a szélesebbesség-gradiens (illetve a vizsgált réteget jellemző hőmérsékleti és a szélesebbesség-különbség) kapcsolatának a meghatározása, vagyis a légköri stabilitás leírása.

A klimatikus referencia-szinten történő szélesebbesség adatok igen nagy szórást mutatnak, miként azt a 4. ábra adatai bizonyítják, de egyidejűleg az ábrából az is kiolvasható, hogy a sebesség-gradiens és a hőmérsékleti gradiens között egymással szigorú összefüggés áll fenn. A termikus és a dinamikus konvekció intenzitásának aránya a Richardson-számmal (Ri) fejezhető ki.

$$Ri = \frac{g}{\Theta} \frac{\frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \approx \frac{g}{\Theta} \frac{\Delta \Theta}{(\Delta u)^2} \Delta z,$$

ahol $\Delta u, \Delta \Theta$ a vizsgált Δz vastagságú rétegre jellemző szélesebbesség és hőmérséklet különbség. A Richardson-szám nagysága és előjele, valamint a 10 m-es szint szélesebbesség közötti összefüggés igen erőteljesnek ítéltető. Ebből következik, hogy az átviteli sebesség egy adott szintre vonatkoztatott értéke a szélesebbesség mellett a réteg egyensúlyi helyzetétől is függ, miként arra már a fentiekben utalás történt. Természetesen ez az összefüggés kifejezhető a z/L dimenzió nélküli magassággal is, miként ez számos munkában felismerhető. Az egyensúlyi helyzetek különböző tulajdonság-profilokra vonat-

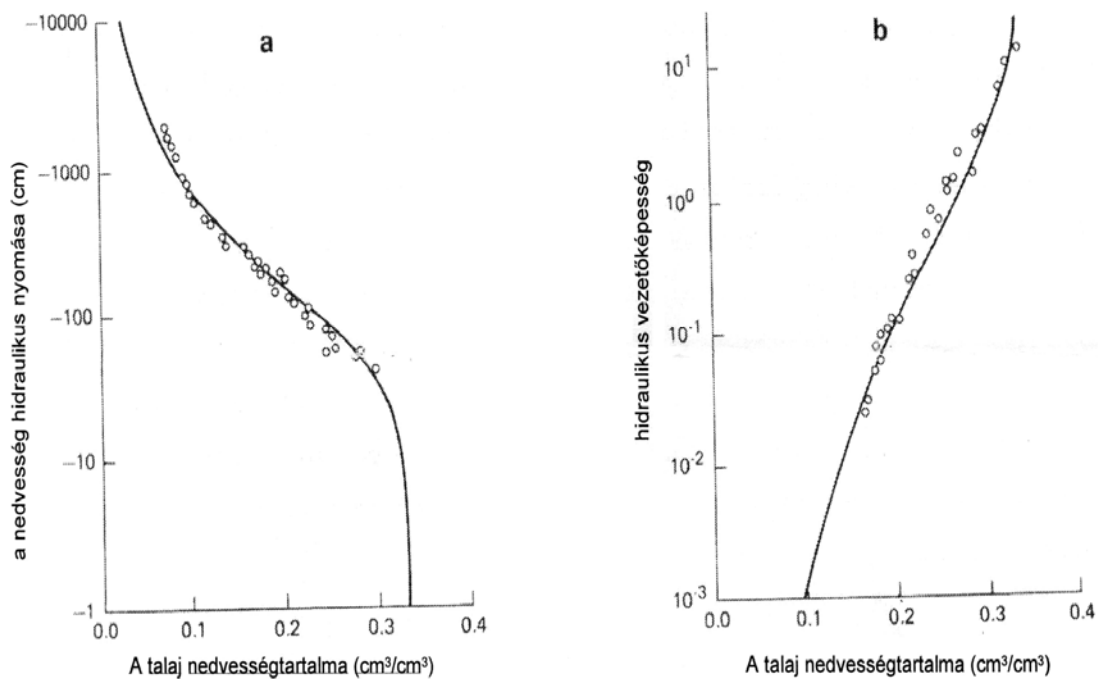
koztatott hatásait az ún. *univerzális függvények* írják le. Az univerzális függvények két sajátos csoportja ismeretes és érvényes: instabilis és stabil légrétegződés mellett (Rákóczi, 1988). Az említett egyenletek csaknem kivétel nélkül hatványkitevős összefüggések, melyeknek egyik változója a már említett z/L dimenzió nélküli magasság. A debreceni obszervatóriumban végzett profilmérések egyik célja az univerzális függvények alakjának a meghatározása. „Amennyiben a különböző tulajdonság-profilok mérés alapján megállapítást nyernek, úgy azok alapján az univerzális egyenletek állandói pontosíthatók.” Irodalmi áttekintés alapján megállapítható, hogy ezek az univerzális függvények állandói valójában nem általánosíthatók, a profil matematikai leírása csak abban az esetben végezhető el megbízható módon, ha ezek az állandók a mérésekből származtathatók. Más szóval ez azt jelenti, hogy a különböző hatások folytán az állandók módosulhatnak. A profilmérésekből az alsó 15–20 méteres talajmenti sűrűlési rétegre vonatkozó, helyileg alkalmazható profil-állandók meghatározhatók.



4. ábra. A 2 és 10 m-es szinten mért szélesebbesség aránya a referencia szinten (10 m) mért szélesebbesség és a légköri stabilitás (Ri) függvényében.

A termodinamikai hatások általában talajfizikai paraméterekkel jellemezhetők. A leglényegesebb a felszín közeli *talajrétegek hőmérséklete*, valamint a *talaj nedvességtartalma*. A talaj hőmérsékletének és nedvességtartalmának alakulásából megállapítható a hőkapacitásbeli rétegzettség. A hőkapacitás mellett igen lényeges ismeretforrás a *talaj nedvességtartalma*. A talaj valójában egy porózus tér, melyben a kialakult kapillaris erőtér nagy mennyiségű vizet képes a nehézségi erővel visszatartani. A különböző típusú talajok az eltérő kapillaris szerkezet folytán változó vízmennyiség visszatartására képesek. Az atmoszférában, vagy méterben kifejezett *vízvisszatartó erő* és a hozzátarto-

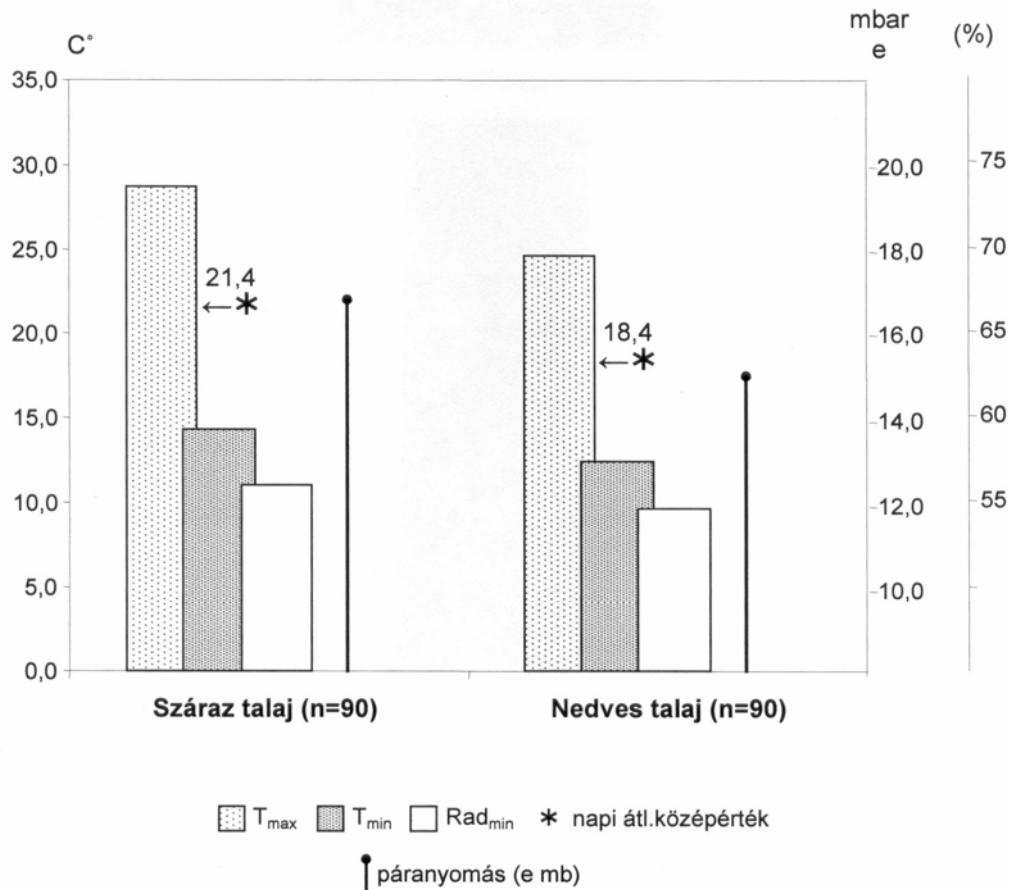
zó nedvességtartalom olyan karakterisztikus tulajdonság, amely szabályozza az energiamérlegből történő részesedését. A szenzibilis (H) és a latens (LE) hőáram egymáshoz viszonyított aránya, illetve a latens hőáram (LE) és a sugárzási egyenleg (Rn) aránya a vízvisszatartásra fordított kapilláris energia nagyságával arányos. Minél bőségebb a nedvességtartalom, a párolgás energetikai feltétele annál nagyobb. Hasonlóképpen talajfizikai jellemzőnek tekinthető a talajnedvesség vezetőképessége, azaz a vízvezetőképesség is. A nagyobb vízvezetőképesség, egy bizonyos határig fokozza a talajban lévő víz teljes készletének a nagyságát, a kapillárisok szélsőséges növekedése azonban már rontja a vízvezetőképességet, s egyúttal a visszatartó-képességet is kisebbíti. Az 5a. ábra a vízvisszatartó-képesség karakterisztikus görbéit mutatja be, míg az 5b. ábra a vízvezetőképesség és a talaj nedvességtartalma közötti kapcsolatot szemlélteti.



5. ábra. A talaj vízvisszatartó-képessége (a) és a vízvezetőképessége (b), valamint a talaj nedvességtartalma közötti összefüggés vályogtalajban.

A talaj vízgazdálkodási tulajdonsága és annak lehetséges változata sajátosan határozza meg a talajközeli réteg levegőjének energiatartalmát (illetve entalpiáját), ami egy konstans erejéig határozatlan. Ennek folytán közvetve tehát bizonyos határig eldönti az energia felhasználásának módját és arányát. Ez az indoka annak, hogy a talaj hőmérsékletének és nedvességtartalmának folyamatos nyomon követése nélkül a felszínközeli légtér állapota nem magyarázható meg. A talaj tehát a vele érintkező légréteg termodinamikai állapotának alakulásában fontos szerepet játszik, e megállapítást kísérleti adatok is bizonyítják. Ennek bemutatására szolgál a 6. ábra, amely a száraz és nedves talajfelszín feletti napi átlagos hőmérsékletet és a hőmérséklet szélső értékeinek átlagos alakulását szemlélteti. Az ábra 90 nyári nap méréseiből nyert összeállítást. Szembetűnő a nedves talaj hőmérséklet csökkenő szerepe, amely egyidejűleg maga után vonja a párányomás lehetséges határainak módosulását is. A nedvességtartalom hőmérséklet-

csökkentő hatását mind a nappali, mind az éjszakai órákból származó adatok bizonyítják. A párányomás kisebbedése elsősorban a hőmérsékletcsökkenésből adódik, amelyet ugyan ellensúlyozhat a párolgás, azonban alacsony hőmérsékleten e folyamat lelassul.



6. ábra. A hőmérséklet átlagos és szélsőértékei a nyári hónapokban száraz és nedves talaj felett (Debrecen, 1970-85. között, DE ATC Agrometeorológiai Observatórium).

A talajmenti súrlódási réteg energiaforgalma

A mikrometeorológiai kutatások keretében igen régi törekvés a természetes felszínnek energiamérlegének értelmezése, komponenseinek számszerű kifejezése. A felszín egy olyan geometriai síknak tekinthető, melyen a sugárzó energia a felszín alatti talajrétegekbe jut, majd a molekuláris hőszállítás, a nedvesség szállítás (latens hőszállítás), illetve a felszíni kisugárzás útján a légkör felé ismét áthalad a felszínközeli rétegen, majd útját továbbfolytatva a szabad légtér irányába távozik. A felszín síkjára vonatkoztatott energiamérleg általános formája:

$$Rn + G + H + LE + P = 0,$$

ahol Rn a sugárzási egyenleg, vagyis a rövidhullámú és a hosszuhullámú sugárzási mérleg összege, G a talajba jutó hőáram, H és LE a korábban már említett szenzibilis és latens hőáram, míg P az egyéb tagok hatása (pl. felszínközeli légtér és a növényzet

energiatárolása, a fotoszintézisre fordított energia, vagy még általánosabban fogalmazva az energiamérleg lezárásából származó maradéktag).

Abban az esetben, ha a rendszer zárt, egyéb energia abba nem lép be, és onnan nem is távozik. Az energiamérleg összetevői arányának ismerete önmagában véve is jellemző a határrétegre, azonban heterogén térbeli eloszlása folytán az a tény sem érdemtelen, hogy az egyes rétegek a különböző időjárási helyzetekben milyen módon részesülnek a rendelkezésre álló energiakészletből, annak hány százalékát tartják vissza és milyen arányú a magasabb rétegeknek átadott energiamennyiség (a turbulens áram divergencia). Az alapvető kérdés tehát az, hogy miként alakulnak a felszín feletti levegőrétegek energiamérlegei; ennek a kérdésnek a kifejezésére szolgál az alábbi kifejezés:

$$\Delta = -(Rn_1 - Rn_2) + (H_1 - H_2) + (LE_1 - LE_2) - H^* - L^* .$$

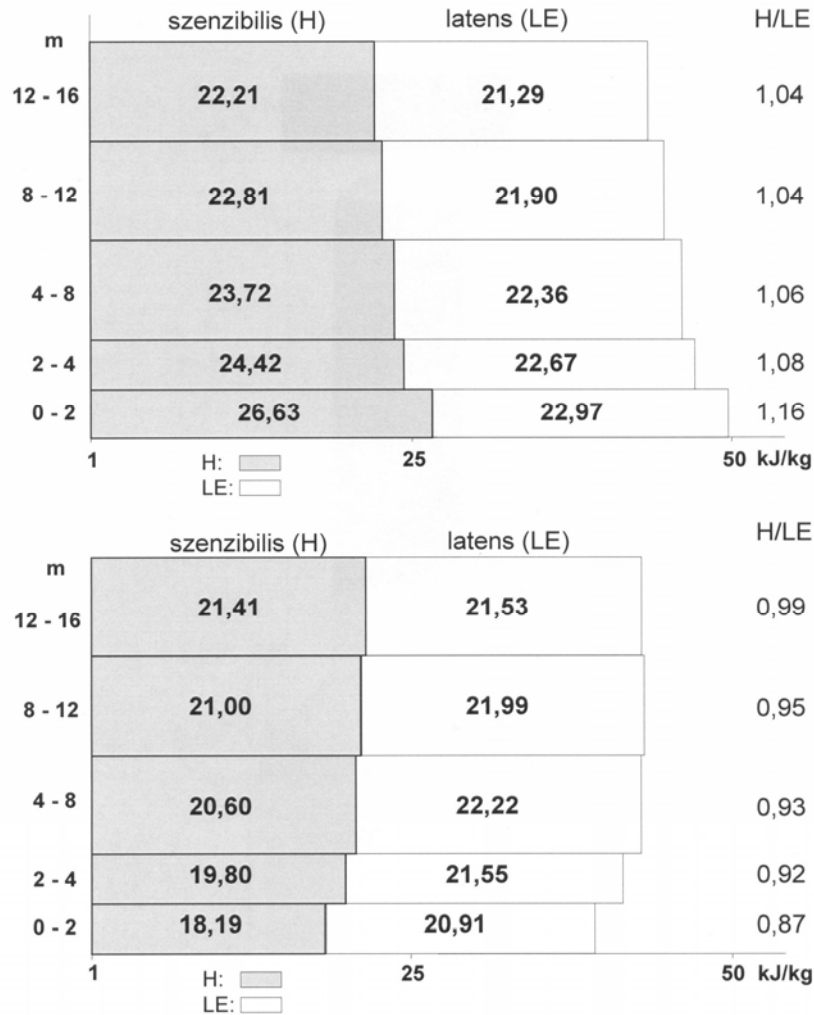
A fenti összefüggésekben: Rn_1 , Rn_2 a sugárzási energiamérleg értéke a vizsgált réteg alsó és felső zárósíkjában; H_1 , H_2 : a szenzibilis hő összegének nagysága a vonatkoztatott réteg alsó és felső határán; LE_1 , LE_2 a latens hőszállítás az előbb említett értelmezésben; H^* , L^* pedig, az advektált szenzibilis és latens hőenergia nagysága a vizsgált térrészben. A fenti összefüggés arra a kérdésre ad választ, hogy a felszínre érkező energia mennyiségéből a talajmenti sűrűlódási határréteg analizált elemi rétegei által visszatartott hőenergia milyen térbeli eloszlást mutat és az milyen hő formájában nyilvánul meg. *A fenti egyenletben szereplő tagok (fluxusok) dimenziója a felületegységen, időegység alatt áthaladó energia. A vizsgált térrész (elemi légréteg) energiaváltozása a fenti összefüggés idő szerinti és zárt felületre vonatkozó integrálásával adható meg.*

Fontos kérdés a felszín feletti levegőrétegek tömegegységre vonatkoztatott entalpiatartalmának (E_p) megállapítása is. Ez – ahogy korábban már említettük egy konstans erejéig határozatlan, de módot ad az egyes alrétegek közötti különbségek számszerűsítésére is. E_p értéke a felszínközeli réteg hőmérsékleti és a nedvességi profiljának ismeretében adható meg:

$$E_p = c_p T + L(0,622 \cdot e / p) + const. \quad [J kg^{-1}] .$$

Összevetve az Rn sugárzási mérlegének és a sűrűlódási határréteg által visszatartott energiának a nagyságát, nyomon követhető az egyes alrétegek szerepe, illetve a turbulens tulajdonságszállítás sebességének térbeli alakulása. *(Izobárikus változásokat vizsgálunk, ezért foglalkozunk a légrétegek entalpiájával.)* E vizsgálat során „találkoznak” lényegében a mikrometeorológiai folyamatok alapján kapható információk és a hagyományos éghajlati megfigyelések adatai egymással. E „találkozás” és „szembeállítás” teszi lehetővé az éghajlati adatoknak olyan minőségi ellenőrzését, amely statisztikai úton nem végezhető el. A 7. ábra a szenzibilis ($c_p T$) és a latens hőtartalom ($L(0,622 \cdot e / p)$) arányát és nagyságának függőleges menti változását mutatja be egy nappali és egy éjszakai órára vonatkozóan. *(Ismét megjegyezzük, hogy a mennyiségek tömegegységnyi levegőre vonatkoznak, összehasonlítható jellegűek, s egy konstans erejéig bizonytalanok, hiszen számunkra a változás lesz a lényeges.)* A példából látható, hogy a profilmérések eredményeiből az energia (illetve az entalpia) eloszlása és annak időbeli változása egyszerűen rekonstruálható. Ezt az energiamérleg értékével összehasonlítva, következtetni tudunk az energiatárolás és a mikroadvekció mértékére és időbeli változására. Ez utóbbi folyamatot igen fontos jelenségnek kell tekinteni, mivel ennek hatása a klimatikus észle-

lési eredmények alakulását is meghatározhatja. A mikroadvekcióból származó hiba mértéke még sík területen sem hanyagolható el, mivel az sem tekinthető homogén felszínnek (pl. a szegélyhatás, vagy a talaj mozaikos szerkezete).



7. ábra. A különböző magasságú talajközeli alrétegek entalpiatartalma (kJ kg^{-1}). Itt LE jelenti a latens hőtartalomtól származó adalékot $[L(0,622 \cdot e/p)]$, míg H a szenzibilis hőtartalomtól származó adalékot $[c_p(T - T_0)]$ a tömegegységnyi légréteg entalpiájában ($T_0 = 273 \text{ K} = 0 \text{ }^\circ\text{C}$). Az adatok egy konstans erejéig bizonytalanok. (Dat: 2006. 07. 14. felső: 14^h; alsó: 06^h)

A bemutatott 7. ábra megerősíti azt a rendszeres jelenséget, hogy a H/LE hányados profilja a nappali órákban a felszíntől távolodva csökken, éjszaka pedig a negatív sugárzási mérleg fennállásának tartama alatt változó arányban csökken. A hányados értékének vertikális alakulása igen fontos a felszín közeli légtér fizikai tulajdonságának értelmezésénél, mivel a hányados értéke a felszín és a súrlódási határréteg kölcsönhatását fejezi ki. (Megjegyezzük, hogy itt H és LE az alrétegek entalpia tartalmára utal, 7. ábra.)

A fentiekben összefoglaltak megengednek néhány olyan következtetés levonását, amelyek nem jelentéktelen módon bővíthetik a talajmenti súrlódási rétegre, vala-

mint a felszín és a légkör közötti kölcsönhatásokra vonatkozó ismereteinket. Ennek megvalósítását segíti:

- a mérések körének célszerű bővítése;
- a felszíni és a légköri hatások arányának becslése;
- a szükséges paraméterek becsléséhez illesztett műszaki háttér (érzékelők, hardver, szoftver) bővítése;
- a súrlódási határreteg modellezési lehetőségének és feltételeinek szélesítése;
- a súrlódási határretegben kialakuló advekcións folyamatok mértékének közelítése, különös tekintettel a tárolt és transzfer energiák arányának becslésére.

Mindezek természetesen csak abban az esetben valósíthatók meg, ha rendelkezésre áll annak lehetősége, hogy minél sokrétűbben és több rétegben folyjanak mérések, amelyek mind éghajlati, mind pedig mikrometeorológiai tekintetben jelentős információgyarapodást biztosítanak (*Szász és Tókei, 1997; Szász, 2002; Huzsvai et al., 2005*).

A cikk további részében a felszínközeli réteg mérésének műszaki-fejlesztési lehetőségeit foglaljuk össze.

A mikrometeorológiai ismeretek gyakorlati hasznosítása

A légkör legalsó rétegének, vagyis az ember közvetlen életterében végbemenő hatások és változások tanulmányozása a mikrometeorológia témaköréhez kapcsolódik. Az oly sokat említett globális klímaváltozás hatásait is főleg a felszínközeli rétegben levő mérőrendszerek adataira támaszkodva tudjuk leírni. Nyilvánvaló tehát, hogy a klímaváltozás hatásainak nyomon követésére szolgáló mérőrendszerek tervezésénél, illetve a mérési eredmények értelmezésénél, megkerülhetetlen a mikrometeorológiai ismeretanyag használata. Közismert tény, hogy Magyarország „központi klímakutatási projekt”-je a VAHAVA, amely a *változás, hatás, válaszadás* szavakból összeállított mozaiksó. Az elnevezés jól tükrözi azt a folyamatot, amely mentén cselekednünk kell a globális klímaváltozás hatásainak csökkentése érdekében (*Láng et al., 2007*).

Talán nem szorul különösebb magyarázatra, hogy a folyamatok helyes megítélésénél alapvető a változások időben történő, megbízható felismerése, amely a VAHAVA által megtestesített három cselekvési szint közül az első. Az elmondottakból következik, hogy egyre növekvő igény jelentkezik azon mérőhálózatok iránt, melyek esetében a mérési körülmények, illetve a mérési programok célirányosan a klíma állapotának minél megbízhatóbb nyomon követésére alkalmasak. Az igények növekedésével felgyorsult a témát szabályozó nemzetközi megállapodások kidolgozása, illetve egységes nemzetközi akarat alakult ki az éghajlatváltozás nyomon követésére szolgáló jobb monitoring rendszerek működtetésére vonatkozóan. Ennek hatására a fejlett országokban, jellemzően az ezredforduló után, megkezdődött az ilyen típusú mérőhálózatok kiépítése: napjainkban már ilyen mérőrendszerek működnek többek között az USA-ban, Kanadában, Ausztráliában és Németországban (*Trenberth et al., 2002; Beyrich, 2006, Czelnai, 2006, Weidinger et al., 2006*).

- Magyarországon is egyre növekvő igény jelentkezett, a célirányos éghajlati mérőrendszerek iránt, amely kihívásra az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, mint Magyarország éghajlati viszonyainak nyomon követésére hivatott szervezetnek, mindenképpen lépnie kellett. Első közelítésben megoldást jelenthetne az OMSz

meglévő alaphálózata is, melynél azonban az alábbi problémák adódnak: az OMSz mérőhálózata többfunkciós, az éghajlati viszonyok nyomon követése mellett más feladatokat is ellát (Zárbok *et al.*, 2005);

- a mérési körülményekben, illetve a műszerezettségben fellépő változások miatt inhomogenitások jelentkeznek az adatsorokban;
- a mérési program csak részben elégíti ki a célzott mérőhálózattal kapcsolatos elvárásokat (pl. hőmérséklet és légnedvesség mérés csak 2 m-en);
- a mérési pontosság az alapvető klímaparaméterek esetében nem felel meg a célzott mérőhálózat elvárásainak (léghőmérséklet esetén $> 1\text{ }^{\circ}\text{C}$, csapadéknál hó esetén $> 10\text{-}20\%$).

A fent említett körülményekből adódóan az OMSz 2005-ben, a Jedlik Ányos Programhoz kapcsolódva, pályázatot adott be „Célzott mérőhálózat létrehozása a globális klímaváltozás magyarországi hatásainak nagypontosságú nyomon követésére” címmel, melyet sikeresen el is nyert.

