

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Természettudományi Kar  
Meteorológiai Tanszék

# **A lehetséges éghajlatváltozás hazai hatásait detektáló célzott meteorológiai mérőhálózat és adatfeldolgozási rendszere**



Készítette:

**Törék Orsolya**

V. évf. meteorológus

Témavezető:

Dr. Weidinger Tamás,

ELTE Meteorológiai Tanszék

Konzulens:

Nagy Zoltán,

Országos Meteorológiai Szolgálat

Budapest, 2009.

# Tartalomjegyzék

<b>Tartalomjegyzék</b> .....	<b>2</b>
<b>Bevezetés</b> .....	<b>4</b>
<b>Az éghajlatváltozás problémaköre</b> .....	<b>6</b>
<b>Az éghajlatváltozásról általában</b> .....	<b>6</b>
<b>Éghajlatváltozás Magyarországon</b> .....	<b>7</b>
<b>Célzott meteorológiai mérőhálózatok</b> .....	<b>10</b>
<b>A célzott meteorológiai mérőhálózatokról általában, a GEOSS-program</b> .....	<b>10</b>
<b>A COST ES0804 program</b> .....	<b>11</b>
<b>A célzott mérőhálózattal szemben támasztott követelmények</b> .....	<b>12</b>
<b>Külföldi példák</b> .....	<b>13</b>
Az USA alap-éghajlati mérőhálózata.....	13
Egy kanadai éghajlati referencia állomás.....	14
Mérések Tibetben.....	15
A Német Meteorológiai Szolgálat (DWD) Richard Aßmann Obszervatóriuma (Lindenberg). 16	
Az NCAR mérőtorny a meteorológiai állapotjelzők, a profilok és az energia-mérleg komponensek meghatározására .....	18
A magas éghajlati mérőtornyok rendszere Európában .....	19
A CEOP program.....	19
<b>Hazai célzott mérőhálózat</b> .....	<b>21</b>
Mérési program, mérési szintek, műszerezettség.....	22
Adatfeldolgozás .....	24
A mérőrendszer reprezentativitása.....	25
<b>Számítások</b> .....	<b>27</b>
<b>A számítások elméleti háttere</b> .....	<b>27</b>
A felszínközeli réteg energiaháztartása.....	27
A turbulens kicserélődés modellezése .....	28
Hatványkitevős szélprofil számítások.....	31
A turbulens áramok meghatározása gradiens és profil módszerrel.....	32
Turbulens szórási együtthatók számítása.....	38
A direkt árammérések adatfeldolgozása .....	42

<i>Összefoglalás, jövőbeli célok</i> .....	54
<i>Irodalomjegyzék</i> .....	55
<b>Internetes hivatkozások</b> .....	59
<i>Köszönetnyilvánítás</i> .....	59

## Bevezetés

Diplomamunkám témája a lehetséges éghajlatváltozás hazai hatásait detektáló célzott meteorológiai mérőhálózat bemutatása és a 2008-2009-es mérési adatok elemzése.

Az éghajlatváltozás napjainkra már ténnyé vált (<http://www.ipcc.ch>). Az ezzel kapcsolatos kérdések érdemi megfogalmazásához fontos, hogy megfelelő mennyiségű és minőségű adat álljon rendelkezésünkre a légköri állapotváltozások változására, a vízgőz, a szén-dioxid, illetve a fontosabb nyomanyagok forgalmára, illetve a sugárzási egyenleg komponenseire nézve. Erre a célra telepítenek úgynevezett célzott meteorológiai mérőhálózatokat szerte a világban. Mivel az éghajlatváltozás detektálása a cél, fontos, hogy e mérőhálózatok egyes állomásai olyan helyen épüljenek, ahol az éghajlat alakulása egyértelműen reprezentálja az adott éghajlati típust. Ezt az elvet kell szem előtt tartaniuk azoknak az országoknak, amelyek részt vesznek célzott meteorológiai hálózatok telepítésében. Mindenképpen hosszútávon kell gondolkodni; folyamatosan működő, egyenszilárdságú mérőrendszert kell kiépíteni és üzemeltetni.

Fontos kiemelni, hogy ezen hálózatok elsődleges feladata a meteorológiai állapotjelzők lehető legpontosabb mérése. Azaz kiválasztani a legmegfelelőbb műszert, a legalkalmasabb korrekciókat – mindehhez segítséget nyújt, ha rendelkezésre áll megfelelően hosszú adatsor, ezért célszerű lehet az egyes állomásokat már létező állomások közelébe telepíteni, vagy a már létező állomást kibővíteni a célzott meteorológiai hálózat követelményeinek megfelelően. Fontos szempont az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) és más kutatóhelyek, egyetemek közötti kapcsolódási pontok megtalálása, a szakmai együttműködés.

Hazánkban – a Jedlik Ányos kutatási pályázat támogatásával – az OMSZ épít ki ilyen alap éghajlati mérőrendszert. A program célja a felszíni automata meteorológiai mérőhálózatba integrált háttérklíma állomások létrehozása (Nagy *et al.*, 2008b).

Diplomamunkám első részében néhány szót kell ejtenem az éghajlatváltozásról általánosan, illetve Magyarországra vonatkozóan, hiszen ez az ok, amiért létrejön a célzott meteorológiai mérőhálózat. A hazai mérőhálózat bemutatása – állomáshálózat, az új állomások elhelyezése és mérési programja, stb. – előtt külföldi példákon keresztül igyekszem rámutatni e program szükségességére, használhatóságára. Az Amerikai Egyesült Államokban, Ausztráliában, Kanadában már létezik ilyen típusú mérőhálózat, de Európában is találhatunk rá példát (pl. Németországban).

A diplomamunka második részében foglalkozom a Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Obszervatóriumában létesített új mérőhely adatfeldolgozási rendszerével. Az éghajlati adatok bemutatása előtt ismertetem a felszínközeli réteg profiljait, turbulens kicserélődési folyamatait, a fluxusszámítás alapjait, azaz számolásaim elméleti hátterét. A bemutatott vizsgálatok megalapozzák az alap éghajlati mérőrendszer további állomásainak adatfeldolgozó rendszerét és a közeljövőben folyamatossá váló direkt árammérő rendszer (10 Hz-es méréssűrűség) feldolgozását.

A dolgozatot rövid összefoglaló zárja, bemutatva az adatfeldolgozó rendszer további fejlesztési irányait.

# Az éghajlatváltozás problémaköre

## Az éghajlatváltozásról általában

Az elmúlt időszak klímáját tekintve, mindig is váltakoztak a hidegebb és melegebb időszakok, gondoljunk csak az ókori klímaoptimumra, vagy a középkori kis jégkorszakra (Rácz, 1999; Rácz, 2005), amelyek a rendszer természetes, illetve az emberi tevékenység által kevésbé befolyásolt változásai (Czelnai, 1999). A mostani felmelegedés esetén annak mértéke az, ami ráirányította a figyelmet a problémakörre. Ez a felmelegedés ugyanis kimutathatóan nem csupán természetes eredetű ([http://www.met.hu/pages/ipcc/ipcc\\_eghajlatvaltozas\\_2007.pdf](http://www.met.hu/pages/ipcc/ipcc_eghajlatvaltozas_2007.pdf)). Ilyen nem természetes kiváltó ok többek között az elmúlt évek, évtizedek során egyre növekvő mennyiségben a légkörbe jutó antropogén eredetű üvegházhatású gázok is. Nem véletlen, hogy az utóbbi években egyre nagyobb hangsúlyt helyeznek ezen gázok kibocsátásának csökkentésére, illetve egyes esetekben már a kibocsátások megszüntetése a cél (Faragó és Kerényi, 2003). Az üvegházhatású gázok kérdése azért is sürgető, mivel az átlagos légköri tartózkodási idejük több száz év. Így ha a teljes kibocsátás meg is szűnik, generációknak kell felnőniük ahhoz, hogy a változás érzékelhető legyen (Faragó és Nagy, 2005).

Az IPCC (Éghajlatváltozási Kormányközi Testület) negyedik Helyzetértékelő Jelentései közül az első munkacsoport – ez a munkacsoport foglalkozik a globális felmelegedés tudományos hátterével és az éghajlat várható megváltozásának becslésével – eredményei szerint Európa klímáját befolyásoló legfontosabb folyamatok: (1) megnövekedett vízgőzforgalom az alacsonyabb földrajzi szélességek felől a magasabb szélességek felé, (2) a légköri cirkuláció évközi, illetve hosszabb időskálán történő változása, (3) a téli hófedettség csökkenése a kontinens északkeleti részén, (4) a mediterrán és a közép-európai térségben a talaj nyári csökkenő víztartalma (Bartholy *et al.*, 2007).

A globális felmelegedés modellfuttatások szerint szélsőségesebb időjárást okoz majd a jövőben. Azaz szárazabb, melegebb nyarakra, kevesebb – ám több csapadékkal járó – csapadékos napra kell számítanunk. Bár a ciklonok száma csökkenést mutat, ezen belül a nagy csapadékot hozó ciklonok száma viszont várhatóan nőni fog.

A csapadék előrejelzése már sokkal nagyobb kihívást jelent, hiszen korántsem olyan „szabályos” és egyértelmű a változás, mint a hőmérséklet esetében. Ezt mindenképpen figyelembe kell vennünk a modelleredmények elemzésénél.

A PRODUCE modelleredmények azt mutatják, hogy 2071–2100-ra további melegedés várható a kontinensen, melynek mértéke télen várhatóan Északkelet-Európában, nyáron Dél- és Közép-Európában lesz a legnagyobb. A hőmérsékleti szélsőségek növekedésére számíthatunk. Észak-Európában a csapadékösszeg növekedésére (főleg télen), míg Dél-Európában csökkenésére (főleg nyáron) kell felkészülnünk. Már az 1946–2001-es időszakra nézve is zonális kettéosztottság figyelhető meg Európában. Az extrém napi csapadékok várhatóan nőni fognak – még azokon a területeken is, ahol a csapadékösszegben csökkenés mutatkozik (*Bartholy et al.*, 2006).

## **Éghajlatváltozás Magyarországon**

Már a XX. századi mérési adatok alapján is megfigyelhető egy markáns trend. Az 1975–2004-es időszakot vizsgálva az éves átlaghőmérsékletben egyértelmű melegedés látható az ország egész területén. Az 1. ábra szerint (<http://www.geographic.hu/>) kisebb mértékű melegedés figyelhető meg az ország középső területein és a hegységekben, nagyobb mértékű keleten és északnyugaton, illetve még a Mecsek környékén.

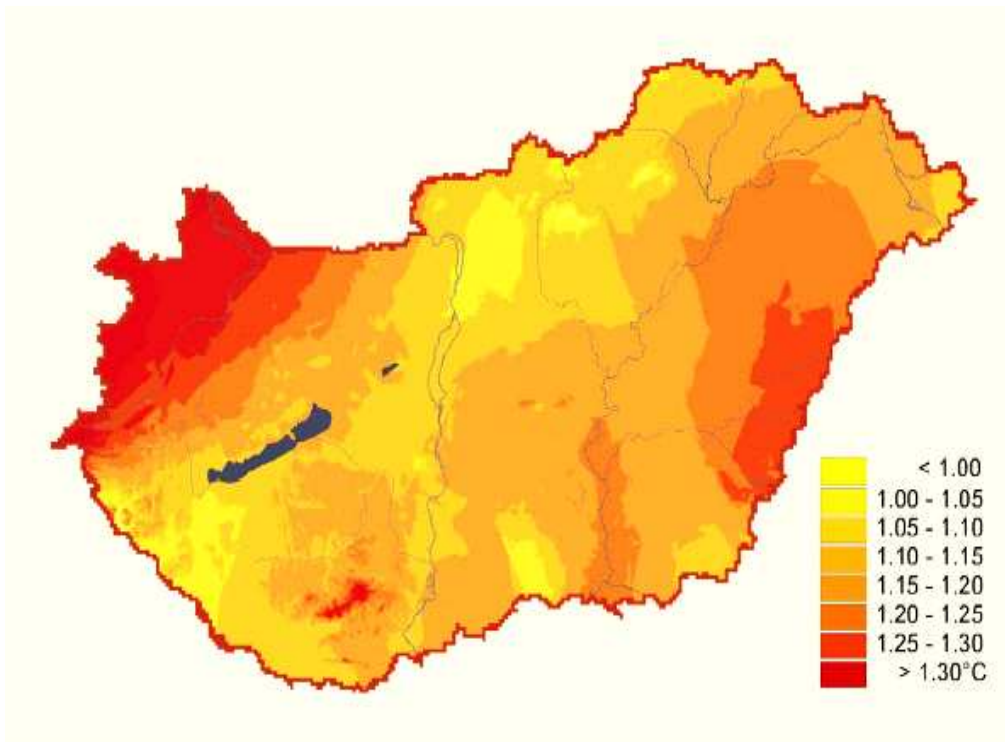
Ha az évszakos középhőmérséklet országos átlagainak anomáliáit vizsgáljuk, az 1901–2005-ös időszakban, mind a négy évszak esetén melegedést látunk: legnagyobb mértékben nyáron, legkisebb mértékben ősszel.

A PRODUCE projekt (<http://prudence.dmi.dk>) – amelyben az A2 illetve B2 scenáriókat<sup>1</sup> használták fel – alapján a 2071–2100-as időszakra mind a négy évszak (és mindkét scenárió) esetén 2,4 °C és 5,1 °C közé eső hőmérséklet-emelkedést figyelhetünk meg. A legnagyobb mértékűt nyáron, a legkisebbet tavasszal. A hőmérsékletváltozás szórása a Kárpát-medence térségében nyáron nagyobb, télen kisebb.

A klímamodellek verifikálására általános módszer a jelenlegi éghajlat rekonstruálására. Ehhez az 1961–1990-es referencia időszakot szokták alkalmazni. A teszteléshez a CRU (Climate Research Unit of the University of East Anglia) adatbázist használták fel: a szimulációk a Kárpát-medence nagy részén felülbecslik a hőmérsékletet, míg az ország déli részén alulbecslik azt 1–1,5 °C-kal.

---

<sup>1</sup> Az A2 scenárió szerint a Föld népessége folyamatosan nőni fog, eltérő regionális gazdasági fejlődés lesz a jellemző, illetve lassú és térben nem egyenletes technológiai változásokra számíthatunk. A B2 scenárió szerint közepes mértékű népesség- és gazdasági növekedés várható a XXI. században. Továbbá a gazdasági, társadalmi és környezeti problémák lokális kezelése lesz jellemző.



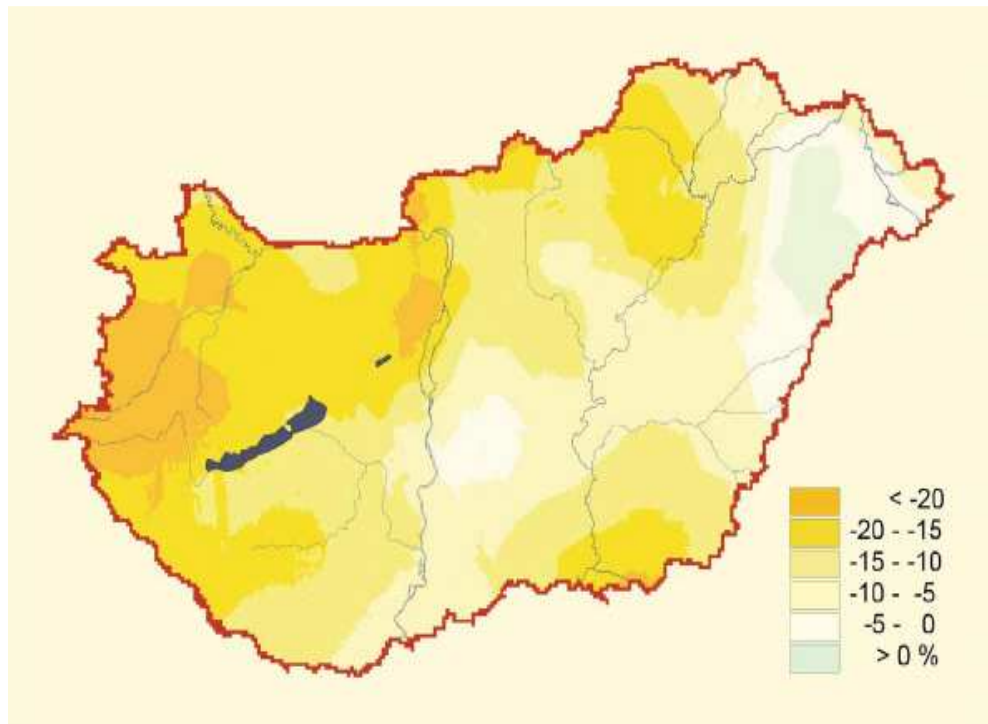
1. ábra. Az éves átlaghőmérséklet változása (1975-2004).

Az országos évi csapadékösszegek a XX. században szignifikáns csökkenést mutatnak. Évszakos bontásban nézve a csökkenés majdnem minden évszakban megfigyelhető. A legnagyobb mértékben tavasszal, legkisebb mértékben nyáron. Az éves csapadékösszeg 1951–2004-ig majdnem az ország egész területén csökkent, mint ahogy azt a 2. ábra (<http://www.geographic.hu/>) mutatja. A legnagyobb csökkenést nyugaton és Pest környékén tapasztalhatjuk; jelentős mértékű még a Dunántúl nagy részén és az Északi-középhegységben is. Kisebb a változás a Duna-Tisza köze középső részén és a Nagykovácsiban. A Nyírségben a legkisebb mértékű a csökkenés, sőt nagyobb részén a csapadékösszeg még növekedett is.

A PRODUCE projekt eredményei szerint 2070–2100-as időszakra az éves csapadékösszegben nem figyelhető meg szignifikáns változás, de ez nem érvényes az évszakos csapadékokra. Az eredmények szerint a nyár szárazabbá, a tél csapadékosabbá válik a Kárpát-medence térségében, míg az átmeneti évszakokban nem lesz nagymértékű a változás. A csapadékváltozás szórása nyáron lesz a legnagyobb, télen a legkisebb. A referencia időszakot (1961–1990) figyelembe véve a legcsapadékosabb évszak a nyár volt, tavasszal ennél kevesebb csapadékot figyeltek meg, még kevesebbet ősszel; a legszárazabb évszak a tél volt. Ha a felvázolt változások realizálódnak, a csapadék éves eloszlása teljesen át fog alakulni. Nevezetesen, a legcsapadékosabb évszak a tél, illetve a tavasz lesz



(ebben a sorrendben), a legszárazabb pedig a nyár az A2 scenárió szerint, míg az őszi a B2 scenárió szerint.



2. ábra. Az éves csapadékösszeg változása (1951-2004).

