

**NYUGAT-MAGYARORSZÁGI EGYETEM
KITAIBEL PÁL KÖRNYEZETTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA
BIOKÖRNYEZET-TUDOMÁNY**

**A 20. SZÁZADI FELSZÍNBORÍTÁS-VÁLTOZÁS
METEOROLÓGIAI HATÁSAI MAGYARORSZÁGON**

Doktori (PhD) értekezés



Drüszler Áron
okl. meteorológus

Témavezető: Dr. Vig Péter

Sopron, 2011.

A 20. SZÁZADI FELSZÍNBORÍTÁS-VÁLTOZÁS METEOROLÓGIAI HATÁSAI MAGYARORSZÁGON

Az értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében készült
a Nyugat-magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskolája
Biokörnyezet-tudomány programja keretében.

Írta:

Drüszler Áron

Témavezető: Dr. Vig Péter

Elfogadásra javaslom (igen / nem)

(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton % -ot ért el,

Sopron,

.....

a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló: (Dr.) igen /nem

(aláírás)

Második bíráló: (Dr.) igen /nem

(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján.....% - ot ért el

Sopron,

.....

a Bírálóbizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése.....

.....

az EDT elnöke

Tartalomjegyzék

Abstract.....	5
Kivonat.....	6
1. Bevezetés	7
2. A felszínborítás szerepe az éghajlatváltozásban	10
2.1. A felszínborítás-változás hatása a légköri üvegházhatású gázok koncentrációjára	10
2.2. A felszínborítás-változás hatása a sugárzási egyenlegre	11
2.2.1. Az albedó szerepe.....	12
2.2.2. Az emisszivitás szerepe	13
2.2.3. Az evapotranszspiráció szerepe.....	14
2.3. Az antropogén felszínborítás-változás éghajlati hatásai	16
2.3.1. Antropogén felszínborítás-változás a világban	16
2.3.2. Az antropogén felszínborítás-változás globális, hemiszférikus éghajlati hatásai	19
2.3.3. Az antropogén felszínborítás-változás regionális éghajlati hatásai	23
3. Az antropogén felszínborítás-változás a Kárpát-medencében a 19. század végéig	33
4. Adatok és módszerek	40
4.1. Az MM5 mezoléptékű modell	41
4.1.1. Az MM5 általános leírása.....	41
4.1.2. Az MM5 modell működésének rövid áttekintése – főbb szegmensek	44
4.1.3. Az MM5 futtatásai során használt felszínfizikai parametrizációs eljárás	47
4.1.4. Az MM5 beállításai a futtatások során	52
4.3. A 20. századi felszínborítás-változás rekonstruálása Magyarországon.....	56
4.3.1. A századfordulóra vonatkozó felszínborítási térkép létrehozása az MM5 kategóriái szerint.....	58
4.3.2. Az ezredfordulóra vonatkozó felszínborítási térkép létrehozása az MM5 kategóriái szerint.....	60
5. Eredmények.....	62

5.1. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás a feldolgozott adatok alapján.....	62
5.1.1. A térképekről nyert számadatok, valamint a statisztikai adatok összehasonlíthatósága	66
5.1.2. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás az MM5 rácshálóján	68
5.1.3. Felszínborítás változás hatása a fontosabb felszínfizikai paraméterekre	71
5.2. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás meteorológiai hatásai	75
5.2.1. A vizsgált változók átlagos napi menete a rétegzett mintavétel után.....	75
5.2.2. A felszínborítás-változás átlagos hatása Magyarországon.....	78
5.2.2.1. Hőmérséklet	78
5.2.2.2. Harmatpont	80
5.2.2.3. Csapadék	82
5.2.3. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás regionális hatásai	83
5.2.3.1. Hőmérséklet	83
5.2.3.2. Harmatpont	84
5.2.3.3. Csapadék	85
5.2.3.4. Kelet-Nyugat összehasonlítása	87
5.2.4. Sajátos felszínborítás-változások lokális meteorológiai hatásai	90
5.2.4.1. Települések terjedése	90
5.2.4.2. Erdőterületek növekedése	93
5.2.4.3. Lapos, mocsaras területek csökkenése.....	95
5.2.4.4. Vízzel borított területek változása	95
5.2.5. A felszínborítás-változás hatása a csapadéokra konkrét időjárási helyzetekben	96
5.3. A zöld növényfelület arányának (σ_f) hatása a modelleredményekre	102
6. Összefoglalás.....	110
7. Tézisek.....	113
Mellékletek	127

Abstract

The aim of the present study was to simulate the meteorological consequences of the land cover changes in Hungary. Two different land cover maps for Hungary were created in vector data format using GIS technology. The land cover map for 1900 was reconstructed based on statistical data and two different historical maps: the derived map of the 3rd Military Mapping Survey of Austria-Hungary and the Synoptic Forestry Map of the Kingdom of Hungary. The land cover map for 2000 was derived from the CORINE land cover database. Significant land cover changes were found in Hungary during the 20th century according to the examinations of these maps and statistical databases.

The MM5 non-hydrostatic dynamic model was used to further evaluate the meteorological effects of these changes. The lower boundary conditions for this mesoscale model were generated for two selected time periods (for 1900 and 2000) based on the reconstructed maps. The dynamic model has been run with the same detailed meteorological conditions of selected days from 2006 and 2007, but with modified lower boundary conditions. The set of the 26 selected initial conditions represents the whole set of the macrosynoptic situations for Hungary. In this way, 2×26 “forecasts” were made with 48 hours of integration. The effects of land cover changes under different weather situations were further weighted by the long-term (1961-1990) mean frequency of the corresponding macrosynoptic types, to assume the climatic effects from these stratified averages.

The comparisons showed that the climatic effects of the land cover changes on the near-surface meteorological variables were significant during the 100 years surveyed. On average, nation-wide, they caused a +0.15 °C temperature rise and +0.18 °C increase in the dew point depression during the vegetation period, depending on the weather. The results show the maximum warming and drying over the urban areas. It was also proven that the changes in Hungarian land cover do not have a significant nation-wide impact on the average precipitation. However, the impact on the regional distribution of precipitation is considerable, especially under unstable weather conditions.

The present study clearly shows that the MM5 precipitation forecast is very sensitive to the lower boundary conditions. Since the “Hungarian Nowcasting System” uses the MM5 and WRF models, which work with the same land surface model, it would be reasonable to update the land cover database of these models by using current land cover maps. In addition, it is also necessary to correct the land cover parameters of these models. The quality of the weather forecasting would be considerably improved.

Kivonat

E disszertáció célja a hazai felszínborítás-változások, valamint ezek meteorológiai hatásainak vizsgálata volt. E munka során két vektoros formátumú, Magyarországra vonatkozó felszínborítási térkép született: a századfordulói (1900) felszínborítási térkép a 3. katonai felmérés származtatott térképszelvényei alapján, a Bedő-féle erdőtérképről, valamint a földhasználati statisztikai adatbázisokból nyerhető adatokkal kiegészülve készült el. Az ezredfordulóra (2000) vonatkozó térképet a CORINE 2000-es felszínborítási adatbázisából vezettük le. E térképek, valamint a hozzáférhető statisztikai adatsorok feldolgozása révén számszerűsítettük a 20. század során végbement magyarországi felszínborítás-változásokat.

E változások meteorológiai hatásainak vizsgálata az NCAR és a Pennsylvania Egyetem által kifejlesztett MM5 mezoskálájú numerikus modelljével történt. A létrehozott két felszínborítási térkép alapján elkészítettük a századfordulói, illetve ezredfordulói felszínborítást reprezentáló két különböző alsó határfeltételt, a modell rácshálójának megfelelően. Az MM5-öt olyan kiválasztott napok bemenő adataival futtattuk a két különböző alsó határfeltétellel, amelyek együttesen reprezentálják a hazai, Péczely-féle cirkulációs típusokat. Összesen 2×26 „előrejelzést” hajtottunk végre 48 órára. Ezeket, az időjárási helyzettől is függő eredményeket azután úgy általánosítottuk, hogy azokat minden cirkulációs típusra megszoroztuk az adott típus relatív gyakoriságával.

Az összehasonlító vizsgálataink szerint a 20. századi felszínborítás-változás hatása kimutatható a vizsgált meteorológiai paraméterek értékeiben. A vegetációs periódus ideje alatt a napi átlaghőmérséklet esetén, időjárási helyzettől függően $+0,15$ °C melegedés volt kimutatható országos átlagban, a harmatpont depresszió értéke pedig $+0,18$ °C-kal emelkedett. A legnagyobb melegedés és harmatpont depresszió növekedés a városok környékén mutatható ki. Eredményeink szerint az országos átlagban lehullott csapadékmennyiségre a felszínborítás-változásnak nem volt számottevő hatása, azonban a csapadék területi eloszlására, illetve lokális intenzitására minden egyes csapadékos időjárási helyzetben markáns (akár 40 mm-t meghaladó) különbségek adódtak.

Az eredmények egyértelműen bizonyítják, hogy az MM5 csapadék előrejelzése nagyon érzékeny az alsó határfeltételekre. Mivel a veszélyes időjárási események hazai operatív előrejelzése során használt modellek (MM5, WRF) esetén is a kísérleteink során adaptált felszín-hidrológiai modell kerül felhasználásra, ezért az előrejelzések javítása érdekében szükséges a felszín-légkör kölcsönhatás leíró almodellek további finomítása, valamint az előrejelzések során használt felszínborítási térképek, illetve a hozzájuk tartozó paraméterek pontosítása.

1. Bevezetés

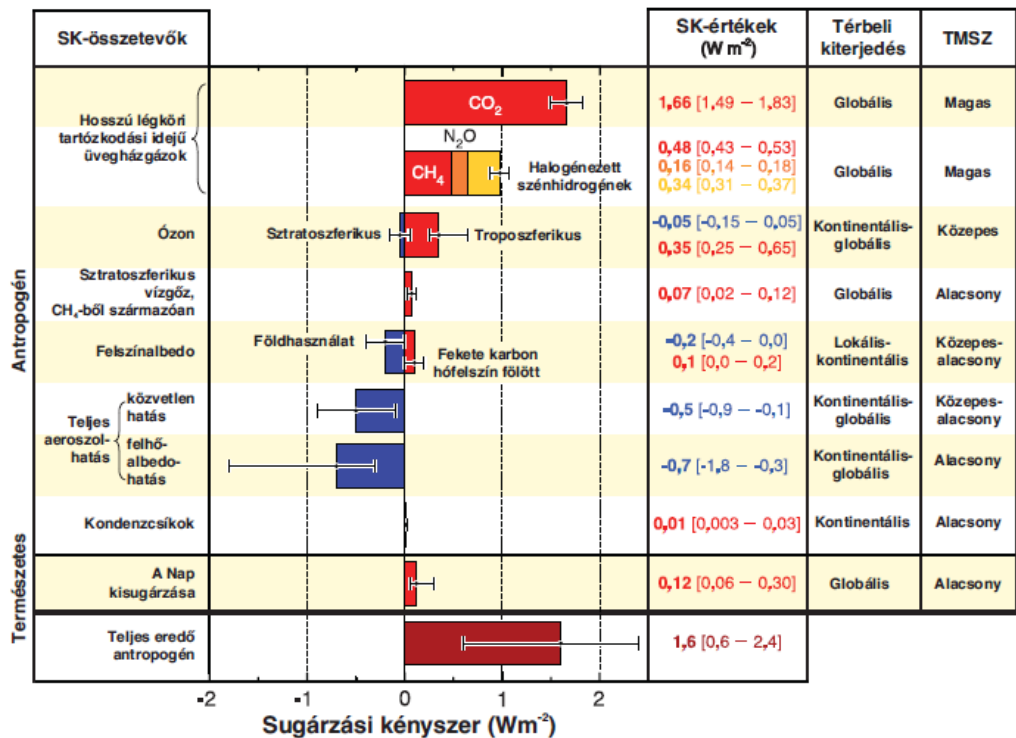
Geológiai, őslénytani, valamint geomorfológiai vizsgálatok alapján kijelenthető, hogy Földünk éghajlata, amióta csak létezik, folyamatosan változik, tehát az éghajlatváltozás ténye önmagában ma már nem szorul bizonyításra. Sokkal fontosabb kérdés, hogy a természetes ingadozásokon és változásokon felül, az emberi tevékenység milyen módon, s mekkora mértékben tudja erősíteni, illetve gyengíteni ezeket a folyamatokat?

A tengerszint globális átlagos növekedéséből, az északi félteke hótakarójának csökkenéséből, valamint az elmúlt másfél évszázad méréseiből is arra lehet következtetni, hogy az elmúlt 150 évben jelentősen megemelkedett a Föld átlaghőmérséklete. Emellett mára már számtalan mérés egyértelműen igazolja azt is, hogy a légköri üvegházhatású gázok koncentrációja az ipari forradalom kezdete óta nő, és sok bizonyíték szól amellett, hogy ezek a változások hozzájárultak az azóta regisztrált átlaghőmérséklet-emelkedéshez. Mindemellett vitathatatlan tény, hogy az üvegházhatás csak egy hatótényező a számos egyéb éghajlati hatótényező között, önmagában nem képes magyarázatot adni a múlt éghajlatában bekövetkezett változásokra.

Ismert például a naptevékenység változásának hatása a Föld sugárzási egyenlegére, de a Föld pályaelemeinek periodikus változásai által kifejtett éghajlati hatás is bizonyítható. Emellett természetes hatótényezőként szokták emlegetni a vulkáni tevékenység hatását is, továbbá tudjuk, hogy a magaslévköri ózonszökkenésnek és a troposzférikus aeroszoloknak „negatív üvegházhatása” van, valamint ismert az óceánok nagy hőkapacitása is, amely a melegedésnek mindössze 50-70%-át engedi azonnal érvényesülni a koncentráció-változással egy időben.

Mindezek mellett nem csak a légkör kémiai összetételét érik különféle antropogén hatások, ezért az itt felsorolt kényszereken kívül világszerte egyre inkább figyelembe szokták venni a felszínborítás-változás éghajlati hatásait (*Matthews et al.*, 2004; *Betts*, 2006; *Feddema et al.*, 2005; *Bonan*, 2008; *Pongratz et al.*, 2010). Az éghajlatváltozás jelenlegi tudásunk szerinti legfontosabb hatótényezőit és azok becsült éghajlati hatását szemlélteti a *1.1. ábra (IPCC, 2007)*.

A sugárzási kényszer (SK) összetevői



1.1. ábra. Az éghajlatváltozás ismert hatótényezői, valamint azok becsült értékei, illetve térbeli kiterjedésük (forrás: IPCC, 2007)

A fentiek fényében egyértelmű, hogy ha a Kárpát-medence megfigyelt hőmérsékleti és csapadék idősoraiiban tapasztalható változásokra keressük a magyarázatokat, akkor sem elegendő csak az üvegházhatású gázok, vagy a légköri aeroszolok koncentrációjának megváltozását vizsgálni. A további lehetséges hatótényezők között a felszínborítás-változás hatása is szerepel (Mika et al., 2006; Drüsler et al., 2009, 2010).

E disszertációban ismertetésre kerülő vizsgálatok fő célja tehát a magyarországi valós történeti felszínborítás-változások rekonstruálása, valamint e térképekből kiolvasható változások meteorológiai hatásainak feltárása volt. E munka során az alábbi pontokban összefoglalható kérdésekre keressük a választ:

1. Milyen volt a felszínborítás a 20. század elején (a századfordulón), illetve az ezredfordulón Magyarországon? Mekkora változások történtek e vizsgált 100 esztendő alatt?
2. A 20. századi felszínborítás-változás folyamata hazánkban hogyan zajlott le? Mennyire megbízhatóak a rendelkezésre álló adatok?

3. Miként befolyásolhatta a 20. századi felszínborítás-változás (erdőterület-változás, a vizes élőhelyek kiterjedésének változása, valamint az urbanizáció) a felszínközeli légréteg hőmérsékleti, illetve nedvességi viszonyait a nyári félévben?
4. A magyarországi felszínborítás-változás meteorológiai hatásainak milyen területi sajátosságait lehet kimutatni?
5. Milyen hatása lehet a felszínborítás-változásnak a nyári félév során a konvektív folyamatokra, s ezáltal a csapadék területi eloszlására?

Jelen munka tehát a hazai felszínborítás-változások megismerése terén kíván új eredményeket szolgáltatni, valamint új megközelítést alkalmaz e változások meteorológiai hatásainak vizsgálatában is azáltal, hogy a kísérletekhez egy az operatív előrejelzésben használatos, finomfelbontású (2,5×2,5km-es), nem-hidrosztatikus modell kerül felhasználásra.

E disszertációban először röviden bemutatásra kerülnek azok a folyamatok, amelyekeken keresztül a felszínborítás megváltozásai befolyásolhatják az éghajlatot. Ezután e munka témájához kapcsolódó nemzetközi és hazai kutatási eredményekbe nyerhetünk betekintést, majd a Kárpát-medencében történt antropogén felszínborítás-változások kerülnek ismertetésre szintén szakirodalmi anyagok alapján. A *4. fejezetben* áttérünk az általunk alkalmazott meteorológiai modell bemutatására, illetve a futtatási időpontok kiválasztásának szempontjaira, valamint a rétegzett mintavétel lényegére. Még ebben a fejezetben leírjuk a rendelkezésre álló felszínborítási adatbázisok feldolgozásának módját is. Mindezek után a *5. fejezetben* részletesen ismertetésre kerülnek a 20. század során hazánkban bekövetkezett felszínborítás-változások, majd bemutatásra kerülnek a modellfuttatások eredményei is. Legvégül ezen eredmények értékelésére, valamint a következtetések és fejlesztési kihívások megfogalmazására kerül sor.

2. A felszínborítás szerepe az éghajlatváltozásban

Közismert, hogy a csapadékon, hőmérsékleten, fényen és széndioxidon keresztül elsősorban az éghajlat alakítja a vegetáció fejlődését (*Budyko, 1974; Prentice, 2001; Nemani et al., 2003*). Újabb kutatások szerint azonban a vegetáció is visszahat az éghajlatra, méghozzá az albedón, a hő-, víz- és momentum forgalmon keresztül direkt módon az energia mérlegre, illetve indirekt módon a CO₂ koncentráció megváltoztatásán keresztül is (*Pielke et al., 1998; Betts, 2001; Bonan, 2004; Matthews et al., 2004, Pitman et al., 2009; Pongratz et al., 2009*).

A Föld felszínének jelentős területét használjuk növénytermesztésre, s az emberiség direkt beavatkozása (erdőirtás, városodás, mezőgazdaság, túllegeltetés) bolygónk szárazföldi területeinek közel 50%-án változtatta meg a természetes növénytakarót (*Crutzen, 2002*), s az sem merész feltételezés, hogy az ember a jövőben sem hagyja majd érintetlenül környezetét.

Az emberi megtelepedéssel egy időben a Kárpát-medencében is megkezdődött az erdők irtása (*Bartha, 2000*), emellett később jelentős felszínborítás-változással járt a folyók szabályozása, a mocsarak lecsapolása, valamint leginkább a 20. század során, illetve napjainkban megfigyelhető urbanizáció folyamata is. Ezek a földfelszín összetételében emberi, vagy természetes okokból bekövetkezett jelentős változások a felszín energiafluxusán, a hidrológiai cikluson, valamint a biokémiai körforgáson keresztül képesek befolyásolni az érintett régió éghajlatát. Ezen túlmenően a felszínborítás-változás következtében a felszíni érdesség, emisszivitás, illetve hőtároló képesség változása is módosítja a határréteg dinamikai folyamatait, amelyek szintén hatással vannak az alsó légrétegek éghajlatára.

2.1. A felszínborítás-változás hatása a légköri üvegházhatású gázok koncentrációjára

Az éghajlatváltozás legfőbb okaként ma leginkább a légköri üvegházgázok növekvő koncentrációját (ezen belül is a CO₂ koncentráció növekedését) szokták megnevezni. A Föld felszínét borító növényzet a fotoszintézis során a légkörből széndioxidot vesz fel, amelyből az autotróf respiráció során valamennyit oda vissza is juttat. Általánosságban azonban beszélhetünk nettó szénfelvételtől, ugyanis a vegetáció a levegőben lévő szén-

dioxidot megkötése után, felépített szervesanyag formájában (biomasszában) hosszabb időn át képes tárolni. A lehulló levelek révén a megkötött szén egy része a talajba kerül, ahonnan heterotróf respiráció révén juthat vissza a légkörbe.

Becslések szerint a földi vegetáció jelenleg 466, míg a talaj 2011 gigatonna szenet (GtC) raktároz (IPCC, 2006). Összehasonlításképpen: a légkörben kb. 800 GtC található. A trópusi esőerdő a földfelszín felett hozzávetőleg 120 tonna szenet képes raktározni hektáronként ($tCha^{-1}$), míg a mérsékeltövi erdő 50 $tCha^{-1}$ körüli értéket. Ugyanezt az értéket gyepek esetén 7 $tCha^{-1}$ -ra, szántónál pedig 2 $tCha^{-1}$ -ra teszik (IPCC, 2000).

A légköri CO_2 koncentráció mellett a dinitrogén-oxid koncentrációját is befolyásolja a földhasználat megváltozása, ugyanis a magasabb terméshozam érdekében a mezőgazdasági talajok nitrogéntartalmát műtrágyázással növelik. Ennek a nitrogénnek egy része N_2O formájában a légkörbe jut, ahol a szén-dioxidnál kb. háromszor nagyobb üvegházhatást fejt ki. Emellett a mezőgazdasági talajok jelentős metánkibocsátás forrásai is lehetnek, hiszen például a rizstermesztés során a földeket vízzel árasztják el. A vizes környezet segíti a szerves anyagok bomlását, és oxigén hiányában pedig CH_4 keletkezik (IPCC, 2006).

A fentiekből egyértelműen következik, hogy nagy területen bekövetkezett felszínborítás-változás képes jelentősen módosítani a biomasszában tárolt, illetve a légkörbe kerülő szén mennyiségét, az N_2O illetve CH_4 légköri koncentrációját, ezáltal a felszínborítás-változás az üvegházhatáson keresztül is indirekt hatással van a klímára.

2.2. A felszínborítás-változás hatása a sugárzási egyenlegre

Az energiamegmaradás törvénye szerint a *sugárzási egyenleg* (R_n) a növényállomány aktív felszínén a következő kifejezéssel tehető egyenlővé:

$$R_n = H_m + H_s + H_l \quad (1)$$

ahol H_m = alsóbb rétegekbe történő hőáram,
 H_s = szenzibilis hőáram,
 H_l = látens hőáram.

Az alsóbb rétegekbe történő hőáram erdő esetén az állomány belseje felé történő hőáram és a talajhőáram összegeként adódik.

Az (1) egyenletből az aktív felszín hőmérsékletének (T_g -nek, tulajdonképpen a felszínközeli levegő közvetlen hőforrásának) változását a következőképpen kapjuk:

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_s - H_l, \quad (2)$$

ahol C_g = az egységnyi terület termikus kapacitása.

Fontos megjegyezni, hogy az erdő például évszakos sajátosságokat mutat, függően attól, hogy lombhullató, vagy örökzöld. Az erdőnek a sugárzási energiagazdálkodás szempontjából lombos állapotban egy, lombtalan állapotában két aktív felszíne van. Lombtalan állapotban az egyik aktív felszín a koronák felszíne, a másik pedig a talajfelszín, mivel ekkor a napsugárzás jobban behatol az erdő légterébe, s így a talaj is számottevő energiaforgalmat tud lebonyolítani. Lombos állapotban azonban a lombkorona átveszi a talajtól az aktív felszín szerepét (hiszen fafajtól függően a napsugárzás csak néhány százaléka jut le a talajig) (Vig, 2002). Az erdő példája révén most bemutatott folyamatot az általunk használt meteorológiai modell a számítások során közvetetten (a zöld növényfelület arányán keresztül) figyelembe tudja venni. Sűrűbb vegetációval borított felszín esetén a modellben csökken a talajhőáram szerepe (amely H_m része), míg a kopárabbak esetén ugyanez felértékelődik.

2.2.1. Az albedó szerepe

A felszínre lejutó globálsugárzás egy részét a felszín elnyeli, másik részét a hullámhossz változása nélkül visszaveri a légkörbe. Ezt az arányt fejezi ki a *felszín albedója*. A visszavert hányad többek között függ a felszín színétől és érdességétől is, így a különböző felszín típusoknak más és más lesz az albedója. Ezen felül egy adott növény albedója – fenológiai fázisaitól függően – év közben is változhat.

Az albedó tehát – viszonylag egyszerűen – a (2) egyenletünk jobb oldalának 1. tagján keresztül képes módosítani az aktív felszín hőmérsékletét, hiszen:

$$R_n = S_n + L_n \quad , \quad \text{ahol } S_n = (1 - a)S \downarrow . \quad (3)$$

A fenti képlet szerint tehát a sugárzási egyenleg a rövidhullámú (S_n), illetve hosszúhullámú sugárzási egyenleg (L_n) összegeként adódik, ahol

$$\begin{aligned} S \downarrow &= \text{aktív felszínre érkező rövidhullámú sugárzás (globálsugárzás),} \\ a &= \text{albedó } (0 < a < 1). \end{aligned}$$

Tehát minél kisebb egy adott felszín albedója, annál több rövidhullámú sugárzást nyel el, növelve ezzel a rendelkezésre álló energiát (sugárzási egyenleg – alsóbb rétegekbe történő hőáram).

2.2.2. Az emisszivitás szerepe

Adott terület sugárzási egyenlegének alakulásában azonban a hosszúhullámú sugárzási egyenleg (L_n) megváltoztatásán keresztül szerepe van az adott felszín infravörös tartománybeli emissziós képességének is, hiszen L_n a következő képlet szerint adódik:

$$L_n = L \downarrow - L \uparrow , \quad (4)$$

ahol $L \downarrow$ az aktív felszínre érkező hosszúhullámú sugárzást jelöli (a légkör hosszúhullámú visszasugárzását), míg $L \uparrow$ az aktív felszín hosszúhullámú kisugárzását szimbolizálja. Ezeket az alábbi módon számíthatjuk:

$$L \uparrow = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_g^4 , \quad L \downarrow = \varepsilon \cdot \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 . \quad (5)$$

Ebben az egyenletben σ a Stefan-Boltzmann állandó, amelynek értéke $5,67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{K}^4)$, míg ε az adott felszín emisszivitását, T_g pedig az aktuális hőmérsékletét jelöli (ε_a , illetve T_a pedig a visszasugárzó légréteg emisszivitása, valamint hőmérséklete). Az abszolút fekete test emisszivitása kereken 1, de a természetes felszínek esetén ez az érték különböző, s általában 0,9 és 0,99 között változik. Ennek következtében a felszínborítás változása a hosszúhullámú sugárzási egyenleg módosításán keresztül is

hathat a teljes sugárzási egyenlegre, ami pedig szerepet játszik a felszíni hőmérséklet alakulásában is (lásd (2) egyenlet).

2.2.3. Az evapotranszspiráció szerepe

A párolgás során a cseppfolyós víz gáz halmazállapotba megy át, magasabb energiaszintre jut, így a párolgás energia-befektetést igénylő folyamat. Azt az energiát, amely párolgás során a levegőbe jut, s ott a vizet gázhalmazállapotban tartja, látens hőnek nevezzük. A párolgás intenzitását a párolgó anyag hőkészlete és a párolgás folyamatának fizikai feltételei határozzák meg.

A víz- és a talajfelszín párolgását nevezzük evaporációnak, a transzspiráció pedig az a vízmennyiség, amely gázhalmazállapotban a növényzet szövegeiből, vagy a sztomákon keresztül jut a légkörbe.

„Az evapotranszspiráció a növényzet és a talaj felületéről egyidejűleg a légkörbe jutó vízgőzmennyiség, vagyis a növényzettel borított természetes felszín párolgásának összessége” (Szász és Tőkei, 1997).

A növényzet szerepe nem elhanyagolható a felszínközeli levegő hőmérsékletének, és nedvességtartamának alakításában, hiszen a genetikai tulajdonságai, fejlődési állapota, az állomány szerkezete jelentősen befolyásolják az evapotranszspiráció értékét. Éppen ezért meg szokás különböztetni potenciális (PET) és tényleges evapotranszspirációt (TET). Míg előbbi a meteorológiailag lehetséges párolgás mértékét határozza meg, addig utóbbi még a talaj vízkészletétől, valamint az adott területen lévő növényzet hidro-biofizikai tulajdonságaitól is függ.

Az aktív felszín felett a rendelkezésre álló energia látens, vagy szenzibilis hő formájában jelenik meg. Mivel az evapotranszspiráció határozza meg a szenzibilis és látens hő arányát, ezáltal az aktív felszín feletti levegő hőmérsékletére is hatással van. A felszínen történő párolgás, párolgotatás energiát igénylő folyamat, ezért a rendelkezésre álló energiából helyben kevesebb fordítható a felszínnel érintkező levegő melegítésére. Természetesen egy adott felszín típus evapotranszspirációjának mértékétől az adott felszín fölötti levegő nedvességtartalma is függ. Mivel a különböző felszínborítású területek felett különböző a párolgás mértéke, ezért ezt a különbséget figyelembe kell venni a felszín-légkör meteorológiai kölcsönhatásának modellezésekor.

A növénytakasúak összetettségével párhuzamosan növekszik a hidrológiai ciklusban betöltött szerepük, s ezáltal a tényleges evapotranszspiráció meghatározása is még összetettebb feladattá válik. Az evapotranszspiráció meghatározására kidolgozott – jelen munkában a terjedelemlre való tekintettel részletesebben nem ismertetett – számítási eljárások sokszínűsége is azt bizonyítja, hogy a potenciális és tényleges evapotranszspiráció pontos, számszerű meghatározása összetett probléma, amely probléma megoldásához számtalan módon hozzá lehet fogni. A módszerekről fontos tudni, hogy ezek mindegyike elhanyagolásokat, közelítéseket tartalmaz, így az általuk kapott eredmények nem adhatnak teljesen pontos értékeket. E munka során használt meteorológiai modell párolgásszámításra használt megközelítése a *4.1.3. fejezetben* kerül részletes bemutatásra.

Az előző 3 pontban részletezett fontosabb tényezők (albedó, emisszivitás, evapotranszspiráció) mellett a felszínborítás megváltozása természetesen az aktív felszínre érkező rövidhullámú sugárzás mennyiségét is képes módosítani, ugyanis ez erősen függ a légkörben található aeroszolok mennyiségétől. A kopárabb felszín típusok terjedése esetén nő az aeroszol koncentráció a légkörben, csökkentve ezáltal a felszín rövidhullámú sugárzási bevételeit (*Betts, 2006*). Ugyanakkor a légköri aeroszol mennyisége hatással van a földi hosszuhullámú sugárzás abszorpciójára, amely képes lehet ellensúlyozni a légkör aeroszol koncentráció növekedéséből adódó rövidhullámú energiavesztést az aktív felszín sugárzási egyenlegében. Mindezek ellenére az aeroszolok fentiekben röviden ismertetett éghajlat-módosító hatását napjainkban általában nem a felszínborítás-változás éghajlati hatásaival együtt, hanem azoktól függetlenül szokták vizsgálni.

Itt kell még megemlítenünk azt is, hogy a vegetáció olyan ökológiai rendszer, amely nagy mennyiségű energiát használ fel, egyidejűleg átalakítja, és biológiai energiát szolgáltat (*Szász, 2002*). A fotoszintézis során a növényi tömeg kialakulása energiát vesz igénybe, ugyanis 1 kg szénhidrát felépítése 16-17 MJ energiát igényel. Ennek az energiának is a Nap a forrása, s ha igazán pontosak akarunk lenni, akkor az aktív felszínen rendelkezésre álló energiából ezt az értéket is le kéne vonni (a (2)-es egyenletben az alsóbb rétegekbe történő hőáramhoz hasonlóan). Ezt a folyamatot azonban a felszínborítás-változás éghajlati hatásainak vizsgálatakor jelenleg figyelmen kívül szokták hagyni.

2.3. Az antropogén felszínborítás-változás éghajlati hatásai

A felszínborítás-változás meteorológiai, éghajlati hatásainak vizsgálata során az egyik legbizonytalanabb pont, hogy a különböző vegetációval borított felszínek felett a beérkező sugárzásból mennyi fordítódik szenzibilis, illetve látens hőre. Ezt leginkább az albedó, illetve az aktuális evapotranszpiráció mértéke határozza meg, amelyek együttesen jelentős hatással vannak a felszínközeli légréteg hőmérsékletére, illetve nedvességtartalmára, s ezáltal a meteorológiai folyamatokra is. Az evapotranszpiráció értéke nagyban függ többek között a közelmúlt, illetve az aktuális időjárási helyzettől, a talaj fizikai féleségétől, valamint a növényzet specifikus tulajdonságaitól, de az albedónak is van vegetációfüggő, kimutatható éves menete. Ezek alapján kijelenthető, hogy a felszínborítás-változás meteorológiai, éghajlati hatásainak feltárásához elengedhetetlenül szükséges komplex – a felszín légkör kölcsönhatást megfelelő részletességgel figyelembe vevő – modellek adaptálása, fejlesztése, illetve futtatása különböző felszínborítási térképek felhasználásával.

Ebből kifolyólag a különböző történelmi felszínborításra vonatkozó kutatási eredményekre alapozva számos modellkísérletet hajtottak végre a múlt felszínborítás-változás éghajlati hatásainak vizsgálatára, illetve mérések segítségével is kutatták a lehetséges éghajlati hatásokat. E fejezet ezekbe a munkákba kíván rövid betekintést nyújtani.

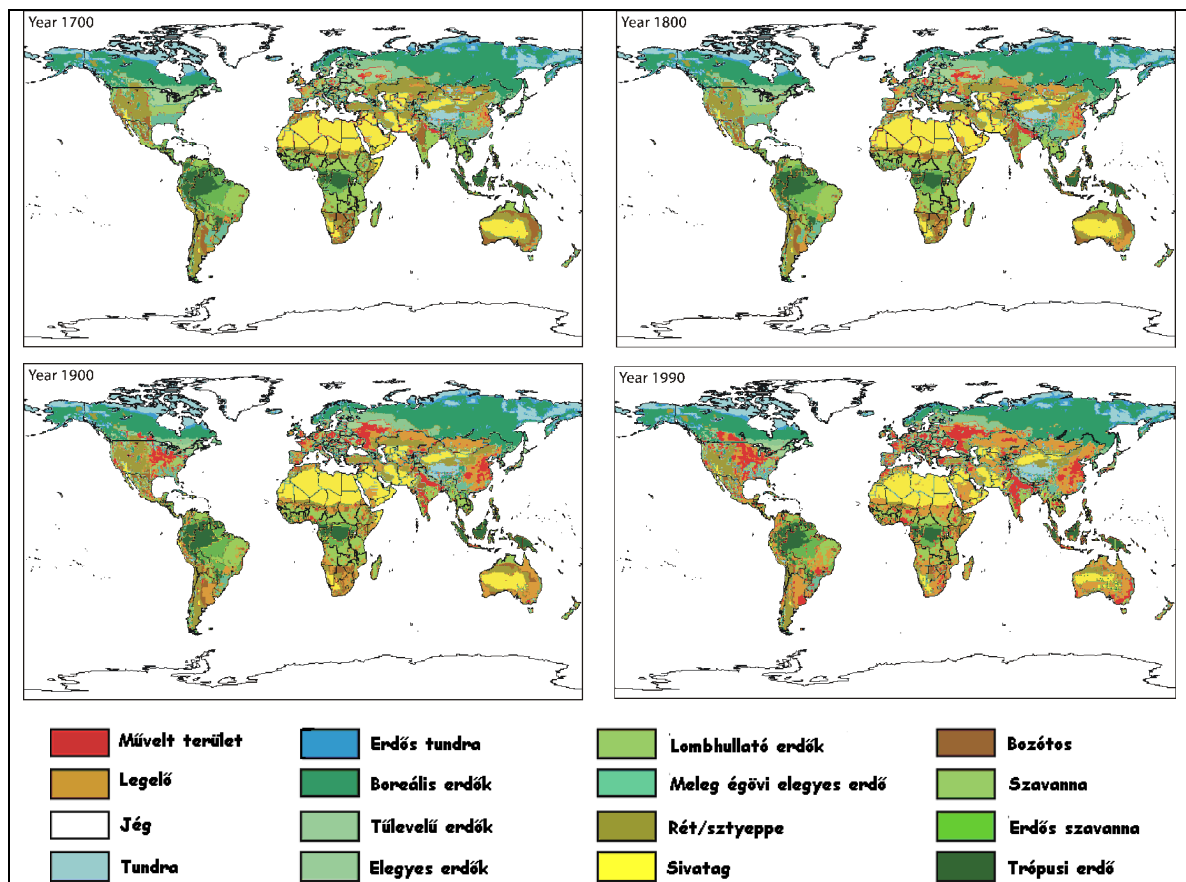
2.3.1. Antropogén felszínborítás-változás a világban

Környezetünk mai állapota történelmi folyamatok eredményeként jött létre, és különböző (részben antropogén) hatások következtében még ma is folyamatosan változik. A természeti környezet és az ember kapcsolata kétirányú. Az ember történelme során a domborzat, éghajlat, vízrajz, talaj, növényzet mindig nagyon fontos szerepet játszott, s mindezek nagyban meghatározták (és mind a mai napig meghatározzák) a különböző népcsoportok életkörülményeit, lehetőségeit. Azonban az ember is jelentős hatással bír környezetére: amennyiben a Föld erdei ma is a potenciális, természetes kiterjedésüknek megfelelően lehetnének jelen, akkor becslések szerint 52-59 millió km²-t borítanának (Matthews, 1983; Ramankutty and Foley, 1998; Klein Goldewijk, 2001), ezzel szemben az ember letelepedésével (már a tűz használatának kezdetétől) megkezdődött az erdőte-

rületek irtása. Az első földműves kultúrák kb. 10 000 évvel ezelőtt jelentek meg (Kerényi, 2003), s innentől kezdve beszélhetünk antropogén felszínborítás-változásokról. Kezdetben a kis népességsűrűségnek, valamint a kezdetleges szerszámoknak köszönhetően az emberi tevékenység hatásai csak kisebb területeket érintettek (Ligetvári, 2006), azonban az először lassan, majd egyre gyorsabban növekvő népességnek, illetve a fejlődő mezőgazdasági technikáknak köszönhetően a föld használatba vétele tovább nőtt, különösen Európa, India és Kína területén (Pongratz et al., 2008).