A projekt célja, a globális klímaváltozás magyarországi hatásainak a jelen helyzettől kiinduló, a lehetőségeink szerint legpontosabb és legmegbízhatóbb mérési programmal történő nyomon követése, melyet 5 háttérklíma állomás telepítésével szándékozunk megvalósítani. A 2006-2008 között végrehajtandó hároméves projekt első évében a célzott mérőhálózat telepítési körülményeire, mérési programjára, valamint az alapvető klíma paraméterek (léghőmérséklet, csapadék) mérési pontosságára vonatkozó módszertani megalapozó vizsgálatokra került sor. A megbízható és célirányos program kidolgozásához a mikrometeorológia eredményeinek használata megkerülhetetlenné vált, melyek legfőképpen az alábbi három kérdésekre adtak választ: (i) a talajfelszíni hatások elkülönítése, (ii) a mérőműszerek hatásterülete, (a horizontális reprezentativitás kérdése), (iii) a műszerek optimális magassága (vertikális reprezentativitás).

A talajfelszíni hatások elkülönítése

A célzott mérőhálózatunk esetében meghatározó fontosságú, hogy lehetőleg a mérőhely tágabb környezetéből származó hatásokat vizsgáljuk és próbáljuk kiszűrni a mérőhely közvetlen környezetének (talajfelszín) befolyását. Ez mind a horizontális, mind a vertikális reprezentativitás kérdését felveti.

A mérőműszerek hatásterülete, (a horizontális reprezentativitás kérdése)

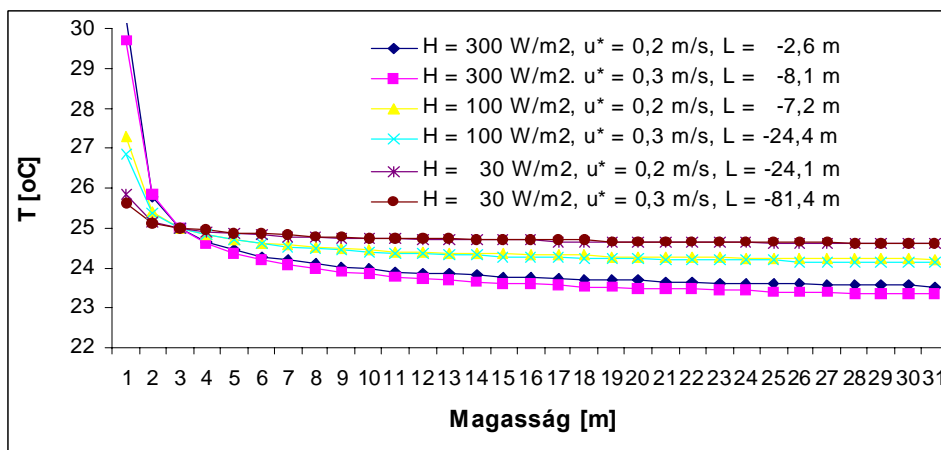
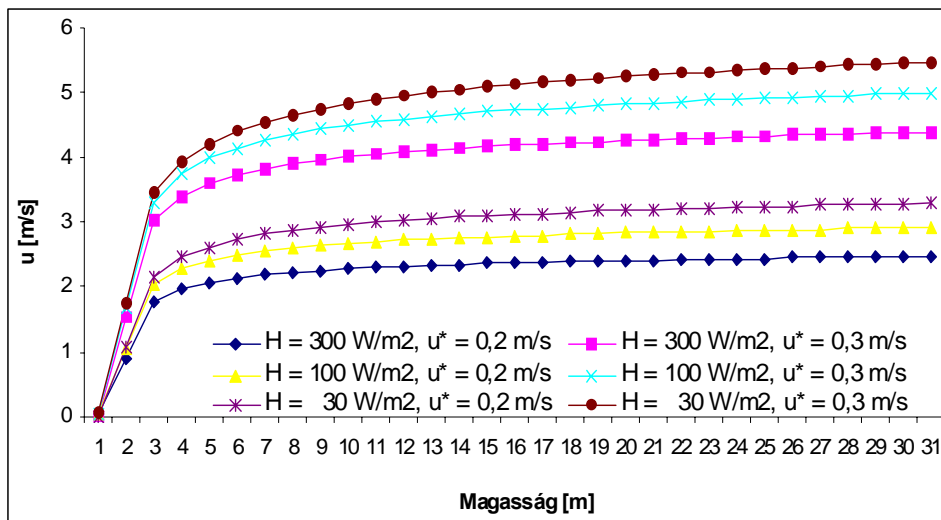
A tervezett állomások működése során a 1,5-2,5 km-es környezetében bekövetkező változásokat kell folyamatosan nyomon követni. Hozzávetőlegesen ez az a távolság, amelyről érkező hatások megjelennek az alsó 10 m-es réteg méréseiben. Ez az ún. *footprint* (v. a mérés lábnyoma). Arról tájékoztat, hogy az aktuális mérések – legyen az meteorológiai állapotjelző, vagy turbulens áram – milyen területet reprezentálnak. E vizsgálatokat a mikrometeorológiai mérések (meteorológiai állapotjelzők, momentum és hő áram) ismeretében végezhetjük el. Az erre kifejlesztett programok az EU5-GREENGRASS program eredményeként jórészt rendelkezésre állnak, de felhasználható a számításokhoz az Internetről szabadon letölthető EDIRE programcsomag: <http://www.geos.ed.ac.uk/abs/research/micromet/EdiRe/> (az Edinburgh-i Egyetem a

2011-ig folyó NitroEurope program egyik résztvevője – kutatási partnerünk), vagy a Bayreuth-i Egyetemen kifejlesztett fluxus számító eljárás (Maunder és Foken, 2004).

A mérési szintek tervezésénél (Foken, 2006) fő szabályként azt mondhatjuk, hogyha a homogén felszín kiterjedése az adott irányban x méter, akkor a reprezentatív magasság (h), ahol az esetek többségében (az időszak kis hányadában előforduló erősen stabilis rétegződésű, nagy szeles helyzeteket kivéve) az adott felszínre jellemző karakterisztikákat mérjük

$$h = 0,3\sqrt{x} .$$

10 m-es standard meteorológiai mérőtoronnyal számolva a homogén terület mérete a mérőoszlop ~ 1 km-es környezete. A mikrometeorológiai mérések számára kritikus turbulens árammérések (szonikus anemométer) elhelyezésére javasolt 4-5 m-es magasságra ez az érték 200-400 m. Ez az a minimális homogén terület (fetch) aminek a biztosítására törekedni kell.



8. ábra. Az alsó 30 m-es légtér szélesség (fent) és hőmérsékleti profiljai (lent) labilis rétegződésnél alacsony vegetáció felett különböző dinamikus sebesség és szenzibilis hőáram (stabilitás) mellett (Weidinger et al., 2006). Modellszámítás, az érdességi magasság 10 cm.

A műszerek optimális magassága (vertikális reprezentativitás)

A horizontális homogenitás és a hatásterület után a következő kérdés a műszerek optimális magasságának meghatározása. A *direkt áramméréseket* olyan szintben kell elhelyezni, hogy a felszíni hatások már ne befolyásolják a méréseket. Ez az érdeességi magasságnak (ami alacsony vegetáció esetén cm-es nagyságrendű legalább) 10-50 szerese. A fluxus mérésekre tehát a 4-5 m-es szintet javasoljuk. Itt a felszín feletti turbulens örvények már m-es nagyságrendűek, a 10 Hz-es mérési felbontás (szonikus anemométerek) már megfelelőek. Ezt a stratégiát követték az EU4 GRAMINAE és az EU5 GREENGRASS programban is (Horváth *et al.*, 2005; Nagy *et al.*, 2007).

A *felszín közeli réteg profiljai* a légköri stabilitásról, a turbulens kicserélődés erősségéről tájékoztatnak. A hasonlósági elmélet alapján (Weidinger *et al.*, 2000) különböző stabilitási viszonyok mellett (eltérő impulzus szenzibilis és latens hőáramok feltételezésével, kis érdeességi magasság mellett) a modellszámítások szerint a 10 m-es szint felett már nem számíthatunk jelentős szél és hőmérséklet gradiensre (8. ábra). Hasonló magassági küszöböt kapunk a nedvesség gradiensre is.

A következő szint 25-30 m-en lenne optimális a profil szempontjából, de telepítését – a kiemelt állomáson kívül nem javasoljuk. Fontos eleme a mérőrendszernek a *víz- és hőforgalom* mérése a talajban. Itt az optimális megoldás a talajvíz-tükörtől induló talajhőmérséklet és talajnedvesség mérés. A felszín alatti első szintre a –5 cm-t javasoljuk. Fontos szint a –30 cm és a –1 m is. A méréseket a területre jellemző homogén talajban kell végezni. A talaj hőáram mérésére a 10 és a 30 cm-es mélységet feltétlenül javasoljuk.

A környezet hatása a meteorológiai elemekre

A mért meteorológiai érték a mérőműszerre ható összes tényező eredőjeként áll elő (Nagy, 2006). Ezek között vannak olyanok, amelyeket gyakorlatilag mindig elhanyagolunk, vannak, amelyeket valamilyen módon figyelembe tudunk venni és vannak, amelyeket általában igyekszünk figyelembe venni. Az adatminőség ellenőrzése bonyolult feladat, ami az elektronikus szenzorok esetében még nehezebb. Az ellenőrzött adatokon még homogenitás vizsgálatot szoktak végezni, különösen akkor, ha a mérés körülményeiben bizonyíthatóan változás állt be (Szentimrey, 1998). A töréspontokat kivéve (mérési módszer váltás, állomás áthelyezés, stb.) általában nincs korrekció a hőmérséklet mérések esetében; ez a mennyiség jól homogenizálható. Az európai meteorológiai szolgálatok túlnyomó többségénél nincsen korrekció a csapadék mérésére sem, pedig a látszólagos egyszerűsége ellenére ez a mérés jelentős hibákkal bír.

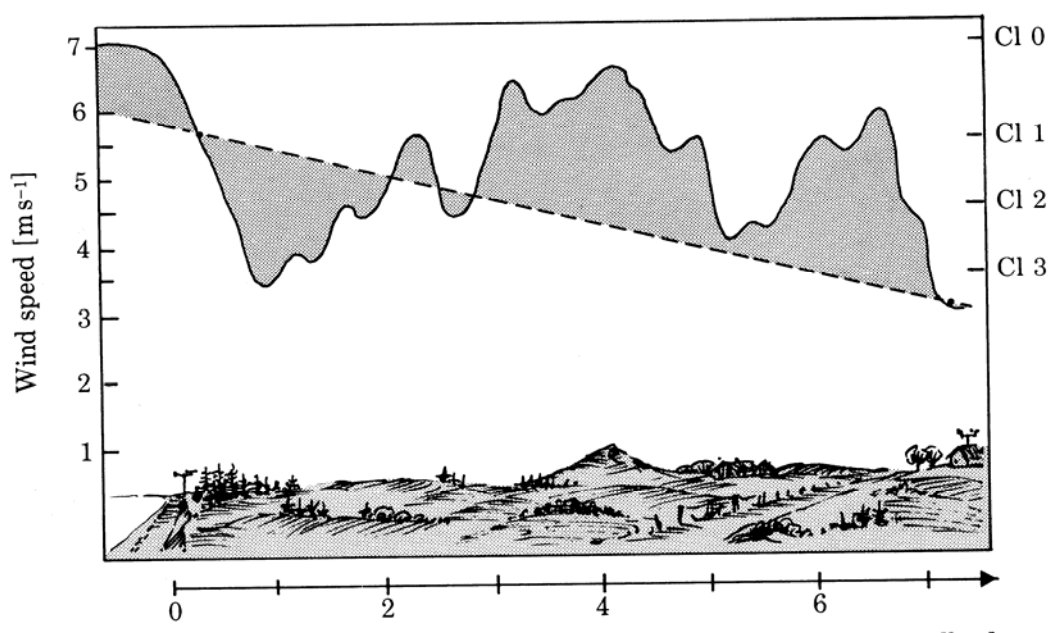
A szél mérés is számos problémát rejt magában. A környezet jelentősen hat a szélre. A szél mérések pontosságát még az is rontja, hogy a szélmérő magassága nagyon különböző szokott lenni, néha jelentősen eltér a WMO ajánlásaitól.

A két leginkább érintett elem a szél és a csapadék

A szél a környezeti hatásokra egyik legérzékenyebb meteorológiai elem. Így az állomáson mért érték alapvetően két fő részből áll: egyrészt, az időjárási rendszerek által meghatározott szélesebségből és irányból, másrészt, a környezetnek erre az „időjárási”

szélre gyakorolt hatásából. A környezet alatt értjük a domborzatot, ami a minőségétől függően akár több 10 km távolságból is hathat a mérésre, az állomás környezetének érdességét, azaz a felszínborítást, illetve a szél útjában álló különböző akadályokat (9. ábra).

A csapadékmérés hibája jelentős mértékben függ a széltől. Mivel mértéke erősen változik, ezért a meteorológiai szolgálatok nem szokták figyelembe venni. Egy nyugat-európai körkérdés során a válaszadók közül egyedül a svédek említették meg, hogy alkalmaznak korrekciót. A hiba meghatározásánál legnagyobb problémát az okozza, hogy a csapadékmérő magasságában általában nincsen szélmérés. (A mérési program ismertetésénél már láthattuk, hogy a csapadékmérés magasságánál, vagyis 1 m-es magasságban tervezzük a szélesebbesség mérését.) A csapadék fajtája (hó, eső és havas eső, ami különböző mértékben tartalmazhatja a havat és a vizet) szerint is jelentősek az eltérések, amelyet még növelhet a csapadékmérő geometriája (Nagy Z. és Nagy J., 2005). A hiba megállapítására a svájciak hidrodinamikai modellt alkalmaztak és az alábbi következtetésekre jutottak (a havas esőt félig hónak, félig esőnek tekintették): összességében 18%-ot tett ki a csapadékkorrekció. A magas mérőhelyeken a hó és a viharok együttes hatásaként a korrekció elérte akár a 320%-ot is, a vizsgálatba bevont csapadékmérők egyharmada esetében, pedig meghaladta a 100%-ot. Mivel a csapadék magasságtól való függése gyakran nem volt megfigyelhető (például inverziók esetében), ezért az interpolációs hiba a napok több mint 88%-ában meghaladta a 10%-ot.



9. ábra. A domborzat és az érdesség együttes hatása. Baloldalon egy nagy sík felszín (pl. egy nagy tó) található. Az ettől való távolsággal a sebesség csökken, de a csökkenés során jól követi a domborzati változásokat.

A felszíni energiamérleg meghatározása

Az éghajlat változására vonatkozó megállapítások döntő többsége az alapvető klímaparaméterek (hőmérséklet, csapadék) adatsorok tanulmányozására támaszkodik (Bartholy et al., 2001; 2007). Nyilvánvaló, hogy a reális kép kialakításához döntő fon-

tosságúak ezen paraméterek hosszú, megbízható adatsorai, ám ezen túl, több magassági szinten történő mérésekkel, valamint az ezekből leszarmaztatható főleg a kicserélődési folyamatokhoz kapcsolódó mennyiségekkel lehetőségünk van a folyamatok komplexebb megértéséhez. Ugyancsak a folyamatok jobb megértését szolgálhatják az energiamérleg komponensek meghatározására vonatkozó mérések. Egyértelműen kijelenthetjük, hogy e feladatok és vizsgálatok a mikrometeorológia segítségével nélkül nem teljesíthetők (REKLIM, 1995; Kalthoff et al., 1999).

A mikrometeorológiai vizsgálatokra támaszkodva a célzott mérőhálózatunk mérési programjának összeállításánál az alábbi fontossági sorrendet követtük:

- Alapvető klíma paraméterek hosszú távú változásának lehető legpontosabb és legmegbízhatóbb meghatározása. Ezen feltételek teljesítése természetesen nem nélkülözheti a mérés technikához kapcsolódó fejlesztéseket és vizsgálatokat.
- Egyértelmű igény a hagyományos 2 m-es magasság feletti mérésekre – mérőtorony, gradiens mérések, légrétegződéssel kapcsolatos vizsgálatok.
- Az energiaegyenleg komponensek meghatározása – légnedvesség, sugárzási egyenleg, talajmérések (hőmérséklet, nedvesség, hőáram).
- Korrekt energiaegyenleg számítások – szonikus anemométer, vízgőz fluxus mérés.

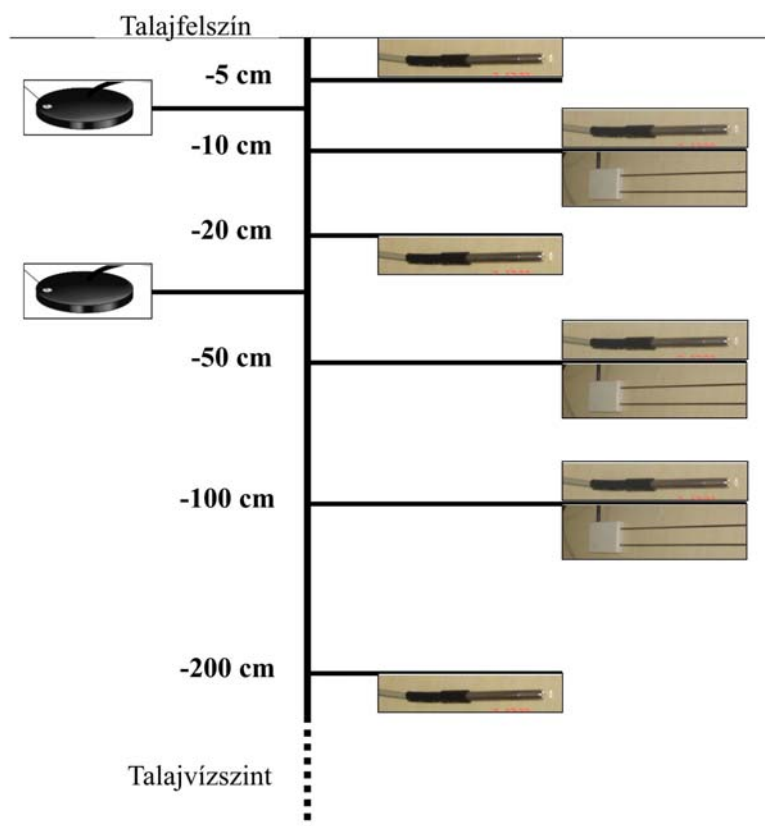
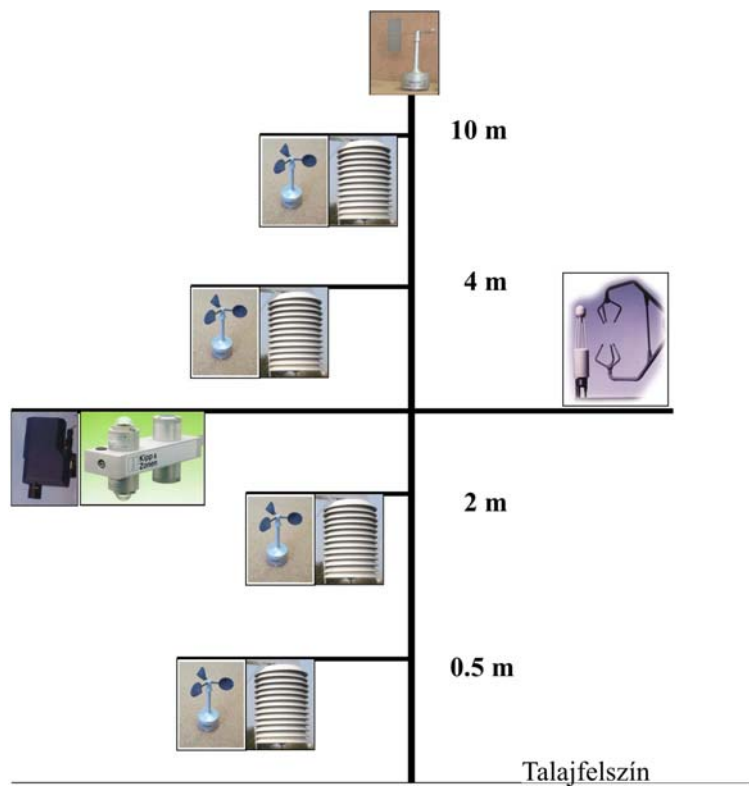
A fentiek alapján a célzott mérőhálózatunkban lévő mérőhelyek mérési programja a módszertani vizsgálatokra támaszkodva a 10. ábrán bemutatottak szerint alakulna.

Ahogy az eddigiekben láthattuk, szoros kapcsolat alakulhat ki a mikrometeorológia és a mérés technika között egyes kérdések megoldása során. A kapcsolat természetesen két irányú hiszen a mérés technikában, például a mérések megbízhatóságának fejlesztése irányában tett lépések kedvezően hatnak a mikrometeorológiai vizsgálatok megbízhatóságára, a pontosabb turbulens áramszámításra. Egy ilyen, a projektünk célkitűzéseit és a mikrometeorológiai vizsgálatokat egyaránt segítő mérés technikai fejlesztés, a hőmérséklet mérések pontosságának növelését célzó módszertani fejlesztés, amely a Jedlik Ányos projekt első évben végrehajtandó feladatai között található. A hőmérséklet mérések pontosságának növelése a mikrometeorológiai vizsgálatok esetében az alábbi területeken javíthatja a vizsgálatok megbízhatóságát:

- mikroklimatológiai jellemzők meghatározása (általában különbségek ΔT , relatív pontosság);
- energetikai számítások;
- stabilitási paraméter meghatározása (Ri -szám);
- profilok kiterjesztése.

Mérés technikai kérdések

Mérés technikai szempontból a léghőmérséklet mérések pontosságát alapvetően két tényező befolyásolja. Az egyik az *alkalmazott mérő szenzor mérési képessége*, a másik a *szenzorok elhelyezésére szolgáló árnyékolók milyensége*. Az árnyékolók egyrészt védik a szenzorokat az időjárás viszontagságai ellen, másrészt kiszűrjük a rövid és a hosszú hullámú sugárzás komponensek által okozott zavaró hatásokat (pl. a napsugárzás, vagy a hosszú hullámú kisugárzás, illetve egyenleg). A harmadik tényezőtől, vagyis a szenzorok jeleit fogadó mérő-adatgyűjtő rendszer által a mérésekben jelentkező hibától, a megfelelő adatgyűjtő típusok és a szakszerű kábelezés esetén eltekintünk.



10. ábra. Az alapéghajlati mérőállomások 10 m-es mérőtoronnyal, a talaj mérések elemei, továbbá a víz- és energiaforgalmi mérések felépítése a mérőrendszer teljes kiépítésben.

Az első tényező (az alkalmazott mérőszenzor mérési képessége) esetében aránylag egyszerű a megoldás a megfelelő mérési pontosság elérése érdekében, mivel a kereskedelmi forgalomban könnyen hozzájuthatunk a megfelelő mérési pontossággal rendelkező hőmérsékletérzékelőkhöz (esetünkben kizárólag ellenállás hőmérők jöhetnek számításba). E szenzorok mérési képességének hosszú távú stabilitását egy megfelelően felszerelt kalibráló laboratóriumban végzett rendszeres ellenőrző mérések biztosíthatják – ilyen kalibráló laboratóriummal rendelkezik az Országos Meteorológiai Szolgálat (Takács, 2005). Csupán a mérőszenzort tekintve a $\pm 0,1$ °C mérési bizonytalanság hosszú távú biztosítása a teljes mérési tartományra vonatkozóan nem egy túlzó elvárás.

Nehezebb helyzetben vagyunk, amikor a hőmérő árnyékolók által okozott hibát próbáljuk csökkenteni, ugyanis a kereskedelmi forgalomban kapható árnyékoló eszközök, típustól (fizikai méretek, anyag, felépítés) függően a szenzoroknak tulajdonítható hiba többszörösét okozhatják, esetenként elérve az egy nagyságrendi különbséget is. Egyértelmű tehát, hogy a léghőmérséklet mérések esetében a „gyenge láncszemet” az árnyékolók okozzák, így a mérőhálózatunk felépítésénél a megfelelő, legkisebb hibát okozó árnyékoló szerkezet kiválasztása meghatározó fontosságú a léghőmérséklet mérések megbízhatóságának biztosítása érdekében. (*Érdekességként megjegyezzük, hogy ez egy majd száz éves, visszatérő probléma, Konkoly Thege (1909)*)

A vizsgálatok során három alapvető kérdésre kerestünk válaszokat (Nagy, 2006):

A referencia kérdése

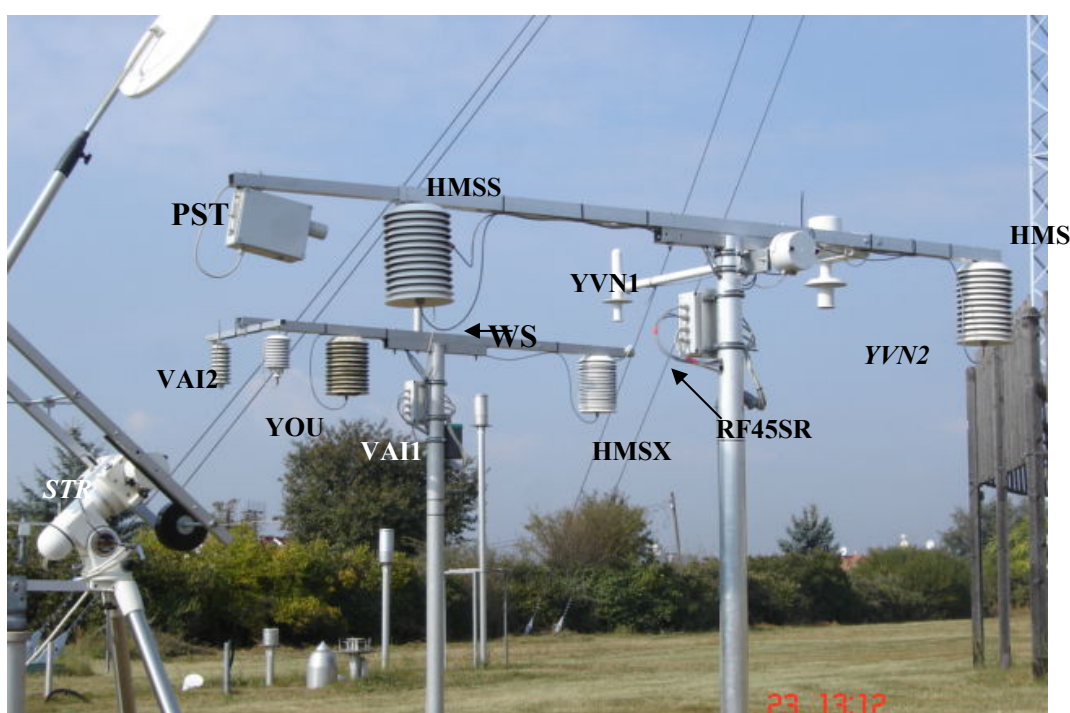
Az árnyékolók hatásának vizsgálatánál alapvető fontosságú a referencia megválasztása, vagyis, hogy mely típusú árnyékolóban elhelyezett hőmérséklet szenzor mérési eredményeit tekintjük viszonyítási alapnak. A gyakorlati életben nem létezik egyértelműen definiált léghőmérséklet mérő berendezés, ugyanis a szenzorok tökéletes illesztése a levegő hőmérsékletéhez megoldhatatlan probléma. Csupán a valós léghőmérséklet közlése lehetséges, amely során nappal a „hidegebb a jobb” míg éjszaka a „melegebb a jobb” megközelítés adhat egy elsődleges rendező elvet.

