

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék

**AZ ENERGIAHÁZTARTÁS KOMPONENSEINEK BECSLÉSE
NYOMGÁZTERJEDÉSI-ÜLEPEDÉSI MODELL
FUTTATÁSÁHOZ**



Készítette:

Szinyei Dalma Fatima

Témavezető:

dr. Mészáros Róbert

tudományos munkatárs

ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2006.

Tartalomjegyzék

Bevezetés	3
1. A felszín-légkör rendszer sugárzás- és energiaháztartása.....	5
1.1. A sugárzási komponensek	5
1.2. A felszín energiaháztartása és sugárzási egyenlege.....	7
1.2.1. A szenzibilis és a látens hőáram.....	8
1.2.2. A talajhőáram	8
2. Az energiaháztartás komponenseinek mérése és modellezése.....	10
2.1. A mérések.....	10
2.2. Modellszámítások	15
2.2.1. A sugárzási komponensek és az energiaháztartás meghatározása	15
2.2.2. A Penman-Monteith-módszer	17
2.2.3. A Priestley-Taylor-módszer	21
2.2.4. A modellparaméterek kalibrációja	21
3. Eredmények	27
3.1. Pontbeli számítások	27
3.2. Az energiaháztartási komponensek tér- és időbeli változékonysága.....	28
3.3. Modellparaméterek meghatározása	32
4. Alkalmazási terület	35
5. További célok	42
Összefoglalás	43
Irodalomjegyzék	44
Köszönetnyilvánítás.....	49

Bevezetés

A felszín és a légkör közti energiacsere a szenzibilis (érezhető) és a látens (rejtett) hőáramon keresztül valósul meg. A szenzibilis hőáram határozza meg a levegő hőmérsékletét, a látens hőáram pedig a párolgási–kicsapódási folyamatokat írja le. E hőáramok (fluxusok) intenzitása meghatározó tényező a két közeg határán bekövetkező kölcsönhatásokban, például a felszín és a levegő között végbemenő gázcserében, valamint közvetett módon a nyomgázok terjedésében is.

Munkámmal az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai és Fizikai Kémiai Tanszékein kidolgozott *TREX (TRansport-EXchange)* nyomgázterjedési-ülepedési modell fejlesztésébe kapcsolódtam be. Ennek a modellnek a futtatásához szükséges az energiaháztartás ismerete. Ennek alapján határozható meg a felszínközeli dinamikai paraméterek értéke, a vertikális diffúzió, és az ülepedés becsléséhez használt légköri ellenállási tagok nagysága.

Az energiaháztartás komponenseinek meghatározására többféle módszer ismeretes. Célul tűztük ki, hogy összehasonlítsuk a rendelkezésre álló eljárásokat, és olyan módszert válasszunk, ami a hazai viszonyoknak leginkább megfelel és egyaránt használható pontbeli számítások, valamint szabályos rácson történő becslés esetén is. Ezáltal a *TREX* terjedési-ülepedési modell számára egy megfelelő energiaháztartási modellt fejleszhetünk.

A számításokhoz két különböző parametrizációt (a Priestley-Taylor és a Penman-Monteith módszereket), valamint közvetlen eddy-kovariancia módszerrel mért hőáram adatokat használtunk fel. A mért és modellezett hőáramok összehasonlítását a következő növényállományok felett végzett mérések alapján végeztük el:

- 1.: fenyőerdő, *Nyírjes, Mátra* (1998),
- 2.: fűfelszín, *Hegyhátsál, Nyugat-Magyarország* (1999),
- 3.: fűfelszín, *Püspökladány, Hortobágyi Nemzeti Park* (2000–2001).

A három mérőhelyen rendelkezésre álltak azok a meteorológiai állapotjelzők, felszín- és növényzetfüggő paraméterek is, melyek a modellszámításokhoz szükségesek.

Kifejlesztettünk egy eljárást a kétféle becslési módszer együttes alkalmazására, ami egy közös iterációs ciklusban számítja a szenzibilis és látens hőáramot és pontosítja a bizonytalan bemenő paramétereket. Így az egyes időszakokra megbízhatóbb becslés tudunk adni a bemenő felszín- és időszakfüggő állandók értékeire.

A mért adatokkal való összevetés alapján megadtuk az egyes módszerek megbízhatóságát. Meghatároztuk a modellparaméterek adott növényállományra jellemző

értékeit, és azok időbeli (napi, valamint évszakos) változékonyságát. E paraméterek pontosítása nagymértékben javítja a hőáram-számítások eredményeit.

A módszertani vizsgálatok és a modell kalibrációja után Magyarország területére végeztünk modellszámításokat. A szenzibilis és a látens hőáram értékét megadtuk az Országos Meteorológiai Szolgálatnál operatíván futtatott ALADIN előrejelzési modell szabályos rácshálózatára. A becslések bemenő meteorológiai mezőit az ALADIN modell szolgáltatja. A futtatások 1998 júliusára vonatkoznak.

A pontosabb számításokhoz további mérési adatokkal való kalibráció, illetve hosszabb időszoron történő modellszámítás szükséges.

A dolgozat első fejezetében áttekintem a felszín-légkör rendszer sugárzás- és energiaháztartását. A második fejezet tartalmazza az alkalmazott módszerek, valamint az általunk kifejlesztett közös iteráció részletes leírását. Eredményeinket a dolgozat harmadik fejezetében mutatom be; a pontbeli modellszámításokat, a becsült modellparamétereket valamint a szabályos rácstra végzett becsléseket. A negyedik fejezetben röviden bemutatom a módszer alkalmazását a *TREX* modellben. Végül, az ötödik fejezetben megemlítem a további kutatási célokat és fejlesztési lehetőségeket.

1. A felszín-légkör rendszer sugárzás- és energiaháztartása

A légkör a földfelszín közvetítésével a Napból nyer energiát. A napsugárzás révén a Föld különböző területei a földrajzi szélességtől, a domborzati viszonyoktól, valamint a nap- és évszaktól függően eltérő mennyiségű sugárzási energiához jutnak. A be- és kisugárzott energiamennyiségek (néhány éves periódust és a teljes Földet tekintve) egyensúlyban vannak, de az évi besugárzás a földfelszínen egyenetlenül oszlik el. A kb. 30–35 fokos északi és déli szélességi körök által közrefogott trópusi övezet több energiát kap, mint amennyit kisugároz, tehát többlettel rendelkezik, a trópusokon kívüli övezet viszont több energiát sugároz ki, mint amennyit a Napból kap, azaz hiánya van (Roth, 1998). Ezt a különbséget az általános cirkuláció egyenlíti ki, amely során a levegő a melegebb helyről a hidegebb hely felé szállítódik.

A napsugárzásnak csak egy része jut el a Föld felszínéig. A troposzféra levegőjén áthatoló sugárzás egy része elnyelődik, visszaverődik, vagy szóródik. Ezen folyamatok hatására a földfelszín a légkör külső határára beérkező napsugárzásnak mindössze 47%-a éri el, de ott is csak egy része nyelődik el. A különböző felszín típusok ugyanis nem csupán elnyelik, hanem részben azonnal vissza is verik a nap rövidhullámú sugarait. Az előbbieken kívül a földfelszín hosszuhullámú kisugárzás útján veszít; a légkörből való, ugyancsak hosszuhullámú visszasugárzás révén pedig energiát nyer. A sugárzási tagokat összegezve (a felszín felé irányuló sugárzási tagokat pozitívnak, a felszínről a légkör felé irányulókat pedig negatívnak tekintve) a felszíni *sugárzási egyenleget* kapjuk. Ez a mennyiség egyben megadja az energiaháztartás egyenlegét is, ami a szenibilis, a látens és a talajhőáramból áll. A továbbiakban a sugárzás- és az energiaháztartás egyes tagjait részletezzük.

1.1. A sugárzási komponensek

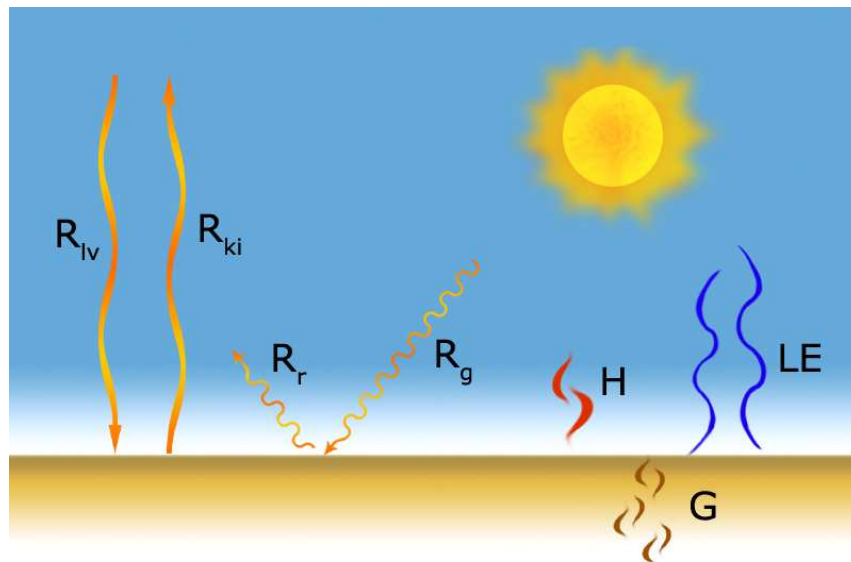
A napsugárzás az elektromágneses spektrum rövidhullámú tartományát fedi le. A szoláris sugárzás hullámhossza gyakorlatilag a 0,2 és 4 μm közötti tartományba esik, a teresztriális sugárzás hullámhossza pedig az ennél nagyobb hullámhosszú tartományba. A napból a vízszintes síkra érkező összes rövidhullámú sugárzást *globálsugárzásnak* nevezzük. Ennek a sugárzásnak egy részét a felszín visszaveri, ez a *reflexsugárzás*. A felszín is sugároz a hőmérsékletének megfelelő hullámhosszon, ezt *kisugárzásnak* nevezzük. A légkör gázmolekulái, az aeroszol részecskék és a felhőelemek elnyelik a felszíni kisugárzás egy

részét, és a saját hőmérsékletükön visszasugározzák a felszín felé. Ez a hosszuhullámú sugárzás a *légköri visszasugárzás*. A sugárzási komponenseket az 1. ábra szemlélteti.

A felszín *rövidhullámú sugárzási egyenlegét* a globálsugárzás és a reflexugárzás, míg a *hosszuhullámú sugárzási egyenlegét* a kisugárzás és a légköri visszasugárzás algebrai összegeként kapjuk meg. Az *teljes felszíni sugárzási egyenleg* a rövid és a hosszuhullámú sugárzási egyenleg összege:

$$R_n = R_g - R_r + R_{lv} - R_{ki}, \quad (1)$$

ahol R_n a teljes sugárzási egyenleg, R_g a globálsugárzás, R_r a reflexugárzás, R_{lv} a légköri visszasugárzás, R_{ki} pedig a felszíni kisugárzás.



1. ábra. A sugárzási komponensek és a hőáramok.

A sugárzási egyenleg (1) a felszíni albedó, a felszínhőmérséklet és a borultság függvényében parametrizálható (*Holstlag and van Ulden, 1983*):

$$R_n = \frac{(1 - A) R_g + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3}, \quad (2)$$

ahol A az albedó, c_1 , c_2 , c_3 empirikus állandók, N a borultság, és σ a Stefan-Boltzmann-féle állandó. A felszínhőmérséklet helyett a gyakorlatban a 2 m-es szinten mért hőmérséklettel számolunk. Az egyes paraméterek részletes leírása *Mészáros (2002)* munkájában olvasható.

1.2. A felszín energiaháztartása és sugárzási egyenlege

A felszín-légkör rendszerben a sugárzási folyamatok hatására a földfelszínen átlagosan 29%-os energiátöbblet, a troposzférában pedig ugyanekkora energiahiány áll fenn. A különbség kiegyenlítését az ún. „nem sugárzási” folyamatok végzik; a látens hőcsere, valamint a turbulens energiaátvitel. A földfelszín sugárzási mérlegének 29%-os többletéből 23% fordítódik a víz párologtatására (a hidrológiai ciklus fenntartására), a turbulens energiaátvitel a maradék 6% különbözetet egyenlíti ki (a légkör turbulens mozgásai ennyivel több energiát szállítanak a földfelszínről a troposzférába, mint fordított irányba) (*Czelnai, 1998*).

A légkörben a sugárzási egyenleget valamely levegőréteg sugárzási energiámérlegének tekintjük; itt nem egyetlen határfelszínről van szó, hanem a réteg alsó és felső határát képező mindkét felületről. A mérleg bevételi oldalához tartozik minden olyan sugárzás, amely a rétegbe halad, a kiadási oldalhoz pedig minden olyan, amely a rétegből valamelyik határfelületén kilép (*Szász és Tőkei, 1997*).

A felszín és a légkör közötti *energiámérleg* zárt alakja a következő egyenlettel írható le:

$$R_n = H + LE + G + S + Q, \quad (3)$$

ahol R_n a sugárzási egyenleg, H a szenzibilis hőáram, LE a látens hőáram, G a talajhőáram, S a tárolási tag (levegő és biomassza), Q pedig a többi energiaforrást és nyelőt jelölő tag. A Q a többi taghoz képest elhanyagolható, S nagysága viszont összemérhető lehet a többi taggal (*Wilson et al., 2002*). Az energiaháztartás egyes komponenseit a következő fejezetben definiáljuk.

1.2.1. A szenzibilis és a látens hőáram

A beérkező napsugárzás felmelegíti a talajfelszínt. Ennek hatására itt emelkedik a hőmérséklet, ezért egy kiegyenlítő áramlás indul el a felszín feletti hidegebb légréteg felé, növelve a magasabb rétegek hőmérsékletét is. Ezt a fajta hőáramot érzékelhetőnek, azaz *szenzibilis hőáramnak* nevezzük. Nappal (a besugárzás során) a felszínről a felsőbb légrétegekbe irányul a hőáram. Éjszaka (a kisugárzás során) a helyzet megfordul, ekkor a felszín felé irányuló hőáram indukálódik (2. ábra) (Rouse, 1979).

A szenzibilis hőárammal ellentétben, a látens hőáram esetén nem tapasztalunk hőmérsékletváltozást a környezetben. A látens hőáram során az energiacsereben a vízgőznek van kiemelkedő szerepe. Ha a hőmérséklet lecsökken, ill. a levegő telítetté válik, a vízgőz kondenzálódik a levegőben. A vízgőz kicsapódása során energia szabadul fel, mivel létrejönnek a vízmolekulákat összetartó, ún. hidrogénhid kötések. Párolgás során a helyzet fordított, energiaközlésre van szükség az említett kötések felszakításához. A párolgás tehát hőt von el a környezetétől. A *látens hőáram* nem más, mint a víz fázisváltozása során a környezetben lezajló energiacsere. Itt azonban a tárolt (látens) energia nem hőmérséklet-, hanem halmazállapotváltozásra fordítódik.

Besugárzás esetén (nappal) megnő a felszín hőmérséklete, ha van elég nedvesség, akkor a felszín párologni kezd, környezetéből hőt von el, a hőáram felfelé irányul. Fordított esetben (éjjel) lehül a levegő, a felsőbb rétegekben kikondenzálódó vízgőz energiát ad át a környezetének, ekkor a felszín felé mutat a kiegyenlítést végző látens hőáram (2. a és 2. b ábra). Száraz környezetben a látens hőcsere elhanyagolhatóan kis mértékű a felszín és a légkör között (2. c ábra). E két hőáram parametrizációját a 2.2.2. és a 2.2.3. fejezetekben részletezzük.