A természetes ősi mediterrán erdők jelentős részét már az ókorban kiirtották, és az így keletkezett csupasz felszínnek jelentős eróziója miatt a természetes növényzet ezeken a területeken már nem tudott megújulni, helyét legtöbbször cserjés, bokros vegetáció vette át. A Földközi-tenger menti erdők kipusztítását tartják sokan a középkor előtti történelem legnagyobb környezeti katasztrófájának (Kerényi, 2003).

Az ipari forradalom kezdetére a Föld erdeinek 5-7%-a tűnt el, s ennek legnagyobb része Euráziában (Ramankutty and Foley, 1998; Klein Goldewijk, 2001). A korábbi erdők helyét mezőgazdasági területek, illetve legelők vették át (Pongratz et al., 2008).



2.2. ábra. A Föld felszínborításának megváltozása az emberi tevékenység következtében az elmúlt 290 év alatt (Ramankutty and Foley, 1999; Klein Goldewijk, 2001)

Az 1700-as évekig Észak-Amerikában még nem történt jelentős felszínborítás-változás, hiszen az európai telepesek csak nemrég érkeztek, és ekkor még csak elsősorban a keleti partot vették birtokba. Az 1800-as évek közepétől azonban az európai telepesek nyugati terjeszkedésének köszönhetően az erdőirtás egyre nagyobb területet érintett Észak-Amerikában is, a századfordulóra a mezőgazdasági területek már itt is hatalmas kiterjedésűekké váltak, az erdők visszahúzódtak (Kerényi, 2003; Pongratz *et al.*, 2008). Ez idő alatt Európa, India, illetve Kína területén az erdőirtás mértéke tovább nőtt, s bár az 1850-1900-ig terjedő időszak alatt az eurázsiai térségben kontinentálisan az emberi tevékenység által megváltoztatott területek nagysága majdhogynem stagnált, helyi intenzív erdőirtások még történtek.

A 20. század első felében Földünk főbb mezőgazdasági központjaiban közel azonos intenzitással folytatódott az erdőirtás. Észak-Amerikában a mezőgazdasági területek ez idő alatt nyugat felé tolódtak köszönhetően az újabb területek mezőgazdasági célú meghódításának, illetve az ezzel párhuzamosan zajló, a keleti, illetve észak-keleti területeken felhagyott mezőgazdasági területek erdősülésének.

1950-től kezdve Európa, Kína és Észak-Amerika egyes részein a mezőgazdasági területek csökkenése kezdődött meg, amelyek egy részén újra megjelentek az erdők. A trópusi területeken azonban ez idő alatt is tovább folyt az intenzív erdőirtás, így mindent egybevetve napjainkig az emberi tevékenység következtében hozzávetőlegesen 11-17 millió km² erdő tűnt el (amely a potenciális erdőtakaró 20-30%-ának felel meg) (Ramankutty and Foley, 1999; Klein Goldewijk, 2001). Történelmünk teljes erdőirtásának mintegy 75%-a az ipari forradalom kezdete óta ment végbe.

2.3.2. Az antropogén felszínborítás-változás globális, hemiszférikus éghajlati hatásai

Az előző fejezetben idézett kutatások eredményei alapján látható, hogy globális léptékel mérve számottevő antropogén felszínborítás-változás az elmúlt ezer esztendő megelőzően nem történt, így a felszínborítás-változás éghajlati hatásával foglalkozó kutatók is leginkább csak az utolsó ezer esztendő változásaira koncentrálnak. A kísérletek alapja legtöbb esetben *Matthews* (1983), *Ramankutty and Foley* (1999) és *Klein Goldewijk* (2001) műltra vonatkozó felszínborítási adatbázisai (2.2. ábra), amelyek szerint a már említett időszakon belül is az utolsó 300 évben történtek a legnagyobb változások. Ezen időszak alatt javarészt a szántók terjedtek az erdők rovására.

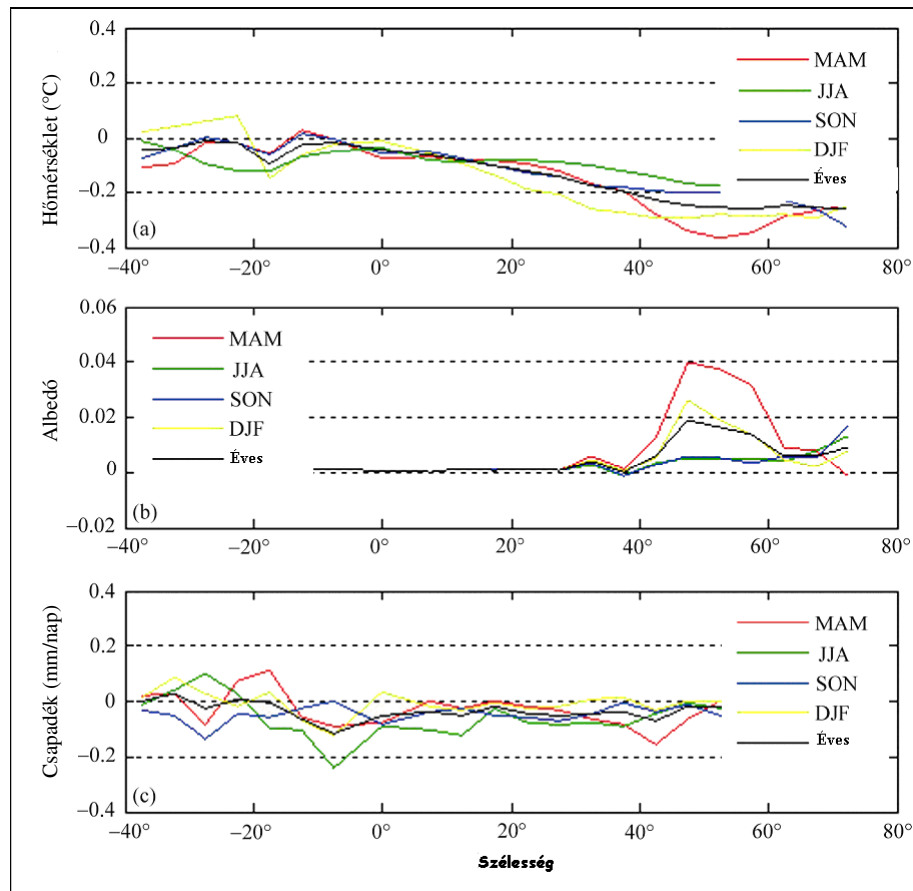
Shi et al. (2007) futtatási eredményei is az utolsó 300 év előtti kis változásokat tükrözik, hiszen az első 700 évben (1000-1700-ig) – a globálisan csekélynek mondható felszínhasználat-változás következtében – nem tudtak kimutatni éghajlati hatást, míg az utolsó 300 évben globálisan $-0,09\text{ }^{\circ}\text{C}$, az északi féltekére pedig $-0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékletváltozást mutattak ki az erdőirtások következtében. *Brovkin et al.* (2006) munkájuk során szintén az utolsó ezer évben történt változások hatását vizsgálták meg 6 különböző klímamodell segítségével. Ők az imént említettél magasabb, $0,13\text{-}0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os globális hűtő hatást tulajdonítanak a felszínborítás változásának, míg ez az érték az északi féltekére vonatkoztatva $0,19\text{-}0,36\text{ }^{\circ}\text{C}$ közöttire adódik. Ennek a hatásnak a legnagyobb része az ő eredményeik szerint is az elmúlt 300 évben jelentkezett.

Mindkét most idézett munkában megvizsgálták az utolsó 300 évre a felszínborítás-változás hatásának területi és évszakos sajátosságait is, és mindkét munkának legfőbb megállapítása az, hogy az északi féltekén, a közepes és magas szélességeken az éves átlagos hatás lényegesen magasabb, mint a Föld más területein. *Shi et al.* (2007) szerint ez a magasabb hatás is mindössze $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot ért el, míg a *Brovkin et al.* (2006) által használt modellek $-0,4\text{-}1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os értékeket mutatnak. A déli féltekére és a trópusokra nem adódott jelentős különbség.

Az északi féltekére kimutatható szignifikáns hatást leginkább az albedóváltozás hatásával magyarázzák (2.3 ábra), ugyanis az erdők albedója alacsonyabb, mint a szántóföldeken termesztett növényeké, különösen a hóval borított időszakokban. Az erdőterületek csökkenése tehát leginkább a közepes és magas szélességeken – télen, illetve tavasszal – okoz jelentős albednövekedést, amely így jelentősen csökkenteni tudja ezekben az évszakokban e területek felszínének rövidhullámú bevételeit, s ezáltal a

levegő melegítésére fordítható energiamennyiséget is. Az eltérő modellekkel számított eredmények különbségei is leginkább az eltérő albedó parametrizálásból adódnak.

Az 2.3. ábrán látható az 1700-tól napjainkig bekövetkezett felszínhasználati változások csapadéokra gyakorolt hatása is. Mivel az erdőirtás általában transzspiráció csökkenést eredményez, ezért az északi félteke egészére átlagosan 0,05 mm/nap csapadékcsökkenést mutattak ki. E változás maximuma a kísérletek szerint nyárra esik, hiszen az erdők ekkor párologtatnának a legtöbbet. A trópusokon a csapadékcsökkenés mértéke a kísérletek szerint meghaladta a -0,1 mm/napot is (Shi *et al.*, 2007)



2.3. ábra. Az 1700. és 1992. közötti évszakos hőmérséklet (a), albedó (b) és csapadék (c) különbség zónális megoszlása (Shi *et al.*, 2007; a fekete vonal a 4 évszak átlagát jelöli, a többi az évszakokat)

Más módszert választottak Bounoua *et al.* (2002) a globális felszínborítás-változás éghajlati hatásának vizsgálatára. E kísérlet során két futtatást végeztek el, amelyek hosszát 15 évre választották. Egyik futtatás az 1987-es megfigyelt, tehát valós felszínborítási adatokkal történt, míg a másik futtatás során olyan felszínborítást tétéleztek fel, amely az ember tevékenysége nélkül létezne a Földön (Matthews, 1983). Eredményül azt kapták, hogy a mérsékelt égövi területeken, ahol az emberi tevékenység hatására az

erdős illetve füves területek helyét a megművelt területek vették át, a téli félévre átlagosan $-1,1$ °C-os, a nyári félévre pedig $-0,7$ °C-os különbséget tudtak kimutatni. A trópusi, szubtrópusi területeken ezzel szemben átlagosan $0,8$ °C-os melegedést találtak, melyet az evapotranszspiráció csökkenésével magyaráztak. Mivel a mérsékelt, illetve trópusi égővi területeken bekövetkezett felszínborítás-változás ellentétes hatást váltott ki, ezért globális átlagban csak a téli félévre volt ki mutatható $-0,2$ °C-os hőmérsékletváltozás, míg a nyári félévben a hatások globálisan kiegyenlítették egymást.

Eredményeikből az is kiderült, hogy elsősorban a téli félévben olyan területeken is mutatkoztak a hőmérsékletben szignifikáns eltérések, ahol a felszínborításban egyáltalán nem volt változás. Ezek a különbségek leginkább az északi, magasabb szélességeken jelentek meg, ahol a légköri cirkuláció változékonysága igen nagy, így a felszínborítás változása hatással lehetett a két szimuláció során a nagytérségű légköri cirkulációra is.

Télen, mivel ekkor a mérsékelt égővben az alacsony hőmérsékletek miatt a növényzet biológiai aktivitása tulajdonképpen teljesen „kikapcsol”, nem volt kimutatható hatása a felszínborítás megváltozásának a párolgásra, tehát a fent említett különbséget – ebben a munkában is – csak az albedó megváltozásával lehetett magyarázni. Leszámítva a fás szavanna megművelt területté alakítását – a felszínborítás-változás minden egyes kategóriájára albedó növekedést mutattak ki. Ennek mértéke azokon a területeken nagyobb, ahol a magasabb növényzetet váltotta mezőgazdasági terület, maximuma pedig Észak-Amerikában van, ahol az örökzöld tűlevelű erdők területét vonták szántóföldi művelés alá.

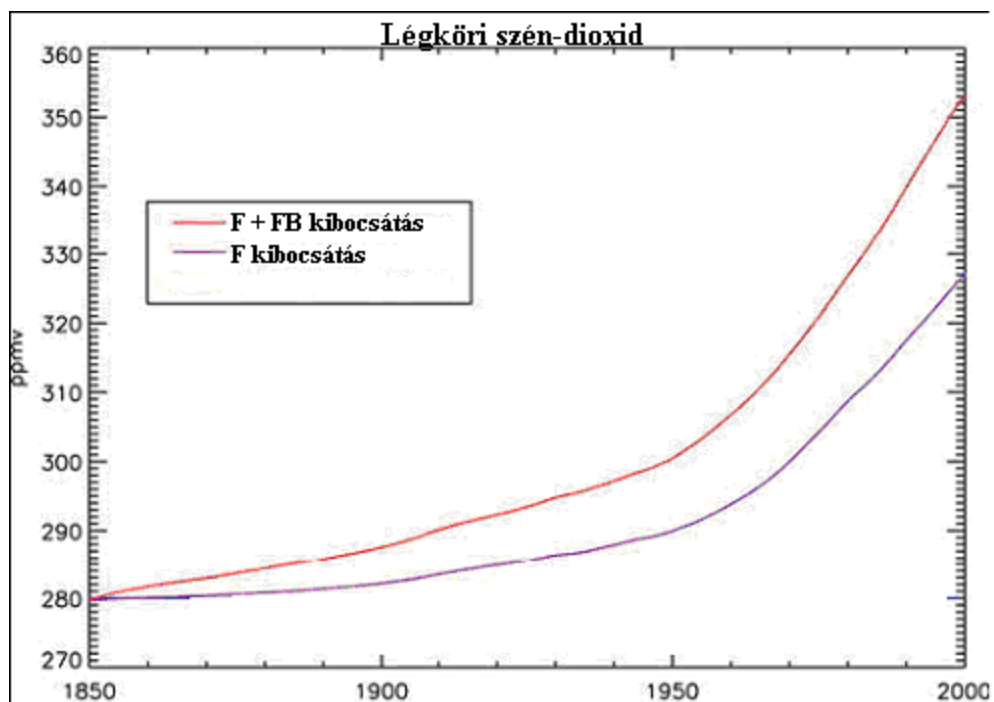
További kutatások is a felszínborítás-változás globálisan kismértékű hőmérsékletcsökkentő hatását támasztották alá (*Hansen et al.*, 1998; *Bertrand et al.*, 2002; *Matthews et al.*, 2003), azonban az eddig említett munkák egyikében sem vették figyelembe a felszínborítás-változás szén-dioxid koncentráción keresztül megvalósuló indirekt éghajlati hatását. Pedig becslések szerint az 1850 és 2000 közötti erdőirtás következtében 156 GtC juthatott a légkörbe (*Houghton*, 2003).

Brovkin et al. (2004) – attól függően, hogy melyik rekonstruált felszínborítás-változást (*Ramankutty and Foley*, 1999; *Klein Goldewijk*, 2001), vagy felszínborítás-változás CO_2 emisszióját (*Houghton*, 2003) vették alapul – a modellkísérletek során azt találták, hogy az 1850-2000 közötti teljes CO_2 kibocsátás 15-35%-áért a felszínborítás változása tehető felelőssé. Hasonló módszerekkel (klíma-vegetáció-szénkörforgás kapcsolt modell segítségével), a 35%-os arányszámot támasztotta alá *Matthews et al.*

(2004) munkája is (2.4. ábra). Mindez azt jelenti, hogy a légkörben megnövekedett CO₂ koncentráció által okozott melegedés hasonló arányaiért is a felszínborítás-változás tehető felelőssé.

Mivel a fosszilis tüzelőanyagok által való CO₂ kibocsátás az elmúlt század során gyorsabban növekedett, mint a felszínborítás-változásból eredő emisszió, így ez utóbbi relatív hozzájárulása a CO₂ kibocsátáshoz napjainkra csökkent. Míg 1850 és 1900 között ez az érték 42-68% között volt, addig az 1990-es években már csak 5-35%. Így kijelenthetjük, hogy a jelenlegi légköri CO₂ koncentráció növekedés legnagyobb részét már a fosszilis tüzelőanyagok használata okozza (Betts, 2006).

Matthews et al. (2004) szerint az 1700-tól 2000-ig terjedő időszak felszínborítás-változásának direkt és indirekt éghajlati hatásainak együttese összességében +0,15 °C-os globális átlaghőmérséklet-változást okozhatott.



2.4. ábra. A légköri CO₂ koncentráció változása 1850-2000 között két összehasonlító futtatásban: csak a fosszilis tüzelőanyagok hatása (lila vonal), illetve a fosszilis tüzelőanyagok és a felszínborítás-változás együttes hatása (piros vonal) (Matthews et al. 2004).

Pongratz et al. (2010) arra jutottak kutatásaik során, hogy az elmúlt 1200 év felszínborítás-változás indirekt biokémiai melegítő hatása a CO₂ koncentráció növelésén keresztül felülmúlta a direkt, sugárzási kényszerre gyakorolt (albedó, és evapotranszspiráció hatásán keresztül érvényesülő) globális hűtő hatást. Számításaik szerint a 20. század

során a direkt hűtő hatás globálisan 0,03 °C volt, míg az indirekt melegítő hatás 0,16-0,18 °C.

A fenti eredmények értékelése során azonban figyelembe kell venni, hogy míg a CO₂ koncentráció megváltozásán keresztül kifejtett melegítő hatás globálisan érvényesül, addig a felszínborítás-változás direkt éghajlati hatása elsősorban azokban a régiókban jelenik meg, ahol a változások végbementek. Ezekben a területeken a változások direkt, regionális éghajlati hatásai akár jóval magasabbak is lehetnek, mint a légköri üvegházgázok koncentrációváltozásán keresztül fellépő indirekt, globális éghajlati hatások. Ráadásul a direkt éghajlati hatásoknak leírása a felszín-légkör rendszer összetettsége miatt sokkal komplexebb modelleket igényel, mint amelyeket a globális futtatásokhoz az adott számítási kapacitások mellett használni lehet. Ezek alapján egyértelműen felmerül az igény különböző régiókban történő felszínborítás-változások direkt éghajlati hatásának részletesebb vizsgálatára is. E kutatások eredményeibe ad betekintést a disszertáció következő fejezete.

2.3.3. Az antropogén felszínborítás-változás regionális éghajlati hatásai

Az egyik legnagyobb méretű felszínborítás-változást a trópusi esőerdők új termőterületek nyerése céljából történő kiirtása jelenti. Az amazóniai térséget érintő kutatások során rámutattak e változások éghajlati hatásaira (*Gash et al.*, 1996, *Gash and Nobre*, 1997, *Coe et al.*, 2009). A trópusi égővben a legelőnek magasabb az albedója, mint az erdőé, mégis azt találták, hogy az erdőirtás éghajlati következménye hőmérsékletemelkedés. Ennek a jelenségnek oka az erdős területek növényzetének mélyebb gyökérzetével magyarázható, amelyek révén a száraz évszakban jobban tudnak párologtatni (transzspirálni) (*Kleidon and Heimann*, 2000). Ennek hűtő hatása nagyobb, mint amennyi melegedés az erdők alacsonyabb albedójából következhetne. Ugyanezen folyamatokat figyelembe véve klímamodell segítségével is vizsgálták a trópusi felszínborítás-változás éghajlati hatását, s a legtöbb kísérlet is azt az eredményt adta, hogy a trópusi övezetben a füves legelők melegebb, szárazabb, míg az erdők hűvösebb éghajlatot eredményeznek (*Bounoua et al.*, 2002).

Mindezek mellett azt is kimutatták, hogy ha az amazóniai esőerdőt teljes mértékben kiirtanák, akkor az csökkenő csapadékot eredményezne a vízkörforgás csökkenése miatt (*Lean and Rowntree*, 1997). Ezzel szemben a részleges erdőirtás nem vezet feltétlenül a csapadék csökkenéséhez. Nagy felbontású, mezoskálájú modellek segítsé-

gével arra jutottak, hogy az összefüggő erdőtakaró megbontása kisskálájú cirkulációkat generálhat (termikus hatás következtében), amely segíti a légköri konvektív folyamatokat (Roy and Avissar, 2002). Ennek következtében a részleges erdőirtás növelheti a csapadék mennyiségét, ami összhangban van a térség csapadék adataiban megfigyelt változásokkal is (Chagnon and Bras, 2005).

Az arid, szemi-arid területeken a mezőgazdasági területek terjedése, a túllegeltetés és a tüzelőfa kitermelés képes módosítani a felszín energia egyensúlyát, valamint a hidrológiai ciklust, s ezáltal az éghajlatot. A túllegeltetés növeli a felszín albedóját, ami csökkenti a felszín sugárzás bevételét (Charney, 1975; Charney et al., 1977). Emiatt csökkenhet a légkör hőmérséklete, s a levegő emelkedési kényszere is, így kevesebb felhő alakulhat ki, s ezáltal kevesebb csapadék is hullik. A táj degradálása csökkenti az evapotranszpiráció mértékét is tovább erősítve ezzel a szárazságot. Későbbi tanulmányok is egyértelműen bizonyították, hogy a Száhel-övezetben lezajlott nagymértékű felszínborítás-változás, valóban csapadék csökkenéshez tud vezetni az észak-afrikai területeken (Xue and Shukla, 1993; Xue, 1997; Clark et al., 2001).

A száraz régiókban az öntözött mezőgazdasági területek növekedésének sajátos hatása lehet. Az öntözött, művelt földek, valamint az ezek körül fekvő száraz növényzet által borított területek szenzibilis és látens hő áramában meglévő hatalmas kontraszt mezoskálájú cirkulációt is generálhat (Avissar and Pielke, 1989; Chen and Avissar, 1994). Az öntözött talaj magas evapotranszpirációja nedvesíti, és hűti a talajközeli levegő hőmérsékletét, így a parti szélhez hasonló cirkulációt gerjeszt az öntözött, hűvös területek, valamint a forró, száraz, őshonos növényekkel borított területek között. Az öntözés így minden bizonnyal hűvösebb, nedvesebb éghajlatot teremt Colorado északkeleti részén is (Chase et al., 1999).

Az elmúlt 2000 év erdőirtásainak következtében, az emberiség a dél-európai és észak-afrikai mediterrán területeken is jelentősen átformálta a tájat. Modellvizsgálatok arra engednek következtetni, hogy ezen átalakulások hatására vált az itteni éghajlat szárazabbá. A magyarázat szerint az eredeti, természetes növényzet mellett korábban alacsonyabb volt a felszín albedója a jelenleginél, ezáltal a tenger-szárazföld hőmérsékleti kontrasztja nagyobb volt, ami miatt más lehetett a Földközi tenger térségének légköri cirkulációja is, s így több csapadék érkezhett a mediterrán területekre (Reale and Shulka, 2000).

Emellett Dél-Európa éghajlata különösen érzékeny a vegetáció levélfelületi indexének (LAI), valamint a gyökérmélységének változására (Heck et al., 2001). A ko-

rábbi természetes erdők jelentős részének területét ma rétek, illetve szántóföldek borítják, s ez az átalakulás a vegetáció levélfelületi indexének, valamint átlagos gyökérmélységének csökkenésével is együtt járt. Ez a folyamat gyengíti a vegetációs időszak alatti evapotranszpirációt, így a terület határrétegének levegője még szárazabb lesz, ami a csapadék további csökkenését eredményezheti.

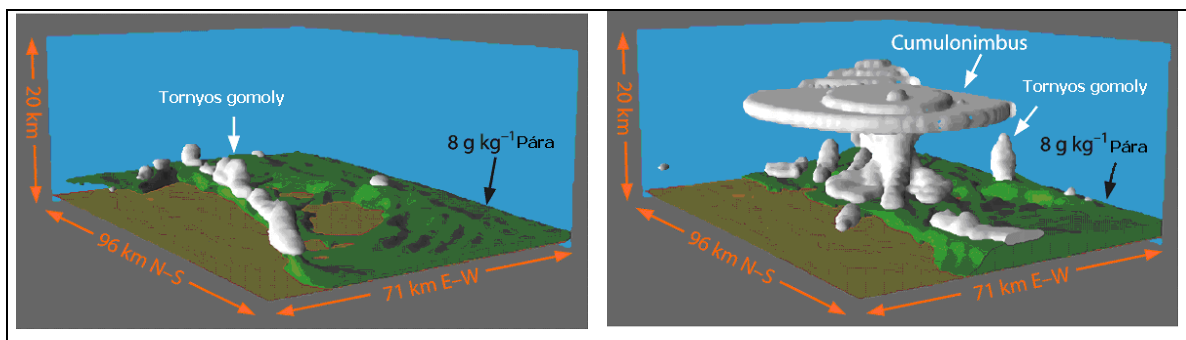
Az USA keleti részein, és a Great Plains-en az erdős illetve füves területeket mezőgazdasági földek váltották föl. Ez a folyamat a telepések bevándorlásával kezdődött (Bonan, 2002). Klímamodell szimulációk során vizsgálták a felszínborítás hatását az USA éghajlatára (Bonan, 1997; Bounoua et al., 2002; Oleson et al., 2004;).

Ezek a tanulmányok arra engednek következtetni, hogy az erdők mezőgazdasági területekké való alakítása az USA keleti részén hűtötte az éghajlatot. A hűlést főként a felszín albedójának növekedésével magyarázzák, ami csökkenti a felszín nettó sugárzási bevételét. Az intenzív mezőgazdaság, illetve az öntözés következtében a termesztett növényzet fiziológiai aktivitása is meghaladhatja a természetes növényzetét, így a vegetációs időszak alatt bekövetkező evapotranszpiráció többlet is erősítheti a hőmérséklet-csökkenés mértékét. Nagyobb hűlést mutattak ki a napi maximumhőmérsékletben, mint a minimumhőmérsékletben, tehát értelemszerűen a napi átlaghőmérséklet is csökkent.

Az USA közepén fekvő Central Plains területén más jellegű folyamat zajlott le: a természetes füves területeket mezőgazdasági területek váltották fel. Ennek a folyamatnak éghajlati hatásait regionális modell segítségével vizsgálták, melyek eredménye szerint a vegetációs időszak alatt a napi maximumhőmérséklet a fent említett átalakulásoknak köszönhetően néhány fokot emelkedett (Eastman et al., 2001). A vegetációs időszak kezdetén a még csupasz mezőgazdasági területek albedója alacsonyabb, mint a természetes füves területeké, de ez a különbség a kultúrnövények fejlődésével elkezd csökkenni, majd az aratás után ismét visszaáll a kezdeti állapot. Az időszak elején a hőmérséklet-emelkedést még csökkenti a csupasz, de vízzel telített mezőgazdasági területek magasabb evaporációja. Később azonban e területek levélfelületi indexe (LAI) alacsonyabb lesz a természetes füvel borított földeknél, ami kisebb transzspirációhoz, emiatt nagyobb szenzibilis hőhöz, valamint magasabb napi átlaghőmérsékletekhez vezet.

Ugyanerre a területre regionális modell segítségével további szimulációkat végeztek el, amelyekben azt vizsgálták, hogy a jelentősen megváltozott felszínborítás milyen hatással van a csapadéokra (Pielke et al., 1997). A kísérlet során ugyanarra a napra futtatták le a modellt, ugyanazokkal a meteorológiai kondíciókkal, egyedül csak a

felszínborítást változtatták meg. Eredményül azt kapták (lásd: 2.5. ábra), hogy a természetes földfelszín mellett az adott időjárási helyzetben tornyos gomolyok fejlődtek ki, s csapadék nem hullott. Ezzel szemben, amikor ugyanerre az időpontra lefuttatták a modellt a jelenlegi, valóságos felszínborítással, cumulonimbusok, s ezzel együtt záporok, zivatarok is kialakultak a térségben. Az eredményeket az adott időszakra vonatkozó megfigyelésekkel összehasonlítva az is kiderült, hogy a valóságot az utóbbi modellkísérlet szimulálta jobban, hiszen a valóságban is megjelentek abban az adott időszakban záporok, illetve zivatarok (Shaw *et al.*, 1997).

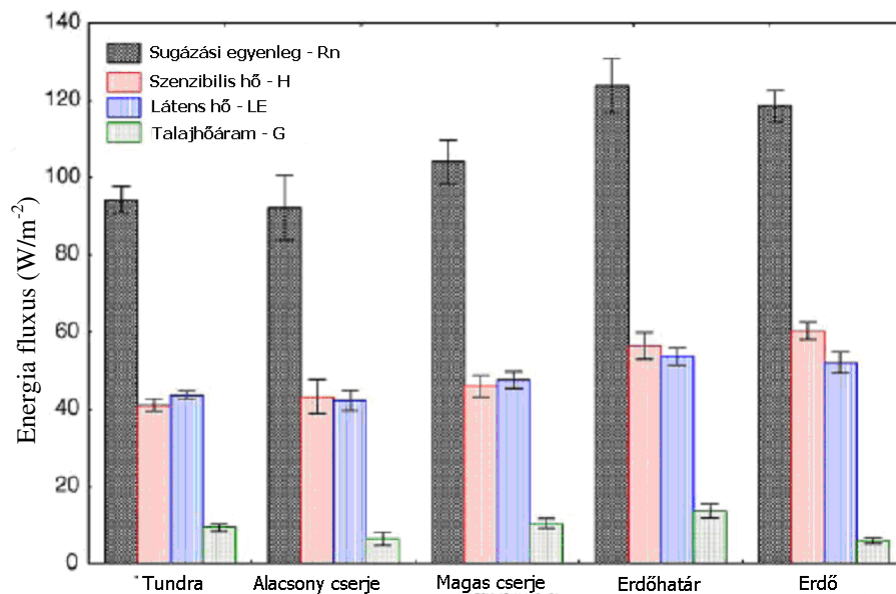


2.5. ábra. A felszínborítás hatása a gomolyfelhő-képződésre a rekonstruált (természetes) felszínborítás (bal oldal), illetve a jelenlegi (valós) felszínborítás esetén (jobb oldal); Great Plains, USA; (Pielke *et al.*, 1997)

A növényzet éghajlat alakító hatása jól nyomon követhető a tajga és a tundra közötti átmeneti zónában is. Mivel a tajga erdőinek, valamint a tundra ökoszisztémájának jelentősen különbözik az albedója, érdekessége, valamint az energia látens és szenzibilis hőáramra történő megoszlása, ezért ezek területi kiterjedése fontos szabályozója lehet a Föld éghajlatának. Számos klímamodell találta azt, hogy a tajga – szemben a tundrával – melegíti az éghajlatot (Thomas and Rowntree, 1992; Chalita and Le Treaut, 1994; Douville and Royer, 1996; Brovkin *et al.*, 2009). A két területet összehasonlítva, a legfontosabb különbség az albedóban mutatkozik, különösen a hóval borított időszakban, hiszen a fenyők a hó fölé emelkednek, így a tajga albedója sokkal alacsonyabb, mint a hóval teljesen beborított tundráé (Baldocchi *et al.*, 2000). Továbbá a két terület különbözik abban is, hogy a teljes sugárzási mérlegben milyen a szenzibilis, illetve a látens hő áramának aránya (Eugster *et al.*, 2000). Azt találták, hogy nyáron – a szomszédos örökzöld, tűlevelű erdővel borított területekkel összehasonlítva – a tundrai területeken nagyobb a látens hő és kisebb a szenzibilis hő aránya.

Ezt a megállapítást támasztották alá azok az alaskai mérések is, amelyek a tajga-tundra átmeneti zóna különböző növénytakarójának eltérő sugárzásháztartását volt

hivatott feltárni. (Beringer *et al.*, 2005). E vizsgálatok során kimutatták, hogy a vegetációs periódus alatt a tajga sugárzási egyenlege magasabb, mint a tundráé, s ebből a magasabb értékből ráadásul nagyobb arány jelenik meg szenzibilis hő formájában. Ez azt jelenti, hogy a túlevelű erdővel borított területeken a rendelkezésre álló energia (sugárzási egyenleg – hőáram az alsóbb rétegekbe, pl.: talajba) lényegesen nagyobb része fordítható a levegő melegítésére, mint a tundránál. A tundra és a tajga szenzibilis hőáramában a vegetációs periódus alatt mért átlagos napi különbség meghaladta a 20 W/m^2 -t, amely lényegesen nagyobb különbség, mint amit az eddigi modellszámítások valószínűsítettek (2.6. ábra).



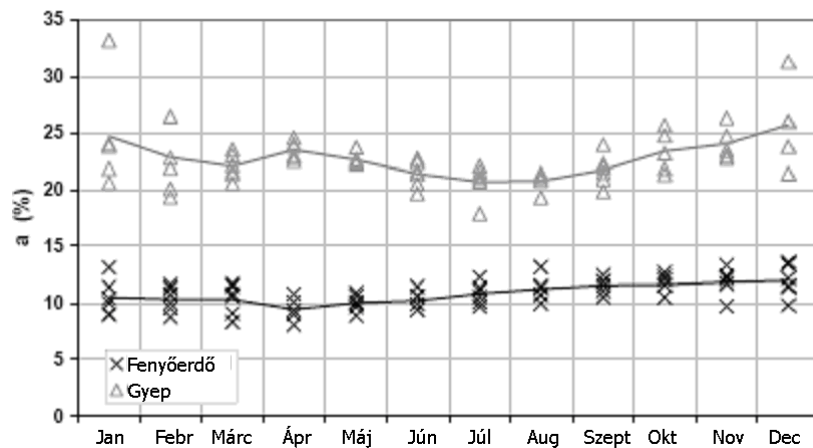
2.6. ábra. A különböző felszínborítások sugárzási egyenlege a tajga-tundra átmeneti zónában (Beringer *et al.*, 2005).

Bár Baldocchi *et al.* (2000) szerint az alacsony hőmérséklet mellett a kevés csapadék is határt szab egyes boreális fajok növekedési ütemének, a valóságban éppen az alacsony hőmérséklet miatt nem nagyon fordulhat elő csapadékhiány ezeken a területeken. Így a túlevelű erdők alacsonyabb evapotranszpirációját elsősorban a hideg éghajlat okozhatja. A hideg mellett a kevés besugárzás is fékezi az állomány fotoszintetikus aktivitását, és ez növelheti a sztómaellenállást. Azt találták, hogy egyes hegyvidéki túlevelű erdők a potenciális evapotranszpirációnak mindössze 25-75%-át párologtatják el (Baldocchi *et al.*, 2000).

Paleoklimatológiai vizsgálatok is arra engednek következtetni, hogy a tajga-tundra régióknak fontos szerepe van az éghajlat szabályozásában. A tundra terjedése a tajga rovására szerepet játszhatott az eljegesedés elindításában is (de Noblet *et al.*,

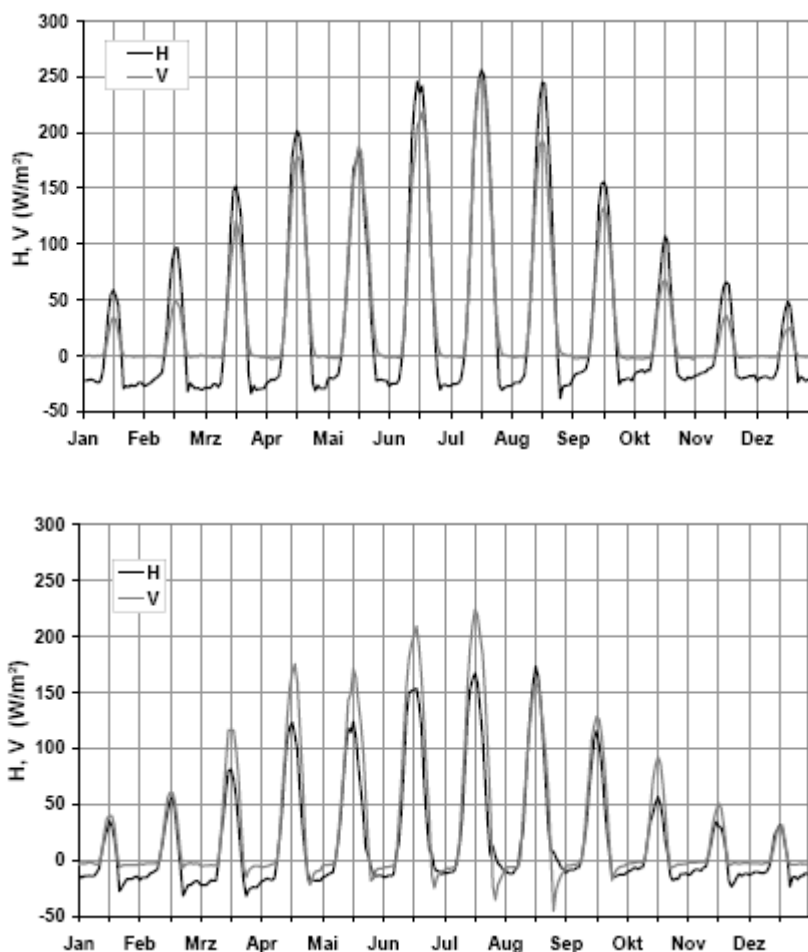
1996). Klímamodellek segítségével arra a következtetésre jutottak, hogy a legutóbbi jégkorszakban, a közepes és magas szélességeken történt erdőterületek csökkenése tovább erősítette a lehülést (Levis *et al.*, 1999). Később, mikor az éghajlat elkezdett melegedni, s a jég visszahúzódott észak felé, a fenyőerdők is egyre északabbra húzódtak, azokon a területeken csökkent az albedó, ami tovább erősítette a melegedést (Foley *et al.*, 1994).