A verifikálást elvégezve (ugyanúgy a CRU adatbázisra támaszkodva) arra az eredményre jutottak, hogy a szimulációk a Kárpát-medence nagy részén felülbecslik a csapadékot, míg alulbecslés a régió délnyugati részén figyelhető meg. Hazánk területére a szimulált és a mért csapadéértékek közötti különbség nem haladta meg abszolút értékben a 15%-ot (Bartholy *et al.*, 2008).

## **Célzott meteorológiai mérőhálózatok**

### **A célzott meteorológiai mérőhálózatokról általában, a GEOSS-program**

Az éghajlat változik, és mivel szeretnénk ezt a változást minél behatóbban megismerni, kézenfekvő erre a célra telepíteni mérőhálózatokat. Fontos, hogy megbízható műszerekkel mérjünk, és az ezek segítségével előállított pontos adatsort használhassuk fel.

Vizsgálódásunk területe a felszínközeli légtér, mert a klímaváltozás hatásait a legjobban a földi mérőrendszerek adataira támaszkodva tudjuk leírni. Ezen kívül e légtér kiemelésének oka, hogy a különböző légköri nyomanyagok – vízgőz, szennyezőanyagok – ciklusában fontos szerepet játszik. És szintén ez az a tér, amelyben mi, emberek élünk, itt hatunk elsődlegesen környezetünkre, és itt érezzük meg a változásokat. Definíció szerint a felszínközeli légtér a légkör alsó 10–100 m-es rétege, ahol első közelítésben a turbulens áramokat állandónak vehetjük.

Természetesen nem csak hazánkban van törekvés célzott meteorológiai hálózat létrehozására. A nemzetközi mérőrendszerek összehangolt fejlődését a GEOSS (Global Earth Observation System of Systems – Megfigyelőrendszerek Globális Földi Rendszere) program segítette elő. A program alapja, hogy napjainkra már rengeteg globális megfigyelőrendszer van és működik. Ezeket nemzeti és nemzetközi intézmények, illetve szervezetek működtetik (Czelnai, 2007). A GEOSS ezekre a meglévő rendszerekre épül, de irányításukat továbbra is meghagyják azoknak, akik létrehozták az adott megfigyelőrendszereket. A GEOSS program végrehajtásában résztvevő államok és szervezetek közössége a GEO (Group of Earth Observation – Földmegfigyelési Csoport). A program kilenc fő területe a (i) katasztrófák csökkentése, (ii) az óceáni és tengeri monitoring, (iii) az integrált vízkészlet-gazdálkodás, (iv) az időjárás és levegőminőség monitoring, előrejelzés és figyelmeztetés, (v) az energiaforrások fejlesztése, (vi) a biodiverzitás megőrzése, (vii) a fenntartható földhasználat, (viii) az emberi egészséget és jólétet megőrző tényezők, és (ix) az éghajlat változékonyságához és változásához való alkalmazkodás. A GEOSS konkrét tevékenysége egyrészt abból áll, hogy a résztvevők számára rendelkezésre bocsát módszereket, eljárásokat, modelleket, szoftvereket, amelyek

a fenti problémák vizsgálatában használhatók. Másodsor, hogy az egyes résztvevők között korlátlan és ingyenes adatcserét biztosít (*Weidinger et al.*, 2006).

## **A COST ES0804 program**

Az ESF (European Scientific Foundation) egyik nagy hagyományokkal rendelkező tudományos programja a COST program (Cooperation in Science and Technology), ami egy európai együttműködési akció az egyes tudományos ágazatok és technikai kutatások között. E programban fontos szerepe van a meteorológiának (*Dunkel*, 2008).

Az egyik 2009-ben indult program célja, hogy olyan integrált mérőrendszer épüljön ki, ami alkalmas a felszín-légkör kölcsönhatások és visszacsatolások eddiginél pontosabb mérésére. Egy-egy ilyen mérőhelynek biztosítania kell a meteorológiai, talaj- és növényparaméterek folyamatos, integrált mérését, az energia, víz és nyomanyag áramok meghatározását. Céljait tekintve e mérőrendszer terve sokban hasonlít a hazai alap éghajlati mérőállomások koncepciójához.

A program céljai közé tartozik a már létező nemzeti mérőhelyek, hálózatok összekapcsolása működő nemzetközi hálózatokkal. Nemzeti fluxus-hálózatok és fluxusmérések léteznek Európában, de leginkább a nitrogén-ciklusra, szén-ciklusra és a levegőminőségre koncentrálnak. Ezek a hálózatok főként új állomások telepítését szorgalmazzák, hozzájárulnak a módszerek és adatbázisok harmonizálásához az őket érintő programon belül. Ugyanakkor az állomások további működését, az imént említett harmonizációt és az adatcsere erőforrásait nem tudják garantálni az adott projekten túl. E COST program támogatni kívánja a folytatólagos működést és az összehangolási erőfeszítéseket az európai megfigyelőrendszereken keresztül. Fontos cél egy jól használható adatbázis kiépítése, illetve egységes mérési és adatfeldolgozási módszerek kidolgozása.

A középtávú tervekben szerepel egy közvetlenül elérhető európai klíma- és globális változásokkal kapcsolatos kutatás is, ami hosszú, folytatólagos, jó minőségű fluxusmérési real-time adatokat használ fel. Időjárás-előrejelző, levegőminőség-becslő és klímaváltozást vizsgáló modellek számára eredményez bemenő adatokat. Ez az átfogó célkitűzés tudományos, technikai és szociális eredménynek tekinthető a résztvevő államok szempontjából, ugyanis megnöveli az előrejelzett klímaváltozás enyhítésére és alkalmazkodására fordított kapacitást (*Beauloye*, 2009). E programhoz jó eséllyel csatlakozhat a most formálódó hazai mérőrendszer is.

## A célzott mérőhálózattal szemben támasztott követelmények

Ahhoz, hogy le tudjuk írni a felszínközeli réteget, először az energia- és a vízmérleg komponenseket kell kellő pontossággal megmérnünk. Ehhez olyan helyekre kell telepítenünk a megfigyelőrendszereket, ahol biztosítottak az állandó környezeti feltételek, azaz:

- a talaj típusa, víz- és energiaháztartása jellemezze az adott tájegységet;
- a mérőhely és környezete legyen sík felszín (alföld vagy fennsík), homogén alacsony növényállománnyal (pl. fűfelszín);
- a mérőhely környezeti állapota hosszú időn át változatlan legyen (pl. beépítettség, vegetáció).

Az alsó 10 m-es réteg méréseiben hozzávetőlegesen az állomás 1,5–2,5 km-es környezetében bekövetkező hatások jelennek meg – ez az ún. footprint. Arról ad információt, hogy az adott mérések milyen területet reprezentálnak.

A mérési szinteknél a következőt kell figyelembe venni: ha a homogén felszín kiterjedése egy adott irányban  $x$  méter, akkor a reprezentatív magasság ( $h$ ) – ahol az esetek többségében (az erős stabil rétegződésű, nagy szeles helyzeteket kivéve) az adott felszínre jellemző karakterisztikákat mérjük:

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

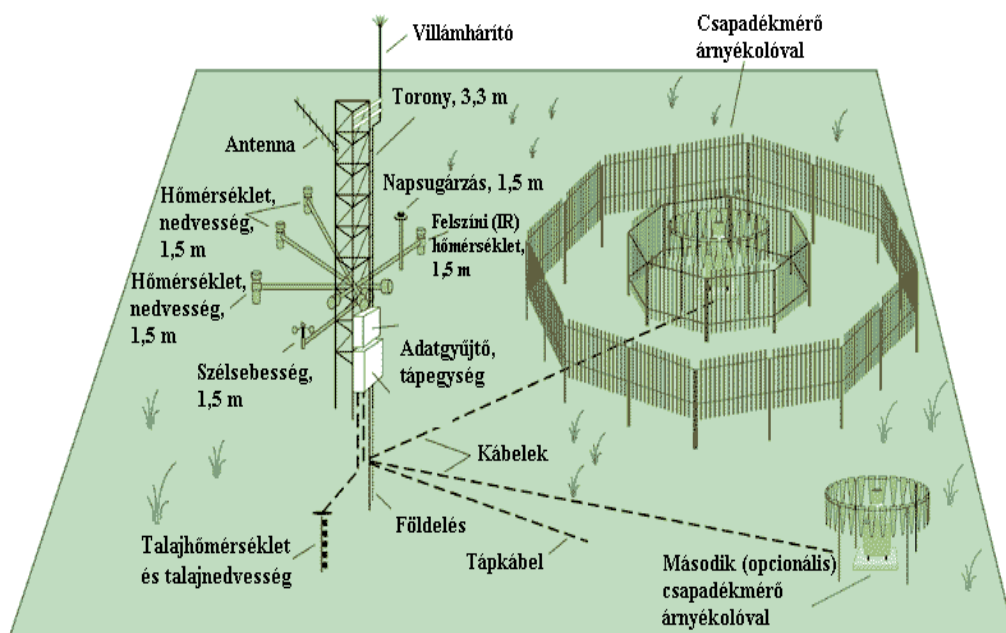
A 10 m-es standard meteorológiai mérőtorony esetében ez azt jelenti, hogy a homogén terület mérete körülbelül a mérőoszlop 1 km-es körzete. A mikrometeorológiai mérések elvégzésére a szonikus anemométer elhelyezésére javasolt 4–5 m-es magasságra ez az érték 200–300 m (*Weidinger et al.*, 2006).

## Külföldi példák

Mint már korábban említettem, külföldön is több helyen hoztak, illetve hoznak létre célzott meteorológiai mérőhálózatokat. Érdekes egy-két példán keresztül bemutatni ezeket, ugyanis a már működő (illetve a tervezett) rendszerek megismerésével hasznos információkat, tapasztalatokat gyűjthetünk a hazai vonatkozású mérőhálózathoz.

### Az USA alap-éghajlati mérőhálózata

Első példánk az Egyesült Államok éghajlati megfigyelési hálózata (U.S. Climate Reference Network, USCRN). A mérési program nem tér el lényegesen a hagyományos klímaállomások programjától (3. ábra). A különbség a mérőhelyek gondos kiválasztásában, illetve a szenzorok pontosságában van.



3. ábra. Az Egyesült Államok alap-éghajlati mérőhálózatának egy állomása.

Az új állomásokat legtöbbször hosszú, homogén (vagy homogenizált) adatsorral rendelkező hagyományos állomáshoz közel telepítik, hogy a kétféle mérőhálózat adatai – a közöttük fennálló statisztikai kapcsolat megállapítása után – egymásba átszámíthatók legyenek. A mérőállomások elhelyezkedése optimális esetben tükrözi az ország

klimatológiai és domborzati viszonyait. Az USA-ban államonként legalább kettő – azaz összesen minimum száz – mérőhelyet terveznek.

A szenzorok egy kb. 3 m-es toronyra vannak rögzítve (kivéve a csapadékmérő szenzort) 1,5 m magasan. A műszerek 2 másodpercenként mérnek, amiből 5 perces átlagot állítanak elő – így óránként 12 db adat áll rendelkezésre. A 2004–2005-ös állapot szerint a mérési programban a következők szerepelnek:

- léghőmérséklet: óránkénti átlag, napi átlag, napi minimum és maximum (az ötperces átlagok minimuma illetve maximuma);
- csapadék: 15 percenkénti, és az ezek megfelelő összegzésével nyert órás és napi összegek;
- globálsugárzás: órás és napi összegek;
- felszínhőmérséklet: órás és napi átlagok, napi minimum és maximum (az ötperces átlagok minimuma illetve maximuma);
- relatív nedvesség: órás és napi átlagok.

2004-ben ezen kívül még a talajnedvesség, talajhőmérséklet és légnyomás azonos időbeli felbontású mérését is tervezték, illetve a szélesebbesség és a szélirány (szokásos, 10 m-en történő) mérését. A szél esetében a szélökés megadása is lehetséges. Ezen kívül még a hóvastagság és a lehullott hó vízegyenértékének mérése is szükséges lehet.

### ***Egy kanadai éghajlati referencia állomás***

Az állomást a helyi egyetemmel együttműködésben, egy kutatásfejlesztésben érdekelt cég üzemelteti ([http://www.src.sk.ca/html/research\\_technology/environment/climatology/Reference\\_Station/](http://www.src.sk.ca/html/research_technology/environment/climatology/Reference_Station/)). Az adatokat a Kanadai Környezetvédelmi Szolgálatnak továbbítják. A kanadai prérin működő mérőhely bővített programjában a hőmérséklet, légnyomás, nedvesség, szélesebbesség, szélirány, csapadék, talajhőmérséklet és talajnedvesség mérése mellett kiemelten foglalkoznak a sugárzási komponensek pontos mérésével is. Az adatgyűjtő és a szenzorok nagy része a Campbell cégtől származik. Egy olyan adatbázis létrehozását tervezik, amely alkalmas a bekövetkező éghajlatváltozás trendjének követésére, illetve az extrémumok vizsgálatára.

## ***Mérések Tibetben***

Japán és európai részvétellel a Globális Energia és Vízmérleg Kutatási Program (Global Energy and Water Cycle Experiment, GEWEX) keretén belül folyó Ázsiai Monszun Kísérlet (Asian Monsoon Experiment, GAME) során létrejött egy többtagú állomáshálózat a tibeti fennsíkon. Felszíni meteorológiai, energiaháztartási és profilméréseket végeznek. Fontos szerepet kap emellett a sugárzásmérés, illetve a felszíni és távérzékelési (főleg műholdas) mérések összehangolt alkalmazása.

A mérési program állomás típusai és főbb elemei:

*Automata állomás (korlátozott mérési programmal):* léghőmérséklet, légnyomás, szélirány és -sebesség, nedvesség, felszín- és talajhőmérséklet, talajnedvesség, napsugárzás.

*Automata állomás (profilméréssel):* léghőmérséklet és nedvesség (2 és 0,5 m), szélsebesség (10; 5; 0,5 m), szélirány (10 m), csapadék, bejövő és kimenő rövid- és hosszúhullámú sugárzás, felszínhőmérséklet, talaj hőáram (10 és 20 cm), talajhőmérséklet (0; 4; 10; 20; 40 cm), talajnedvesség (4 és 20 cm), hóvastagság.

*Felszínközeli réteg mérésére szolgáló torony:* léghőmérséklet és nedvesség (1,5 m; 6,5 m; 14 m), légnyomás, szélirány és -sebesség, csapadékintenzitás, felszínhőmérséklet, talajhőmérséklet (5; 10; 20 cm), talaj hőáram (10 és 20 cm), napsugárzás, bejövő és kimenő rövid- és hosszúhullámú sugárzás.

*Talajnedvesség-talajhőmérséklet mérőrendszer:* talajnedvesség (4; 20; 60; 100; 160; 258 cm), talajhőmérséklet (4; 20; 60; 80; 100; 130; 160; 200; 279 cm).

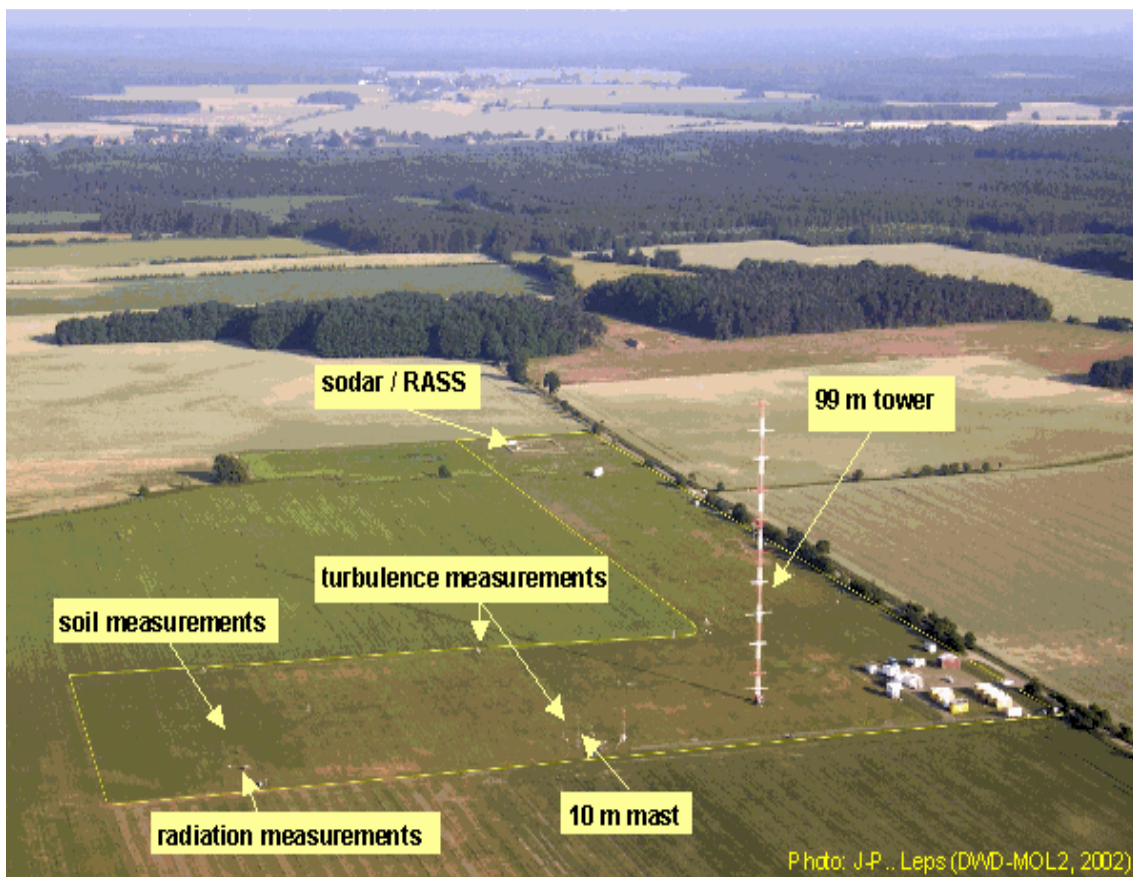
*Turbulencia mérés:* léghőmérséklet, léghőmérsékleti profil, relatív nedvesség, szélirány és -sebesség, impulzus áram, szenzibilis hőáram, stabilitási paraméter, CO<sub>2</sub> fluxus.

*Wind profiler + RASS:* léghőmérséklet, szélirány és -sebesség, PHR magasság, turbulencia profilok.

*Rádiószonda:* léghőmérséklet, légnyomás, relatív nedvesség, szélirány és -sebesség profil.