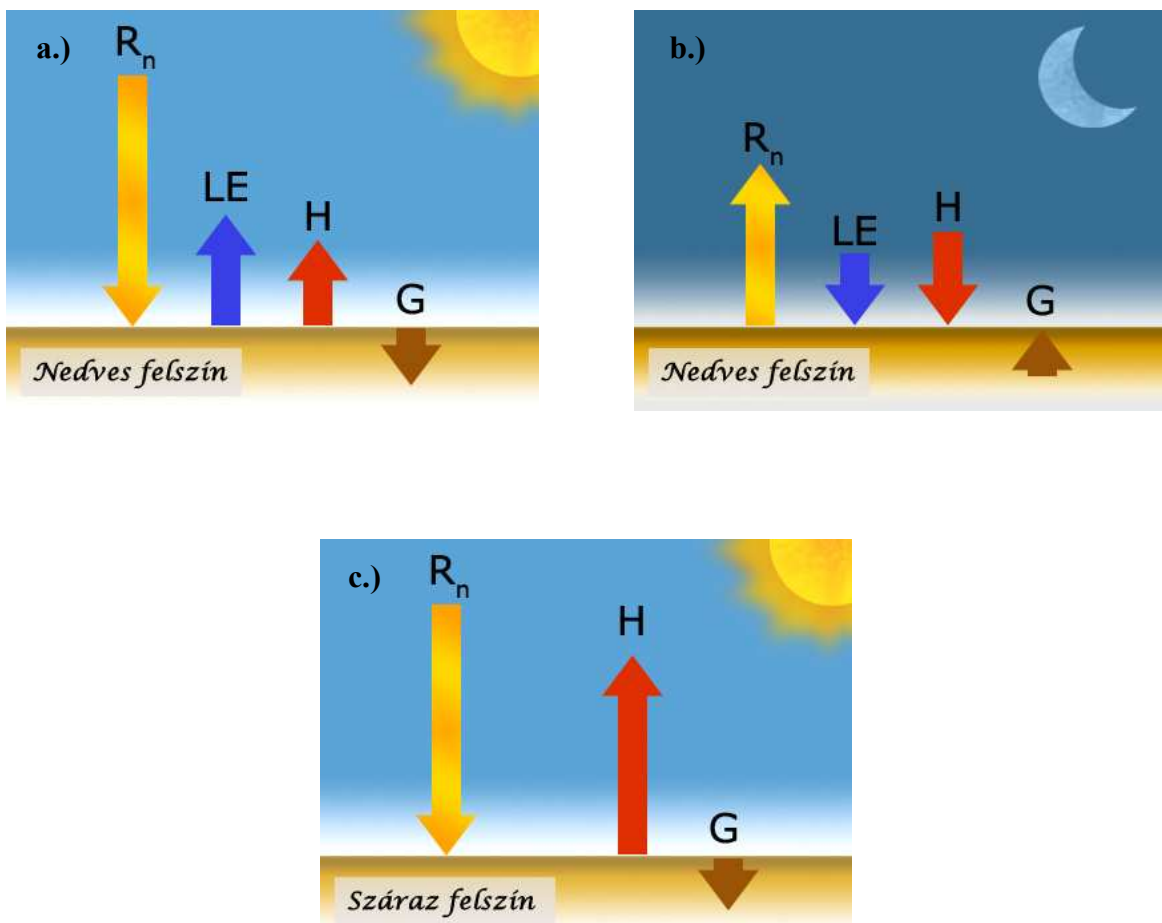
1.2.2. A talajhőáram

A beérkező sugárzás által felmelegített felszín nemcsak a légkör felé, hanem a talaj mélyebb rétegei felé is továbbít energiát, illetve a talaj is ad át energiát a felszínnek. A hőterjedés a talajban csak a hőszugárzással valósul meg, így itt nem különböztetünk meg látens hőáramot. A felszín és a mélyebb rétegek közti hőcserét *talajhőáramnak* nevezzük. Besugárzás esetén (nappal) a talajhőáram a felszínről a mélyebb rétegek felé irányul, éjjel a mélyebb talajrétegekből a felszín felé (2. ábra).

A felszíni talajhőáram a sugárzási egyenleg függvényében parametrizálható:

$$G = c_g R_n, \quad (4)$$

ahol a c_g értéke általában 0,1 (Burridge and Gadd, 1977; Holtslag and Van Ulden, 1983) a nappali órákra, más szerzőknél 0,15 (Cieslik and Labaut, 1997). Hanna and Paine (1989) 0,3-et javasol sivatagi környezetben, és 0,01-et erdők esetén. Stull (1988) éjszakára 0,5-et javasol c_g értékére.



2. ábra. Az energiacsere típusai a felszín és a légkör között a.) nedves felszín esetén nappal, b.) nedves felszín esetén éjjel, c.) száraz felszín esetén nappal.

2. Az energiaháztartás komponenseinek mérése és modellezése

2.1. A mérések

Az energiaháztartásra vonatkozó számításainkat három magyarországi adatsoron végeztük el. Egy nyírjesi, egy hegyhátsáli és egy püspökladányi mérőhely adatait használtuk fel. A mérőhelyek földrajzi helyzetét a 3. ábra mutatja. A három adatsor segítségével lehetőség nyílt az energiaháztartás-becselő módszerek tesztelésére különböző növényállományok (fűfelszín, ill. fenyőerdő) és talajtípusok (vályog, és agyagos vályog talaj) felett. Mindhárom mérőhelyen rendelkezésre álltak az eddy-kovariancia módszerrel végzett hőáram-mérések (Nyírjesen és Püspökladányban csak a szenzibilis hőáram, Hegyhátsálon a látens hőáram értékei is), valamint a modellszámításokhoz szükséges meteorológiai állapotváltozók, illetve felszín- és növényparaméterek. A mérőhelyek jellemző fizikai paramétereit és a modellállandókat az 1. táblázatban foglaltuk össze.



3. ábra. A mérőhelyek földrajzi elhelyezkedése.

A nyírjesi mérések

A nyírjesi mérőállomás (Mátra, $\varphi = 47^{\circ}57'É$, $\lambda = 19^{\circ}54'K$, $h = 560$ m) az Erdészeti Tudományos Intézet bázisterületén található. A területet fenyőerdő borítja, talaja agyagos vályog. A mérőhelyen 1998 májusában végzett közös amerikai-magyar mérési expedíció eredményei álltak rendelkezésünkre. A mért légköri állapotváltozók (hőmérséklet, szélesség, relatív nedvesség, globálsugárzás, sugárzási egyenleg) értékeit egy saját

fejlesztésű számítógépes adatgyűjtő rendszer rögzítette. A mintavételezés 10 másodpercenként történt. A szenzibilis hőáramot eddy-kovariancia rendszerrel mérték, GILL ultrasonikus anemométer segítségével. Az adatokat félórás felbontásban dolgoztuk fel. A mérésekről részletes leírás található *Mészáros (2002)* munkájában.

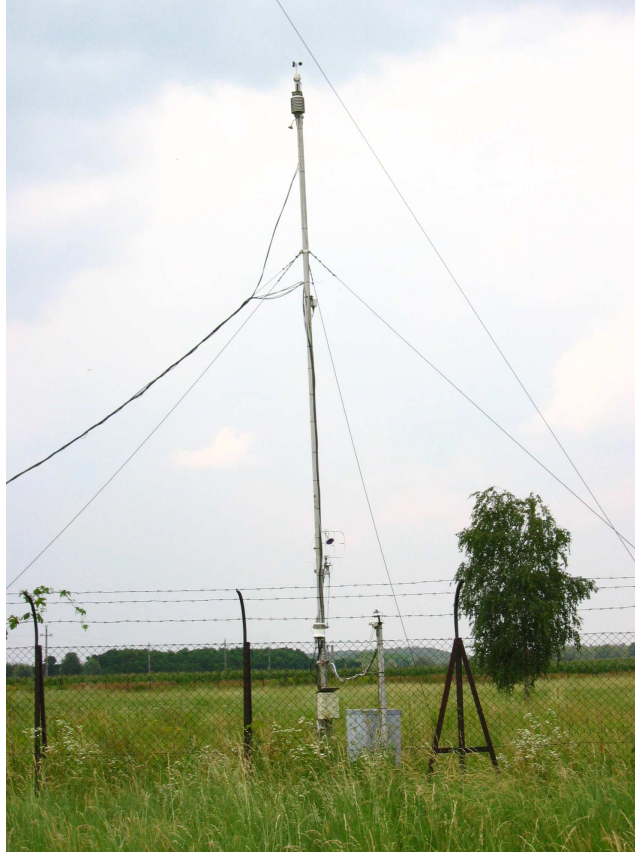


1. kép. A nyírjesi mérőállomás.
(*Mészáros Róbert fotója*)

A hegyhátsáli mérőhely

A hegyhátsáli mérőhelyen (Nyugat-Magyarország, $\varphi = 46^{\circ}57'E$, $\lambda = 16^{\circ}39'K$, $h = 248$ m) 1999-ben kezdődtek meteorológiai és levegőkémiai mérések (*Barcza et al., 2003*). A mérési adatokból a légköri állapotjelzők, valamint a talajnedvesség értékeit használtuk fel. A terület jellemző fizikai talajfélésege vályog, növényzete fűfelszín. Számításaink során a 1999. 01. 01-től 1999. 12. 31-ig tartó időszakot vizsgáltuk.

A mért adatokat (globálsugárzás, sugárzási egyenleg, hőmérséklet, relatív nedvesség) TEAC adatgyűjtővel rögzítették. A napi csapadékösszeget a körmendi meteorológiai állomás napi jelentéseiből vettük. Az adatokat egyórás felbontásban dolgoztuk fel.



2. kép. A hegyhátsáli mérőállomás.

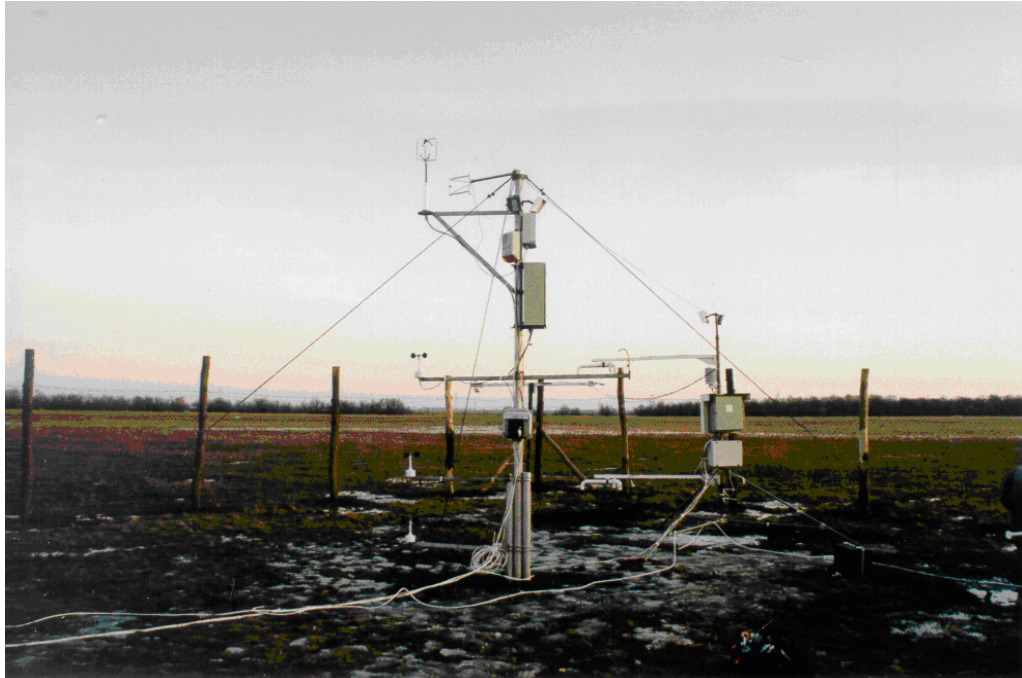
(Kern Anikó fotója)

A püspökladányi mérőhely

A püspökladányi mérőhelyen (Hortobágyi Nemzeti Park, $\varphi = 47^{\circ}20'É$, $\lambda = 21^{\circ}06'K$, $h = 88$ m) a GRAMINAE EU4 program keretében 1999-ben kezdődtek meteorológiai és levegőkémiai mérések (Horváth *et al.*, 2004). A mérési adatokból a légköri állapotváltozók, valamint a talajnedvesség értékeit használtuk fel. Számításaink során a 2000 januárjától 2001 júniusáig tartó időszakot vizsgáltuk, eltérő hosszúságú időtartamokra. A terület felszín típusa fű, a fizikai talajfélesége agyagos vályog.

A mérőhelyen a léghőmérsékletet és a relatív nedvességet egy Campbell gyártmányú Bowen-arány mérőrendszer, a sugárzási egyenleget egy REBS Q7 szenzor segítségével határozták meg. A szélsébséget egy 2 m magasra telepített anemométerrel mérték.

A globál- és a visszavert rövidhullámú sugárzás mérésére egy-egy SCHENK piranométert használtak. A napi csapadékösszeget az Erdészeti Tudományos Intézet püspökladányi állomásán mérték. Az adatokat félórás felbontásban dolgoztuk fel.



3. kép. A püspökladányi mérőállomás.

(Mészáros Róbert fotója)

1. táblázat. A három mérőhely modellparaméterei.

Felszíntípus-paraméterek		Tülevelű erdő (Nyírjes)	Fűfelszín (Hegyhátsál, Püspökladány)
albedó, A	április – szeptember	0,12	0,19
	október – március	0,12	0,23
levélfelületi index, LAI ($m^2 m^{-2}$)	június – július	5,2	2,0
	augusztus – szeptember	5,2	1,5
	október – november	4,7	1,0
	december – március	4,5	0,5
	április – május	5,2	1,0
állomány magassága, h_c (m)	június – július	16	1,0
	augusztus – szeptember	16	0,5
	október – november	16	0,1
	december – március	16	0,1
	április – május	16	0,5
kutikula ellenállás, R_{cut} (sm^{-1})	június – július	2000	1500
	augusztus – szeptember	4000	2000
	október – november	4000	3000
	december – március	6000	6000
	április – május	2000	1500
minimális sztómaellenállás, R_{stmin} (sm^{-1})		250	50
talaj ellenállás, R_{soil} (sm^{-1})		10000	300
minimális hőmérséklet, t_{min} ($^{\circ}C$)		-5,0	5,0
maximális hőmérséklet, t_{max} ($^{\circ}C$)		15,0	25,0
optimális hőmérséklet, t_{opt} ($^{\circ}C$)		40,0	45,0
kiszorítási rétegvastagság, d (m)		12,8	0,8
érdességi magasság, z_0 (m)		1,0	0,03
telítési hiány állandó, b_v (hPa^{-1})		0,03	0,024
sugárzás korrekciós tag, b_{st} (Wm^{-2})		40	20

Források: Baldocchi et al., 1987; Hicks et al., 1987; Wesely, 1989; Meyers et al., 1998; Brook et al., 1999, Emberson et al., 2000; Smith et al., 2000; Zhang et al., 2002.