A különböző növényborítású felszínek eltérő tulajdonságainak számszerű meghatározására Rost (2004) az erdő (erdei fenyő) illetve a gyep sugárzás-háztartásának összehasonlítását végezte el két egymáshoz közel eső mérőtorony adatai alapján Németországban. Ő is megállapította, hogy az eltérő albedónak köszönhetően (2.7. ábra) különbségek mutatkoznak a különböző felszínborítások sugárzási egyenlegében (az erdő esetén nyáron több mint 1,2-szeres a rendelkezésre álló energia, mint a gyep esetén).



2.7. ábra. A fenyőerdő és a gyep albedójának változása az év folyamán (Rost, 2004)

Továbbá különbségek mutatkoztak a szenzibilis és látens hő arányában is. Míg elegendő vízellátottság esetén gyep felett a látens hő aránya magasabb, mint az erdő felett, addig vízhiány esetén az arányok megfordulnak. Ugyanakkor megállapítható volt az is, hogy a szenzibilis hő értéke nappal az egész év során magasabb volt az erdő felett (2.8. ábra), tehát a fenyőerdővel borított területen egész évben összességében több energia fordultott a levegő melegítésére, mint a gyep esetén.



2.8. ábra. A szenzibilis (H) és látens hő (V) átlagos napi menete az év hónapjaiban erdő (fent), illetve gyep felett (lent); (Rost, 2004)

A vegetáció visszahatását az éghajlatra ma már távérzékelési mérések és azok statisztikai módszerekkel történt kiértékelésével is vizsgálták havi, illetve évszakos bontásban, kontinentális, illetve globális szinten (Liu *et al.*, 2006; Notaro *et al.*, 2006).

E kutatások során tulajdonképpen az óceán-légkör visszacsatolás vizsgálatára kidolgozott eljárást adaptálták a növényzet-légkör visszacsatolás számszerűsítésére, kihasználva, hogy a vegetáció dinamikus memóriájának hossza (1-2 hónap) – az óceánéhoz hasonlóan – lényegesen hosszabb a légkör dinamikus memóriájánál (ami 1-2 hét) (Frankignoul *et al.*, 1998; Frankignoul and Kestenare, 2002). E vizsgálatok során a tengerfelszín hőmérsékletének a szerepét a növényzet fotoszintetikusán aktív sugárzási tartományban kimutatható sugárzáselnyelő képessége (FPAR) tölti be. Ez az érték műholdokról nyomon követhető, és jól jellemzi a zöld vegetáció mennyiségének változását. A módszer egyik komoly korlátja a távérzékelési adatok felbontásában rejlik (a nyers adatok $0,5^\circ$ -os felbontásúak, azonban a korrelációt, illetve a visszahatás paraméte-

reket már csak 2,5°-os rácshálón tudták vizsgálni), így csak hatalmas kiterjedésű, összefüggő növényzettel borított területeken lehet a visszahatást kimutatni.

Az eredmények szerint a közepes illetve magas szélességeken a növényzet fejlődése leginkább a hőmérséklet függvénye, de a növényzet is kimutatható módon visszahat a hőmérsékletre, s e pozitív visszacsatolás mértéke az adott hónap hőmérséklet ingadozásának 10-25%-át is elérheti. A visszahatás a hideg égvői erdők területén mutatható ki leginkább, így az Egyesült Államok északi területein, illetve Kanadában, valamint Észak-Európába, és Szibéria déli részén. Ezeken a területeken a visszacsatolás mértéke eléri az 1 °C-t is.

Ennek magyarázatát abban látták, hogy az FPAR értékek pozitív anomáliája az albedó csökkenését eredményezi, ami magasabb energia elnyeléssel jár együtt, s így tovább gyorsítja a melegedést. Ez az elmélet természetesen csak akkor lehet igaz, ha ebben a térségben a fotoszintézis során kémiai kötések létrehozására felhasznált energia mennyisége elhanyagolható az albedócsökkenés energiatöbbletet jelentő hatásához képest. Hó jelenléte esetén az albedóváltozás hatása még erőteljesebb, és így a visszacsatolás mértékében is szezonális menetet mutattak ki: a maximális értékét a tavaszi időszakban veszi fel.

A trópusi, szubtrópusi területeken a vegetáció állapota már inkább a csapadék függvénye, s bár itt is kimutatható évi átlagban a vegetáció kismértékű visszahatása a lokális csapadékösszegre, de ennek az értéke a legtöbb helyen nem éri el a csapadékösszeg teljes ingadozásának 5%-át sem. Ugyanakkor egyes izolált kis területeken – mint pl. észak-kelet Brazília, Kelet-Afrika, Kelet-Ázsia, valamint Ausztrália északi része – a pozitív visszacsatolás mértéke meghaladja a 10 mm/hónapot is.

Bár tudjuk, hogy a globális, illetve regionális modellek – elsősorban a hatalmas számítási igény miatt – a felszín-légkör kapcsolat leírásánál közelítéseket, a biofizikai és biokémiai folyamatokban elhanyagolásokat tartalmaznak, e bevezetésben ismertetett kutatások összességében azt támasztják alá, hogy a felszínborítás-változás éghajlati hatásait nem szabad figyelmen kívül hagyni még globális szinten sem. Emellett a fentiekből az is látható, hogy regionális, illetve lokális szinten a felszínborítás-változás direkt éghajlati hatása lényegesen nagyobb lehet az üvegházhatású gázok koncentráció növekedéséből adódó hatásnál. Ráadásul a direkt éghajlati hatások iránya és mértéke régióként változhat, nem mindenhol ugyanaz a tényező (pl. albedó- vagy evapotranspiráció-változás hatása) dominál.

Ezért amennyiben kisebb területek (pl. Magyarország) esetén szeretnénk a felszínborítás-változás éghajlati hatásáról pontos képet kapni, akkor feltétlenül szükséges a direkt éghajlati hatást külön megvizsgálni, méghozzá olyan finom felbontású modell segítségével, amely kellő részletességgel tudja figyelembe venni a hazai felszínborítás hatását a meteorológiai folyamatokra. Más térségekre végrehajtott kutatások eredményeiből ugyanis merészség lenne hazánkra vonatkozóan következtetéseket levonni, mivel a hazai felszínborítás-változások sajátosságai mellett, jelentősen különbözhetnek az éghajlati adottságaink (pl. sugárzás-, és csapadékellátottság) is.

Éppen ezért országunk alföldi területein (Borsod-Abaúj-Zemplén, Szabolcs-Szatmár-Bereg, Hajdú-Bihar, Jász-Nagykun-Szolnok, Békés és Csongrád megyében) bekövetkezett földhasználat-változások éghajlati hatásait energetikai módszerekkel már korábban is vizsgálták (Mika et al., 2001, 2006). E munkák során bebizonyosodott, hogy az ezeken a területeken 1951-től 2000-ig bekövetkezett földhasználat-változások okozta albedó csökkenés energetikai hatása összemérhető az ez időszak alatt bekövetkezett szén-dioxid koncentráció növekedés hatásával. Előbbi miatt $+0,5 \text{ Wm}^{-2}$ -rel maradt több energia a rendszerben, míg utóbbi $+0,71 \text{ Wm}^{-2}$ energia-növekménnyel járt együtt a nyár folyamán.

Közeli szakmai problémával foglalkoztak azok a modellkísérletek is, amelyek célja annak vizsgálata volt, hogy a talaj – mint fizikai közeg – pontosabb figyelembevételével hogyan befolyásolja a légköri folyamatok szimulációjának pontosságát, az előrejelzések minőségét (Mika Á., et al., 2002; Ács et al., 2005, 2010; Horváth et al, 2007, 2009). E kutatások azonban nem érintették az idők során bekövetkezett változások esetleges meteorológiai hatásait.

A jelen munkában ismertetésre kerülő vizsgálatok célja tehát a magyarországi valós történeti felszínborítás-változások rekonstruálása, valamint ezáltal a térképekből kiolvasható változások meteorológiai hatásainak feltárása volt. E disszertáció alapját képező saját kutatások eredményein kívül, a hazai történeti felszínborítás-változás meteorológiai hatását dinamikai módszerrel vizsgáló tudományos eredmények eddig nem születtek. Hasonló kutatást e munkával párhuzamosan csak *Gálos et al.* (2009) végeztek, ők azonban a REMO regionális éghajlati modell segítségével, sokkal durvább térbeli felbontásban, s csak a jövőre vonatkozóan vizsgálták a magyarországi erdőborítás-változások lehetséges klimatikus hatásait s az egyéb felszínborítási kategóriák változásainak hatásaira nem tértek ki.

Mindezek fényében látható lesz, hogy jelen munka elsősorban a múlt hazai felszínborítás változásainak megismerésében szolgáltat új eredményeket. Mindemellett új megközelítést alkalmaz e változások meteorológiai hatásainak vizsgálatában is azáltal, hogy e kísérletekhez egy az operatív előrejelzésben naponta vizsgázó finomfelbontású (2,5×2,5km-es), nem-hidrosztatikus modell került felhasználásra.

3. Az antropogén felszínborítás-változás a Kárpát-medencében a 19. század végéig

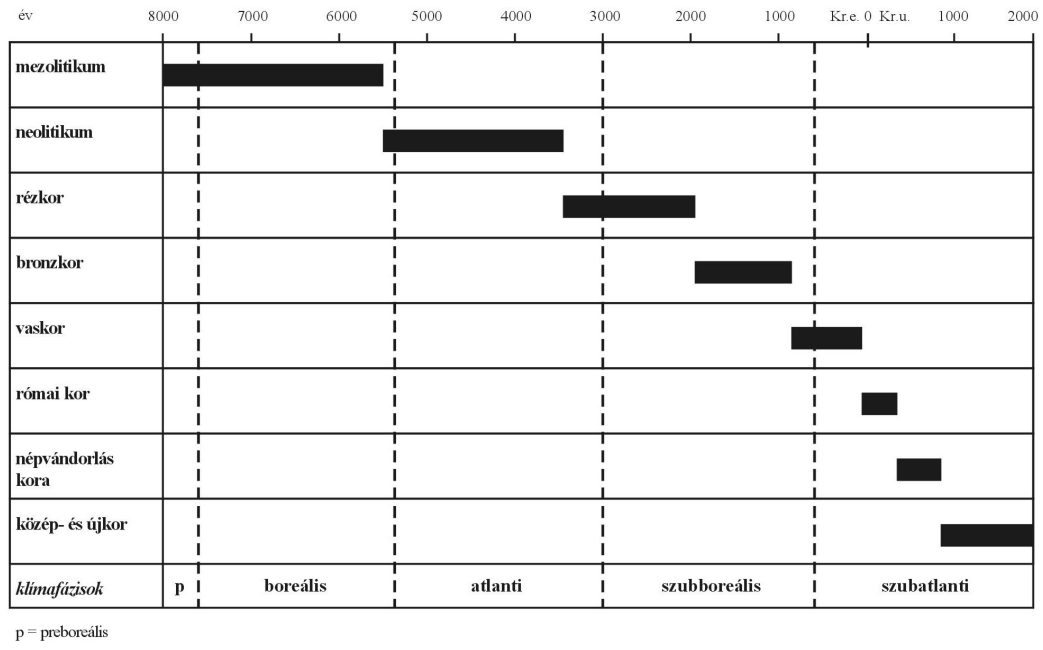
A Kárpát-medencében is – földünk egyéb területeihez hasonlóan – az emberi megtelepedéssel kezdődött meg az erdők irtása, a természeti környezet megváltoztatása, azonban az emberi beavatkozások kezdete és mértéke tekintetében jelentős regionális sajátosságok tapasztalhatók.

„Európában a Kárpát-medence különleges földrajzi helyzetű és sajátos biodiverzitású terület. Nincs Európának még egy olyan területe, amelyet a hegységek ennyire, minden oldalról körülzárnak. Ennek következtében a Kelet-Európára jellemző általános, egyveretű zonalitás itt feltöredezik, és egyedi jellegű tájak mozaikos változottsága váltja fel.” (Varga, 2000: 137)

Vegetációrekonstrukció segítségével megállapítható, hogy hazánk mai területén az erdők aránya emberi beavatkozások nélkül kb. 85% lenne (Bartha, 2000). Emellett régészeti vizsgálatok azt mutatják, hogy egészen Kr. e. VI. évezred második feléig a Kárpát-medencében a vegetáció érintetlennek, ősinek feltételezhető, s a felszínborítást észrevehetően befolyásoló emberi tevékenység csak az atlantikus korban (az úgynevezett tölgykorban, Kr.e. kb. 5500- Kr.e. 3000) jelent meg. Az erre az időszakra jellemző enyhe, csapadékos éghajlat következtében a tölgy az egész Kárpát-medencében elterjedt, a magasabban fekvő területeket pedig főként gyertyános-tölgyesek, bükkösök vették birtokba (Medzihradzky, 2002). A korszak vége felé a lösz- és homokpuszták is beerdősültek (Frisnyák, 2001).

Ennek a felmelegedésnek a hatására Kr.e. VI. évezred második felétől jelentős bevándorlás kezdődött a Földközi-tenger vidékéről a Kárpát-medencébe, s ezek a földművelés és állattartás ismereteivel rendelkező bevándorló népcsoportok tekinthetők az elsőknak, akik a Kárpát-medence természeti környezetére átalakító hatással lehettek, hiszen élelemgyűjtés helyett már termelő gazdálkodással foglalkoztak (Bartha, 2003). Az erdőgazdálkodás is ez idő tájt kezdődhetett, hiszen dunántúli régészeti kutatások azt bizonyítják, hogy már ebben a korban laktak fából épített házakban emberek, még hozzá olyan fából épített házakban, amelyek őserdőben nemigen nőnek (Szabó, 2009; Egry, 2003). A népesség növekedésével mindenütt együtt járt az erdők irtása, de ez a korai időszakban még nem tarvágással történt, hanem a fa kérgének hántása és kiszárítása

(azaz aszalás) útján, így a zárt lombú erdők inkább csak ritkultak, nem tűntek el. Emellett az erdei legeltetés, és makkoltatás is tovább lazította a fák tövét, illetve előfordult még erdőégetés is termőterület nyerése céljából (*Györffy és Zólyomi, 1996*). Mindezek fényében kijelenthető, hogy az atlantikus korban elsősorban az alacsonyabban fekvő, sík területeken nőtt a fátlan területek nagysága, a megmaradt erdők föllazulása, azaz a táj mozaikossága (*Bartha, 2003*).



3.1. ábra. A holocén klímafázisai és régészeti-történelmi korszakai a Kárpát-medencében (*Frisnyák, 2001*)

Kr. e. 3000 – Kr. e. 800-ig tartott az úgynevezett szubboreális (bükk) kor, amely időszakban az éghajlat kicsit hűvösebbé, nedvesebbé, a maihoz egyre hasonlóbbá vált. A középhegységeinkben is elterjedt a gyertyános-tölgyes, és ekkor alakulhatott ki a bükkös erdő zónája (*Járainé, 2003*). Az égeres, kőrises láperdők a virágkorukat élték, a folyók árterében tölgy-kőris-szil ligeterdők voltak (*Medzihradzsky, 2002*). Ebben a korban az ember erdőátalakító tevékenysége felgyorsult, egyre több területet érintet, újabb és újabb módon formálták a természetes úton is változó növényzetet. Az erre az időszakra eső réz-, illetve bronzkorban a fémkohászat, edényégetés, védelmi sáncok építése, illetve használati tárgyak készítése bővítette a fahasználat körét, de ennek a kornak eszközeivel csak kisebb területfoltokat tudtak megművelni (*Frisnyák, 2001*), s fát sem tudtak nagyobb területeken kitermelni (*Bartha, 2003*).

A Kr. e. 800 körül kezdődött szubatantikus korban természetes növénytakaró-változás már nemigen történt, hiszen az éghajlat már nem változott olyan mértékben, hogy jelentősen befolyásolja a növénytakarót (csak kismértékű hőmérsékletemelkedés és csapadékcsökkenés volt), de az antropogén hatások tovább fokozódtak, s egyre nagyobb területet érintettek. A vaskorban a vas segítségével tökéletesített mezőgazdasági szerszámoknak köszönhetően egyre nagyobb területeket vontak művelés alá, ám ez a folyamat jelentősebb térséget érintő erdőirtást csak Nyugat-Európában eredményezett, nálunk ez idő tájt hirtelen erdőterület- csökkenésnek nincs nyoma (*Járainé, 2003*).

A római korban a Dunántúlon, illetve az Alföld peremén történt erdőpusztítás (*Bartha és Oroszi, 1995*), s egyes területeken már a mocsaras területek lecsapolásával is próbálkoztak (*Bartha, 2003; Járainé, 2003*). A mezőgazdasági területek térhódítását a gabona és kísérő gyomnövényzetének növekedő pollenarányai mutatják, melyek szerint szintén csökkent az erdősültség, de nagyobb méretű erdőirtás nyomai csak a kora középkortól, a késő avar és Karoling-korig mutatkoztak (*Györffy és Zólyomi, 1996*). A rómaiak a kiirtott erdők helyén szőlő- és dióültetvényeket létesítettek, legalábbis erre lehet következtetni az ebből a korból származó palinológiai adatok elemzéséből (*Járainé, 2003*). A római korszaktól a honfoglalásig a Dunántúlon folyamatosan fennmaradt a szőlőművelés, amelyet megérkezésük után a magyarok is folytattak (*Dömsödi, 2006*).

Sajnos megbízható statisztikai adatok, illetve korabeli térképek híján egészen a 18. század második feléig nagyon nehéz pontosan rekonstruálni a Kárpát-medence természeti környezetét, a különböző felszínborítási formák százalékos arányát. Erre – mint ahogy már eddig is láttuk – leginkább csak közvetett becsléseink lehetnek régészeti, palinológiai, illetve éghajlati adatok alapján. Krisztus születésének idejére a Kárpát-medence erdősültségi fokát *Frisnyák (2001)* 75-80% körülire teszi, amely a 9. század végére kb. 35-37%-ra csökkenhetett. Ezzel az értékkel közel azonos arányra lehet következtetni egy másik forrás alapján a jelenlegi Magyarország területére vonatkoztatva is: Hell Miksa 1772-ben Anonymus *Gesta Hungarorum*a alapján megrajzolt térképén az erdők területfoglalása hazánk mai területéhez viszonyítva 37,2% volt (*Bartha és Oroszi, 1995*). Azonban ezt sem lehet a térképkészítés pontatlansága, megkérdőjelezhető hitelessége miatt megbízható forrásnak tekinteni. *Bartha Dénes és Oroszi Sándor (1996)* becslése szerint ezzel szemben a honfoglalás idején – figyelembe véve az akkori klimatikus viszonyokat, földrajzi környezetet (*Györffy és Zólyomi, 1996; Somogyi, 1988*) – a jelenlegi területre vetített erdősültségnek 60% körülnek kellett lennie, ami így is azt

jelenti, hogy az ország területének egynegyedéről tűnt el addig az erdőborítás. Ezt a magasabb arányszámot támasztja alá, hogy a honfoglalás idején a magyarság is csak az alacsonyabb sík- és dombvidékeket vette birtokba, így a termőhelyek nagyobb része még épségben megvolt, illetve ez idő tájt az erdők regenerálódó képessége is nagyobb volt, mint napjainkban (*Bartha, 2003*). Emellett a honfoglalás után előtérbe lépett sertésenyésztés is arra utal, hogy ebben a korban az Alföldön a természetes erdőssztyeppnek még kiterjedt tölgyesei voltak – annak ellenére, hogy a földművelés az erdőket már korlátozta – hiszen a sertések makkoltatását csak ezek teheték lehetővé (*Járainé, 2003*).

A magyar nép vándorlása és megtelepedése szorosan kötődik az erdő-sztyepp zónához. A Kárpát-medence dombságainak és síkságainak erdő-sztyepp növényzete, éghajlata és vízellátottsága alkalmas volt a korábbi pásztorkodó földművelő életforma folytatásához (*Konkolyné, 1998*). A Fekete-tenger füves pusztáihoz hasonlítva az itteni bővebb csapadék nagyobb fűhozamot adott, így feleslegessé vált a vándorló legeltetés, elég volt a kis távolságon belüli téli és nyári legelőváltás. Télen azonban a vastag hóréteg miatt az állatállományt szárított takarmányon kellett tartani. Mindez elősegítette a földművelés térhódítását, a magyarok letelepedését (*Dömsödi, 2006*). Bár a honfoglalás a teljes földrajzi egységre kiterjedt, kezdetben a magyarok is csak a sík-, halom- és dombvidéki tájakat vonták közvetlen hasznosítás alá (*Beluszky, 1999*), így elsősorban ezeken a területeken folytatódott a környezet átalakítása.

Az Alföldi területek többségét ligetes-mocsaras táj tette ki (*Ligetvári, 2006*). Egyes vélekedések szerint a folyók ártereinek kiterjedése a már honfoglalás kora előtt megvalósított fokrendszerrel valamelyest szabályozva volt (*Bak és Izsák, 1997*), de gyakoriak voltak a folyók mederáthelyeződései, s áradáskor hatalmas területek kerültek víz alá. Ez idő tájt a mai ország területének kb. egynegyede árvizes térszín volt (*Izsák, 2000*).

Az Árpád-korban a földművelés és a legelők térhódítása tovább csökkentette az Alföldi erdősegeket, és feltételezhető, hogy az első kultúrtájak, a téli szállások szántóföldjei az árterek és az ármentes térszínek határán alakultak ki. A két- és háromnyomásos gazdálkodás elterjedésével a 12-13. század fordulóján váltak a művelt földek állandó helyhez kötődő elemekké (*Frisnyák, 2001*). Az Árpád-kor végén a települések, szántók, kertek, szőlők az Alföld alig 5%-át foglalhatták el (*Lóczy, 2000*), azonban ebben a korban a szántóföldi gazdálkodás, valamint a kertek és szőlők létesítésének fő területe a Dunántúl volt. A 13-14. században vált tömegessé a hegyláb felszíneken a szőlő és a bor termelése is. A népesség növekedése, a külföldi telepések betelepülése

gyorsította a földművelés terjedését, s a 15. század végére a szántók aránya a Dunántúlon és a Délvidéken már a földterület 50%-át is elérte (*Ligetvári, 2006*). Ezzel párhuzamosan az egyházak, a nemesség és a fölnövekvő városok egyre több erdőterülettel gazdálkodhattak, de egyre hűtlenebbül is bántak vele, jó részüket rövid idő alatt kiirtották (*Bartha, 2003*).

A 14-17. században a központi medence rendszer területén keletkezett fahiányt a szomszédos domb- és hegyvidéki tájakról, illetve a Kárpátokból szállított fával pótolták (*Konkolyné, 1998*). A középkorban a fellendülő bányászat és kohászat következtében (a bányaácsolatok ugyanis rengetek fát igényeltek, a kohókat pedig a 18. század közepéig faszénnel fűtötték) az erdők még fokozottabb igénybevételnek lettek kitéve, így különösen a bányavidékeken (főleg a települések környezetében) megritkultak az erdők. *Szabó (2009)* a 15. századból származó közbecsük alapján (amelyek a birtokosok összes földjeinek és egyéb ingatlan vagyonának jogügyletekkor, pl. örökösödéskor keletkezett leírásai) a korabeli Magyarország erdősültségét már csak körülbelül 25%-ra teszi (a becsek átlagosan 34%-ot mutatnak, azonban a fátlanabb Alföldi területekről jóval kevesebb adat származik, ezért korrigálta ezt a számot a szerző lefelé). E módszernek szintén meg vannak a maga korlátai, hiszen a becsek segítségével mindössze az ország területének 1%-áról vannak információink, s ráadásul azok is egy-egy nemes vagyonát írták le, nem pedig földrajzi egységeket, falvakat. Ráadásul a 19. század végéről származó első országos statisztikai adatokhoz viszonyítva ez a 25% túlzóan kevésnek tűnik, hiszen mint az alábbiakban látni fogjuk, a következő századok történelmi folyamatai inkább az erdőterületek csökkenését, mintsem növekedését valószínűsítik. Ami biztos, hogy már 1565-ben az erdők óvása érdekében II. Miksa erdőrendtartást adott ki, amelyben szerepelt, hogy: 1. a kitermelt faanyag mennyiségét meg kell tervezni; 2. a vágásterületeket előre ki kell jelölni; 3. magfákat kell meghagyni; 4. valamint tilos a kecskék erdei legeltetése (*Bartha, 2003*). Ekkor tehát már érezhető fahiány jelentkezett a térségben, amelyek ellen intézkedéseket kellett fogatosítani.

A másfél évszázados török hódoltság az ország középső részén alaposan kihasználta az erdőket, s területük a hadsereg faigénye miatt rohamosan csökkent (*Bartha, 2003; Járainé, 2003; Ligetvári, 2006*). Az alföldi települések többsége elpusztult, az elnéptelenedett területeken felhagytak az ártéri gazdálkodással, és a szántóterületek megművelésével. A hordalékkúp síkságokon megindult a homokmozgás, a végvári övezetben a mesterséges elárasztások következtében egyre nagyobb területet hódított meg a lág, a mocsár és a nád (*Fejér, 2001; Frisnyák, 2001; Ligetvári, 2006*). Mindezek

eredményeként a táj elvadult, s erre az időszakra tesszük az Alföldön a történelmi puszták létrejöttét. Ezt a folyamatot az sem tudta ellensúlyozni, hogy az ország középső, elnéptelenedett részén a felhagyott szántók, legelők arra alkalmas részét visszafoglalhatta az erdő (Szabó, 2009). A természetes táj már nem éledt újra (Ligetvári, 2006).

A török megszállás után a 18. században megindult a gazdasági élet reorganizációja, spontán népességáramlás indult meg a lakatlan területek felé, majd a különböző nemzetiségek szervezett betelepítése is megkezdődött (Frisnyák, 2001). Ennek köszönhetően a század végére Magyarország lakossága a század eleji 4 millióról 9,5 millióra ugrott (R. Várkonyi, 1997), és főleg az Alföldre betelepült nemzetiségeknek köszönhetően fellendült a gabonatermelés (Andrásfalvy, 2009). Az egyre növekvő lakosság épület- és tűzifaigénye, az újabb bányák nyitása, az üveghuták fával való ellátása, a hamuzsírfőzés, a faszénégetés és a fellendülő kézművesipar a még megmaradt erdőterületek további csökkenését idézte elő (R. Várkonyi, 1997; Frisnyák, 2001; Bartha, 2003; Járainé, 2003). Ezt a negatív folyamatot Mária Terézia 1770-ben kiadott erdőrendtartása sem tudta megállítani, hiszen annak csak a kincstári, szabad királyi városok erdeiben tudtak érvényt szerezni (Bartha, 2003). A II. József korából származó 1. katonai felmérés (1782-1785) alapján történt becslések szerint az ország erdősültsége ebben az időben már csak kb. 30% lehetett (Bartha, 2003; Szabó, 2009). Sajnos ezek az adatok is csak szubjektív vizuális becslésekre, kisebb területek alapján történő általánosításokra támaszkodhatnak, hiszen e katonai felmérés szelvényeinek országos feldolgozása (térinformatikai szoftverrel történő vektorizálása, kategorizálása, illetve az egyes poligonok területeinek kiszámítása) még nem történt meg. Így igazán pontos számadataink még ebből a korból sem lehetnek.

A 18. században az Alföld peremhegységeiben történt erdőirtás miatt a folyók az addigiaknál gyorsabban zúdultak le az Alföldre (Járainé, 2003), s a növekvő árvízszint miatt több mint 800 falu és mezőváros került veszélyhelyzetbe (Frisnyák, 2001). Emellett a bécsi udvar a piacra termelt nagymennyiségű gabonák elszállítását is a folyók szabályozásával, vízi úttá alakításával szerette volna megoldani, ezért a kanyarulatokat átvágatta, csatornákat ásatott és a hajóvontató állatoknak töltést emeltetett (Fejér, 2001; Andrásfalvy, 2009). Bár e vízszabályozási munkálatok egy része már a 18. században elkezdődött (Bak és Izsák, 1997), a várt eredményeket csak a 19. század közepétől kezdve érték el.

A 19. század második felétől kezdődően a folyamszabályozásokkal, mocsárlecsapolásokkal hatalmas termőterületeket nyertek, s a rétek, legelőterületek helyett a

szántó föld vált meghatározóvá az alföldi gazdálkodásban (Frisnyák, 2001). A szántók országos területaránya a 19. század végén 3 évtized alatt 34,7%-ról 43% fölé emelkedett, míg a rét aránya 13,3%-ról 10% alá, a legelő pedig 14,8%-ról 12% alá csökkent (Dömsödi, 2006). Ezzel párhuzamosan – a jobbágyfelszabadítás következményeként – 1848 és 1878 között történt hazánkban a legnagyobb mérvű erdőterület-csökkenés: 1,3 millió hektár erdőt irtottak ki, s alakították át legelővé. A további erdőirtást fékezendő 1879-ben léptették életbe az első erdőtörvényünket, amelyet csak az ún. korlátolt forgalmú erdőkre sikerült kiterjeszteni, a több mint egyharmados részarányt kitevő magán-erdőkre továbbra sem (Bartha, 2003). Így a gazdasági fellendülés, megélénkülő faexport, valamint a dinamikusan növekvő népesség miatt az erdőterületek csökkenése nem torpant meg, s a 19. század végére az erdősültség aránya országosan 26%-ra csökkent (Dömsödi, 2006).

3.2. táblázat: A művelési ágak alakulása a történelmi Magyarországon 1873-1913 között (Dömsödi, 2006 nyomán)

	1873 %	1883 %	1895 %	1913 %
Szántó	34,7	41,0	42,8	45,5
Kert	-	1,2	1,3	1,3
Rét	13,3	10,6	10,2	9,2
Legelő	14,8	13,1	13,0	11,8
Szőlő	1,2	1,3	1,0	1,1
Erdő	28,2	26,9	26,6	25,8
Nádas	0,5	0,3	0,3	0,2
Termőterület	92,7	94,4	95,2	94,9
Terméketlen	7,3	5,6	4,8	5,1
Összterület	100	100	100	100

Az első részletes statisztikai adatok a 19. század második felétől állnak rendelkezésre, amelyek országos összegzését a történelmi Magyarország területére vonatkozóan a 3.2. táblázat tartalmazza.

A 20. század első, viszonylag nyugodt évtizede után, a Magyarországot súlyosan érintő történelmi változások (1. világháború, Trianon) következményeként az ország gazdaságát új alapra kellett helyezni, amely a felszínborítás későbbi alakulásában is éreztette hatását. E 20. századi változások csak később, az 5.1. fejezetben kerülnek majd bemutatásra.

4. Adatok és módszerek

A 2.3. fejezetben bemutatott nemzetközi kutatási eredményekből látható, hogy a felszínborítás figyelembevétele ma már alapvető követelmény a meteorológiai, éghajlati modellezés során, s így a felszínborítási térképek a napjainkban használt modellek nélkülözhetetlen részeivé váltak. Ezeken a fontosabb kategóriák egymástól elkülönülnek, és azok viselkedése a modellfolyamatokban az adott felszínborításra jellemző. Az ilyen modellek segítségével már lehetőség nyílik a feltételezett, vagy valós felszínborítás-változás meteorológiai hatásainak vizsgálatára is.

Mint ahogyan az az előző fejezetben ismertetett kutatási eredményekből is kiderült, Magyarországon is jelentős felszínborítás-változások történtek a múltban. E változások meteorológiai hatásainak mértéke azonban pontosan még nem ismert.

E kérdés megválaszolásához úgy lehet közelebb jutni, ha megbízható források révén rekonstruálni tudjuk a múlt felszínborítási térképét, és azt további vizsgálatok céljából egy Magyarországra jó eredményeket adó, a felszín-légkör kölcsönhatást kellő részletességgel figyelembe vevő, 4 dimenziós meteorológiai modellbe adaptáljuk. Amennyiben e modellünkben a rendelkezésre álló adatok alapján a jelenre vonatkozó felszínborítási térképet is pontosítjuk, akkor e modell segítségével a kimutatható felszínborítás-változás hatása is vizsgálható lesz.

Éppen ezért meg kellett találni azt a legkorábbi időpontot, ameddig még megbízható térképek segítségével országos léptékben, modern térinformatikai eszközökkel képesek vagyunk visszanyúlni. Az előző fejezetben feldolgozott irodalmak alapján egyértelmű, hogy a régmúlt antropogén felszínborítás-változásairól csak közvetett információink vannak, megbízható térképek csak a 18. század végéről, statisztikai adatok pedig csak a 19. század közepétől állnak rendelkezésre. Mivel a megfelelő feldolgozottsági szintű (tehát a munkánkhoz felhasználható) országos térképek csak a századforduló körüli időszakig nyúlnak vissza, így kutatásunk során meg kellett elégednünk a 20. századi felszínborítás-változások, és ezek meteorológiai hatásainak vizsgálatával.

Ez utóbbi megvalósításához mindenképpen finomfelbontású, nem-hidrosztatikus modellre volt szükségünk. E két kitélt leginkább az indokolta, hogy a felszínborítás-változások hatását a hőmérséklet, illetve harmatpont mellett a csapadéokra is meg kívántuk vizsgálni. A csapadékképződés modellezése során pedig különösen fontos a

konvektív jellegű folyamatok pontos leírása, amely csak kellően finom felbontás esetén, a vertikális gyorsulás mozgásegyenleteken keresztül történő figyelembevétele révén lehetséges.

E követelménynek – kutatásunk kezdetekor (2006-ban), a Magyarországon használt meteorológiai modellek közül – egyedül az Országos Meteorológiai Szolgálatnál használt MM5 numerikus modell felelt meg, így a felszínborítás-változások meteorológiai hatásainak számszerűsítésére ezt a modellt alkalmaztuk (az elmúlt 2 évben további két nem-hidrosztatikus modell – WRF, ill. AROME – futtatása is megkezdődött az OMSZ-nál).

4. 1. Az MM5 mezoléptékű modell

4.1.1. Az MM5 általános leírása

Az MM5 korlátos tartományú, nem-hidrosztatikus modell, amelyet az Amerikai Egyesült Államokban az NCAR (National Center for Atmospheric Research – Nemzeti Légkörkutató Központ) illetve a Pennsylvanai Egyetem Meteorológiai tanszékének kutatói fejlesztettek ki a mezoskálájú atmoszférikus folyamatok előrejelzésére (MM5 – fifth-generation Mesoscale Model – 5. generációs mezoskálájú modell). A modell alapját, az 1970-es évek elején, főleg kutatási célokra alkották meg, és először *Anthes és Warner* (1978) dokumentálta. Az ezt követő időszakban a modell számos fejlesztésen esett át, sokféle fizikai parametrizációval bővült (*Grell et al.* 1994). Sokoldalúságának, illetve az ingyenes hozzáférésnek köszönhetően (a modell az NCAR hivatalos honlapjáról tölthető le; www.mmm.ucar.edu/mm5), széles körben terjedt el. Még ma is világszerte használják kutatásokra, érzékenységi vizsgálatokra, Olaszországban, Izraelben, Japánban operatív előrejelzésekre. Hazánkban az Országos Meteorológiai Szolgálatnál 2002-ben adaptálták az MM5-t az ultrarövid távú előrejelzés támogatására. Az elmúlt években a számítási kapacitás növekedésének köszönhetően a 6×6 km-es felbontásról operatív üzemben is áttértek a 2,5×2,5 km-es felbontásra. A mozgásegyenletekben megjelenik a vertikális gyorsulás is a nem-hidrosztatikus hatások figyelembevételére, ezáltal az MM5 alkalmassá vált a konvektív jellegű folyamatok szimulálására is.

A modell legfontosabb alapegyenletei – földfelszín követő, normalizált nyomáskoordinátákat használó, ún. szigma rendszerben (lásd: 4.2 ábra) – 5 prognosztikai (u, v, w, p', T és a q keverési arány a prognosztikus változók), valamint 3 diagnosztikai

egyenletből ($\dot{\sigma}$ -t definiáló egyenlet, az állapotegyenlet, ill. a kontinuitási egyenlet) állnak össze (Grell *et al.*, 1994).