Vizsgálataink során referenciaként a nemzetközileg általánosan elfogadott és használt *Young típusú* szellőztetett árnyékolót használjuk (*11. ábra*), amely erőteljes mesterséges szellőztetés segítségével biztosítja a napsugárzás miatt az árnyékoló felszínén keletkező zavaró hőmennyiség elszállítását. Annak ellenére, hogy az említett szellőztetett referencia árnyékoló használata nemzetközileg általánosan elfogadott, fontosnak tartottuk a kérdés részletesebb vizsgálatát az alábbi okok miatt:

- Az erőteljes szellőztetés miatt a referencia árnyékolóban elhelyezett hőmérséklet érzékelő mintavételezése egy aránylag nagyobb légrétegből származik, amely szigorúan véve csak hasonló felépítésű, ventilált árnyékolók esetén használható viszonyítási alapként. Ez a jelenség főleg rövid időléptékű átlagolás esetén jelentkezik.
- A tervezett mérőhálózatunkban mindenképpen a természetes módon ventilált, vagyis a tányéros árnyékolók használatát részesítjük előnyben, egyrészt, a jelentéktelen karbantartási igény miatt, másrészt az OMSz mérőhálózatában meghatározó mértékben ugyancsak tányéros hőmérő árnyékolókat használunk.
- A vizsgálatoknak már a jelenlegi szakaszában is jól látható, hogy a mesterséges szellőztetésű árnyékolók az alkalmazott erős légáramlás miatt fokozottan ki vannak téve a különböző szennyező anyagok, ill. téli időszakban a zúzmara lerakódásának.

- Több, más elven működő referencia segítségével megbízhatóbb módon közelíthetjük a léghőmérséklet „valós” értékét, növelve a hőmérő árnyékolók összehasonlító vizsgálatainak megbízhatóságát.

A napsugárzás hatásának csökkentésére a szellőztetés mellett, magának a napsugárzásnak a kiszűrése nyújt lehetőséget. A tányéros, vagyis a természetes szellőztetésű árnyékolók esetében, a legnagyobb zavaró hatást a direkt napsugárzás jelenti (a nagy energia, egyenetlen hő eloszlást okoz az árnyékoló tányérok felszínén). Kézenfekvő, hogy egy megfelelő árnyékoló korong alkalmazásával, ezen hatás kiszűrésével, már jóval kisebb lesz a napsugárzás okozta hatás. Természetesen a direkt sugárzás mellett, igaz kisebb mértékben, az összes többi rövid- és hosszuhullámú komponens is befolyásolja az árnyékoló tányérok felszínének energia egyenlegét, ám a direkt sugárzás kiszűrésével a maradék sugárzási komponensek hatása már jóval kisebb.



11. ábra. Mérőhely a különböző hőmérő árnyékolók vizsgálatához, OMSz Marczell György Főobszervatórium, Pestszentlőrinc (Nagy, 2006).

Az OMSz mérőhálózatában alkalmazott hőmérő árnyékolók vizsgálata

Az OMSz jelenlegi mérőhálózatában a hőmérő árnyékolók két típusát használjuk, mégpedig egyrészt a korábbi mérési gyakorlatnak megfelelő *hagyományos hőmérőházakat*, valamint az automatizálást követően megjelenő *tányéros hőmérő árnyékolókat*. A hőmérőházakat jellemzően a szinoptikus állomásokon, a tányéros árnyékolókat pedig a klímaállomásokon használjuk. A vizsgálatok egyrészt, felvilágosítást adhatnak a múltbeli, jellemzően hőmérőházakban mért adatsorok megbízhatóságára, másrészt, a tányéros hőmérő árnyékolók alkalmazása után a hőmérsékleti adatsorokban jelentkező szisztematikus eltérésekre. A tányéros árnyékolók esetében vizsgáltuk, hogy a tányérok öregedésével, optikai tulajdonságuk jelentős romlásával milyen mértékben változik a hő-

mérséklet mérésre gyakorolt hatásuk (a tányéros hőmérő árnyékolók érzékenysége a tányérok felszínének öregedésére, fontos szempont lehet az optimális karbantartási idő tervezésénél).

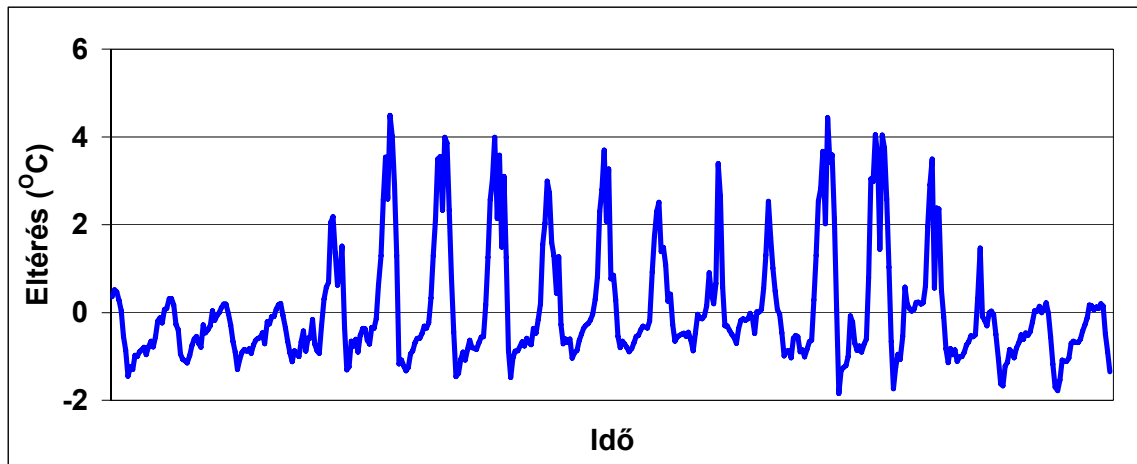
Az OMSz által alkalmazott és más a nemzetközi mérési gyakorlatban használatos árnyékolók vizsgálata

A kereskedelmi forgalomban számos gyártó különböző méretű és felépítésű hőmérő árnyékolói kaphatók. A mérőhálózatunk telepítését megelőzően mindenképp célszerű a legelterjedtebb típusok egy-egy példányának a vizsgálata, melyek mind felépítésben, mind fizikai méretekben különbözhetnek egymástól. Ezen különbözőségek hőmérséklet mérésekre gyakorolt hatásának vizsgálata irányt mutathat a legmegfelelőbb típus kiválasztására, illetve olyan módosítások végrehajtására, melyek egyértelműen a mérési pontosság növelése irányába mutathatnak.

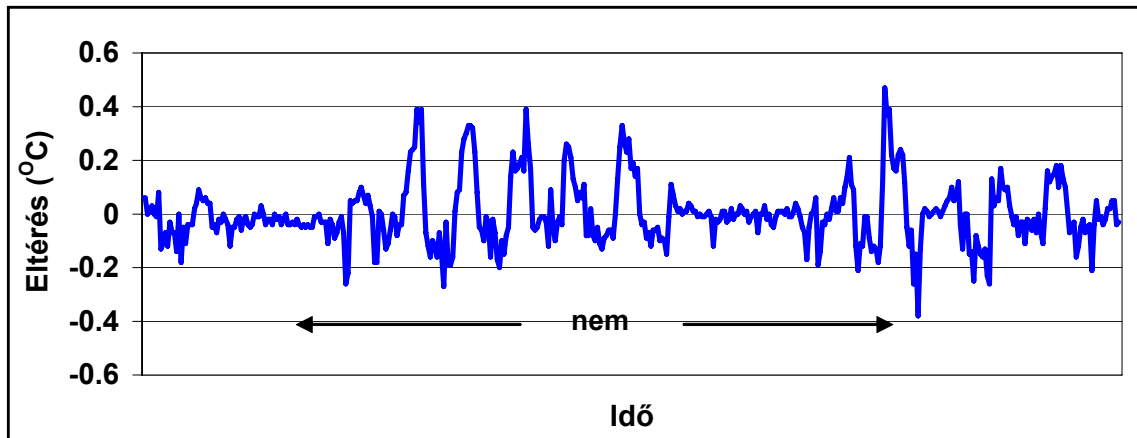
A felsorolt vizsgálatok végrehajtása érdekében az OMSz Marczell György Főobszervatóriumában egy célirányosan kiépített mérőhely létrehozása vált szükségessé, melyet a *11. ábra* mutat. A főbb mérési és vizsgálati eredmények:

- A direkt napsugárzással szemben leárnyékolt tányéros hőmérő árnyékoló a ventilált árnyékolók mellett, egy más elven működő referenciaként szolgálhat a hőmérő árnyékolók összehasonlító vizsgálataiban (*12. és 13a-c. ábra*).
- A kiépített mérőhelyen a napsugárzás különböző, a hőmérő árnyékolók energia egyenlegét befolyásoló paramétereinek meghatározásával (ezen vizsgálatok főleg a tányéros árnyékolók esetében játszanak szerepet) összefüggést állapíthatunk meg az árnyékolók felszínének sugárzási egyenlege, illetve a hőmérséklet mérésekben jelentkező hiba között (*14. ábra*). A direkt sugárzás kiszűrése esetén az említett összefüggés alkalmazása a megmaradó komponensekre jóval megbízhatóbb, amely lehetőséget biztosít a hőmérséklet mérésekben jelentkező hiba, megalapozott fizikai összefüggéseken alapuló korrekciójára. A vizsgálatainkba bevont, a meteorológiai mérési gyakorlatban általánosan alkalmazott hőmérő árnyékolók, a felépítés, fizikai méretek, valamint az időjárási körülmények függvényében igen eltérő hibát okozhatnak a léghőmérséklet mérésekben. Már az eddigi vizsgálatok is egyértelműen jelzik, hogy bizonyos típusok alkalmazása teljességgel kizárható a tervezett háttérklíma mérőhálózatunk telepítése során, az okozott jelentős hiba miatt (*15. ábra* kék görbe, *16. ábra*).
- A mesterségesen szellőztetett árnyékolók esetében az általunk vizsgált, az amerikai *Young cég* által forgalmazott berendezések mind a pontosság abszolút mértékét, mind egymás közötti összehasonlíthatóságot vizsgálva, megbízhatónak bizonyulnak (*15. ábra*, lila görbe). Megjegyeznénk, hogy az említett *Young árnyékolók* a nemzetközi vizsgálatok alapján a legmegbízhatóbb típusok közé sorolhatók. Más gyártók mesterségesen szellőztetett árnyékolói esetében a hiba jelentősebb mértékű is lehet. A korábbiakban már leírt okok miatt a mesterségesen ventilált árnyékolók mérőhálózatunkban történő használatát fenntartásokkal kezeljük, ám nem tartjuk kizártnak, a természetes szellőztetésű árnyékolókkal történő párhuzamos használatukat.

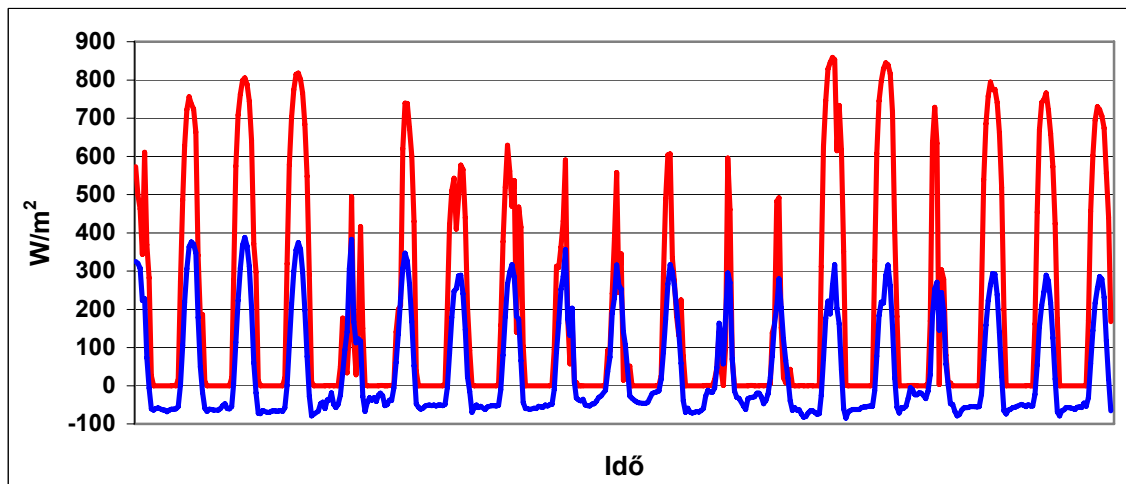
Az alábbiakban bemutatásra kerülő mérési eredmények egy közel háromhetes mérési időszak órás átlagaira vonatkoznak.



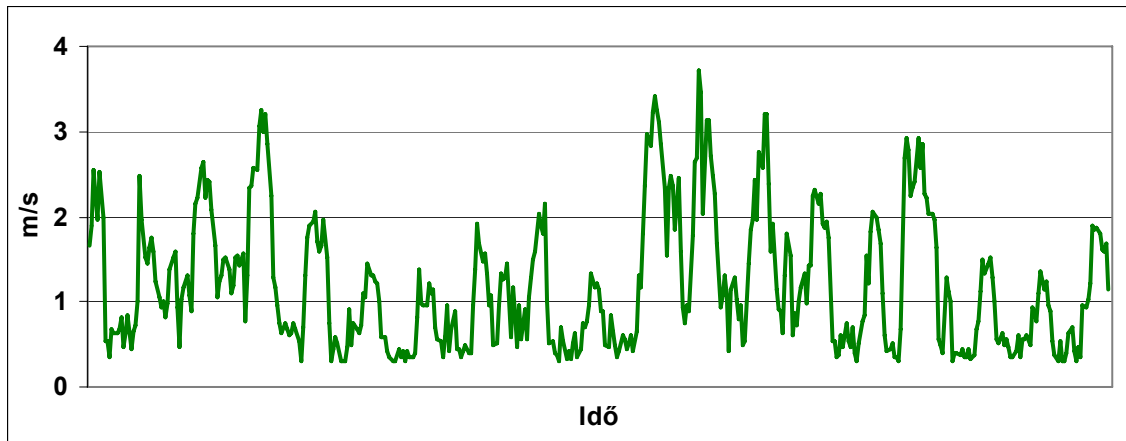
12. ábra. A direkt sugárzás ellen árnyékolt illetve nem árnyékolt tányéros árnyékoló felszíni és belső hőmérséklete közötti különbségek.



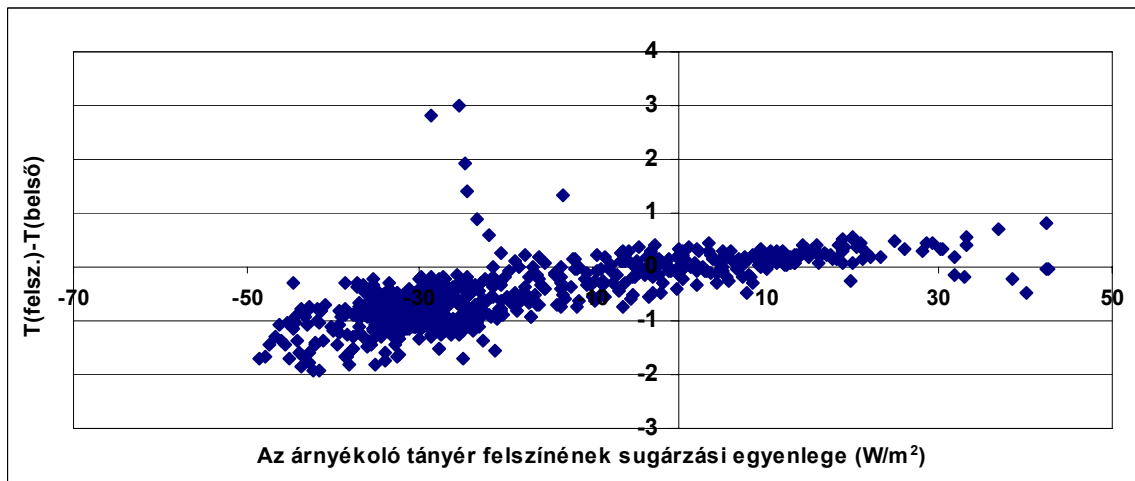
13a. ábra. A direkt sugárzás ellen árnyékolt illetve nem árnyékolt tányéros és a referencia árnyékolóval mért léghőmérséklet értékek eltéréseinek időbeli menete (nem = nem árnyékolt).



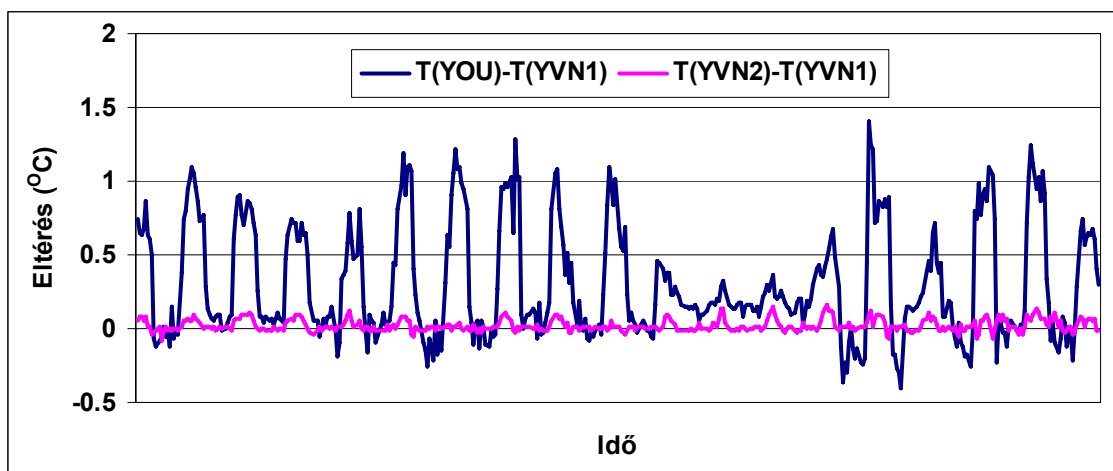
13b. ábra. A direkt sugárzás (piros) és a felszín sugárzási egyenlegének (kék) időbeli menete.



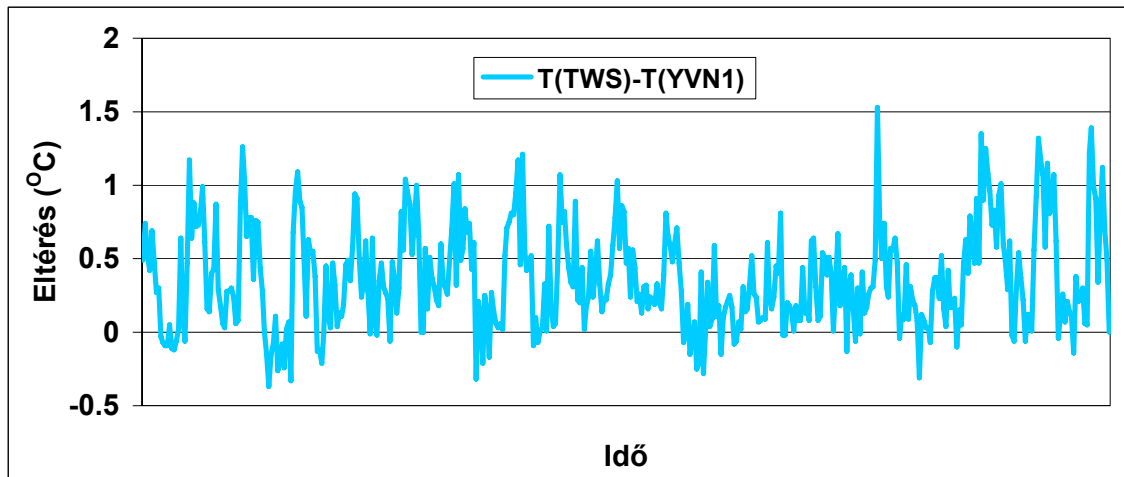
13c. ábra. A szélesség időbeli menete.



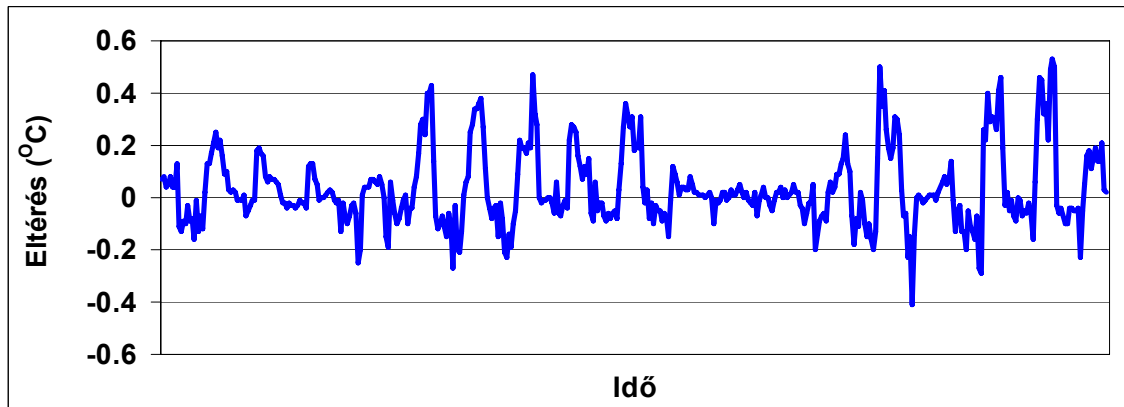
14. ábra. Az árnyékoló sugárzás egyenlege valamint a felszín és belső hőmérséklet közötti különbség kapcsolata (csak direkt sugárzás ellen árnyékolt esetek).



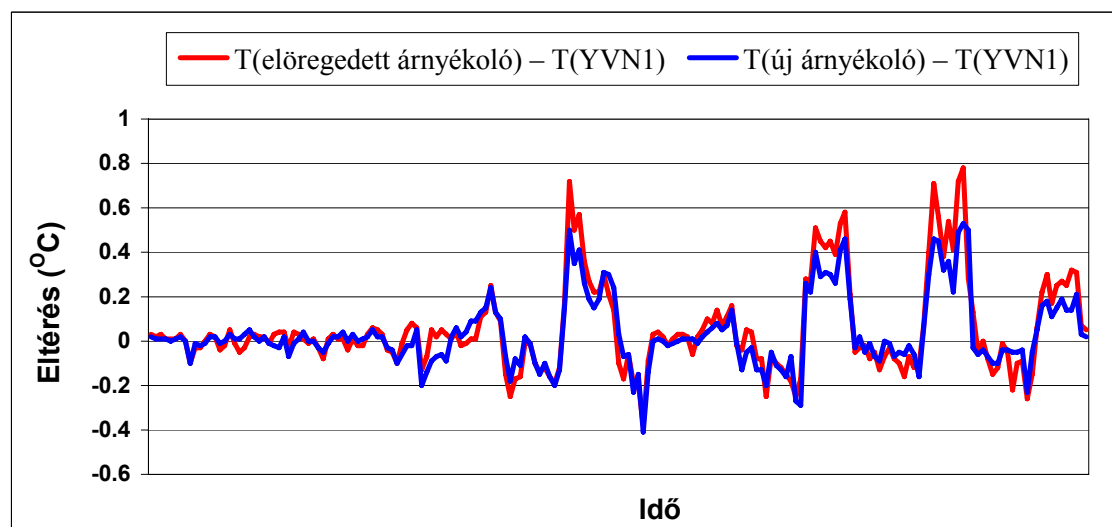
15. ábra. Árnyékoló tányérok hatásának összehasonlító vizsgálata (YOU – standard Young árnyékoló, YVN1, YVN2 – Young gyártmányú UV ellenálló szellőztetett árnyékolók, lásd a 11. ábrát is).



16. ábra. Árnyékoló tányérok hatásának összehasonlító vizsgálata.
(A TWS és az YVN1 árnyékolót lásd a 11. ábrán is.)



17. ábra. Az OMSz mérőhálózatában használt tányéros és a referencia árnyékolóban mért hőmérsékletek különbsége.



18. ábra. A tányéros hőmérséklet árnyékolók lamelláinak öregedése.

- A természetes szellőztetésű árnyékolók esetében az eddigi vizsgálataink alapján a legkedvezőbb tulajdonságokat a Vaisala DTR13 típusú berendezés mutatja, melyet jelenleg az OMSz mérőhálózatában is alkalmazunk (17. ábra). Vizsgálataink rámutattak arra is, hogy az említett típusú árnyékoló bizonyos fizikai méreteinek kismértékű változtatásával a hiba mértéke egyértelműen csökkenthető. Az elkövetkező időszakban a vizsgálatok, illetve a pontosítás irányába mutató fejlesztések jellemzően ezen a típuson kerülnek végrehajtásra. Mindezeket figyelembe véve, a mérőhálózatunkban történő használatra az említett típus a legesélyesebb. Ennek a típusnak a használatát erősítik meg azok a vizsgálati eredmények is, melyek az árnyékoló tányérok felületén lejátszódó degradációs folyamatok (főleg a tányér optikai tulajdonságaiban végbemenő változások) hatását mutatják be (18. ábra). Ezek egyértelműen azt mutatják, hogy a tányérok felületének jelentős öregedésével sem változik meg számottevően az árnyékolók viselkedése. Ez a jelenség mindenképpen egyféle időbeli stabilitást mutat az árnyékolók által a hőmérséklet mérésekben okozott hiba tekintetében, amely stabilitás mérőhálózatunk esetében kiemelt jelentőséggel bír.