2.2. Modellszámítások

2.2.1. A sugárzási komponensek és az energiaháztartás meghatározása

Az energiaháztartás komponenseinek becslésére széles körben használt módszer a Penman-Monteith-féle közelítés (pl. *Ács et al.*, 2000; *Ács*, 2003; *Alexandris and Kerkides*, 2003; *Cieslik*, 2004). Más szerzők ennek a módszernek egy egyszerűsített változatát, a Priestley-Taylor-féle közelítést használják (pl. *Amarakoon et al.*, 2000; *Hanna and Paine*, 1989; *Holtslag and van Ulden*, 1983; *Pereira*, 2004). A két módszer által számított hőáramok összehasonlítását végezte el többek között *De Rooy and Holtslag* (1999), *Loescher et al.* (2005), *Sumner and Jacobs* (2005), valamint *Utset et al.* (2004). Eredményeik alapján *Loescher et al.* (2005) és *Utset et al.* a Priestley-Taylor közelítéssel pontosabban becsülte a látens hőáramot, mint a Penman-Monteith-féle közelítéssel. *Sumner and Jacobs* (2005) munkájában nem mutatnak szignifikáns eltérést a két módszerrel kapott eredmények.

Kutatásaink során mindkét eljárással kiszámítottuk a szenzibilis és látens hőáramot. A 2. táblázatban foglaltuk össze a becslésekhez szükséges adatokat. Látható, hogy a Penman-Monteith-féle számításhoz sokkal több adatra van szükség, míg a Priestley-Taylor-módszer esetén a feladatot leegyszerűsíti a megfelelő α paraméter használata. A Penman-Monteith-módszer esetén a légkör és a talaj nedvességi viszonyait pontosabban vesszük figyelembe, a másik módszer esetén a nedvességet csak közvetve, az α paraméteren keresztül. Ugyanakkor α pontos meghatározása nehéz, mivel térben és időben nagy változékonyságot mutat. Az α paraméterek értékeire a szakirodalomban különféle hivatkozásokat találunk (*De Bruin and Holtslag*, 1982; *Beljaars and Holtslag*, 1991; *Hanna and Chang*, 1992, 1993; *Pechinger et al.*, 1998). A következőkben részletesen ismertetjük a kétféle módszert.

2. táblázat. A két módszer számításához szükséges paraméterek.

Priestley-Taylor módszer bemenő adatai	Penman-Monteith módszer bemenő adatai
hőáramszámítás állandója, β (W m^{-2})	albedó, A
hőmérséklet, t ($^{\circ}\text{C}$)	állomány magassága, h_c (m)
módosított Priestley-Taylor paraméter, α	érdességi magasság, z_0 (m)
nettó sugárzás, R_n (W m^{-2})	hőmérséklet, t ($^{\circ}\text{C}$)
talajhőáram állandó, c_g	kiszorítási rétegvastagság, d (m)
	kutikula ellenállás, R_{cut} (s m^{-1})
	levélfelületi index, LAI ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$)
	maximális hőmérséklet, t_{max} ($^{\circ}\text{C}$)
	minimális hőmérséklet, t_{min} ($^{\circ}\text{C}$)
	minimális sztómaellenállás, R_{stmin} (s m^{-1})
	nettó sugárzás, R_n (W m^{-2})
	optimális hőmérséklet, t_{opt} ($^{\circ}\text{C}$)
	relatív nedvesség, RH (%)
	sugárzás korrekciós tag, b_{st} (W m^{-2})
	szélmérés szintje, z_u (m)
	szélsebesség, u (m s^{-1})
	talaj ellenállás, R_{soil} (s m^{-1})
	talajhőáram állandó, c_g
	talajnedvesség-tartalom, θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)
	telítési hiány állandó, b_v (hPa^{-1})
	vízgőznyomás, e (hPa^{-1})

2.2.2. A Penman-Monteith-módszer

Az alkalmazott két számítási módszer között lényeges különbség, hogy Penman-Monteith-féle esetben iterációval számoljuk ki a hőáramok értékeit.

Az első lépésben neutrális légrétegződést feltételezünk, és ez alapján számítjuk az u^* súrlódási sebességet, az R_a felszíni aerodinamikai ellenállást, az R_b határréteg ellenállást:

$$u_* = \frac{k u}{\ln\left(\frac{z_u - d}{z_0}\right)}, \quad (5)$$

$$R_a = \frac{1}{k u_*} \left[0,74 \ln\left(\frac{z_u - d}{z_0}\right) \right], \quad (6)$$

$$R_b = \frac{2}{k u_*} \left(\frac{Sc}{Pr} \right)^{\frac{2}{3}}. \quad (7)$$

Ezután kiszámítjuk az R_c felszíni ellenállás tagot:

$$R_c = \frac{1}{(R_{st} + R_{mes})^{-1} + (R_{soil})^{-1} + (R_{cut})^{-1}}, \quad (8)$$

ahol u_* a súrlódási sebesség ($m s^{-1}$), u a szélesebbesség ($m s^{-1}$), $k = 0,4$ az ún. von Kármán konstans, z_u a szélmérés szintje (m), d a kiszorítási réteg vastagsága (m), z_0 az érdességi magasság (m). Sc a Schmidt-szám és Pr a Prandtl-szám, az $(Sc/Pr)^{2/3}$ tag értéke vígőzre 0,9. R_{mes} a mezofill réteg ellenállása (értéke ózonra: 0), R_{soil} a talajellenállás R_{cut} pedig a kutikula ellenállás. Utóbbiak vegetációfüggő állandók, értékeiket a mérőhelyekre az 1. táblázat tartalmazza. R_{st} vízgőzre vonatkozó sztómaellenállást *Jarvis* (1976) képlete alapján számítottuk:

$$R_{st} = R_{st \min} \frac{1 + b_{st} PAR^{-1}}{f_t(t) f_e(e) f_\theta(\theta)}, \quad (9)$$

ahol b_{st} vegetációfüggő állandó ($W m^{-2}$), PAR a fotoszintetikusan aktív sugárzás ($W m^{-2}$), f_t , f_e , f_θ a hőmérsékletre, a légnedvességre és a talajnedvességre vonatkozó stresszfüggvények:

$$f_t = \frac{t - t_{min}}{t_{opt} - t_{min}} \left(\frac{t_{max} - t}{t_{max} - t_{opt}} \right)^{b_t}, \quad (10)$$

$$b_t = \frac{t_{max} - t_{opt}}{t_{max} - t_{min}}, \quad (11)$$

$$f_e = 1 - b_v (e_s - e), \quad (12)$$

$$f_\theta = \begin{cases} 1 & \text{ha } \theta > \theta_f \\ \max \left\{ \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w}, 0,05 \right\} & \text{ha } \theta_w < \theta \leq \theta_f \\ 0,05 & \text{ha } \theta \leq \theta_w \end{cases}, \quad (13)$$

ahol a t_{min} , t_{opt} és t_{max} a vegetációtól függő minimum, maximum és optimális hőmérsékletek °C-ban, b_v vegetáció függő konstans (Brook *et al.*, 1999), e és e_s a tényleges vízgőznyomás és a telítési vízgőznyomás a t hőmérsékleten, θ_w és a θ_f a fizikai talajféleségétől függő hervadásponthoz tartozó és a szabadföldi vízkapacitás. A talajnedvesség (θ) értékét egy egyszerű vízháztartási modellel határoztuk meg (Szinyei és Vincze, 2005; Mészáros *et al.*, 2006).

Az ellenállás tagok ismeretében a látens hőáramot a közismert Penman-Monteith-féle képlet (Penman, 1948; Monteith, 1965) adja meg:

$$LE = \frac{\Delta (R_n - G) + \frac{\rho c_p vpd}{R_a + R_b}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{R_c}{R_a + R_b} \right)}, \quad (14)$$

ahol R_n a sugárzási egyenleg ($W m^{-2}$), G a talajhőáram ($W m^{-2}$), $\gamma = 0,65$ pszichrometrikus állandó, $\rho = 1246 g m^{-3}$ a levegő sűrűsége (10 °C-on), $c_p = 1005 J kg^{-1} K^{-1}$ a levegő állandó nyomáson vett fajhője, vpd a vízgőznyomás-deficit. A sugárzási egyenleget a (2) egyenlet

alapján határozzuk meg. Az ehhez szükséges bemenő meteorológiai adatok a léghőmérséklet értéke 2 m-en, valamint a borultság. (Megjegyzés: a (2) sugárzásháztartási egyenletben szereplő felszínhőmérsékletet a 2 m-es szinten mért értékkel közelítjük). A vízgőznyomás-deficitet a következő képlettel számítjuk:

$$vpd = e_s \left(1 - \frac{RH}{100} \right). \quad (15)$$

Δ a vízgőz telítési görbéjének hajlata az adott hőmérsékleten:

$$\Delta = \frac{L_p e_s}{R_v T^2}, \quad (16)$$

ahol $R_v = 461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a vízgőz specifikus gázállandója, T a levegő hőmérséklete 2 méteren (K), $L_p = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ a víz párolgáshője. A telítési vízgőznyomás számítása a Magnus-Tetens formulával történik:

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{a \cdot t}{b+t}}, \quad (17)$$

ahol t a levegő hőmérséklete 2 méteren ($^{\circ}\text{C}$), az egyes állandók értékei: vízre $a = 7,5$ és $b = 237,3$; jégre: $a = 9,5$ és $b = 265,5$.

A szenzibilis hőáramot maradék tagként becsüljük a sugárzási egyenleg zárt alakjából:

$$H = R_n - G - LE. \quad (18)$$

Az iterációt a Monin-Obukhov-féle hossz kiszámításával folytatjuk, majd ez alapján eldöntjük, hogy a továbbiakban a labilis vagy a stabil légrétegződésre vonatkozó képletekkel számolunk:

$$L_{\text{mon}} = - \frac{u_*^3 T \rho c_p}{g k H}, \quad (19)$$

ahol $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ a nehézségi gyorsulás.

Ha $L_{\text{mon}} < 0$ (labilis esetben) u_* -t és R_a -t a következőképp számoljuk:

$$u_* = k u \left[\ln \left(\frac{z_u - d}{z_0} \right) - \psi_{\text{m instab}} \left(\frac{z_u - d}{L} \right) + \psi_{\text{m instab}} \left(\frac{z_0}{L} \right) \right]^{-1}, \quad (20)$$

$$R_a = \frac{1}{k u_*} \ln \left[\frac{1-y}{1-y_0} \frac{1+y_0}{1+y} \right], \quad (21)$$

ahol y és y_0 függvény alakjai:

$$y = \left[1 - 16 \frac{z_u - d}{L_{\text{mon}}} \right]^{-\frac{1}{2}}, \quad (22)$$

$$y_0 = \left[1 - 16 \frac{z_u}{L_{\text{mon}}} \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (23)$$

Ha $L_{\text{mon}} > 0$ (stabilis esetben) u_* -t és R_a -t a következőképp számoljuk:

$$u_* = k u \left[\ln \left(\frac{z_u - d}{z_0} \right) - \psi_{\text{m stab}} \left(\frac{z_u - d}{L} \right) + \psi_{\text{m stab}} \left(\frac{z_0}{L} \right) \right]^{-1}, \quad (24)$$

$$R_a = \frac{1}{k u_*} \left[\ln \left(\frac{z_u - d}{z_0} \right) + 4,7 \frac{z_u - d - z_0}{L_{\text{mon}}} \right]. \quad (25)$$

A fenti képletekben $\psi_m(\xi)$ a stabilitási függvény integrál alakja, melyet *Beljaars and Holtslag* (1991), valamint *Dyer* (1974) szerint határoztuk meg stabil, illetve instabil légrétegződés esetén.

Az iterációt addig folytatjuk, amíg két egymást követő lépés között a számított Monin-Obukhov-féle hosszértékek közötti eltérés kisebb, mint 5%.

2.2.3. A Priestley-Taylor-módszer

Az előzőekben leírt Penman-Monteith-féle képletet *Priestley and Taylor* (1972) egyszerűsítette oly módon, hogy bevezették az α Priestley-Taylor paramétert. A látens hőáramra vonatkozó képletet *De Bruin and Keijman* (1979) módosította a következő alakra:

$$LE = \frac{\alpha}{1 + \gamma} (R_n - G) + \beta, \quad (26)$$

ahol α az ún. módosított Priestley-Taylor paraméter. Értéke jó vízellátottság esetén megnő, és vele arányosan növekszik a látens hőáram, az erősebb párolgás következtében. A szenzibilis hőáram nagysága fordítottan arányos a Priestley-Taylor paraméterrel:

$$H = \frac{(1 - \alpha) + \gamma}{1 + \gamma} (R_n - G) - \beta, \quad (27)$$

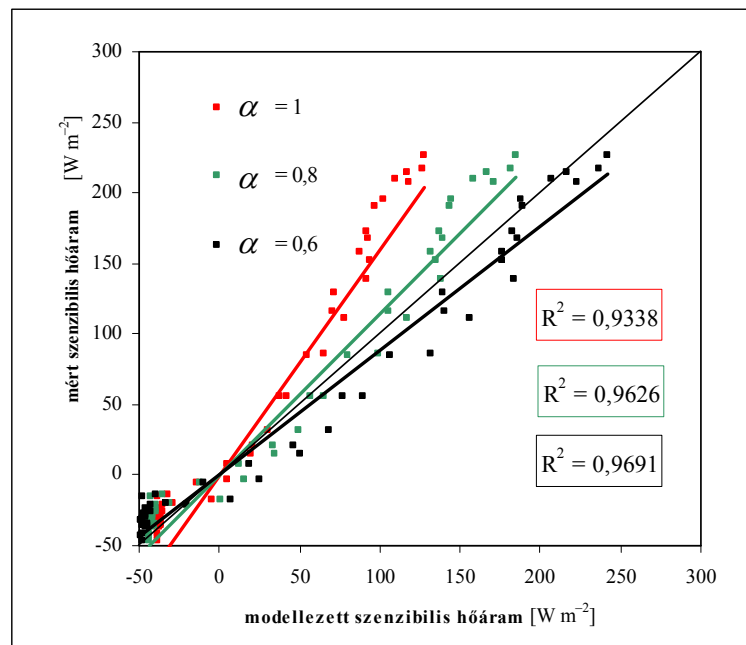
ahol $\beta = 20 \text{ W m}^{-2}$ a hőáram számítás állandója (*De Bruin and Holstlag*, 1982), γ a pszichrometrikus változó. Értékét a levegő hőmérséklet függvényében (itt °C-ban megadott értéket jelent) számoljuk az alábbi formulával:

$$\gamma = 1,44 (0,942)^t. \quad (28)$$

2.2.4. Modellparaméterek kalibrációja

Az előzőekben bemutatott mindkét módszer tartalmaz bizonytalan paramétereket. A Penman-Monteith-féle közelítés esetén a felszíni ellenálláson keresztül több növényfiziológiai paraméter ismerete szükséges. A Priestley-Taylor-féle becslés során az α paraméter megválasztása befolyásolja erősen az eredményt. A talajhőáram állandó mindkét módszer bizonytalan bemenő értéke. E tagok pontosítása nagyban növelheti a hőáramok becslésének pontosságát. Az egyes paraméterek értékeit a mért és modellezett hőáramok összehasonlítás alapján kalibráltuk. A mérések részleteit a 2.1. alfejezet tartalmazza.