## ***A Német Meteorológiai Szolgálat (DWD) Richard Aßmann Obszervatóriuma (Lindenberg)***

Az obszervatóriumot 1905-ben alapították. Feladata a felszínközeli réteg, a határréteg és a szabad légkör szondázása, a felszíni energiamérleg mérése különböző vegetációk felett, illetve a sugárzási mérleg komponensek meghatározása. Egy olyan komplex mérőrendszer működik itt, ami az ún. lindenbergi (kb. 20 x 20 km-es alapterületű) légoszlop meteorológiai folyamatait vizsgálja. Ennek fontos szerepe van az éghajlati vizsgálatokban, időjárási megfigyelésekben, távérzékelési eszközök fejlesztésében, az újgenerációs műholdak méréseinek tesztelésében; e mérések segítik a mezo- és szinoptikus skálájú előrejelzési modellekben használt parametrizációk fejlesztését és tesztelését.



4. ábra. A Richard Aßmann Obszervatórium határréteg mérőhelye és főbb mérései Falkenbergben. (A képen látható a 10 m-es és a 99 m-es mérőtorny, a SODAR/RASS mérések helye, illetve a talaj hőforgalom, a sugárzási mérleg komponensek és a turbulens áramok mérésének színhelye.)

A mérési program szervezését példának tekinthetjük a hazai mérőrendszer kialakításakor. Az Obszervatóriumban külön osztályokat, illetve csoportokat hoztak létre (i) a klasszikus rádiószondás mérésekre, (ii) a szabad légkör és a határréteg távérzékelésen



alapuló kutatására (pl. RASS, RADAR, SODAR, LIDAR), (iii) a légköri sugárzási komponensek nagy pontosságú mérésére és (iv) a határreteg folyamatainak tanulmányozására (ide tartozik a talaj, a felszín, a felszínközeli réteg és a PHR folyamatai).

Az 4. ábrán látható a Richard Aßmann Observatórium határreteg mérőhelye és főbb mérései. A 99 m-es torony profilmérési szintjei: 10; 20; 40; 80 és 98 m, a direkt áramméréseké pedig 10; 30; 50 és 70 m. A mérések alacsony vegetáció (füfűszín) felett folynak, de végeznek megfigyeléseket magas vegetáció, víz és mezőgazdasági területek felett is – erre a célra mobil mikrometeorológiai és energiamérleg mérő rendszert fejlesztettek ki. A talaj, a profil – és energiaháztartási mérések a 1. táblázatban vannak összefoglalva a mérési szintekkel és a műszerezettséggel együtt.

Mérőrendszer	Mért mennyiségek	Mérési szintek (m)	Műszerezettség
10 m-es mérőtorony	Hőmérséklet, nedvesség szélsebesség szélirány légnyomás	0,5; 1; 2; 4; 10 0,5; 1; 2; 4; 10 0,5; 1; 2; 4; 6; 8; 10; 11,5 1	Frankenberger + HMP-35/45 Climatronics (F460) Windgeber (Thies)  Vaisala
Talajmérések	Talajhőmérséklet  Talajnedvesség  Talaj-hőáram	-0,05; -0,1; -0,15; -0,2; -0,3; -0,45; -0,5; -0,6; -0,9; -1,0; -1,2; -1,5  -0,07; -0,15; -0,3; -0,45; -0,6; -0,9  -0,05; -0,1	PT-100  TRIME  RIMCO HP-3
Sugárzási mérések	Rövid- és hosszú- hullámú komponensek  PAR bejövő és reflex  felszíni sugárzás és hőmérséklet	2  2  2	Kipp and Zonen  Li-190  Campbell
Fluxusmérések vagy módosított Bowen-arány	Impulzus, szenzibilis és látens hő, CO <sub>2</sub> fluxus  Impulzus és szenzibilis hő, hőmérséklet és nedvesség gradiens	2,4 2,15  2,4 0,5 – 2,4	Metek v. Campbell LI-7500  Metek v. Campbell Frankenberger + HMP-35/45
Csapadék	Csapadék mennyiség	1	

1. táblázat. A mikrometeorológiai mérőrendszer felépítése.

***Az NCAR mérőtorony a meteorológiai állapotjelzők, a profilok és az energia-mérleg komponensek meghatározására***

Az Egyesült Államokban a mikrometeorológiai kutatások egyik központja az UCAR-NCAR. Itt fejlesztették ki az ASTER rendszert (The Atmosphere/Surface Turbulent Exchange Research), ami egy mobil mikrometeorológiai mérőrendszer. Feladata az éghajlati adatok, profilmérések, direkt árammérések és talajkarakterisztikák, sugárzási mérleg komponensek, és ha szükséges a nyomanyag-áramok (CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, NO<sub>x</sub>, SO<sub>2</sub>) meghatározása. Hogy milyen magas tornyot használnak, és milyen szinteken végeznek rajta méréseket, azt az adott kutatási program igényei alakítják. A rendszer műszerezettségét, a műszerek típusát és számát a 2. táblázat mutatja.

Műszer	Típus	Mérési frekvencia	Darab	Mért állapotjelző
Szonikus anemométer	GILL, ATI, Campbell	20 Hz	1–5	u, v, w, Ts
Ellenállás hőmérő	Atmospheric Instrumentation	20 Hz	3	T
UV Hygrometer	Research, Inc. CSI, LICOR	20 Hz	1–2	$\rho_v$
H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> mérő	LI 7500	20 Hz	1–2	$\rho_v, \rho_{CO_2}$
Propeller anemometer	NCAR/SSSF - R.M. Young	1 Hz	6	u, v (irány)
Hygrothermometer (T, rh)	NCAR/SSSF - Vaisala	1 Hz	6	T, f [%]
Harmatpont Hygrometer	EG&G	1 Hz	6	Td
Nyomásmérő	NCAR, ill. Vaisala	1 Hz	1	p
Csapadékmérő	Scientific Tech. Inc.	1 Hz	1	P [mm]
Sugárzásegyenleg-mérő	Micromet Systems	1 Hz	1	Rn [W/m <sup>2</sup> ]
Globálsugárzás	Precision Spectral Pyranometer, Eppley	1 Hz	1	[W/m <sup>2</sup> ]
Hosszúhullámú sugárzásmérő	Eppley	1 Hz	1	[W/m <sup>2</sup> ]
Talajhőmérők	NCAR	1 Hz	12	Ts [°C]
Talaj-hőárammérő	Micromet Systems	1 Hz	1	Gs [W/m <sup>2</sup> ]
Felszín-hőmérséklet	NCAR	1 Hz	1	Tf [°C]
UV sugárzásmérő	Eppley photometer	1 Hz	1	G <sub>UV</sub> [W/m <sup>2</sup> ]

2. táblázat. Az ASTER rendszerben használt műszerek.

## ***A magas éghajlati mérőtornyok rendszere Európában***

Napjainkban a felszínközeli réteg mérése mellett egyre nagyobb jelentőséget kap a PHR közvetlen mérése is. Erre a célra telepítenek egyre több helyen 100 m feletti meteorológiai mérőtornyokat – üzemeltetését általában a meteorológiai szolgálatok végzik –, amivel már a határréteg szerkezetéről is kaphatunk képet. A cél, hogy referencia adatok álljanak rendelkezésünkre a magasabb rétegekre nézve is. Emellett ezek a mérőtornyok alkalmasak a távérzékelési eszközök (SODAR, Windprofiler, Scintillométer) által szolgáltatott adatok kalibrálására is.

A sokrétű méréseknek és a jól felkészült kutatóknak köszönhetően több európai és globális programban részt tudnak venni, ami csökkenti a drága mérések és kutatások költségeit. A programban részt vesz a Holland Meteorológiai Szolgálat (Cabauw), a Német Meteorológiai Szolgálat (Lindenberg), illetve az Uppsalai Egyetem is.

### ***A CEOP program***

A CEOP program (Coordinated Enhanced observational period – *Összehangolt továbbfejlesztett megfigyelési szakasz*) az 1990-es évek végén kezdődött a NOAA és a NASA koordinálásával.

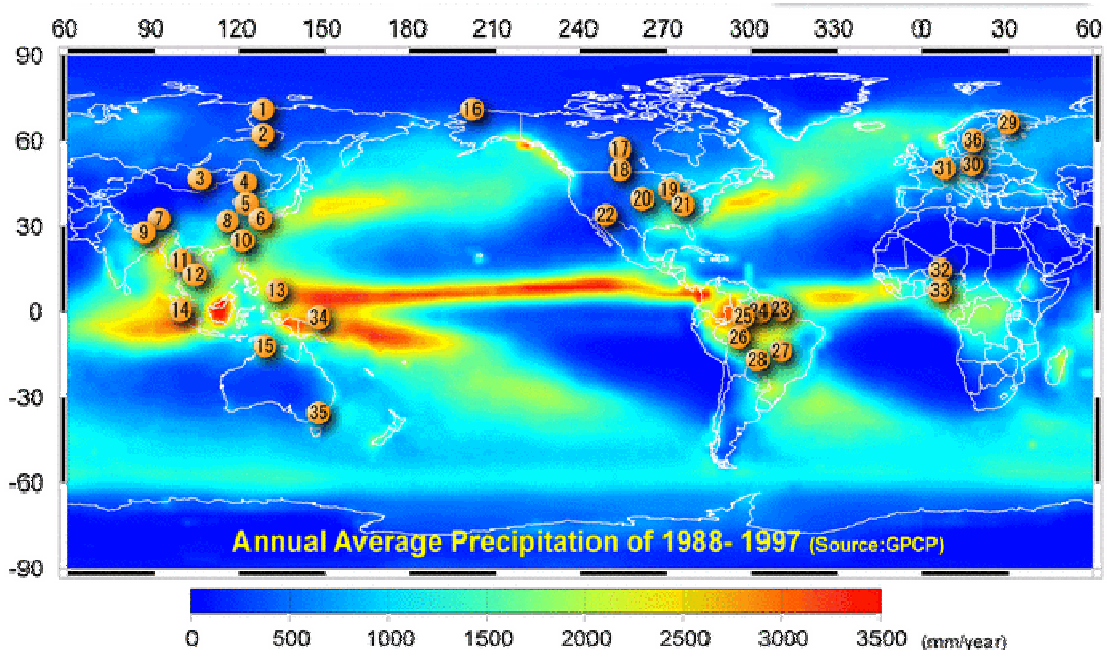
A program eredetileg azt a célt tűzte ki, hogy egy 2 éves periódusban (2001 és 2004 között) globális szinten minél több, nagy pontosságú és megbízható (felszíni és műholdas) adathoz jussanak hozzá a különböző típusú felszínek feletti víz- és energiamérleg meghatározására, a különböző léptékű (a vízgyűjtőtől a kontinentális skáláig) modellek teszteléséhez. Ennek folyamán kiépült egy máig működő referencia mérőhálózat, melynek 36 referencia állomása látható az 5. ábrán.

Kidolgozták az integrált globális megfigyelőrendszer stratégiáját (IGOS – The Integrated Global Observing Strategy), melynek egyik része a légkör megfigyelése, amin belül kiemelt szerepe van a felszíni méréseknek. A CEOP referencia állomások két típusáról röviden:

- *1D (1 dimenziós) állomások:* felszín + talaj + felszínközeli légtér,
- *2,5D (2,5 dimenziós) állomások:* néhány 1D állomás + a felszíni inhomogenitások leírása egy kb. 100 km<sup>2</sup>-es (10 x 10 km<sup>2</sup>) területen.

A felszínközeli, felszíni és talajmérések a következők:

- *felszínközeli mérések (2 és 10 m között):* hőmérséklet, légnyomás, specifikus nedvesség és szélesség profil, momentum áram, látens- és szenzibilis hőáram;
- *felszíni mérések (a felszín és 2 m között):* felszín hőmérséklet, csapadék, a sugárzási mérleg négy komponense, PAR, vegetáció magassága, hóvastagság;
- *talajmérések (0 és -1 m között):* talajhőmérséklet és talajnedvesség profil, hővezetés, talaj hőáram, talajparaméterek –, mint a talajféleség, talajsűrűség, szántóföldi vízkapacitás.



5. ábra. A CEOP program referencia állomásai.

Összefoglalásképp megállapíthatjuk, hogy külföldön már számos országban működik jól felszerelt, operatív célzott mérőrendszer, amelyről érdemes példát vennünk. Mivel a légköri állapotmérők minél pontosabb mérése a cél, ezért fontosnak tartottuk az alkalmazott mérőtechnika részletes bemutatását. Ezek a mérőrendszerek nem egy esetben részt vesznek nemzetközi kutatási programokban, mérőhálózatokban, így egészítve ki a nemzeti forrásokat. A hazai meteorológiai mérések fejlesztésében is a külföldiekhez hasonló tendenciákat, mérési módszereket találunk. Elég itt csak a CarboEurope (Barcza et al., 2007), vagy a NitroEurope (Pintér et al., 2007) EU6 programokra gondolni. Az OMSZ kezelésében kiépülő új rendszernek e tapasztalatokra is támaszkodnia kell.

## Hazai célzott mérőhálózat

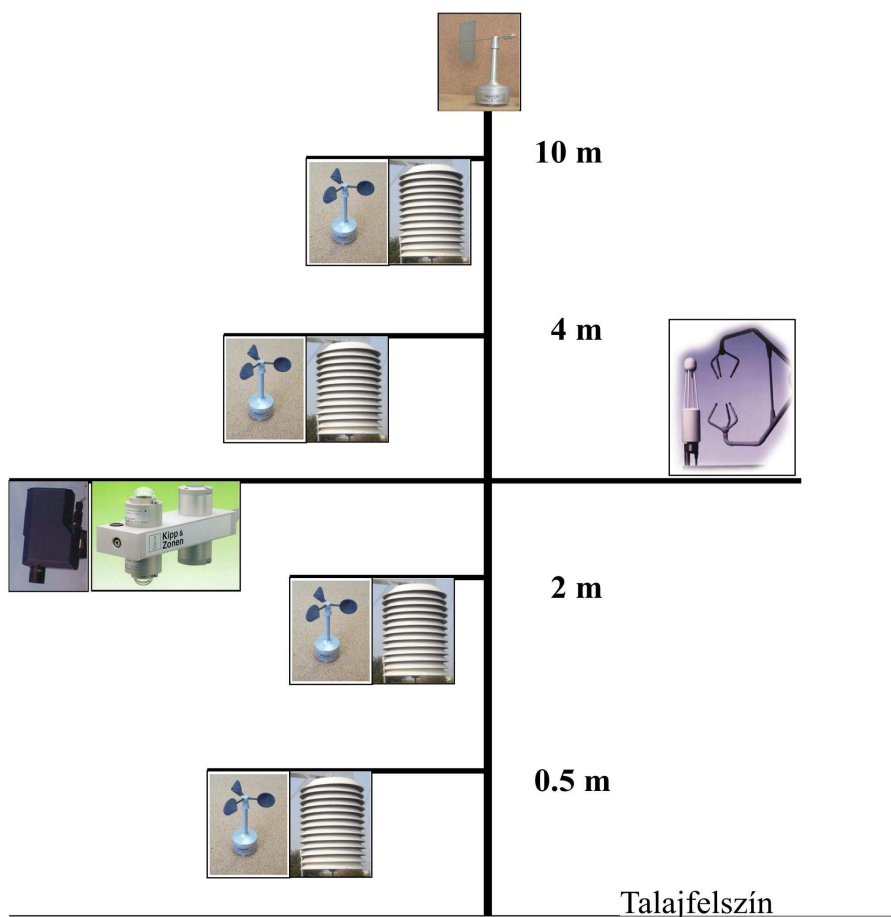
A nemzetközi mérési programok és a különböző nemzeti mérőhálózatok összehangolása a közeljövőben megvalósítandó feladat (pl. ICOS<sup>2</sup>, COST ES0804). Ehhez a folyamathoz kapcsolódik a hazai célzott mérőhálózat létrehozása a globális klímaváltozás hatásainak nagy pontosságú nyomon követésére. Olyan – az OMSZ által üzemeltetett és folyamatosan karbantartott – mérőrendszer kialakítása a cél, amelynek mérési programja magában foglalja a következőket:

- (1) hazai automata meteorológiai főállomások méréseit (hőmérséklet, légnyomás, szélesség, szélirány (10 m), nedvesség (2 m), fűszinti hőmérséklet, talajhőmérséklet, csapadék), és adattovábbítási rendszerét;
- (2) a hőmérséklet, szélesség és nedvesség különbség meghatározását. A mérési szintek a standard mérési programhoz igazítva 2 és 10 m-en;
- (3) részletes sugárzásméréseket: a sugárzásegyenleg négy fő komponensének (globális sugárzás, visszavert rövidhullámú sugárzás, hosszuhullámú égboltsugárzás és hosszuhullámú visszasugárzás, esetleg PAR) mérése;
- (4) hóvastagság, felszíni hőmérséklet (infra-szenzor), csapadékstátusz (levélnedvesség) meghatározását, esetleg egy második csapadékmérő telepítését az állomáson, vagy annak körzetében;
- (5) a talaj energiaháztartásának és vízforgalmának nyomon követését (talajhőmérséklet, talajnedvesség profil, talajhőáram) a talaj szerkezetének és a talajvíz-tükör ismeretében, de legalább 1 m-es mélységig;
- (6) a felszínközeli réteg hőmérséklet, szélesség és nedvesség profiljának mérését;
- (7) lehetőség szerint a talajvízszint mérését, ami a felszín-légkör kicserélődési folyamatok dinamikáját leíró modellek tényleges alsó határfeltétele, a lehetséges éghajlatváltozás egyik indikátora;
- (8) az impulzus és a szenzibilis hőáram meghatározását szonikus anemométerrel;
- (9) a látens hőáram meghatározását direkt áramméréssel – LI 7500 H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> szenzor;
- (10) a látens hőáram meghatározását módosított Bowen-arány módszerrel – feltétel a pontos harmatpont gradiens mérés;
- (11) lehetőség szerint a PAR mérleg meghatározását;
- (12) a felszínközeli réteg tulajdonságainak mérését magas tornyon (kiemelt mérőhely).

---

<sup>2</sup> ICOS – The International Council of Onomastic Sciences

A különböző éghajlati körzetekbe telepítendő célzott éghajlati mérőállomásoknak – az adottságok figyelembe vételével – ki kell elégítenie az első (5)–(8) kritériumot, míg a kiemelt mérőhálózatnak lehetőleg az összeset. A fenti kritériumok alapján a kiemelt mérőállomás a Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatóriumában került felállításra – ahol adott a kutatói háttér, a szakmai tapasztalat és az infrastruktúra.



6. ábra. Az alap éghajlati mérőállomás 10 m-es mérőárboca, a légköri mérések sematikus képe. A debreceni állomáson az egyes sugárzási mérleg komponenseket külön-külön szenzorral mérjük.