Következtetések

A klímaváltozás magyarországi hatásainak nyomon követésére szolgáló mérőhálózat létrehozásánál a mikrometeorológiai ismeretek nélkülözhetetlen segítséget nyújtottak a megfelelően megalapozott mérési program kialakításánál.

A mérés technika és a mikrometeorológia kapcsolata kölcsönös. A mérés technika területén a hőmérséklet mérések pontosságának növelése érdekében tett fejlesztések egyértelműen javíthatják a mikrometeorológiai kutatások során kapott eredmények megbízhatóságát.

Köszönetnyilvánítás

A munka az NKFP6-00028/2005, Jedlik Ányos pályázat támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Bartholy, J., Matyasovszky, I. and Weidinger, T., 2001: Regional climate change in Hungary: a survey and a stochastic downscaling method. *Időjárás* 105, 1–17.
- Bartholy, J., Pongrácz, R. and Gelybó, Gy., 2007: Regional climate change expected in Hungary for 2071-2100, *Applied Ecology and Environmental Research* 4, 1–17.
- Beyrich, F. (editor), 2006: Ausgewahlte Ergebnisse von Bodenfeuchte/Messungen am Meteorologischen Observatorium Lindenberg, *DWD Arbeitsergebnisse No 84, Offenbach am Main*, 46 p.
- Czelnai R., 2006: A légkör és óceán globális megfigyelő rendszerei a GEOSS rendszer családon belül, *Egyetemi Meteorológiai Füzetek, No. 20, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest*, 26–31.
- Foken Th., 2006: *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden*, Springer, 325, ISBN: 978-3-540-38202-7, 325 p.
- Kalthoff, N., Fiedler, F., Kohler, M., Kolle, O., Mayer, H. and Wenzel, A., 1999: Analysis of energy balance components as a function of orography and land use and comparison of results with the distribution of variables influencing local climate, *Theor., Appl. Climatol.* 62, 65-84.
- Konkoly Thege M., 1909: Kísérletek a hőmérő felállítások tökéletesítésére. *Meteorológiai és Földmágneségi Intézet Hivatalos Kiadványai*. 1909. VII. kötet 1–60.

- Holtzlag, A. A. M. and Nieuwstadt, F. T. M., 1986: Scaling the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 36, 201–209.
- Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R. and Weidinger, T., 2005: Measurement of ammonia exchange over grassland in the Hungarian Great Plain, *Agricultural and Forest Meteorology* 130, 282–298.
- Huzsvai L., Rajkai K. és Szász G., 2005: Az agroökológiai modellezés technikája, *Kempelen Farkas Digitális Tankönyvtár*, <http://www.hik.hu/tankonyvtar/site/books/b114/index.html> Internet címen.
- Láng I., Csete, L. és Jolánkai M. (szerkesztők), 2007: A globális klímaváltozás: hazai hatások és válaszok, A VAHAVA jelentés, *Szaktudás Kiadó Ház, Budapest*, 220 oldal.
- Lettau, H. and Davidson B., 1957: Exploring the atmosphere's first mile. *New York, Pergamon Press, Inc.*
- Maunder, M. and Foken T., 2004: Documentation and Instruction Manual of the Eddy Covariance Software Package TK2, *University Bayreuth, Arbeitsergebnisse* 26.
- Monin, A. S. and Obukhov, A. M., 1954: Dimensionless characteristics of turbulence in the surface layer, *Akad. Nauk SSSR Geofis. Inst. Trudy*, 24, 163–187 (In Russ.)
- Nagy Z., és Nagy J., 2005: Az Országos Meteorológiai Szolgálat csapadékmérő hálózatának automatizálása, 30. *Meteorológiai Tudományos Napok előadásai, Szerkesztette Nagy J. és Gyuró Gy., Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 33–46.
- Nagy, Z., 2006: Effect of thermometer screens on accuracy of temperature measurements. Instrument and observing methods, *IOM No. 94. TECO-2006, WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation. Innovations in Observing Systems and Practices to Meet the Evolving Needs of Members.* [http://www.wmo.int/web/www/IMOP/publications/IOM-94-O2006/P3\(14\)_Nagy_Hungary.pdf](http://www.wmo.int/web/www/IMOP/publications/IOM-94-O2006/P3(14)_Nagy_Hungary.pdf).
- Nagy, Z., Pintér, K., Czóbel, Sz., Balogh, J., Horváth, L., Fóti, Sz., Barcza, Z., Weidinger, T., Csintalan, Zs., Dinh, N. Q., Grosz, B. and Tuba, Z., 2007: The carbon budget of a semiarid grassland in a wet and a dry year in Hungary, *Agric. Ecosyst. Environ.* 121, 21–29.
- Rákóczi F., 1988: A planetáris határreteg. Az "Appendix" című fejezetet írta Weidinger T., Egyetemi jegyzet, *Tankönyvkiadó, Budapest*, 186 oldal.
- REKLIP, 1995: Reklip Klima Atlas Oberrhein Mittle-Süd, Text Volume, *Verlagsgemeinschaft IFG-Coprur-udf (IFG), Offenbach*.
- Szász G., 2002: A mikroadvekciónak energetikai és aerodinamikai hatása a mikroklimatikus légtér fizikai állapotára, *Levegő-növény-talaj rendszer, Szerkesztette Jávora A., Liceum-Art Könyvkiadó, Debrecen*, 53–68.
- Szász G. és Tőkei L., (szerkesztők), 1997: Meteorológia mezőgazdákknak, kertészeknek, erdészeknek, *Mezőgazdasági Könyvkiadó, Budapest*, 722 oldal.
- Szentimrey, T., 1998: Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH), *Proceedings of the Second Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data, Budapest, Hungary, 9-13 November 1998, WMO-TD No. 962*, 27–46.
- Takács L., 2005: Az OMSz Műszerkalibráló Laboratórium műszereinek és módszereinek jelene és jövője, 30. *Meteorológiai Tudományos Napok előadásai, Szerkesztette Nagy J. és Gyuró Gy., Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 59–70.
- Trenberth, K. E., Karl, T. R. and Spence, T. W., 2002: The need for a systems approach to climate observations, *Bulletin of American Meteorology Society*, BAMS-83-11-1593.
- Weidinger, T., Pinto, J. and Horváth, L., 2000: Effects of uncertainties in universal functions, roughness length, and displacement height on the calculation of surface layer fluxes, *Meteorologische Zeitschrift* 9, No. 3, 139–154.
- Weidinger T., Matyasovszky I., Gyöngyösi A. Z. és Bordás Á., 2006: Célzott mérőhálózat létrehozása a globális klímaváltozás magyarországi hatásainak nagy pontosságú nyomon követésére, 6/028/2005 NKFP program, I. részjelentés. *Az ELTE Meteorológiai Tanszék kutatási beszámolója*, 32 oldal.
- Zárbok Zs., Gili B., Takács L., Zsoldos E. és Gordon L., 2005: Az automata mérőhálózat felépítése, területi eloszlása, 30. *Meteorológiai Tudományos Napok előadásai, Szerkesztette Nagy J. és Gyuró Gy., Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 47–58.

A felszín-légkör szénforgalom mérése mikrometeorológiai módszerrel

Barcza Zoltán¹, Haszpra László² és Hidy Dóra¹

¹ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: bzoli@elte.hu

²Országos Meteorológiai Szolgálat, 1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1., e-mail: haszpra.l@met.hu

Összefoglalás – A FLUXNET nevű globális hálózat keretén belül világszerte több mint 400 helyen mérik folyamatosan a bioszféra és a légkör közötti szén-dioxid (CO₂) kicserélődést. A mérések különböző növénytakaróval borított helyszíneken, különböző mértékű emberi beavatkozással jellemezhető területeken mikrometeorológiai módszerekkel történnek. A mikrometeorológiai vizsgálatok szempontjából a felszín-légkör kicserélődésre vonatkozó adatok számítási végtermékek. A torzítatlan kép eléréséhez nagyon sok mérőhely-specifikus vizsgálatra, korrekcióra van szükség.

A félórás, órás, napi, havi vagy éves léptékű szénforgalmi adatok előállítására azonban csak a legelső lépés, ami arra irányul, hogy részleteiben megértsük, esetleg megpróbáljuk előre jelezni a szén globális forgalmát. Az éghajlat alakulása és a globális szénforgalom szoros kölcsönhatása miatt fontos, hogy modellekkel rekonstruálni tudjuk a globális szénkörforgalom múltbeli alakulását, s előre jelezzük jövőbeni változását és visszahatását az éghajlatra.

Magyarországon ma már több helyszínen is folyamatosan mérik a felszín-légkör CO₂ kicserélődést. Ezen mérőhelyek egyike Hegyhátsál (Vas megye), ahol az ott lévő, felműszerezett TV-adótorony segítségével 1997 óta mérjük a torony körül elhelyezkedő, erdőfoltokkal tarkított mezőgazdasági terület szénforgalmát (regionális skála). Ugyanitt két éven keresztül mértük a tornyot övező kvázitermészetes gyepek szénforgalmát (lokális skála). Az összegyűlt adatok kiértékelésével lehetőségünk nyílt a szénháztartással kapcsolatos vizsgálataink kiterjesztésére, az ökológiai rendszerek viselkedésének matematikai modellezésére.

Bevezetés

Az elmúlt évtizedek jelentős erőfeszítése ellenére a szén biogeokémiai körforgalmát még ma sem ismerjük kielégítő pontossággal. A globális szénkörforgalom a metán és a szén-dioxid üvegházhatása révén befolyásolja bolygónk éghajlatát, miközben az éghajlat – főleg a bioszféra viselkedésén keresztül – visszahat a szénforgalomra. A szénkörforgalom alakulásának, továbbá a visszacsatolásoknak és a kölcsönhatásoknak a megértése kulcsfontosságú az éghajlat jövőbeli alakulásának előrejelzéséhez.

Az IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2001-es helyzetértékelő jelentése szerint a múlt század 80-as éveitől kezdve a szárazföldi növényzet több szenet köt meg, mint korábban. Ez a folyamat részben ellensúlyozta a növekvő emberi eredetű CO₂ kibocsátást (Cao *et al.*, 2002), ugyanis az intenzív iparosítás kezdete előtt a rendszer egyensúlyban volt. Jelenleg az emberiség által elsősorban fosszilis tüzelőanyag elégetésével, illetve erdőirtások által kibocsátott CO₂ mennyiségnek kb. 55%-a marad a légkörben, ezzel növelve az üvegházhatást. A kibocsátás maradék 45%-át a Föld óceánjai illetve a szárazföldi bioszféra köti meg. Azt azonban nem tudjuk, hogy mely földrajzi régióban kötődik meg ez a mennyiség, és még kevésbé tudjuk, hogy milyen folyamatokon keresztül zajlik ez a felvétel. A legkritikusabb kérdés azonban az, hogy vajon meddig lesz ilyen kegyes az emberiséghez a Föld? Képes-e vajon tartósan megkötni ezt a többlet szén-dioxidot? Nem fenyeget-e az a veszély, hogy a természet valamilyen folyamat során előbb-utóbb elveszíti azt a képességét, hogy tartani tudja az

iramat a folyamatosan növekvő CO₂ kibocsátással úgy, ahogy ezt az elmúlt két-három évtizedben tette?

Ma még nem létezik egyértelmű válasz a fenti kérdésekre, azonban megfelelő eszközökkel kísérletet tehetünk arra, hogy legalább néhány részkérdésre választ találjunk.

Jelen tanulmány első részében röviden felvázoljuk a globális szénforgalom vizsgálatának alapvető módszereit. Bemutatjuk a FLUXNET nevű globális hálózat fő céljait, és beszámolunk néhány eredményéről. Ezután a FLUXNET részét képező hegyhátsági mérési programot mutatjuk be, néhány eredménnyel illusztrálva működését.

A globális szénkörforgalom vizsgálatának módszerei

Fentről le, lentől fel

A globális szénkörforgalom leírására hagyományosan két merően különböző térskálán működő eljárást különíthetünk el. Az egyik módszer az ún. „*top down*” (fentről lefelé történő) megközelítés, a másik az ún. „*bottom up*” (lentől felfelé történő) eljárás.

A fentről lefelé történő megközelítés azt jelenti, hogy légköri CO₂ koncentráció mérések segítségével, nemlineáris inverziót alkalmazó matematikai módszerrel, valamint légköri transzportmodellek segítségével, megpróbálják meghatározni a CO₂ felszíni forrásait és nyelőit (*Ciais et al.*, 1995; *Rödenbeck et al.*, 2003). Az eljárást azért hívják inverz módszernek, mert a felszíni kibocsátás/nyelés hatására a légkörben megjelenő CO₂ koncentráció-gradiens alapján következtet vissza a felszíni forrás/nyelő erősségére. A fentről lefelé történő módszer jelenleg a globális skálától néhány 1000 km-es skáláig működik.

Ezzel szemben az alulról felfelé építő technika felszíni pontmérések segítségével, a mérési adatok felskálázásával, általánosításával próbálja leírni nagyobb térskálák szénforgalmát (*Aubinet et al.*, 2000). A pontmérés alatt érthetünk közvetlen biomassza mérést (pl. fák törzsvastagság-változásának mérésével), műholdas távérzékeléssel végzett szénecsere mérést, vagy közvetlen felszín-légkör CO₂ kicserélődés mérést (fluxusmérést).

A két elkülönülő technika térskálája napjainkban egyre közelebb kerül egymáshoz. A jelenleg folyó kutatások egyik fő iránya az, hogy a két térskála használatával kapott eredményeket harmonizálni lehessen. Jelen cikkünkben csak a lentől felfelé történő megközelítéssel foglalkozunk, de érdekességképpen megemlítjük, hogy a bemutatásra kerülő hegyhátsági mérőhelyen olyan koncentráció-mérések is zajlanak, amelyek adatait a fentről lefelé építkező modellek is használják (*Haszpra*, 1999a; 1999b; *Haszpra et al.*, 2006).

Eddy kovariancia mérés technika dióhéjban

A lentől felfelé történő megközelítéshez szükség van arra, hogy az ökoszisztémák szintjén meg tudjuk mérni a szén légkör és ökoszisztéma közötti (függőleges), CO₂ formájában történő átvitelét, vagyis a szénecsereét. Ennek egyik legkorszerűbb, széles körben alkalmazott módszere az ún. „eddy kovariancia” (EK) mérés technika. Mielőtt

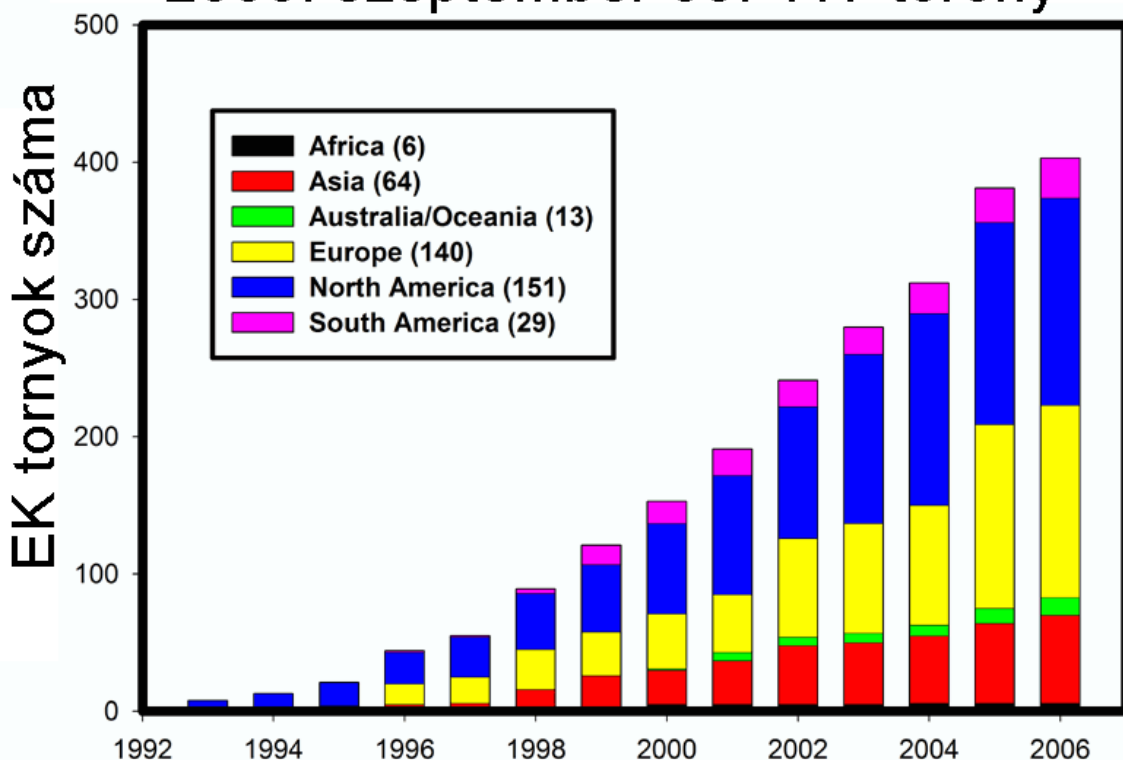
röviden bemutatjuk a mérés technikát, be kell vezetnünk néhány olyan fogalmat, amely segít eligazodni bennünket az ökoszisztémák szénháztartásának megértésében.

Egy ökoszisztéma által a fotoszintézis révén felvett (de nem feltétlenül tartósan megkötött) teljes szénmennyiséget bruttó elsődleges terméknek hívjuk (az angol „gross primary production” kifejezés alapján, a szokásoknak megfelelően GPP-ként rövidítjük a továbbiakban). A növény élő szövetei (levelek, szár, gyökerek, stb.) élettevékenységük fenntartása érdekében szerves anyagot bontanak le, lélegeznek, széndioxidot bocsátanak ki. Ezen kívül a talaj is kibocsát széndioxidot (a gyökereken kívül is), mivel a benne lévő mikrobák lebontják a talaj szervesanyag tartalmának egy részét. A növény és a talaj (vagyis a teljes ökoszisztéma) által kibocsátott szén mennyiségét teljes ökoszisztéma kilégzésnek hívjuk (az angol „total ecosystem respiration” kifejezés nyomán Reco-ként hivatkozunk rá a továbbiakban). A légköri szén-cserével foglalkozó kutatásokban a GPP negatív előjellel szerepel (hiszen a légkör szempontjából ez veszteség), míg a Reco pozitív előjellel. Nettó ökoszisztéma kicserélődésnek (angolul “net ecosystem exchange”, NEE) hívjuk a GPP és a Reco előjeles összegét ($NEE = GPP + Reco$). A fenti konvenció értelmében, ha egy adott időszakban az NEE negatív, azaz a GPP abszolút értékben nagyobb volt, mint a Reco, akkor a rendszer nettó szénnyelőként viselkedett. Ellenkező esetben az ökoszisztéma nettó szénkibocsátó.

Az eddy kovariancia mérés technika elméleti alapjait Sir Osborne Reynolds fektette le (*Reynolds*, 1895). A mérés technika alapját a függőleges szélesség és egy adott skalármennyiség (esetünkben a széndioxid koncentráció) nagy pontosságú, igen finom időbeli felbontású mérése képezi (ez egyfajta mikrometeorológiai módszer). A finom időbeli felbontás általában 0,25-0,05 sec/mérés gyakoriságot jelent, vagyis a fenti mennyiségeket másodpercenként 4-20-szor kell megmérni és rögzíteni. Fontos, hogy megfelelően kis tehetetlenségű (rövid válaszidejű) műszerekkel dolgozzunk, ellenkező esetben ugyanis hiába mérünk gyakran, ha műszereink a mérendő gyors légköri változásokat nem képesek követni. Az EK módszer a mért mennyiségek kovarianciájának kiszámításán alapul, félórás vagy órás léptékben. A nyers kovariancia értékének származtatása után még számos korrekciót kell elvégezni ahhoz, hogy torzítatlan képet kapjunk az ökoszisztéma szén-cseréjéről (vagyis az NEE-ről) (*Barcza*, 2001). Az EK alapú CO_2 árammérést direkt, vagy közvetlen árammérésnek is nevezik, mivel nem empirikus vagy félempirikus összefüggésekből származtatja a skalármennyiségek függőleges áramát, hanem közvetlenül a turbulens szélmező nagy pontosságú méréséből.

Bár az elméleti háttér már korábban rendelkezésre állt, a legelső, EK elvet alkalmazó mérésre csak 1926-ban került sor (*Baldocchi*, 2003). A mérés technika a II. világháború után indult fejlődésnek új, gyors válaszidejű szenzorok megjelenésével. Az első EK elven alapuló CO_2 árammérés a 70-es évek elején történt, azonban a felhasznált műszerek tehetetlensége miatt az akkori mérési eredmények még kb. 40% hibával voltak terheltek. Az első torzítatlan, EK alapú CO_2 árammérés a 70-es évek végén történt. Kezdetben, megfelelő időjárás-álló műszerek és adatgyűjtők hiányában, csak rövid, kampányszerű ökoszisztéma szintű CO_2 áramméréseket végeztek. Az első teljes évet átölelő CO_2 árammérés *Wofsy et al.* (1993) nevéhez fűződik. Ezután egyre több kutatócsoport valósította meg a kvázi-folyamatos, nagy pontosságú, ökoszisztéma léptékű CO_2 árammérést (*Baldocchi*, 2003). A 90-es évek közepén kezdtek kialakulni azok a nagyobb regionális hálózatok, amelyek ma is összefogják az EK alapú közvetlen CO_2 anyagáramméréssel foglalkozó kutatókat (EUROFLUX, AmeriFlux, AsiaFlux, OzFlux, LBA, ChinaFlux).

2006. szeptember 30: 417 torony



1. ábra. A FLUXNET növekedése 1992-től napjainkig, kontinensenként szemléltetve az eddy kovariancia elvet alkalmazó mérőállomások számát (<http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm>). Forrás: FLUXNET honlap.

FLUXNET

A regionális hálózatokat a FLUXNET nevű globális hálózat fogja össze (Baldocchi, 2001). Az 1. ábrán a FLUXNET hálózat bővülése látható (2006. szeptember 30-i állapot). Az ábráról leolvasható, hogy a cikk írásának időpontjában már több mint 400 mérőállomás üzemelt a FLUXNET égisze alatt. Az állomások a nap 24 órájában, az év 365 napján szolgáltatnak értékes információt az ökoszisztémák szén- és vízforgalmáról, valamint energiaháztartásáról.

A FLUXNET elsődleges céljai:

- vizsgálja az ökoszisztémák szén- és vízháztartásának térbeli változékonyságát;
- a szén-, víz- és energia függőleges transzportjának mérésével vizsgálja azok évszakos, illetve évek közötti változékonyságát;
- vizsgálja a szén-, illetve a vízgőzárám és a környezeti változók kapcsolatát (besugárzás, hőmérséklet, tápanyag ellátottság, talajnedvesség, stb.);
- ellenőrzési lehetőséget biztosít távérzékeléssel kapcsolatos vizsgálatokhoz.

A FLUXNET hálózaton belül a mérések különböző növénytakaróval borított helyszíneken, különböző mértékű emberi beavatkozással jellemezhető területeken történnek. A legtöbb mérőhely kifejezetten produktív területen helyezkedik el (erdők,

gyepek, mezőgazdasági területek, stb.), emiatt a kevésbé produktív ökoszisztémák alulreprezentáltak (*Chevallier et al.*, 2006).

A FLUXNET által összefogott kutatócsoportok folyamatosan fejlesztik az EK méréstechnikát, csökkentve ezáltal a mérés bizonytalanságát. A torzítatlan CO₂ kicserélődés meghatározásához nagyon sok mérőhely-specifikus vizsgálatra, korrekcióra van szükség (*Aubinet et al.*, 2000; *Barcza*, 2001; *Haszpra et al.*, 2005). Bizonytalanságok elsősorban az éjszakai határrétegben fellépő heterogén, instacionárius turbulens mező miatt lépnek fel. Nem sík területeken gyakran okoz problémát az éjszakai advekciónak, aminek következtében az éjszaka felhalmozódó többlet CO₂ horizontálisan „elfolyik”, így az áram nem jelenik meg függőleges irányban az EK mérőrendszer adataiban, ezáltal az éjszakai respiráció alulbecsült lesz. Ez utóbbi hiba az egyik tipikus buktatója az EK mérésnek, hiszen ha csak éjszaka lép fel egy hiba (amikor az ökoszisztéma nettó szén-kibocsátó, hiszen nincs fotoszintézis), és nappal nem (amikor az ökoszisztéma legtöbbször nettó szénfelvevő, mivel a fotoszintézis intenzitása felülmúlja a respirációét), akkor a hosszabb távon integrált összeg torz lesz, az egy irányban fellépő hiba miatt. Ez az egyszerű példa is szemlélteti, miért fontos, hogy minél pontosabban mérjük a CO₂ és a víz függőleges áramát, mind éjszaka, mind nappal, minden időjárási körülmény között. Csak akkor tudunk védhető napi, heti, havi, illetve éves NEE összeget számolni, ha bizonyosak vagyunk abban, hogy az adataink minden körülmény között megállják a helyüket.

Jelenleg a FLUXNET nagy mennyiségű minőségbiztosított, dokumentált adattal rendelkezik, amely komoly tudományos értéket képvisel. Az adatok feldolgozása, értelmezése folyamatos. Pár éve láttak napvilágot az első átfogó, szintézis jellegű tanulmányok, amelyek globális képet nyújtanak az adatok értelmezéséhez (pl. *Valentini et al.*, 2000; *Falge et al.*, 2002). Jelentős sikere a FLUXNET-nek, hogy egységes eljárást dolgozott ki a mért NEE adatok particionálására GPP és Reco adatokká (*Reichstein et al.*, 2005).