Vizsgálataink során azt tapasztaltuk, hogy a Priestley-Taylor módszer rendkívül érzékeny az α paraméterre. Megfelelő értéket választva nagy pontossággal becsülhetők a hőáramok. Ugyanakkor az eddig használt módszerekkel csak közelítőleg (általában egy intervallumban) adható meg egy adott területre és adott időszakra α paraméter pontos értéke. Ráadásul α paraméter értékének akár kis változása is nagy eltéréseket okozhat a modellezett hőáramok értékeiben. Példa erre a 4. ábra, amelyen a nyírjesi mért és a Priestley-Taylor módszerrel becsült szenzibilis hőáramok összehasonlítása látható eltérő α paraméterek esetén. A szakirodalom alapján erre az időszakra és felszíntípusra vonatkozó $\alpha = 1$ (Práger *et al*, 2000). Ennek ellenére a legjobb egyezést a 0,6-es α esetén kaptunk.



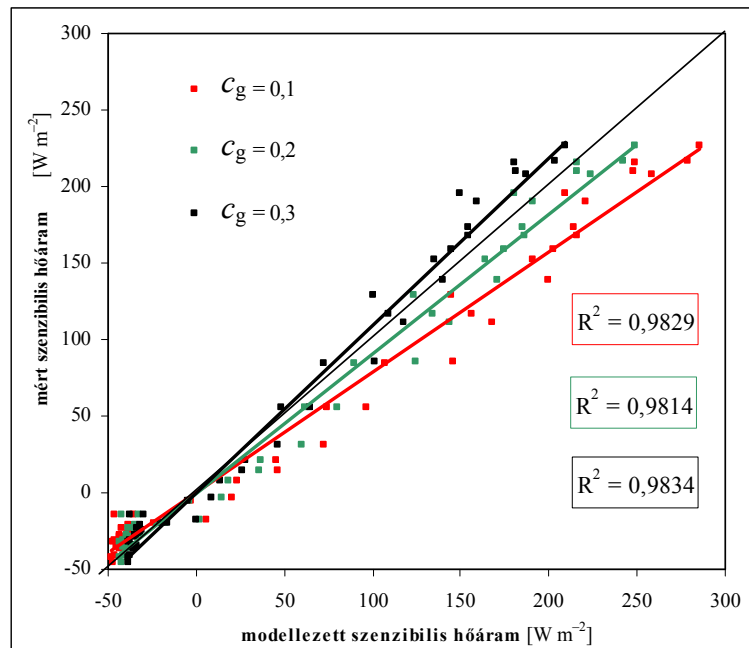
4. ábra. Az α paraméter hatása a szenzibilis hőáram értékre (Priestley-Taylor módszer)

(Nyírjes, 1998.05.02–15.).

A másik bizonytalan paraméter (mindkét módszernél) a talajhőáram állandó (c_g). A talajhőáram becslése során általában azzal a feltételezéssel élünk, hogy az energiaháztartás zárt, vagyis a sugárzási egyenleg egyenlő a szenzibilis hőáram, a látens hőáram és a talajhőáram összegével. A valóságban azonban az energiaháztartás nem zárt. A hiány nagyságrendje pedig megegyezhet a talajhőáraméval (Weidinger *et al.*, 1999). Ezért a számításainknál az eddig elhanyagolt Q additív és S tárolási tagokat együttesen a G talajhőáram tagban vettük figyelembe, úgy hogy c_g értékét megnöveltük. Ez esetben G már nemcsak a talajhőáramot jelenti, hanem az energiaháztartás becslésének bizonytalanságát tartalmazó mennyiséget is. Ekkor azonban a többi paraméter, illetve a hőáramok értéke is

módosul; a korrigált c_g érték mindkét módszer eredményeit és paramétereit egyaránt befolyásolja.

Az 5. ábrán a talajhőáram állandó megválasztásának hatását mutatjuk be a kapott eredményre. Kisebb mértékben α , és c_g is erősen befolyásolja a szenzibilis és látens hőáram értékét.



5. ábra. A c_g állandó hatása a szenzibilis hőáram értékére (Penman-Monteith módszer)

(Nyírjes, 1998.05.02–15.).

Számításaink során e két paramétert (az α Priestley-Taylor paraméter, valamint a c_g talajhőáram állandó) becsültük különböző felszíntípusokra, eltérő időszakokban. Ezáltal a modellezés során a kalibrált adatokat használva pontosabb becslést kaphatunk a szenzibilis és látens hőáram értékeire.

Munkánk egyik alapvető célja, hogy a TREX terjedési-ülepedési modell számára olyan energiaháztartási almodult fejlesszünk, amely tetszőleges időpontban, tetszőleges helyen képes a lehető legpontosabban megadni a szenzibilis, illetve látens hőáram értékét.

Az előbbieken láttuk, hogy a Priestley-Taylor-féle módszer számítási eredménye nagymértékben függ az α paraméter megválasztásától. Ugyanakkor a Penman-Monteith módszerrel végzett számítás is érzékeny a talajhőáram állandó kezdeti értékre.

Fentiek alapján egy olyan módszert fejlesztettünk ki, ami a kétféle becslést együttesen alkalmazva, a bizonytalan paramétereket egy iterációs eljárás során számítja. Az iterációs ciklus valójában a Penman-Monteith módszernél alkalmazott eljárás kiterjesztése úgy, hogy

minden egyes lépésben a Priestley-Taylor módszerrel is számítjuk a hőáramokat és a következő lépésben a két módszerrel kapott átlagos hőáram értékkel számolunk tovább.

A számítás részletes leírása:

- 1) A 2.2.2. fejezetben leírt Penman-Monteith módszer lépéseit végezzük el az (5)-től (19)-ig egyenletig. G talajhőáramot az első lépésben 0,1-es c_g értékkel számoljuk a (4) képlet szerint.
- 2) A következő lépésben az α paraméter értékét becsüljük *Hanna and Paine* (1989) alapján:

$$\alpha = \frac{R_n(1 - c_g)(1 + \gamma)}{(1 + Br)[R_n(1 - c_g) + \beta(1 + \gamma)]}, \quad (29)$$

ahol Br a Bowen-arány, a H_{PM} szenzibilis (14) és a LE_{PM} (18) látens hőáram aránya:

$$Br = \frac{H_{PM}}{LE_{PM}}. \quad (30)$$

- 3) Ezt követően kiszámítjuk c_g -nek az LE_{PM} és H_{PM} hőáramokra vonatkozó értékét a Priestley-Taylor-féle (26) és (27) képletek alapján:

$$c_{gLE} = 1 - \frac{(LE_{PM} - \beta)(1 + \gamma)}{\alpha R_n}, \quad (31)$$

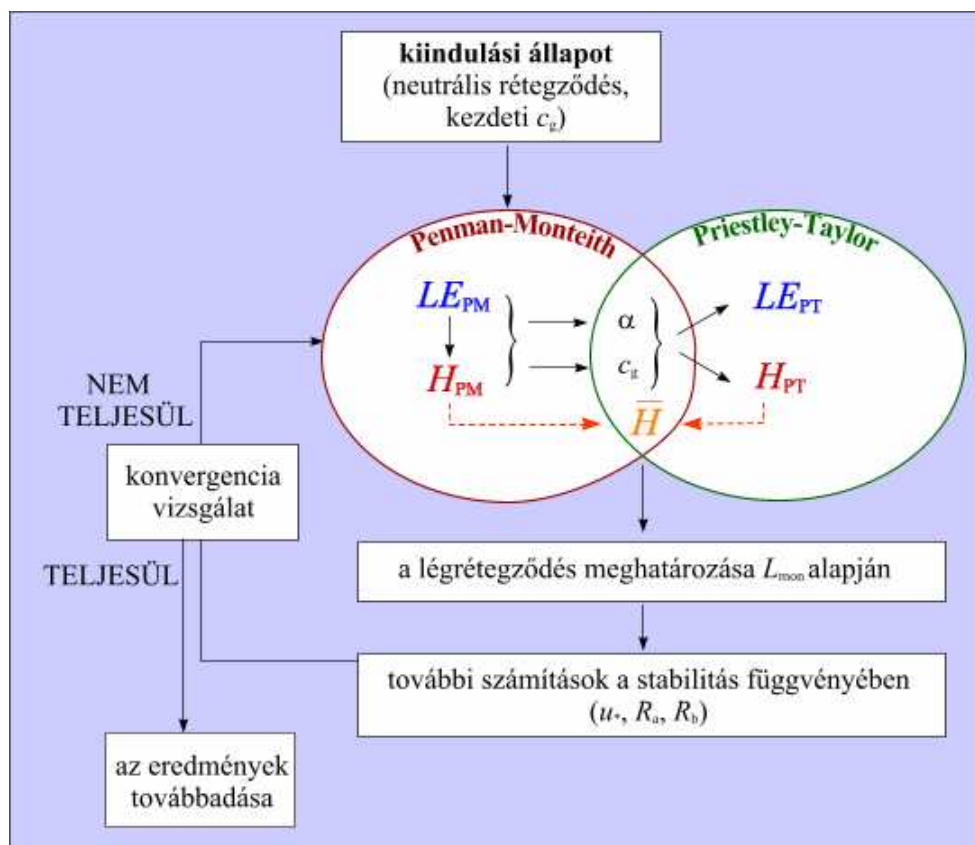
$$c_{gH} = 1 - \frac{(H_{PM} + \beta)(1 + \gamma)}{(1 - \alpha + \gamma) R_n}. \quad (32)$$

- 4) A következő lépésben c_{gH} és c_{gLE} átlagával (c_g átlag) G talajhőáramot újra kiszámoljuk (4) szerint.

- 5) A módosított G értéket és α -t (29) felhasználva határozzuk meg (26) és (27) képletek szerint LE_{PT} és H_{PT} értékét.
- 6) A Monin-Obukhov-féle hossz kiszámítását a (19) képlettel végezzük, azzal a különbséggel, hogy H helyett ez előzőekben meghatározott H_{PM} és H_{PT} átlagával számolunk:

$$L_{\text{mon}} = -\frac{u_*^3 T \rho c_p}{g k H_{\text{átlag}}}. \quad (33)$$

Ezt követően döntjük el, hogy a továbbiakban milyen rétegződésnek megfelelő képletekkel számoljuk a modellparamétereket.



6. ábra. A két módszer közös iterációjának folyamatábrája.

(A jelöléseket a szöveg tartalmazza.)

Ha a (2) szerint számolt R_G globálisugrás értéke pozitív, és $H_{\text{átlag}}$ is pozitív, akkor az iterációt a 2.2.2. fejezetben leírt labilis esetre vonatkozó képletek alkalmazásával folytatjuk.

Abban az esetben, ha R_G globálsugárzás nulla, és a $H_{\text{átlag}}$ negatív értékű, akkor a stabilis esetnek megfelelő képletekkel számolunk a továbbiakban. Abban az esetben, ha R_G már pozitív, de $H_{\text{átlag}}$ negatív, akkor a neutrális rétegződést feltételezve az iterációt befejezzük. Stabilis illetve labilis esetben az iterációt a Penman-Monteith módszerhez hasonlóan addig folytatjuk, amíg két egymás után következő lépés során a Monin-Obukhov-hosszok közti különbség kisebb, mint 5%. Az iteráció folyamatát a 6. ábra szemlélteti.

A kétféle módszer együttes alkalmazása során azt tapasztaltuk, hogy azok eredményei az iteráció során egymáshoz konvergálnak, de az így kapott közös megoldás nem minden esetben közelít a mért értékekhez. Ez valószínűleg annak köszönhető, hogy a számításokat más bizonytalan paraméterek is befolyásolják (pl. minimális sztómaellenállás), amelyek hatását figyelmen kívül hagytuk.

3. Eredmények

3.1. Pontbeli számítások

Az előző fejezetben bemutatott két módszerrel és a közös iterációval három hazai mérőhely (Nyírjes, Hegyhátsál és Püspökladány) meteorológiai és talajtani adatait felhasználva végeztünk el a látens, és a szenzibilis hőáramok becslését, majd összehasonlítottuk az eddy-kovariancia módszerrel végzett mérésekkel. A számításokhoz szükséges Priestley-Taylor paraméter, és talajhőáram állandó értékeket a 2.2.4. fejezetben leírtak közös iterációval becsültük a mindhárom mérőhelyre, és ezeket használtuk a hőáramok számításánál. A többi adatot szakirodalmi hivatkozásokból vettük. A felhasznált állandók értékeit a 1. és a 3. táblázat tartalmazza.

3. táblázat. A kezdeti Priestley-Taylor paraméterek.

Priestley-Taylor paraméter		Tülevelű erdő (Nyírjes)	Fűfelszín (Hegyhátsál, Püspökladány)
időszak	vízellátottság		
	nedves ($\theta > \theta_f$)	1,0	0,9
április – szeptember	közepes ($\theta_f > \theta_f > \theta_\omega$)	0,8	0,7
	száraz ($\theta_\omega > \theta$)	0,7	0,5
október – március		1,1	0,9

4. táblázat. A két fizikai talajféleségre vonatkozó talajnedvességek.

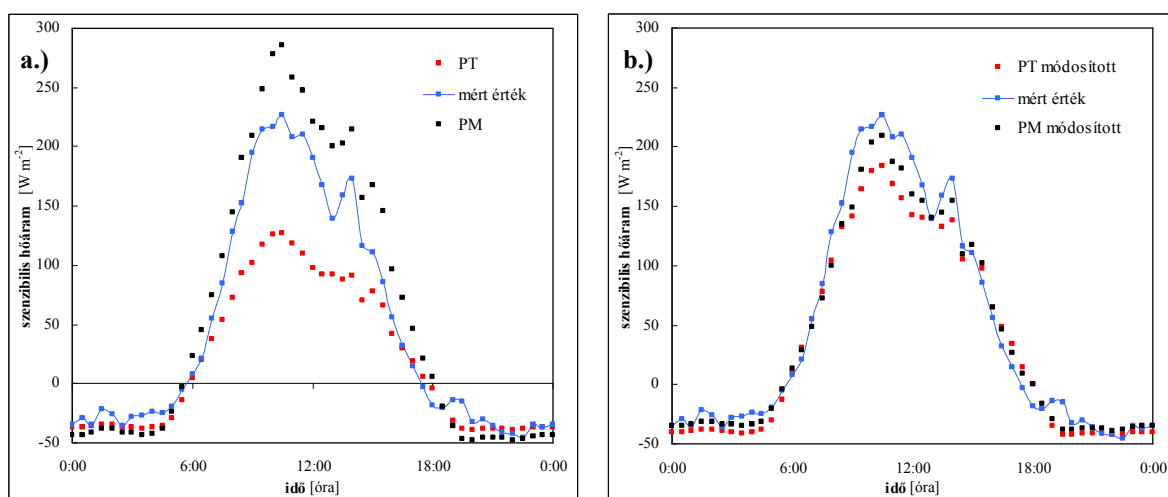
Talajnedvesség-tartalom ($m^3 m^{-3}$)	Vályog (Hegyhátsál)	Agyagos vályog (Nyírjes, Püspökladány)
θ_f (szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajnedvesség)	0,33	0,36
θ_ω (hervadásponthoz tartozó talajnedvesség)	0,14	0,18

A talajtípusokra vonatkozó talaj-karakterisztikákat Ács (2000; 2003) alapján vettük figyelembe. A számításoknál használt konkrét értékeket a 4. táblázat tartalmazza.