### ***Mérési program, mérési szintek, műszerezettség***

A kiépítés alatt álló mérőrendszer és a már üzemelő központi állomás megfelel az OMSZ főállomások mérési és adatgyűjtési programjának, mérési pontosságának. Az alapműszerezettség szempontjából az OMSZ-nál meglévő szenzorokra épít. Lényeges a felszínközeli réteg profiljainak, stabilitási viszonyainak meghatározása, illetve a sugárzási mérleg komponensek mérése is. Fontos még a talaj energia- és vízháztartásának nyomon

követése. A légköri mérések sematikus képét a 6. ábra mutatja, a diplomamunkámban szereplő debreceni állomás műszerezettségét a 7–10. ábra szemlélteti. Jól látszik a gradiens mérőtorony a talajszenzorok elhelyezkedése, a sugárzásmérő állvány és az eddy-kovarianciás mérőrendszer. A sugárzás egyenleg komponenseit négy szenzorral külön-külön mérjük. A műszereket és az adatgyűjtő rendszert a Campbell cégtől vásárolta az OMSZ. A debreceni állomás 2008. áprilisa óta folyamatosan üzemel. Az eddy-kovarianciás mérőrendszer (LICOR 7500 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O szenzor és CSAT3 szonikus anemométer) nyers adatait jelenleg még nem archiváljuk; a félórás nyers, illetve a standard gyári program szerint korrigált kovarianciákat gyűjtjük.



7. ábra. A 10 méteres mérőtorony a lég-hőmérséklet, légnedvesség és a szélesség gradienseinek meghatározására (az előtérben egy PG200 típusú súlymérési elven működő csapadékmérő)



8. ábra. A Campbell CSAT3 típusú szonikus anemométer, valamint LICOR 7500 típusú H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> koncentráció-mérő berendezés 4 méteres mérőtoronyon a szenzibilis és látens hőáram meghatározása eddy-kovariancia módszerrel.



9. ábra. A talajhőmérséklet, a talaj mélyebb rétegeibe jutó hőáram és talajnedvesség mérők a felszíni energia egyenleg talaj komponensének meghatározásához.



10. ábra. A sugárzási egyenleg komponenseinek meghatározására szolgáló mérőhely.

### ***Adatfeldolgozás***

Az újonnan telepített mérőállomások az OMSZ adatgyűjtő és adatfeldolgozó rendszeréhez kapcsolódnak. A terepen olyan adatgyűjtő, és -tároló egységre van szükség (lehetőleg Campbell CR-5000), ami 1–10 s-onként gyűjti a szenzorok adatait – a műszerek érzékenységéhez igazodva. A talajhőmérséklet, talajnedvesség és a talajvízszint adatoknál ritkább mintavételezés is elég. A meteorológiai állapotjelzők átlagos értékei és szórásai 10, illetve 30 perces átlagolási idővel kerülnek rögzítésre.

A gyors szenzorok – mint a szonikus anemométer, és a LICOR 7500 szenzor– esetén a mintavételezési frekvencia 10 Hz. Az összes nyers fluxus adatrögzítése is az adatgyűjtő feladata, csakúgy, mint a 30 perces átlagolásból származó nyers fluxusok és a második



momentumok kiszámítása, továbbá legalább egy hónapig a nyers adatok tárolása, illetve a feldolgozott meteorológiai mérések továbbítása (beleértve a korrigált fluxusokat is). A nyers adatok (10 Hz) operatív módon történő archiválása, az adatok utófeldolgozása a 2009-es év egyik fő feladata lesz.

A mért fluxusokból és a meteorológiai adatokból további lezármaztatott mennyiségek is számolhatók – ezek külön archiválása nem szükséges. Ilyen lezármaztatott mennyiség például a meteorológiai adatokból (hőmérsékleti gradiens, sugárzás, szélsébség) számítható Pasquill-féle stabilitási kategória; a profil adatokból számolható Richardson-szám; vagy a sugárzási komponensekből kapható rövid- és hosszúhullámú mérleg, az albedó és a sugárzási egyenleg; illetve a talajhőmérséklet, talajhőáram és talajnedvesség adatokból – a talaj paraméterek ismeretében – előállítható felszíni talaj-hőáram. Fontos még a szélirány és szélsébség szórása is. A direkt árammérések nyers adataiból (10 Hz) megkaphatók a második, illetve a magasabb momentumok. A 2008. májusi mérési adatok alapján elvégeztük az energiamérleg lezárását is. A Fluxusokat a Campbell gyári adatgyűjtő program segítségével becsültük (spektrális korrekció nélkül). A lezárás meghaladta a 80%-ot, ami jónak számít (*Nagy et al., 2008b*)

### ***A mérőrendszer reprezentativitása***

Fontos tudni a mérőműszerek optimális elhelyezésének követelményeit, illetve részletesebben tárgyalni a reprezentativitás kérdését is.

Bár erről már korábban esett szó – „*A célzott mérőhálózattal szemben támasztott követelmények*” című alfejezetben –, azért nem árt részletesebben is megismerni az állomások elhelyezésével kapcsolatos általános követelményekkel. A tervezett állomásokat homogén, sík felszínen kell telepíteni. Csakúgy, mint más nemzetközi méréseknél, itt is követelmény, hogy a mérőkertben a növényzet magassága kisebb legyen 15 cm-nél, és a szenzortól legalább 100 m-es távolságban nem lehet mesterséges hőkibocsátó vagy visszaverő felület (pl. épület, beton), és olyan akadály, ami a sugárzásmérést, illetve a csapadékmérést akadályozza. A 10 m-en folytatott szél mérés minimális követelménye, hogy a szenzort környező felszín magasságváltozása ne haladja meg az 5 m-t egy 300 m-es sugarú körön belül. Az akadály ne legyen magasabb 5,5 m-nél egy 150 m-es körön belül és legyen kisebb 7 m-nél egy 300 m-es körön belül. A szenzor az akadályoktól az akadályok magasságánál legalább 10-szer nagyobb távolságra kell, hogy legyen, illetve egy környező

akadálycsoport (pl. facsoport) szélességénél legalább 15-ször nagyobb távolságra helyezkedjen el. A debreceni mérőhely teljesíti ezeket a követelményeket.

A *felszínközeli réteg profiljai* a légköri stabilitásról, a turbulens kicserélődés erősségéről szolgálnak információval. A modellszámítások szerint –, amik a hasonlósági elméletet veszik alapul különböző stabilitási viszonyok mellett (eltérő impulzus, szenzibilis és látens hőáramok feltételezésével, illetve kis érdességi magassággal számolva) – a 10 m-es szint felett már nem kell számítani jelentős szél, hőmérséklet és nedvességi gradiensre. A Debrecenben alkalmazott 4 mérési szint: 0,5–1 m, 2 m, 4–5 m, 10 m. Itt a gradienssek a relatív nedvesség kivételével jól mérhetők (logaritmikus mérési szintek), és közel azonos nagyságúak. (Modellszámítások alapján a nedvesség-gradiens pontos meghatározására harmatpont-mérés ajánlott.) A 10 m-es szint felett – a nagy hatásterület, illetve – a kis gradienssek esetén már nem kapunk lényegesen több információt.

A debreceni mérőhely 2008-as üzembehelyezése után megtörténtek az első adatfeldolgozások (Nagy *et al.*, 2008a; 2008b), megállapították, hogy:

- a szél és hőmérsékleti profilok megbízhatóak, visszaadják a felszínközeli légréteg sajátosságait, tehát együttesen is használhatók a légköri stabilitás meghatározására, valamint a Monin-Obukhov hasonlósági elmélet alkalmazásával történő áramszámításra;
- az energiaegyenleg komponenseinek elemzése rámutatott arra, hogy az adatbázis alkalmas a felszínközeli réteg vizsgálatára, illetve a direkt árammérések módszertanának fejlesztését is lehetővé teszi.
- A létrejött mérőrendszer által gyűjtött adatok nem csak a globális éghajlatváltozás kimutatását segítik, hanem egyéb kutatási célra (pl. mikrometeorológiai és levegőkörnyezet-védelmi feladatokra) is felhasználhatók. A felszínközeli légréteg turbulencia karakterisztikáinak kiszámításával – melyek a légköri diszperziós modellek bemenő adatait képezik – nagy pontosságú, minőségileg biztosított adatbázis hozható létre.

## Számítások

Diplomamunkámban ezt a megkezdett adatfeldolgozási munkát folytattam. Továbbfejlesztettem és kibővítettem a 10 m-es meteorológiai mérőtorony adatait feldolgozó programot. Foglalkoztam az érdességi magasság, a szélprofil kitevő, illetve a levegőkörnyezeti modellezésben fontos szórási együtthatók kiszámításával és klimatológiai vizsgálatával. Elvégeztem a gradiens és profilmérések alapján az impulzus, szenzibilis és látens hőáram kiszámítását.

Foglalkoztam a nyers turbulens áramok korrekcióival. Elkészítettem, illetve adaptáltam azokat a programokat, amelyek alkalmasak a nyers 10 Hz-es eddy-kovarianciás mérőrendszer adatfeldolgozására (Weidinger *et al.*, 1999; Barcza, 2001; Mauder és Foken, 2004). A fluxusszámító eljárás két programból áll.

Az első elvégzi a nyers kovarianciák számítását. Ide tartozik az extrém adatok kiszűrése (despiking), a lineáris trendszűrés, a 2D-s koordinátarendszer forgatás, továbbá a szonikus anemométer típusától függő korrekció alkalmazása. E programot felhasználtuk a 2008-as évben végzett expedíciós mérések adatfeldolgozásában (Nagy *et al.*, 2008b; Weidinger *et al.*, 2008).

### A számítások elméleti háttere

E fejezetben bemutatjuk a felszínközeli réteg energiaháztartását, turbulens kicserélődési folyamatait, s foglalkozunk a turbulens áramok meghatározásával is. Célunk a 10 m-es mérőtorony adatainak dinamikai szemléletű feldolgozása. Ezt alapozza meg e rövid elméleti fejezet.

#### *A felszínközeli réteg energiaháztartása*

A felszínközeli réteg leírásában a legfontosabb az energiamérleg komponensek meghatározása. Feltétlenül pontosan kell mérni a *sugárzási egyenleget* ( $Rn$ ) – általában ez a legnagyobb tag. Ennek elvégzéséhez a négy sugárzási komponens egyenszilárdságú (azonos pontossági követelményeknek megfelelő) mérése szükséges. A globálsugárzás (v. rövidhullámú bejövő sugárzás,  $G_{\text{rövid}}^{\downarrow}$ ) és a visszavert rövidhullámú sugárzás ( $G_{\text{rövid}}^{\uparrow}$ ) különbsége a rövidhullámú sugárzási mérleg ( $Rn_{\text{rövid}} = G_{\text{rövid}}^{\downarrow} - G_{\text{rövid}}^{\uparrow}$ ), hányadosa pedig az

albedó ( $a = G_{\text{rövid}}^{\uparrow} / G_{\text{rövid}}^{\downarrow}$ ). A másik két mennyiség a hosszúhullámú sugárzási egyenleget megadó bejövő hosszúhullámú sugárzás (v. égboltsugárzás,  $G_{\text{hosszú}}^{\downarrow}$ ), illetve a hosszúhullámú felszíni kisugárzás ( $G_{\text{hosszú}}^{\uparrow}$ ). A hosszúhullámú mérleg mindig negatív – hiszen az ég a felszínhez képest mindig hideg. E négy sugárzási komponens adja együtt a teljes sugárzási mérleget:  $Rn = (G_{\text{rövid}}^{\downarrow} - G_{\text{rövid}}^{\uparrow}) + (G_{\text{hosszú}}^{\downarrow} - G_{\text{hosszú}}^{\uparrow})$ . A Kipp&Zonen, illetve az Epply gyártmányú műszerek teljesítik a WMO legszigorúbb pontossági előírásait. A műszerek hiba nélkül dolgoznak, az adatfeldolgozásuk megtörtént (Nagy *et al.*, 2008b). Diplomamunkámban, ezért is, a turbulens áramok kiszámítására koncentrálok.

Az energiaháztartási (vagy energiamérleg) komponensek hosszútávú megváltozása egyik „magyarázó tényezője” lehet a lokális éghajlati változásnak. A felszíni energiamérleg egyenlete (Foken, 2006):

$$Rn = H + LE + G + \Delta,$$

ahol  $H$  a szenzibilis hőáram,  $LE$  a látens hőáram,  $G$  a talajba jutó hőáram, míg  $\Delta$  jelöli az egyéb tagokat, mint pl. a fotoszintézis hatása, az alsó légoszlop (a felszín és a sugárzásmérő közötti légtér) hőmérsékletváltozása, a növényzet hőtárolása, az advekció, és természetesen a mérési bizonytalanságokból származó hibatagot (lezárási probléma). A talaj hőforgalmának méréséhez szükséges a talajhőmérséklet, a talajnedvesség, és a talaj hőáram profilja, illetve a talaj fizikai állandóinak ismerete (Liebethal és Foken, 2007).

### ***A turbulens kicserélődés modellezése***

A turbulens örvények – azaz az átlagos mozgásra rakódó fluktuációk – felelősek a tulajdonságok (energia, impulzus, nyomanyag) vertikális szállításáért. A turbulens áram definíció szerint a felületegységen időegység alatt áthaladó tulajdonság, matematikailag az adott tulajdonság és a vertikális sebesség kovarianciája (11. ábra). A meteorológiai állapotjelzők profiljai és a turbulens áramok szoros kapcsolatban vannak egymással. A felszín tulajdonságai (érdesség,  $z_0$ ), a mechanikus és a termikus eredetű turbulens kicserélődés, vagy máshogy mondva az impulzus ( $\tau$ ) és a szenzibilis hőáram ( $H$ ) alakítja a profilokat. A turbulens áramokat kovariancia alakban, a hasonlósági elmélet szerinti dimenzióanalízis felhasználásával, továbbá a turbulens diffúziós együttható ( $K$ ) és az

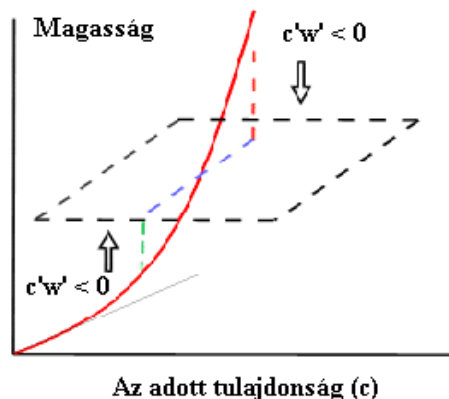
adott tulajdonság gradiensének ismeretében is felírhatjuk. Az impulzus ( $\tau$ ), a szenzibilis ( $H$ ) és a látens hőáram ( $LE$ ) alakja rendre:

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} = \rho u_*^2 = K_u \frac{\Delta u}{\Delta z} ,$$

$$H = c_p \rho \overline{\Theta'w'} = -c_p \rho u_* T_* = -c_p \rho K_H \frac{\Delta \Theta}{\Delta z} ,$$

$$LE = \rho \overline{q'w'} = -\rho u_* q_* = -\rho K_H \frac{\Delta q}{\Delta z} ,$$

ahol  $u$ ,  $\Theta$ ,  $q$  a horizontális szélesség, a potenciális hőmérséklet és a specifikus nedvesség (ami azt mutatja meg, hogy az egységnyi tömegű nedves levegőben mennyi vízgőz van) átlagértéke,  $u'$ ,  $\Theta'$ ,  $q'$  ezen mennyiségek fluktuációi,  $w'$  pedig a vertikális sebesség fluktuációja (azaz a pillanatnyi és az átlagos érték különbsége).  $u_*$ ,  $T_*$ , és  $q_*$  – a dimenzióanalízis szerint – a dinamikus sebesség, - hőmérséklet, és - specifikus nedvesség, ebben a sorrendben.  $\rho$  a sűrűség,  $c_p$  az állandó nyomáson vett fajhő.  $K_u$  és  $K_H$  az impulzus, illetve a hőszállításra vonatkozó diffúziós együttható. A nedvesség, vagy a nyomanyagok mennyisége, azaz a passzív turbulencia karakterisztikák viselkedése – legalábbis első közelítésben – a hőkicserélődéshez hasonló.



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

A felszínközeli réteg folyamatainak megértéséhez a turbulens áramok direkt mérésére, illetve legalább az állapotjelzők gradiensének (különbségének) mérése szükséges.

A fluxusok és a profilok közötti kapcsolat a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet segítségével adható meg. Az indifferens (logaritmikus) profiloktól való eltérést az univerzális függvények írják le. Az „univerzális” szó azt jelzi, hogy a függvények alakja egy, a stabilitástól függő dimenziótlan mennyiségtől ( $\zeta$ ) függ. A hasonlósági elmélet alapegyenletei a következők:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_M(\zeta) ,$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \varphi_H(\zeta) ,$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \varphi_{LE}(\zeta) ,$$

ahol  $\kappa$  a Kármán-állandó,  $\varphi_M(\zeta)$ ,  $\varphi_H(\zeta)$  és  $\varphi_{LE}(\zeta)$  az impulzusra, a szenzibilis és a látens hőszállításra vonatkozó univerzális függvény. Első közelítésben – mivel a hő- és nedvességkicserélődés hasonlóan megy végbe –  $\varphi_H(\zeta) = \varphi_{LE}(\zeta)$ . A  $\zeta$  dimenziótlan magasság (ami egyébként szoros kapcsolatban áll a Richardson-számmal) az aktív felszín feletti magasság ( $z$ ) és a stabilitást jellemző Monin-Obukhov-hossz ( $L$ ) hányadosa.  $L$  definíció szerint:

$$L = \frac{u_*^2}{\beta \kappa T_*} .$$

A fenti egyenletek integrálásával – az univerzális függvény ismeretében – kapjuk a profilokat.

A szélprofilok modellezése kiemelten fontos szerepet játszik, elég csak a terjedési modellszámításokra, vagy a szélenergetikai vizsgálatokra gondolni. Sok esetben alkalmazzák az ún. hatványkitevős profilokat:

$$u(z_2) = u(z_1) \left( \frac{z_2}{z_1} \right)^b .$$

A  $b$  kitevő függ a stabilitástól, illetve a felszín érdességétől. Előbbi a napszak és a standard meteorológiai állapotjelzők (pl. besugárzás, borultság, szélesebesség)

függvényében jól modellezhető. Indifferens esetben  $b$  értéke  $1/7$ . Labilis rétegződés esetén ennél kisebb, míg erősen stabilis esetben – amikor a szél a magassággal erősen növekszik –  $b$  értéke eléri a  $0,35$ -öt alacsony vegetációjú (kis érdességű) felszín felett (Irwin, 1979). A  $10$  m-es szint felett már alig nő a szélesebesség – az erősen stabilis rétegződést leszámítva –, vagyis ha pl. a  $4$ – $5$  m-es szinten, illetve a  $10$  m-es magasságban mérünk, akkor az ez utáni mérési szintnek már  $\sim 22$ – $25$  m-en kell lennie (logaritmikus profilközelítés). A hatványkitevős profil felülbecsli a szélesebességet az alsó néhány m-es rétegben. Ez nem véletlen, hiszen ez a profilközelítés a magasabb rétegek ( $10$ – $100$  m) megismerésére szolgál, pl. szélenergetikai vizsgálatokhoz.