Az EK méréstechnika csak akkor válhat az említett, alulról felfelé elvet követő szén-dioxiddal kapcsolatos kutatások alapjává, ha a méréseket modellező tevékenység egészíti ki. A legújabb kutatások a mért NEE adatokat használják fel folyamatorientált ökoszisztéma modellek kalibrálásához, így teremtve meg a lehetőséget a modellek térbeli kiterjesztésére (*Friend et al.*, 2006).

Hegyhátsál

Magyarországon jelenleg három helyen folyik a felszín-légkör CO₂ kicserélődés folyamatos mérése, EK méréstechnika alkalmazásával. Ezen mérőhelyek egyike Hegyhátsál (Vas megye). A másik két EK mérőrendszert a gödöllői Szent István Egyetem üzemelteti Bugacon, illetve a Mátrában lévő Szurdokpüspökiben. Mindhárom mérőhely része a FLUXNET hálózatnak.

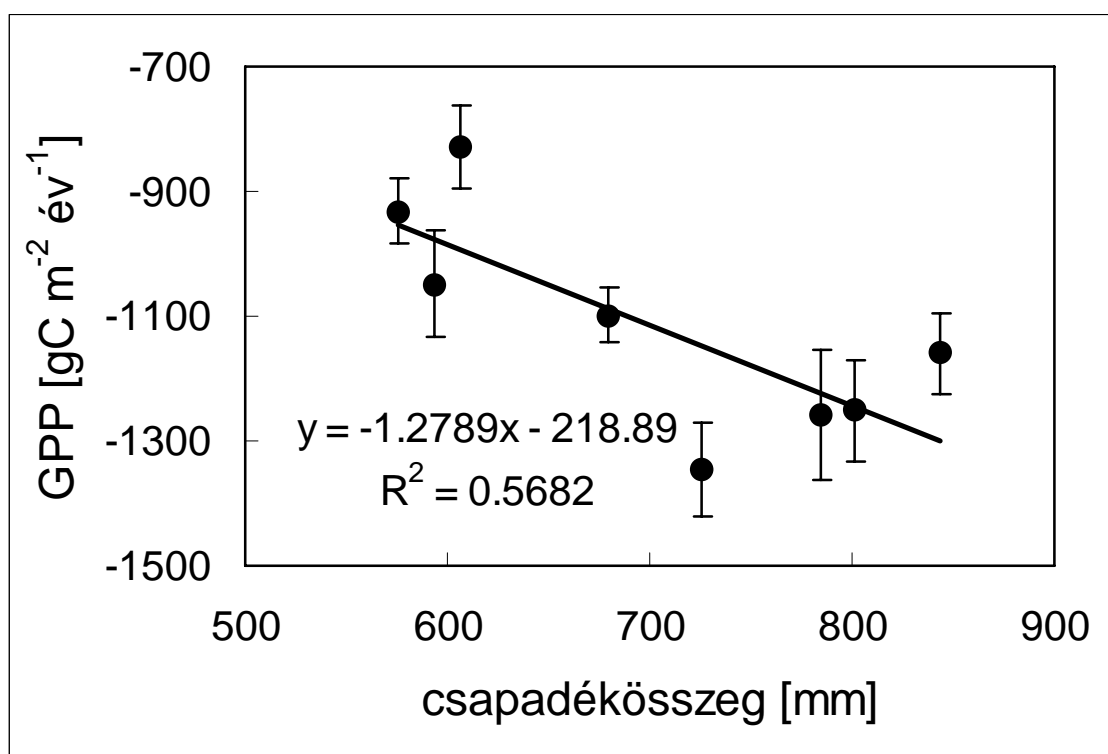
Hegyhátsálon az ott lévő, felműszerezett TV-adótorony segítségével 1997 óta mérjük a torony körül elhelyezkedő, erdőfoltokkal tarkított mezőgazdasági terület szénforgalmát (regionális skála; *Barcza*, 2001; *Haszpra et al.*, 2001; *Haszpra et al.*, 2005). Ugyanitt két éven keresztül mértük a tornyot övező kvázitermészetes gyepek szénforgalmát (lokális skála; *Barcza et al.*, 2003).

A regionális skálájú mérőrendszer (ahol az EK rendszer 82 m magasságban üzemel) adatai alapján megállapítottuk, hogy a régió éves szinten a légkör szempontjából

általában nettó szénnyelőként viselkedik. A mért NEE -146 és $69 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ között változott az 1997 és 2005 közötti időszakban (2000-ben nem volt mérés). A gyepek éves NEE-je -54 , illetve $-232 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ volt 1999-ben, illetve 2000-ben. Mindkét mérőrendszerrel azonban figyelembe kell venni azt a tényt, hogy a levágott/learatott biomassza egy részét elszállítják a térségen kívülre, és a biomassza pl. (emberi vagy állati) tápanyag formájában idővel visszakerül a légkörbe. Ezt figyelembe véve természetesen módosul a számított szénmérleg. Elfogadott álláspont szerint a mezőgazdasági területek nettó szénforrások. Számszerűsíteni a teljes szénmérleget azonban nem tudjuk, mivel nem rendelkezünk megfelelő adatokkal a horizontális szénszállítást illetően.

Az összegyűlt, több évet átölelő adatsor alapján megvizsgáltuk, hogy milyen környezeti paraméterek befolyásolják leginkább a széncsere évek közötti változékonyságát regionális skálán. Legerősebb kapcsolat a GPP és az éves csapadékösszeg között adódott (2. ábra). Második legerősebb kapcsolat a Reco és a csapadékösszeg között volt. A respiráció szoros kapcsolatban áll a hőmérséklettel órák, illetve napi időléptékben, azonban meglepő módon éves szinten a csapadék meghatározóbb: a mért adatok változékonyságát a csapadék lényegesen jobban magyarázza, mint az éves átlaghőmérséklet, ráadásul az éves átlaghőmérséklet növekedésével az éves respiráció csökkenő tendenciát mutat Hegyhátsálon!

Ezek után jogosan merül fel a kérdés, hogy vajon mi történik az ökoszisztéma széncserejével, ha a csapadék a szokásosnál jobban megváltozik? Ennek vizsgálatára adódott lehetőség a 2003-as év adatai alapján.



2. ábra. A hegyhátsálon mért NEE alapján származtatott GPP éves összegei és az éves csapadékösszegek kapcsolata az 1997-2005 közötti időszakban (2000-ben nem volt mérés). A hibasávok a GPP bizonytalanságát reprezentálják (Haszpra et al., 2005).

A 2003-as természetes „kísérlet”

2003-ban példa nélküli hőhullám és szárazság sújtotta Európa jelentős részét (Schär et al., 2004). Néhány helyen a júliusi átlaghőmérséklet $+6\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal lépte túl a klímaátlagot. Helyenként 300 mm-rel kevesebb csapadék hullott az éves átlaghoz képest, ami 50%-os csökkenést jelentett. A legnagyobb károk Franciaországban történtek, de Svájcban is extrém időjárásról számoltak be, és Magyarországon is szokatlan hőség és szárazság volt 2003 nyarán.

A becslések szerint legalább 35 000 haláleset történt 2003 nyarán a hőhullám miatt (főként idős emberek estek áldozatul). Az Európai Unió mezőgazdasági termésátlaga 10%-kal maradt el a sokévi átlaghoz képest.

Egy svájci tanulmány szerint (Schär et al., 2004) a 2003 nyarán mért hőmérsékleti értékek annyira szélsőségesek voltak, hogy statisztikai értelemben a XXI. század végének regionális klímamodellekkel előrejelzett időjárásába illettek bele. Ez rossz esetben azt is jelentheti, hogy némi ízelítőt kaptunk a XXI. század végének időjárásából.

Ciais et al. (2005) a FLUXNET hálózat keretén belül Európában zajló EK mérési eredmények, távérzékeléssel kapott adatok, termésátlag adatok valamint modelleredmények alapján vizsgálták az európai ökoszisztémák választ a 2003-as hőhullámra. Megállapították, hogy a produktivitás példa nélkül csökkent Európa szerte. A vizsgálatok szerint elsősorban nem a hőség, hanem inkább a vele együtt járó szárazság okozott zavart a növények szénháztartásában. Többek között a hazai mérési eredmények is jelzik, hogy egy ilyen helyzetben a produktivitás (vagyis a GPP) csökkenhet. Az azonban meglepő eredmény, hogy az ökoszisztémák respirációja (Reco) is csökkent. A Ciais et al. (2005) tanulmánya szerint a Reco $77\text{ gC m}^{-2}\text{ év}^{-1}$ értékkel csökkent, míg a GPP $195\text{ gC m}^{-2}\text{ év}^{-1}$ értékkel. Az eredmények szerint ez összesen 0,5 Gt szén kibocsátásnak felel meg Európában. Ez óriási mennyiséget jelent, ha figyelembe vesszük a bioszféra és a légkör szén-kicszerélődését leíró számokat (IPCC, 2001). A 2003-as hőhullám annyi szenet juttatott a légkörbe, amennyit 4 év alatt kötött meg a vegetáció Európában!

A hegyhátsági EK mérési eredmények alapján ugyanezt a jelenséget figyelhettünk meg. A szárazság következtében 2003 nyarán (különösen hangsúlyozottan augusztusban) a szén-dioxid csere jelentősen csökkent. A GPP Hegyhátsálon is jobban csökkent, mint a Reco (1. táblázat). A változások következtében a hegyhátsági régió a légkör szempontjából nettó CO_2 kibocsátóvá vált. Ez a mérési időszak alatt csak egyszer fordult elő (2001-ben), de közel sem volt ilyen nagyságrendű a kibocsátás.

	1997-2005 átlag (kivéve 2000 és 2003)	2003	anomália (a GPP és Reco abszolút értékének változása)
GPP [$\text{gC m}^{-2}\text{ év}^{-1}$]	-1157	-829	-328
Reco [$\text{gC m}^{-2}\text{ év}^{-1}$]	1091	898	-193

1. táblázat. A Hegyhátsálon mért GPP és Reco válasza a 2003-as hőhullámra.

Az eredmények összhangban vannak a Ciais et al. (2005) tanulmánnyal. Bár még korai megalapozott következtetéseket levonni az eredményekből, az azonban

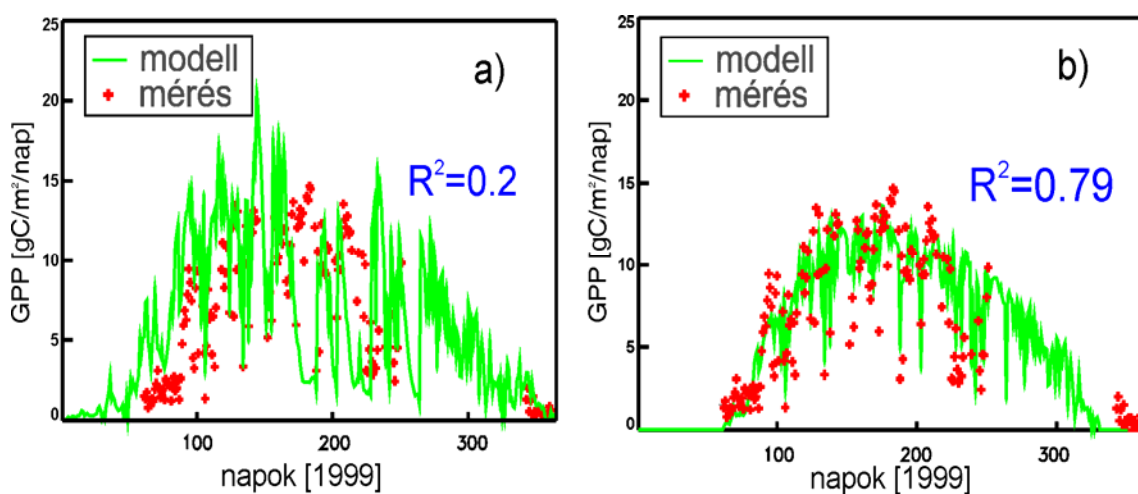
bizonyos, hogy 2003-ban a produktivitás (felvétel) és a respiráció (kibocsátás) nem azonos mértékben reagált a megváltozott környezeti feltételekre. Ennek eredményeképp a szénmérleg eltolódott, és ez pozitív visszacsatolást jelent a hőmérséklet emelkedése és a régió szén-cseréje között (illetve a csapadék csökkenése és a régió szén-cseréje között) ha feltételezzük, hogy a hőhullám a légkör növekvő üvegházgáz tartalmának (tehát a klímaváltozásnak) tulajdonítható. Amennyiben a jövőben növekedni fog a hasonló időjárási anomáliák száma, az súlyos következményekkel járhat a globális szénmérlegre, és a klímarendszer egészére.

Modell kalibráció

Az összegyűlt EK alapú adatok kiértékelésével lehetőségünk nyílt a szénháztartással kapcsolatos vizsgálataink kiterjesztésére, az ökológiai rendszerek viselkedésének matematikai modellezésére. Adaptáltuk a BIOME-BGC nevű folyamat-orientált rendszermodellt, amely alkalmas különböző ökoszisztémák szénháztartásának modellezésére (Running *et al.*, 1993). A modellel a hegyhátsági gyep szénháztartását szimuláljuk, felhasználva az EK alapú mérési adatokat. A BIOME-BGC-t hagyományosan erdős ökológiai rendszerekre alkalmazzák, fűállomány szénháztartásának leírására még viszonylag kevesen használták, aminek következtében a modellparaméterek (modell által használt belső, módosítható változók) nem pontosak. Emiatt a modell módosítás nélküli futtatása meglehetősen rossz eredményt mutatott (3a. ábra).

Nemlineáris inverzió alkalmazásával (Bayes-féle kalibráció), a mért EK adatok segítségével módosítottuk a modellparamétereket (Hidy *et al.*, 2006). Ahogy a 3b. ábrán láthatjuk, a modell pontossága ennek következtében lényegesen javult, így alkalmassá vált arra, hogy más hazai füves ökoszisztémák szénháztartását is modellezzük.

A jövőben más hazai EK alapú mérési adatokat is felhasználva tovább vizsgáljuk a modell térbeli kiterjeszhetőségének lehetőségét. Ezek a vizsgálatok képezik az alapját a hazai, alulról felfelé építkező szénmérleg kutatásoknak.



3. ábra. a) a BIOME-BGC kalibrációja előtti modellfuttatás eredménye (folytonos vonal) és a mérési adatok (kereszt). A korrelációs együttható négyzetét is feltüntettük az ábrán. b) ugyanaz, mint az a), csak a kalibrált modellre vonatkozóan.

Köszönetnyilvánítás.

A méréseket a Magyar-Amerikai Tét Alap (J. F. no. 504 [1996-1999]), az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA) (T23811 [1997-2000], F026642 [1998-2001], T32440 [2001-2004], T42941 [2003-2006], F047242 [2004-2006]), továbbá az Európai Unió 5. (AEROCARB és CHIOTTO, contract no. EVK2-CT-1999-00013 és EVK2-CT-2002-00163) és 6. K+F Keretprogramja (CarboEurope-IP, contract no. GOCE-CT-2003-505572), illetve az INTERREG IIIB CADSES program (CARBON PRO) támogatta, illetve támogatja. Köszönettel tartozunk az Antenna Hungária Részvénytársaságnak, amely hegyhátsági adótornyán helyet biztosít eszközeink számára. Barcza Zoltán munkáját az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíjjal támogatta.

Irodalomjegyzék

- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. and Vesala, T., 2000: Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113–175.
- Baldocchi, D. D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, Ch., Davis, K., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, J. W., Oechel, W., Pilegaard, K., Schmid, H. P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K. and Wofsy, S., 2001: FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 82, 2415–2435.
- Baldocchi, D. D., 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology* 9, 479–492.
- Barcza, Z., 2001: Long term atmosphere/biosphere exchange of CO₂ in Hungary. *Ph.D. Dissertation, Eötvös Loránd University, Department of Meteorology, Budapest. On-line elérhetőség <http://nimbus.elte.hu/~bzoli/thesis/>.*
- Barcza, Z., Haszpra, L., Kondo, H., Saigusa, N., Yamamoto, S. and Bartholy, J., 2003: Carbon exchange of grass in Hungary. *Tellus B* 55 (2), 187–196.
- Cao, M., Prince, S. D. and Shugart, H. H., 2002: Increasing terrestrial carbon uptake from the 1980s to the 1990s with changes in climate and atmospheric CO₂. *Global Biogeochemical Cycles*, 1069, doi:10.1029/2001GB001553.
- Chevallier, F., Viovy, N., Reichstein, M. and Ciais, P., 2006: On the assignment of prior errors in Bayesian inversions of CO₂ surface fluxes. *Geophys. Res. Lett.* 33, L13802, doi:10.1029/2006GL026496.
- Ciais, P., Tans, P. P., White, J. W. C., Trolier, M., Francey, R. J., Berry, J. A., Randall, D. R., Sellers, P. J., Collatz, J. G. and Schimel, D. S., 1995: Partitioning of ocean and land uptake of CO₂ as inferred by ¹³C measurements from the NOAA/CMDL global air sampling network. *J. Geophys. Res.* 100D, 5051–5070.
- Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogée, J., Allard, V., Aubinet, A., Buchmann, N., Bernhofer, C., Carrara, A., Chevallier, F., De Noblet, N., Friend, A. D., Friedlingstein, P., Grünwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Loustau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J. M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J. F., Sanz, M. J., Schulze, E. D., Vesala, T. and Valentini, R., 2005: Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* 437, 529–533.

- Falge, E., Baldocchi, D. D., Tenhunen, J., Aubinet, M., Bakwin, P., Berbigier, P., Bernhofer, C., Burba, G., Clement, R., Davis, K. J., Elbers, J. A., Goldstein, A. H., Grelle, A., Granier, A., Guðmundsson, J., Hollinger, D., Kowalski, A. S., Katul, G., Law, B. E., Malhi, Y., Meyers, T. T., Monson, R. K., Munger, J. W., Oechel, W., Paw U., K. T., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A., Valentini, R., Wilson, K. and Wofsy, S., 2002: Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agric. Forest Meteorol.* 113, 53–74.
- Friend, A. D., Arneth, A., Kiang, N. Y., Lomas, M., Ogée, J., Rödenbeck, C., Running, S. W., Santaren, J.-D., Sitch, S., Viogy, N., Woodward, F. I. and Zaehle, S., 2006: FLUXNET and modelling the global carbon cycle. *Global Change Biology* 12, 1–24. doi: 10.1111/j.1365-2486.2006.01223.x
- Haszpra, L., 1999a: Measurement of atmospheric carbon dioxide at a low elevation rural site in Central Europe. *Időjárás* 103, 93–106.
- Haszpra, L., 1999b: On the representativeness of carbon dioxide measurements. *J. Geophys. Res.* 104D, 26953–26960.
- Haszpra, L., Barcza, Z., Bakwin, P. S., Berger, B. W., Davis, K. J. and Weidinger, T., 2001: Measuring system for the long-term monitoring of biosphere/atmosphere exchange of carbon dioxide. *J. Geophys. Res.* 106D, 3057–3070.
- Haszpra, L., Barcza, Z., Davis, K. J. and Tarczay, K., 2005: Long-term tall tower carbon dioxide flux monitoring over an area of mixed vegetation. *Agric. Forest Meteorol.* 132, 58–77.
- Haszpra L., Barcza Z. és Hidy, D., 2006: A légköri szén-dioxid és az éghajlat kölcsönhatása. Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások. 31. Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger T.). *Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 175–184.
- Hidy, D., Haszpra, L., Barcza, Z., Churkina, G., Trusilova, K. and Tomelleri, E., 2006: Bayesian calibration of the Biome-BGC C3 grass submodel. *Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 06831, 2006. EGU General Assembly 2006, Vienna, Austria, 02-07 April, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-06831.*
- IPCC, 2001: Climate change 2001: The scientific basis (eds.: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C. A.). Cambridge University Press, Cambridge - New York - Melbourne - Madrid - Cape Town.
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Valentini, R., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchman, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grunwald, T., Havrankova, K., Janous, D., Knohl, A., Laurela, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D. and Valentini, R., 2005: On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11, 1–16.
- Reynolds, O., 1895: On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of criterion. *Philosophical Transactions of Royal Society of London.* A174, 935–982.
- Rödenbeck, C., Houweling, S., Gloor, M. and Heimann, M., 2003: CO₂ flux history 1982–2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmos. Chem. Phys.* 3, 1919–1964.
- Running, S. W. and Hunt, E. R. J., 1993: Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, Biome-BGC, and an application for global-scale models. In: Ehleringer, J. R. and Field, C. B., editors. *Scaling physiological processes: leaf to globe. San Diego (CA): Academic Press.* p 141–158.
- Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M. A. and Appenzeller, C., 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* Vol. 427, 332–336.
- Valentini, R., Matteucci, G., Dolman, A. J., Schulze, E.-D., Rebmann, C., Moors, E. J., Granier, A., Gross, P., Jensen, N. O., Pilegaard, K., Lindroth, A., Grelle, A., Bernhofer, Ch., Grünwald, T., Aubinet, M., Ceulemans, R., Kowalski, A. S., Vesala, T., Rannik, Ü, Berbigier, P., Loustau, D., Guðmundsson, J., Thorgeirsson, H., Ibrom, A., Morgenstern, K., Clement, R., Moncrieff, J. B., Montagnini, L., Minerbi, S. and Jarvis, P. G., 2000: Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature* 404, 861–865.
- Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S.-M., Bakwin, P. S., Daube, B. C., Bassow, S. L. and Bazzaz, F. A., 1993. Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science* 260, 1314–1317.

A tájleptékű szén- és nitrogénmérleg összetevői, mikrometeorológiai mérése

**Pintér Krisztina¹, Nagy Zoltán¹, Balogh János¹, Barcza Zoltán², Kristóf Dániel³,
Weidinger Tamás², Grosz Balázs⁴, Machon Attila¹,
Horváth László⁵ és Tuba Zoltán¹**

¹Szent István Egyetem, Növényteni és Növényélettani Tanszék és MTA-SZIE Növényökológiai Kutatócsoport, 2103 Gödöllő, Péter Károly. u. 1., e-mail: Pinter.Krisztina@mkk.szie.hu

²ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: bzoli@elte.hu, weidi@ludens.elte.hu

³Szent István Egyetem, Környezet- és Tájgazdálkodási Intézet, Térinformatika Tanszék 2103 Gödöllő, Péter Károly. u. 1., e-mail: kdan@nt.ktg.gau.hu

⁴ELTE TTK, Kémiai Intézet, Szeretlen Kémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: grosz@mail.datanet.hu

⁵Országos Meteorológiai Szolgálat, 1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1., e-mail: horvath.l@met.hu

Összefoglalás – A bioszféra-atmoszféra között zajló üvegházhatású nyomgázok cseréjét, az üvegházgáz-mérleg alakulását a vegetáció és a talaj minősége és működése, illetve a terület mezőgazdasági kezelési és használati gyakorlata alapvetően befolyásolja. Az ökoszisztémák gázcseréjében szerepet játszó három üvegházhatású gáz közül, a CO₂-nál a talaj és a vegetáció szerepe döntő, a N₂O-ot a talajok, míg a CH₄-t a legelő állatok bocsátják ki és a talajjal is cserélődhet. Az üvegházhatású gázok cseréje emellett elsősorban a klímától függ, pl. olyan területeken, ahol a rendelkezésre álló vízmennyiség korlátozott, a szén felvétel a csapadékos időszakokra korlátozódik, míg a száraz periódusban jelentős szén leadás történik.

A tájleptékű szén- és nitrogénforgalom vizsgálatára mikrometeorológiai módszerek, az eddy-kovariancia és a profil módszer alkalmasak. Az eddy-kovariancia módszer esetében a nagy időbeli felbontással mért szélesebesség komponensek valamint a hőmérséklet, a vízgőz és a szén-dioxid koncentráció adatokból számítjuk a vertikális szélesebesség és az előbbi változók kovarianciáját, ami megadja a szenzibilis és látens hő, valamint a CO₂ áramát. A különböző nitrogénformák fluxusának iránya és mértéke a szélesebesség és a vertikális koncentráció-gradiens mérésével valamint a turbulens átviteli együtthatók számításával adható meg (profil módszer). Az üvegházgáz-mérlegek számítása és vizsgálata a klímaadatok függvényében nagy térléptékű szén- és nitrogénmérleg modellezéséhez nyújt alapot, illetve a különböző ökoszisztémák működéséről ad információt.

Bevezetés

A gyepfelszínek több szempontból is meghatározó szerepet töltenek be a globális üvegházgáz mérlegben. A szén-dioxid mérleget a növényzet fotoszintetikus aktivitása befolyásolja, egy adott terület a klimatikus viszonyok függvényében viselkedhet nettó szén-dioxid nyelőként vagy akár forrásként is (Suyker és Verma, 2001; Hunt et al., 2004; Novick et al., 2004; Xu és Baldocchi, 2004). Gyepes szén-dioxid mérlege esetében a legfontosabb környezeti tényező-nek a csapadék bizonyult (Flanagan et al., 2002). Egy másik fontos üvegházgáz a talajból felszabaduló dinitrogén-oxid. Az emisszió mértékét a talajhőmérséklet, a talajnedvesség, és a legújabb kutatások alapján az ökoszisztémák nitrogén felvétele határozza meg.

A szén-dioxid mérleg komponenseinek mérése

A szén-dioxid (CO₂) az az üvegházgáz melynek forgalmában a növényzetnek (fotoszintézis) és az antropogén tevékenységnek (fosszilis tüzelőanyagok elégetése) egyaránt nagy szerepe van. Adott ökoszisztémák nettó szénmérlegének, illetve nettó szén-dioxid kicserélődésének (NEE: Net Ecosystem Exchange) mérésére többféle mérés technika létezik. Az egyik legelterjedtebb az eddy-kovariancia módszer (EK), ami egy nagyobb térség növényzete általi szén-dioxid cserének az eredőjét látja, tehát a nappali fotoszintetikus CO₂ felvétel és az éjszakai respiráció eredőjét méri. Az EK módszer által mért áramok elemzéséhez szükség van kiegészítő mikrometeorológiai mérésekre, pl. a sugárzási és hőmérsékleti viszonyok mérésére. Az EK módszert jól kiegészítik az ún. kamrás mérések, melyek segítségével elkülöníthetők a szénforgalom egyes komponensei, úgymint növényi respiráció, talajlégzés, gyökérlégzés.