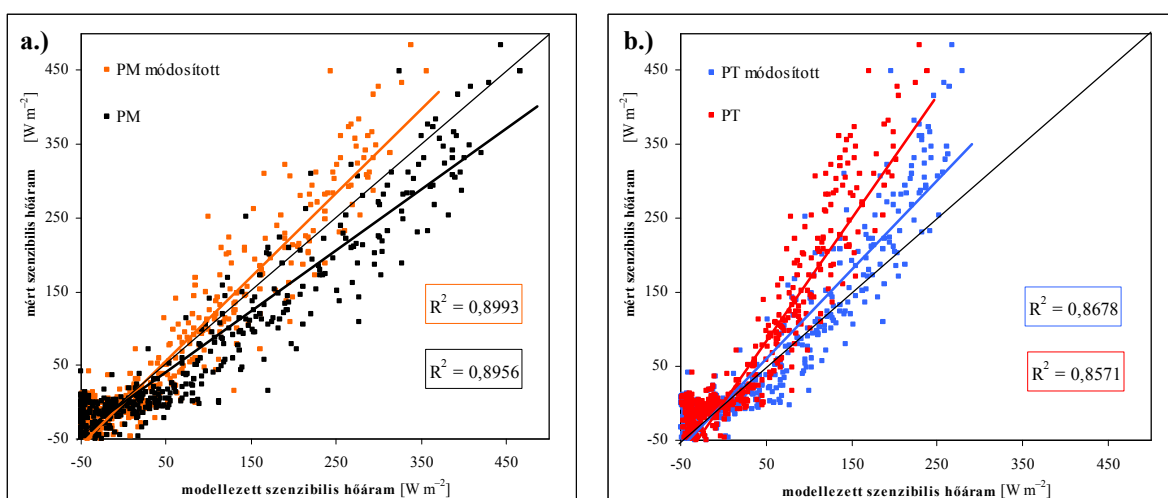
3.2. Az energiaháztartási komponensek tér- és időbeli változékonysága

A nyírjesi adatsor

A nyírjesi (mátrai) mérőhelyre két hetes időszakra határoztuk meg az energiaháztartás komponenseit. A 7. ábrán a szenzibilis hőáram átlagos napi menetét tüntettük fel. (A látens hőáramokra nem állt rendelkezésre mért adat.) A 7. a ábrán α és c_g kezdeti értékeit a szakirodalmi hivatkozásokból vettük ($\alpha = 1,0$ és $c_g = 0,1$; Práger *et al.*, 2000). A 7. b ábrán a közös iteráció eredményei láthatóak. Jól látszik, hogy az iteráció következtében a két módszer eredményei közeledtek egymáshoz. A 8. ábra szerint is jobb egyezést a mért adatokkal (mind a Penman-Monteith, mind a Priestley-Taylor-módszer esetén).



7. ábra. A mért és a modellezett szenzibilis hőáramok átlagos napi menetei (Nyírjes, 1998.05.02–15.)
a.) az eredeti α értékkel b.) a közös iterációval kapott α értékkel számítva.

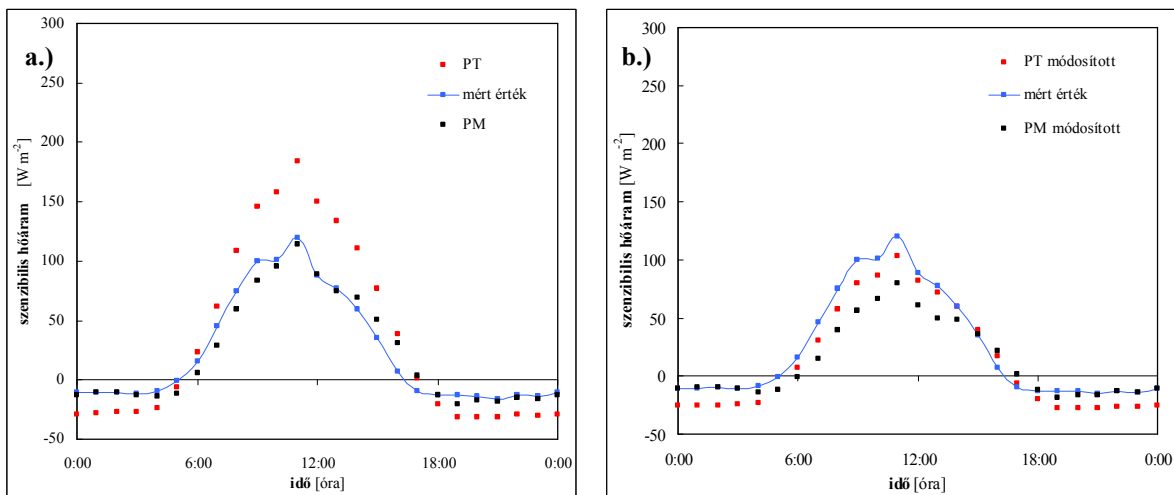


8. ábra. A mért és a modellezett szenzibilis hőáramok egyezése (Nyírjes, 1998.05.02–15.)
a.) a Penman-Monteith módszerrel b.) a Priestley-Taylor módszerrel becslve.

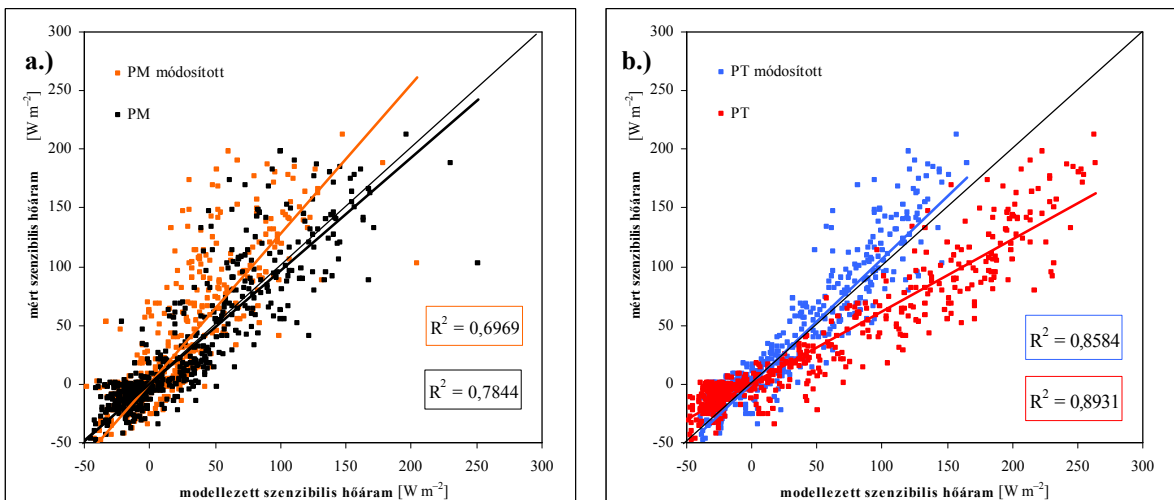
A hegyhátsági mérőhely

A hegyhátsági mérőhely adatait havi bontásban dolgoztuk fel. Az egyéves adatsorban (1999) nagy részében adathiány fordult elő, ezért csak a márciustól augusztusig tartó időszakra állt rendelkezésünkre megfelelő adatbázis. Az 9. és 11. ábrán a hőáramok májusi átlagos napi meneteit tüntettük fel.

A 10. a és b. ábrán látható, hogy a közös iteráció hatására a Priestley-Taylor módszer eredményeinek eltérése a mért szenzibilis hőáram-értéktől csökkent, míg a Penman-Monteith módszer esetén nőtt. Ez esetben tehát a közös iteráció nem adott minden tekintetben pontosabb eredményt. A mért értékekkel való egyezés a Priestley-Taylor módszer esetén a Penman-Monteith módszerrel való egyezés rovására javult.

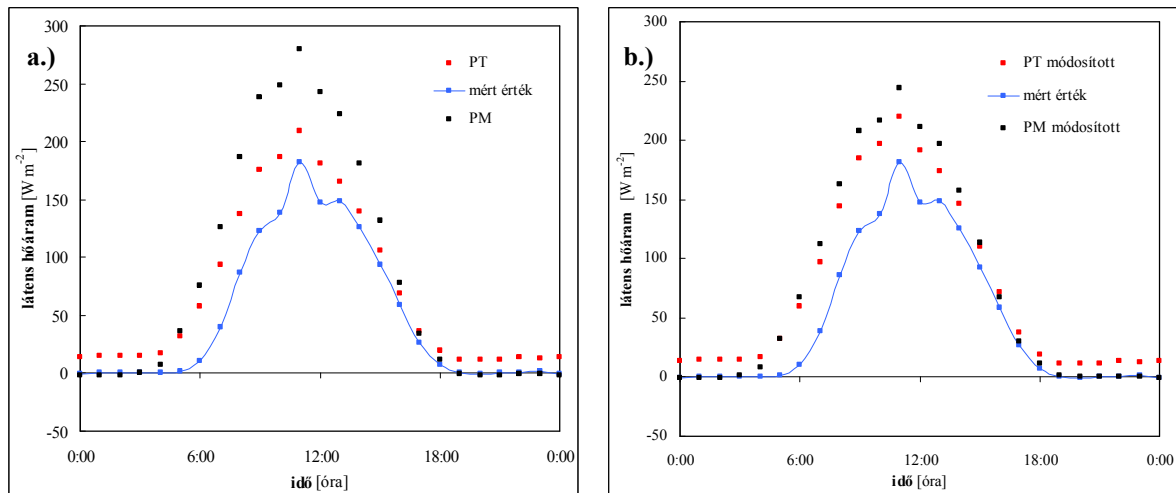


9. ábra. A mért és a modellezett szenzibilis hőáramok átlagos napi menetei (*Hegyhátsál*, 1999 május)
a.) az eredeti α értékkel b.) a közös iterációval kapott α értékkel számítva.

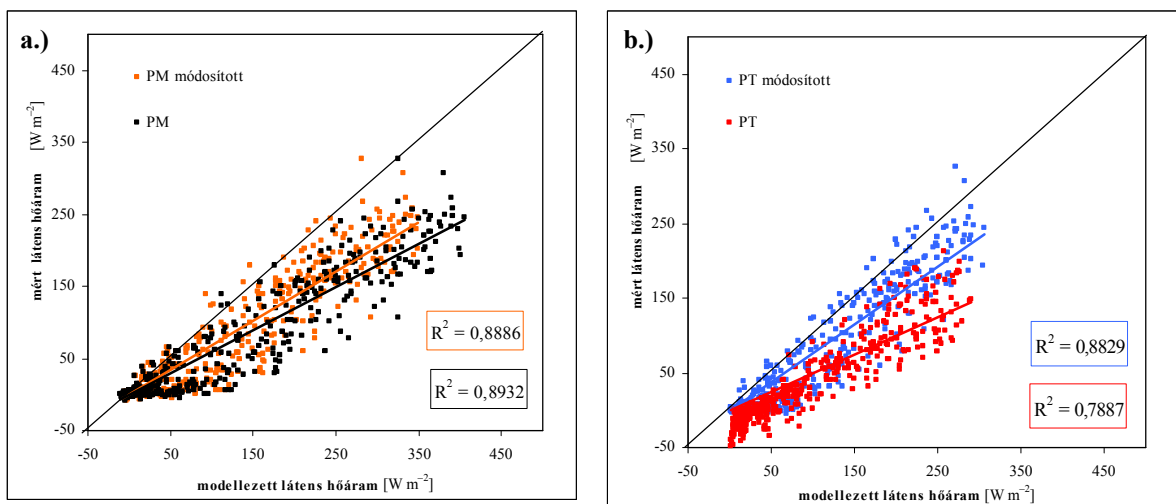


10. ábra. A mért és a modellezett szenzibilis hőáramok egyezése (*Hegyhátsál*, 1999 május)
a.) a Penman-Monteith módszerrel b.) a Priestley-Taylor módszerrel becslve.

A hegyhátsági mérőhely esetén a mért látens hőáram is rendelkezésre állt, így ezzel is össze tudtuk hasonlítani a becsült értékeket. A 11. a és b. ábrán látható, hogy a közös iteráció hatására a Penman-Monteith módszer eredményeinek eltérése a mért szenzibilis hőáramértéktől csökkent, míg a Priestley-Taylor módszer esetén alig észrevehetően nőtt. A vizsgált időszakra összes adatára vonatkozó mért és modellezett látens hőáramok összehasonlítását a 12. ábra mutatja.



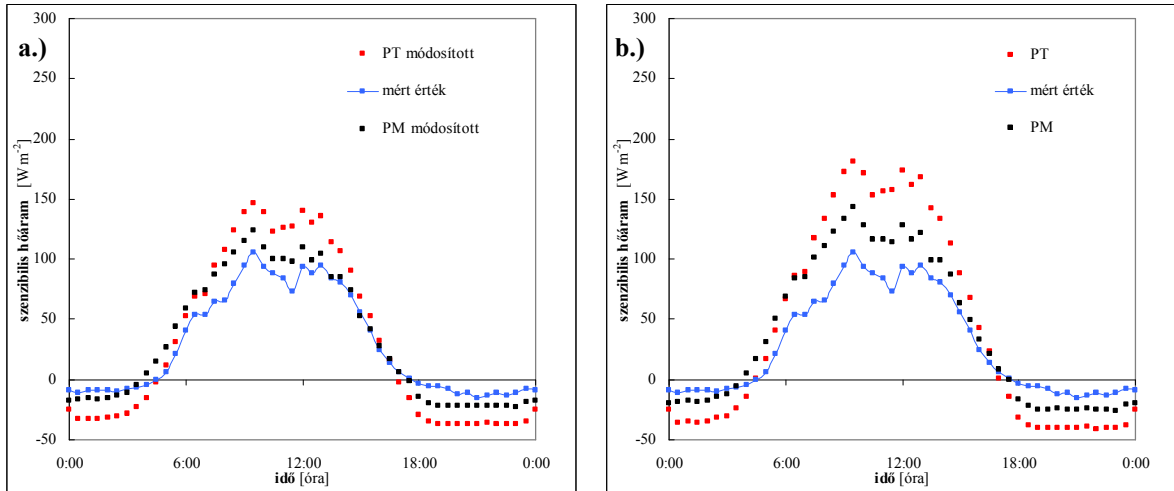
11. ábra. A mért és a modellezett látens hőáramok átlagos napi menetei (*Hegyhátsál*, 1999 május) a.) az eredeti α értékkel b.) a közös iterációval kapott α értékkel számítva.



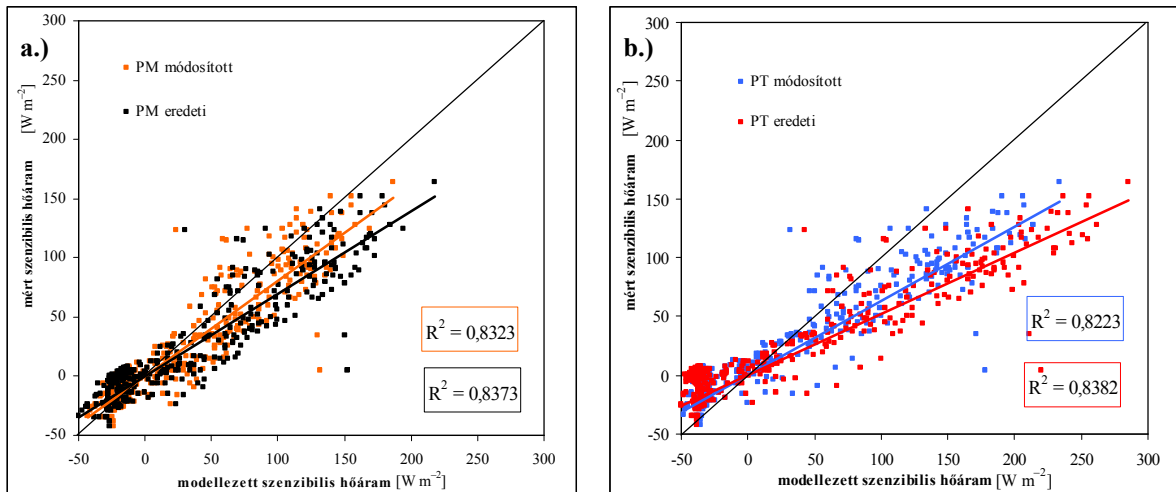
12. ábra. A mért és a modellezett látens hőáramok egyezése (*Hegyhátsál*, 1999 május) a.) a Penman-Monteith módszerrel b.) a Priestley-Taylor módszerrel becsülve.