Mozgásegyenletek:

$$\frac{\partial(p^* u)}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial(p^* uu/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* vu/m)}{\partial y} \right] - \frac{\partial(p^* u \dot{\sigma})}{\partial \sigma} + uDIV - \quad (6)$$

$$- \frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + p^* fv - p^* ew \cos \theta + D_u$$

$$\frac{\partial(p^* v)}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial(p^* uv/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* vv/m)}{\partial y} \right] - \frac{\partial(p^* v \dot{\sigma})}{\partial \sigma} + vDIV - \quad (7)$$

$$- \frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + p^* fu - p^* ew \sin \theta + D_v$$

$$\frac{\partial(p^* w)}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial(p^* uw/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* vw/m)}{\partial y} \right] - \frac{\partial(p^* w \dot{\sigma})}{\partial \sigma} + wDIV + \quad (8)$$

$$+ p^* g \frac{\rho_0}{\rho} \left[\frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{T'_v}{T} - \frac{T_0 p'}{T p_0} \right] - p^* g(q_c + q_r) + p^* e(u \cos \theta - v \sin \theta) + D_w$$

A *DIV* jelöléssel ellátott tag nem más, mint a sebesség divergenciája fluxus alakban:

$$DIV = m^2 \left[\frac{\partial(p^* u/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v/m)}{\partial y} \right] + \frac{\partial(p^* \dot{\sigma})}{\partial \sigma}. \quad (9)$$

A p^* az alsó és felső vertikális szint nyomáskülönbsége ($p^*(x,y) = p_s(x,y) - p_t$), a vesszős tagok az adott állapototározó perturbációját jelölik. A 0 indexszel ellátott változók jelentik az átlagos mennyiségeket, az m változó a térképezés során bekövetkező torzítás mérőszáma, f illetve e Coriolis-paraméterek, értékük rendre $2\Omega \sin \phi$ illetve

$2\Omega \cos \phi$, ahol Ω a földforgás sebessége, ϕ pedig a földrajzi szélesség, θ a valódi észak illetve a rácshálózat északi iránya közötti eltérést jelöli. A vertikális mozgásegyenletben a q_c illetve q_r változók a felhővíz- és esővíztartalom, amire újabb prognosztikus összefüggések írhatóak fel; T_v a virtuális hőmérséklet, g a gravitációs gyorsulás.

A fenti egyenletek jobb oldalának 1. illetve 2. tagja rendre a sebességek advekciónak illetve konvekciónak írják le, azzal a különbséggel, hogy ez a fajta felírás mód már impliciten tartalmazza a *kontinuitási egyenletet*:

$$m^2 \left[\frac{\partial(u/m^2)}{\partial x} + \frac{\partial(v/m^2)}{\partial y} \right] + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = -\frac{1}{p^*} \frac{dp^*}{dt}. \quad (10)$$

Tehát magát a kontinuitási egyenletet expliciten nem oldjuk meg, hanem impliciten belevisszük a többi prognosztikai egyenletbe. Mivel a p^* csak (x,y) koordinátáktól függ, ezért a (10) összefüggés diagnosztikai egyenletté egyszerűsödik.

A nyomás-perturbáció tendenciáját leíró egyenlet:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^* p')}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial(p^* u p' / m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v p' / m)}{\partial y} \right] - \frac{\partial(p^* p' \dot{\sigma})}{\partial \sigma} + p' DIV - \\ & -m^2 p^* \mathcal{P} \left[\frac{\partial(u/m)}{\partial x} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial(v/m)}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] + \\ & + \rho g \mathcal{P} \frac{\partial w}{\partial \sigma} + p^* \rho_0 g w \end{aligned} \quad (11)$$

A termodinamikai egyenlet:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^* T)}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial(p^* u T / m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v T / m)}{\partial y} \right] - \frac{\partial(p^* T \dot{\sigma})}{\partial \sigma} + T DIV + \\ & + \frac{1}{\rho c_p} \left[p^* \frac{dp'}{dt} - \rho_0 g p^* w - D_p \right] + p^* \frac{\dot{Q}}{c_p} + D_T \end{aligned} \quad (12)$$

A $\dot{\sigma}$ mennyiség a következő formában írható fel:

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad (13)$$

4.1.2. Az MM5 modell működésének rövid áttekintése – főbb szegmensek

A TERRAIN program

Ez a szegmens a modell rácsait (a fő terület illetve a nest-ek rácsait) készíti el, majd interpolálja az így kapott hálózatra a szabályos szélesség-hosszúság rácsadatait, azaz a domborzat magasságát, a felszín típusát, a víz-szárazföld területek elkülönítését (land-water mask). Amennyiben talajmodellt is alkalmazunk, itt kerülnek feldolgozásra a talaj fizikai paraméterei is, amelyek klimatológiai adatbázisból állnak rendelkezésre. Itt tudjuk beállítani az előrejelzési területet, valamint a használni kívánt térképvetületet (Mercator, Lambert, illetve polársztereografikus projekció).

A REGRID program

Ez a szegmens interpolálja a rendelkezésünkre álló meteorológiai adatokat (az előre jelzett mezőt) a TERRAIN által elkészített rácsra. A REGRID program a kétdimenziós interpolációt a felszínen, valamint a nyomási szinteken végzi el. Az ehhez szükséges oldalsó határfeltételeket kísérletünk során (a jelenlegi operatív gyakorlatnak megfelelően) egy nagy térségű modellből az ECMWF-ből vettük. A kimeneti fájl így a modell rácspontjaiban számolt first guess mezőt fogja tartalmazni.

A LITTLE_R program

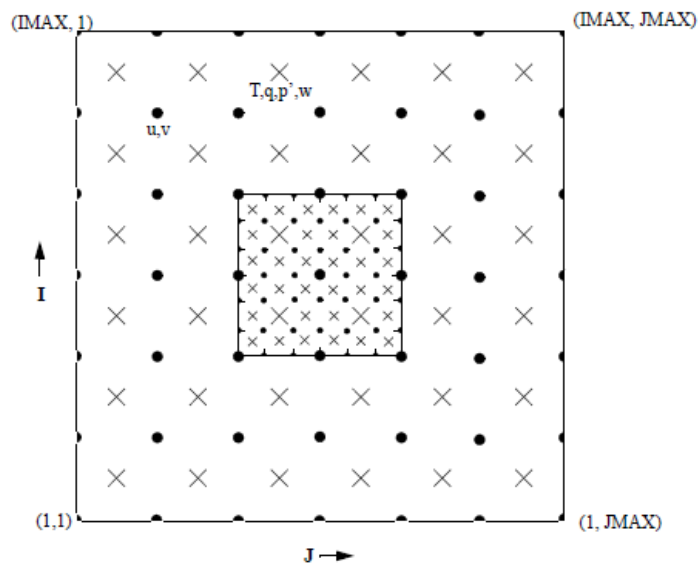
A LITTLE_R szegmensben történik az objektív analízis, amely során a REGRID által előállított first guess adatokat és a rendelkezésre álló SYNOP, TEMP, műholdas illetve repülőgépes méréseket összefésüli, szabályos rácsra interpolálja. Az MM5 esetében ez kétféle módon történhet meg: a multikvadratikus módszerrel, valamint a Cressmann-séma segítségével. Az előbbi eljárás a megfigyelések korreláció mátrixa és a megfigyelésnek a rácsponttól való távolsága alapján adja meg, hogy az adott rácspontra az egyes mérések milyen mértékű hatással vannak. Az utóbbi esetén a megfigyelésekhez kör, ellipszis, vagy banán alakú hatásterület tartozik. Az OMSZ-nál a multikvadratikus módszert alkalmazzák az analízis elkészítésére, így a futtatásokkor mi is ezt használtuk.

Az INTERPF program

Az előző két program által használt nyomási koordináta rendszerről az MM5 által preferált szigma szintekre az INTERPF szegmens tér át, és ez a program végzi el a kezdeti, valamint az oldalsó és alsó határfeltételek előállítását is a modell számára (a peremfeltételeket az ECMWF globális modelljéből nyertük). Továbbá diagnosztikai számításokra is sor kerül, pl. az adott légoszlopra vonatkozó átlagos integrált divergencia eltávolítására.

Az MM5

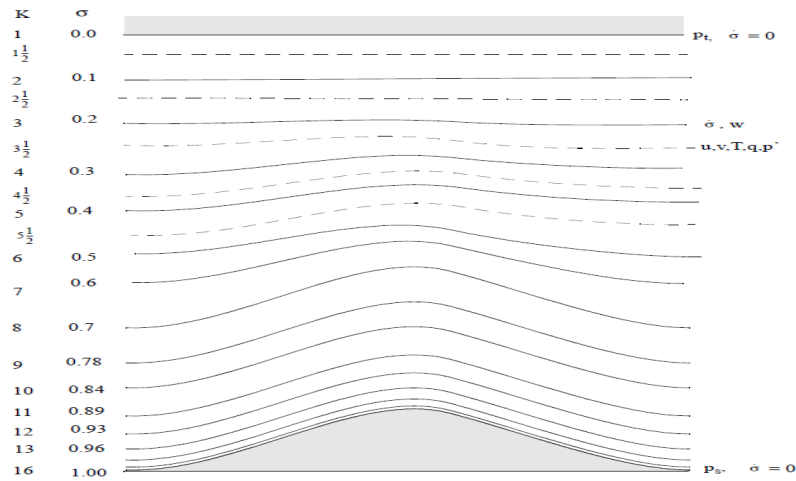
Ez a szegmens a modell fő szegmense, itt történik a prognosztikai egyenletek, valamint a különféle fizikai almodellek numerikus megoldása. A deriváltak közelítése véges különbséges módszerrel történik. A térbeli deriváltakat az ún. Arakawa-Lamb B lépcsősen eltoló rácshálózaton („staggered grid”) számítja ki, ahol a sebességkomponensek a négyzet sarkaiban („dot points”), a skalármennyiségek (T, q stb.) a hálózat rácspontjai által meghatározott négyzet középpontjában („cross point”), definiáltak (4.1. ábra).



4.1. ábra. A modell horizontális rácshálózatának struktúrája Arakawa – Lamb nyomán; A belső négyzet a nagyobb felbontású nest-et jelöli

A vertikális diszkretizációt tekintve fő illetve fél szigma szinteket különböztetünk meg (4.2. ábra). A fő szinteken (ide tartoznak a határfelületek, azaz a $\sigma = 0$ illetve $\sigma = 1$ koordinátafelületek is) a $\dot{\sigma}$ mennyiségeket számoljuk, valamint a vertikális gyorsulást.

A fél szinteken a horizontális sebességeket, a különféle skalármennyiségeket és a nyomás perturbációt értelmezzük. A hazai MM5 24 vertikális szinttel dolgozik.



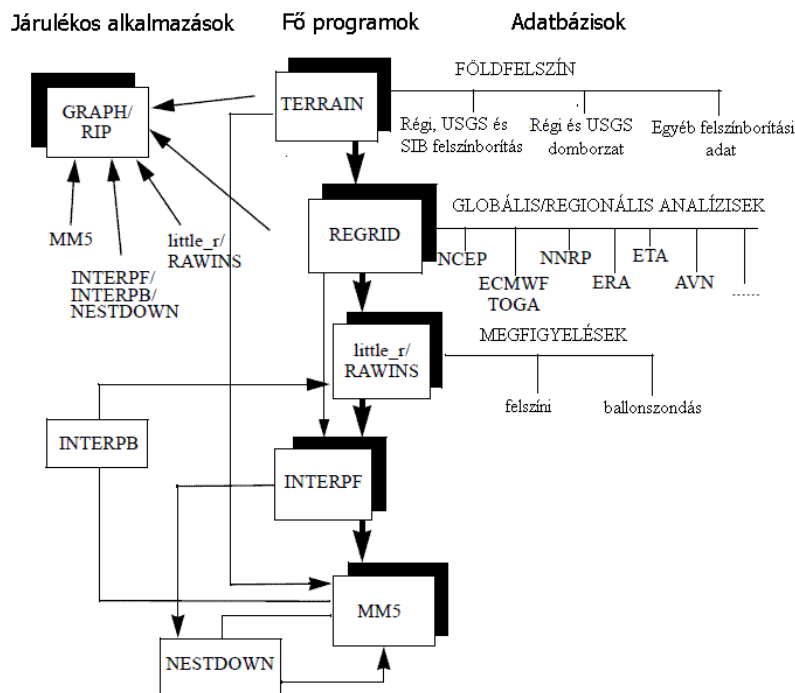
4.2. ábra. A vertikális staggering sematikus ábrája. A folytonos vonalak az egész, a szaggatott vonalak a fél szigma szinteket jelölik

Az időbeli diszkretizáláshoz másodrendű leap-frog sémát használunk az egyenletek jobb oldalán álló tagok többségére (advekción, Coriolis-erő, felhajtóerő, stb.). Ekkor az n -edik időlépcsőbeli értéket az $n-1$ -edik és az $n+1$ -edik időlépcső segítségével határozzuk meg. Az egyenletek bal oldali tagjaira azonban fele olyan hosszú időlépcsővel rendelkező forward sémát alkalmazunk a CFL-kritérium érvényessége miatt, továbbá implicit sémát a vertikális hanghullámokra.

Az INTERPB program

Ez a szegmens az MM5 által kiszámolt szigma rendszerbeli, előre jelzett mezőt visszatranszformálja nyomási rendszerbe. Az így kapott kimenő adatok bemenő adatai lehetnek a LITTLE_R szegmensnek egy új analízis elvégzéséhez, vagy az INTERPF-nek egy újabb futás előkészítéséhez.

Az MM5 egyes szegmenseinek működési rendjét, a felhasznált adatokat illetve a segédprogramokat a 4.3. ábra szemlélteti.



4.3. ábra. Az MM5 szegmensek működésének folyamatábrája

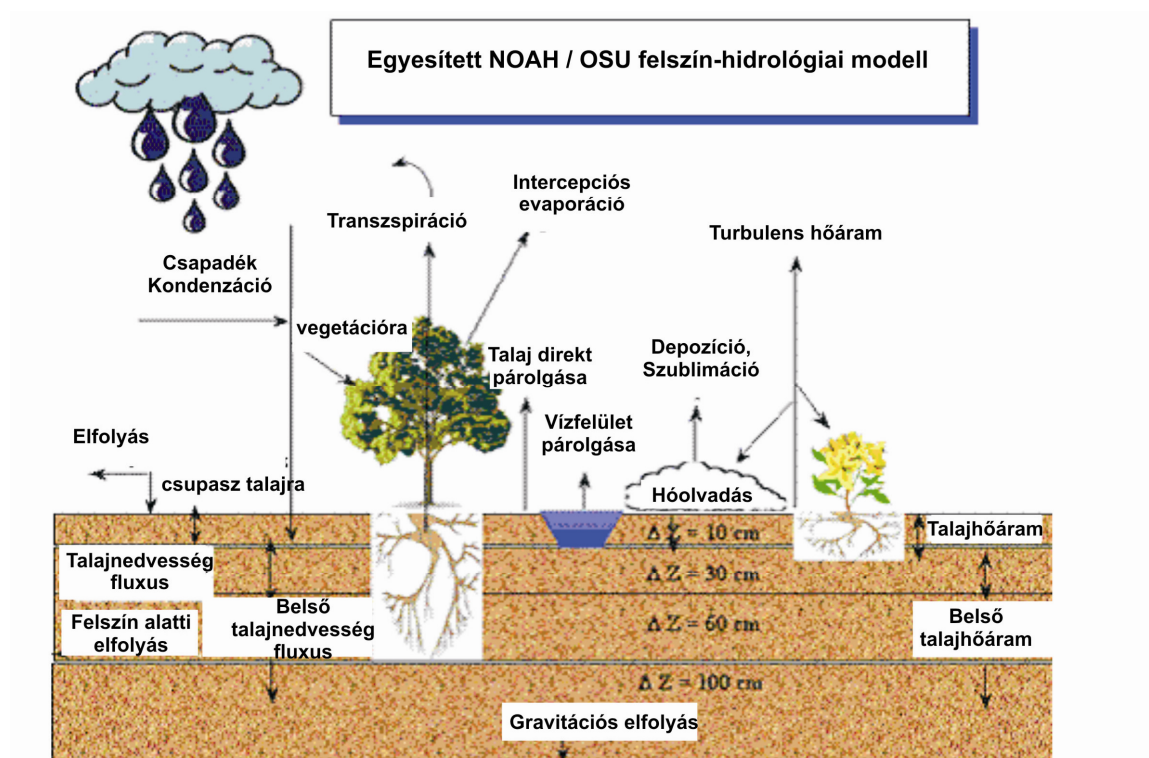
4.1.3. Az MM5 futtatásai során használt felszínfizikai parametrizációs eljárás

Az MM5 esetén a felszíni folyamatok leírására is több parametrizációs eljárás („almodell”) közül lehet választani. A mezoskálájú modellezés során alapvető követelmény, hogy a felszín-légkör kölcsönhatást leíró „almodell” képes legyen a talaj, illetve a vegetáció meteorológiai folyamatokban betöltött szerepét a lehető legpontosabban leírni, ugyanakkor a modell mégse legyen túl bonyolult, s csak aránylag kisszámú, viszonylag könnyen meghatározható paraméterekkel kelljen számolnia. Éppen ezért a különböző felszínborítási-, illetve talajkategóriák, valamint az azokat egymástól megkülönböztető paraméterek számát reális keretek között kell megválasztani, hogy a modell összetettsége ne menjen a számítási kapacitás, és így a használhatóság rovására.

Ebből a megfontolásból kiindulva esett a 2000-es évek elején az MM5 fejlesztőinek választása az Oregon State University kutatóinak vezetésével kifejlesztett felszínhidrológiai modelljére (NOAH LSM) (Chen and Dudhia, 2001). E modell eredetileg Mahrt and Ek (1984) módosított Penman, napimenet-függő potenciális párolgás számítási eljárásának, valamint Mahrt and Pan (1984) többrétegű talajmodelljének, illetve Pan and Mahrt (1987) egyszerű lombkorona modelljének összekapcsolása révén jött létre. Ezt később Chen et al. (1996) Noilhan and Planton (1989), valamint Jacquemin

and Noilhan (1990) közepesen komplex, lombkorona-ellenállás modelljével egészítette ki, s számos egyéb finomítás után jutottunk el tulajdonképpen a mai állapotig (Chen and Dudhia, 2001).

Mint ahogy a 4.4. ábrán is látszik, a modell általunk használt-változata, egy lombkoronaszinttel rendelkezik, a prognosztikus változói pedig a következők: talajhőmérséklet és talajnedvesség a különböző talajszinteken, a növényfelszínen tárolt vízmennyiség (intercepció), valamint a talajon felhalmozódott hó mennyisége. Azért, hogy akár a talajnedvesség napi, heti, illetve szezonális menete is nyomon követhető legyen, valamint hogy kiküszöbölhetőek legyenek a diskretizációból eredeztethető hibák, 4 különböző talajszint van a modellben: 10 cm, 30 cm, 60 cm, és 100 cm mélységben. Emellett az alsó talajszint alatt van még egy réteg, amely egyfajta tározóként funkcionál, s amelybe megtörténhet a gravitációs elfolyás (a mélybeszivárgás). A növényzet gyökérzete – vegetáció típusától függően – a felső 4 talajrétegbe érhet le. A felszínhőmérséklet Mahrt and Ek (1984) linearizált felszíni energiaegyenlege alapján adódik, amely a talaj mellett a vegetáció hatását is figyelembe veszi. A modell hidrológiai folyamatainak pontos leírása megtalálható Chen and Dudhia (2001) munkájában, jelen dolgozatban csak a párolgásra vonatkozó részt tárgyaljuk részletesen.



4.4. ábra. A NOAH LSM felszín-hidrológiai modell folyamatainak sematikus ábrája

A teljes evapotranszspiráció (E) értéke a modellben 3 tag összegeként adódik: külön számolja a legfelső talajszint direkt evaporációját (E_{dir}), a növényzet intercepciós párolgását (E_c), valamint transzspirációját (E_t). Így a teljes evapotranszspiráció az alábbi képlet segítségével írható le:

$$E = E_{dir} + E_c + E_t \quad (15)$$

A talaj direkt evaporációjának számításához *Betts et al.* (1997) érzékenységi vizsgálatainak eredményeire alapozva a modell *Mahfouf and Noilhan*, (1991) megközelítését használja:

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f) \beta E_p, \quad \text{ahol } \beta = \frac{\Theta_1 - \Theta_w}{\Theta_{ref} - \Theta_w}. \quad (16)$$

A fenti egyenletben E_p a potenciális evaporációt jelöli, amelyet Penman megközelítése alapján az energiaegyenlegből kiindulva, illetve a légkör stabilitásától függő paraméter segítségével határozható meg (*Mahrt and Ek*, 1984). Θ_1 a legfelső talajréteg térfogatarányos talajnedvesség-tartamát jelöli (*Chen and Dudhia*, 2001), Θ_{ref} és Θ_w pedig a szántóföldi vízkapacitás, illetve a hervadáspont. A zöld növényfelület aránya (σ_f) döntő szerepet játszik annak meghatározásában, hogy a teljes evapotranszspirációban mekkora szerepet kap a 3 különböző párolgás-komponens.

A nedves növényzet intercepciós párolgása az alábbi képlettel szerint adódik:

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S} \right)^n, \quad (17)$$

ahol W_c a növényzet által felfogott intercepciós vízmennyiség, S pedig a növény leveleinek, ágainak maximális víztároló-képessége (a modellben ez az érték univerzálisan 0,5 mm-re van állítva, a valóságban az erdőé ennél lényegesen magasabb lehet), míg $n=0,5$. A fenti képlet hasonló *Noilhan and Planton* (1989) és *Jacquemin and Noilhan* (1990) formulájához.

Az intercepciós vízmennyiség időbeli változását a következő egyenlet írja le:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c, \quad (18)$$

ahol P a csapadékot jelöli. Ha W_c értéke meghaladja S értékét, akkor a maradék rész (D) eléri a talajfelszínt. A felszínt borító növényzet transzspirációja pedig az alábbi képlettel írható le:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \right], \quad (19)$$

amelyben B_c a növényzet ellenállásától függő tényező. Ez a következőképpen határozható meg:

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R C_h + \frac{\Delta}{R_r}}. \quad (20)$$

Fenti képletben C_h a hő és a nedvesség felszíni kicserélődési együtthatója, Δ a specifikus nedvesség telítési görbéjének meredekségétől függ, míg R_r a levegő felszíni hőmérsékletének, légnyomásának, valamint C_h -nak a függvénye. C_h , R_r és Δ részletesebb leírása megtalálható *Ek and Mahrt* (1991) munkájában. A növényzet ellenállása (R) *Jacquemin and Noilhan* (1990) megközelítése alapján az alábbiak szerint számítható:

$$R = \frac{R_{c \min}}{LAI F_1 F_2 F_3 F_4}, \quad (21)$$

$$F_1 = \frac{R_{c \min} / R_{c \max} + f}{1 + f}, \text{ ahol } f = 0,55 \frac{R_g}{R_{gl}} \frac{2}{LAI}, \quad (22)$$

$$F_2 = \frac{1}{1 + h_s [q_s(T_a) - q_a]}, \quad (23)$$

$$F_3 = 1 - 0,0016(T_{ref} - T_a)^2 \text{ és} \quad (24)$$

$$F_4 = \sum_{i=1}^3 \frac{(\Theta_i - \Theta_w) d_{z_i}}{(\Theta_{ref} - \Theta_w)(d_{z_1} - d_{z_2})}, \quad (25)$$

ahol F_1 , F_2 , F_3 , F_4 függvények értéke 0 és 1 között változik, s amelyek sorrendben a napsugárzás, telítési hiány, léghőmérséklet, valamint a talajnedvesség hatását hivatottak kifejezni. A $q_s(T_a)$ jelölés a telítési keverési arányt jelenti T_a hőmérsékleten. Az $R_{c \max}$ a levelek kutikuláris ellenállása, melynek értéke *Dickinson et al.* (1993) nyomán a mo-

dellben 5000 sm^{-1} -re van állítva. R_g a globálsugárzás, míg T_{ref} értéke *Noilhan and Planton* (1989) alapján 298 K. A fenti képletekben d_{z_i} az i -edik talajréteg vastagságát jelenti, a talajnedvesség-stresszfüggvény (F_4) pedig csak a gyökérszínével számol, amely az alapbeállítás szerint a 3. talajréteget ér le.

A különböző felszínborítások eltérő felszínfizikai tulajdonságait a modell „felszínborítás-függő paraméterek” segítségével képes figyelembe venni. Ilyen paraméterek pl. a fenti képletekben szereplő R_{cmin} (minimális sztómaellenállás), a LAI (levélfelületi index), valamint az F_1 , illetve F_2 függvényekben megjelenő R_{gl} és h_s paraméterek, de ezek közé tartozik az albedó, az érdesség (z_0), illetve a gyökérmélység (N_{root}) is. E paraméterek számításaink során használt értékeit – felszínborítási típusonként – a *1. számú melléklet* táblázata tartalmazza.

A paraméterek közül a zöld növényfelület aránya (σ_f) felszínborítási kategóriától függetlenül, műholdképek alapján lett meghatározva aszerint, hogy a fotoszintetikusan aktív zöld növényfelszín egy adott területen mennyit nyel el a déli globálsugárzásból. Ez az adatbázis az év minden hónapjára külön, 5 év AVHRR adataiból lett származtatva $0,15^\circ$ -os felbontásban (*Gutman and Ignatov*, 1998). *Jacquemin and Noilhan* (1990), valamint *Betts et al.* (1997) érzékenységi vizsgálatai alapján a modellben ez egy fontos paraméter, amely jelentős szerepet játszik az evapotranszspiráció meghatározásában.

Másik nagyon fontos paraméter a felszín albedója, amely a különböző felszínborítási típusok sugárzás visszaverő képességét fejezi ki a rövidhullámú tartományban. Ennek definícióját a *2.2.1. fejezetben* már részletesebben ismertettük. További fontos paraméter a különböző felszínek érdessége (z_0), amelynek a turbulens folyamatok leírásában van fontos szerepe, míg a gyökérmélység (N_{root}) a növényzet transzspirációjának értékét befolyásolja (aszerint, hogy az adott felszínborítási típus hány talajréteg nedvességét érheti el). Mint ahogy a (20)-(21)-(22)-es képletekből is kiderül, ugyanúgy a transzspirációban van fontos szerepe a minimális sztómaellenállásnak is (R_{cmin}). Mindezek mellett a felszín által kibocsátott hosszuhullámú sugárzás mértékének meghatározásában játszik fontos szerepet az emisszivitás is. Ennek értéke is felszínborítási kategóriánként különböző.

Az előző bekezdésben említett paraméterek értékei számos forrás alapján kerültek meghatározásra (*Dorman and Sellers*, 1989; *Dávid*, 1990; *Dickinson et al.*, 1993;

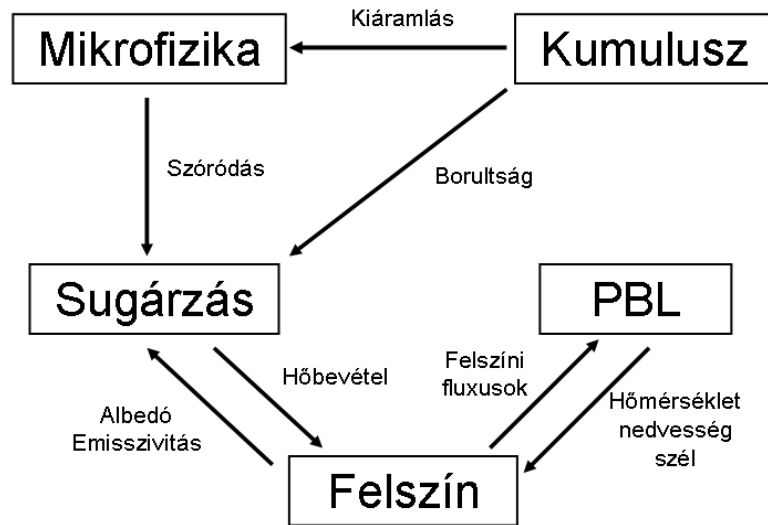
Mahfouf et al., 1995; *Hagemann*, 2002). E paraméterek mindegyikére igaz, hogy értékük felszínborítási típusonként különbözik, azonban futtatásaink során – a vegetációs periódus ideje alatt – ezek az értékek nem változnak. Ahhoz, hogy a valóságot még jobban megközelíthessük, a jövőben fontos lenne a legfontosabb paraméterek éven belüli menetét is felszínborítási kategóriánként meghatározni. Ezáltal a felszínborítás-változás meteorológiai hatásának éven belüli sajátosságai is kimutathatóak lennének, és a meteorológiai előrejelzések minősége is tovább javulhatna.

4.1.4. Az MM5 beállításai a futtatások során

Az MM5 a csapadék-fizika, a planetáris határréteg (PBL), a felszíni folyamatok, valamint a sugárzási folyamatok leírása esetén számos parametrizációs eljárást kínál. Az egyes fizikai „almodellek” közötti kapcsolatokat szemlélteti a 4.5. ábra. Mivel az előrejelzések minősége függ a futtatások során alkalmazott parametrizációs eljárások megválasztásától is, ezért a kísérleteinkben az MM5 magyarországi adaptálása során az OMSZ szakemberei által, verifikációs eljárások révén meghatározott, a hazai viszonyok között legpontosabb eredményeket szolgáltató modellbeállításokat alkalmaztuk. Ezeket az alábbiakban röviden ismertetjük.

Vizsgálataink során az MM5-t 2,5×2,5 km-es felbontásban futtattuk, ezért a csapadék-fizika esetén kumulusz parametrizációs eljárást nem használtunk, hiszen ilyen finom felbontás esetén a modell a mozgásegyenletek vertikális gyorsulásán keresztül már képes a nem-hidrosztatikus folyamatok pontos leírására is.

A futtatások során *Mlawer and Brown*, (1997) gyors hosszúhullámú sugárzási sémáját alkalmaztuk, míg a mikrofizikai folyamatokat *Reisner et al.* (1998) 5 kategóriájú, kevert-fázisú sémája írta le, amely képes figyelembe venni a graupel (jégkristály, dara) képződését is. A planetáris határrétegben lejátszódó folyamatokat az ETA sémával (*Janjic*, 1994) közelítettük, amely igen nagy részletességgel számol turbulens kinetikus energiát, valamint helyi keveredést. A felszíni folyamatok leírására a NOAA LSM felszín-hidrológiai modellt választottuk. Ez utóbbit az előző fejezetben már részletesebben is ismertettük.



4.5. ábra. Az egyes parametrizációk közötti kölcsönhatások vázlatos áttekintése

Az operatív gyakorlatnak megfelelően az MM5 futtatásához szükséges kezdeti feltételeket az ECMWF előrejelző modell operatív analíziséből kaptuk, míg a peremfeltételeket ugyanennek a modellnek az előrejelzéséből 3 óránként, amelyek alapján a köztes időpontokra lineárisan interpoláltunk.

4.2. A futtatási időpontok kiválasztása, a rétegzett mintavétel

Kutatásunk egyik legfontosabb célkitűzése az volt, hogy a hazai felszínborítás-változás direkt meteorológiai hatásait minél pontosabban számszerűsíteni tudjuk. Ehhez az MM5 az előző fejezetben ismertetett beállításokkal megfelelő, ugyanakkor jelentős számítási kapacitást igényel. A modell ezekkel a beállításokkal elsősorban rövidtávú előrejelzés készítésére való, ezért kísérleteink során 48 órás futtatások mellett döntöttünk. Mivel a rendelkezésre álló számítási, illetve adattárolási kapacitás még az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) szuperszámítógépén sem tette lehetővé, hogy tetszőleges számú „előrejelzést” készítsünk, ezért *rétegzett mintavételi eljárást* alkalmaztunk. E módszer lényege, hogy az alapsokaságot (esetünkben időjárási helyzeteket) valamilyen – a vizsgált dolog esetén releváns – szempont szerint több csoportra bontjuk. Ezek a csoportok alkotják az egyes „rétegeket”, amelyeknek külön-külön ismerjük a relatív gyakoriságát. Ezt követően az egyes csoportokon belül kiválasztást hajtunk végre, és ezekre egyenként elvégezzük vizsgálatainkat, majd az alapsokaságra jellemző eredmények meghatározására, az egyes csoportok relatív gyakoriságát figyelembe véve, súlyozott átlagokat képzünk.

A mi esetünkben az időjárási helyzetek egyes csoportjait a Péczy-féle cirkulációs típusok alkották (Péczy, 1983). Ez az osztályozás a felszíni légnyomásból kiindulva, a ciklonok és anticiklonok hazánkhoz viszonyított helyzete alapján 13 típust definiál. Az OMSZ munkatársai a 00 UTC-s szinoptikus térképek alapján minden egyes napot besorolnak valamelyik Péczy-féle típusba. Mivel ez az osztályozás visszamenőleg az 1961-1990-ig tartó időszakra is megtörtént, ezért rendelkezésre álltak statisztikai adatok arra vonatkozóan is, hogy az év különböző hónapjaiban, az egyes típusokba sorolható időjárási helyzetek egymáshoz képest milyen gyakran fordultak elő Magyarországon. Mindez lehetővé tette azt, hogy a különböző típusok relatív gyakoriságát figyelembe véve, a felszínborítás-változás meteorológiai hatásait tekintve általános következtetéseket is levonhassunk (ne csak az adott időjárási helyzetre vonatkozót).

A fenti megfontolásokból kiindulva 26 konkrét (2006-os, illetve 2007-es), múltbéli időjárási helyzetet választottunk ki (mindegyik Péczy kategóriából kettőt). Mivel a nagyobb besugárzás, valamint a növények aktivitása miatt jelentősebb meteorológiai hatásokat a különböző felszínborítási formák változásainak következményeként elsősorban a vegetációs időszakban vártunk, ezért a futtatási időpontokat is csak ebből az

időszakból választottuk. A kiválasztásnál ügyeltünk arra, hogy az időpontok egyenletesen fedjék le ezt az áprilistól szeptemberig terjedő időintervallumot, illetve mindezek mellett szem előtt tartottuk azt is, hogy a kiválasztott időjárési helyzetek a futtatás ideje alatt (2 nap) lehetőleg ugyanabba a Péczeley-féle cirkulációs típusba tartozzanak (tehát a futtatás ideje alatt mindvégig ugyanaz a makroszinoptikus helyzet határozza meg hazánk időjárását). Az itt ismertetett szempontok alapján kiválasztott futtatási időpontokat, valamint az adott típus előfordulásának relatív gyakoriságát a vegetációs időszak alatt a 4.1. táblázat tartalmazza.

A futtatások során a 48 órás időintervallum minden órájában kaptunk információt a meteorológiai változókról, s így ezen adatok alapján kerülhetett sor a három kiválasztott paraméter (2 m-es hőmérséklet, 2 m-es harmatpont, csapadék) óránkénti kiértékelésére.

4.1. táblázat: A Péczeley-féle cirkulációs típusok (Péczeley, 1983), relatív gyakoriságuk (április – szeptemberig tartó időszakban) és a kiválasztott futtatási időpontok

Típus	Gyakoriság	Futtatási időszak
Típusok északi irányból érkező vezetőáramlással:		
((mCc)) Időjárásunkat ciklon hátoldala (esetleg hidegfrontja) alakítja	8,77%	2006. 08. 28. 00 UTC + 48 óra 2007. 07. 05. 00 UTC + 48 óra
((AB)) Időjárásunkat a Brit-szigetek (vagy az Északi tenger) fölött elhelyezkedő anticiklon alakítja	7,97%	2006. 07. 13. 00 UTC + 48 óra 2007. 04. 09. 00 UTC + 48 óra
((CMc)) Időjárásunkat mediterrán ciklon hátoldala (esetleg hidegfrontja) alakítja	3,40%	2006. 04. 10. 00 UTC + 48 óra 2007. 08. 09. 00 UTC + 48 óra
Típusok déli irányból érkező vezetőáramlással:		
((mCw)) Időjárásunkat ciklon előoldala (esetleg melegfrontja) alakítja.	8,90%	2006. 06. 18. 00 UTC + 48 óra 2007. 08. 20. 00 UTC + 48 óra
((Ae)) Időjárásunkat tőlünk keletre elhelyezkedő anticiklon alakítja	9,12%	2006. 07. 05. 00 UTC + 48 óra 2007. 09. 29. 00 UTC + 48 óra
((CMw)) Időjárásunkat mediterrán ciklon előoldala (esetleg melegfrontja) alakítja	6,42%	2006. 04. 05. 00 UTC + 48 óra 2007. 05. 04. 00 UTC + 48 óra
Típusok nyugati irányból érkező vezetőáramlással:		
((zC)) Időjárásunkat tőlünk északra elhelyezkedő ciklon zonális áramlása alakítja	3,48%	2006. 05. 19. 00 UTC + 48 óra 2007. 05. 08. 00 UTC + 48 óra
((Aw)) Időjárásunkat tőlünk nyugatra elhelyezkedő anticiklon alakítja	17,75%	2006. 08. 21. 00 UTC + 48 óra 2007. 06. 29. 00 UTC + 48 óra
((As)) Időjárásunkat tőlünk délre elhelyezkedő anticiklon zonális áramlása alakítja	3,55%	2006. 09. 02. 00 UTC + 48 óra 2007. 07. 13. 00 UTC + 48 óra
Típusok keleti irányból érkező vezetőáramlással:		
((An)) Időjárásunkat tőlünk északra elhelyezkedő anticiklon alakítja	12,62%	2006. 06. 29. 00 UTC + 48 óra 2007. 06. 04. 00 UTC + 48 óra
((AF)) Időjárásunkat a Skandináv félsziget fölött elhelyezkedő anticiklon alakítja	4,47%	2006. 06. 09. 00 UTC + 48 óra 2007. 04. 14. 00 UTC + 48 óra
A Kárpát-medence felett centrális helyzetű típusok:		
((A)) Időjárásunkat Magyarország fölött elhelyezkedő anticiklon alakítja	10,67%	2006. 09. 10. 00 UTC + 48 óra 2007. 09. 20. 00 UTC + 48 óra
((C)) Időjárásunkat Magyarország fölött elhelyezkedő ciklon alakítja	2,90%	2006. 05. 30. 00 UTC + 48 óra 2007. 08. 11. 00 UTC + 48 óra

4.3. A 20. századi felszínborítás-változás rekonstruálása Magyarországon

Mint ahogy a régmúlt antropogén felszínborítás-változásainak 3. fejezetben való ismertetése során is említésre került, megbízható, és kellően részletes statisztikai szám adatok a 19. század második feléig Magyarország felszínborítására vonatkozóan nem állnak rendelkezésre. Ráadásul, mivel e munka során a felszínborítás-változás országos meteorológiai hatása mellett a regionális, illetve lokális hatások, sajátosságok elemzése is cél volt, mindenféleképpen megbízható, vektoros formátumú, országos térképi adatbázisra volt szükségünk, mind a múlt, mind a jelenre vonatkozóan.