Mérőhelyek

Jelenleg hazánkban 3 helyen folyik gyepfelszín szén-dioxid cseréjének mérése, ezek közül kettőről, a Kiskunsági Nemzeti Parkban valamint a Mátra hegységben történő mérések eredményeiről számolunk be. 2002 júliusában indítottuk el méréseinket a Bugacpusztán (46,69°N, 19,60°E, 113 m tszf). A területen a *Festuca pseudovina*, *Achillea collina* növényfajok a jellemzőek. A területet kettéválasztottuk legelt és nem legelt részre, hogy a legeltetés szén- és nitrogénmérlegre gyakorolt hatását vizsgálni tudjuk. A másik mérő-állomásunk, Szurdokpüspöki település közelében működik (47,85°N, 19,73°E, 300 m tszf), ahol a mérések 2003 júniusában kezdődtek. A fő gyepalkotó a *Festuca rupicola*.

Forrásterület-analízis

Az EK módszer, egyik sajátossága, hogy a szélirány és a szélesebbesség függvényében a torony környezetének más és más elhelyezkedésű és kiterjedésű részét mintázza, így a mérések területi reprezentativitása érdekében fontos volt megvizsgálni a gyepfelszín heterogenitásának mértékét. A vizsgálathoz 10 m-es felbontású (SPOT Image) és 25 m-es felbontású (LANDSAT) NDVI képeket használtunk. A képeket omnidirekcionális szemivariogram analízis (Kim et al., 2006) segítségével vizsgáltuk, ami megadja az egymástól különböző távolságra elhelyezkedő pixelekhez tartozó NDVI értékek közötti kapcsolatot. Első lépésben a 25 m-es felbontású kép (1a. ábra) vizsgálatát végeztük el, mely szerint a gyepfelszín ezen a térskálán homogén. Ez után következett a 10 m-es képek (1b. ábra) analízise, ami szerint a gyepfelszín még ezen térlépték szerint is homogén.

Meteorológiai viszonyok

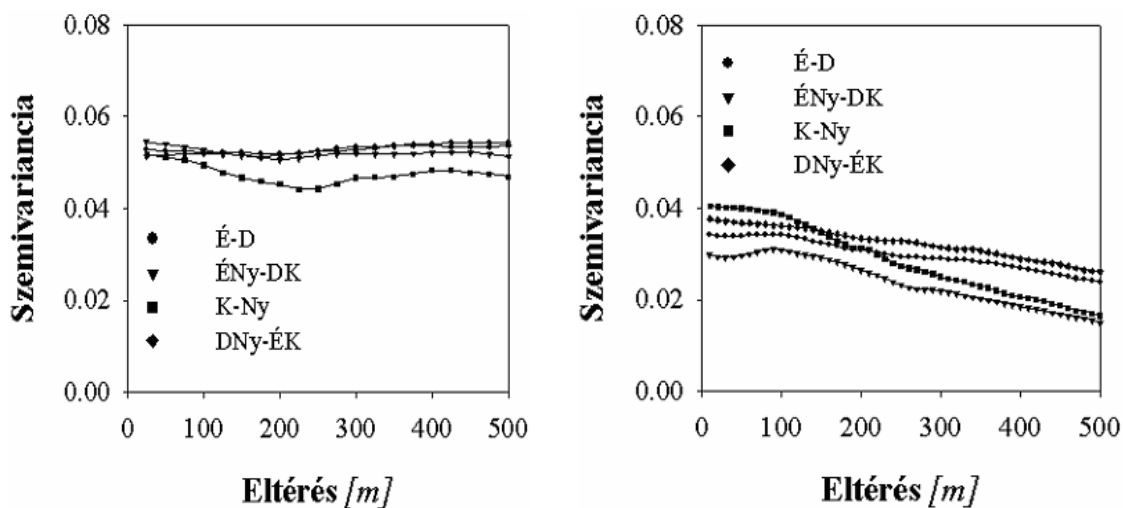
Bugacpusztán 10 éves átlagban az éves középhőmérséklet 10,4 °C, éves csapadékösszeg: 517 mm, ezzel szemben Szurdokpüspöki térségében alacsonyabb az éves középhőmérséklet (10,2 °C) és több a csapadék (605 mm). 2003 és 2005 között az

éves átlaghőmérséklet a két helyen nem tért el jelentősen a 10 éves átlagoktól (I. táblázat), sőt csak ezen karakterisztikát tekintve a 2003-as év nem is tűnik túl „forrónak”. Azonban a nyári hónapok közép-hőmérsékleteit vizsgálva már jelentős pozitív anomáliát tapasztalunk. A 2004-es és 2005-ös években viszont mind az éves mind a nyári átlaghőmérséklet a 10 éves átlag alatt marad, illetve azzal egyenlő a szurdokpüspöki adatok szerint.

°C	2003	2004	2005	átlag (10 év)
Bugacpuszta				
egész év	9,8	10,0	9,2	10,4
nyár	22,3	19,8	19,1	20,6
egész év		10,2	10,2	10,2
nyár	22,0	19,8	18,9	20,5

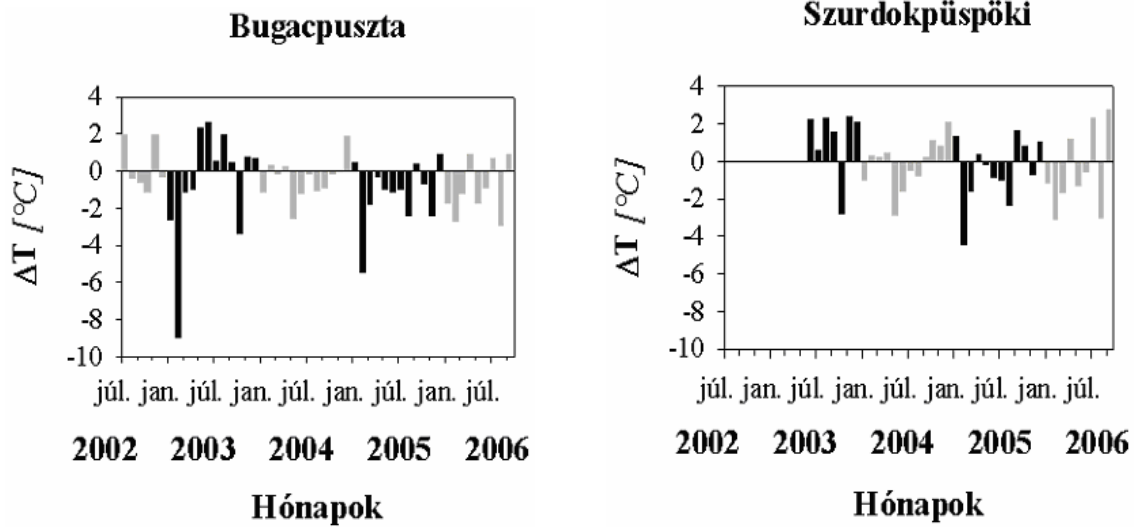
I. táblázat. Az éves középhőmérséklet és a nyári átlaghőmérsékletek alakulása Bugacpusztán és Szurdokpüspökiben 2003 és 2005 között.

A havi középhőmérsékletek zömükben a 10 éves átlag alatt voltak (2. ábra). A 2003-as év havi középhőmérsékleteinek átlagtól vett eltérése felemás képet mutatott, az év elején még jelentős negatív különbségek voltak jellemzők, míg az év második felében, októbert kivéve, az értékek az átlagot meghaladták. A következő időszakban Bugacpusztán inkább az átlag alatt, míg Szurdokpüspökiben kb. fele-fele arányban az átlag alatt és felett alakultak a havi átlaghőmérsékletek.

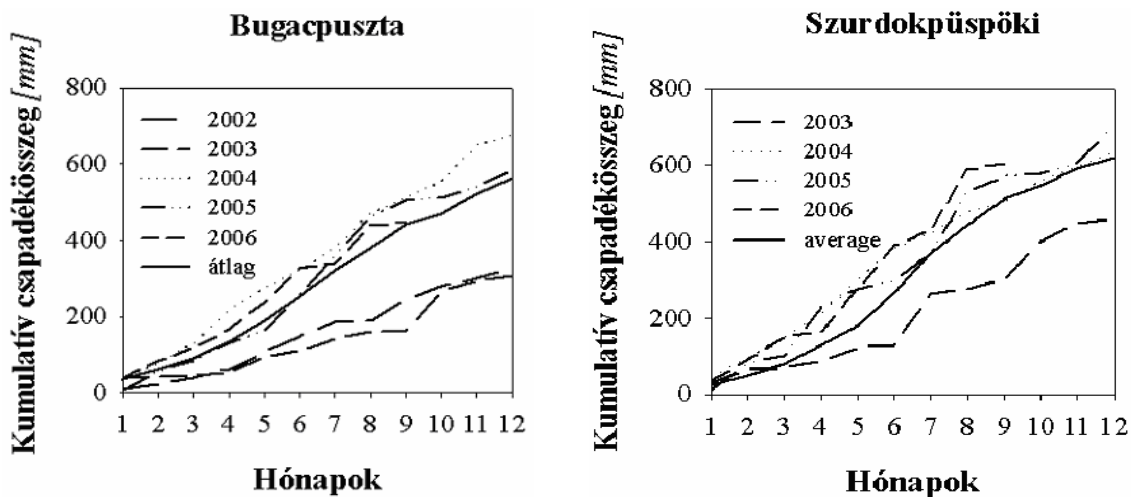


1. ábra. NDVI értékek szemivariogram analízise 25 m-es (baloldali) és 10 m-es (jobboldali) felbontás esetén.

A kumulatív csapadékösszegek (3. ábra) azt mutatják, hogy az alföldi mérőhelyen 2002-ben és 2003-ban, míg a Mátrában 2003-ban az átlag alatti a későbbiekben azt meghaladó mennyiségű csapadék hullott. A legcsapadékosabb év Bugacpusztán 2004 volt, Szurdokpüspökiben viszont 2005.



2. ábra. Havi középhőmérsékletek eltérése a 10 éves átlagtól Bugacpusztán és Szurdokpüspökiben 2003 és 2005 között.



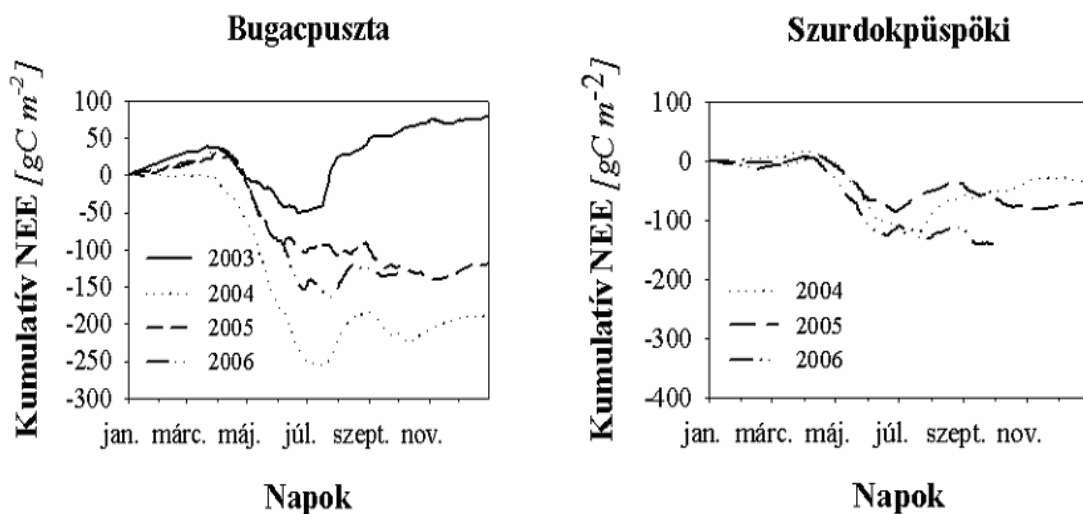
3. ábra. Kumulatív csapadékösszeg Bugacpusztán és Szurdokpüspökiben 2003 és 2005 között és a 10 éves átlag.

Szén-dioxid mérleg

Az eddy-kovariancia módszerrel félórás bontásban mérjük gyepfelszínnek (ökoszisztémák) nettó szén-dioxid kicserélődését (röviden NEE, az angol Net Ecosystem Exchange kifejezésből), a félórákat összegezve napi időskálán a fotoszintézis és a respiráció eredőjét (a terület adott napi szén-dioxid mérlegét) kapjuk. A vegetációs periódusban nappal a fotoszintézis dominál, tehát negatív (a felszín felé irányuló) áramokat mérünk, míg éjszaka a légzés, így pozitív (a felszíntől a légkörbe tartó) áramokat detektálunk. Annak ellenére, hogy a mérőrendszer folyamatosan üzemel sajnos nem produkál hiánytalan adatsorokat. A hiányzó adatok pótlására többféle módszer létezik (Falge et al., 2001; Reichstein et al., 2005), de mindegyik azon alapul,

hogy a nappali adatokat a globálsugárzás és az NEE adatokra illesztett függvények segítségével pótoljuk, míg az éjszakai adatokat a hőmérséklet és a légzés közötti exponenciális függvények segítségével modellezzük. Az így kapott folytonos adatokból már számíthatóak napi, havi és éves összegek.

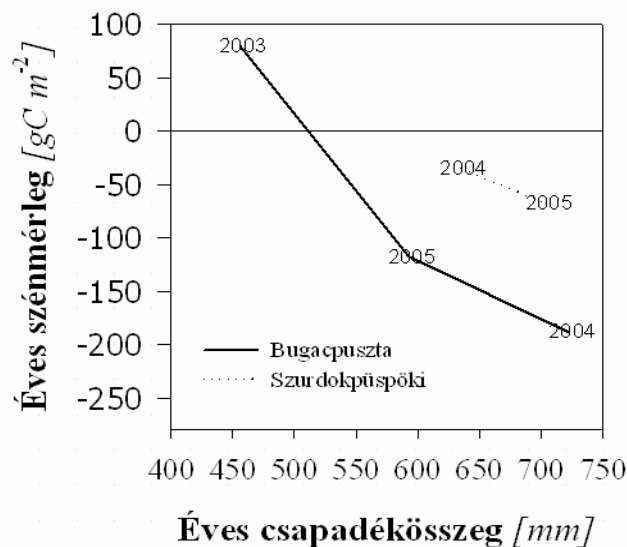
A 4. ábrán a NEE adott évekre számított kumulatív összegeit ábrázoltuk. Az év első 2-3 hónapjában a gyenge szén-dioxid leadás, illetve a nulla körüli napi összeg a jellemző. Április elején elkezdődik a gyepek aktív növekedési periódusa, vagyis napi szinten a szén-dioxid felvétel dominál. Az aktív növekedési periódus időtartama és az ebben az időszakban felvett szén-dioxid mennyisége nagyfokú változékonyságot mutat, a leghosszabb ez az időszak 2004-ben volt, és ekkor vette fel a gyepek a legtöbb szén-dioxidot is. Bugacpusztán az évek közötti összevetésben a legkisebb mértékű szén-dioxid felvétel 2003 tavaszán, illetve nyár elején történt, és június közepétől kezdve már a szén-dioxid leadás dominált, így az éves összeg pozitív lett (tehát abban az évben a gyepek szén-telítettségét veszítették). Ez kivételes jelenség a többi évhez viszonyítva (ugyanis akkor a gyepek éves szinten CO_2 -nyelő volt), ennek oka pedig az, hogy a 2003-as év volt a legmelegebb és legszárazabb a vizsgált 4 év közül. A 2004-es és 2006-os években egyaránt jellemző, hogy a nyár közepén bekövetkező szárazság-stressz hatására egy átmeneti időszakban a növényzet napi szinten szén-telítettségét adta le, majd pedig újra növekedésnek indult, és 2006-ban kisebb, 2004-ben pedig nagyobb mértékben napi összegben szén-dioxidot nyelődött.



4. ábra. Az NEE kumulatív összege Bugacpusztán és Szurdokpüspökiben 2003 és 2005 között.

A mátrai gyepek aktivitása a bugacihoz képest kisebb, és a kumulatív görbék lefutása is kisebb változékonyságot mutat. Itt is megfigyelhető 2005-ben egy másodlagos növekedési periódus, de az ekkor felvett szén mennyisége összemérhető a tavasszal felvettel, míg a bugaci terület esetében az ősszel felvett szén-dioxid mennyisége csak töredéke a tavaszinak.

A bugacpusztai gyepfelszín éves szén-dioxid mérlege 80 , $-188 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$, illetve $-118 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ volt 2003-ban, 2004-ben, valamint 2005-ben. A Szurdokpüspöki közelében elhelyezkedő kötöttebb talajú gyepek éves szén-dioxid mérlege pedig $-35 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ illetve $-68 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ volt 2004-ben és 2005-ben. Megvizsgáltuk az éves szénmérleg és csapadékösszeg közötti összefüggést is, szoros de a két eltérő mérőhely esetén eltérő kapcsolatot találtunk (5. ábra).



5. ábra. Összefüggés az éves csapadék mennyisége és az NEE összege között Bugacpusztán és Szurdokpüspökiben.

A nitrogénmérleg egyes komponenseinek mérése

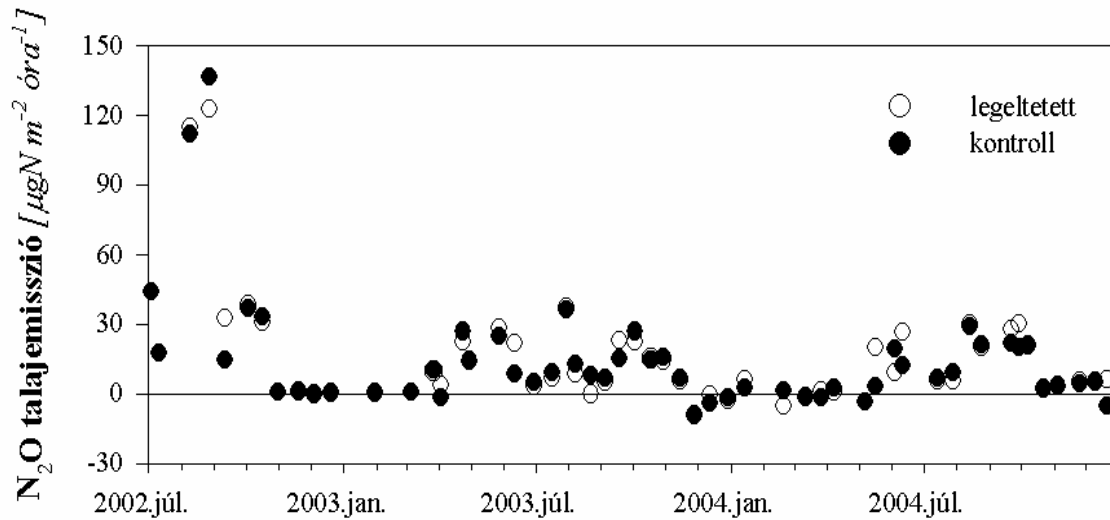
A talajban nitrifikációs és denitrifikációs folyamatok zajlanak, melyek során a különböző oxidációs-számú nitrogénvegyületek redukálódnak vagy oxidálódnak. A folyamatok gázhalmazállapotú közti termékei, úgymint a nitrogén-monoxid (NO), a dinitrogén-oxid (N₂O) és az elemi nitrogén (N₂) a légkörbe jutnak. A fenti folyamatok intenzitását nagyban befolyásolja a talaj víztartalma. Száraz talaj esetében a nitrifikáció dominál, tehát a nitrogén-monoxid képződése a jellemző, nedvesebb talajoknál inkább a denitrifikáció jellemző, ami az N₂O képződésének kedvez. Extrém nedves talajoknál az elemi nitrogén felszabadulása a legnagyobb mértékű. Mind az NO, mind az N₂O képződés esetén van egy optimum víztartalom.

A dinitrogén-oxid talajemisszióját zárt kamrákkal mértük (*Christensen et al.*, 1990), 5-5 kamrát helyeztünk el a legelt és a kontroll területen, melyek alapterülete 80 cm², térfogata 400 cm³. A kamrák zárása után rögtön majd 10, 20 és 30 perc múlva mintát vettünk, majd a levegőminták N₂O tartamát egy gázkromatográfiás – tömegspektrometriás módszerrel határoztuk meg. A 10 percenkénti mintavételek közötti koncentráció különbségekből határoztuk meg a N₂O áram értékét. 2002. augusztusa és 2004. decembere között kéthetenente történt mintavételezés a fagyott vagy hóborított talajú időszakok kivételével, ezekben az időszakokban a talaj N₂O emisszióját nullának tekintettük. Az N₂O emisszió havi átlagait a kéthetenkénti 5-5 mintavétel átlagaként számoltuk. Az éves összeg a havi átlagok összegeként állt elő.

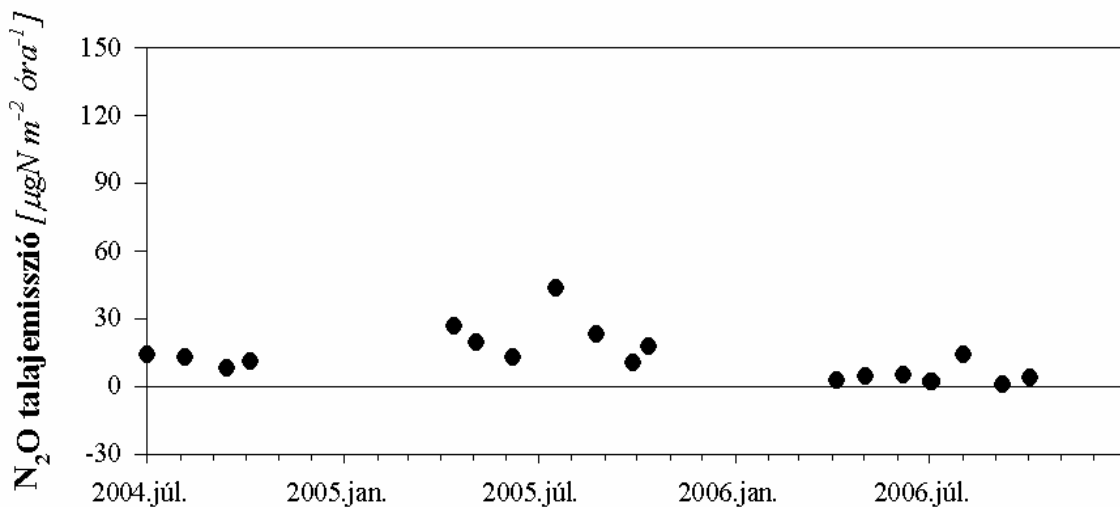
A N₂O talajemissziójának évszakos változása figyelhető meg (6. ábra), ennek magyarázata, hogy a nyári hónapokban a talajhőmérséklet növekedésével egyaránt nő a denitrifikációért és a nitrifikációért felelős mikroorganizmusok aktivitása (*Chen et al.*, 2000; *Franzluebbers et al.*, 2002), és evvel a dinitrogén-oxid emissziója is (*Ludwig et al.*, 2001; *Schindlbacher et al.*, 2004). A legeltetett és nem legeltetett terület dinitrogén-oxid emissziója közt nincs jelentős különbség. Nincs jelentős különbség az

extrém száraz 2003-as (éves csapadék összeg: 308 mm) és az extrém csapadékos 2004-es (676 mm) évek kibocsátása között. Valószínű, hogy az N₂O termelő denitrifikációs folyamatok számára egyik év sem volt optimális előbbi túl száraz, utóbbi túl nedves.

Bugacpuszta



Szurdokpüspöki



6. ábra. A dinitrogén-oxid talajemissziója Bugacpusztán és Szurdokpüspökiben.

Ezzel szemben 2005-ben a Mátrában lehullott csapadék mennyiség az optimum tartományba esett, hiszen ekkor a többi évhez képest kissé megnövekedett az emisszió. Bugacpusztán az éves átlagos dinitrogén-oxid emisszió 0,85 és 0,77 kg N ha⁻¹ év⁻¹ volt a legelt és a nem legelt területeken. A nem legelt területen, a mezőgazdasági művelés hiányában, a nitrogénmérleg egyetlen bevételi tagja a légkörből érkező száraz és nedves ülepedés, melynek értéke ammónia nélkül 9,2 kg N ha⁻¹ év⁻¹ (Horváth *et al.*, 2005), ennek mintegy 8%-a a talajból visszakérül a légkörbe dinitrogén-oxid formájában.

Következtetések

Méréseink alapján elmondható, hogy a gyepfelszínek szén- és nitrogén forgalmát a klimatikus viszonyok befolyásolják. Ez a hatás a széncsere esetében erősebb. Tapasztalataink szerint a csapadékhiány és a hőség egy adott területet nettó CO₂ nyelőből forrássá fordíthat. A homokpusztagyep felett folytatott méréseink alapján elmondható, hogy az éves szénfelvétel mértékét a tavasszal megkötött szén mennyisége nagyban meghatározza, az ősszel – a másodlagos vegetációs periódusban – felvett széndioxid mennyisége annak csak töredéke. A kötöttebb talajú mátrai mérőhelyen viszont a tavaszi és az őszi szénfelvétel mértéke összehasonlítható nagyságú.

A talaj N₂O emissziójának mértékét a talajban élő mikroorganizmusok klimatikus hatásokra adott válasza határozza meg, a két legfontosabb tényező a talaj nedvességtartama és hőmérséklete. A legeltetés hatása az N₂O emisszióra kicsi, illetve nem mutatható ki.

Köszönetnyilvánítás

Jelen kutatásokat a GVOP AKF 3.1.1. 2004-05 0358/3.0, a GREENGRASS (FP5), a COST 627, Carbomont (FP5), valamint a CarboEurope IP (FP6) támogatta/támogatja.