A püspökladányi mérőhely

A püspökladányi adatsorból egy májusi menetet (2001) mutatunk be (13. ábra). Erre a mérőhelyre is csak a mért szenzibilis hőáram menetek álltak rendelkezésre. Az 13. ábrán jól látszik, hogy a szenzibilis hőáram becslése a közös iteráció során javult. A vizsgált időszakra összes adatára vonatkozó mért és modellezett látens hőáramok összehasonlítását a 12. ábra mutatja.



13. ábra. A mért és a modellezett szenzibilis hőáramok átlagos napi menetei (Püspökladány, 2001.05.14–22.)
a.) az eredeti α értékkel b.) a közös iterációval kapott α értékkel számítva.



14. ábra. A mért és a modellezett szenzibilis hőáramok egyezése (Püspökladány, 2001.05.14–22.)
a.) a Penman-Monteith módszerrel b.) a Priestley-Taylor módszerrel becslve.

Mindhárom adatsor esetén megfigyelhetjük, hogy az éjszakai mért adatokat jobban közelítik a Penman-Monteith módszerrel számított hőáramok, a Priestley-Taylor módszer

eredménye ilyenkor rendkívül bizonytalan. Ennek ellenére ez nem okoz túl nagy hibát a becslésben, mert a hőáramok értéke éjjel nagyjából egy nagyságrenddel kisebb a nappalinál.

3.3. Modellparaméterek meghatározása

A mért adatokkal való összevetés után mindhárom felszín típusra becsültük az energiaháztartás számításához szükséges modellparaméterek adott növényállományra jellemző értékeit, valamint azok időbeli változékonyságát. A 15. ábrán tüntettük fel a Priestley-Taylor paraméter, és a talajhőáram állandó átlagos napi meneteit a mérőhelyek a vizsgált időszakjaira vonatkozóan.

A Priestley-Taylor paraméter

A Priestley-Taylor paraméter értékei határozott nappali menetet mutatnak (15. a, b, c ábra). A napfelkelte és a napnyugta időszakában erős az ingadozásuk, a légkör rétegződés-változása miatt. Ehhez képest a nappali ingadozás kicsi.

A nem zárt energiaháztartásra vonatkozó α paraméter értéke a felszín típus függvényében általában 0,5 és 1,2 között változik (Mészáros, 2002). Az általunk zártnak feltételezett energiaháztartás esetén α értékei minden esetben csökkennek.

A kezdeti lépésben megadott α értékről mindhárom mérőhely összes időszakjára 1, vagy annál kisebb értéket kaptunk az iteráció során (5. táblázat). Az egyes időszakokra vonatkozó átlagértékek 0,3 és 1,09 közöttinek adódtak. Alacsony vegetáció esetén, valamint jó vízellátottságnál α értéke nagyobb, és ezzel egyenes arányban növekszik a látens hőáram is. Az 5. táblázatból jól látszik, hogy hasonló növényzet esetén is igen eltérő értékek adódhatnak. A hegyhátsági mérőhelyre 0,8–1,09; míg Püspökladányra 0,32–0,73 közötti α értékeket kaptunk. Ezt a nagy eltérést feltehetően az egyes évek közötti eltérő időjárási helyzet okozta. Fenyőerdő felett 0,59-os α -t kaptunk a vizsgált időszakra.

A talajhőáram állandó

A talajhőáram állandó számításaink során nem a tényleges talajhőáramot adja meg, hanem az energiaháztartás zárttá tétele miatt a (3) egyenletben elhanyagolt maradék tagok hatását is magában foglalja. Ezért a közös iteráció után kapott értékkel számított talajhőáram

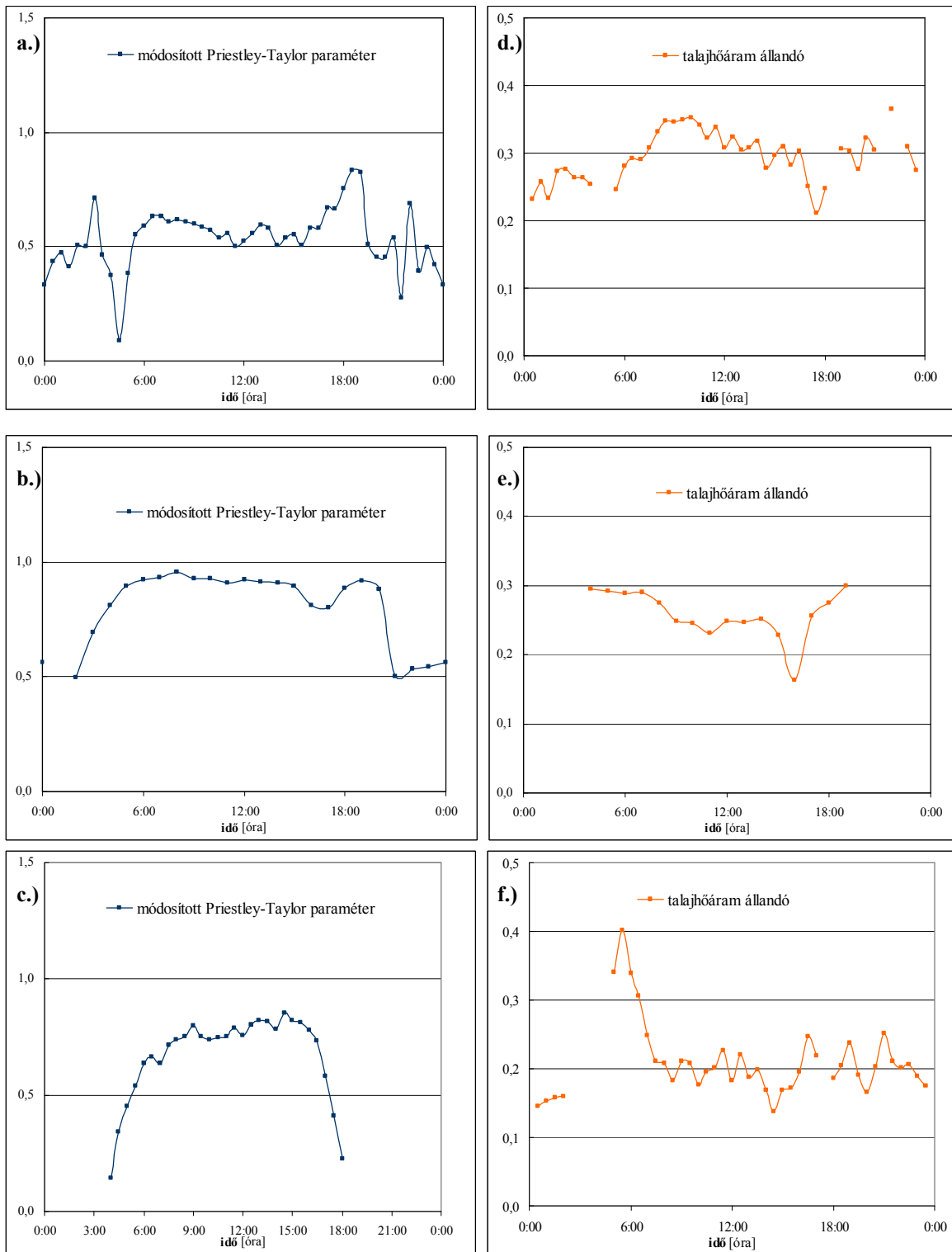
valójában nem a tényleges talajhőáram lesz, hanem a talajhőáram, valamint az összes korábban elhanyagolt tag együttese.

A becsült talajhőáram állandók átlagos napi meneteit a 15. d, e, f ábrán tüntettük fel. Napközben c_g értéke alig változik, a becsült α paraméterekhez hasonlóan.

A közös iteráció utáni átlagos c_g érték fenyőerdő felett 0,3; a hegyhátsáli fűfelszín esetén 0,24–0,36, míg a püspökladányi fűfelszínre 0,22–0,39 között mozog.

5. táblázat. A három mérőhely becsült modellparaméterei az iterációk alapján.

Felszíntípus	Priestley-Taylor paraméter <i>korrigált</i>	Talajhőáram állandó <i>korrigált</i>
Nyírjes	Tülevelű erdő	
1998.05.02–1998.05.15.	0,59	0,30
Hegyhátsál	Fűfelszín	
1999.03.01–1999.03.31.	0,82	0,29
1999.04.01–1999.04.30.	0,87	0,24
1999.05.01–1999.05.31.	0,90	0,26
1999.06.01–1999.06.30.	1,02	0,32
1999.07.01–1999.07.31.	1,09	0,36
1999.08.01–1999.08.31.	1,01	0,27
Püspökladány	Fűfelszín	
2000.04.05–2000.04.10.	0,32	0,37
2000.09.12–2000.09.19.	0,41	0,36
2000.10.04–2000.10.15.	0,41	0,35
2001.04.03–2001.04.16.	0,46	0,39
2001.04.20–2001.05.04.	0,55	0,31
2001.05.14–2001.05.22.	0,73	0,22
2001.05.28–2001.06.04.	0,63	0,23



15. ábra. A becsült modellparaméterek átlagos napi menetei.

A közös iterációval kapott α értékek:

a.) Nyírjes, 1998. 05. 02–15., b.) Hegyhátsál, 1999 május, c.) Püspökladány, 2001.05. 14–22.

A közös iterációval kapott c_g értékek:

d.) Nyírjes, 1998. 05. 02–15., e.) Hegyhátsál, 1999 május, f.) Püspökladány, 2001.05. 14–22.

4. Alkalmazási terület

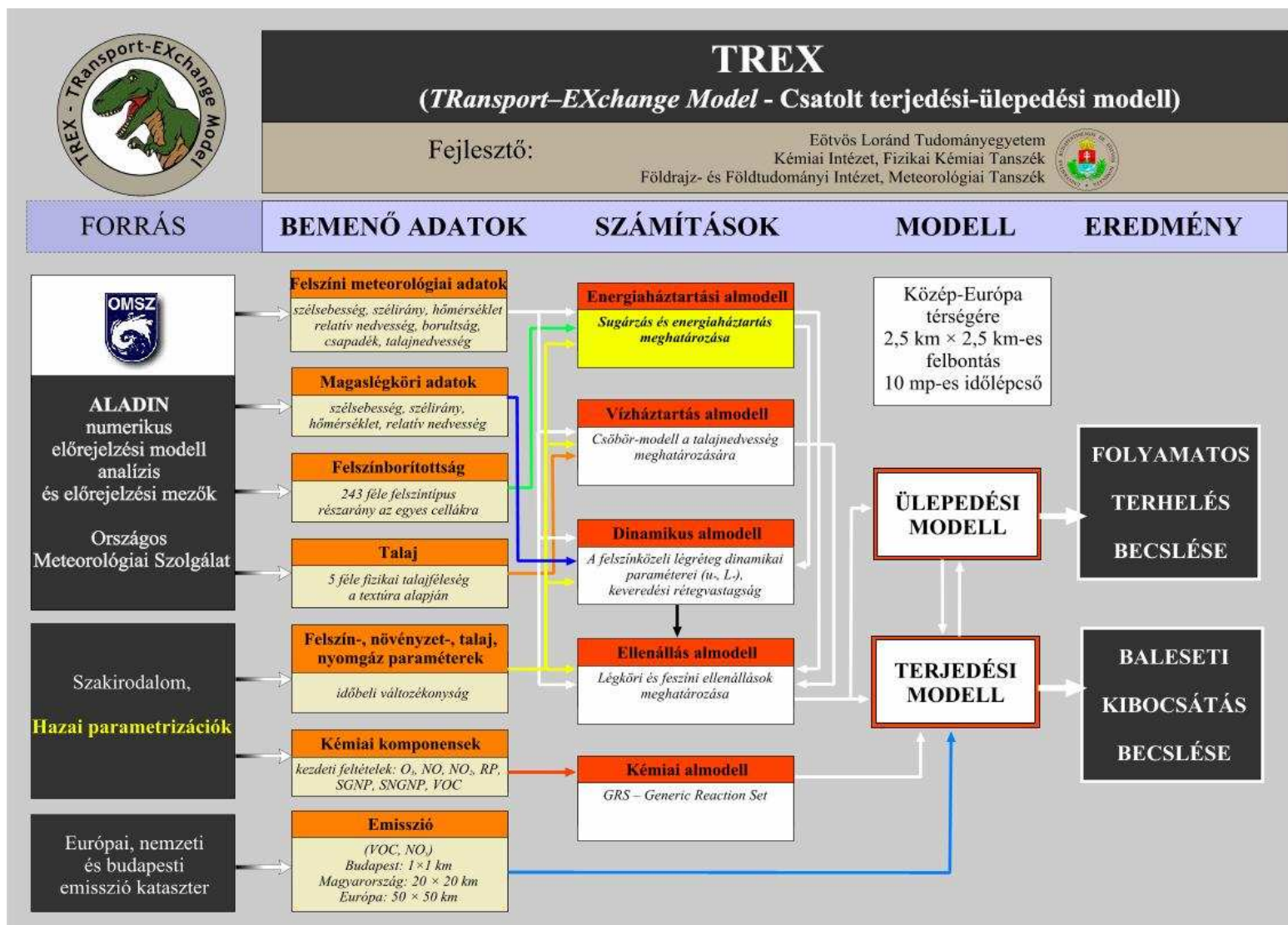
A becsült paramétereket egy kutatási program keretében használjuk föl. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai és Fizikai Kémiai Tanszékeinek közös fejlesztésű TREX (*TR*ansport-*EX*change Model) csatolt terjedési és ülepedési modelljével az emissziómezők ismeretében a légköri szennyezőanyagok terjedése (Vincze, 2006), valamint felszín-légkör közti kicserélődése becsülhető (Juhász, 2006). E két tanszéken már korábban is végeztek hasonló szimulációkat (Lagzi et al., 2004) egy adaptált terjedési modellel, ám annak felépítése nem tette lehetővé további, hatékony fejlesztését. Ezért vált szükségessé egy saját fejlesztésű modell kidolgozása.

A TREX modell forrásadatait az Országos Meteorológiai Szolgálatnál operatíván futtatott ALADIN numerikus előrejelzési modell szolgáltatja. A bemenő adatok között szerepelnek felszíni és magaslégköri meteorológiai adatok, valamint talaj-, felszín-, növényzet- és nyomgázparaméterek is. A számításokhoz szükséges paraméterek értékeit szakirodalmi hivatkozásokból vettük. A számítások öt almodullal történnek; ezek az energiaháztartási-, a vízháztartási-, a dinamikus-, az ellenállás- és a kémiai almodellek (16. ábra).