Az első megbízható térképi forrásnak – amely alapján részletes, országos statisztikákat, elemzéseket lehetne készíteni – csak a II. József korából (1782-1785) származó 1. katonai felmérés tekinthető. Sajnos azonban e térképszelvények országos feldolgozása (térinformatikai szoftverrel történő vektorizálása, kategorizálása, illetve az egyes poligonok területeinek kiszámítása) még nem történt meg, és ennek elvégzése az ország teljes területére rövidtávon meghaladta a mi lehetőségeinket is. Ugyanez a helyzet a 19. század első felében elkészült 2. katonai felméréssel is, ami egyébként szintén jó alapot adhatna a felszínborítás múltbéli állapotának felméréséhez.

A legkorábbi időpont tehát ameddig térképek segítségével, országos léptékben, modern térinformatikai eszközökkel vissza tudunk nyúlni, az a századforduló körüli időszak (a 20. század eleje) volt. Erre úgy nyílt mód, hogy a 3. katonai felmérés származtatott térképszelvényeit az ELTE Térképészeti Intézetében korábban már vektorizálták, s azokat a rendelkezésünkre bocsátották.

E származtatott szelvények alapadatait előállító 3. katonai felmérést az Osztrák-Magyar Monarchia területén 1869 és 1887 között 1:25.000-es méretarányban végezték el (a történelmi Magyarország területére 1354 szelvény esett), s később ezekből kiindulva 3 különböző méretarányú térképet vezettek le a teljes Monarchia területére:

- Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie (Az Osztrák-Magyar Monarchia részletes térképe); ma. 1:75.000. 1873-1889.

- Generalkarte von Mitteleuropa (Közép-Európa általános térképe); ma. 1:200.000. 1887-1913.

- Übersichtskarte von Mitteleuropa (Közép-Európa áttekintő térképe); ma. 1:750.000. 1882-86.

Az ELTE Térképészeti Intézetében Dr. Klinghammer István vezetésével a fentiek közül Közép-Európa általános térképének a mai Magyarországot fedő szelvényeit (23 db) vektorizálták, így mi is azokkal dolgozhattunk. Ezek földrajzi szélességben és hosszúságban is $1 \times 1^\circ$ -nyi területet ábrázolnak úgy, hogy a kerek fokhálózati vonalak éppen a szelvények közepén metszik egymást (lásd: 4. sz. melléklet). Egy ilyen szelvényt eredetileg 8 részletes térképből szerkesztettek össze, majd ezeket a 20. század elején különböző időpontokban részben felújították. Éppen e felújítási időpontok eltérései miatt az általunk is használt szelvények nem kezelhetők teljesen egységes térképműként (*Katfel*, 1910). Mindezek ellenére a századforduló idejéről ez az adatbázis szolgáltatja a legrészletesebb, megfelelő feldolgozottsági szintű, térképes információkat.

A továbbiakban e szelvényekről nyerhető adatokat egészítettük ki a Bedő-féle erdőtérképről (*Bedő*, 1896), illetve a KSH földhasználati adatsorából (*KSH*, 2010) kapott információkkal. A Bedő-féle 1:360.000-es erdőtérképet raszteres formátumban (ecw kiterjesztés) Dr. Timár Gábor (ELTE, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék) tette számunkra hozzáférhetővé. A mai magyarországi határokon belül a térképen ábrázolt erdőfoltok vektorizálása nyomán további plusz információt nyerhettünk az erdőterületek elterjedéséről, s az azokban uralkodó főbb fafajokról. E rendelkezésre álló források további feldolgozása, illetve kombinálása révén, munkánk során egy, a 20. század elejére vonatkozó, országos felszínborítási térképet hoztunk létre (erre a továbbiakban legtöbbször „századfordulóként” hivatkozunk).

A jelen (pontosabban az „ezredforduló”) felszínborításáról a CORINE 2000-es adatbázisa (*CORINE*, 2000) szolgáltatja a kutatásunkhoz nélkülözhetetlen, részletes térképes információkat, s a 20. századi főbb felszínborítás-változások folyamatának nyomonkövetését az országos földhasználati statisztikai adatsorok segítségével kíséreltük meg.

Megoldandó problémát jelentett, hogy a különböző időpontokból származó térképes források más-más kategorizálást használtak, tehát a múltra, illetve a jelenre vonatkozó felszínborítási térképek elkészítésénél szükség volt a kategóriák egységesítésére. Mivel a kutatásunk fő célja a felszínborítás-változás meteorológiai hatásainak vizsgálata volt (amelyet az MM5 meteorológiai modell segítségével hajtottunk végre), ezért e modell felszínborítási adatbázisának megfelelő kategóriákba soroltuk be a különböző térképi források alapján meghatározható felszínborítási kategóriákat, s a változásokat is csak ezután elemeztük.

4.3.1. A századfordulóra vonatkozó felszínborítási térkép létrehozása az MM5 kategóriái szerint

A századfordulóra vonatkozó vektoros felszínborítási térkép létrehozásához 4 féle adatbázist használtunk: a 3. katonai felmérés származtatott térképeit, a Bedő-féle erdő-térképet, a községsoros statisztikai adatokat (1895, 1913), valamint a CORINE 2000-es felszínborítási adatbázisát.

Mivel a 3. katonai felmérés származtatott térképszelvényeit az ELTE Térképtudományi és Geoinformatikai Tanszékén CorelDrawban vektorizálták, így azokat Dr. Zentai László cdr kiterjesztésű fájlokban tudta a munkánkhoz hozzáférhetővé tenni. Ezekről a kutatásunkhoz szükségtelen információkat (minden olyat, amely nem a felszínborításról adott területi információt, pl.: utak, patakok, határvonalak, elnevezések) CorelDrawban eltávolítottuk, majd az így „megtisztított” szelvényeket tif formátumba konvertáltuk (4.sz. melléklet 2. ábra). A tif kiterjesztésű szelvényeken a DigiTerra Map programmal dolgoztunk tovább. A sarokpontok ismert koordinátái segítségével a szelvényeket földrajzi koordináta rendszerbe helyeztük, majd egyenként automatikusan vektorizáltuk, kategorizáltuk, illetve megfelelő illesztőpontok segítségével EOVB-be konvertáltuk. Az így kapott poligonos állományunk vizuális ellenőrzése után a szelvényeket egyesítettük, s az egyes poligonok területét a statisztikai adatfeldolgozás érdekében kiszámoltuk. Ezek alapján a mai Magyarország területén az erdősültség a szelvények készítésének időpontjában 14,1%-os volt. A mocsarak kiterjedése a századfordulón országosan még 3,2% volt, míg a tavak, folyók az ország területének 2,3%-át borították. E szelvények alapján a települések az ország területének 3,0%-át, a szőlők 2,5%-át fedték.

A Bedő-féle erdőterképet raszteres formátumban először megfelelő illesztőpontok segítségével EOVB koordináta rendszerbe transzformáltuk. Ezután a trianoni Magyarország területére eső erdőterületeket poligonokkal lehatároltuk, és az eredeti térképen szereplő kategóriák szerint kategorizáltuk (lásd: 3. számú melléklet). Az így keletkezett vektoros állomány már alkalmas volt területek számítására is. Ezt a térképet, mint később látni fogjuk, csak a tülevelű és lomblevelű erdők elkülönítésére használtuk fel. E térkép alapján a századforduló környéki erdősültség a jelenlegi Magyarország területére vonatkoztatva 13,9%-os volt (tehát a 3. katonai felmérés származtatott szelvényei alapján nyert adatoknál mindössze 0,26%-kal kaptunk alacsonyabb értéket, míg a statisztikai adatokban szereplő értékek alapján várhatónál kb. 1%-kal magasabbat).

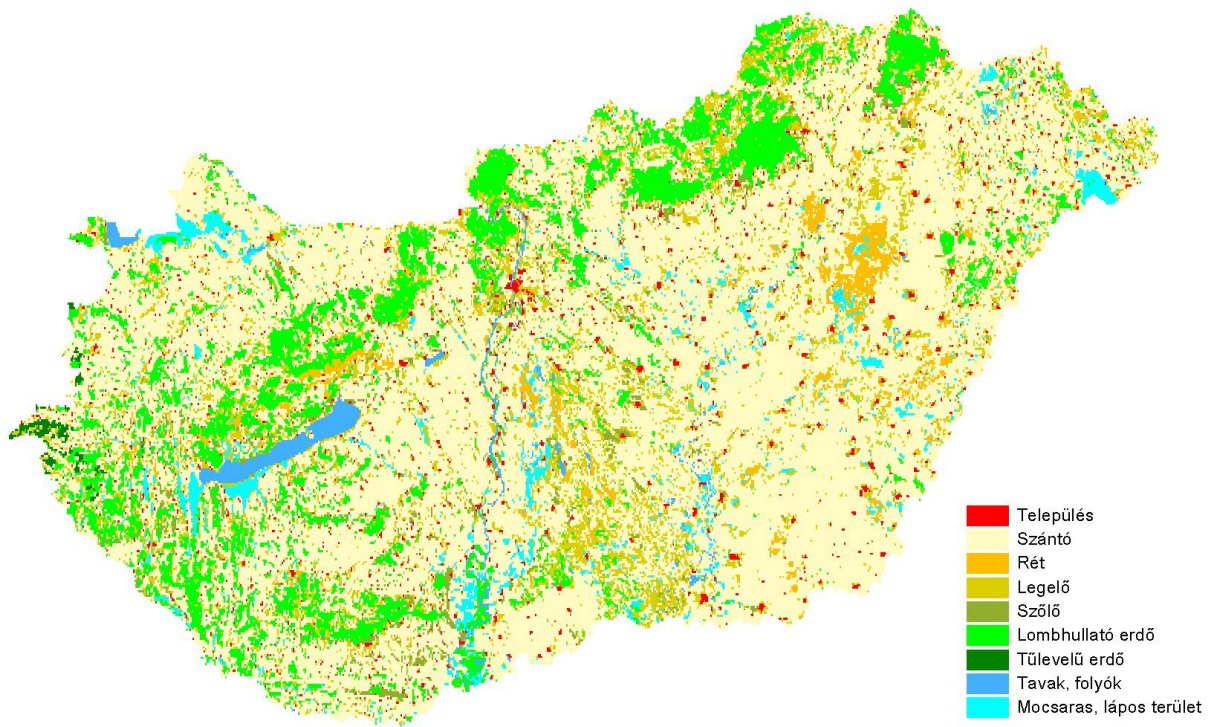
Megoldandó problémát jelentett, hogy a 3. katonai felmérés származtatott térképszelvényei csak 6 kategóriát tüntetnek fel: erdő, település, szőlő, mocsár, víz, egyéb, azaz nem ad információt a tűlevelű, lombhullató erdők, illetve a szántók, gyepek előfordulásáról, holott ez utóbbi 2 kategória az erre az időpontra vonatkozó statisztikai adatok szerint jelentős arányt képviseltek. Éppen ezért a múltra vonatkozóan is megpróbáltuk a szántó és gyepek területeket szétválasztani, valamint a tűlevelű erdőket a lomblevelűektől elkülöníteni.

A *tűlevelű* erdők előfordulási helyeinek meghatározásához a Bedő-féle erdő-térképet használtuk, méghozzá úgy, hogy összemetszettük a Bedő-féle erdő-térkép alapján nyert tűlevelű erdőket határoló poligonokat a 3. katonai felmérés származtatott szelvényeiről nyert erdőpoligonokkal. Azon 3. katonai felmérés származtatott szelvényei után nyert erdőpoligonok, amelyek fedésben voltak a Bedő-féle tűlevelű poligonokkal *tűlevelű* kategóriát kaptak, amelyek nem, azok *lomblevelűt*. Így az erdők esetén a századfordulóra két kategóriát tudunk meghatározni: *lomblevelű* illetve *tűlevelű* erdő.

A *gyep* kategória létrehozása a századfordulóra vonatkozóan több lépcsőben történt:

- Először megvizsgáltuk, hogy a századforduló környéki községsoros adatok szerint országosan körülbelül mekkora lehetett a gyepek aránya (1895-ben 22,1%, 1913-ban 18,09%, tehát a századfordulón 20% körül lehetett).
- Ezek után a CORINE 2000-es kategóriái közül meghatároztuk azokat a kategóriákat, amelyek 100 évvel korábban (is) *gyepek lehettek* (ilyenek például: rét, természetes gyepek, komplex művelési szerkezet, átmeneti erdős cserjés terület, stb; összesen az ország területének 18,28%-a).
- Ezek után e kategóriák poligonjait egyesítettük, és *gyepek lehettek* kategóriába soroltuk.
- E kategória poligonjait kivontuk a katonai felmérés erdő, illetve település kategóriáinak poligonjaiból. Ennek következtében az erdők eredeti 14,1%-os elterjedése a statisztikai adatoknak jobban megfelelő 12,5%-ra csökkent, a települések területi aránya pedig 3,0%-ról 2,43%-ra.
- Az így módosított katonai felmérés poligonjait kivontuk a *gyepek lehettek* kategória poligonjaiból, hogy ne legyen területi átfedés, így a végleges *gyep* kategória területi aránya a századfordulóra vonatkozóan országosan 16,0%-os lett.

A fentiek után az országhoz tartozó, de a már meghatározott 7 kategória egyikébe sem sorolható poligonok lettek a *szántók*. Így 8 nagy kategóriát nyertünk, amelyek a területi arányuk szerinti sorrendben a következők: szántó (61,0%), gyeperdő (16,0%; rét + legelő), lomblevelű erdő (12,2%), mocsaras, lápos terület (3,2%), szőlő, gyümölcsös (2,5%, e térkép esetén ez mind szőlő), település (2,4%), tavak, folyók (2,3%), tűlevelű erdő (0,3%). A fenti lépések után nyert térképet a 4.6. ábra mutatja.



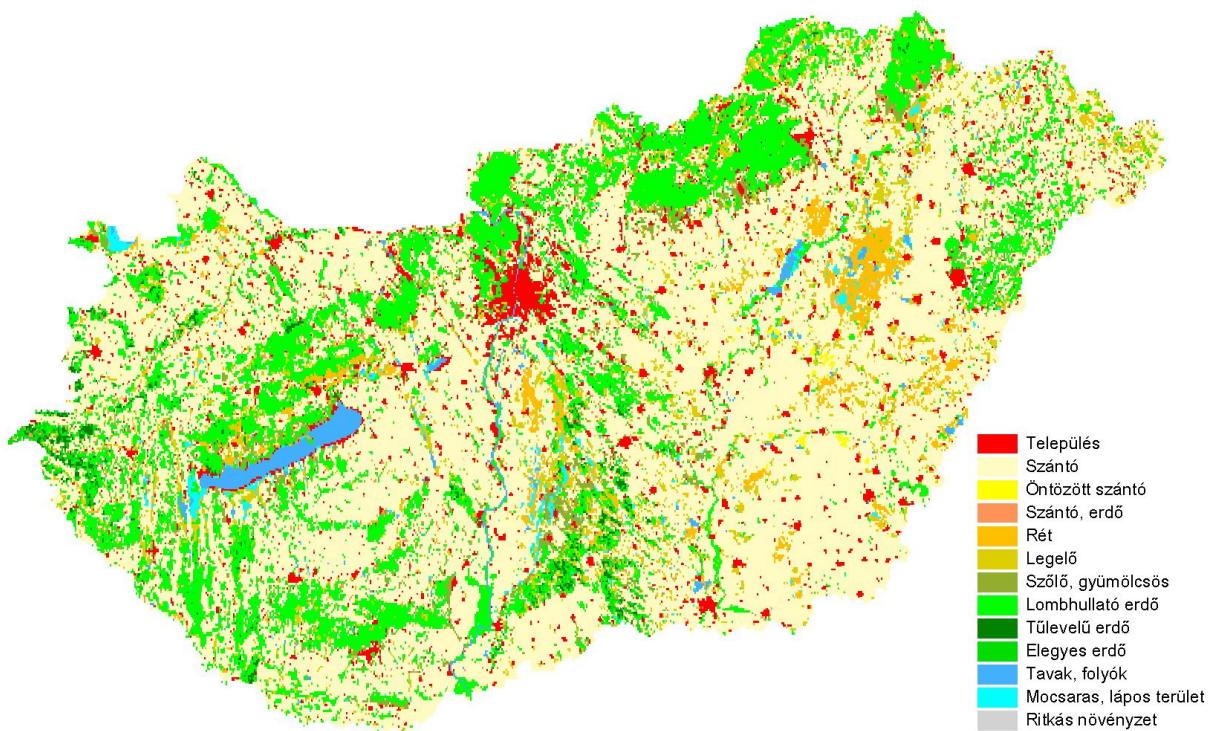
4.6. ábra. A magyarországi felszínborítás rekonstruált képe a századfordulón (1900) az MM5-ben használt kategóriák szerint

4.3.2. Az ezredfordulóra vonatkozó felszínborítási térkép létrehozása az MM5 kategóriái szerint

A CORINE 1:100.000-es, műholdképek alapján készült, vektoros felszínborítási térképei az interneten hozzáférhetőek, és előzetes regisztráció után kutatási céllal szabadon felhasználhatóak. Mi a vizsgálataink során a 2000. évre vonatkozó adatbázissal dolgoztunk (CORINE, 2000). Míg a századfordulóra vonatkozó adatbázisnál bizonyos fontos felszínborítási kategóriák hiánya és pótlása jelentett megoldandó feladatot, a CORINE 2000-es adatbázisa esetén a Magyarországra eső kategóriák számának összevonását

kellett véghezvinni. A CORINE kategóriákat tehát be kellett sorolni az MM5 modell által kínált kategóriákba. A Magyarországon előforduló CORINE kategóriák MM5 felszínborítási kategóriáknak való megfeleltetését az 2. számú melléklet tartalmazza.

Mindezek után a fontosabb kategóriák területi aránya az ezredfordulóra vonatkozóan a következő lett: szántó (56,8%; szántó + öntözött szántó), gyep (9,6%; rét + legelő + ritkás növényzet), lomblevelű erdő (18,3%), település (5,7%), szőlő, gyümölcsös (2,2%), tavak, folyók (1,9%), elegyes (1,7%), szántóval, erdővel vegyesen borított terület (1,8%), mocsaras, lápos terület (1,1%), tűlevelű erdő (1,1%). Ezek területi eloszlását a 4.7. ábra szemlélteti.



4.7. ábra. A magyarországi felszínborítás képe az ezredfordulón (2000) az MM5-ben használt kategóriák szerint

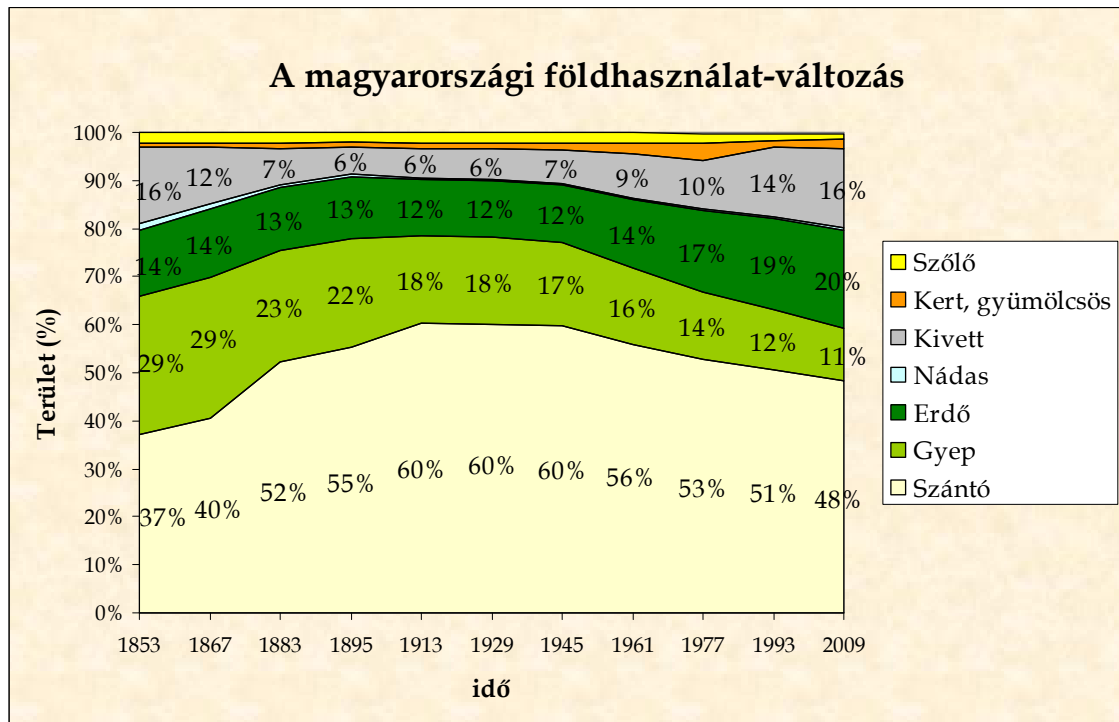
A fenti felsorolásból, valamint a térkép jelmagyarázatából is kitűnik, hogy az ezredfordulóra vonatkozó adatok között megjelenik az elegyes erdő, öntözött szántó, valamint a szántóval, erdővel vegyesen borított terület kategóriája is. E három kategóriát a rendelkezésre álló térképi források alapján a századfordulóra vonatkozóan nem lehetett reprodukálni, de az ezredforduló esetén a futtatások során a modellben rendelkezésre álló paraméterkészlet segítségével (1. számú melléklet) külön kategóriaként kezelhettük.

5. Eredmények

5.1. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás a feldolgozott adatok alapján

Magyarországra vonatkozóan 1913-tól kezdve 2-3 évenként, majd 1925-től évenként készültek községsoros statisztikai adatfelvételek a földhasználat területi megoszlására vonatkozóan. Az 1913 előtti időszakban csak 1853-ban, 1867-ben, 1883-ban, valamint 1895-ben készült községsoros statisztikai felmérés a földhasználatról. Ezek a statisztikai adatsorok is fontos információkat szolgáltatnak a felszínborítás változásainak folyamatáról. A községsoros statisztikai adatokból származtatott országos statisztikai adatok mindegyikéhez a Központi Statisztikai Hivatal honlapján keresztül férhettünk hozzá. E felvételi időpontok közül 6 esetén (1895, 1913, 1935, 1962, 1971, 1984) nem csak a származtatott országos, hanem a megyei adatok is rendelkezésünkre álltak.

Bár az adatfelvételek 1925-ig nem egységes időközönként készültek, mégis a tendenciákra vonatkozóan fontos információval szolgálnak. Megállapítható, hogy a 20. század elejéig a szántók országosan növekedtek az erdő-, illetve gyepterületek rovására, majd az 1910-es évektől az 1940-es évek közepéig (a II. világháború végéig) nem történt számottevő változás a különböző kategóriák százalékos előfordulásában. Ennek oka leginkább az egymást követő két világháborúban, valamint a kettő közötti gazdasági világválságban keresendő. A statisztikai adatok alapján a szántók országos területi arányának lineáris interpolációs eljárással számított értéke a századfordulón 56,76% volt, s a 60%-ot először 1913-ban haladta meg. Innentől kezdve az 1940-es évek végéig néhány tized százalékkal e felett maradt. Ezután azonban elkezdődött a szántóterületek folyamatos csökkenése, s a statisztikai adatok szerint 2000-re már csak az ország területének 48,37%-án voltak szántók (5.1. ábra).



5.1. ábra. A földhasználat változásai hazánk mai területén 1853 és 2009 között a KSH községsoros adatfelvételei alapján. (Adatok: Központi Statisztikai Hivatal, 2010)

Ugyancsak a stagnálás volt jellemző a 20. század első évtizedeiben a többi földhasználati kategóriára is, egyedül a gyepek kiterjedése csökkent kis mértékben ezen időszak alatt is. Bár a trianoni döntés következtében fellépő országos fahiány enyhítésére már 1923-ban törvényt fogadtak el az Alföld fásításáról, 1938-ig csak 7 ezer hektárral nőtt az Alföldi erdőterület (Bartha és Oroszi, 1995), és országosan sem volt jelentős változás az erdősültségben. Csak az 1950-es években kezdődött el (a napjainkig is tartó) szántó, illetve gyepterületek lassú csökkenése, és ezzel egy időben a művelés alól kivett, illetve az erdős területek növekedése. Ez összhangban van azzal, hogy 1949-ben került meghirdetésre az ország-fásítási program, amelynek célja (a fatermőképesség fokozása mellett) az erdőterület-növelés volt.

A statisztikai adatok alapján egyértelműen látszik, hogy ez a program már sikeres volt, hiszen azok után, hogy a trianoni Magyarország területére vonatkozóan az erdősültség az I. világháború környékén elérte minimumát (valamivel 12% alatt), az erdőterület érzékelhető növekedése csak ekkor, az 1950-es években kezdődött el. E növekedésnek köszönhetően a 2000. évre szóló statisztikai adatokban Magyarországra vonatkozóan már 19,02% erdősültség szerepel.

A gyep kategória aránya a 20. század során folyamatosan és jelentős mértékben csökkent az 1913-ban regisztrált 18,16%-ról 11,3%-ra. Ennek oka leginkább az volt, hogy melioráció révén az addig kedvezőtlen talajadottságokat feljavították, s ezáltal többé-kevésbé alkalmassá vált a terület másfajta művelésre is (Dömsödi, 2006). Egy részük helyére szántó, vagy erdő került, esetleg elfoglalták a terjeszkedő települések.

A nádas művelési ág területe a 19. század közepi értékekhez (1,55%) képest drasztikusan visszaesett, és 1913-ra elérte minimumát (0,3%). Ez a jelenség a vizes élőhelyek csökkenésére utal, ami leginkább a vízrendezési munkálatokkal, a mocsarak, lápok lecsapolásával függ össze. Lassú, és kismértékű emelkedés csak az 1960-as évek közepén kezdődött. A KSH adatai szerint 2000-ben az ország 0,6%-át borította nádas.

A szőlők országos területaránya a 20. század során az 50-es, 60-as évekig nem sokat változott, mindvégig 2,3% körül mozgott. Az 50-es évek elején azonban a szőlő művelési ág területe az embertelen adó- és beszolgáltatási rendszer miatt először csökkeni kezdett, majd a 60-as években a nagyüzemek révén a szőlőtelepítés vett új lendületet. Ez egyben termőhelyi átrendeződést is jelentett, mert a nagyüzemi gépekkel művelhető, lankásabb földeket kezdték igénybe venni (Dömsödi, 2006). A 60-as évek második felétől kezdődően azonban újabb, napjainkig tartó csökkenés kezdődött, főleg annak köszönhetően, hogy a zártkerti szőlők előregedtek, kipusztultak, vagy egyszerűen kivágásra kerültek. 1965-ben a statisztikai adatok szerint az ország területének 2,65%-án foglalkoztak szőlőtermesztéssel, míg 2000-ben már csak 1,14%-án.

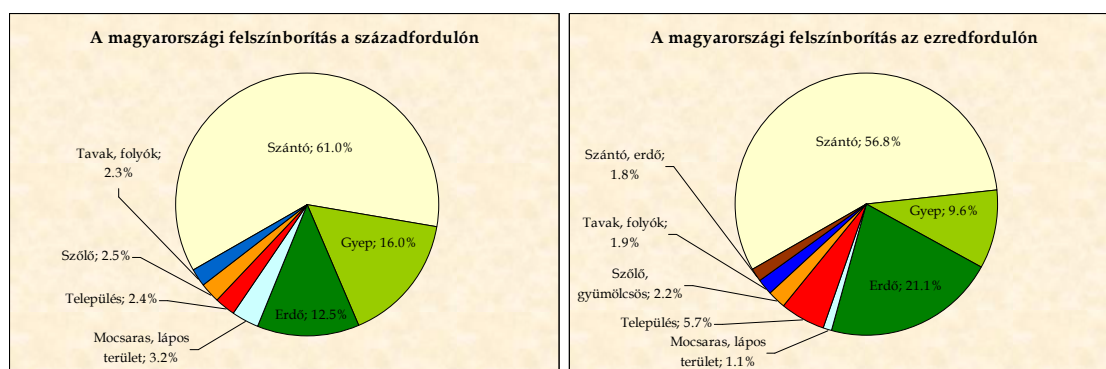
Amennyiben az általunk feldolgozott századfordulóra, illetve ezredfordulóra vonatkozó térképeket hasonlítjuk össze (4.6. és 4.7. ábra), egyből feltűnik a települések területének nagymértékű növekedése, különösen a nagyobb városaink környékén. A körülbelül 100 esztendő alatt a hazai települések kiterjedése az ország területének 2,4%-áról 5,7%-ára nőtt (5.2. ábra).

A települések növekedésének elsődleges kiváltó oka a természetes népességszaporulatnak, valamint a trianoni döntés utáni utódállamokból történő bevándorlásnak köszönhető közepes ütemű népességgyarapodás volt: 1920 és 1941 között 1,3 millióval nőtt az ország lakossága (Beluszky, 1999), míg 1949 és 1980 között további 1,5 millióval. Csak 1981-ben kezdődött meg a napjainkig is tartó népességsökkenés (KSH, 2010). Emellett a szocializmus évei alatt leginkább a kikényszerített iparosításnak köszönhetően az emberek a kisebb falvakból a munkát kínáló úgynevezett „ipari tengely” településeire, illetve a fővárosba, valamint a megyeszékhelyekre, nagyobb városokba

vándoroltak. Így az ekkor még tartó természetes népességszaporulat ellenére is megindult az agrártérségek kisebb településeinek, falvainak elnéptelenedése, és ezzel összefüggésben a városok lélekszáma, kiterjedése még tovább nőtt. Tovább erősítette az urbanizáció folyamatát, hogy a 60-as, 70-es évek állami lakásépítési programja is elsősorban a városokra koncentrált. Bár a városok lélekszámának növekedése az ország demográfiai helyzetével összefüggésben az 1980-as években megszűnt, de kiterjedésük a rendszerváltozás után tovább nőtt néhány új funkciónak (ipari parkoknak, vállalalkozási központoknak) köszönhetően (Beluszky, 1999).

Bár az erdős területek változása a térképeken már kevésbé szembetűnő, az egyértelműen látszik, hogy főként a Duna-Tisza közén, valamint a Nyírségben, illetve a Kisalföldön jöttek létre új, összefüggő erdőterületek, az ország egyéb részein pedig főként a már korábban is meglévő erdőterületek terjeszkedtek. Térképeink tanúsága szerint a magyarországi erdősültség a század eleji 12,5%-ról az ezredfordulóra 21,1%-ra nőtt (5.2. ábra).

A fenti változások javarészt a szántó, illetve gyepterületek rovására mentek végbe, így országosan mindkét kategória aránya csökkent a feldolgozott térképi források szerint is: előbbi területi aránya 61%-ról 56,8%-ra, utóbbié 16%-ról 9,5%-ra.



5.2. ábra. A felszínborítás hazánk mai területén a századfordulón (1900) és az ezredfordulón (2000) térképes adatforrások alapján.

Bár a másik három kategória (mocsaras, lápos terület; tavak, folyók; szőlő) esetében országos szinten csak kisebb változások történtek, azonban lokálisan ezek is jelentősek voltak.

A térképek összehasonlításakor jól látszik (4.6. és 4.7. ábra), hogy a századfordulón a mocsaras, lápos területeknek (világoskék) a mai állapothoz képest jóval nagyobb volt a kiterjedése. Összefüggő, hatalmas mocsaras területek rajzolódnak ki a

Fertő-Hanság, valamint a Gemenci erdő térségében, illetve a Balaton délnyugati partjának közelében, és ekkor még szintén jelentős területet borított a Nyírség és a Sztármári síkság határán elterülő, mára már teljesen lecsapolt Ecsedi láp is. Ezekben a térségekben különösen szembeűnő a mocsaras, lápos területek átalakulása, hiszen az ezredfordulóra a térképek tanúsága szerint vagy teljesen eltűntek, vagy alig maradt meg belőlük valami. Országosan a mocsárral, láppal borított területek harmadukra zsugorodtak össze, kiterjedésük az ország területének 3,2%-áról 1,1%-ára csökkent (5.2. ábra).

E változások mellett fontos még kiemelni a Tisza-tó megjelenését is: a duzzasztógát 1973-ra épült meg Kiskörénél, s a tó feltöltése az 1990-es évekre fejeződött be, így 127 km²-es területével Magyarország legnagyobb mesterséges tava jött létre. Ennek ellenére (a mocsarakhoz hasonlóan) a 20. század során országosan csökkent a tavakkal, folyókkal borított területek nagysága is (2,3%-ról 1,9%-ra).

A térképeinkről származtatott adatok szerint alig volt kimutatható változás a szőlő, gyümölcsös kategóriában. Ez a látszólagos állandóság azonban mindössze annak köszönhető, hogy a századfordulóra vonatkozó térképünk esetén csak a szőlőterületekről voltak információink, a gyümölcsösökről nem. A századfordulón a szőlők önmagukban érték el országosan a 2,5%-os arányszámot, míg az ezredforduló esetén a gyümölcsösökkel együtt is csak 2,2%-ot lehetett kimutatni (ennek mindössze maximum kétharmad része valójában szőlő).

5.1.1. A térképekről nyert szám adatok, valamint a statisztikai adatok összehasonlíthatósága

Mivel a KSH statisztikai adatokban részben más kategóriák szerepelnek, mint amelyeket a számunkra rendelkezésre álló térképek alapján meghatározhattunk, ezért a rendelkezésre álló, különböző eredetű adatokat csak részben lehet egymással összevetni.

A térképekről származtatott *település* kategória területarányát például nem lehet a KSH statisztikai adataival összevetni, mert azokban nincs ilyen kategória. A települések nagy része tulajdonképpen a művelés alól *kivett* terület kategóriában lenne keresendő, amelynek területi hányada a statisztikai adatok szerint szintén folyamatosan nőtt a 20. század során, de mint az a művelés alól kivett terület definícióból is kitűnik, e kategória inkább jogi fogalom, nem pedig az adott terület tényleges felszínborításáról információt adó elnevezés:

Művelés alól kivett terület definíciója: „Mezőgazdasági művelés alatt nem álló, illetve arra nem alkalmas földterület, mint pl. a közutak, vasutak, közterek, beépített és beépítetlen építési telkek, gyárak és ipartelepek, az egyéb földrészekre az épületek és építmények által elfoglalt terület, gazdasági udvarok, temetők, folyók, árkok, csatornák, természetes tavak, víztározók, sziklás, kavicsos, terméketlen területek, kőfejtők, pihenő- és díszkertek, melyek a gazdaság működéséhez szükségesek” (KSH, 2010).

Ugyanez a helyzet a mocsaras, lápos területekkel is. E kategória a statisztikai kimutatásokban a nádas, illetve művelés alól kivett terület földhasználati kategóriákban van jelen, de ez utóbbi kategória már említett komplexitása miatt, a különböző forrásból származó adatok összehasonlítása szintén nem megoldható.

Mivel a tavak, illetve folyók (halastavakat leszámítva) kategóriát szintén a művelés alól kivett területek kategóriájába lehetne besorolni, ezért sajnos a térképekről nyert, a tavak, folyók együttes kiterjedéséről információt adó számadatok sem hasonlíthatók közvetlenül össze a földhasználati statisztikai adatokban szereplő adatokkal.

Amennyiben azonban az azonos elnevezésű kategóriákat vesszük sorra, akkor azt láthatjuk, hogy bár számértékekben pontosan nem egyeznek a térképekről származtatott adatok a KSH honlapján hozzáférhető adatokkal, mégis jól illeszkednek a KSH adatokból kiolvasható, korábban már ismertetett, országos tendenciákba. Míg a *szántóterületek* esetén a statisztikai adatok alapján a 20. század során 6% körüli csökkenésről lehet beszélni (a századfordulóra vonatkozó adatokat az 1895-ös és 1913-as statisztikai adatok alapján lineáris interpoláció segítségével becsültük), addig a feldolgozott térképek alapján csak 4,2% csökkenés valószínűsíthető. Emellett az erdőterület növekedése a statisztikai számadatok szerint országosan kb. 7% volt, míg a térképek alapján 8,6%-kal nőtt az erdősültség. Az általunk rekonstruált térképek alapján a *gyep* kiterjedése a 20. század során 6,4%-kal csökkent, míg a statisztikai adatok 9%-ról tanúskodnak.