Irodalomjegyzék

- Chen, H., Harmon, M. E., Griffiths, R. P. and Hicks, W., 2000: Effects of temperature and moisture on carbon respired from decomposing woody roots. *Forest Ecol. Manage.* 138, 51–64.
- Christensen, S., Simkins, S. and Tiedje, J. M., 1990: Spatial variation in denitrification: Dependency of activity centers on the soil environment. *Soil Sci. So.* 54, 16081613.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Graunwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.-O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C. T., Law, B. E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J. W., Pilegaard, K., Rannik, Á. U., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K. and Wofsy, S., 2001: Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric. and Forest Meteor.* 107, 43–69.
- Flanagan, L. B., Wever, L. A. and Carlson, P. J., 2002: Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. *Global Change Biology* 8, 599–615.
- Franzluebbers, K., Franzluebbers, A. J. and Jawson, M. D., 2002: Environmental controls on soil and whole-ecosystem respiration from a tallgrass prairie. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 254–262.
- Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R. and Weidinger, T., 2005: Measurement of ammonia exchange over grassland in the Hungarian Great Plain. *Agric. and Forest Meteor.* 130, 282–298.
- Hunt, J. E., Kelliher, F. M., McSeveny, T. M., Ross, D. J. and Whitehead, D., 2004: Long-term carbon exchange in a sparse, seasonally dry tussock grassland. *Global Change Biology* 10, 1785–1800.
- Kim, J., Guo, Q., Baldocchi, D. D., Leclerc, M. Y., Xu, L. and Schmid, H. P., 2006: Upscaling fluxes from tower to landscape: Overlaying flux footprints on high-resolution (IKONOS) images of vegetation cover. *Agric. and Forest Meteor.* 136, 3–4, 132–146.
- Ludwig, J., Meixner, F. X., Vogel, B. and Förstner, J., 2001: Soil-air exchange of nitric oxide: An overview of processes, environmental factors, and modeling studies. *Biogeochem.* 52, 225–257.
- Novick, K. A., Stoy, P. C., Katul, G. G., Ellsworth, D. S., Siqueira, M. B., S. Juang, J. and Oren, R., 2004. Carbon dioxide and water vapor exchange in a warm temperate grassland. *Oecologia* 138, 259–274.

- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grunwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J. and Pumpan, M., 2005: On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology* 11, 1424–1439.
- Schindlbacher, A., Zechmeister-Boltenstern, S. and Butterbach-Bahl, K., 2004: Effect of soil moisture and temperature on NO, NO₂, and N₂O emissions from European soils. *J. Geophys. Res.* 109, D17302.
- Suyker, A. E. and Verma, S. B., 2001: Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie. *Global Change Biology* 7, 279–289.
- Xu, L. K., Baldocchi, D. D. and Tang, J. W., 2004: How soil moisture, rain pulses, and growth alter the response of ecosystem respiration to temperature. *Global Biogeochemical Cycles*. 18(4).

Regionális skálájú ózon- és nyomanyag terjedési és ülepedési modellszámítások

Mészáros Róbert¹ és Lagzi István László²

¹ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: mrobi@nimbus.elte.hu

²ELTE TTK, Kémiai Intézet, Fizikai Kémiai Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A., e-mail: lagzi@vuk.chem.elte.hu

Összefoglalás – Kutatásaink során a hazai légszennyezettségi viszonyok és az ebből eredő, felszínre érő terhelés feltárását tűztük ki célul. Számításainkat egy Euler-féle fotokémiai transzport modell és egy részletes ülepedési modell csatolásával végezzük. A tesztelések és érzékenységi vizsgálatok során felhalmozódott tapasztalatok alapján folyamatosan fejlesztjük az egyes almodulokat. Ennek eredményeképp egy olyan – elsősorban hazai parametrizációkra épülő – modellsomagot (*TREX: TRansport-EXchange modell*) készítünk, mellyel tetszőleges tér- és időbeli felbontásban becsülhető mind a folyamatos légszennyezettség, mind a pontbeli kibocsátás hatása Közép-Európa térségére. Bemutatjuk a modell jelenlegi változatát, a modellszámításokhoz használt bemenő adatbázisokat, az egyes almodulokat és a modell-eredményeket. Eddig két témakörben végeztünk vizsgálatokat. Egyrészt Magyarország területére becsültük a felszínközeli ózonkoncentráció mezőit, valamint a felszínre irányuló ózonfluxus tér- és időbeli változékonyságát. Meghatároztuk a tényleges ózonterhelés mértékét és összevetettük a koncentráció- valamint a fluxus alapú becsléseket. A modell egy másik alkalmazási lehetőségeként egy pontforrásból kiinduló szennyezőanyag terjedését elemeztük részletes statisztikai vizsgálatokkal kiegészítve.

Bevezetés

Az utóbbi évtizedekben több súlyos kémiai, biológiai és egyéb baleset, szennyezés illetve fertőzés következett be világszerte. Ezek az események rávilágítottak a szennyezőanyag-terjedés modellezésének fontosságára. A baleseti kibocsátás terjedési útjának és sebességének becslése révén fontos óvintézkedéseket lehet tenni, amelyek nemcsak az esetleges anyagi károkat csökkenthetik, hanem emberi életet is menthetnek. A baleseti kibocsátás modellezésére néhány évvel ezelőtt egy brit-magyar együttműködés keretében kifejlesztettünk egy Euler-típusú regionális levegőszennyező-terjedési modellt Közép-Európa Magyarország körüli térségére (Lagzi, et al., 2001; Lagzi, 2003). Ennek keretében egy adaptív rácson alapuló szimulációs eljárást alkalmaztunk egy pontforrásból a légkörbe kerülő radionuklidok terjedésének leírására (Lagzi et al., 2004).

A szennyezőanyagok terjedésének szimulálása mellett kutatásaink másik iránya a folyamatos szennyezés, valamint a felszín és a légkör közötti nyomgáz-áram modellezése. Ennek keretében vizsgáltuk a felszínközeli ózonkoncentráció eloszlását és száraz ülepedésének mértékét (Mészáros, 2002). Az *EUROTRAC* és az *EUROTRAC2* program keretében végzett vizsgálatok (Haszpra et al., 2003) azt mutatták, hogy Közép-Európa és benne Magyarország az egyik legnagyobb troposzférikus ózonterhelésű terület Európában. Egy adott helyen ténylegesen kialakuló ózonkoncentráció függ az alapterheléstől, a regionális háttér-koncentrációtól, valamint a kibocsátott szennyezőanyagok mennyiségétől és összetételétől. Az ózonképződésben az illékony, reaktív szénhidrogénekből származó peroxi-gyököknek meghatározó szerepük van, így a kialakuló maximális ózonkoncentráció erősen függ a levegőben lévő nitrogén-oxidok és illékony reaktív

szénhidrogének arányától, illetve a szénhidrogén elegy reaktivitásától, amelyet az egyes szénhidrogén-vegyületek egymáshoz viszonyított aránya határoz meg. Nem közömbös, hogy ezek az anyagok mely napszakban kerülnek a levegőbe. A késő délutáni, vagy esti órákban a légkörbe kerülő szennyezőanyagokból az adott nap folyamán már nem, vagy alig keletkezik ózon. Ez a szennyezés csak a következő napi ózonképződésben játszhat szerepet, de addigra a szennyezés a forrásterülettől távol kerülhet és felhígulhat. Ezért fontos, hogy az ózonkoncentráció modellezéséhez és előrejelzéséhez megfelelő időbeli felbontású emisszió-kataszterek álljanak rendelkezésre.

Az ózonkoncentráció függ a különböző skálájú légköri folyamatoktól, amelyek a szennyeződést hígíthatják, illetve más területről szennyezést szállíthatnak a vizsgált régióba. Mivel az ózonképződés meghatározó kémiai folyamatai erősen függenek a napsugárzás intenzitásától, lényeges ennek mértéke és időbeli alakulása. Számos fontos kémiai folyamat függ a hőmérséklettől és a légnedvességtől is, tehát a fotokémiai levegőszennyeződés kialakulásában a szennyezőanyag-kibocsátás mellett ezek a meteorológiai tényezők is meghatározó szerepet játszanak. Az ózon légköri tartózkodási ideje az egészség- és környezetvédelmi szempontból kritikus felszínközeli légrétegben gyors kémiai reakciói miatt rövid, ezért koncentrációja szeszélyes tér- és időbeli eloszlást mutathat. Ez nem zárja ki a fent említett regionális fotokémiai szmog-epizódok kialakulását, amelyek megfigyeléséhez sűrű mérőhálózatra van szükség. Az európai ózon-mérő állomások többsége a kontinens nyugati felén található (lásd pl. az AIRBASE adatbázist), azonban az állomásszám itt sem elég a környezeti hatások részletes elemzéséhez. Az információhiány fokozottan igaz Európa középső, déli és keleti vidékére, így Magyarországra is. Ezért nagy szerepe lehet a kémiai és meteorológiai folyamatokat leíró matematikai modelleknek, amelyekkel az állomások által le nem fedett területek ózonterhelése is becsülhető.

Az 1990-től 2004-ig K-pusztán mért ózonkoncentráció adatsor feldolgozásának eredményei (*Debreczeni, 2006*) szintén alátámasztották, hogy a nemzetközi megszorító intézkedések ellenére sem történt jelentős változás az ózonkoncentráció trendjében. A mérőhelyen még mindig változatlanul magas értékeket regisztrálnak, és a határérték túllépések is gyakoriak. Ez nemcsak az emberi egészségre, hanem a természetes és a mezőgazdasági növényzetre is ártalmas. A magas ózonkoncentráció gátolja a növények fejlődését, gyengíti ellenálló képességüket, ezáltal termés-csökkenést okoz. Feltételezték, hogy az ózonkoncentráció csak egy küszöbérték (pl. 40 ppb vagy 60 ppb) felett károsítja a növényeket, és hogy a növénykárosodások összeadódnak. A növényzet károsító hatásának egyik lehetséges jellemzője az *AOT* (**A**ccumulated exposure **O**ver a **T**hreshold), amely a 40 ppb (*AOT*40), illetve 60 ppb (*AOT*60) feletti integrált ózommennyiséget jelenti.

Az utóbbi évek kutatásai bizonyították (*Musselman et al., 2006*), hogy ezekkel az integrált ózommennyiségekkel nem lehet egyértelműen jellemezni az ózonnak a növényekre gyakorolt hatását, mivel a károsító hatás jelentősen függ a növény fajtájától és fiziológiai tulajdonságaitól, a talajnedvességtől és a talajféleségtől. A földfelszínre irányuló ózonfluxus tér- és időbeli változásai jobban jellemzik a tényleges ózonterhelést. E terhelés mértékének meghatározását a terjedési és ülepedési modell összekapcsolásával végeztük.

A két modell együttes alkalmazása pontosíthatja a számításokat. Pusztán a transzport modell használata csak a koncentráció mező eloszlását írja le, a tényleges terhelést nem. Hasonlóan, az ülepedési modell, terjedési számítások nélkül szintén pontatlanabb eredményt szolgáltat.

Eddig a modell kétféle alkalmazását végeztük el: (1) az ózonerhelés becslése Magyarországra, különböző növényállományok fölött és (2) a paksi atomerőműből egy feltételezett baleset során a légkörbe jutó radioaktív szennyezés diszperziójának vizsgálata.

Az alkalmazott módszer

A terjedési modell

A baleseti kibocsátások és a folyamatos légszennyezettség modellezéséhez egy hazai fejlesztés során kidolgoztunk egy háromdimenziós Euler-típusú terjedési modellt, amely alkalmas különböző szennyezőanyagok terjedésének és kémiai reakcióinak leírására. Az Euler-típusú modellek a légkör meghatározott részét egy rácshálóval fedik le, és ennek pontjaira oldják meg a fizikai és kémiai folyamatokat leíró matematikai egyenletrendszereket úgy, hogy valamilyen állandó vagy változó időlépésenként kapják meg a megoldást. Modellünkben a terjedés leírásához használt légköri transzportegyenletekben az advekciónak, a vertikális és horizontális diffúzióknak, a kémiai reakcióknak, az emisszióknak és az ülepedés hatásának vettük figyelembe:

$$\frac{\partial c_s}{\partial t} = -\frac{\partial(uc_s)}{\partial x} - \frac{\partial(vc_s)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial c_s}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial c_s}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial c_s}{\partial z}\right) + R_s(c_1, c_2, \dots, c_n) + E_s - k_s c_s, \quad (1)$$

ahol c_s az egyes szennyezőanyagok koncentrációit jelöli, u és v a horizontális szélesebség komponensek, K_x és K_y horizontális diffúziós együtthatók, K_z a vertikális turbulens diffúziós együttható, R_s , E_s rendre a kémiai reakciókat, valamint az emissziót leíró tagok, k_s az ülepedési együttható. Az így keletkezett egyenletrendszert matematikailag másodrendű parciális differenciálegyenletek alkotják, amelyeknek megoldásai a megfelelő kezdeti- és peremfeltétek figyelembevételével egyértelműen leírják az anyagok térbeli és időbeli eloszlását.

Az Euler-típusú modellek egyik hatékony numerikus megoldási technikája a „*method of lines*” módszer. Ennek során a parciális differenciálegyenleteket térben diszkrétizáljuk, majd a keletkezett közönséges differenciálegyenleteket időben integráljuk. A térbeli diszkrétizációs technikák (véges differencia, véges térfogat és véges elem módszerek) közül modellünkben a véges differencia módszert alkalmaztuk.

A modell kvázi-3-dimenziós, mint a mai gyakorlatban leginkább használt modellek többsége. A modellben a légkör vizsgált részét függőleges irányban rétegekre bontjuk, a rétegekben a koncentráció-változást külön-külön 2-dimenziós modellek írják le, a rétegek közötti függőleges anyagtranszportot a turbulens diffúziós egyenlet alapján számítjuk. A vertikális keveredés minél pontosabb leírása érdekében 32 magassági szintet különböztettünk meg. A felszíntől 200 m-es magasságig 12, 200 és 3000 m között további 20 szintet helyezünk el úgy, hogy a hidrosztatikus légkörben az egyes szintek között azonos legyen a nyomáskülönbség. Az időlépés és a rácsfelbontás megválasztása a megoldás pontossága szempontjából döntő fontosságú, hiszen a véges felbontás numerikus hibát, konvergencia- és stabilitási problémákat eredményezhet.

A modell vezérlő egysége – a főprogram – az adatok beolvasását, a különböző függvények meghívását és ciklusba szervezését, végül az eredmények kiírását végzi. Az első almodul a horizontális és vertikális határfeltételeket adja meg. A tartomány peremén „no-flux” határfeltételt használtunk, vagyis azt feltételeztük, hogy a felszint kivéve, a határokon nincs turbulens anyagáramlás. Külön rutin végzi az advekción, a vertikális és horizontális diffúzió számítását, és a magassági szintek meghatározását. A különböző anyagtranszportok (advekción, diffúzió), illetve a radioaktív bomlás és ülepedés különálló számítására operátor-splitting módszert használtunk. A vertikális turbulens diffúziót (K_z) a *K-elmélet* alapján (elsőrendű lezárás) számítottuk és magasságfüggő függőleges turbulens diffúziós együtthatóval vettük figyelembe.

Az ülepedési modell

Az ülepedési modellel a légköri nyomgázok száraz ülepedését számítjuk. A száraz kihullás során a nyomgázt a felszín közelében kialakuló turbulens áramlás szállítja a légkörből a különböző felszínre. Az egyes felszínre felfogó képessége azonban eltérő. Az ülepedést a meteorológiai elemek, a vizsgált nyomanyag mennyisége, fizikai és kémiai tulajdonságai, valamint a felszín is befolyásolja. Az ülepedési számításokat ózonra végeztük el. Az ülepedési fluxust ($\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) az ülepedési sebesség (m s^{-1}) és a referencia szintre (a modellben az aktív felszín felett 10 m-re) meghatározott ózonkoncentráció ($\mu\text{g m}^{-3}$) szorzataként számítjuk:

$$F_t = v_d c_r \quad (2)$$

ahol F_t az ózonfluxus, v_d az ülepedési sebesség, c_r az ózonkoncentráció a referencia szinten. Az ülepedési sebességet az ülepedést akadályozó ellenállások eredőjének reciprokaként állítjuk elő.

$$F_t = c_r (R_a + R_b + R_c)^{-1} \quad (3)$$

Ezek az ellenállások az aerodinamikai ellenállás (R_a), a kvázi-lamináris határréteg ellenállása (R_b), valamint a felszíni ellenállás (R_c). Az aerodinamikai ellenállás a turbulencia és a molekuláris diffúzió által végzett szállítást gátolja az állomány feletti légtérben.

A kvázi-lamináris határréteg ellenállás, a felszín feletti vékony réteg ellenállása, a momentum és a szennyezőanyag transzportjának különbségét is figyelembe véve fejezhető ki. A számításukat *Lagzi et al.* (2006) alapján végeztük. A felszíni ellenállás a következő alakban írható fel:

$$R_c = \frac{1}{(R_{st} + R_{mes})^{-1} + (R_s)^{-1} + (R_{cut})^{-1}} \quad (4)$$

ahol R_{st} a sztóma ellenállás (s m^{-1}), R_{mes} a mezofill réteg ellenállása, melynek értéke ózonra zérus, R_s a talaj ellenállása, R_{cut} pedig a kutikula ellenállása (s m^{-1}).

A felfogó felszín (az állomány teteje) és a referencia szint között állandó fluxust feltételezve az Ohm-törvény analógiájára a fluxus fölírható a következő formában is:

$$F_t = c_c R_c^{-1}, \quad (5)$$

ahol c_c az ózonkoncentráció az állomány tetején. A teljes fluxusból meghatározható az a rész is, ami a sztómákon keresztül lép kapcsolatba a növényekkel:

$$F_{st} = c_c R_{st}^{-1}, \quad (6)$$

illetve:

$$F_{st} = F_t R_c R_{st}^{-1}. \quad (7)$$

A modellek bemenő adatai

A terjedési és ülepedési számításokhoz szükséges meteorológiai adatokat az Országos Meteorológiai Szolgálatnál operatíván futtatott *ALADIN* előrejelzési modell szolgáltatja. Ezek részben felszíni állapothatározók (hőmérséklet, relatív nedvesség, szélkomponensek, globálsugárzás, borultság, napi csapadékösszeg), részben magaslégköri adatok (hőmérséklet, relatív nedvesség, szélkomponensek, a keveredési réteg magassága). A koncentráció mezők meghatározásához hazai és EMEP emisszió katasztereket használtunk. Magyarországon belül a rácson öt növényállományt (fűfelszín, mezőgazdasági terület, gyümölcsös, lombhullató erdő és vegyes erdő) és öt fizikai talajféleséget (homok, homokos vályog, vályog, agyagos vályog, agyag) különböztettünk meg. Az ülepedés becsléséhez használt növény-, talaj-, felszín- és nyomgáz-függő paramétereket szakirodalmi hivatkozásokból vettük (*Juhász, 2006; Lagzi et al., 2006; Mészáros et al., 2006*).

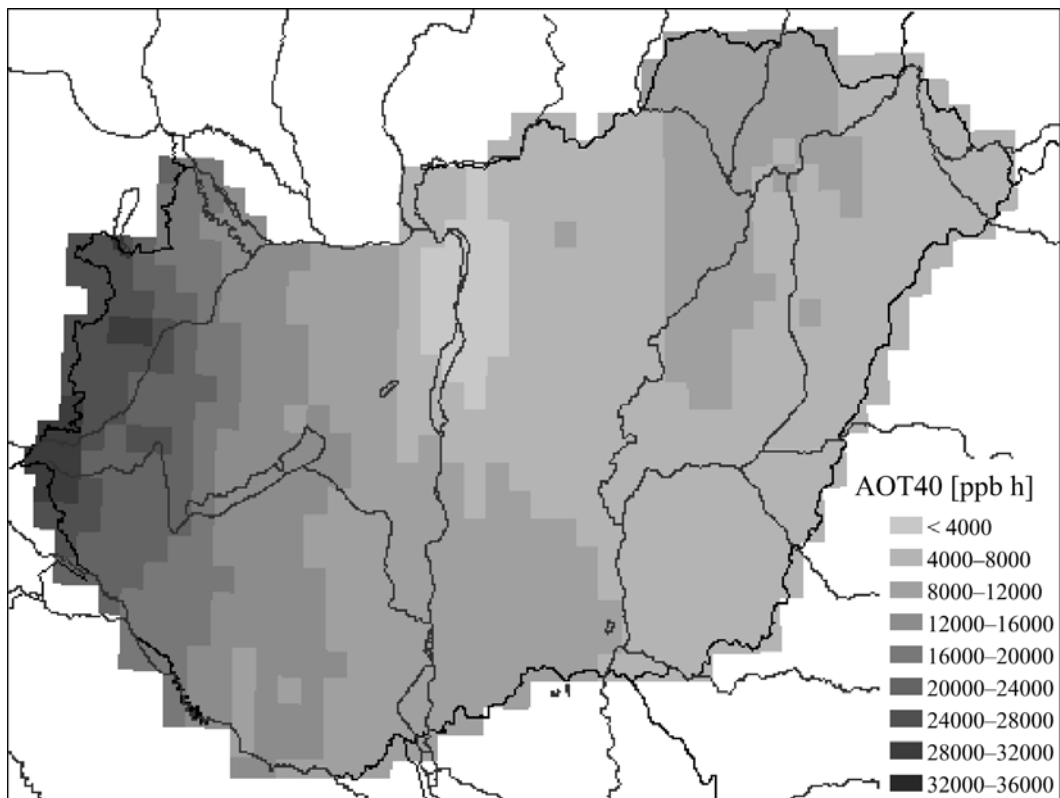
Eredmények

Ózon terjedés és ülepedés számítása

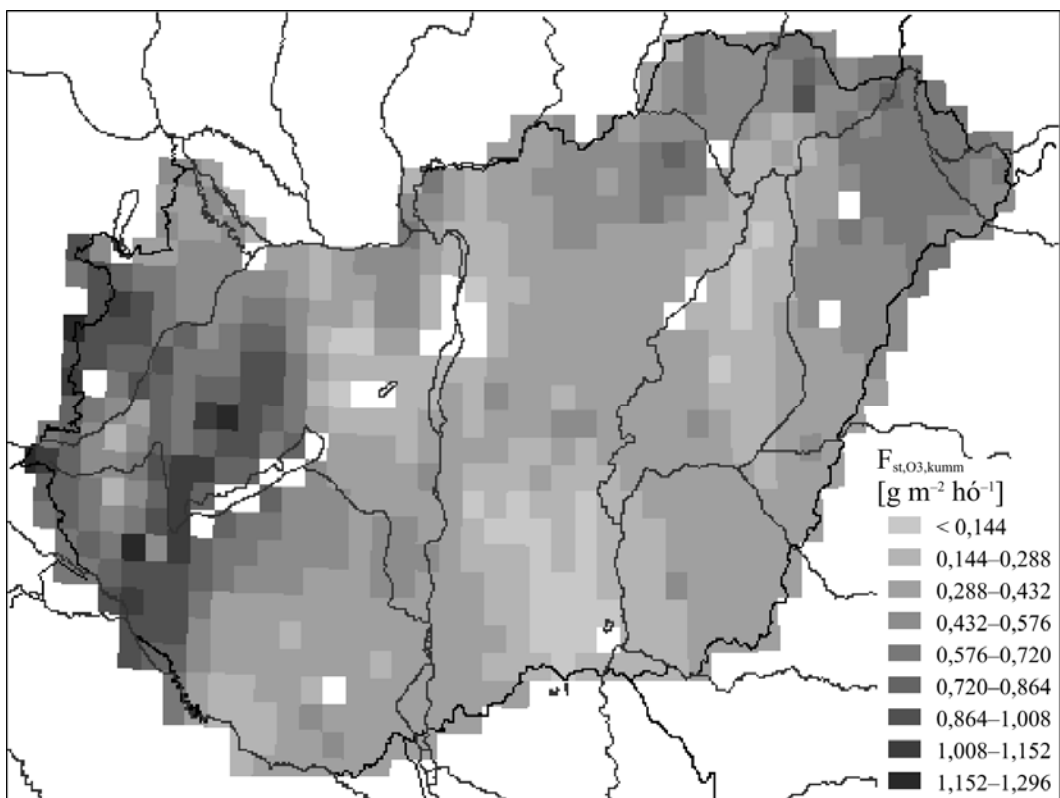
A modellfuttatás során a rendelkezésre álló adatbázis alapján 1998. júliusára becsültük az ózonkoncentráció térbeli eloszlását Magyarország területére. Meghatároztuk a kumulatív AOT40, illetve a tényleges terhelést jobban leíró sztómafluxus értékeit is. Az *1. ábrán* az AOT40 térbeli eloszlása látható a vizsgált hónapra. Ez a mérőszám az órák 40 ppb koncentráció fölötti értékeit összegzi egy megadott időszakra. A *2. ábrán* a kumulatív sztómafluxus ugyanezen időszakra vonatkozó értékeit tüntettük föl. Mindkét ábrán a vizsgált hónap azon órák adatait vettük figyelembe, amikor a globálsugárzás meghaladta az 50 W m^{-2} -t, mert ez az időszak, amikor a növényzet anyagcsere folyamata a legaktívabb.

Az *1. és a 2. ábra* közti különbség rávilágít arra, hogy a korábban elterjedten használt AOT40 és a sztómafluxus – vagyis a ténylegesen a növénybe jutó károsító ózon mennyisége – eltérhet. A tényleges terhelést az az ózonmennyiség fejt ki a növényre, amely a légcseré-nyílásokon keresztül bejutva károsítja a sejteket.

A kétféle mérőszám eltérésére az ország északkeleti részén, a Hajdúság és Nyírség területén látjuk a legszembeötlőbb példát. Itt az AOT40 térkép alapján nem következtetünk nagy terhelésre, de a sztómafluxus térképe már jelentős ózonülepedést mutat ($0,6\text{--}0,7 \text{ g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$).



1. ábra: Az AOT40 eloszlása Magyarországon, 1998. júliusában (globálsugárzás > 50 W m⁻²).