Diplomamunkámban az energiaháztartási almodell fejlesztését mutattam be. Az energiaháztartás komponenseinek becslésével lehetővé válik további dinamikai paraméterek és ellenállások számítása, amik bemenő adatot jelentenek a többi almodell számára.

A TREX modellben az energiaháztartás komponenseit a következő eljárás alapján számítjuk. Az energiaháztartási almodellt hosszabb időszakra (1 év) futtatva meghatározható az egyes paraméterek átlagos értéke különböző felszín- és talajtípusokra. A továbbiakban ezekkel az értékekkel számolva (a két módszer közös iterációjával) adjuk meg a látens és szenzibilis hőáramok értékeit.

A diplomamunkám keretében 1998 júliusára meghatároztuk a modellparaméterek a (α , c_g) és a hőáramok térbeli eloszlását egy szabályos rácson Magyarország területére. A rácshálózatot az Országos Meteorológiai Szolgálat által alkalmazott ALADIN előrejelzési modell rácshálózatának megfelelően választottuk. Ez egy $0,15 \times 0,10$ fokos (kb. 11×11 km-es) rács, ami Magyarország területét 776 rácsnégyezettel fedi le. A meteorológiai állapotváltozók bemenő adatait az ALADIN modell rácspontokra interpolált értékei adják. A csapadék esetében nem álltak rendelkezésünkre az ALADIN adatai, ezért azokat az Országos Meteorológiai Szolgálat napi jelentéseiből vettük, és az adott rácsra interpoláltuk.



16. ábra. A TREX-modell folyamatábrája.

A hőáramok nagysága egyaránt függ a talajtípustól, a felszínborítottságtól és a meteorológiai állapotoktól. Számításaink során öt felszín típust (alacsony vegetáció, mezőgazdasági terület, park/gyümölcsös, lombhullató erdő, vegyes erdő) és öt talajtípust (homok, homokos vályog, vályog, agyagos vályog, agyag) különböztettünk meg (Juhász, 2006). Jelen kutatásban csak a növényfelszínnek esetén számítottuk a látens és szenzibilis hőáramot, vízfelszín és beépített terület esetén eltérő parametrizációt kell alkalmazni.

A különböző felszín- és talajtípusra becsült α és c_g paraméterek július havi (1998) átlagértékeit a 6. és a 7. táblázatban foglaltuk össze.

6. táblázat. A modellparaméterek értékei különböző felszín típusok esetén (Magyarország, 1998 július).

Felszín típus		Priestley-Taylor paraméter <i>korrigált</i>	Talajhőáram állandó <i>korrigált</i>
	<i>átlagos érték</i>	<i>0,80</i>	<i>0,16</i>
alacsony vegetáció	maximum	0,88	0,19
	minimum	0,74	0,23
	<i>átlagos érték</i>	<i>0,76</i>	<i>0,19</i>
mezőgazdasági terület	maximum	0,89	0,28
	minimum	0,61	0,13
	<i>átlagos érték</i>	<i>0,70</i>	<i>0,23</i>
park, gyümölcsös	maximum	0,84	0,37
	minimum	0,49	0,16
	<i>átlagos érték</i>	<i>0,67</i>	<i>0,25</i>
lombhullató erdő	maximum	0,79	0,35
	minimum	0,51	0,18
	<i>átlagos érték</i>	<i>0,63</i>	<i>0,27</i>
vegyes erdő	maximum	0,68	0,32
	minimum	0,55	0,25

A felszín kategóriákat tekintve α átlagos értékére az alacsony vegetációra kaptuk a legnagyobb értéket (0,8), a vegyes erdő esetén pedig a legkisebbet (0,63). A közös iterációval

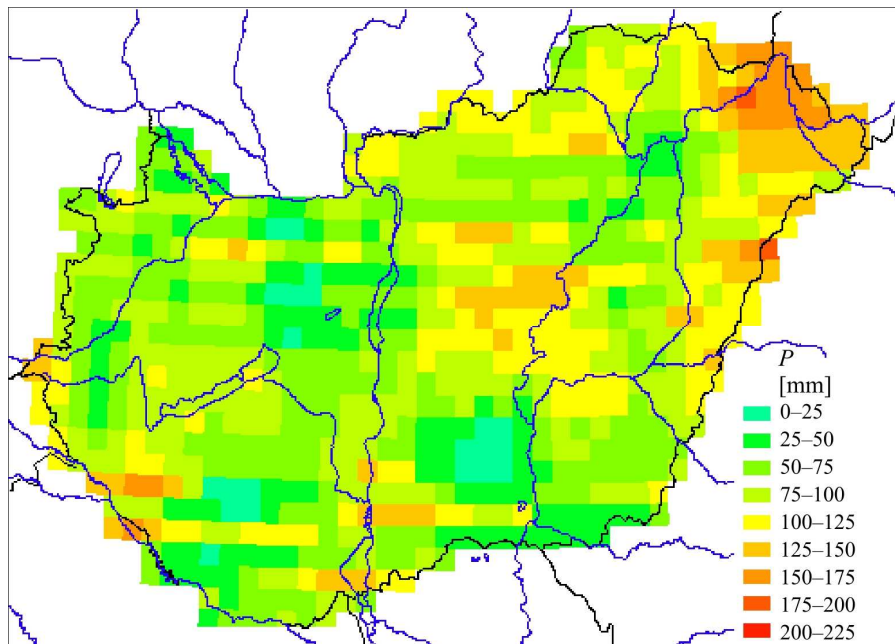
kapott c_g átlagos értékére, pedig éppen fordítva, a minimumot az alacsony vegetációra (0,16), a maximumot vegyes erdő esetén (0,27) kaptuk. E két trend a jellemző felszín típus magasságának köszönhető. Magas vegetáció esetén kevesebb csapadék jut le a talajig (jelentős az intercepciós veszteség), ezért α értéke kisebb, valamint több hőt képes tárolni a növényzet, ezért a tárolási tag nő (amit c_g értékében vettünk figyelembe).

A talajtípusok esetén nincs markáns különbség a becsült paraméterek átlagaiban a különböző talajféleségekre vonatkozóan. Az átlagértékek 0,73 és 0,78 között mozognak. A c_g értékek sem mutatnak erős eltéréseket, szinte konstans 0,2-nek vehetőek mindegyik talajtípus esetén.

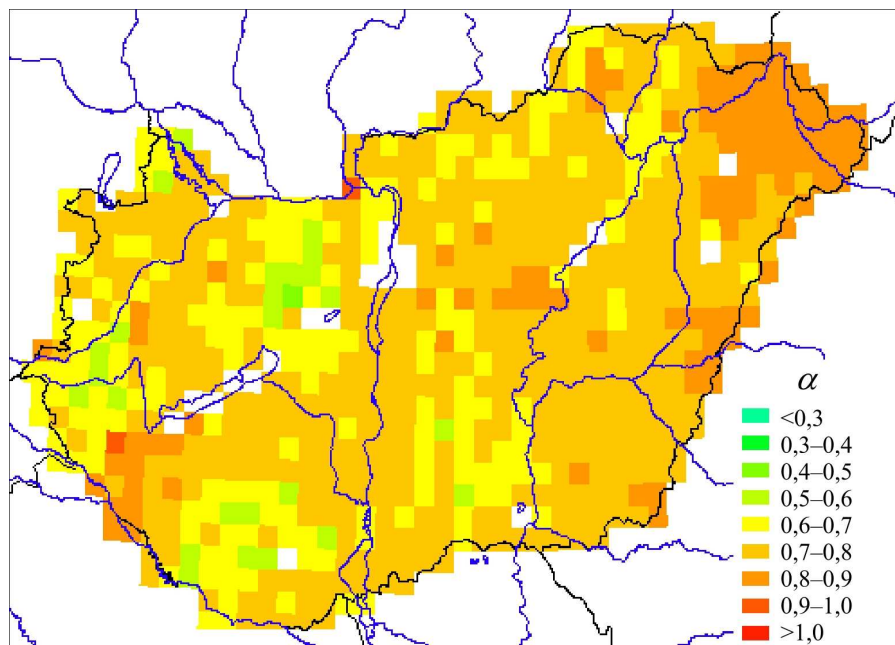
7. táblázat. A modellparaméterek értékei különböző talajtípusok esetén (Magyarország, 1998 július).

Talajtípus		Priestley-Taylor paraméter <i>korrigált</i>	Talajhőáram állandó <i>korrigált</i>
homok	átlagos érték	0,75	0,20
	maximum	0,88	0,31
	minimum	0,59	0,14
homokos vályog	átlagos érték	0,74	0,20
	maximum	0,93	0,35
	minimum	0,52	0,12
vályog	átlagos érték	0,73	0,21
	maximum	0,92	0,37
	minimum	0,49	0,12
agyagos vályog	átlagos érték	0,75	0,19
	maximum	0,88	0,29
	minimum	0,61	0,12
agyag	átlagos érték	0,78	0,18
	maximum	0,89	0,25
	minimum	0,64	0,13

A 18–21 ábrán a közös iterációval becsült α , c_g , szenzibilis és látens hőáramok 1998 júliusára vonatkozó 12UTC-s átlagainak területi eloszlásait mutatjuk be. A meteorológiai állapotathatározók havi átlagainak térbeli eloszlását *Juhász (2006)* munkája tartalmazza. A hónap csapadékösszegének térképe a 17. ábrán látható. A csapadék területi eloszlása az α paraméter és a hőáramok eloszlásában is megmutatkozik.

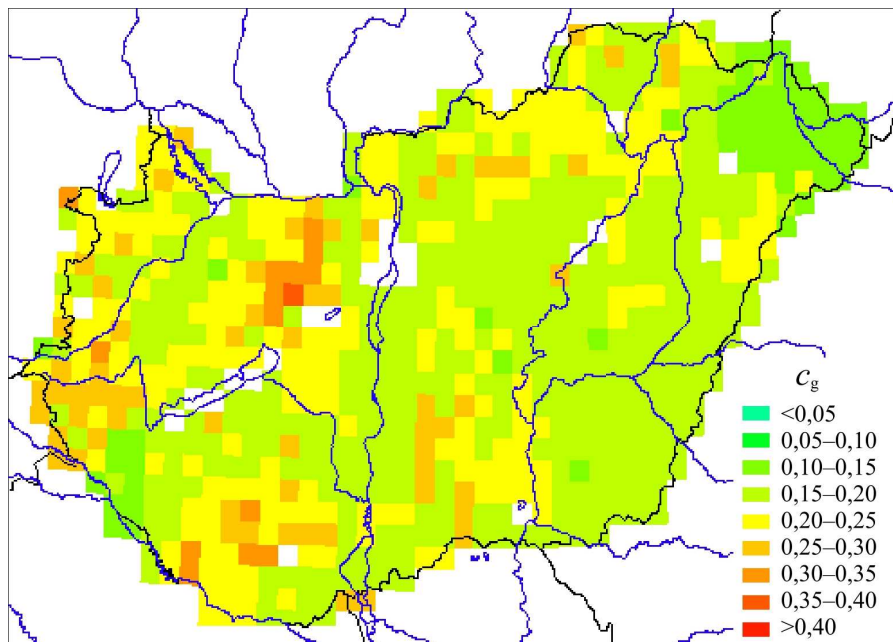


17. ábra. A havi csapadékösszeg térbeli eloszlása Magyarországon (1998 július).



18. ábra. A becsült α értékek átlagának térbeli eloszlása Magyarországon (1998 július).

A 18. ábrán az α paraméter területi eloszlását tüntettük föl. Ez elsősorban a nedvességtől (csapadék) függ és kevésbé érzékeny a többi meteorológiai állapotváltozóira. Azokon a területeken, ahol a havi csapadék jelentősebb volt (Északkelet-Magyarországon, az Alföld kisebb régióiban, valamint a Zalai-dombság térségében) nagyobb α értékeket látunk (0,8–1,0). Az ország jelentős részén az α paraméter átlagos értéke a mezőgazdasági területekre jellemző 0,7 és 0,8 között mozog (6. táblázat). A minimum értékek a Kisalföld délkeleti részén, valamint a Dunántúli-dombság egyes pontjain találhatóak. Ez a kisebb víztartóképeségű homokos talajnak és a kevesebb csapadéknak köszönhető.



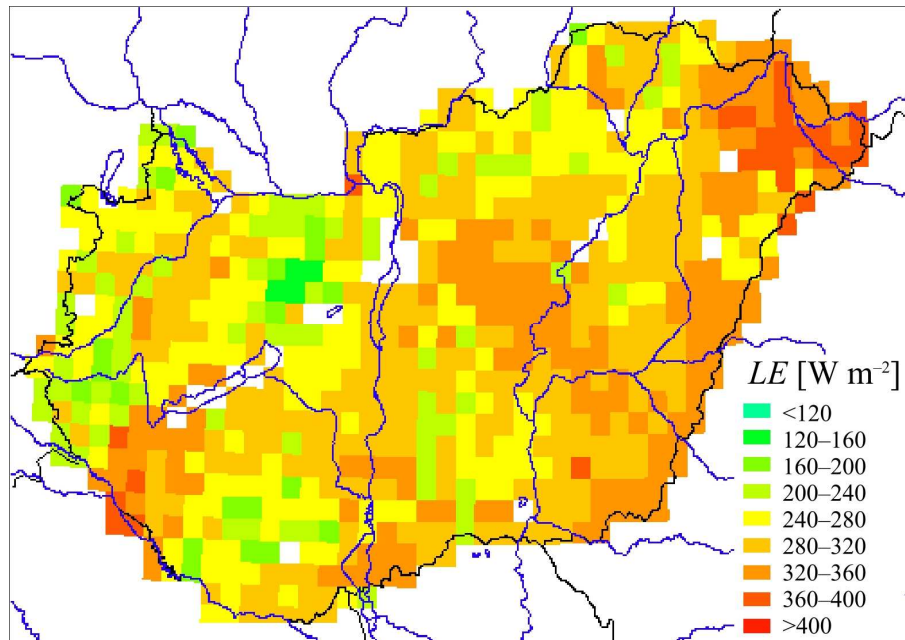
19. ábra. A becsült c_g értékek átlagának térbeli eloszlása Magyarországon (1998 július).

A talajhőáram állandó átlagos értékeinek térbeli eloszlása a 19. ábrán látható. Az ország területének nagy részén 0,15 és 0,25 között mozognak az értékek. Minimuma (0,1) Szabolcs-Szatmár-Bereg megye keleti területén, maximuma (0,4) a már említett kisalföldi térségben található.