A homogén, alacsony vegetáció feletti hőmérséklet-, szél- és nedvességprofilok a turbulens áramok, illetve az univerzális függvények segítségével kaphatók meg. Különböző univerzális függvények közül választhatunk mind stabilis, mind labilis esetben (Weidinger et al., 2006).

### ***Hatványkitevős szélprofil számítások***

A hatványkitevős szélprofil alapképletét

$$u(z_2) = u(z_1) \left( \frac{z_2}{z_1} \right)^b$$

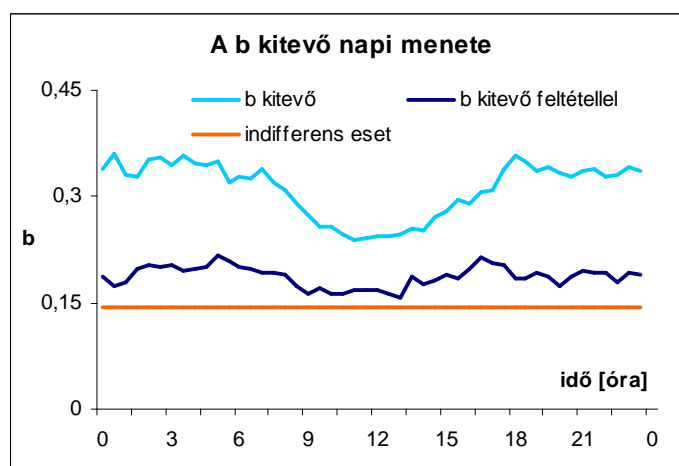
átrendezve  $b$ -re a következő összefüggést kapjuk:

$$b = \frac{\ln(u(z_2)/u(z_1))}{\ln(z_2/z_1)}.$$

Látható, hogy a  $b$  kitevő számításához szükség van legalább két szint szélesebességére.

Az első vizsgálatunk a debreceni adatokkal arra a kérdésre kereste a választ, hogy milyen pontossággal tudjuk megbecsülni a  $b$  hatványkitevőt, s ez hogy függ a stabilitástól (napszak) és a szélesebesség értékétől. Az általam írt programban (VisualBasic Excel környezetben) mind a  $4$  szint ( $1$ ;  $2$ ;  $4$  és  $10$  m) kombinációja szerepel. Az adatbázis a félórás szélesebesség, hőmérséklet és relatív nedvesség adatokat tartalmazza  $2008$ . májusától. Vizsgálatainkat itt és a továbbiakban a  $2008$ – $2009$ -es téli időszakra (december, január, február) mutatjuk be. (A feldolgozásokat minden hónapra elvégeztük.)

A  $b$  kitevőt a legkisebb négyzetek módszerével határoztam meg profilillesztéssel. Kiszámítottuk a négyzetes és az abszolút maximális hibát.



12. ábra. A  $b$  hatványkitevő átlagos napi menete a debreceni 10 m-es mérőtorony 30 perces átlagos szélsébség adataiból 2008. december – 2009. február. (bővebb magyarázat a szövegben)

Eredményeimet a 12. ábra szemlélteti. Az ábrán a „ $b$  kitevő feltétellel” címszó azt jelenti, hogy csak akkor vettük figyelembe  $b$  értékét, ha a legalsó szinten (1 m) a szélsébség meghaladta az 1,5 m/s-os értéket, és a maximális hiba kisebb volt, mint 0,2 m/s. Indifferens esetben  $b$  értéke 1/7, ezt jelöli az ábrán a vízszintes vonal. Ez a kiinduló profilközelítés szélenergetikai vizsgálatoknál. Az ábrán látható, hogy a nagy szélsébségekre végzett szűrés után egy simább görbét kaptunk; az értékek is jóval kisebb határok között mozognak, kevésbé térnek el az 1/7-es profiltól, mint a feltétel nélküli esetben. Mindkét görbe az indifferensnél nagyobb átlagos hatványkitevőt ad. A simított görbén kevésbé, míg az összes eset alapján készített átlagos görbén jobban látszik  $b$  napi menete: nappal alacsonyabb (labilis rétegződés), éjszaka pedig magasabb (stabil rétegződés) értékek. Az ábra felhívja a figyelmet, hogy óvatosan kell eljárni a szakirodalmi adatok alkalmazásával. A nagy  $b$  értékek a várható szélsébségek, s így a szélenergia potenciál túlbecsléséhez vezethetnek (Weidinger et al., 2009b)

### ***A turbulens áramok meghatározása gradiens és profil módszerrel***

A gradiens módszer esetén a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elméletet hívjuk segítségül. Az elmélet szélsébségre vonatkozó alapegyenletét integrálva a következőt kapjuk (Foken, 2006):



$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_M(\zeta_1, \zeta_2) \right],$$

ahol  $\psi_M(\zeta)$  az impulzusra vonatkozó univerzális függvényből származtatott integrál alak, ami a következőképpen áll elő (Foken, 2006):

$$\psi_M(\zeta_1, \zeta_2) = \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} [1 - \varphi_M(\zeta)] \frac{d\zeta}{\zeta}.$$

A sebesség különbségre kapott egyenlet más jelöléssel:  $u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{\kappa} [f_M(\zeta_2) - f_M(\zeta_1)]$ ,

ahol most:  $f_M(\zeta) = \int \varphi_M(\zeta) \frac{d\zeta}{\zeta} + C$ .

Ugyanígy a szenzibilis és a látens hőszállításra vonatkozó alapegyenlet integrálásával kapjuk, hogy:

$$\Theta(z_2) - \Theta(z_1) = \frac{T_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_H(\zeta_1, \zeta_2) \right] \equiv \frac{T_*}{\kappa} [f_H(\zeta_2) - f_H(\zeta_1)],$$

$$q(z_2) - q(z_1) = \frac{q_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{LE}(\zeta_1, \zeta_2) \right] \equiv \frac{q_*}{\kappa} [f_{LE}(\zeta_2) - f_{LE}(\zeta_1)].$$

A fenti egyenletek bal oldalán két különböző szinten mért (vagy számolt) szél, potenciális hőmérséklet és specifikus nedvesség különbsége szerepel. Számításaimban a 2 illetve a 10 m-es magasság adatait használtam e különbségek kiszámításához. Ez a gradiens módszer. *(Kiszámítottuk a turbulens áramokat profilillesztéssel is. Hasonló eredményeket kaptunk, mint a gradiens módszerrel. Külön nem mutatjuk be azokat.)*

A séma alkalmazásához szükségünk van a Richardson-szám kiszámítására:

$$Ri = \beta \frac{\partial T / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2} \equiv \beta \frac{\Delta T}{(\Delta u)^2} \Delta z,$$

ahol:  $\beta = -\frac{g}{T}$  a stabilitási paraméter  $\Delta T$ ,  $\Delta u$ ,  $\Delta z$  rendre a vizsgált réteg hőmérséklet-, szélesség- és a magasság különbsége. A hasonlósági elmélet alkalmazásával, a Richardson szám ismeretében már kiszámítható a Monin-Obukhov-féle hossz (Weidinger et al., 2000):

$$\hat{Ri} = (\zeta_2 - \zeta_1) \frac{f_H(\zeta_2) - f_H(\zeta_1)}{(f_M(\zeta_2) - f_M(\zeta_1))^2}.$$

Az univerzális függvények integrálalakjához mind stabilis mind pedig labilis esetben több választási lehetőség áll rendelkezésünkre. Munkámban négy különböző alakot vizsgáltam mind a két egyensúlyi helyzetben. Az első esetben stabilis ( $0 < \zeta < 2$ ) rétegződésnél  $\psi_M$ ,  $\psi_H$  és  $\psi_{LE}$  alakja Dyer (1974) alapján rendre:

$$\psi_M(\zeta_1, \zeta_2) = -\alpha(\zeta_2 - \zeta_1),$$

$$\psi_{LE}(\zeta_1, \zeta_2) = \psi_H(\zeta_1, \zeta_2) = -\beta(\zeta_2 - \zeta_1).$$

Labilis rétegződés ( $0 > \zeta > -2$ ) esetén (Dyer, 1974):

$$\psi_M(\zeta_1, \zeta_2) \equiv \psi_M(x_1, x_2) = 2 \ln\left(\frac{1+x_2}{1+x_1}\right) + \ln\left(\frac{1+x_2^2}{1+x_1^2}\right) - 2 \tan^{-1}(x_2) + 2 \tan^{-1}(x_1)$$

$$\psi_{LE}(\zeta_1, \zeta_2) = \psi_H(\zeta_1, \zeta_2) \equiv \psi_H(y_1, y_2) = 2 \ln\left(\frac{1+y_2}{1+y_1}\right),$$

ahol

$$x_1 = [1 - \gamma_m(\zeta_1)]^{1/4},$$

$$x_2 = [1 - \gamma_m(\zeta_2)]^{1/4},$$

illetve

$$y_1 = [1 - \gamma_h(\zeta_1)]^{1/2},$$

$$y_2 = [1 - \gamma_h(\zeta_2)]^{1/2}.$$

A konstansok értéke:  $\alpha = \beta = 5$ ,  $\gamma_m = \gamma_h = 16$ , ami azt jelenti, hogy  $\psi_M$  és  $\psi_H$  stabilis esetben megegyezik.

A második függvény együttes (Högström, 1988) esetén  $\psi_M$  és  $\psi_H$  stabilis, és labilis esetben szintén úgy írható fel, mint előbb, csak a konstansokban lesz eltérés, nevezetesen:  $\alpha = 4,8$ ;  $\beta = 8$ ,  $\gamma_m = 19,3$ ;  $\gamma_h = 11,6$ .

A harmadik univerzális függvény együttes (Weidinger et al., 2000) ismét csak az állandókban tér el:  $\alpha = 5,5$ ;  $\beta = 7,5$ ,  $\gamma_m = 16$ ;  $\gamma_h = 12,5$ .

A negyedik, és egyben utolsó esetben olyan képletet használtam, ami a teljes stabilis tartományban működik (Beljaars and Holtslag, 1991):

$$-\psi_M(\zeta) = a\zeta + b\left(\zeta - \frac{c}{d}\right)\exp(-d\zeta) + \frac{bc}{d}$$

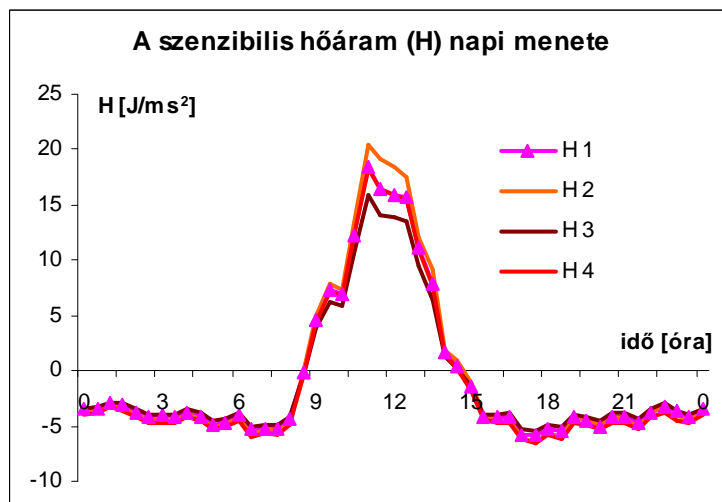
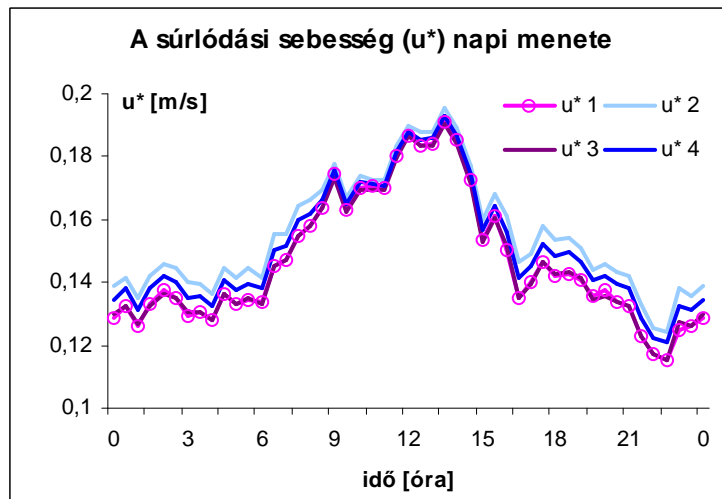
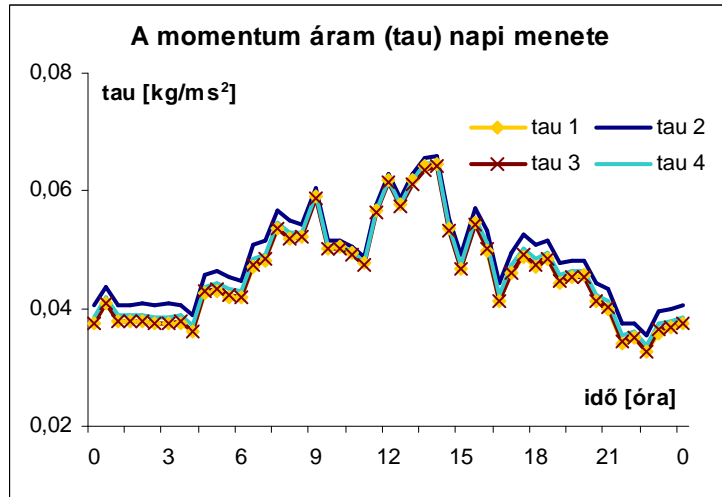
$$-\psi_H(\zeta) = \left(1 + \frac{2}{3}a\zeta\right)^{3/2} + b\left(\zeta - \frac{c}{d}\right)\exp(-d\zeta) + \left(\frac{bc}{d} - 1\right)$$

Itt a konstansok a következők:  $a=1$ ;  $b=2/3$ ;  $c=5$ ;  $d=0,35$ . Labilis rétegződésnél az először vizsgált esettel megegyező képletet használtam (Dyer, 1974).

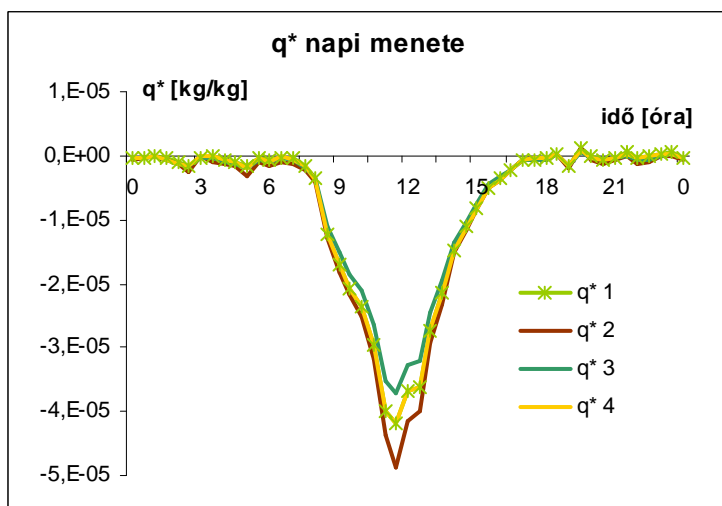
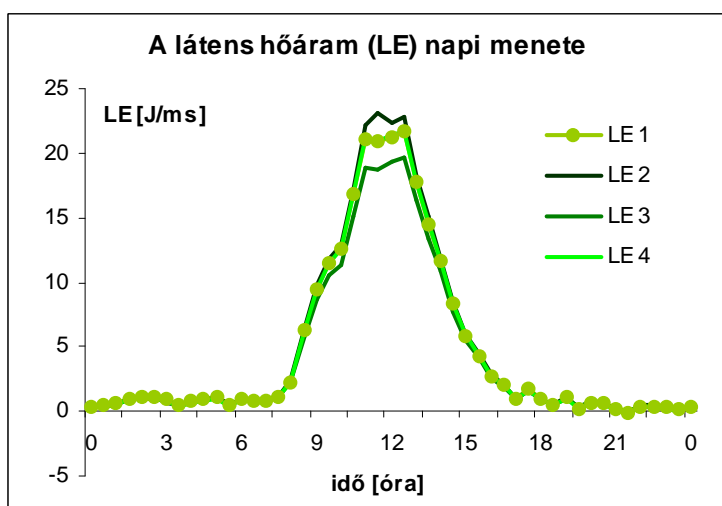
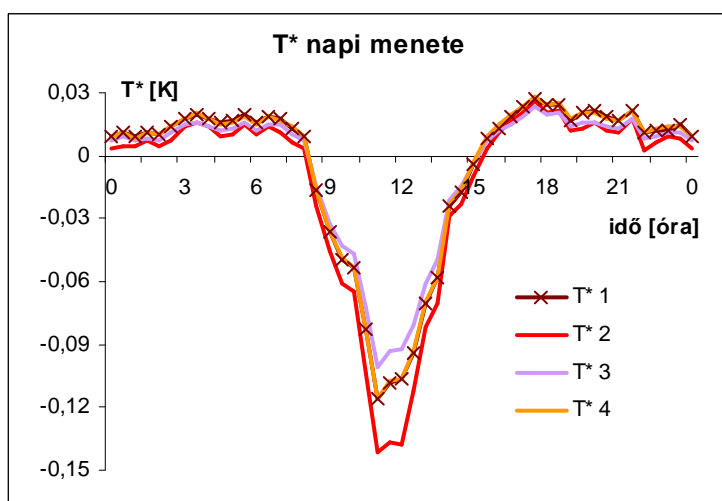
Az elméleti alapok bemutatása után nézzük az eredményeket! Itt is az átlagos napi meneteket mutatjuk be, a téli időszakra (kis áramok). A sugárzási mérleg komponensekkel, profil adatokkal itt nem foglalkozunk. Az eredményeket a 13. a és b ábra mutatja. Elvégeztük az adatbázis ellenőrzését, az extrém fluxusok kiszűrését. Mindenkor arra törekedtünk, hogy a hibák mögötti okot is megtaláljuk. Ez lehet a hasonlósági elméletnek nem megfelelő stabilitási helyzet, vagy pl. a 10 m-es szinten néha akadó (csapágyas) szélműszer.