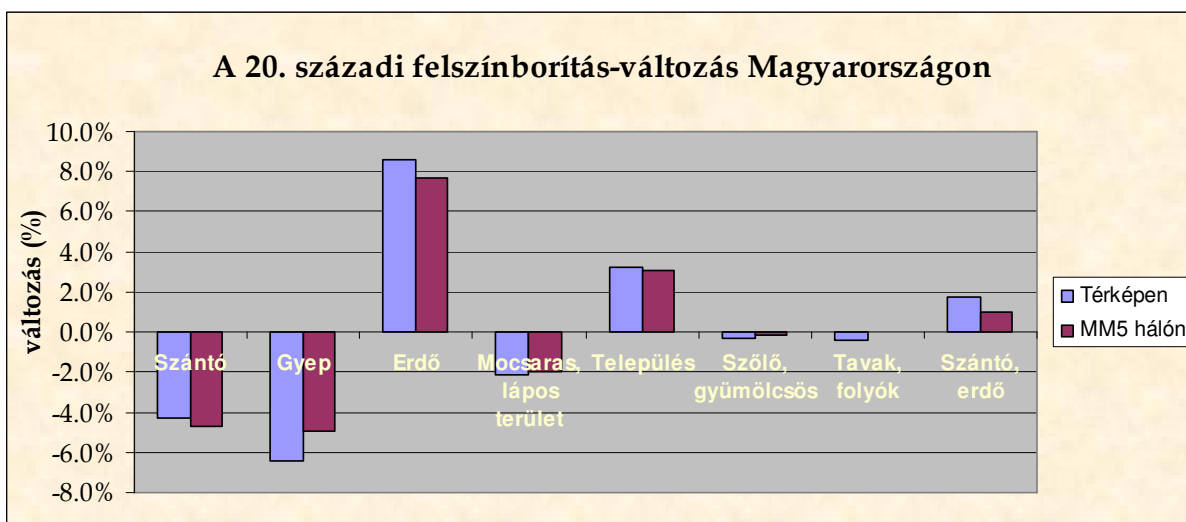
Az itt látható eltérések a különböző források különböző felvételezési módszereiből, illetve az eltérő kategorizálásból adódhatnak. A felszínborítás szempontjából legnagyobb bizonytalanságot magában hordozó *kivett terület* a vizsgált 100 esztendő alatt a statisztikai adatok szerint jelentősen megnövekedett (6%-ról 15%-ra). Már önmagában ez a tény is magyarázatot adhat az eltérő forrásokból származó adatok különbségeire. Emellett szerepet játszhat még a térképek méretaránya, felbontása is, amely miatt a térképeken csak a nagyobb foltokat lehet feltüntetni. Összességében kijelenthető, hogy bár a különböző kategorizálás miatt a források egymással nehezen összevethetők, azon-

ban azoknál a kategóriáknál, amelyeknél ez megtehető, az adatokból azonos irányú és nagyságrendű folyamatok olvashatók ki. A valós felszínborítást illetően a térképek megbízhatóbbak (mivel jogi kategorizálást nem használnak), illetve a területi eloszlást tekintve – a statisztikai adatokkal összehasonlítva – jelentős többletinformációt hordoznak. A fenti eredmények rávilágítanak arra is, hogy a statisztikai földhasználati adatokban a felszínborításra vonatkozóan elsősorban csak a tendenciákat érdemes figyelni, hiszen az abszolút számértékek – részben a jogi kategorizálás miatt – bizonytalansággal terheltek.

5.1.2. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás az MM5 rácshálóján

Mivel a felszínborítás-változás éghajlati hatásának vizsgálatát olyan meteorológiai modell segítségével kívántuk elvégezni, amely szabályos rácshálón hajtja végre a számításokat, ezért a múltira és jelenre vonatkozó térképes adatbázisunkat le kellett kérdeznünk a modell felszínborítási adatbázisának megfelelő 30 ívmásodperces rácshálójával.

Az MM5 a felszínborítási információkat földrajzi koordináta rendszerben tárolja, ezért először földrajzi koordináta rendszerben hoztuk létre a rácshálót, amit ezek után EOVB-be transzformáltunk. A rácspontok átlagos területe 58,53 ha volt. Mindezek után minden egyes rácsponthoz hozzárendeltük az adott rácsponton belül legnagyobb területi hányaddal rendelkező felszínborítási kategóriát. Ezt elvégeztük mind a századfordulóra, mind az ezredfordulóra vonatkozó térképek esetén is. Így minden egyes modellrácsponthoz egy századfordulóra, és egy ezredfordulóra vonatkozó felszínborítási kategóriát tudunk társítani, létrehozva ezzel a modell futtatásához szükséges két különböző alsó határfeltételt. Ebből a közelítésből kifolyólag a futtatások során valamilyen torzultak az előző pontban ismertetett felszínborításra vonatkozó százalékos arányok, függően attól, hogy az adott felszínborítási kategória előfordulása mennyire volt mozaikos. A rácsponti és az eredeti arányok változását mutatja a 5.3. ábra.



5.3. ábra. A felszínborítás százalékos változásai 1900 és 2000 között az eredeti térképen, illetve az MM5 rácshálózaton.

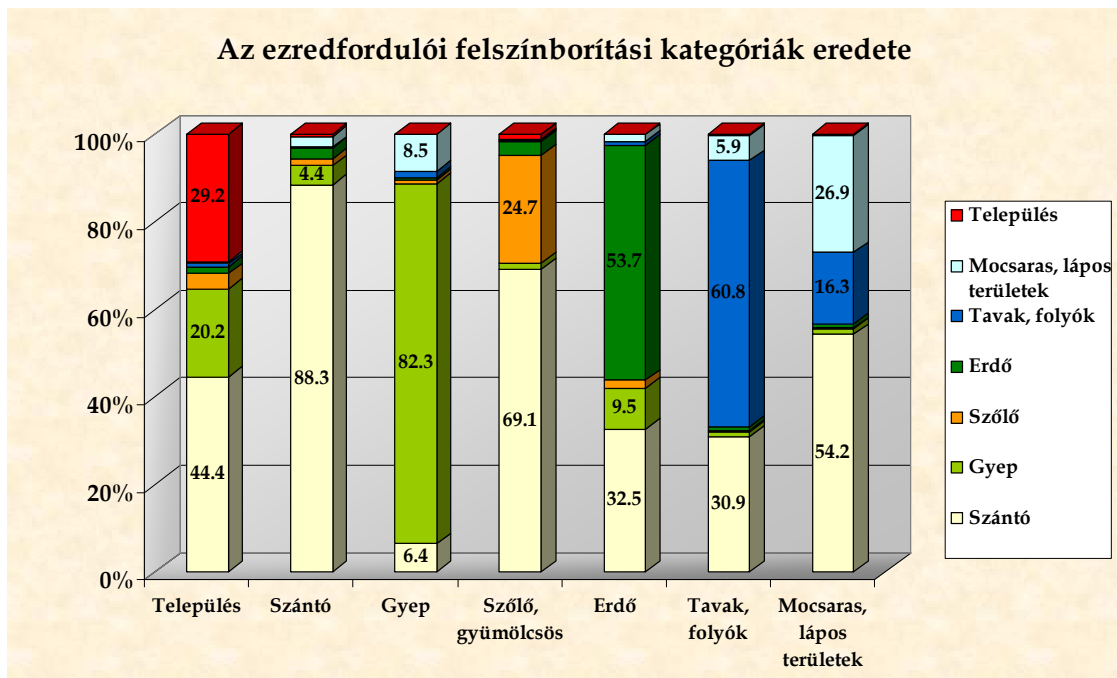
A fenti diagramon látható, hogy a rácshálóval történő lekérdezés következtében általában csökkent a kimutatható változás mértéke, egyedül a *szántó* kategória esetén nőtt kis mértékben. Míg a térképek alapján a *szántó* területe az ország területének 4,2%-ról tűnt el, addig a rácshálóval történő lekérdezés után ez az érték 4,7%. A legnagyobb különbség a *gyep* kategória esetén adódik: a térképekről leolvasható, ország területéhez viszonyított 6,4%-os csökkenés a rácshálón már csak 5%-os csökkenésnek látszik. Ezen kívül még az *erdő*, illetve *szántó, erdő* kategória esetén mutatkozik jelentősebb eltérés: bár ennek értéke egyik kategória esetén sem éri el az ország területének 1%-át, de ez a látszólag kis érték az utóbbi kategória esetén önmagához viszonyítva jelentősnek mondható.

Összességében tehát kijelenthető, hogy a rácshálóval történő lekérdezés után valamelyest csökkent a kimutatható változások nagysága. Ebből az is következik, hogy a valóságosnál kisebb felszínborítás-változások miatt, a futtatási eredményeinkben a valóságosnál csak valamivel kisebb hatások mutatkozhatnak.

Mivel a századfordulóra, illetve ezredfordulóra vonatkozó térképes adatokat ugyanazzal a szabályos rácshálóval kérdeztük le, így lehetőség nyílt arra is, hogy pontosabb képet kaphassunk az ezredforduló felszínborítási térképén előforduló kategóriák eredetéről (azaz arról, hogy a századfordulón milyen felszínborítás volt a rácshálón a jelenlegiek helyén). Ezt az összehasonlítást a 5.4. ábra szemlélteti.

Ezek alapján megállapítható, hogy a *települések* terjeszkedése leginkább a *szántók* rovására ment végbe: a 20. század elején a jelenlegi *települések* által birtokolt terület körülbelül 44%-a még *szántó* volt, 20%-a *gyep*, 3-4%-a *szőlő*, és a mai *települések* mindössze 1-2%-a foglalja el korábbi *erdők* helyét.

Területileg a legkisebb átrendeződés a *szántók* esetén volt kimutatható: mint már korábban láttuk, ennek a kategóriának a kiterjedése összességében csökkent, s a 5.4. ábráról azt is leolvashatjuk, hogy az ezredfordulóra vonatkozó rácshálón a feltüntetett *szántók* közel 90%-a már a századfordulón is *szántó* volt. Mindössze a jelenlegi területének 4-5%-a volt korábban *gyep*, 2-3%-a *erdő*, s hasonló aránya *mocsár*, illetve körülbelül 2%-a *szőlő*. Tehát összességében kijelenthető, hogy jelenlegi *szántóink* túlnyomó többsége száz évvel korábban is *szántó* volt.



5.4. ábra. A felszínborítási formák százalékos eredete 2000-re az 1900-as állapotból kiindulva. Példa a magyarázatra: az ábra jobbról harmadik oszlopa szerint a 2000-ben erdőként azonosítható rácspontok 32,5%-a 1900-ban még *szántó*, 9,5%-a *gyep*, stb. volt.

Gyep esetén is a *szántóhoz* hasonló arányokat figyelhetünk meg: a jelenlegi *gyepek* 80% feletti része 100 évvel korábban is *gyep* lehetett. Csak 8-9%-a volt korábban *mocsaras, lápos terület*, illetve 6-7%-a került felhagyott *szántók* helyére.

A mai *szőlők, gyümölcsösök* közel 70%-a *szántók* területén jött létre, s csak kb. 3%-a létesült korábbi *erdők* kiirtásával. E kategória mindössze ¼-e fekszik korábbi

szőlők területén. Bár ennek az összevont kategóriának (*szőlő, gyümölcsös*) csak körülbelül kétharmada *szőlő* (a rendelkezésre álló statisztikai adatok alapján egyharmada *gyümölcsös*), e 25% körüli érték is a már korábban említett 20. századi termőhelyátrendeződést támasztja alá a *szőlők* esetén.

Módszerünk segítségével az is megállapítható, hogy a 20. századi jelentős erdőterület-növekedés legnagyobb mértékben a korábbi *szántók* területén ment végbe (az *erdők* közel harmada korábban *szántó* volt). A mai *erdők* jelentős része került még *gyepek* (megközelítőleg 10%), kisebb részük pedig korábbi *szőlők* (körülbelül 2%), valamint *lapos, mocsaras területek* (1-2%) helyére.

A felhasznált térképek alapján számottevő térbeli átrendeződést lehet megfigyelni nagyobb *tavaink, folyóink* esetén is. Mai vizeink valamivel több, mint 30%-a korábban *szántó* lehetett, s 6%-a foglalja el *mocsarak, lápok* helyét. Ezekben az adatokban megmutatkozik a Fertő tó, illetve a Balaton korábbihoz képest kisebb vízfelülete, valamint a Tisza-tó megjelenése is.

A *mocsaras, lápos területek* kiterjedése kapcsán a 20. század során jelentős összezsugorodásról beszélhetünk. A fenti adatokból azonban már az is látható, hogy nem pusztán e területek csökkenéséről beszélhetünk, hanem más területeken új mocsarak létrejöttéről is: a mai mocsaras, lápos területek több mint fele a térképekről származtatott adatok szerint olyan helyen van jelen, ahol a századfordulón feltehetően mezőgazdasági műveléssel foglalkoztak (vagy legalábbis a 19. századi nagy folyószabályozások, mocsárlecsapolások után azzal próbálkoztak). Mai mocsaraink 16-17%-a korábbi tavak helyén alakult ki, s mindössze kevesebb, mint 30%-uk volt 100 évvel korábban is mocsár.

5.1.3. Felszínborítás változás hatása a fontosabb felszínfizikai paraméterekre

Az előző fejezetben részletezett felszínborítás-változások voltak tehát azok, amelyek hatásával a modellfuttatások során számolni tudtunk. Mint ahogy azt már a 4.1.3. fejezetben említettük, a különböző felszínborítások eltérő felszínfizikai tulajdonságait a modell „felszínborítás-függő paraméterek” segítségével képes figyelembe venni. A 5.1. táblázatban összesítettük, hogy a különböző paraméterek értékei országos átlagban miként változtak a 20. századi felszínborítás-változás következtében.

Eszerint az országos átlagos albedó nem mutat jelentős eltérést: az átlagos albedó a 20. század eleji 18,04%-os értékről az ezredfordulóra mindössze 17,69%-ra

csökkent. Bár ez a csökkenés nem túl jelentős, mégis azt jelenti, hogy a valamivel alacsonyabb albedó következtében, a felszínen rendelkezésre álló energia esetén kismértékű növekedés állhatott be.

5.1. táblázat: A felszínborítás-függő paraméterek értéke országos átlagban a század- (1900), illetve ezredfordulón (2000). A rövidítések magyarázatai az 1. számú mellékletben találhatóak meg.

	1900	2000
Alb	18,05	17,70
ε	0,9750	0,9685
z_0	0,24	0,39
N_{root}	3,01	3,05
R_{cmin}	55,56	72,07
R_{gl}	107,70	129,61
h_s	58,19	88,72
LAI	2,66	2,89
σ_f^*	0,816*	0,801*

* σ_f értéke a rétegzett mintavételbe beleszámító futtatások során a felszínborítás-változással összefüggésben nem változott (csak a település kategória esetén, volt fix értéke), mindössze a 4 pár plusz kísérleti futtatás során lett felszínborítás-függő paraméterként kezelve.

Az általunk kimutatott albedó csökkenés ugyanakkor jóval kisebb, mint amekkorát *Mika et al.*, (2006) találtak 6 alföldi megyére. Ők annak ellenére 2-3-szor nagyobb csökkenést tudtak kimutatni, hogy csak az 1951-től napjainkig bekövetkezett földhasználat-változás hatását vizsgálták. A különbséget részben az magyarázza, hogy az 1951-től kezdődő időszakban – a rendelkezésre álló statisztikai adatsorok feldolgozása révén nyilvánvaló – éppen e 6 alföldi megyében történtek a legnagyobb felszínborítás-változások. Ezek alapján indokolt, hogy ebben a térségben az országos átlagos albedóváltozásnál nagyobb mértékű változások legyenek kimutathatók.

Ugyanakkor az általunk kimutatott kis albedóváltozás oka az is, hogy jelen munkában nem tudtuk figyelembe venni a különböző mezőgazdasági növények eltérő albedóját (mivel a történeti térképeken ezek nem voltak külön feltüntetve, és a fontosabb mezőgazdasági növények vetésterületeinek statisztikai adatai is csak 1921-től hozzáférhetők). Mindez azt jelenti, hogy a szántóterületek esetén egységes albedó ér-

téssel voltunk kénytelenek számolni (az MM5 a nem öntözött szántókat egyébként eredetileg is csak egy kategóriaként kezeli), így e kategórián belüli finomabb változások figyelembevételének hiánya tovább csökkentette az általunk kimutatott átlagos albedóváltozás mértékét.

A fentiekből összességében tehát az következik, hogy azokhoz a kutatásokhoz képest, amelyekben a fontosabb mezőgazdasági növények vetésterületét is figyelembe lehetett venni (Mika et al. 2006; Drüsler et al., 2009), jelen kutatás futtatási eredményeiben az albedóváltozás (nappali, melegítő) hatása csak korlátozottan jelentkezhetett.

Mindezek mellett a hazai felszínborítás megváltozása a modellben hatással volt a felszín emisszivitására (ϵ) is. Az országos átlagos érték a 0,9750-es értékről 0,9685-re csökkent, ami tulajdonképpen a Stefan-Boltzmann- törvény értelmében azt jelenti, hogy országos átlagban csökkent a felszín hosszúhullámú energiavesztesége.

A 5.1. táblázatban látható, de eddig még nem említett paraméterek közül a modellfolyamatokban a minimális sztómaellenállás (R_{cmin}) változásának tulajdonítanak még fontos szerepet (Chen and Dudhia, 2001). E paraméter átlagos értéke a hazai felszínborítás-változás következtében megnövekedett (hiszen a szántó és gyepterületek csökkenése a modellben a minimális sztómaellenállás növekedésével járt együtt), amely így összességében a transzspiráció csökkenését eredményezi. Ráadásul a többi kevésbé fontosnak tartott paraméterek közül az R_{gl} , h_s növekedése (az egyenletekben betöltött szerepük alapján) szintén a transzspiráció értékét csökkenti. Mindössze a gyökérmélység (N_{root}), valamint a LAI kismértékű növekedésének lehet ezzel ellentétes, párolgásnövelő hatása.

A fentiek mellett Jacquemin and Noilhan (1990), valamint Betts et al. (1997) érzékenységi vizsgálatai alapján másik nagyon fontos paraméter az MM5 modellben a zöld növényfelület aránya (σ_f). Mint ahogy azt a 4.1.3. fejezetben már ismertettük, ennek értéke műholdképek alapján, a modell felszínborítási kategóriáitól függetlenül lett meghatározva az év 12 hónapjára. Mivel azonban könnyen belátható, hogy e paraméter értéke a valóságban a felszínt borító növényzettel van szoros összefüggésben, ezért külön futtatásokat végeztünk annak vizsgálatára is, hogy amennyiben a szakirodalomban fellelhető adatok alapján (Sellers et al., 1996; Dickinson et al., 1993; Hagemann, 2002) a zöld növényfelület arányát is felszínborítás-függő paraméterként kezeljük, miként módosulnának az általunk kapott modelleredmények. Ha σ_f (ami egyébként 0 és 1 közötti szám) felszínborítási kategóriánként változik, abban az esetben

a 20. századi, hazai felszínborítás-változás következtében az országos átlagos értéke 0,816-ról 0,801-re csökken a modellben. Mindez önmagában azt jelenti, hogy a (19)-es képlet értelmében ez a változás a transzspiráció további csökkenését eredményezi, valamint a zöld növényfelület arány csökkenése a talajhőáram szerepének növekedésével is együtt jár.

A fentiek alapján összességében tehát kijelenthető, hogy a fontosabb paraméterek változásainak következtében a futtatási eredményekben a felszínen rendelkezésre álló energia növekedését, valamint az evapotranszspiráció csökkenését lehetett várni, növelve ezáltal a levegő melegítésére fordítható energia mennyiségét. A paraméterek változásai alapján tehát – a felszínborítás-változás következtében – a felszínközeli modelleredmények országos átlagában melegítő, illetve szárító hatásra lehetett számítani. A fontosabb paraméterek (*albedó*, ε , σ_f , R_{cmin} , N_{root} , LAI) felszínborítás-változás következtében fellépő térbeli változását az 5. számú melléklet térképei szemléltetik, míg a futtatások eredményei a következő fejezetben kerülnek részletes bemutatásra.

5.2. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás meteorológiai hatásai

A modellfuttatásokat minden egyes kiválasztott időjárási helyzetre az előző fejezetben ismertetett, századfordulói, illetve ezredfordulói felszínborítási adatbázissal végeztük el (tehát időjárási helyzetenként 2 futtatást hajtottunk végre). A modell fizikai beállításai mindvégig ugyanazok voltak, s futáspáronként a kezdeti feltételeken, valamint az oldalsó határfeltételeken sem változtattunk semmit. Ennek köszönhetően az eredményekben kizárólag a felszínborítás megváltozásainak hatása jelenhetett meg.

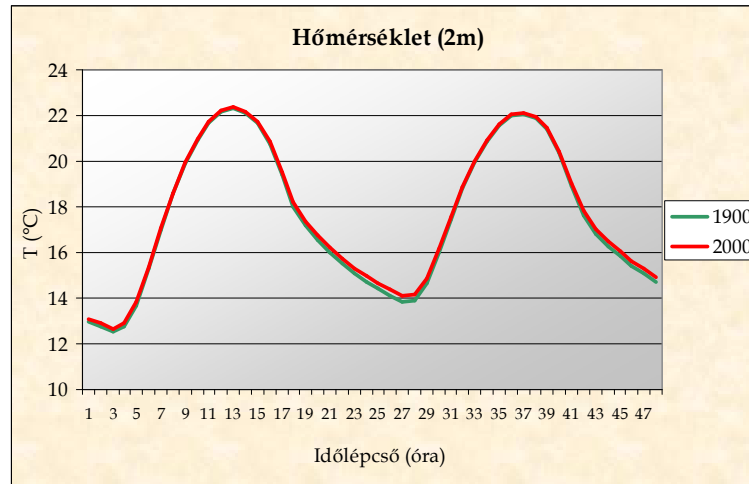
Ebben a fejezetben először a 26 időjárási helyzet (*4.1. táblázat*) rétegzett mintavétel utáni összesített éghajlati hatásai kerülnek bemutatásra országos területi átlagban, majd ezek után a regionális sajátosságokat fogjuk elemezni. Összehasonlításra kerül majd a keleti illetve a nyugati országrész, majd pedig az országos átlagtól adott esetben jelentősen eltérő felszínborítás-változások éghajlati hatásainak sajátosságait is elemezzük. Mindezek után konkrét csapadékos időjárási helyzetek rövid elemzésén keresztül ismertetésre kerül a csapadékmező-előrejelzés érzékenysége is a felszínborítás megváltozásaira. Legvégül azokat a futtatási eredményeket hasonlítjuk össze az alapfuttatások eredményeivel, amelyek során felszínborítás-függő zöld növényfelületi aránnyal számoltunk.

A felszínborítás-változás hatását alapvetően három meteorológiai változó modellezett értékein keresztül mutatjuk be: hőmérséklet, harmatpont, illetve csapadék. A hőmérséklet, illetve harmatpont esetén az aktív felszín feletti 2m-es modellszinten kiváltott változásokat ismertetjük, míg a csapadéknál a felszínre lehullott mennyiségének, valamint területi megoszlásának modellezett változását vizsgáljuk.

5.2.1. A vizsgált változók átlagos napi menete a rétegzett mintavétel után

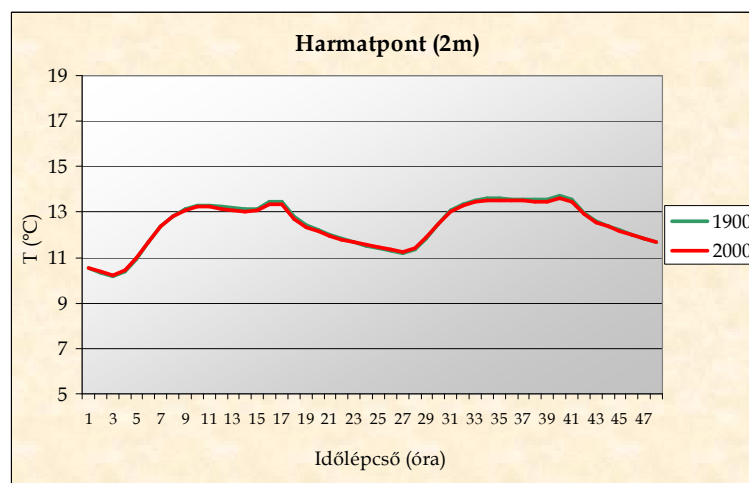
Ennek a fejezetnek a diagramjai a három vizsgált alap paraméter rétegzett mintavétel utáni átlagos menetét hivatottak bemutatni a futtatások 48 órás időintervalluma során az országra eső valamennyi rácspont átlagában. Ezek alapján egyértelműen megállapítható, hogy mindhárom paraméter modellezett változása a kiválasztott 26 időjárási helyzet alapján a vegetációs periódus alatt elvárható átlagos napi menetet adja vissza.

Az átlaghőmérséklet a kb. hajnali 4 UTC-kor beálló minimumról a délutáni órákra közel 10 fokot melegedve meghaladja a 22 C° fokot (maximum 13 UTC-kor), ahonnan aztán újra elkezd csökkenni következő nap hajnalig (5.5. ábra).



5.5. ábra. A hőmérséklet változása országos átlagban a modellezett 48 óra alatt a 26 időjárási helyzet rétegzett mintavétel utáni klímaátlagában. A zöld vonal a századfordulói, a piros az ezredfordulói felszínborítással történő futtatások eredményét mutatja (a 11., 35. óra Közép-európai nyári idő – CEST – szerint 13 órának felel meg).

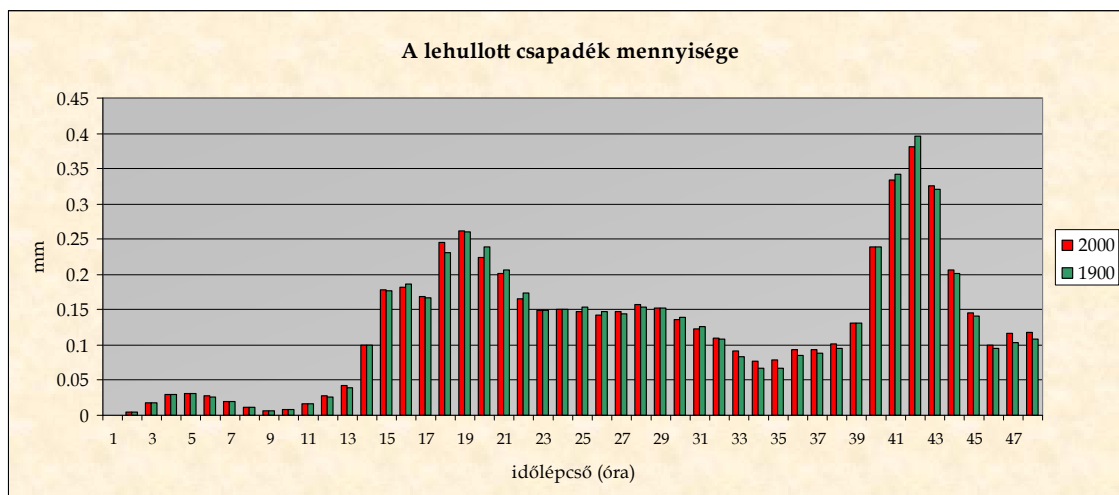
A harmatpont esetén sokkal kisebb ingadozás tapasztalható, de a minimum ez esetben is a hajnali órákban van. A harmatpont értéke az idő előrehaladtával elkezd emelkedni, hogy aztán a délelőtti óráktól kezdve az esti órákig alig változzon. A számítások szerint a harmatpont csökkenése körülbelül 17 UTC-kor kezdődik (5.6. ábra).



5.6. ábra. A harmatpont változása országos átlagban a modellezett 48 óra alatt a 26 időjárási helyzet rétegzett mintavétel utáni klímaátlagában. A zöld vonal a századfordulói, a piros az ezredfordulói felszínborítással történő futtatások eredményét mutatja.

A nappali magasabb értékeket a növényzet transzspirációja okozhatja, míg a déli órákban megfigyelhető kismértékű visszaesést a késő délelőtti órákban beinduló termikképződéssel lehet magyarázni, amely elszállítja a felszín közeléből a nedvességet is. A harmatpont értékének napi átlagos változása nagyon jó összhangban van a Soproni-hegyvidéken (bükkösben) felállított mikroklimatológiai mérőállomás által szolgáltatott, állomány felett mért értékekkel.

Annak ellenére, hogy a kiválasztott 26 időjárási helyzet közül országos átlagban csak 11 időjárási helyzetben haladta meg a 48 óra alatt lehullott csapadék mennyisége a 2 mm-t, az országos területi átlagban lehullott óránkénti csapadék mennyisége alapján is megfigyelhető napi ciklus: a modellezett, felszínre lehullott csapadék mennyisége a délutáni órákban kezd el növekedni és a csapadék intenzitása maximuma 18 UTC körül van (5.7. ábra). Ez összhangban van azzal a ténnyel, hogy a csapadékképződésben a nyári félév során térségünkben jelentős szerepet játszik a nappali erős besugárzás következtében fellépő konvekció. Ennek köszönhetően tipikusan a délután második felében, illetve a kora esti órákban alakulnak ki frontokhoz nem feltétlenül kötődő záporok, zivatarok, s emellett azok a csapadékesemények is, amelyek frontokhoz kötődnek, intenzívebbek ebben az időszakban.



5.7. ábra. Az óránkénti csapadékösszeg változása országos átlagban a modellezett 48 óra alatt a 26 időjárási helyzet rétegzett mintavétel utáni klímaátlagában. A zöld oszlopok a századfordulói, a pirosak az ezredfordulói felszínborítással történő futtatások eredményét mutatják.

Mindezek alapján összességében megállapítható, hogy a 3 vizsgált paraméter mindegyikénél megfigyelhető a rétegzett mintavétel utáni átlagokban az „elvárt” napi ciklikusság, a modellezett folyamatok megfelelnek a valóságnak, s a kiválasztott időjárási helyzetek együttesen jól reprezentálják Magyarország éghajlati elemeinek napon belüli változását a vegetációs periódus ideje alatt.

5.2.2. A felszínborítás-változás átlagos hatása Magyarországon

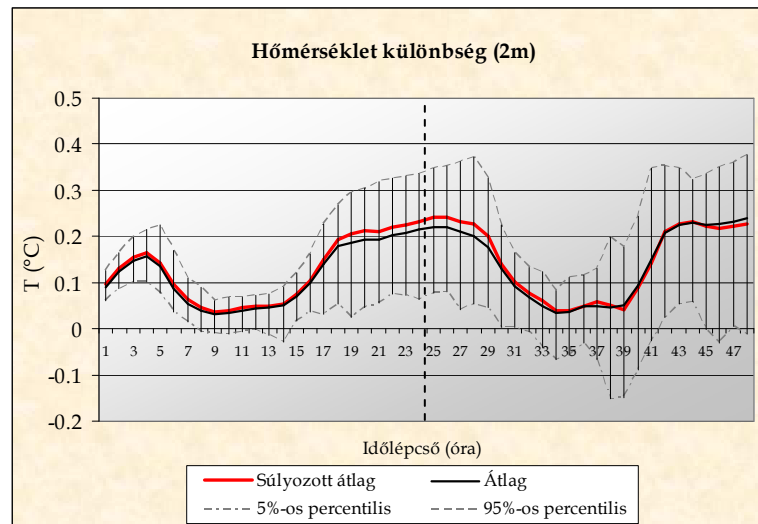
A fentiek után a felszínborítás-változás meteorológiai hatásainak elemzésére térünk át, sorra véve a három kiválasztott meteorológiai változónkat. A hatások bemutatására különbség diagramokat fogunk használni, amelyek úgy készültek, hogy az ezredfordulói felszínborítással futtatott helyzetek rétegzett mintavétel utáni országos átlagaiból vontuk ki a századfordulóra vonatkozó ugyanilyen értékeinket. A hatások időjárás helyzettől való függésének érzékeltetésére a diagramokon minden esetben feltüntetjük az 5, illetve 95%-os percentilisek által lehatárolt intervallumot. Az adatokat a rétegzett mintavétel utáni súlyozott átlagok alapján elemezzük, de a diagramokon jelöljük a számtani átlagok értékét is.

Mivel a modellnek bizonyos „felpörgési” idő („spin up time”) szükséges a meteorológiai folyamatok minél pontosabb leírásához, ezért az ismertetett eredményeknél csak a futtatás 25-48. óráig tartó (tehát 1 napos) időszakban számított értékeit, s az ezekből származtatott különbségeket vesszük figyelembe, s csak azokat magyarázzuk. A diagramokon ennek ellenére szerepelni fognak a modellfuttatás első 24 órájában kiszámított értékei is azért, hogy a modellfolyamatok, illetve a különbségek kialakulásai jobban nyomon követhetőek legyenek.

5.2.2.1. Hőmérséklet

A 2 méteres hőmérséklet különbség diagram grafikonján (5.8. *ábra*) egyértelműen látszik, hogy a felszínborítás-változás országos átlaghőmérsékletre gyakorolt melegítő hatása az egész nap folyamán kimutatható. A legnagyobb különbség a hajnali órákban adódik, közvetlenül napfelkelte előtt. Ekkor a melegedés mértéke országos területi átlagban meghaladja a 0,24 °C-ot, míg a legkisebb különbség a nappali órákban mutatkozik (10 UTC-kor), 0,04 °C.

E napi menetet leginkább a szenzibilis, látens, valamint a talajhőáram értéke határozza meg. Eredményeink szerint a nappali órákban a felszínborítás-változás következtében országos átlagban csökkent a látens hő, s növekedett a szenzibilis hő mértéke. Ezek alapján a két méteres modellszint esetén, a nappali órákban hőmérsékletemelkedést és harmatpontcsökkenést vártunk.



5.8. ábra. A 20. századi felszínborítás-változás hatása a 2 m-es hőmérséklet országos átlagára, rétegzett mintavétel alapján.

Mint ahogy azt az 5.9. ábrán látni fogjuk a nappali harmatpont csökkenés kimutatható, s bár a kétméteres hőmérséklet esetén is látható nappali emelkedés, az a vártnál valamivel kisebb: a különbség maximuma nem ekkor, hanem az éjszakai órákban jelenik meg.

Ennek az érdekes jelenségnek az a magyarázata, hogy a zöld növényfelülettel kevésbé borított felszín esetén felértékelődik a talaj hőháztartásának a szerepe: minél nyíltabb a felszínünk, napközben annál nagyobb hőmennyiséget képes leadni a felszín a talaj mélyebb rétegeinek, talajhőáram formájában (tehát a többletenergia egy jelentős része a talajban elraktározódik). Éjjel azonban ez a folyamat megfordul: a napközben a talaj mélyebb rétegeiben elraktározott hőmennyiség az éjszaka folyamán alulról melegíti a felszínt, így az kevésbé képes lehűlni. Ennek következtében a felszínközeli levegő hőmérséklete is magasabb maradhat.

A nappali órákban tehát – részben a talaj hő(el)vezetésének köszönhetően – a kétméteres szint levegőjének hőmérsékletében csak kis mértékben mutatkozik meg a melegítő hatás. Ezzel szemben éjjel – amikor a talaj felső rétege a kisugárzási többlet következtében veszteséget szenved el, és ezáltal lehül – a mélyebb, melegebb talajréte-

gekből talajhőáram indul el a felszín felé, ami mérsékli a legfelső talajréteg hőmérsékletcsökkenését. A mindenkori talajhőáram nagyságát elsősorban a talaj vertikális hőmérsékleti gradiense határozza meg. Mivel éjjel a látens és szenzibilis hőáramnak jóval kisebb a szerepe, mint a nappali órákban, ezért ebben a napszakban képes a talajhőáram szerepe dominálni, és hatása „zavartalanul” megmutatkozhat a kétméteres szint hőmérsékletében is.

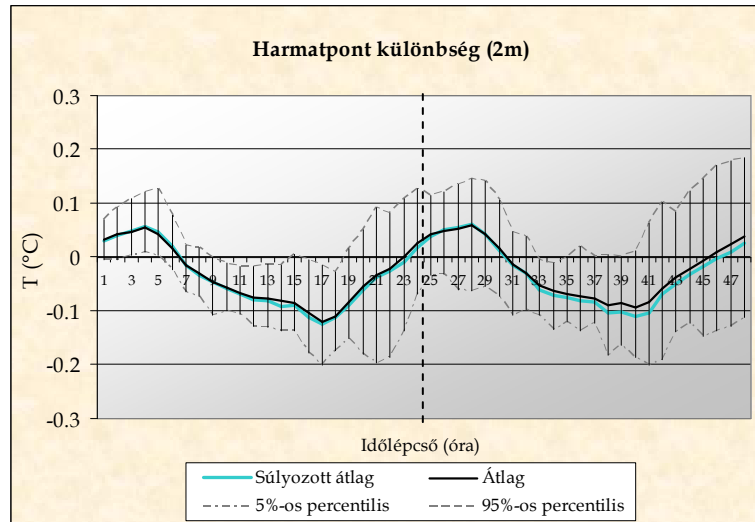
A fent vázolt folyamatokat tovább erősíti az a tény, hogy a Nap felkelte után beindul a termikképződés, és az átlagos szélesség is felerősödik, így ennek következtében a különböző felszínek eltérő hőhártartásából adódó különbségek a 2 méteres szinten nappal jobban „elmosódhatnak”. Napnyugta közeledtével ez a hatás is mérséklődik, így az eltérések is jobban megmaradhatnak.

A fentieket összegezve megállapíthatjuk, hogy a hőmérséklet-különbség diagramjának napi menetében tulajdonképpen a városi hősziget jelenség sajátosságait lehet felfedezni, amely szintén a napnyugta utáni órákban fejt ki legintenzívebben hatását (Kircsi and Szegedi, 2003). Az óránkénti értékek átlagolása után azt kapjuk, hogy a vegetációs időszakra vonatkozóan, az általunk alkalmazott módszer segítségével, a 20. század során bekövetkezett felszínborítás változás hatására $+0,15$ °C napi átlaghőmérséklet-emelkedés mutatható ki. E hatás mértéke természetesen függ az időjárási helyzet-től. A súlyozott átlagtól való eltérések az 5 illetve 95%-os percentilisek alapján a [0,03; 0,21] intervallummal jellemezhetők.

5.2.2.2. Harmatpont

A harmatpontra számított értékek esetén a napi átlag egyértelmű megváltozásáról a felszínborítás-változás következtében alig beszélhetünk (napi átlagban mindössze 0,03 °C-os csökkenés mutatható ki). Míg nappal a harmatpont egyértelmű csökkenését mutatják a számítási eredmények, addig az éjjeli órákban kismértékű emelkedést lehet felfedezni (5.9. ábra).