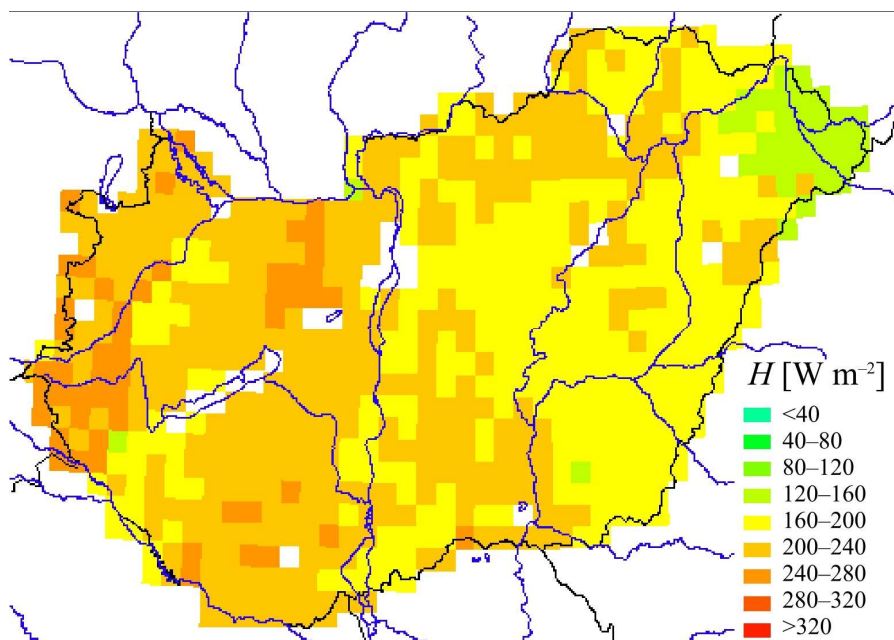
A látens hőáramnak (20. ábra) az α -hoz hasonlóan ott a legnagyobb az értéke (nagyobb, mint 400 W m^{-2}), ahol rendelkezésre állt megfelelő nedvesség a párologtatáshoz. Az előbbi területeken kívül a látens hőáramok értéke nagy az Alföld csapadékosabb részein

Azokon a területeken, ahol c_g értéke nagy és a látens hőáram is nagy, ott a szenzibilis hőáram (21. ábra) értéke kisebb. Ez a sugárzási egyenleggel magyarázható. A legkisebb értékek (kisebb, mint 100 W m^{-2}) az ország északkeleti részein figyelhetők meg, éppen ott, ahol c_g értéke kicsi és a látens hőáramé pedig nagy. Tehát az aránylag kisebb mennyiségű

sugárzás nagy része a talajhőáramra, valamint a látens hőáram fordítódik, ezért van a szenzibilis hőáramnak itt alacsonyabb értéke, mint más régiókban. Ezenkívül a szenzibilis hőáram értéke fordítottan arányos α -val.



20. ábra. A becsült látens hőáramok átlagának térbeli eloszlása Magyarországon (1998 július).



21. ábra. A becsült szenzibilis hőáramok átlagának térbeli eloszlása Magyarországon (1998 július).

5. További célok

A dolgozatban bemutatott módszerek alkalmazása során láttuk, hogy az energiaháztartás komponenseinek becslésénél több bizonytalan tényező okozhat hibát. A továbbiakban ezért ezen – elsősorban növényfiziológiai – paraméter pontosabb meghatározása a cél. Pontosítani kell az egyes felszín típusra, különböző hónapokra vonatkozó ellenállás tagok értékeit. Legfőképp a minimális sztómaellenállás, illetve a sztómaellenállás számításánál használt állandók kalibrációja, pontosítása szükséges. Ezek egyrészt közvetlenül is hatnak a szennyezőanyagok ülepedésére, de közvetve az energiaháztartáson keresztül is.

A dolgozatban három mérőhelyre, mérési adatok felhasználásával kalibrált modellparamétereket mutattunk be, illetve egyhónapos skálán az egész országra végeztünk modellszámításokat. A becslés pontosítása érdekében a további kutatási céljaink között szerepel más felszín típusra, valamint hosszabb időszakra vonatkozóan az α paraméter és a talajhőáram állandó meghatározása. Ezt követően *TREX*-modell energiaháztartási almodelljének felszín- és időszakfüggő bemenő paramétereit az egész évre meg tudjuk majd adni.

Összefoglalás

Munkánk során a felszín-légkör közti hőáramok becslését végeztük el adott pontokban és egy Magyarországot lefedő szabályos rácson. Ehhez két különböző energiaháztartási modellel végeztünk számításokat eltérő felszín típusok felett. Három magyarországi mérőhely (Nyírjes, Hegyhátsál és Püspökladány) talajtani és meteorológiai adatait felhasználva összehasonlítottuk a modellezett hőáramokat a mért adatokkal. Azt tapasztaltuk, hogy a modellparaméterek megfelelő megválasztása esetén a becsült értékek jól egyeznek a mértekkel.

A főbb modellparaméterek értékét a mért értékekből számoltuk a két módszer közös iterációjával. Bemutattuk a becsült modellparaméterek időbeli változékonyságát a különböző felszín típusokra. Az általunk megadott modellparaméterek felhasználásával az adott felszínre tetszőleges időpontban jól becsülhető a hőáramok értéke.

Meghatároztuk a hőáramok értékét egy szabályos rácstra is. A rácsfelbontást úgy választottuk, hogy az megfeleljen az Országos Meteorológiai Szolgálatnál operatíván futtatott ALADIN előrejelzési modell rácshálózatának. Ezáltal a modell bemenő meteorológiai mezőit az ALADIN modell szolgáltathatja.

Eredményeink felhasználhatók a felszín-légkör közötti kölcsönhatások elemzése során. A szenzibilis és látens hőáram meghatározásánál használt állandók dolgozatban megadott értékei az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai, illetve Fizikai Kémiai Tanszékei által kifejlesztett *TREX* nyomgáz terjedési-ülepedési modell számára nyújtanak bemenő adatbázist.

A hőáramok minél pontosabb becslése a továbbiakban elsősorban a modellparaméterek bizonytalanságának csökkentésével érhető el.

Irodalomjegyzék

- Ács, F., 2003: On the relationship between the spatial variability of soil properties and transpiration. *Időjárás* 107, 257–272.
- Ács, F., Molnár, I., Szász, G., 2000: Microscale bare soil evaporation characteristics: A numerical study. *Időjárás* 104, 143–159.
- Alexandris, S., Kerkides, P., 2003: New empirical formula for hourly estimations of reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management* 60, 157–180.
- Amarakoon, D., Chen, A., McLean, P., 2000: Estimating daytime latent heat flux and evatranspiration in Jamaica. *Agricultural and Forest Meteorology* 102, 113–124.
- Baldocchi, D. D., Hicks, B. B., Camara, P., 1987: A canopy stomatal resistance model for gaseous deposition to vegetated canopies. *Atmospheric Environment* 21, 91–101.
- Barcza, Z., Haszpra, L., Kondo, H., Saigusa, N., Yamatomo, S., Bartholy, J., 2003: Carbon exchange of grass in Hungary. *Tellus* 55B, 187–196.
- Beljaars, A. C. M., Holtslag, A. A. M., 1991: Flux parameterization overland surfaces for atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology* 30, 327–341.
- Brook, J. R., Zhang, L., Di-Giovanni, F., Padro, J., 1999: Description and evaluation of a model of deposition velocities for routine estimates of air pollutant dry deposition over North America. Part I: Model development. *Atmospheric Environment* 33, 5037–5051.
- Burridge, D. M., Gadd, A. J., 1977: The Meteorological Office operational 10-level numerical weather prediction model. *UK Meteorological Office Sci. Paper* 34, 39 pp.
- Cieslik, S. A., 2004: Ozone uptake by various surface types: a comparison between dose and exposure. *Atmospheric Environment* 38, 2409–2420.
- Cieslik, S. A., Labaut, A., 1997: Ozone and heat fluxes over a Mediterranean pseudosteppe. *Atmospheric Environment* 31, 177–184.

- Czelnai, R., 1998: Bevezetés a meteorológiába I. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest. 247 oldal.
- De Bruin, H. A. R., Keijman, J. Q., 1979: The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology* 18, 898–903.
- De Bruin, H. A. R., Holtslag, A. A. M., 1982: A simple parametrization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with Penman-Montetith concept. *Journal of Applied Meteorology* 21, 1610–1621.
- De Rooy, Wim C., Holtslag, A. A. M., 1999: A simple scheme for daytime estimates of surface fluxes from routine weather data. *Journal of Applied Meteorology* 38, 526–540.
- Dyer, A. J., 1974: A review of flux-profile relationships. *Boundary Layer Meteorology* 7, 363–372.
- Emberson, L. D., Ashmore, M. R., Cambridge, H. M., Simpson, D., Touvinen, J.-P., 2000: Modelling stomatal ozone flux across Europe. *Atmospheric Pollution* 109, 403–413.
- Hanna, S. R., Paine, R. J., 1989: Hybrid Plume Dispersion Model (HPDM) development and evaluation. *Journal Applied Meteorology* 28, 206-224.
- Hanna, S. R., Chang, J. C., 1992: Boundary-layer parameterization for applied dispersion modelling over urban areas. *Boundary Layer Meteorology* 58, 229-259.
- Hanna, S. R., Chang, J. C., 1993: Hybrid Plume Dispersion Model (HPDM) improvements and testing at three field sites. *Atmospheric Environment* 27A, 1491–1508.
- Hicks, B. B., Baldocchi, D. D., Meyers, T. P., Hosker, R. P. Matt, D. R., 1987: A preliminary multiple resistance routine for deriving dry deposition velocities from measured quantities. *Water, Air and Soil Pollution* 36, 311–330.
- Holtslag, A. A. M., Van Ulden, A. P., 1983: A simple scheme for daytime estimates of surface fluxes from routine weather data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 22, 517–529.

- Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R., Rajkai, K., Wedinger, T., 2004: Fűves felszín és légkör ammónia-kicserélődésének mérése és modellezése. *Agrokémia és Talajtan* 53, 251–270.
- Jarvis, P. G., 1976: The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B* 273, 593–610.
- Juhász, Á., 2006: Az ózonterhelés becslése csatolt terjedési–ülepedési modellel. *Tudományos diákköri dolgozat*. X. OFKD, Eszterházy Károly Főiskola, Eger.
- Lagzi, I., Mészáros, R., Horváth, L., Tomlin, A., Weidinger, T., Turányi, Ács, F., Haszpra, L., 2004: Modelling ozone fluxes over Hungary. *Atmospheric Environment* 38, 6211–6222.
- Loescher, H. W., Gholz, H. L., Jacobs, J. M., Oberbauer, S. F., 2005: Energy dynamics and modeled evapotranspiration from a wet tropical forest in Costa Rica. *Journal of Hydrology*, 315, 274–294.
- Mészáros R., 2002: A felszínközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszíntípusok felett. *Doktori értekezés*. ELTE TTK, Meteorológiai Könyvtár, Budapest.
- Mészáros, R., Szinyei, D., Vincze, Cs., Lagzi, I., Turányi, T., Haszpra, L. and Tomlin A. S., 2006: Effect of the soil wetness state on the stomatal ozone fluxes over Hungary. *Int. J. Environment and Pollution* (in press)
- Meyers, T. P., Finkelstein, P., Clarke, J., Ellestad, T. G., Sims, P.F., 1998: A multilayer model for inferring dry deposition using standard meteorological measurements. *Journal of Geophysical Research* 103, 22645–22661.
- Monteith J. L., 1965: Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.* XIX, 205–234.
- Pechinger, U., Dittmann, E., Erbes, G., Johansson, P. E., Karppinen, A., Musson-Genon, L., Omstedt, G., Tercier, P., 1998 : Surface Energy Balance. Report of Working Group 1. In: *COST Action 710. Harmonization in the Preprocessing of Meteorological Data for Atmospheric Dispersion Models*. (Eds: Fisher, B. E. A., Erbinck, J. J., Finardi, S., Jeannet, P., Joffre, S., Morselli, M. G., Pechinger, U., Seibert, P., Thomson, D. J.) Office of Official Publications of the European Communities. 94 pp.

- Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A139*, 120-145.
- Pereira, A. R., 2004: The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology* 125, 305–313.
- Práger, T., Baranka, Gy., Ács, F., Mészáros, R., Weidinger, T., 2000: A légszennyező anyagok transzmissziós szabványainak korszerűsítése I., II. Készült a Környezetvédelmi Minisztérium és az Országos Meteorológiai Szolgálat megállapodása alapján. Budapest.
- Priestley, C. H. B., Taylor, R. J., 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 106, 81–92.
- Roth, G. D., 1998: *Wetterkunde für Alle*. Graphischer Grossbetrieb Pössneck, Germany. 293 oldal.
- Rouse, W. R., Gregory, K. J., Walling, D. E., 1979: "Man-modified Climates." in Gregory, K. J. and Walling, D. E. (eds.) *Man and Environmental Processes*. Westview Press.: Boulder, 276 pp.
- Smith, R. I., Fowler, D., Sutton, M. A., Flechard, C. and Coyle, M., 2000: Regional estimation of pollutant gas dry deposition in the UK: model description, sensitivity analyses and outputs. *Atmospheric Environment*, 34, 3757–3777.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 666pp.
- Sumner, D. M., Jacobs, J. M., 2005: Utility of Penman–Monteith, Priestley–Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 308, 81–104.
- Szász, G., Tókei, L., 1997: *Meteorológia mezőgazdáknak, kertészeknek, erdészeknek*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- Szinyei, D., Vincze, Cs., 2005: Talajnedvesség-becslő modell tesztelése és alkalmazása magyarországi adatsorokon. *Tudományos diákköri dolgozat*. XXV. FiFöMa OTDK, ELTE TTK, Budapest.

- Utset, A., Farré I., Martínez-Cob, A., Cavero, J., 2004: Comparing Penman–Monteith and Priestley–Taylor approaches as reference-evapotranspiration inputs for modeling maize water-use under Mediterranean conditions. *Agricultural Water Management* 66, 205–219.
- Vincze, Cs., 2006: Baleseti kibocsátási modell fejlesztése és operatív alkalmazása. *Tudományos diákköri dolgozat*. X. OFKD, Eszterházy Károly Főiskola, Eger.
- Weidinger, T., Ács, F., Mészáros R., Barcza Z., 1999: Energy budget components in a forest clearcut: analysis of measurement results. *Időjárás* 103, 145-160.
- Wesely, M. L., 1989: Parameterization of surface resistances to gaseous dry deposition in regional-scale numerical models. *Atmospheric Environment* 23, 1293–1304.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhuene, J., Valentini, R., Verma, S., 2002: Energy balance closure at FLUXUNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 223–243.
- Zhang, L., Moran, M. D., Makar, P. A., Brook, R., Gong, S., 2002: Modelling gaseous dry deposition in AURAMS: a unified regional air-quality modelling system. *Atmospheric Environment* 36, 537–560.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondok:

dr. Ács Ferencnek (*ELTE Meteorológiai Tanszék*) a nyírjesi adatok rendelkezésünkre bocsátásáért, hasznos tanácsaiért,

dr. Barcza Zoltánnak (*ELTE Meteorológiai Tanszék*), a hegyhátsáli mérésekért, és a tanulságos megjegyzéseiért,

dr. Haszpra Lászlónak (*Országos Meteorológiai Szolgálat*), a hegyhátsáli mérésekért,

dr. Lagzi István Lászlónak (*ELTE Fizikai Kémiai Tanszék*) az észrevételeiért, valamint a konferencialátogatások anyagi támogatásáért,

dr. Weidinger Tamásnak (*ELTE Meteorológiai Tanszék*) a püspökladányi adatsorért.

Köszönöm unokabátyámnak, Romháti Rolandnak az illusztrációk kivitelezésében nyújtott segítségét, és évfolyamtársaimnak, Vincze Csillának és Juhász Ágotának a jó hangulatú közös munkát, és konferenciákat.

Külön köszönettel tartozom témavezetőmnek, dr. Mészáros Róbertnek lelkiismeretes munkájáért, és mindenkori támogatásáért, valamint szüleimnek, hogy lehetővé tették számomra az egyetemi tanulmányaimat.