A momentum és a súrlódási sebesség napi menetében alig van eltérés a négy eset között. Egyértelműen látszik a várt napi menet is. A szenzibilis és látens hőáram kis értékű, napi menetük és értékeik hasonlóak. A szenzibilis és látens hőáram esetén a görbék a napközbeni maximum körül kissé szétválnak, de az eltérés nem számottevő. A  $T^*$  és  $q^*$  görbék is visszaadják az elméletnek megfelelő napi menetet. Mindegyik görbe nappal nagyobb, éjjel kisebb értékeket mutat.

A fluxusok átlagos napi meneteit itt nem mutatjuk be. Nem célunk a kiszűrt fluxus adatok pótlásával kapcsolatos módszerek elemzése. Ez a munka következő fázisa.



13. a ábra. A  $\tau$  momentum áram (fent), Az  $u_*$  súrlódási sebesség (középen) és a  $H$  szenzibilis hőáram (lent) átlagos napi menete; 2008. december – 2009. február. (A számozás a fent említett négy univerzális függvény együtttestet jelenti.)



13. b ábra. A  $T^*$  (fent), az  $LE$  látens hőáram (középen) és a  $q^*$  (lent) átlagos napi menete; 2008. december – 2009. február. (A számozás a fent említett négy univerzális függvény együtttest jelenti.)

## Turbulens szórásai együtthatók számítása

A turbulens szórásai együtthatók a légkörbe kerülő nyomanyagok hígulásának mértékét adják meg a meteorológiai modellekben. Azzal a feltételezéssel élünk, hogy a füstfáklyában a szennyezőanyag koncentrációja a szélre merőleges vízszintes és függőleges irányokban a Gauss-féle binomiális eloszlás szerint változik. Tehát a füstfáklya szélre merőleges vízszintes és függőleges kiterjedése a normál eloszlás ismeretében a szórásai paraméterek ( $\sigma_u$ ,  $\sigma_w$ ) alapján határozható meg. A szóródás (a fáklya alakja) függ a forrástól vett távolságtól, a diszperziós sebesség nagyságától és természetesen a stabilitási viszonyoktól (Götz és Rákóczi, 1981).

A turbulens áramok, és a stabilitási viszonyok ismerete alkalmassá teszi az alap éghajlati mérőállomást ilyen leszármaztatott paraméterek előállítására. A következőkben ezek meghatározását és a feldolgozás eredményeit mutatjuk be.

A turbulens szórásai együtthatók normált alakjára ( $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$ ,  $\sigma_T/T_*$ ) többféle empirikus képlet létezik. Ezek közül van, amelyik csak stabilis esetben használható, vagy épp csak labilis rétegződésnél, de olyan is van, amelyik mindkét rétegződés esetén ad eredményt. Az alkalmazhatóság tehát  $\zeta$  értékétől függ.

A számításokhoz a gradiens módszer alapján kiszámított  $u_*$ ,  $T_*$  és  $q_*$  értékeit, illetve a Monin-Obukhov-hosszt hívtuk segítségül. Számításainkban Dyer (1974) univerzális függvényeit használtuk. A szórásai paramétereket négyféleképpen határozzuk meg.

1.) Elsőként Foken (1991 és 2006) parametrizációs eljárását mutatjuk be:

$$\frac{\sigma_{u,v,w}}{u_*} = c_1 (|\zeta|)^{c_2} \quad \text{és} \quad \frac{\sigma_T}{T_*} = c_1 (|\zeta|)^{c_2},$$

ahol a  $c_1$  és  $c_2$  konstansok értékei a 3. táblázatban vannak összefoglalva. A  $\sigma_T$  esetén az együtthatókat a  $0,02 > \zeta > -0,062$  intervallumon nem Foken (2006) eredeti leírása alapján számoltunk, mivel  $\zeta \rightarrow 0$  esetén – az univerzális függvények választásától függően – irreálisan nagy értékeket kaphatunk.

2.) A második módszertan neutrális, és labilis rétegződés esetén használható. Ebben az esetben a normált értékek egyszerűen konstansok (Lumley és Panofsky, 1964; Panovsky és Dutton, 1984):

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 2,45; \quad \frac{\sigma_v}{u_*} = 1,9; \quad \frac{\sigma_w}{u_*} = 1,25.$$

Paraméter	$\zeta$	$c_1$	$c_2$
$\sigma_w / u_*$	$0 > \zeta > -0,032$	1,3	0
	$-0,032 > \zeta$	2,0	1/8
$\sigma_u / u_*$	$0 > \zeta > -0,032$	2,7	0
	$-0,032 > \zeta$	4,15	1/8
$\sigma_T / T_*$	$\zeta > 1$	$\sigma_T / T_* = const = 1.4$	
	$1 > \zeta > 0,02$	1,4	-1/4
	$0,02 > \zeta > 0$	$\sigma_T / T_* = const = 1.4 \cdot (0,02)^{-1/4}$	
	$0 > \zeta > -0,062$	$\sigma_T / T_* = const = 1,0 \cdot (0,062)^{-1/4}$	
	$-0,062 > \zeta > -1$	1,0	-1/4
	$-1 > \zeta$	1,0	-1/3

3. táblázat. Integrált turbulencia karakterisztikák diabaticus rétegződés esetén.

3.) A következő képletsorozatban – amely labilis rétegződés esetén alkalmazható – szintén konstansok a normált értékek (McBean, 1971):

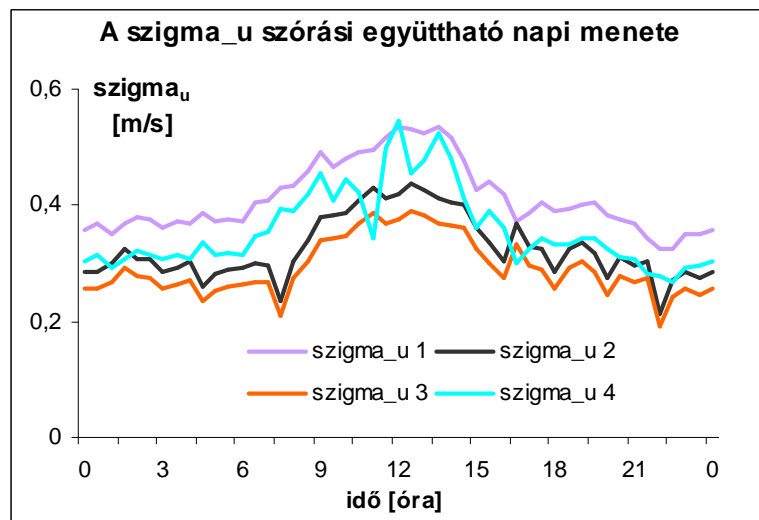
$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 2,2; \quad \frac{\sigma_v}{u_*} = 1,9; \quad \frac{\sigma_w}{u_*} = 1,4; \quad \frac{\sigma_T}{T_*} = 1,6.$$

4.) A negyedik meghatározás stabilis rétegződésre használható, és a normált értékeket eszerint is konstansok adják meg (Sorbjan, 1986):

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 2,3, \quad \frac{\sigma_w}{u_*} = 1,6, \quad \frac{\sigma_T}{T_*} = 2,4.$$

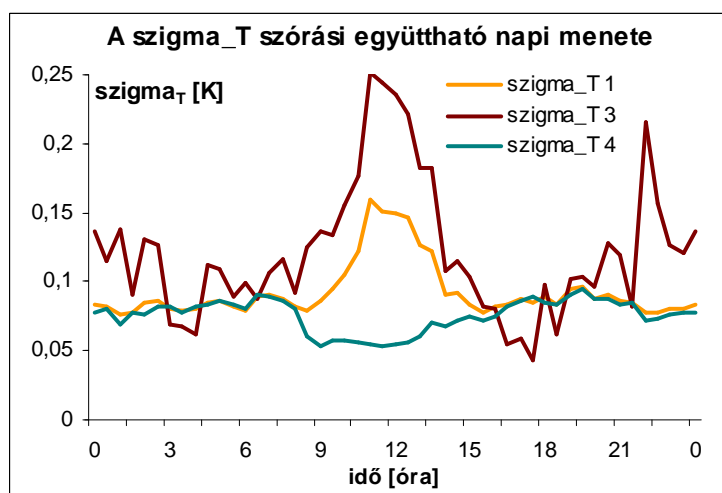
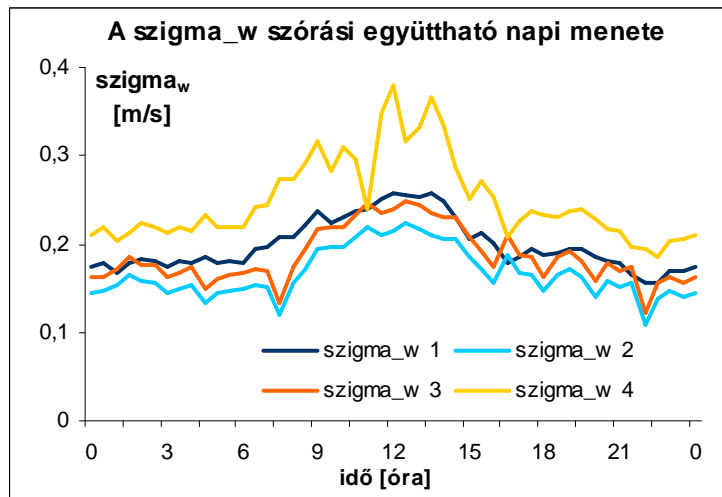
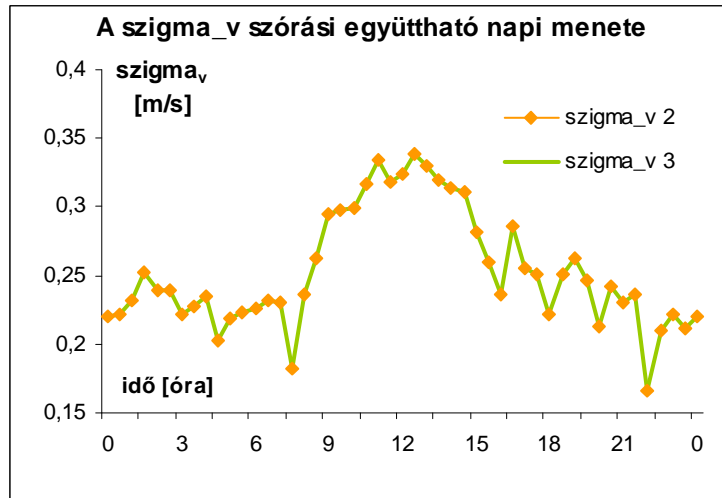
Kiszámíthatók a normált értékek a turbulens áramok és a Coriolis-paraméter felhasználásával is Thomas és Foken (2002). Az így kapott becslések azonban lényegesen különböznek (sokkal nagyobbak) a szakirodalomban általánosan alkalmazott – fent bemutatott – módszerekkel kapott eredményektől. E számítási eljárással a továbbiakban nem foglalkozunk.

A szórási együtthatók átlagos napi meneteit a három téli hónapra a 14. a és b ábra mutatja. Az  $\sigma_u$  szórási együttható görbéi jól együtt futnak. Menetük követi a dinamikus sebesség, s így a szélsősebesség napi változásait. A második és harmadik módszerrel kiszámított adatok között egy konstansbeli eltolódás látszik, ami a számítási módból következik. A negyedik eset görbéje mutatja a legnagyobb napi menetet, az első módszer a legsimábbat. A  $\sigma_v$  szórási együttható esetén (a 2. és a 3. módszer alapján tudjuk csak meghatározni) a két görbe megegyezik. A  $\sigma_w$  szórási együtthatónál a negyedik számítási mód görbéje mutatja a legnagyobb menetet, míg az első a legsimábbat, a második és harmadik eset itt is hasonló menetet mutat. Három módszert mutatunk be a  $\sigma_T$  szórási együttható meghatározására. Az 3. módszertan görbéjének van a legnagyobb menete. Az 1. módszertannal kapott értékek éjszaka a 4., nappal pedig a 3. módszertan görbéjének menetét követik – első esetben jobban illeszkednek a görbék, utóbbiban kevésbé. Az eredmények felhívják a figyelmet az egyes számítási módszerekben rejlő eltérésekre, a szórási együtthatók, s így a terjedési modellszámítások bizonytalanságára is.



14. a ábra. A  $\sigma_u$  szórási együttható átlagos napi menete 2008-2009 telén (december– február).  
(A számozás a dolgozatban ismertett négy számítási eljárást követi.)





14. b ábra. A a  $\sigma_v$  (fent), a  $\sigma_w$  (középen) és a  $\sigma_T$  (lent) szórási együttható átlagos napi menete 2008-2009 telén (december– február). (A számozás a dolgozatban ismertetett négy számítási eljárást követi.)

## *A direkt árammérések adatfeldolgozása*

Az alap éghajlati mérőállomás mérési programjának fontos eleme a turbulens áramok (impulzus, szenzibilis, látens, szén-dioxid) közvetlen mérése eddy-korrelációs mérőrendszerrel (Campbell CSAT3 típusú szonikus anemométer és LICOR 7500 típusú H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> koncentráció-mérő). A Campbell gyári adatgyűjtő programját használjuk. A nyers 10 Hz-es adatok még nem kerülnek archiválásra, a mérőrendszer tehát még nem teljeskörű. Jelenleg folyik a mérőállomás online internetes elérésének kialakítása, illetve a 10 Hz-es nyers adatok (a szélesség komponens, szonikus hőmérséklet, nedvesség és CO<sub>2</sub> koncentráció, referencia hőmérséklet és relatív nedvesség) archiválásának előkészítése. Ez lehetőséget ad a fluxusok utófeldolgozására, a gyári programnál pontosabb fluxusszámítási algoritmus kidolgozására (*Weidinger et al.*, 1999; *Barcza*, 2001; *Mauder és Foken, T.*, 2004). E programfejlesztésbe kapcsolódtam be, s diplomamunkám következő részében ennek néhány elemét mutatom be. A fluxusszámító programok általában két részből állnak. Elsőként a nyers fluxusokat számítják ki, majd a korrekciók elvégzése következik. Mi is ezt az utat választottuk.

A mikrometeorológiai feldolgozásban általában 30 perces átlagolási idővel dolgoznak. Erre az időintervallumra adják meg a turbulens áramokat. A nyers fluxusok kiszámítása az adatok minőségbiztosításával kezdődik, ami a csúcsok kiszűrését (despiking) jelenti. Ez egy iterációs eljárás, általában a várható érték ( $m$ ) körüli szórás ( $\sigma$ ) 2–4 szeresén kívül eső adatokat hagyjuk el. A nyers fluxusok meghatározása a kovariancia becslésén alapul. Ehhez a várható értéktől vett eltérések (fluktuációk) optimális becslése szükséges, amihez gyakran alkalmaznak lineáris trendszűrést. Szintén itt veszik figyelembe a szonikus anemométer típusától függő korrekciókat (*Mauder és Foken*, 2004). A pontos mérésnek feltétele a műszerek pontos beállítása. Ez a gyakorlatban nem teljesül. Ezért egy forgatással élünk. Azt feltételezzük, hogy a szonikus anemométerrel számított vertikális sebesség átlagértéke nulla. Ezt a koordináta-rendszer-forgatás biztosítja. A 2D-s forgatás esetén a koordináta-rendszer  $x$  tengelyét az átlagos szélirányba fordítjuk. A 3D-s forgatásnál azt feltételezzük, hogy az impulzusáram szélirányra merőleges komponense ( $-\overline{\rho v'w'}$ ) nulla. Alkalmazzák még hosszú adatsorok esetén a szélirányok szerinti korrekciót is a műszer dőlésére (planar fit method). A fenti eljárásokat tartalmazó Fortran program már korábban elkészült és alkalmazásra került expedíciós mérések feldolgozásánál. Az adatfeldolgozási munkába én is bekapcsolódtam (*Weidinger et al.*, 2009a).

A dolgozatban a nyers fluxusok – amit a Campbell adatgyűjtő programja jelenleg is szolgáltat – korrekciójával foglalkozom. Ehhez egy – korábban meglevő (Weidinger *et al.*, 2004) Fortran programra támaszkodva – Visual Basic nyelven készítettünk programot. Ez a fejlesztés egyaránt szolgálja az adatgyűjtőből származó fluxusok további feldolgozását és az összegyűjtésre kerülő nyers 10 Hz-es adatok utófeldolgozását.

Nézzük tehát a fluxusok további korrekcióját! Három korrekciós algoritmust mutatunk be: (i) a szenzibilis hőáram korrekcióját, ami a szonikus hőmérséklet és a virtuális hőmérséklet közötti hasonlóságon alapul (Shotanus-korrekció), (ii) a Webb-korrekciót, ami arra utal, hogy a felszín a különböző nyomanyagok (pl. vízgőz, széndioxid) forrása vagy nyelője –, vagyis nem teljesül, hogy ezen molekulák átlagos vertikális sebessége nulla –, végül pedig (iii) a spektrális korrekcióval (vagy Moore-korrekció) foglalkozunk, ami azt fejezi ki, hogy mérés technikai pontatlanságok miatt nem tudjuk pontosan leírni a turbulens spektrumot, így a kovarianciát sem. Gondoljunk csak pl. a műszerek szeparálására, a diszkrét mérések problémájára. (Megjegyezzük, hogy a műszerek szeparálásának problémája – máshol van a CSAT3 és a LICOR szenzor – megoldható a nyers kovarianciák maximalizálásával is (Mauder és Foken, 2004).) A kifejlesztett program eredményét a 2008. májusi debreceni fluxusok korrekciójával szemléltetem. Az általunk beprogramozott Shotanus- és a Webb-korrekciót külön is ellenőriztük a Campbell gyári program beépített opciójával. Az eredmények egyezők voltak.

(i) A Shotanus-korrekció. A szonikus anemométer igazából nem a hőmérsékletet, hanem a hangsebességet méri. A hangsebesség pedig függ a levegő hőmérsékletétől és kis részben a vízgőztartalmától is, jó közelítéssel megegyezik a virtuális hőmérséklettel. Ahhoz, hogy a szonikus hőmérséklet fluktuációi helyett megkapjuk az aktuális hőmérséklet fluktuációit, a légnedvesség hatását kell korrigálni (Shotanus *et al.*, 1983) a következő egyenletek szerint:

$$\overline{T'T'} = \overline{T_s'T_s'} - 1,02\overline{Tq'T'} - 0,51^2\overline{q'^2T'^2},$$

$$\overline{w'T'} = \overline{w'T_s'} - 0,51 \cdot \overline{T} \cdot \overline{w'q'},$$

ahol  $T_s$  a szonikus hőmérséklet. A vesszők itt is a fluktuációkat jelölik.