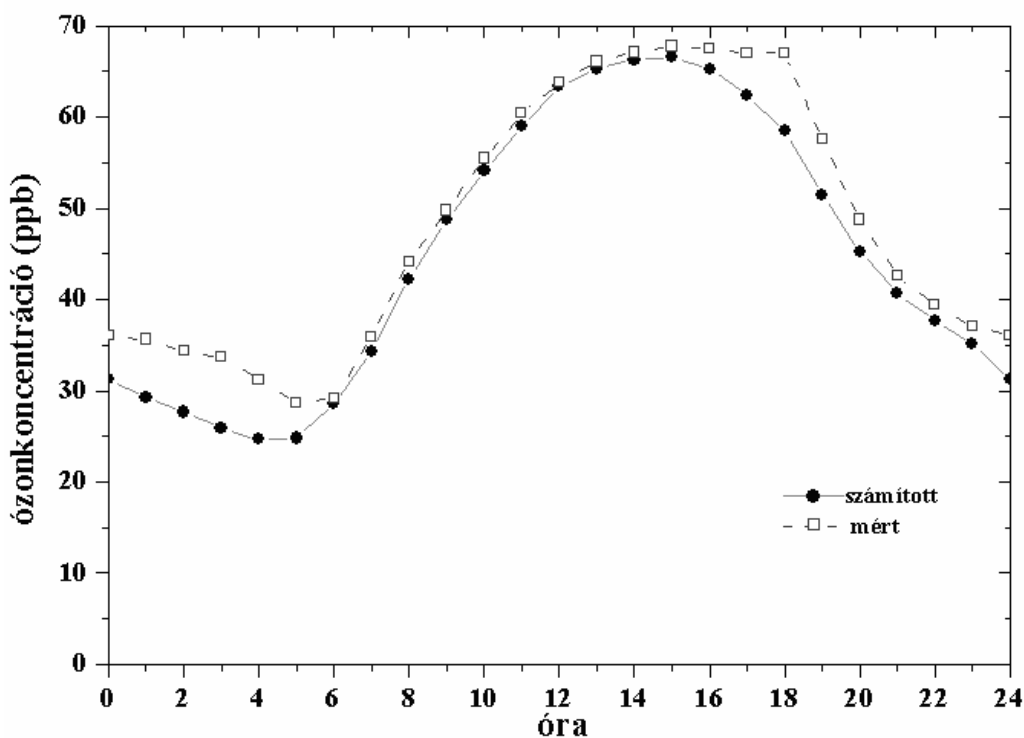


2. ábra. A kumulatív sztómafluxus eloszlása Magyarországon, 1998. július (globálsugárzás > 50 W m⁻²).

Ez esetben az alacsonyabb koncentráció mellé magas ülepedési sebesség járult. A sztómafluxus legalacsonyabb értékeit a Hortobágy és a Kiskunság területein kaptuk. Előbbi esetben az alacsony növényzet (fű) az utóbbiban pedig a talajtípus (homok) okozta alacsony ülepedési sebességgel magyarázható a kis mértékű ózonerhelés.

A becsült ózonerhelés bizonytalansága a bemenő adatok és a modell parametrizációk bizonytalanságából származik. A modellszámítások eredményét a rendelkezésünkre álló adatbázisok alapján verifikáltuk.

Az ülepedési fluxus verifikációja nehéz, mert az bonyolult mikrometeorológiai méréseket igényel, s a vizsgált időszakra ilyen adatsor az ózon fluxusára nem állt rendelkezésünkre. Ehelyett a modell által számított ülepedési sebesség értékeket hasonlítottuk össze a szakirodalomban közölt mért adatokkal. A becsült ózonkoncentrációt a K-pusztai mérőállomáson mért adatokkal hasonlítottuk össze. A 3. ábrán bemutatott mért és számított átlagos napi menetek között jó egyezést tapasztaltunk, bár a modell – különösen az éjszakai órákban – kissé alulbecsülte a koncentráció értékeket.



3. ábra. A mért és a számított ózonkoncentráció átlagos napi menete a K-pusztai mérőállomáson 1998. júliusában.

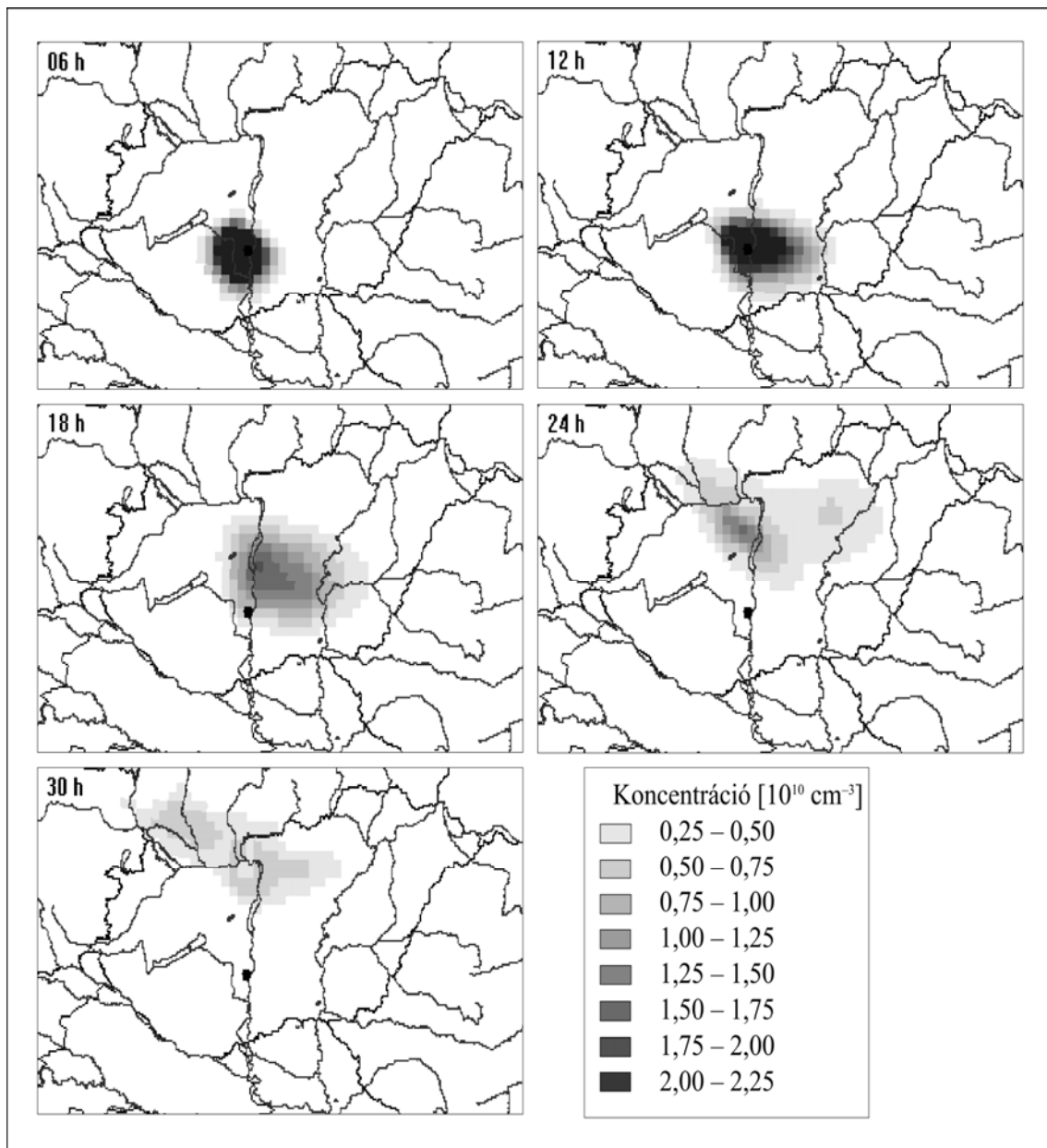
Baleseti kibocsátás modellezése

A baleseti kibocsátás modellezésére a Paksi Atomerőműben ($\varphi = 46^\circ 37'$, $\lambda = 18^\circ 51'$) egy feltételezett reaktorbaesetet szimuláltunk előrejelzett meteorológiai adatok felhasználásával. (A modellfuttatás kiinduló időpontja 2005. december 2-án 00 UTC volt.)

A baleseti kibocsátás szimulációjában óránként $3,6 \times 10^{13}$ darab ^{131}I izotóp került a levegőbe az adott rácscella minden egyes cm^2 -éről; majd 12 óra elteltével megszűnt a kibocsátás. A ^{131}I egészségügyi szempontból fontos radionuklid; felezési ideje 193 óra,

az emberi szervezetben főként a pajzsmirigyben halmozódik fel és csak lassan ürül ki. A csernobili atomerőmű balesete után is közvetlenül ez az izotóp okozta a legnagyobb sugárterhelést a lakosság körében.

A modellszámítást 48 órára végeztünk el úgy, hogy a 6 órás intervallumokban a meteorológiai mezőket konstansnak vettük. A futtatás során vizsgáltuk a szennyezőanyag térbeli és időbeli eloszlásának változását, illetve számítottuk a kiülepedett anyag mennyiségét.



4. ábra. A Paksi Atomerőmű hipotetikus balesete során kibocsátott szennyezőanyag-koncentráció (részecske / cm^{-3}) horizontális eloszlása a felszínközeli rétegben, a kibocsátás kezdete után 6, 12, 18, 24 és 30 órával.

A 4. ábrásorozaton a paksi atomerőműből kibocsátott szennyezőanyag-koncentráció eloszlása látható a felszínközeli rétegben, a kibocsátás kezdetét követő

30 órában 6 óránként. A szennyezőanyag terjedésében megfigyelhető az országtól délre áthaladó sekély ciklon következtében létrejött szélfordulás. Eszerint a szél 6 órakor nyugati volt, 6 óra elteltével délnyugati és újabb 6 óra múlva délkeletivé fordult. 24 óra elteltével az addig egységes csóvában két maximum jelent meg, miközben a szennyezőanyag mennyisége csökkent a kiülepedés és a felsőbb rétegekbe való átkeveredés miatt. 30 órával a kibocsátás kezdete után az alsó légrétegben már egy nagyságrenddel kevesebb szennyezés található, mint az emisszió megszűnésekor. A későbbiekben a radioaktív anyag elhagyta az országot és Szlovákia kis, különálló területeire korlátozódott.

Modellfejlesztés

A modellszámítások eredményei és az érzékenységi vizsgálatok tapasztalatai alapján a terjedési-ülepedési modellt folyamatosan fejlesztjük. Finomítjuk a térbeli felbontást, tökéletesítjük az egyes almodulokat, pontosítjuk a modell bemenő paramétereit. A modell $0,1 \times 0,15$ fokos rácsfelbontását $0,025 \times 0,0375$ fokra csökkentettük. Ehhez szükségessé vált a felszínborítottság és a fizikai talajféleségek finomítása is. Folyamatosan fejlesztjük az energiaháztartási, a kémiai és az ellenállás almodulokat. A bemenő paramétereket mérési és szakirodalmi adatok alapján finomítjuk.

A baleseti kibocsátás modellezésénél a pontosság mellett a gyorsaság is fontos szempont, ezért tervezzük a programkód párhuzamosítását. Az egyenletek megoldása numerikusan történik, ilyenkor a légköri transzport egyenletek megoldásához a szimulálandó tér diszkretizációja szükséges, amelynek során a fizikai teret cellákra bontjuk, majd a különböző térbeli irányokban megvizsgáljuk a reakció, az advekcio és a diffúzió okozta koncentrációváltozásokat.

A párhuzamosított algoritmus lényege (legegyszerűbb esetben), hogy a tartományt felbontjuk egyenlő részekre és az egyes „*processzek*” egymástól függetlenül számítják az adott tartományban végbemenő koncentrációváltozásokat a differenciál-egyenletek segítségével.

A diffúzió és advekcio „rövid” kölcsönhatási távolsága miatt csak a szomszédos cellákban lejátszódó folyamatok hatnak egymásra, ami elősegíti a probléma futtatását többprocesszoros rendszereken. A diffúzió és az advekcio miatt minden időlépésben a szomszédos tartományok határainak koncentrációvektorát át kell küldeni a szomszédos részeknek. Ezáltal a modell egyszerre több számítógépen futhat, még jobban csökkentve a számítási időt. Az ilyen modellekkel előrejelzett adatok hamarabb a stratégiai döntéshozók kezébe kerülhetnek, és a megfelelő óvintézkedéseket még időben megtehetik.

Terveink között szerepel a modell operatív összekapcsolása az *ALADIN* modellel, ezáltal lehetőség nyílik a szennyezőanyag-terjedés operatív numerikus előrejelzésére.

Összefoglalás

Kutatási munkánk során egy olyan programcsomag kidolgozását végezzük, amellyel becsülhető a baleseti és folyamatos levegőszennyezés mértéke és hatása a környezetre.

A baleseti kibocsátási modellel gyorsan és pontosan előre jelezhetjük a különféle pontforrásokból a légkörbe kerülő radioaktív vagy kémiai toxikus anyagok terjedését és ülepedését. A hatékony numerikus technikákkal és a programkód párhuzamosításával

elérhetjük, hogy a programunk gyors és erőforrás-takarékos legyen és ezáltal egy esetleges balesetet követően hatékonyan használható legyen döntéshozói stratégiák készítéséhez.

A háromdimenziós modell használatával a fotokémiai levegőszennyezés előrejelzésére nyílik lehetőség. Meteorológiai adatsorok használatával, statisztikai elemzésekkel azonosítani lehet a fotokémiai légszennyezők által sújtott területeket. A modell alkalmazható lesz emisszió-csökkentési stratégiák hatásainak becslésére. Ezek az információk lényegesek lehetnek a közép- és hosszútávú agrár-, valamint erdészeti koncepciók készítéséhez is.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak a kutatási munkában való aktív részvételért Antal Krisztinának, Czender Csillának, Juhász Ágotának, Komjáthy Eszternek, Szinyei Dalmának és Vincze Csillának (ELTE Meteorológiai Tanszék, egyetemi hallgatók) valamint Ács Ferencnek (ELTE Meteorológiai Tanszék), Haszpra Lászlónak, Horányi Andrásnak, Horváth Lászlónak, Kullmann Lászlónak (Országos Meteorológiai Szolgálat) és Rajkai Kálmánnak (MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet). A kutatást az OTKA D048673 Posztdoktori Ösztöndíj, az OTKA F047242 kutatási pályázat, Az NKFP 3A/088/2004, valamint az NKTH Öveges József Programja és az OM Posztdoktori Kiegészítő Ösztöndíja támogatták.

Irodalomjegyzék

- Debreczeni V., 2006: A felszínközeli háttér-ózonkoncentráció trendje Magyarországon. *Diplomamunka*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Haszpra, L., Ferenczi, Z., Lagzi, I. and Turányi, T., 2003: Formation of Tropospheric Ozone Formation in Hungary. In *EUROTRAC-2 (EUREKA Environmental Project) TOR-2 Tropospheric Ozone Research, Final Report, International Scientific Secretariat (ISS), GSF - National Research Center for Environment and Health, Munich*, 87–89.
- Juhász Á., 2006. Az ózonerhelés becslése csatolt terjedési-ülepedési modellel. *Diplomamunka*, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Lagzi, I., Tomlin, A. S., Turányi, T., Haszpra, L., Mészáros, R. and Berzins, M., 2001: The simulation of photochemical smog episodes in Hungary and Central Europe using adaptive gridding models. *Lecture notes in Computer Science 2074, Part II*, 67–70. (The 2001 International Conference on Computational Science ICCS, San Francisco, CA, May, 2001.)
- Lagzi I., 2003: Magyarország levegőszennyezettségének modellezése adaptív térbeli rács alkalmazásával. *Doktori értekezés*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Fizikai Kémiai Tanszék. 96 oldal.
- Lagzi, I., Mészáros, R., Horváth, L., Tomlin, A., Weidinger, T., Turányi, T., Ács, F. and Haszpra, L., 2004: Modelling ozone fluxes over Hungary. *Atmos. Environ.* 38, 6211–6222.
- Lagzi, I., Mészáros, R., Ács, F., Tomlin, A. S., Haszpra, L. and Turányi, T., 2006: Description and evaluation of a coupled Eulerian transport-exchange model. Part I. Model development. *Időjárás* 110, 3–4, 349–364.
- Mészáros R., 2002: A felszínközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszín típusok felett. *Doktori értekezés*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék. 111 oldal.
- Mészáros, R., Lagzi, I., Juhász, Á., Szinyei, D., Vincze, Cs., Horányi, A., Kullmann, L. and Tomlin, A. S., 2006: Description and evaluation of a coupled Eulerian transport-exchange model: Part II: sensitivity analysis and application. *Időjárás* 110, 3–4, 365–378.
- Musselman, R. C., Lefohn, A. S., Massman, W. J. and Heath, R. L., 2006: A critical review and analysis of the use of exposure- and flux-based ozone indices for predicting vegetation effects *Atmos. Environ.* 40, 1869–1888.

**A Meteorológiai Tudományos Napok konferenciasorozat
eddig rendezvényei és az előadáskötetek adatai**

- 1.: 1975. XI. 11-12. (MTA Székház, Nagyterem)
Az Akadémia alapításának 150. évfordulója és a Magyar Meteorológiai Társaság alapításának 50. évfordulója
(Előadáskötet nem jelent meg.)
- 2.: 1976. XI. 15-16. (MTA Székház, Nagyterem)
Légköri folyamatok numerikus modellezése
(Előadáskötet nem jelent meg.)
- 3.: 1977. XI. 10-11. (MTA Székház, Nagyterem)
25 éves az Országos Meteorológiai Szolgálat Marczell György Obszervatóriuma
(Előadáskötet nem jelent meg.)
- 4.: 1978. XI. 14-15. (MTA Székház, Nagyterem)
Meteorológiai előrejelzések
Tormássyné Papp Zsuzsanna (szerkesztő), 1979: Meteorológiai előrejelzések. Meteorológiai Tudományos Napok '78. (ISBN 963 7701 25 7) Az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai XLVIII. kötet, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 161 oldal.
- 5.: 1979. XI. 15-16. (MTA Székház, Nagyterem)
Meteorológiai megfigyelések
Lépp Ildikó (szerkesztő), 1979: Meteorológiai megfigyelések. Meteorológiai Tudományos Napok '79. (ISBN 963 7701 46 X) Az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai LI. kötet, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 148 oldal.
- 6.: 1980. XI. 20-21. (MTA Székház, Nagyterem)
Az éghajlat ingadozása és kölcsönhatása az emberi tevékenységgel
Martos Ferenc (főszerkesztő), 1981: Tudományos ülésszakok, emlékülések. Meteorológiai Tudományos Napok 1980. november 20-21. Az éghajlat változásának és változékonyságának elméleti kérdései. Az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei 14. kötet, 2-4. szám, 157–251. oldal. Az éghajlat és az emberi tevékenység. Az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei 14. kötet, 2-4. szám, 253–326. oldal.
- 7.: 1981. XI. 19-20. (MTA Székház, Nagyterem)
A környezetvédelem és időjárás módosítás meteorológiai kérdései
(Előadáskötet nem jelent meg.)

- 8.: 1982. XII. 2-3. (MTA Székház, Nagyterem)
A légköri erőforrások feltárásának és hasznosításának kérdései
Major György (szerkesztő), 1984: *A légköri erőforrások feltárásának és hasznosításának kérdései. Meteorológiai Tudományos Napok '82.* (ISBN 963 7701 72 9) Az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai LVII. kötet, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 224 oldal.
- 9.: 1983. XI. 17-18. (MTA Székház, Nagyterem)
Műholdmeteorológia és távérzékelés a meteorológiában
(Előadaskötet nem jelent meg.)
- 10.: 1984. XI. 22-23. (MTA Székház, Nagyterem)
Ötven éves a Balatoni Viharjelző Szolgálat
(Előadaskötet nem jelent meg.)
- 11.: 1985. XI. 21-22. (MTA Székház, Nagyterem)
A légköri savas ülepedés okai és következményei
Mészáros Ernő (szerkesztőbizottsági elnök), 1986: *A légköri savas ülepedés okai és következményei. Összevont szám. Időjárás 90, 2-3., 65-191. oldal.*
- 12.: 1986. XI. 26-27. (MTA Székház, Nagyterem)
Mezőgazdaság és meteorológia
Mészáros Ernő (szerkesztőbizottsági elnök), 1987: *Mezőgazdaság és meteorológia. Összevont szám. Időjárás 91, 2-3., 57-208. oldal.*
- 13.: 1987. XI. 19-20. (MTA Székház, Nagyterem)
A környezet regionális és globális változásai
Mészáros Ernő (felelős szerkesztő), 1988: *A környezet regionális és globális változásai. Speciális szám. Időjárás 92, 2-3., 57-189. oldal.*
- 14.: 1988. XI. 17-18. (MTA Székház, Nagyterem)
Matematikai módszerek a meteorológiában
Mészáros Ernő (felelős szerkesztő), 1989: *Matematikai módszerek a meteorológiában. Speciális szám. Időjárás 93, 2-3., 65-166. oldal.*
- 15.: 1989. XI. 16-17. (MTA Vári kongresszusi terem)
Víz, időjárás, éghajlat
Mészáros Ernő (felelős szerkesztő), 1990: *Víz, időjárás, éghajlat. Speciális szám. Időjárás 94, 2-3., 65-180. oldal.*
- 16.: 1990. XI. 22. (MTA Vári kongresszusi terem)
A légköri ózon keletkezése, eloszlása és jelentősége
Mészáros Ernő (felelős szerkesztő), 1991: *A légköri ózon keletkezése, eloszlása és jelentősége. Speciális szám. Időjárás 95, 2-3., 65-130. oldal.*

- 17.: 1991. XI. 19.** (OMSZ Székház, Díszterem)
Meteorológia és növénytermesztés
Tánczer Tibor (szerkesztő), 1993: Meteorológia és növénytermesztés. Meteorológiai Tudományos Nap '91. (ISBN 963 7702 51 2) Az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai LIX. kötet, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 92 oldal.
- 18.: 1992. XI. 19-20.** (MTESZ Budai Konferencia Központ, Nagyterem)
Műholdmeteorológia
(Előadaskötet nem jelent meg.)
- 19.: 1993. XI. 18-19.** (MTESZ Székház, Konferenciaterem)
Éghajlatváltozás – éghajlati szélsőségek
(Előadaskötet nem jelent meg.)
- 20.: 1994. XI. 17-18.** (MTESZ Székház, Konferenciaterem)
Az időjárás előrejelzése
(Előadaskötet nem jelent meg.)
- 21.: 1995. XI. 16-17.** (MTESZ Budai Konferencia Központ, Nagyterem)
Új és intenzív megfigyelő eszközök alkalmazása a meteorológiában
(Előadaskötet nem jelent meg.)
- 22.: 1996. XI. 14-15.** (MTA Székház, Díszterem)
Matematika és fizika a meteorológiában. 100 éves az Időjárás című folyóirat
(Előadaskötet nem jelent meg.)
- 23.: 1997. XI. 20-21.** (ELTE Aula)
Az éghajlatváltozás és következményei
Dunkel Zoltán (szerkesztő), 1998: Meteorológiai Tudományos Napok '97. Az éghajlatváltozás és következményei. (ISBN 963 9902 76 8) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 289 oldal.
- 24.: 1998. XI. 19-20.** (MTA Székház, Nagyterem)
Az időjárás és az éghajlat hatása a növény-víz kapcsolat-rendszerre
Mika János (szerkesztő), 1998: Meteorológiai Tudományos Napok '98. Az időjárás és az éghajlat hatása a növény-víz kapcsolatrendszerre. (ISBN 963 7202 77 6) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 173 oldal.
- 25.: 1999. XI. 18-19.** (MTA Székház, Nagyterem)
Időjárási és éghajlati szélsőségek
Hunkár Márta és Mika János (szerkesztők), 1999: Meteorológiai Tudományos Napok 1999. Időjárási és éghajlati szélsőségek. (ISBN 963 9902 76 8) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 213 oldal.

- 26.: 2000. XI. 23-24.** (MTA Székház, Nagyterem)
A levegőkörnyezet monitoringja, állapotának értékelése és szabályozása
Hunkár Márta és Mika János (szerkesztők), 2000: Meteorológiai Tudományos Napok 2000. A levegőkörnyezet monitoringja, állapotának értékelése és szabályozása. (ISBN 963 9902 76 8) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 164 oldal.
- 27.: 2001. XI. 15-16.** (MTA Székház, Nagyterem)
A légköri erőforrások hasznosításának meteorológiai alapjai
Mika János (szerkesztő), 2001: Meteorológiai Tudományos Napok 2001. A légköri erőforrások hasznosításának meteorológiai alapjai. (ISBN 963 7702 84 9) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 192 oldal.
- 28.: 2002. XI. 14-15.** (MTA Székház, Nagyterem)
A meteorológiai előrejelzések és alkalmazásaik
Mika János (szerkesztő), 2002: Meteorológiai Tudományos Napok 2002. A meteorológiai előrejelzések és alkalmazásaik. (ISBN 963 7702 86 5) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 188 oldal.
- 29.: 2003. XI. 20-21.** (MTA Székház, Nagyterem)
Az időjárás numerikus előrejelzése
Weidinger Tamás (szerkesztő), 2003: Meteorológiai Tudományos Napok 2003. Az időjárás numerikus előrejelzése. (ISBN 963 7702 87 3) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 180 oldal.
- 30.: 2004. XI. 18-19.** (MTA Székház, Nagyterem)
Intenzív meteorológiai megfigyelések
Gyuró György és Nagy József (szerkesztők), 2005: Intenzív meteorológiai megfigyelések. Meteorológiai Tudományos Napok 2004. (ISBN 963 7702 90 3) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 176+16 oldal.
- 31.: 2005. XI. 24-25.** (MTA Székház, Nagyterem)
Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások
Weidinger Tamás (szerkesztő), 2006: Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások. Meteorológiai Tudományos Napok 2005. (ISBN 963 7702 93 8) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 231 oldal.
- 32.: 2006. XI. 23-24.** (MTA Székház, Nagyterem)
Felhőfizika és mikrometeorológia
Weidinger Tamás és Geresdi István (szerkesztők), 2007: Felhőfizika és mikrometeorológia. Meteorológiai Tudományos Napok 2006. Országos Meteorológiai Szolgálat (ISBN 978-963-7702-97-6), Budapest, 182 oldal.