A nappali órákban egyértelműen az ezredfordulói felszínborítás kisebb mértékű evapotranszspirációja okozza a harmatpont csökkenését. Látható, hogy a harmatpont különbség diagramja napfelkelte után (a transzspiráció beindulását követően) megy át a negatív tartományba, és a különbség abszolút értékben vett maximuma 17 UTC-kor (CEST szerint 19 órakor) áll be. A transzspiráció leállása után a különbség grafikonja emelkedni kezd, és a hajnali órákban már a pozitív tartományban mozog.



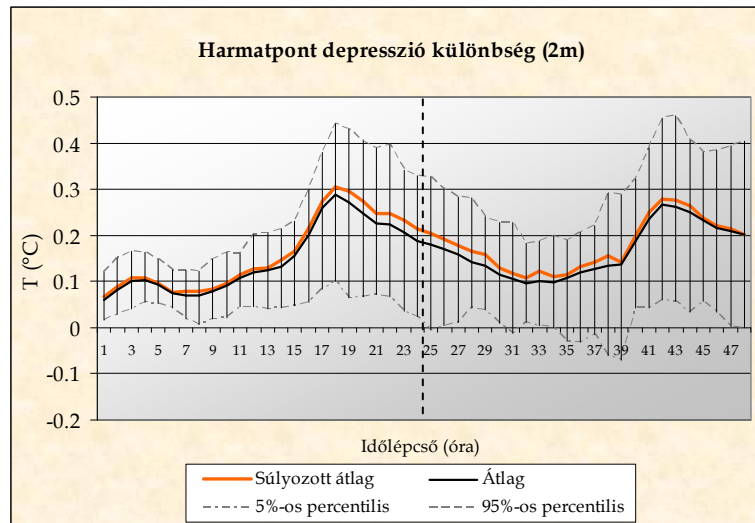
5.9. ábra. A 20. századi felszínborítás-változás hatása a 2 m-es harmatpont országos átlagára, rétegzett mintavétel alapján.

Erre a hajnali kismértékű harmatpont emelkedésre az a magyarázat, hogy modelleredményeink rétegzett mintavétel utáni országos átlagában, hajnalban a látens hő értéke 0 alá csökken, ami a hajnali harmatképződésnek a jele. Az ezredfordulói felszínborítás esetén (leginkább a megemelkedett hőmérséklet hatására) modelleredményeinkben kisebb mértékű harmatképződés mutatható ki, azaz a látens hő kevésbé süllyed a 0 érték alá. Ennek következtében kevesebb nedvességet veszít a felszínközeli levegő az ezredforduló felszínborítása esetén, s ez a harmatpont különbség diagramon a hajnali órákban harmatpont-emelkedésként mutatkozik.

Összességében tehát azt mondhatjuk, hogy bár eredményeink szerint a napi átlagos harmatpont értékében nem mutatható ki jelentős változás, a nappali órákban harmatpontcsökkenés (legnagyobb csökkenés CEST szerint 19 órakor: $-0,12\text{ °C}$), míg éjjel kismértékű harmatpont-növekedés (maximum CEST szerint 6 órakor: $+0,06\text{ °C}$) mutatható ki országos átlagban a felszínborítás-változás következményeként.

Amennyiben a hőmérséklet, illetve harmatpont-változás együttes hatását, azaz a harmatpont depresszió megváltozását nézzük (5.10. ábra), akkor megállapítható, hogy a felszínborítás-változás következtében a nap bármely szakában a 2 méteres szint levegője messzebb került a telítettségi szinttől. Ez a diagramon úgy jelentkezik, hogy a harmatpont depresszió (amelyet az aktuális hőmérséklet és harmatpont különbségeként kapunk meg) a napnak mind a 24 órájában megemelkedett a felszínborítás-változás következtében. A növekedés maximuma ($+0,28\text{ °C}$) 18 UTC-kor van, míg minimuma

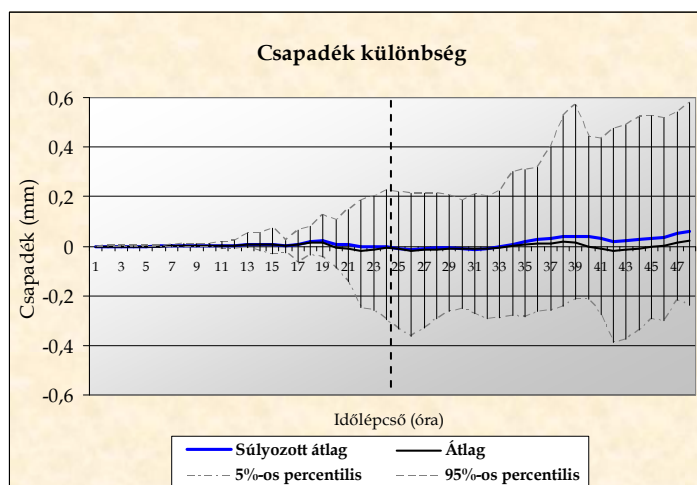
(+0,11 °C) 8 UTC-kor. A napi átlagos növekedés mértéke rétegzett mintavétel alapján +0,18 °C (az ettől való eltérést az 5 és 95%-os percentilisek alapján a [0,06; 0,26] intervallummal lehet jellemezni).



5.10. ábra. A 20. századi felszínborítás-változás hatása a 2 m-es harmatpont depresszió országos átlagára, rétegzett mintavétel alapján.

5.2.2.3. Csapadék

Ahogy a 48 óra alatt akkumulálódott csapadékkülönbség diagramon is jól látszik (5.11. ábra), az alsó határreteg megváltoztatása a modellben országos területi átlagban nem okozott jelentős mértékű változást a csapadékösszegben (csak minimális mértékű, 1,7%-os emelkedés mutatható ki a futtatások 2. napjainak rétegzett mintavétel utáni súlyozott átlagában).



5.11. ábra. A 20. századi felszínborítás-változás hatása az akkumulálódott csapadékösszeg országos átlagára, rétegzett mintavétel alapján.

Ennek ellenére, amint azt az egyes csapadékos időjárási helyzetek részletesebb elemzésénél látni fogjuk, lokálisan a csapadék intenzitására, illetve területi eloszlására a felszínborítás megváltozásának számottevő hatása lehet. Az eredményekből az is látszik majd, hogy amennyiben a felszínborítás-változás átlagos csapadékösszegre, valamint csapadékeloszlásra gyakorolt hatását kívánnánk számszerűsíteni, ahhoz sokkal nagyobb számú csapadékos időjárási helyzetre kellene elvégeznünk a modellkísérleteinket.

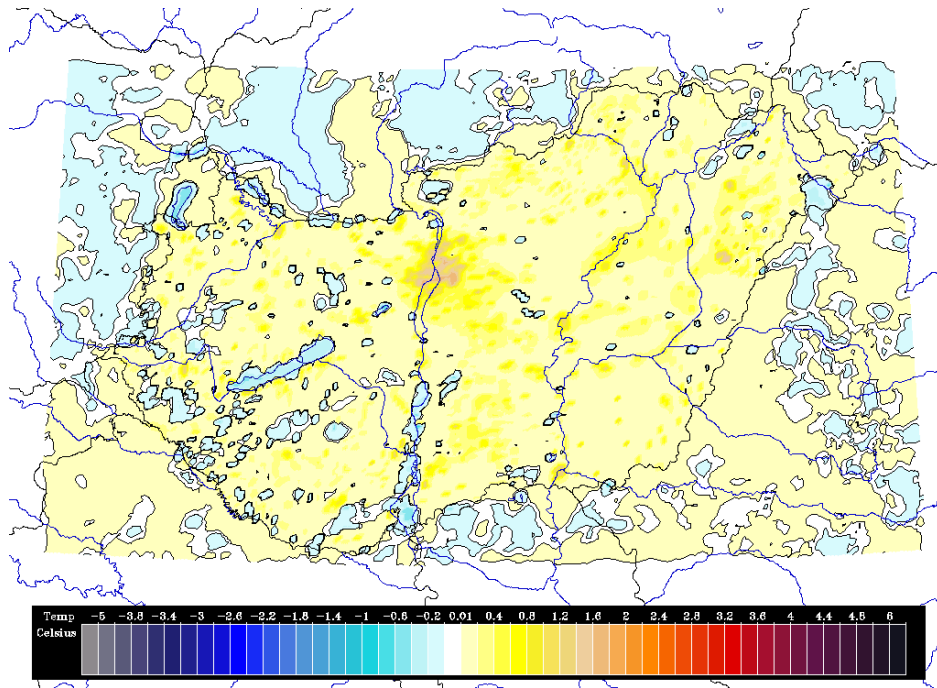
5.2.3. A 20. századi magyarországi felszínborítás-változás regionális hatásai

Míg az előző fejezetben az országos átlagos változásokat mutattuk be diagramok segítségével, (amelyeket a regionális, lokális változások térbeli átlagaként kaptunk), addig most az ezredfordulás és századfordulás futtatási eredmények különbségét térképes formában ismertetjük. Ezek alapján egyértelműen megállapítható, hogy vannak olyan magyarországi területek, ahol az országos trenddel ellentétes változások is történtek. A térképeknek köszönhetően a regionális változások sajátosságait is elemezni lehet.

5.2.3.1. Hőmérséklet

A napi átlaghőmérséklet változásának területi eloszlását szemlélteti a *5.12. ábra*. Ezen a térképen egyértelműen látszik, hogy a felszínborítás-változás következtében az ország majdnem teljes területén melegedés mutatható ki (sárga), csak kisebb térségek vannak, ahol a felszínborítás a 20. század során úgy változott, hogy következtében lokálisan hőmérsékletcsökkenés adódott (kék), vagy nem volt kimutatható változás (fehér).

Annak ellenére, hogy a modellfuttatások során az alsó határfeltételt csak Magyarország határain belül módosítottuk, az országhatárokon kívülre eső futtatási területen is voltak kimutatható kisebb hőmérsékletváltozások, ezek azonban sehol sem haladták meg a $\pm 0,1$ °C-t. A fenti térképen megfigyelhető még az is, hogy Magyarország határain belül lokálisan akár 1 °C-ot meghaladó hőmérsékletváltozás is bekövetkezhetett a felszínborítás-változás következtében. A nagyobb mértékű változások leginkább a településeink környékén jelentkeznek.



5.12. ábra. A napi középhőmérséklet megváltozásának térképe a felszínborítás 20. századi változásainak hatására, rétegzett mintavétel alapján.

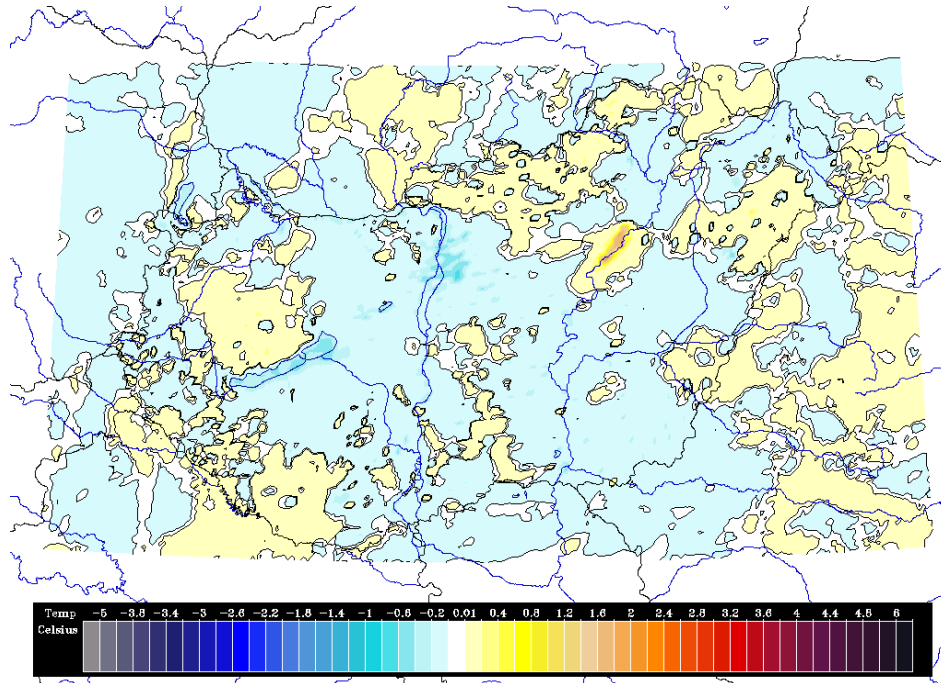
Mindezek alapján összességében kijelenthető, hogy felszínborítás-változás esetén elsősorban lokális hőmérsékletmódosító hatással kell számolni, jelentős hatást a hőmérsékletre leginkább csak a változás közvetlen közelében lehet kimutatni. Országos éghajlati melegítő hatásról is elsősorban azért beszélhetünk, mert a felszínborítás változásai az ország területén szinte mindenütt egy irányba mutattak, és jelentős területet érintettek. Érdeemes tehát a kisebb léptékű felszínborítás-változásokkal külön is foglalkozni (lásd 5.2.4. fejezet).

5.2.3.2. Harmatpont

A felszínborítás-változás hatása megmutatkozik a 2 méteres modellszint napi átlagos harmatpont változásának területi eloszlásában is. Látható (5.13. ábra), hogy a hatás iránya kevésbé egyértelmű, mint ahogy az a 2 méteres hőmérséklet esetén volt: ezen a térképen jelentős kiterjedésű kék, illetve sárga színű területek is vannak (a kék szín most azokat a helyeket mutatja, ahol a harmatpont csökkent a felszínborítás-változás következtében, a sárga pedig azt, ahol nőtt).

Határozott harmatpont-emelkedés a Tisza-tó környékén volt kimutatható, köszönhetően az új tófelületnek, míg harmatpontcsökkenés elsősorban a főváros, illetve nagyvárosaink környékén látható, hiszen ezeken a területeken a felszínborítás-változás

következtében jelentősen csökkent az evapotranszpiráció értéke. Kismértékű harmatpont-emelkedést lehet még észrevenni azokon a területeken, ahol jelentősebb új erdőterületek jöttek létre a 20. század során.



5.13. ábra. A harmatpont napi átlagos megváltozásának térképe a felszínborítás 20. századi változásainak hatására, rétegzett mintavétel alapján.

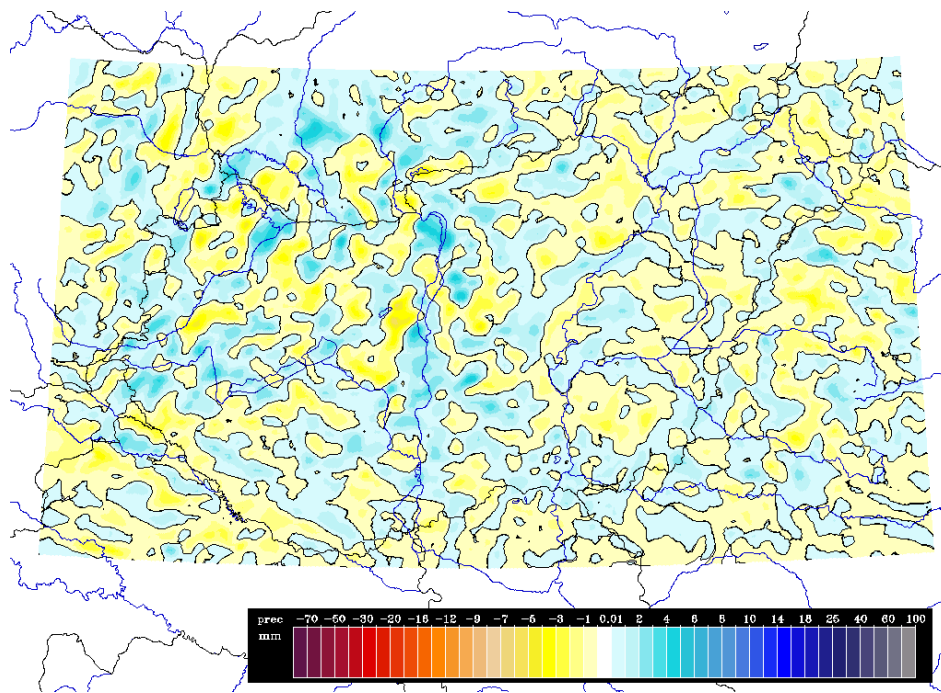
5.2.3.3. Csapadék

Mint ahogyan az az akkumulálódott csapadék különbség diagramról is leolvasható volt (5.11. ábra), a modelleredményeinkben nem volt számottevő hatása a felszínborítás megváltozásának az országhatáron belül lehullott átlagos csapadékmennyiségre. A 26 időjárási helyzet rétegzett mintavétel utáni átlagában a modellezett 48 óra alatt mind a századfordulói, mind az ezredfordulói felszínborítás esetén országos átlagban 6 mm-es csapadékmennyiséget kaptunk (1900: 5,95 mm; 2000: 6,01 mm).

Ennek ellenére, ha a csapadék-különbség területi eloszlását vizsgáljuk (5.14. ábra), akkor jól látható, hogy még az összes időjárási helyzet eredményeinek rétegzett mintavétel utáni átlagában is sok olyan terület van, ahol a felszíni változások következtében lokálisan ± 7 mm-es csapadékanómália alakult ki. Mindez azt jelenti, hogy a csapadék területi eloszlásának bizonytalansága – a 20. század felszínborítás változásától

függően – eléri, illetve meghaladja az adott időszak alatt országos átlagban lehullott csapadék mennyiségét.

Annak ellenére, hogy – részben a kísérleteink során lefuttatott kevés csapadékos időjárási helyzet miatt – nem lehet olyan térséget találni, ahol egyértelmű összefüggés teremthető a felszínborítás és a csapadékmező megváltozása között, ezek a 7 mm-es anomáliák azt jelentik, hogy az egyes időjárási helyzetekben jelentős szerepe lehet a felszínborításnak a csapadék intenzitására, illetve területi eloszlásra is.



5.14. ábra. A 48 órás csapadékösszeg változásainak térképe a felszínborítás 20. századi változásainak hatására, rétegzett mintavétel alapján.

Annak a kérdésnek a megválaszolásához azonban, hogy a felszínborítás-változás hatása éghajlati átlagban pontosan hol, és miként érvényesül, további vizsgálatok szükségesek. Ehhez az eddigieknél lényegesen nagyobb számú csapadékos időjárási helyzetre kellene futtatásokat végezni, és az eredmények kiértékelésénél részletes (akár egyenkénti) elemzésekre lenne szükség. A csapadékképződés természetéből adódóan azonban még ekkor sem biztos, hogy sikerülne összefüggést kimutatni a felszínborítás-változások és a csapadékmező változásai között. Ez azért van így, mert míg egy teoretikus, felszínről induló, meleg, kellő nedvességtartalmú légtömeg eléri a csapadékképződéshez szükséges magasságot, addig – az éppen aktuális légáramlatoktól függően – a kiindulási helyétől kilométerekkel odébb sodródik, s a szomszédos légtömegekkel is keveredik. Így, bár a felszínborítás csapadékképződésre gyakorolt hatása a légtömeg kiindulási hőmérsékle-

tén és nedvességtartamán keresztül valós, a folyamat összetettsége miatt nagyon nehezen helyhez köthető.

Mindezek ellenére, egy-egy konkrét csapadékos időjárási helyzet futtatási eredményeinek rövid elemzése révén, ebben a dolgozatban is rá kívánunk mutatni a csapadékmező-előrejelzés felszínborítással összefüggő érzékenységre (lásd: 5.2.5. fejezet).

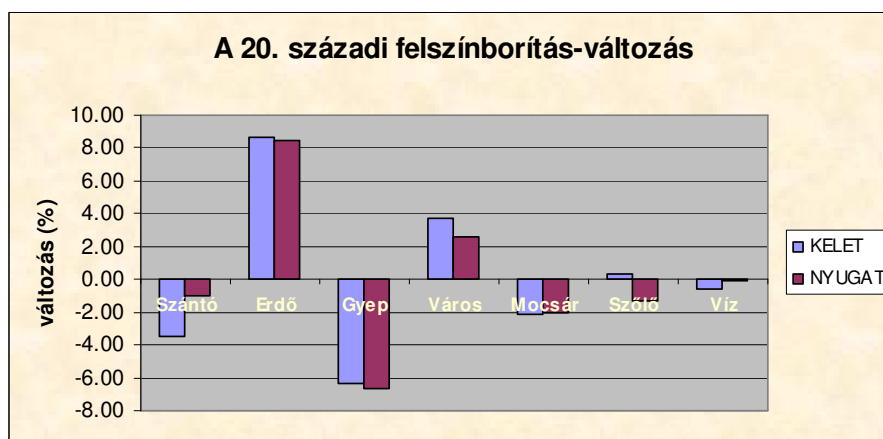
5.2.3.4. Kelet-Nyugat összehasonlítása

Mint ahogyan a bemutatott térképeken is jól látszik, az ország különböző pontjain az eltérő felszínborítás-változás következtében különböző mértékű meteorológiai hatások mutathatók ki. Éppen ezért munkánk során megvizsgáltuk külön a nyugati országrészben, illetve a keleti országrészben kimutatható átlagos hatásokat is. A keleti és nyugati országrész közötti határvonalat a jelenlegi megyehatárok szabták meg. Ennek köszönhetően tulajdonképpen a Duna medre volt az elválasztó vonal, azzal a különbséggel, hogy Pest-megye dunántúli része is még a keleti országrészhez került.

Amennyiben a fentiekben definiált keleti országrészen bekövetkezett változások hatásait hasonlítjuk össze a nyugati országrész felett kimutatott hatásokkal, akkor egyértelműen megállapítható, hogy a keleti régió lényegesen nagyobb mértékben érintett. Míg a nyugati országrészben mindössze 0,09 °C-os napi átlaghőmérséklet-emelkedést tudunk kimutatni (ahol e hatás időjárási helyzettől való függése az 5 és 95%-os percentilisek alapján a [-0,08; 0,19] intervallummal jellemezhető), addig a keleti országrész esetén 0,19 °C-os [0,06; 0,26] emelkedés magyarázható a 20. századi felszínborítás-változásokkal.

A harmatpont tekintetében ugyanakkor nem mutatható ki eltérés a két országrész között. Ez részben annak köszönhető, hogy a keleti országrészben a Tisza-tó megjelenése kompenzálta a települések nagyobb mértékű terjedéséből fakadó harmatpontcsökkenést, valamint a harmatpontra egyébként is kisebb hatása volt a felszínborítás megváltozásának.

A hőmérsékletben kimutatott különbséget részben az a tény magyarázza, hogy a keleti országrészben lényegesen jobban emelkedett a modelleredményeinkre leginkább hatással levő települések területi aránya, mint a Dunántúlon. Településeink kiterjedése a keleti országrészben a 2,32%-os arányszámról a 20. század során 6% -ra emelkedett (azaz kiterjedésük több mint 2,5× nagyobb lett), míg a nyugati országrészen az eleve magasabb arányszámról (2,61%-ról) „mindössze” 5,2%-ra emelkedett (5.15. ábra).



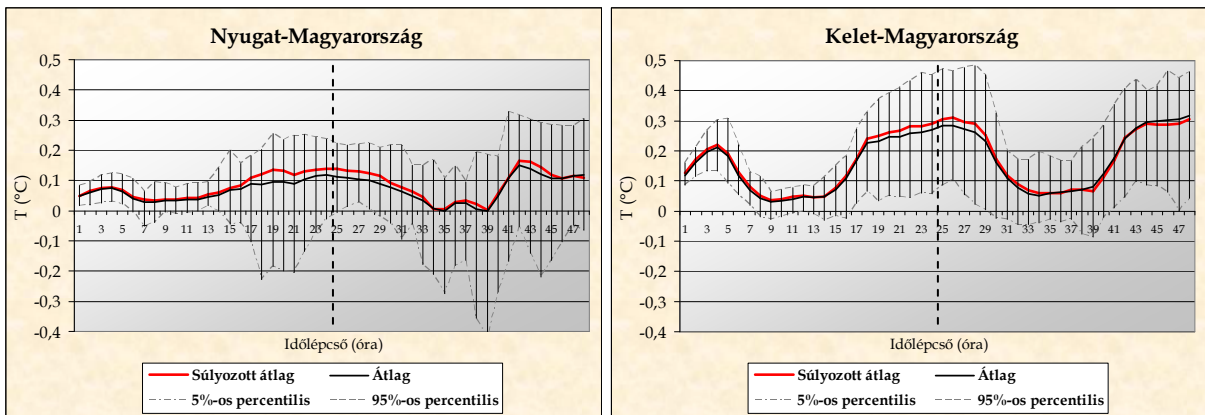
5.15. ábra. A felszínborítás 20. századi változásai a keleti (kék), illetve nyugati (bordó) országrészen (Pest-megyét teljes egészében a keleti országrészhez számítottuk).

Tovább erősíti ezt a jelenséget, hogy a kiválasztott időjárási helyzetek vizsgálata során egyértelműen bebizonyosodott, hogy a felszínborítás-változás meteorológiai következményeinek mértéke függ az időjárási helyzettől: csapadékos időjárási helyzetben kisebb a kimutatható hőmérsékleti hatás, míg száraz, napos időben nagyobb. Mivel a nyugati országrész csapadékosabb, mint a keleti, így ez is a felszínborítás-változás hatásának kisebb mértékét magyarázza.

Mindezek mellett fontos tényező az is, hogy az uralkodó szélirány hazánkban a nyugati, északnyugati, tehát a futtatások során is elsősorban ebből az irányból érkeztek a megváltoztatott felszínborítás hatása alatt nem álló, határon túli, „friss” szelek, míg a keleti országrészbe nagyobb valószínűséggel érkeznek a légtömegek országhatárokon belülről, mint kívülről. Így nyugaton a határon túlról érkező (éppen ezért a vizsgált felszínborítás-változás által nem befolyásolt) levegő nagyobb mértékben csökkenti a kimutatható hőmérsékletkülönbségeket, mint keleten. Emellett természetesen szerepet játszhat még az is, hogy a szelesebb nyugati országrészben a levegő jobban keveredik, mint a kevésbé szeles keleti országrészben, így a hőmérsékleti kontraszt szintén könnyebben elmosódhat.

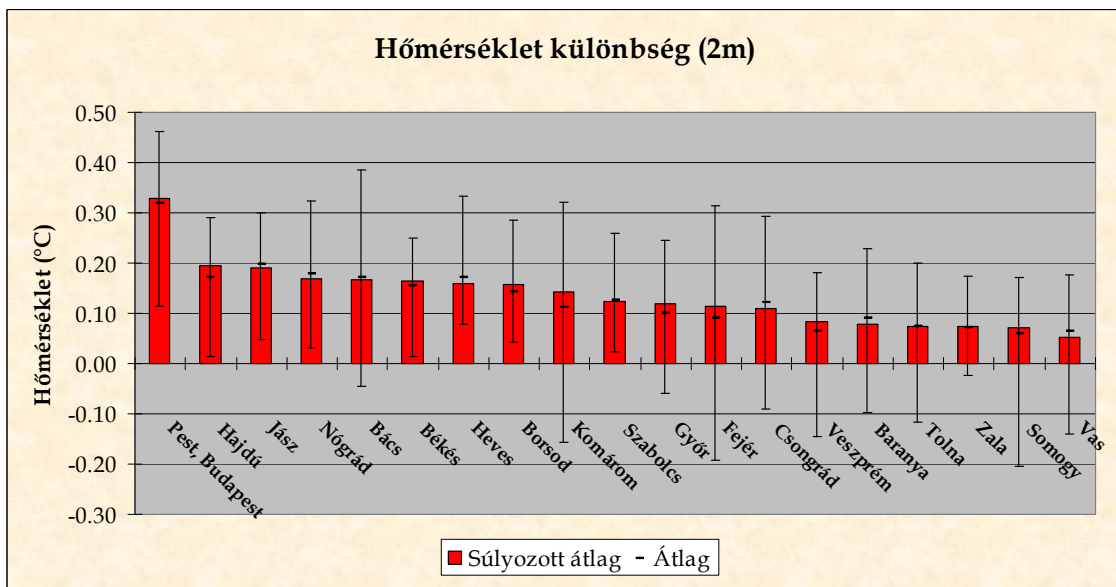
A fenti magyarázatokat támasztják alá a hőmérséklet különbség napi menetét ábrázoló diagramok is (5.16. ábra): a keleti országrészben a hőmérséklet különbség szabályosabb napi menetet mutat, míg a nyugati országrész felett bár szintén felismerhetőek a napi menet jellegzetességei, a változások mégis kevésbé egyenletesek, és lényegesen kisebbek. A déli órák környékén nyugaton szinte nincs is kimutatható hőmérsékleti hatása a felszínborítás-változásnak, és a különbség esti maximuma is alig emelkedik

0,15 °C fölé. Ezzel szemben keleten a különbség éjszakai maximuma meghaladja a 0,3 °C-ot.



5.16. ábra. A felszínborítás 20. századi változásainak hatása a nyugati (bal), illetve keleti országrész hőmérsékletére (jobb), rétegzett mintavétel alapján. Pest-megyét teljes egészében a keleti országrészhez számítottuk (a 11., 35. óra Közép-európai nyári idő – CEST – szerint 13 órának felel meg).

A fentiek után megvizsgáltuk azt is, hogy a keleti, illetve nyugati országrész megyéi mennyire viselkedtek egyöntetűen a hőmérsékleti hatást illetően. A 20. századi felszínborítás-változás napi átlaghőmérsékletre gyakorolt hatását szemlélteti a 5.17. ábra megyénkénti bontásban a vegetációs periódusra vonatkozóan.



5.17. ábra. A napi középhőmérséklet megváltozása megyei átlagban a felszínborítás 20. századi változásainak hatására, rétegzett mintavétel alapján (az ábrán az 5 és 95%-os percentilisek által meghatározott intervallumok vannak feltüntetve).

Megfigyelhető, hogy 8 megye hőmérséklete emelkedett az országos átlagnál jobban (országos átlag: 0,15 °C), és e megyék mindegyike a keleti országrészen található. Legnagyobb kimutatható hatása Pest megyében volt a felszínborítás változásának (Budapestet is Pest megyéhez vettük): ebben a megyében az általunk számított napi átlaghőmérséklet emelkedés 0,33 °C-os volt.

Az ország 19 megyéjéből 6 megyében nem érte el a számított hőmérséklet emelkedés mértéke a +0,1 °C-ot. E 6 megye kivétel nélkül mind dunántúli megye, valamint e megyék mindegyikében (Veszprém megyét leszámítva) a települések terjedése a 20. század során jóval az adott megye területének 2%-a alatt maradt. Futtatási eredményeink szerint a felszínborítás-változás hőmérsékleti hatása Vas-megyében volt a legkisebb: itt a kimutatható napi középhőmérséklet-emelkedés súlyozott átlaga alig haladta meg a 0,05 °C-ot.

5.2.4. Sajátos felszínborítás-változások lokális meteorológiai hatásai

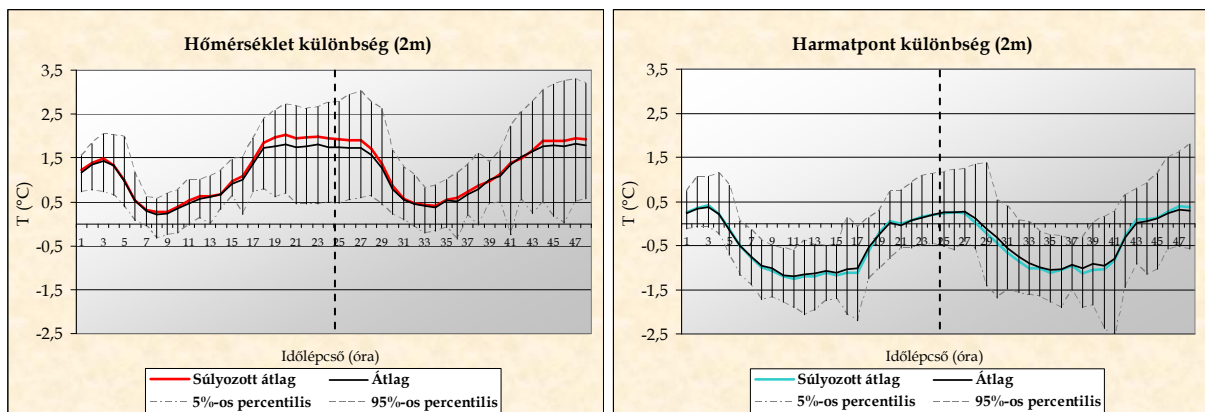
Az előző fejezetben bemutatott eredmények tulajdonképpen 4 tipikus felszínborítás-változás összesített hatásaként adódtak. Ezek közül legmarkánsabban a település-terjedés befolyása mutatkozik meg, de egyértelműen megjelennek az erdőterületek növekedésének, a lápos, mocsaras területek csökkenésének, valamint a vízzel borított területek változásainak hatásai is. Ebben a fejezetben e sajátos felszínborítás-változások meteorológiai hatásait elemezzük részletesebben.

5.2.4.1. Települések terjedése

A hőmérséklet-változás térképén (5.12. ábra) jól kivehető, hogy a legmarkánsabb hőmérsékletváltozások azokon a területeken mutathatók ki, ahol a 20. század során jelentősen nőtt a beépített felszínek aránya (pl. Budapest és egyéb nagyvárosaink környékén). Ez a folyamat elsősorban a szántó és gyep területek rovására következett be. Ennek köszönhetően fővárosunk jelenlegi határain belül, számításaink szerint, az urbanizáció folyamata a 20. század során több mint 1,27 °C-os napi átlaghőmérséklet-emelkedést okozott a vegetációs időszak alatt (időjárási helyzettől függően e hatás mértéke az 5 illetve 95%-os percentilisek alapján a [0,53; 1,92] intervallumban mozgott). A 5.18. ábrán az is jól látszik, hogy ez a hőmérsékletemelkedés nem egyformán

érvényesült a nap folyamán: a legkisebb hőmérsékleti hatás a délelőtti órákban mutatkozik (+0,3-0,4 °C), míg a legnagyobb közel 2 °C-os melegedés az éjszakai órákban.

Ez a sajátos napi menet több tényező együttes hatásaként jön létre, amelyek közül –modelleredményeink szerint – a felszín hőtároló képességének szerepe a legfontosabb. Mint ahogy azt már korábban is írtuk, az alacsonyabb zöld növényfelületi aránnyal rendelkező felszínek esetén (mint amilyen a település is) a felszín hőforgalmának szerepe jelentősen felértékelődik. Mivel település esetén – számottevő növényzet híján – lényegesen több rövidhullámú sugárzás képes elérni közvetlenül a felszínt, ezért onnan a nappali órákban lényegesen nagyobb hőáram indul meg a mélyebb rétegek felé, mint a növényzettel gazdagon borított felszínek esetén. Ennek az a következménye, hogy napközben a mélyebb rétegek is jobban felmelegsznek, így nagy mennyiségű hő raktározódik el a felszín alatt. Ezzel szemben éjszaka, amikor a felszín a hosszuhullámú sugárzási veszteség hatására (rövidhullámú sugárzási bevétel híján) hűlni kezd, és hőmérséklete a mélyebb rétegek hőmérsékleténél alacsonyabbra csökken, a hőáram iránya megfordul, s ilyenkor az alsóbb rétegek adnak le hőt a felsőbb rétegek felé. Ilyen módon a nappali időszak során felhalmozott többlet hő éjjel kevésbé engedí kihűlni a felszínt, amelynek melegítő hatása így a 2 méteres szint hőmérsékletében is megmutatkozhat. Mindemelllett a települések alacsonyabb emisszivitása is csökkenti a felszín hosszuhullámú energiavesztését.



5.18. ábra. A 20. századi felszínborítás-változás hatása a 2 m-es hőmérséklet (bal), illetve harmatpont (jobb) átlagára Budapest jelenlegi határain belül, rétegzett mintavétel alapján.

Mivel tehát a most ismertetett módon a városi felszín hőtároló képessége nagyobb, mint környezetéé, ezért az éjszaka folyamán több hővel gazdálkodhat, s így a felszín sokkal lassabban és kevésbé hűl le. Ennek köszönhetően a felszínközeli levegő hőmérséklete is

lényegesen magasabb maradhat, mint ahogyan az a modellkísérleteink során is történt. A valóságban ehhez a jelenséghez még hozzá jön az is, hogy a városi felszín antropogén hőtöbblettel is rendelkezik.

Mindemellett tudjuk azt is, hogy a városi felszínnek a vegetációs periódus ideje alatt általában alacsonyabb az albedója, mint a mezőgazdasági, illetve gyepterületeké, így a beérkező rövidhullámú sugárzásból kevesebbet is ver vissza, így ennek következtében nappal is több energia fordítható a felszín közeli levegő melegítésére, mint a magasabb albedóval rendelkező felszínborítási kategóriák esetén. Fontos tényező még az is, hogy a mesterséges felszínnek nappali párolgása (a jelentősebb növényzet hiánya, valamint a lehullott csapadékvíz elvezetése miatt) nagyon alacsony, ami azt idézi elő, hogy a már eleve magasabb sugárzási egyenlegről kevesebb fordítódik látens és több szenzibilis hőre, ezáltal még több energia jut a felszín közeli levegő melegítésére. Így a hőmérséklet különbség grafikonja (5.18. ábra, bal oldal) mindvégig melegedést mutat, amelynek maximuma az éjjeli órákban van.