Megjegyezzük: ha nem áll rendelkezésre a direkt nedvességáram-mérés, akkor a Bowen-arány ( $Bo = H / LE$ ) ismeretében is elvégezhetjük a korrekciót (Foken, 2006):

$$\overline{w'T'} = \frac{\overline{w'T'_s}}{1 + \frac{0,51 \cdot \overline{Tc_p}}{\lambda Bo}}$$

ahol  $\lambda$  a fázisátalakulási hő.

(ii) Következő lépésként a *Webb-korrekción* elemezzük. Olyan nyomanyagoknál használjuk, amelyeknek forrása, illetve nyelője a felszín (*Webb et al.*, 1980). A korrekció során a térfogat alapú mérések skalár mennyiségeit (mint például az abszolút nedvesség [ $\text{g/m}^3$ ]) átkonvertáljuk tömeg alapú paraméterekké (mint például a specifikus nedvesség, vagy keverési arány). Az adott nyomanyagra vonatkozó átlagos vertikális sebességet nem tekintjük nullának. Ezt a kontinuitási egyenletből számítjuk. A száraz levegőre vonatkozó átlagos vertikális sebesség természetesen továbbra is nulla. Egy tetszőleges  $c$  skalár-mennyiség korrigált fluxusát a következő képlet alapján számoljuk:

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} + \mu \frac{\overline{\rho_c}}{\rho_a} \cdot \overline{w'\rho_v'} + (1 + \mu\sigma) \cdot \overline{\rho_c} \cdot \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}}$$

ahol  $F_c$  az adott skalármennyiség korrigált fluxusa,  $\rho_c$  a skalármennyiség sűrűsége,  $\rho_a$  a levegő sűrűsége és  $\rho_v$  a vízgőz sűrűsége.  $\mu$  és  $\sigma$  értéke a következő:

$$\mu = \frac{m_a}{m_v} = 1,6 \quad ; \quad \sigma = \frac{\overline{\rho_v}}{\rho_a}$$

A fenti formula egyszerűsített alakja a vízgőz fluxus számítására:

$$F_v = (1 + \mu\sigma) \cdot \left( \overline{w'\rho_v'} + \overline{\rho_v} \cdot \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \right)$$

Abban az esetben, ha zárt szenzorunk van, vagyis a mérőtérben átáramló anyag állandóságával számolhatunk, akkor a hőmérsékleti fluktuációk hatásától eltekintünk. A formula leegyszerűsödik.

(iii) A harmadik alkalmazott korrekció együttes a spektrális vagy *Moore-korrekción*. A turbulens fluxusszámítás  $\Delta F / F$  hibáját – ami a spektrális veszteség – a következőképpen fejezhetjük ki (*Moore*, 1986):

$$\frac{\Delta F}{F} = 1 - \frac{\int_0^{\infty} T_{x(y)}(f) \cdot S_{x(y)}(f) df}{\int_0^{\infty} S_{x(y)}(f) df},$$

ahol  $S$  a (co-)spektrum elméleti alakja, ami ismert, csakúgy, mint az egyes korrekciókhoz tartozó specifikus átviteli függvény ( $T$ ). Az alsó index a vizsgált állapotjelzőre, illetve két állapotjelző  $x(y)$  kovarianciájára utal. Nézzük a veszteségeket és azok korrekcióját!

- *A szónikus anemométer mérési úthosszából származó magas frekvenciás veszteség* (egy pontbeli értéket szeretnénk megadni, de a mérések a forrás és az érzékelő közötti szakaszra vonatkoznak): az átviteli függvény alakja a vertikális szélesség ( $w$ ) átlagolása esetén (Moore, 1986):

$$T_w(f) \equiv T_w(n) = \frac{2}{\pi n} \cdot \left( 1 + \frac{e^{-2\pi n}}{2} - \frac{3(1 - e^{-2\pi n})}{4\pi n} \right), \quad n = \frac{f \cdot p}{\bar{u}},$$

ahol  $f$  a frekvencia,  $p$  az érzékelők közötti távolság,  $\bar{u}$  az átlagos szélesség,  $n$  a dimenzió nélküli frekvencia. Hasonló alakú átviteli függvényt alkalmazunk a horizontális szélesség komponensekre is.

- *Skalár mennyiségek ( $p_-$ ) – a mi esetünkben  $T$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$  – mérési úthosszából származó magas frekvenciás veszteség:*

$$T_{p_-}(f) \equiv T_{p_-}(n) = \frac{1}{2\pi n} \cdot \left( 3 + e^{-2\pi n} - 4 \frac{1 - e^{-2\pi n}}{2\pi n} \right), \quad n = \frac{f \cdot p_-}{\bar{u}}.$$

- *A szenzor szeparálásából (más helyen van a szonikus anemométer és a LICOR 7500 szenzor,  $s_{total}$ ) adódó magas frekvenciás veszteség:* a szélirány szerinti oldalsó (szélirányra merőleges) távolságból származó átviteli függvény (Moore, 1986):

$$T_s(f) \equiv T_s(n) = e^{-9,9n^{1,5}}, \quad n = \frac{f \cdot s}{\bar{u}},$$

ahol  $s$  a két szenzor közti szélirány szerinti oldaltávolság.

A szenzorokat úgy kell elhelyezni – és ez egy fontos minőségbiztosítási szempont –, hogy  $s_{total}$  értéke kisebb legyen, mint a mérés magasságának 10%-a. A másik kritérium (stabilis rétegződés mellett fontos), hogy az  $s_{total}$  távolság nem haladhatja meg a Monin-Obukhov-hossz 0,7%-át (Moore, 1986). A két szenzor közti oldalsó távolságot a szélirány függvényében számítjuk ki:

$$s = s_{total} |\sin(dir)|$$

A szélirányba eső távolság-korrekcióra (a fentivel megegyező alakú) csak akkor van szükség, ha a nyers fluxusszámításnál nem alkalmaztuk a kovariancia maximalizálását.

- *A diszkrét mérések miatti átviteli függvény:* a korrekció oka, hogy időben nem folytonosak a méréseink, még ha oly sűrűn is végezzük azokat (Moore, 1986):

$$G(f) = [1 + (2\pi f\tau)^2]^{-1/2},$$

ahol  $\tau$  a mintavételezési idő.

- *Az elektronikus szűrésből származó magas frekvenciás veszteség:* minél alacsonyabb a frekvencia – és ezáltal a cut-off (vagy levágási) frekvencia is –, annál erősebb a spektrum csillapítása. A cut-off frekvencia ( $f_0$ ) erősen hat az átviteli függvényre (Kaimal és Finnigen, 1994; Liebethal, 2001):

$$T_v(f) = \left[ 1 + \left( \frac{f}{f_0} \right)^4 \right]^{-1/2}, \text{ ahol: } f_0 = \frac{f_s}{2} \text{ és } f_s = 10\text{Hz}.$$

- *Az adatgyűjtésnél és -feldolgozásnál fellépő aliasing (nem lineáris instabilitás) miatti korrekció:* az adatgyűjtés és -feldolgozás esetén a szűrés ellenére fellépő aliasing miatt korrekció szükséges (Moore, 1986). Az ehhez tartozó átviteli függvény alakja:

$$T_a\left(f \leq \frac{f_s}{2}\right) = 1 + \left( \frac{f}{f_s - f} \right)^b.$$

Így elértük, hogy az aliasing jelenséget egy előszűréssel csökkentjük. A  $b$  konstans értéke 2 és 5 között változik az adott előszűrési típustól függően.

Minden egyes műszer- és adatfeldolgozó program esetén a fent említett egyes átviteli függvényekből egy összetviteli függvény állítható elő, ahol az adott faktorokat kell figyelembe venni.

$$T_{uw}(f) = T_d(f)T_s(f)G(f)\sqrt{T_w(f)T_p(f)},$$

$$T_{wq}(f) = T_d(f)T_s(f)G(f)\sqrt{T_w(f)T_p(f)},$$

$$T_{wT}(f) = T_d(f)T_s(f)G(f)\sqrt{T_w(f)T_p(f)},$$

ahol

$$T_d(f) = T_a(f)T_v^2(f).$$

Az átviteli függvények után ismerkedjünk meg a turbulencia spektrumok és cospektrumok elméleti leírásával stabilis és instabilis egyensúlyi helyzetben. Ezek alakja, az alkalmazott konstansok értéke jól meghatározott. A spektrális korrekciós eljárás soránsorán az integrálást a  $10^{-5}$  Hz és  $10^3$  Hz tartományban végeztük el. Logaritmikusan azonos intervallumokat vettünk. A tartományt  $10^4$  részre bontottuk.

#### Spektrális modellek stabilis rétegződésre

Moore (1986) szerint az adott ( $x$ ) meteorológiai elem normalizált spektruma:

$$[f \cdot S_x(f)]_{norm} = \frac{n}{A_x + 3,124 \cdot (A_x)^{-2/3} \cdot n^{5/3}}$$

Itt és a továbbiakban az  $n$  dimenzió nélküli frekvencia alakja:  $n = \frac{f \cdot z}{u}$ .

Az  $A$  paraméter a vertikális sebességre ( $w$ ):  $A_w = 0,838 + 1,172 \cdot \frac{z}{L}$ .

Az  $A$  paraméter a horizontális sebességre ( $u$ ):  $A_u = 0,2 \cdot A_w$ .

Az  $A$  paraméter a skalárokra (T, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>):  $A_T = 0,0961 + 0,644 \cdot \left(\frac{z}{L}\right)^{0,6}$ .

Megjegyezzük, hogy a Moore-féle (1986) klasszikus spektrum parametrizációs cikkben egy hiba van a stabil cospektrum parametrizációban. Ehelyett Kaimal et al. (1972)

parametrizációs sémáját alkalmazzák. Ezt használja a TK2 (Mauder és Foken, 2004) program, és ezt alkalmazzuk mi is az  $\langle u'w' \rangle$  és a  $\langle w'T' \rangle$  kovarianciára:

$$\frac{f \cdot S_{xy}(f)}{u_* \cdot y_*} = \frac{0,88 \frac{n}{n_0}}{1 + 1,5 \cdot \left( \frac{n}{n_0} \right)^{2,1}},$$

$$n_{0,uw} = 0,10 \cdot \left( 1 + 7,9 \frac{z}{L} \right)^{0,75},$$

$$n_{0,wT} = 0,23 \cdot \left( 1 + 6,4 \frac{z}{L} \right)^{0,75}.$$

A további skalárok (H<sub>2</sub>O és CO<sub>2</sub>) veretikális áramszámításánál a  $\langle w'T' \rangle$ -re adott formulákat használjuk.

#### Spektrális modellek instabilis rétegződésre

A vertikális szélesség ( $w$ ) spektruma instabilis feltételek mellett (Højstrup, 1981):

$$\frac{f \cdot S_w(f)}{u_*^2} = \frac{2n}{1 + 5,3n^{5/3}} + \frac{32n\zeta}{(1 + 17n)^{5/3}} \left( \frac{z}{-L} \right)^{2/3}.$$

A horizontális szélesség ( $u$ ) spektrális modellje pedig (Højstrup, 1981):

$$\frac{f \cdot S_u(f)}{u_*^2} = \frac{105n}{1 + 33n^{5/3}} + \frac{0,5n}{(1 + 2,2n)^{5/3}} \left( \frac{z}{-L} \right)^{2/3},$$

ahol  $\frac{z}{L} = \zeta$  a dimenzió nélküli magasság, ami a magasság és a Monin-Obukhov-féle hossz hányadosa, a stabilitás mérőszáma.



A skalár változók (T, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>) spektruma (*Kaimal et al.*, 1972) alapján:

$$\frac{f \cdot S_T(f)}{T_*^2} = \begin{cases} \frac{53,4n}{(1+24n)^{5/3}} & n < 0,15, \\ \frac{24,4n}{(1+12,5n)^{5/3}} & n \geq 0,15. \end{cases}$$

A horizontális (*u*) és a vertikális (*w*) szélesség cospektruma, ami az impulzusszállítást jellemzi (*Kaimal et al.*, 1972) alapján:

$$-\frac{f \cdot S_{uw}(f)}{u_*^2} = \frac{14n}{(1+9,6n)^{2,4}}.$$

A vertikális szélesség (*w*) és a hőmérséklet (*T*) cospektruma, vagyis a szenzibilis hőáram spektrális modellje (*Kaimal et al.*, 1972) szerint:

$$\frac{f \cdot S_{wT}(f)}{w'T'} = \begin{cases} \frac{11n}{(1+13,3n)^{1,75}} & n < 1, \\ \frac{4,4n}{(1+3,8n)^{2,4}} & n \geq 1. \end{cases}$$

Más skalár változóra (H<sub>2</sub>O és CO<sub>2</sub>) a fentivel megegyező cospektrál modell használható.

Az elméleti alapok áttekintése után nézzük a program futását és a kapott eredményeket! A három bemutatott korrekciót a nyers fluxusok ismeretében egy iterációs eljárással (3 körben) számítja ki a program. A Webb-korrekció programozását a Campbell gyári adatfeldolgozó program eredményeivel való összevetéssel ellenőriztük. A spektrális korrekciót teszt adatokon vizsgáltuk. Valós adatbázison futtatva a várt eredményeket adta. Legfontosabb hatás a szonikus anemométer és a LICOR 7500 szenzor távolságától függő korrekció volt. A korrekció utáni látens hőáramok általában 3-8%-kal lettek nagyobbak.

A kidolgozott korrekciós program megalapozza a 10 Hz-es nyers adatbázis feldolgozását. Dolgozatomban a nyers fluxusokat még a Campbell gyári programjából vettük (itt még nem szerepel koordinátarendszer forgatás és lineáris trendszűrés). A 2008.

májusi félórás áramadatokat dolgoztuk fel. A minőségbiztosítás – irreális adatok kiszűrése, páralecsapódás, csapadékos időszakok, erős stabilitás, advekció, stb. – után vágeztük el a feldolgozásokat, illetve a fluxusok korrekcióját (az adatok kevesebb, mint 10%-a került kiszűrésre). A mérőrendszer megbízhatóságát és alkalmazhatóságát mutatja, hogy a nyers fluxusok és a pontos sugárzási és talajadatok ismeretében a lezárási pontosság ( $A$ ) 80% feletti volt, ami megfelel más hazai és nemzetközi mérési programokban kapott eredménynek (Nagy *et al.*, 2007). A fluxusok korrekciója ezen javított. *(Megjegyezzük, hogy a diplomamunka megkezdése előtt már megtörtént az eddy kovariancia módszerrel, illetve a gradiens, profil és Bowen-arány méréssel kapott turbulens áramok összehasonlítása; a módszerek alkalmazhatók egymás mellett.)*

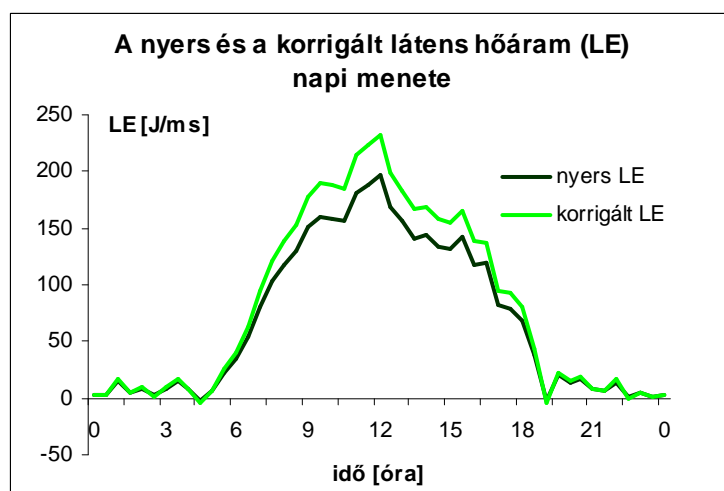
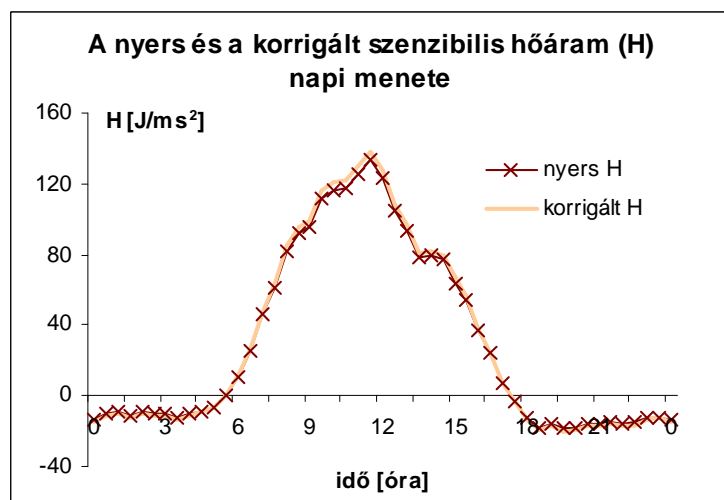
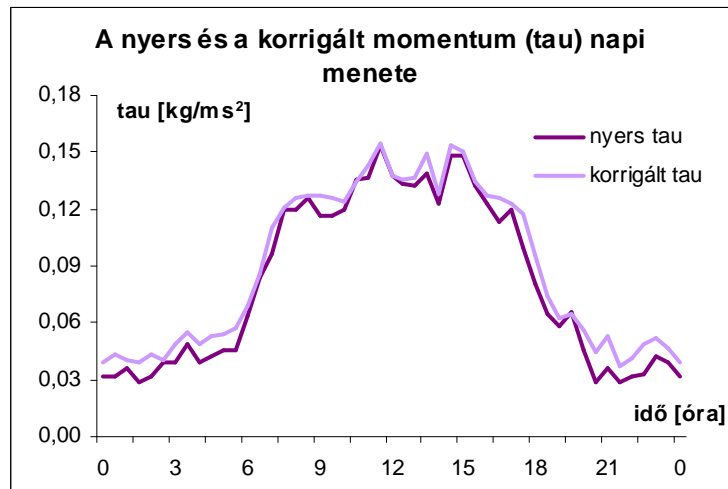
Az energiamérleg lezárását jellemző mérőszám ( $A$ ) az összegzett szenzibilis ( $H$ ) és látens hőáram ( $LE$ ), illetve a rendelkezésre álló energia (a sugárzási egyenleg ( $Rn$ ) és a talajba jutó hőáram ( $G$ ) különbség) hányadosa:

$$A = \frac{\sum H + LE}{\sum Rn - G}.$$

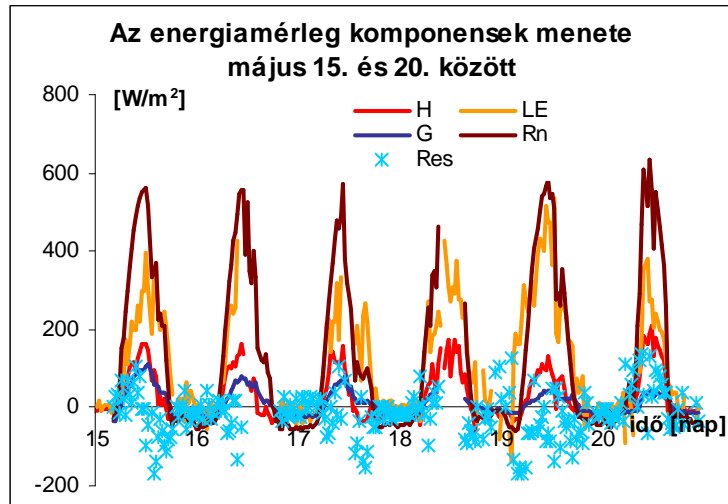
A felszíni energiamérleg lezárási bizonytalanságát is elemeztük.

$$Res = Rn - G - H - LE.$$

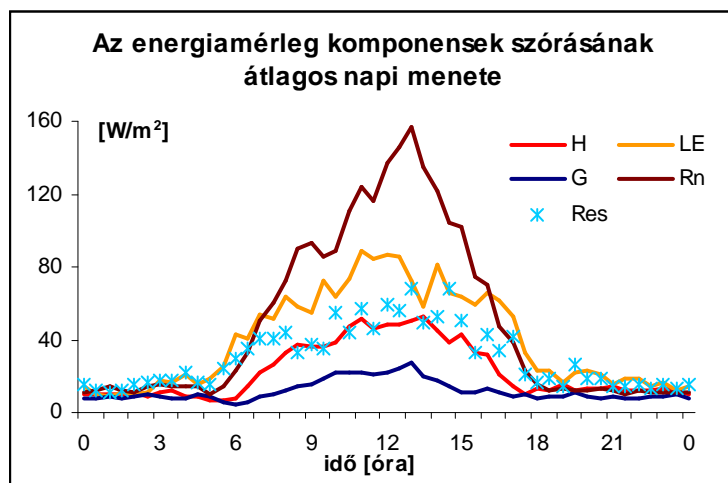
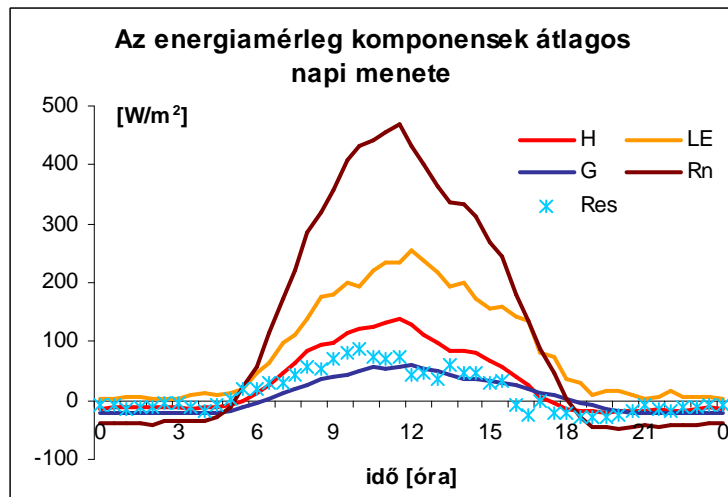
A turbulens áramok (impulzus, szenzibilis és látens hő) átlagos napi menetét, és a nyers adatok korrekciójának eredményét és fontosságát a 15. ábra szemlélteti 2008. májusára. A menetek a vártnak megfelelőek, napközben nagyobb, éjszaka kisebb fluxusokkal találkozunk. A korrekciós eljárás eredményeképp valamivel magasabb értékeket kapunk, legnagyobb különbséget a látens hőáramnál látunk, ami a Webb-korrekciónak, és a műszerek közötti távolságot figyelembe vevő spektrális korrekciónak köszönhető. A Moore-korrekció többi eleme összesen is legfeljebb néhány %-kal növeli az áramokat. Ez jól látszik az impulzus és a szenzibilis hőáram menetén.



15. ábra. A nyers és a korigált  $\tau$  momentum áram (fent),  $H$  szenzibilis (középen) és  $LE$  látens hőáram átlagos napi menete; 2008. május.



16. ábra. Az energiamérleg komponensek menete május 15. és 20. között. Az ábrán látható a  $H$  szenzibilis,  $LE$  látens hőáram, a  $G$  talajba jutó hőáram, az  $R_n$  sugárzási egyenleg és a  $Res$  felszíni energiamérleg lezárási bizonytalansága.



17. ábra. Az energiamérleg komponensek (fent), és szórásuk (lent) átlagos napi menete. Az ábrán látható a  $H$  szenzibilis,  $LE$  látens hőáram, a  $G$  talajba jutó hőáram, az  $R_n$  sugárzási egyenleg és a  $Res$  felszíni energiamérleg lezárási bizonytalansága.

Következő lépésként az energiamérleg komponensek menetét vizsgáljuk május 15. és 20. között (16. ábra). Jól látszik az energiamérleg lezárási tagjának napi változása. Nappal nagyobb, éjszaka kisebb értékeket kapunk – bár az éjszakai áramok is kisebbek.

Az adatfeldolgozás utolsó elemeként az energiamérleg komponensek átlagos napi menetét, illetve szórását elemezzük (17. ábra). A lezárási bizonytalanság maximális értékei  $70 \text{ W/m}^2$  körüliek, miközben a sugárzási egyenleg átlagos maximális értéke  $470 \text{ W/m}^2$  körüli. Nagy a szenzibilis és a látens hőáram napok közötti változékonysága, ami a nappali magas szórási értékekből is látszik. A görbék menete a várakozásnak megfelelő, és az eredmények bizonyítják, hogy a mérőrendszer alkalmas a felszíni energiamérleg vizsgálatára.

## Összefoglalás, jövőbeli célok

Az éghajlatváltozás lehetséges hatásainak vizsgálatához alapvető fontosságúak a megbízható, nagy pontosságú mérési adatok. A klasszikus meteorológiai állapotjelzők mellett ismernünk kell a talajparamétereket, a sugárzási mérleg komponenseket, a felszíni energiamérleg tagokat és azok változási tendenciáit. Fontos a légköri stabilitás, a felszínközeli réteg profiljainak ismerete is.

Külföldi példákon keresztül is láthattuk, hogy a célzott rendszerek telepítése milyen előnyökkel, követelményekkel jár. Hazánkban a Jedlik Ányos program támogatásával megindult a nagy pontosságú célzott éghajlati alap mérőhálózat kiépítése. Magyarország éghajlati sajátosságait figyelembe véve négy háttérklíma állomás kerül telepítésre 2009. őszéig. A program célkitűzései között szerepel a kékestetői és a budapesti mérőállomás napsugárzás mérési programjának bővítése is. A négy háttérklíma mérőállomás közül 2008. áprilisában indult a kibővített mérési programmal működő központi állomás a Debreceni Egyetem Agrárcentrumának Kismacsi Meteorológiai Observatóriumában.

Diplomamunkám során bekapcsolódtam az állomás adatfeldolgozó rendszerének kialakításába. Foglalkoztam (i) a profilmérések (szélsebesség, hőmérséklet, nedvesség) feldolgozásával. Ezek közül elsőként a hatványkitevős szélprofil számítások eredményeit mutattam be. Fontos következtetés volt, hogy nagyobb felszíni szélsebességek esetén ( $u(1\text{ m}) > 1,5\text{ m/s}$ ) a profilkitevő az indifferens rétegződéshez (1/7) közeli, és csak gyenge napi menettel rendelkezik. Vizsgáltam (ii) a turbulens áramok meghatározását gradiens, illetve profil módszerrel, majd a (iii) turbulens szórás együtthatók meghatározásával foglalkoztam. A mérőrendszer egyik nagy előnye, hogy a profilmérések mellett direkt árammérések is folynak. Itt a (iv) nyers, félórás turbulens áramok korrekciós eljárásaival foglalkoztam. Vizsgáltam a turbulens áramok átlagos napi meneteit, s az energiamérleg lezárás pontosságát.

A kapott eredmények bizonyítják, hogy az állomás alkalmas hosszútávú mérési adatok szolgáltatására, a turbulens áramok különböző módszerekkel történő meghatározására.

A következő feladat a 10 Hz-es nyers árammérési adatok folyamatos gyűjtése és adatfeldolgozása –, amihez a programokat elkészítettük –, a fluxus adatok minőségének vizsgálata az általunk megismert TK2 programcsomag adaptálásával.

## Irodalomjegyzék

- Barcza, Z., 2001. Long term atmosphere/biosphere exchange of CO<sub>2</sub> in Hungary. *Ph.D. thesis, Eötvös Loránd University, Budapest.* 115 pp.
- Barcza Z., Haszpra L. és Hidy D., 2007: A felszín-légkör szénforgalom mérése mikrometeorológiai módszerekkel. 32. Meteorológiai Tudományos Napok. *Légkörfizika és mikrometeorológia*, 151–160.
- Bartholy J., Pongrácz R., Torma Cs. és Hunyady A., 2006: A regionális éghajlatváltozás modellezése és a PRECIS klímamodell adaptálása. 31. Meteorológiai Tudományos Napok. *Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások*, 99–114.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., 2007: Regional climate change expected in Hungary for 2071-2100. *Applied Ecology and Environmental Research* 5, 1–17.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., and Szabó, P., 2008: Analysis of expected climate change in the Carpathian Basin using the PRUDENCE results. *Időjárás* 112, 249–264.
- Beauloye, S., 2009: ES0804: Advancing the Integrated Monitoring of Trace Gas Exchange between Biosphere and Atmosphere. Introduction to COST Instruments and Procedures – A COST Office Presentation. *1st Management Committee Meeting Brussels, 17-18/02/2009*, 17 pp.
- Beljaars, A.C.M., Holtslag, A.A.M., 1991: Flux parametrization over land surfaces for atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology* 30, 327–341.
- Czelnai R., 1999: A világóceán. *Vincze Kiadó, Budapest.* 157-176.
- Czelnai R., 2007: A légkör és óceán globális megfigyelőrendszerei. *Magyar Tudomány* 2007/05, 592–596.
- Dunkel Z., 2008: A COST-ról jelentem. *Légkör* 4, 12–19.
- Dyer, A.J., 1974: A review of flux-profile-relationships. *Boundary-Layer Meteorology* 7, 363–372.
- Faragó T. és Kerényi A. (szerkesztők), 2003: Nemzetközi együttműködés az éghajlatváltozás veszélyének, az üvegházhatású gázok kibocsátásának csökkentésére. *Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, Debreceni Egyetem.* 70 oldal.

- Faragó T. és Nagy B. (szerkesztők), 2005: Nemzetközi környezetvédelmi és természetvédelmi egyezmények jóváhagyása és végrehajtása Magyarországon. *Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, ELTE AJK*. 188 oldal.
- Foken, T., 2006: *Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden*. Springer, Heidelberg. 325 pp.
- Foken, T., Skeib, G., Richter, S.H., 1991: Dependence of the integral turbulence characteristics on the stability of stratification and their use for Doppler-Sodar measurements. *Zeitschrift für Meteorologie* 41, 311–315.
- Götz G. és Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. *Tankönyvkiadó, Budapest*. 176–178, 349–350.
- Højstrup, J., 1981: A simple model for the adjustment of velocity spectra in unstable conditions downstream of an abrupt change in roughness and heat flux. *Boundary-Layer Meteorology* 21, 341–356.
- Högström, U., 1988: Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology* 42, 55–78.
- Irwin, J.S., 1979: A theoretical variation of the wind profile power-law exponent as a function of surface roughness and stability. *Atmospheric Environment* 13, 191–194.
- Kaimal, J.C., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. and Coté, O.R., 1972: Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society* 98, 563–589.
- Kaimal, J.C. and Finnigen, J.J., 1994: Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement, *Fluid Mech, New York, Academic Press*. 242 pp.
- Liebenthal, C., 2001: Die Auswirkung von Gerätekorrekturen auf die Schließung der Energiebilanz am Erdboden. *Diplomarbeit im Studiengang Geoökologie, Hauptfach Mikrometeorologie, Lehrstuhl für Hydrologie Abteilung Mikrometeorologie, Universität Bayreuth*. 98 pp.
- Liebenthal, C. and Foken, T., 2007: Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. *Theoretical and Applied Climatology* 88, No 1–2, 43–56.
- Lumley, J.L., Panofsky, H.A., 1964: The structure of atmospheric turbulence. *Interscience Publishers, New York*. 239 pp.
- Mauder, M., Foken, T., 2004: Documentation and Instruction Manual of the Eddy Covariance Software Package TK2. *Arbeitsergebnisse Nr. 26*. 45 pp.



- McBean, G.A., 1971: The variation of the statistics of wind, temperature and humidity fluctuations with stability. *Boundary-Layer Meteorology* 1, 438–457.
- Moore, C.J., 1986: Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology* 37, 17–35.
- 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. Ecosystem Environment* 121, 21–29.
- Nagy, Z., Weidinger, T., Baranka, G., Tóth, Z., Nagyné Kovács, E., Mészáros, R., Gyöngyösi, A.Z., and Törék, O., 2008a: Baseline climate network in Hungary and application for air quality dispersion models. *EMS 2008 Session AW6: Instruments and new challenges in observation strategies: Surface energy fluxes and atmospheric turbulence*. Amsterdam, The Netherlands, 29 September – 3 October 2008 (EMS2008-A-00391).
- Nagy Z., Weidinger T., Szász G., Baranka Gy., Tóth Z., Nagyné Kovács E. és Törék O., 2008b: Célzott éghajlati mérőhálózat a globális klímaváltozás magyarországi hatásainak nyomon követésére. *IV. Magyar Földrajzi Konferencia, Debreceni Egyetem, 2008. November 14-15*, CD.
- Panovsky, H.A., Dutton, J.A., 1984: Atmospheric Turbulence-Models and methods for engineering applications. *John Wiley and Sons, New York*. 397 pp.
- Pintér K., Nagy Z., Balogh J., Barcza Z., Kristóf D., Weidinger T., Grosz B., Machon A., Horváth L. és Tuba Z., 2007: A tájleptékű szén és nitrogénmérleg összetevői, mikrometeorológiai mérése. 32. Meteorológiai Tudományos Napok. *Légkörfizika és mikrometeorológia*, 161–168.
- Rácz L., 1999: Magyarország éghajlattörténete a 16. századtól napjainkig. *Magyar Tudomány* 1999/9, 1127–1139.
- Rácz L., 2005: A „kis jégkorszak” telei Magyarországon. 14-19. század. *História* 2005/10, 3–7.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M. and DeBruin, H.A.R., 1983: Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. *Boundary-Layer Meteorology* 26, 81–93.
- Sorbjan, Z., 1986: Local similarity of spectral and cospectral characteristics in the stable-continuous boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* 35, 257–275.

- Thomas, C., Foken, T., 2002: Re-evaluation of integral turbulence characteristics and their parametrizations. 15<sup>th</sup> Conference on Turbulence and Boundary Layers, Wageningen, NL, 15-19 July 2002, *American Meteorological Society*, 129–132.
- Webb, E.K., Pearman, G.I. and Leuning, R., 1980: Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society* 106, 85–100.
- Weidinger T., 2004: A szén-dioxid koncentráció- és árammérések hosszú adatsorainak statisztikai és dinamikai alapú modellel történő értékelése. *Kutatási beszámoló, T-032 440 sz. OTKA kutatásról.* (A beszámoló készítésében közreműködő további kutatók: Barcza Zoltán, Gyöngyösi András Zénó, Iványi Zsuzsanna, Haszpra László, Matyasovszky István és Pintér Krisztina), Budapest, Kézirat, 42 oldal.
- Weidinger, T., Ács, F., Mészáros, R. and Barcza, Z., 1999: Energy budget components in a forest clearcut: analysis of measurement results. *Időjárás* 103, 145–160.
- 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., Nagy Z., Matyasovszky I., Gyöngyösi A.Z. és Bordás Á., 2006: Célzott mérőhálózat létrehozása a globális klímaváltozás magyarországi hatásainak nagy pontosságú nyomon követésére. A 6/028/2005 NKFP program I. részjelentése. *ELTE Meteorológiai Tanszék kutatási beszámolója*, 39 oldal.
- Weidinger, T., Nagy Z., Baranka, Gy., Mészáros, R., and Gyöngyösi, A. Z., 2008: Determination of meteorological preprocessor for air quality models in the New Hungarian Standards. *Croatian Meteorological Journal*, the 12<sup>th</sup> International Conference on Harmonization within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes, *HARMO 12.*, 460–464.
- Weidinger, T., Pogány, A., Janku, K., Wasilewsky, J., Mohácsi, Á., Bozóki, Z., Gyöngyösi, A.Z., Istenes, Z., Eredics, A. Bordás Á. and Törék O., 2009a: Energy budget components, ammonia gradient and flux measurements above a crop field in Turew (Poland). *NEU IP 4<sup>th</sup> General Assembly & Annual Meeting*, 2009 January 26–29 Goteborg, Sweden.
- Weidinger T., Gyöngyösi A.Z., Törék O., Wendl B., Kiss Á. és Bánfalvi K., 2009b: A szélenergetikai célú meteorológiai előrejelzések módszertani kérdései. *Környezet és Energia Konferencia, DAB székház Debrecen, 2009. május 9.* (Előadás)

## **Internetes hivatkozások**

<http://www.ipcc.ch>: Az IPCC nyitóoldala.

[http://www.met.hu/pages/ipcc/ipcc\\_eghajlatvaltozas\\_2007.pdf](http://www.met.hu/pages/ipcc/ipcc_eghajlatvaltozas_2007.pdf): Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) negyedik értékelő jelentése. *A munkacsoport döntéshozói összefoglalói.*

<http://www.geographic.hu>: A National Geographic magyar változatának nyitóoldala.

<http://prudence.dmi.dk>: A PRODUCE projekt nyitóoldala.

[http://www.src.sk.ca/html/research\\_technology/environment/climatology/](http://www.src.sk.ca/html/research_technology/environment/climatology/)

[Reference Station/](#): A saskatoon-i referencia éghajlati állomás nyitóoldala.

## **Köszönetnyilvánítás**

Elsősorban dr. Weidinger Tamásnak, témavezetőmnek szeretnék köszönetet mondani, hogy felkeltette az érdeklődésemet a téma iránt, és segítette a dolgozat elkészítését. Köszönet illeti konzulensem, Nagy Zoltánt, az OMSZ osztályvezetőjét a mérési adatok rendelkezésre bocsátásáért és az adatfeldolgozáshoz nyújtott gyakorlati tanácsaiért.