A mesterséges felszínnek feletti kisebb mértékű párologtatás egyik jele a harmatpont nappali jelentős csökkenése is (5.18. ábra, jobb oldal). Ekkor a felszínborítás által kiváltott harmatpont csökkenés Budapest jelenlegi határain belül meghaladja az 1 °C-ot. A különbség csak a késő esti órákra tűnik el, éjjel pedig kismértékű harmatpont növekedés mutatkozik, ami annak következménye, hogy a magasabb hőmérséklet miatt lényegesen ritkábban fordul elő, és kisebb mértékű a hajnali harmatképződés. A harmatpont napi átlagos csökkenése eredményeink szerint eléri a -0,4 °C-ot.

Összességében tehát elmondható, hogy a települések terjedésének következtében (főként a városok közelében) a levegő lényegesen melegebbé és szárazabbá válik. Az ezt kifejező harmatpont depresszió napi átlagos értéke futtatásaink szerint a főváros jelenlegi határain belül 1,67 °C-kal emelkedett (időjárási helyzettől függően e hatás mértéke, az 5 és 95%-os percentilisek alapján a [0,58; 2,95] intervallumban mozgott). A fenti eredményeink azt támasztják alá, hogy a városi hősziget jelenség elsősorban a talajhőáram szerepével magyarázható, amely megfelel *Hafner and Kidder* (1999) következtetésének is.

5.2.4.2. Erdőterületek növekedése

Az erdőterületek növekedése is leginkább a szántók, illetve gyepek területek rovására ment végbe. Annak ellenére, hogy a 20. század során Magyarországon a legnagyobb területet érintő változás az erdőszültség növekedése volt (elsősorban a lombhullató erdők terjedése révén), eredményeinkben mégsem ennek hatása volt leginkább szembetűnő.

Ennek az a magyarázata, hogy az erdők felszínfizikai paraméterei a modellben kevésbé térnek el a szántók, és gyepek felszínfizikai paramétereitől, mint a településeké. Ennek következtében a különböző hőáramok egymáshoz viszonyított arányai is kevésbé különböznek. A modelleredményekből az állapítható meg, hogy az éjszakai órákban az erdők felett valamivel magasabb hőmérséklet adódik, mint a gyepek, vagy szántó felszínborítás esetén, míg a nappali órákban nincs kimutatható különbség. Összességében a napi átlaghőmérsékletre – erdőterület-növekedés esetén – kismértékű hőmérséklet-emelkedés adódik (0,4 °C). Az éjszakai hőmérsékletemelkedést az erdők térhódításának következményeként az magyarázza, hogy az erdők emisszivitása valamivel kisebb, így éjszaka – a kisebb hosszuhullámú sugárzási veszteség hatására – az aktív felszín kevésbé hűl ki. Nappal ez a kismértékű hatás az intenzív besugárzás, valamint a termikképződés következtében nem mutatkozik.

A Mohácsi-sziget térségében aránylag nagy összefüggő területen az országos átlaghoz képest ellentétes folyamatok zajlottak le: az összefüggő erdővel, vízzel, mocsarakkal borított területek helyét javarészt összefüggő szántók vették át. Ennek hatása az eredményekben is megmutatkozik, hiszen ebben a térségben az országos trenddel ellentétesen hőmérséklet csökkenést lehetett kimutatni, amely lokálisan meghaladta a 0,5 °C-os napi átlaghőmérséklet-csökkenést.

Az erdőterületek növekedésével összefüggésben, napi átlagban minimális harmatpont-emelkedés is kimutatható volt. Ezt azonban eredményeink szerint nem a nappali, hanem elsősorban az éjszakai különbségek okozták, mivel a megemelkedett hőmérséklet következtében az erdő felett éjszakára kisebb harmatképződés adódott. A nappali órákban a modell nem mutatott jelentős harmatpont-különbséget.

A fenti, erdőkre vonatkozó, modelleredményeinket azonban óvatosan kell kezelni, hiszen azokban elsősorban az eltérő emisszivitás szerepe dominál. Eredményeink szerint – az erdő, szántó (illetve gyepek) összehasonlításban – az albedó, érdesség, gyökérmélység, $R_{c\min}$, R_{gl} , h_s , LAI paraméterekben meglévő különbségek összességében

nem okoztak a 2m-es modellszint hőmérsékletében és harmatpontjában érzékelhető változást.

A valóságot jobban megközelítő kép kialakításához azonban elengedhetetlenül szükséges lenne az erdők sajátos hőháztartásának pontosabb leírása (pl. a zöld növényfelület arányának (σ_f) pontos meghatározásán keresztül). Az erdőknél ugyanis kilom-bosodás után a talaj hőháztartása sokkal kisebb szerepet játszik, mint pl. szántó vagy gyepek esetén. Ezt a kisebb szerepet a modellben magasabb σ_f -en keresztül lehetne érvényre juttatni. Ezzel szemben a szakirodalomban fellelhető (*Sellers et al.*, 1996; *Dickinson et al.*, 1993; *Hagemann*, 2002), erdőre vonatkozó σ_f adatok, alacsonyabbak, vagy megegyeznek a szántóterületek, gyepek σ_f értékeivel. Bár jobb híján a kiegészítő érzékenységi vizsgálatok során mi is ezekkel a számadatokkal számoltunk, hazai viszonyok között ezek az értékek feltétlen felülvizsgálatot igényelnek. A felszínhatásvizsgálatok, valamint az előrejelzések pontosságának javítása érdekében σ_f -t év közben változó (az adott felszínborítási kategória vegetációs periódusától függő) paraméterré kellene változtatni. Ennek lehetőségeit a 5.3. fejezetben még részletesebben is tárgyalni fogjuk.

Emellett megfontolandó lenne az is, hogy a Kárpát-medencében az erdőket talajvíz-függő, illetve független csoportba is besoroljuk, mert nálunk jelentős területet foglalnak el olyan erdők, amelyek száraz időszakokban a talajvízből szinte korlátlanul párologtathatnak. Ennek következtében hosszabb ideig tartó száraz időszak során lényegesen eltérhet a „talajvíz-függő” erdő transzspirációjának mértéke pl. a rövidebb gyökérszettel rendelkező gyeptől (*Móricz*, 2011) vagy a szántón megtermelt növényekétől, valamint az olyan erdőétől is, amely talajvíz-független termőhelyen él. Ez a látens és szenzibilis hőáramok arányában jelentős eltérést okozhat, s ezért a jövőben ezeket a jelenségeket is érdemes lenne a felszínborítás meteorológiai hatásainál figyelembe venni.

5.2.4.3. Lápos, mocsaras területek csökkenése

Bár országos területéhez viszonyítva a lápos, mocsaras területek csökkenése nem volt túl jelentős (mindössze 2,1%), azonban azokban a térségekben, ahol a 20. század során nagyobb összefüggő területeket csapoltak le, az eredményeinkben is felfedezhetők e változások lokális meteorológiai hatásai. Ahol a mocsaras lápos területek helyét szántó, illetve gyepek vették át (és ez volt a legjellemzőbb), ott lokálisan elsősorban éjjeli hőmérséklet csökkenés mutatható ki (kb. 0,3°C), ahol pedig erdők, ott nincs egyértelmű változás. Előbbire jó példa az egykor kétharmad Balaton nagyságú Ecsedi-láp, amely a századfordulón a Nyírség és a Szatmári síkság határán terült el, s mára már, a lecsapolást követően, szántók vannak a helyén. Utóbbira a Fertő-Hanság vidéke szolgáltat példát, ahol a korábbi kiterjedt mocsaras területek jelentős részére erdők kerültek. A harmatpont különbségben nem mutatkoznak markánsan az ilyen típusú változások.

A modelleredményeinkben a hőmérséklet esetén kimutatható különbségeket az emisszivitás és albedó megváltozásából következő, eltérő hosszú-, illetve rövidhullámú sugárzástartás magyarázza: ha mocsár helyére szántó kerül, akkor a futtatások során használt paraméterek értelmében (lásd: 2. sz. *melléklet*), a felszínnek mind az emisszivitása, mind az albedója megnövekszik. E két jelenség külön-külön is hőmérséklet-csökkenést eredményez (előbbi a hosszúhullámú sugárzási veszteség növelésén, utóbbi a rövidhullámú sugárzási bevétel csökkentésén keresztül). Ezzel szemben, amikor az új felszínborítás erdő lesz, akkor bár az albedó szintén valamelyest növekszik, a felszín emisszivitása csökken, s így a két folyamat egymást kioltja.

5.2.4.4. Vízrel borított területek változása

Tavaink, folyóink kiterjedése alig változott (az ország területéhez viszonyítva 0,6%-kal csökkent), így a vizes területek változásának országos éghajlati hatásáról sem igen beszélhetünk. Azonban lokálisan a vízfelületek változásának is vannak kimutatható meteorológiai hatásai. A Tisza-tó létrehozása pl. egyértelműen megjelenik a hőmérsékletre és harmatpontra vonatkozó eredményeinkben is. Mivel a tófelszín az éjszakai órákban melegíti a víz feletti levegőt, így az ezredfordulóra vonatkozó felszínborítással való futtatás esetén az éjszakai órákban jóval nagyobb hőmérsékleti értékeket kaptunk a Tisza-tó térségében, mint amit a századforduló felszínborítása esetén. Ekkor ezen a területen túlnyomórészt még szántó volt. Napközben azonban a hatás megfordul: a tó

vizének viszonylag alacsony hőmérséklete nem engedi annyira felmelegedni a felette lévő levegő hőmérsékletét, tehát napközben (modelleredményeink szerint a nap huszonnégy órájából tízben) a tó hűtő hatása érvényesül. A vegetációs periódus ideje alatt a nap 24 órájának átlagában a tófelszín melegítő hatását találtuk erősebbnek, így összességében a Tisza-tó megjelenése lokálisan 0,5 °C-kal emelte a napi átlaghőmérsékletet.

A harmatpont különbség esetén már nem volt ilyen napszakfüggő előjelváltás, azonban napi menet ennél a paraméternél is megfigyelhető: az éjszaka folyamán, közel 3 °C-os harmatpont-emelkedés volt kimutatható, míg napközben ez a különbség mindössze 0,5 °C volt. Ennek oka az, hogy éjszaka a szabad vízfelület állandóan párologni képes, míg a növényzet transzspirációja éjjel leáll. Napközben a transzspiráció beindulása után egyre csökken a különböző felszínek párolgása közötti különbség, így a 2 méteres harmatpont esetén is csökkennie kell a felszínborításból adódó különbségeknek.

Összességében tehát a fentiek alapján kijelenthető, hogy a vízfelszínnek csökkenése a modelleredményeinkben a levegő napi átlaghőmérsékletének, valamint nedveségtartamának csökkenését, míg növekedése éppen ezzel ellentétes folyamatokat vált ki.

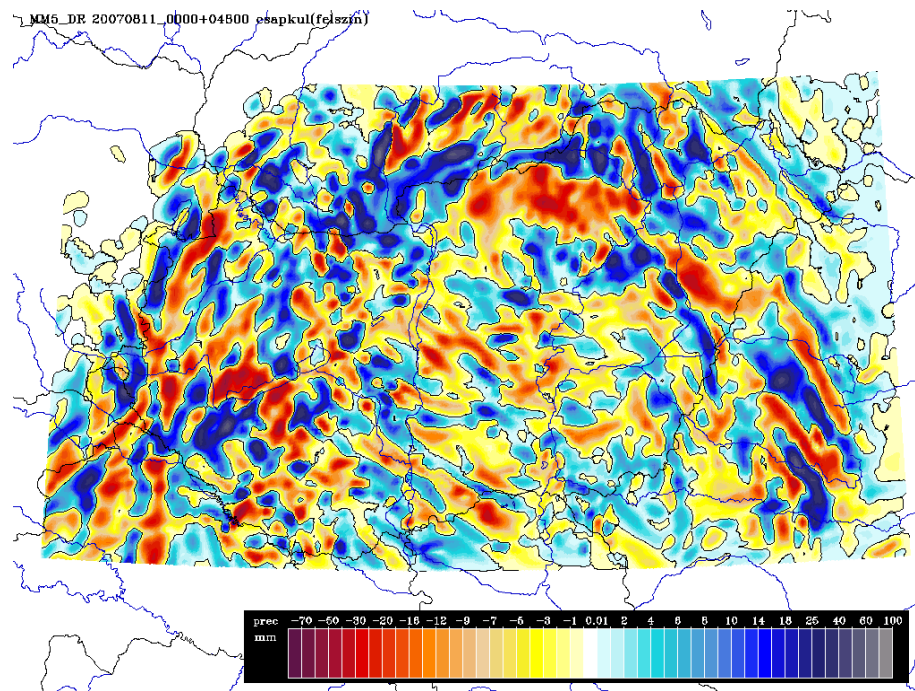
5.2.5. A felszínborítás-változás hatása a csapadéokra konkrét időjárási helyzetekben

Bár az eredmények általános bemutatása során már láthattuk, hogy az országos átlagban lehullott csapadék mennyiségére nem volt jelentős hatása a felszínborítás megváltozásainak, azonban a modellezett csapadék területi eloszlása minden egyes csapadékos időjárási helyzetben nagy érzékenységet mutatott.

Ez a jelenség az úgynevezett „trigger” hatással magyarázható, miszerint – különösen a levegő labilis rétegződése esetén – egy-egy zápor, zivatar kialakulási folyamatát, jelentéktelennek tűnő hatások is elindíthatják, illetve jelentősen módosíthatják. Ilyen lehet például az eltérő hőháztartású felszínek fölött kialakuló néhány fokos hőmérsékletkülönbség is. Így lehetséges az, hogy a futtatásaink során – teljesen azonos makroszinoptikus helyzetben – különböző felszínborítások mellett a csapadék más-más területi eloszlásban hullott le. E jelenség részletesebb bemutatására két csapadékos futtatási időpontot választottunk ki.

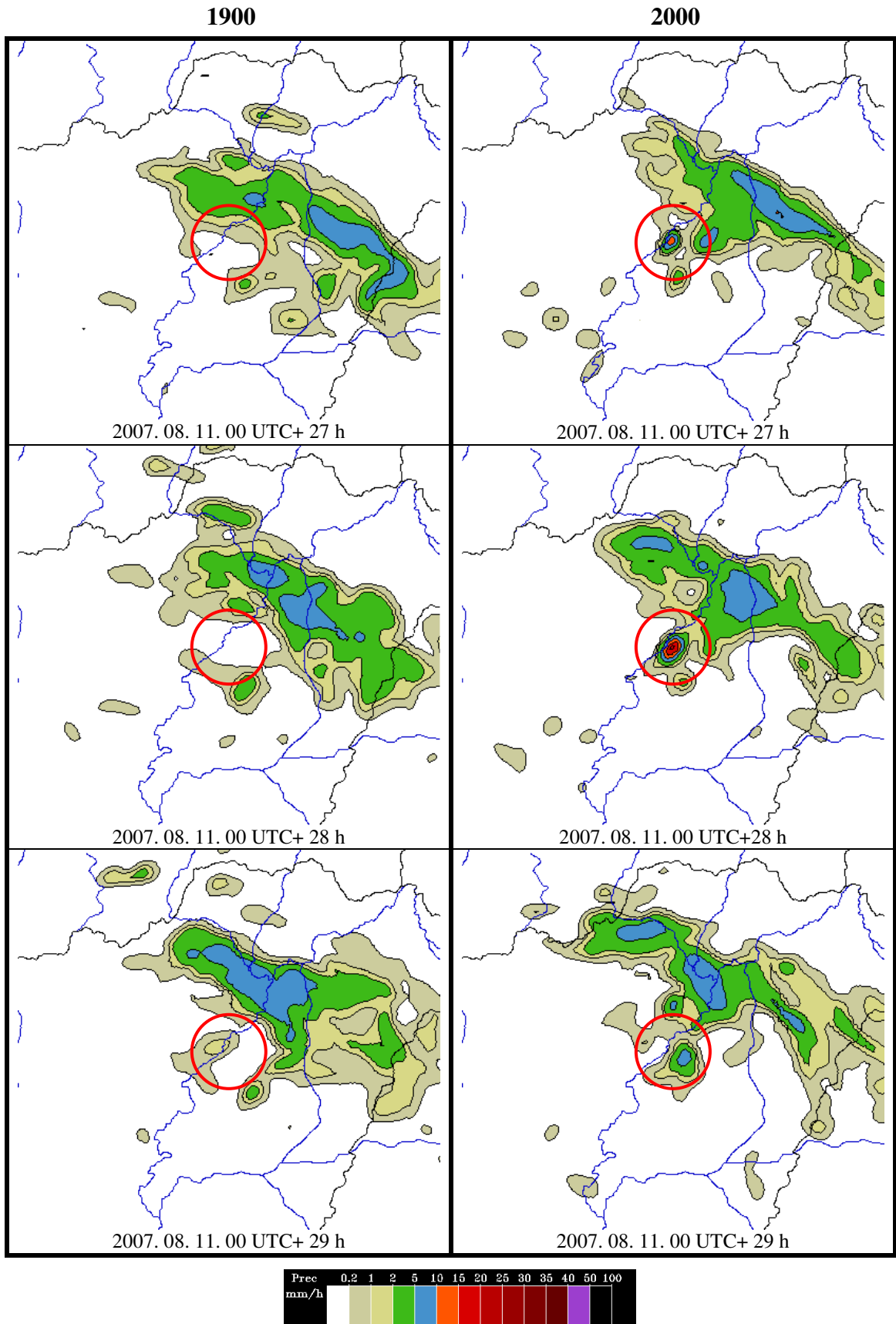
Az első esetben, a 2007. 08. 11-ei időjárási helyzet során, országos átlagban a modellezett csapadék mennyisége 48 óra alatt 17 mm körül volt. A különböző felszínborítással történt futtatások esetén ebben az átlagos számértékben viszonylag csekély eltérés adódott: míg a századfordulói felszínborítás esetén a számítások szerint 17,8 mm

csapadék hullott le az országhatárokon belül, addig az ezredforduló esetén 16,5 mm-t lehetett kimutatni. Mindezek ellenére – mint ahogy az *a 5.19. ábrán* is látható – a 48 óra alatt lehullott csapadékösszegben, lokálisan 40 mm-t meghaladó különbségek is mutatkoztak.



5.19. ábra. A csapadék 48 órás összegének térbeli különbségei a felszínborítás 20. századi változásainak hatására egy konkrét időjárási helyzetben (2007. 08. 11. 00 UTC + 48 óra). A legnagyobb különbségek meghaladták a ± 40 mm/48 óra értéket!

Az eset külön érdekessége, hogy a futtatás 27-29-ik órájában a Tisza-tó csapadékképződésre gyakorolt hatása egyértelműen kimutatható (*5.20. ábra*). Ez a kiragadott három órás időintervallum nagyon szemléletes példát szolgáltat arra, hogy a felszínborítás megváltozása miként okozhat lokálisan jelentős különbségeket az előrejelzett csapadékmezőben.



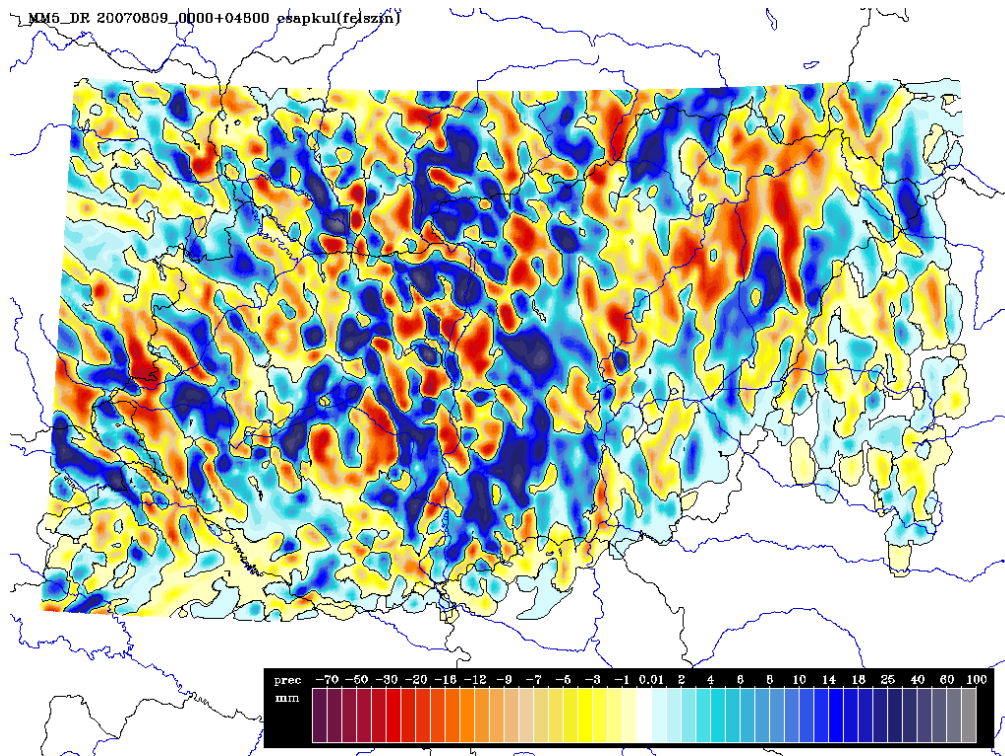
5.20. ábra. A Tisza-tó hatása a modellezett csapadék intenzitására (2007. 08. 11.).
Az első és a második oszlop különbségeit egyedül az eltérő alsó határfeltételek okozták.

Ebben a hajnali időszakban (CEST szerint reggel 3 és 6 óra között), a századfordulói felszínborítás esetén (amikor a Tiszát még nem duzzasztották) a mai tó közvetlen közelére csak 1-2 mm csapadék adódott a modelleredmények szerint. Ezzel szemben az ezredfordulói felszínborítás esetén, amikor az éjjeli órákban a már létező, nagy, összefüggő vízfelület hő- és nedvességforrásként funkcionált, a számítások egy olyan intenzív helyi zápor kialakulását mutatták, amely 3 óra alatt lokálisan 40 mm csapadékot képes adni.

Az eredményekből egyértelműen látszik, hogy bár a modell szerint a nagyobb léptékű légköri feltételek mindkét esetben adottak voltak a térségben egy lokális zápor kialakulásához, azonban az intenzív konvektív folyamatok beindulásához szükséges hőmennyiség csak a Tisza-tó megléte esetén állt rendelkezésre. Ennek köszönhető, hogy a számítások szerint, csak az ezredfordulói felszínborítás esetén alakult ki lokálisan jelentős mennyiségű csapadékot hozó zápor.

A most ismertetett jelenséggel kapcsolatban fontos még megemlíteni azt is, hogy a Tisza-tó feltehetően másképp viselkedett volna a nappali időszakban, hiszen ekkor az éjjeli szerepével ellentétben a vízfelület a felszínközeli levegő hőmérsékletét általában hűti.

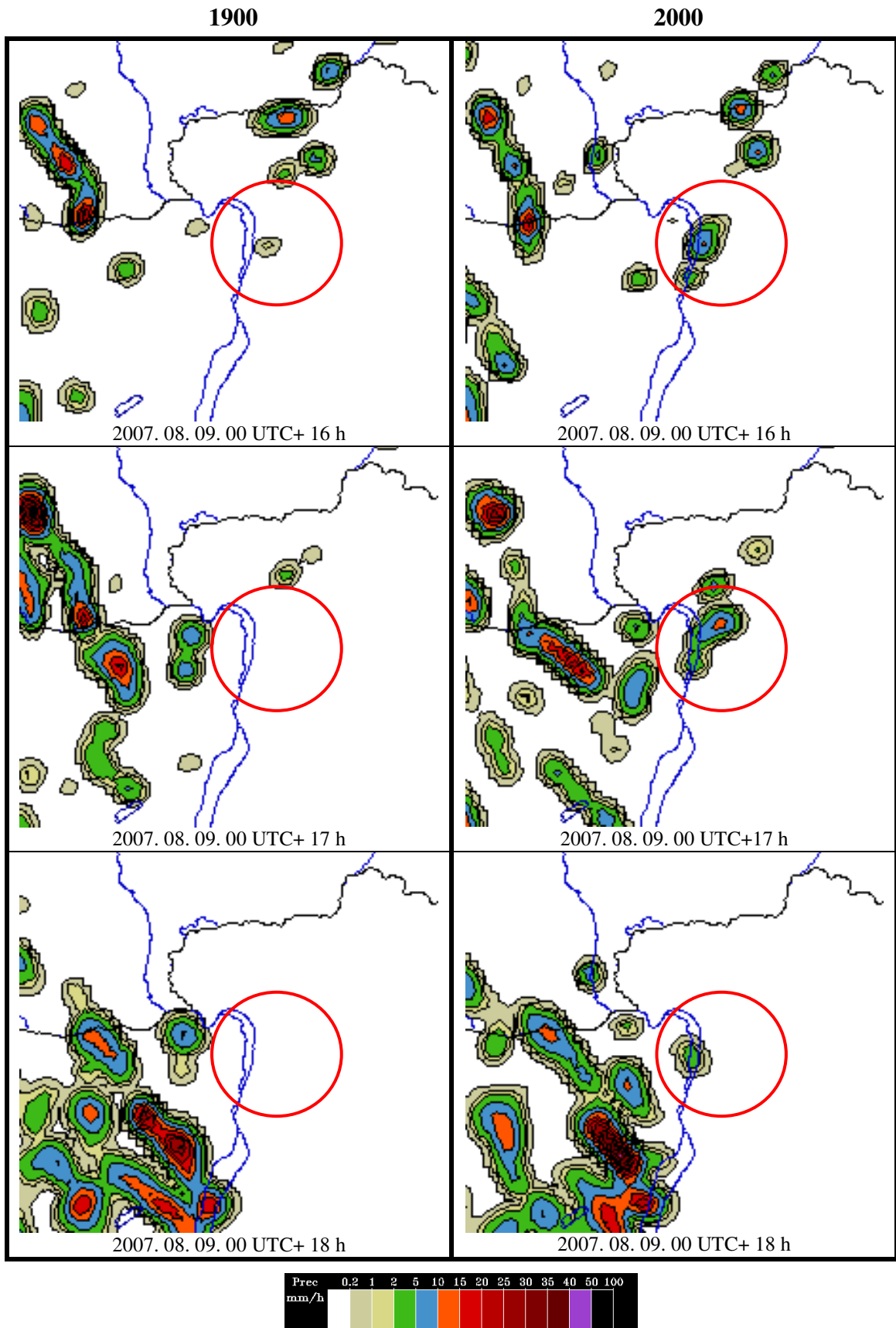
A másik esetünkben (2007. 08. 09.) Magyarország időjárását egy mediterrán ciklon hátoldala határozta meg. Ekkor a délutáni órákban záporok, zivatarok alakultak ki elsősorban az ország nyugati felén. A vizsgált 2 napos időszak alatt országos átlagban lehullott csapadék mennyisége a századfordulói felszínborítással történő futtatás esetén 11,5 mm-nek adódott, míg az ezredfordulói esetén 12,1 mm volt. A felszínborítás hatására kialakult akkumulálódott csapadékösszeg-különbséget ábrázolja a 5.21. *ábra* a modellezett 48 órára. Ezen azt láthatjuk, hogy ebben az időjárási helyzetben is 40 mm-t meghaladó lokális csapadék-különbségek alakultak ki. Az előző helyzethez hasonlóan a felszínborítás hatása itt is kimutatható, de jelen esetben ez leginkább Budapest térségében figyelhető meg.



5.21. ábra. A csapadék 48 órás összegének térbeli különbségei a felszínborítás 20. századi változásainak hatására egy konkrét időjárási helyzetben (2007. 08. 09. 00 UTC + 48 óra). A legnagyobb különbségek meghaladták a ± 40 mm/48 óra értéket!

A futtatás 16-18. órájában a főváros északi részén az ezredfordulói felszínborítás esetén zivatarcella képződött, amely a délies áramlatnak köszönhetően észak felé sodródott, és Szentendrei-sziget felett (illetve attól kicsit keletre) 10 mm/h intenzitású csapadékot adott. Ugyanezekben az órákban a századfordulói felszínborítás esetén Budapesttől északra nem hullott számottevő eső (5.22. ábra).

Ez a jelenség azzal magyarázható, hogy a koraesti órákra az ezredfordulói nagyobb kiterjedésű mesterséges felszínek magasabb hőmérsékletűek voltak Budapest környékén, így a térségben a felszínről erőteljesebb feláramlás indulhatott be, ami az amúgy is labilis légkörben elegendő volt egy helyi zápor kialakulásához. Ezzel szemben a századfordulói felszínborítással való futtatás során a modell az 1-2 fokkal alacsonyabb hőmérsékletű felszín hatására kisebb feláramlással számolt a térségben, így ebben az esetben csak minimális mennyiségű csapadék tudott kialakulni.



5.22. ábra. A városi területek növekedésének hatása a modellezett csapadék intenzitására Budapest környezetében (2007. 08. 09.). Az első és a második oszlop különbségeit egyedül az eltérő alsó határfeltételek okozták.

Általánosságban a többi csapadékos időjárási helyzetről is elmondható, hogy az „előrejelzett” csapadékező területi eloszlása érzékenyen reagált a felszínborítás megváltozásaira. Ennek ellenére az átlagolt eredményeink alapján nem lehet olyan területet találni, amelyről egyértelműen kijelenthető lenne, hogy a múltban történt felszínborítás-változások csapadéktöbbletet, vagy hiányt okoztak. Eredményeinkből az is látszik, hogy a nap azon szakaszán alakulnak ki jelentősebb különbségek a modellezett csapadékezőben, amikor a felszínközeli hőmérsékletekben nagyobb eltérések adódnak a felszínborítás változásainak következtében.

Összességében kijelenthető, hogy a hazai felszínborítás-változás csapadékképződésre gyakorolt hatása kutatásunk során egyértelműen bebizonyosodott, azonban ez a folyamat összetettsége miatt az időjárási helyzetek átlagában nem volt pontosan helyhez köthető. Adott markáns felszínborítás-változás csapadékra gyakorolt hatása (pl.: Tiszató, vagy Budapest esetén) konkrét időjárási helyzetben megfigyelhető, de ennek jellegzetessége jelentősen függ az aktuális időjárási helyzettől, s akár a napszaktól is.

5.3. A zöld növényfelület arányának (σ_f) hatása a modelleredményekre

Mivel *Jacquemin and Noilhan* (1990), valamint *Betts et al.* (1997) érzékenységi vizsgálatai is azt bizonyítják, hogy a zöld növényfelület arányának (σ_f) nagyon fontos szerepe van az MM5 modellben a felszíni folyamatok leírásában, ezért az alapfuttatásokon felül (melyek során σ_f értéke a település kategóriát leszámítva felszínborítási kategóriától független volt) további érzékenységi vizsgálatokat is folytattunk e paraméter hatásának számszerűsítésére. Mivel σ_f értéke a valóságban a felszín borító növényzet mennyiségével van szoros összefüggésben, ezért indokoltnak tartottuk, hogy e paraméter is az összes felszínborítási kategória függvényében változzon. Minderre azért is volt szükség, mert azt találtuk, hogy az 5 év AVHRR adataiból származtatott $0,15^\circ$ -os (~16,65 km-es) felbontású σ_f adatok a Kárpát-medencére vonatkozóan a futtatások általános felbontásához (2,5 km) viszonyítva nem elég pontosak és részletesek. Mivel túl nagy területre szolgáltatnak átlagos értéket, ezért a felszínborítás kisebb léptékű különbözőségeiből adódó eltéréseket nem engedik megmutatkozni, így az operatív előrejelzés igényeit sem elégítik ki teljes mértékben.

Így tehát az érzékenységi vizsgálatok során azzal a feltételezéssel éltünk, hogy σ_f valójában minden felszínborítási kategória esetén egy jellemző értékkel rendelkezik, s ezért a szakirodalomban fellelhető adatok alapján (*Sellers et al.*, 1996; *Dickinson et al.*, 1993; *Hagemann*, 2002) a zöld növényfelület arányát is felszínborítás-függő paraméterként állítottuk be (tehát minden egyes kategóriához hozzárendeltünk egy-egy fix σ_f értéket, amelyeket a *1. számú melléklet* táblázatában megtalálhatók). Mindezek után arra a kérdésre kerestük a választ, hogy ezek a változtatások mennyiben képesek módosítani az általunk kimutatott felszínborítás-változások éghajlati hatásait.

Mivel a rendelkezésre álló futtatási időkeret miatt arra nem volt lehetőség, hogy a futtatásokat mind a 26 időjárési helyzetre újra elvégezzük, ezért a már meglévő 26 időjárési helyzetünk közül választottunk ki négyet az alábbi szempontok szerint:

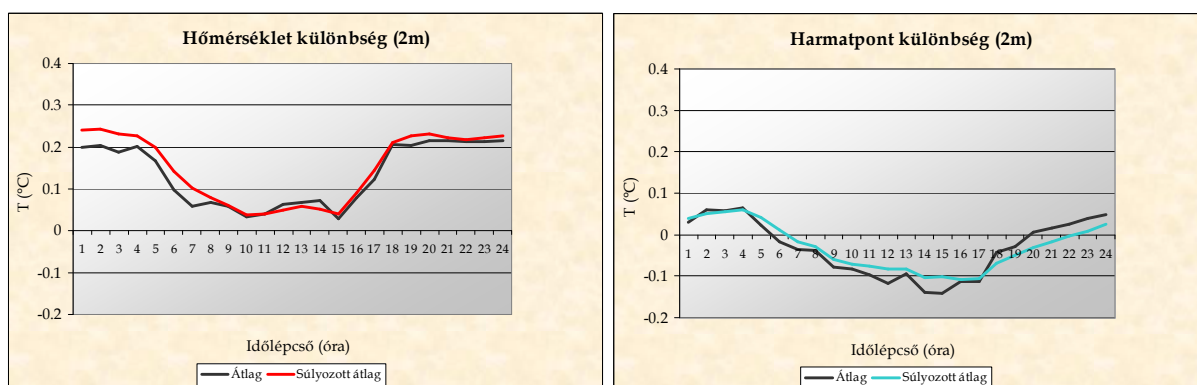
1. Mindenképpen szükségünk volt arra az időjárési helyzetre, amelyben a felszínborítás-változás hatása a hőmérsékletre a legkisebbnek adódott. Ennek a feltételnek a 2006. 06. 29-ei szituáció felelt meg, melyben jelentős mennyiségű csapadék hullott a modellezett 48 óra alatt.
2. Szerettük volna, hogy a másik véglet is reprezentálva legyen a szűkítés után, s így esett a választás a 2006. 09. 10-ei időpontra, hiszen az előző helyzettel ellentétben, ebben az időjárési helyzetben volt a felszínborítás megváltozásának a legnagyobb hatása a futtatási eredményeink hőmérsékletére.
3. Mindezek mellett mindenképpen szükség volt olyan időjárési helyzetre is, amelyben a felszínborítás megváltozásának hatása közel volt a többi 26 időjárési helyzet rétegzett mintavétel utáni átlagához. Azt reméltük, hogy ha az így megválasztott időjárési helyzet jól reprezentálja a teljes éghajlati átlagot, akkor a σ_f változásának hatásáról is átlagos képet kaphatunk. Végül két időjárési helyzetre esett a választás (2007. 06. 29., illetve 2007. 07. 05.). E kettő volt az, amely a 0,15 °C-os, átlagos hőmérsékleti hatáshoz a legközelebb esett (egyik felülről, másik alulról közelítette).

Azt, hogy a fenti megfontolások után kiválasztott négy időjárési helyzetben az alapfuttatások során külön-külön mekkora hőmérsékleti hatást lehetett kimutatni a felszínborítás-változás következtében, a *5.23. ábra* szemlélteti.



5.23. ábra. A felszínborítás 20. századi változásainak hatása a napi középhőmérsékletre a kiegészítő érzékenységi vizsgálatok céljából kiválasztott négy időjárási helyzetben.

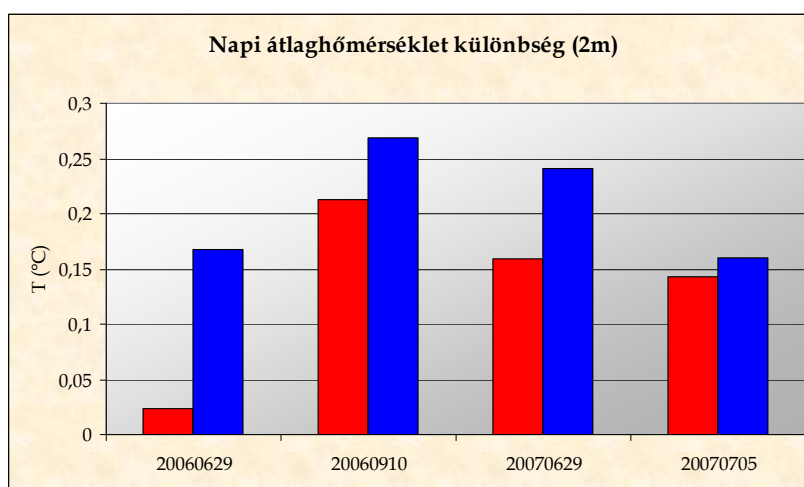
Azáltal, hogy a hőmérsékleti hatás szempontjából a két véglet és két átlaghoz közeli időjárási helyzet is kiválasztásra került, joggal remélhettük, hogy ezek együttesen reprezentálni tudják a teljes minta súlyozott átlagát. Éppen ezért megnéztük, hogy a kiválasztott négy időjárási helyzet átlaga milyen mértékben tér el a 26 időjárási helyzet rétegzett mintavétel utáni átlagától. Eredményül jó egyezést kaptunk: míg a rétegzett mintavétel esetén a felszínborítás által kiváltott napi átlagos melegedés mértéke $0,15\text{ °C}$ volt, addig ez az érték a 4 időjárási helyzet átlagában $0,13\text{ °C}$ -nak adódott (harmatpont esetén $0,03\text{ °C}$ helyett $0,04\text{ °C}$ lett az eredmény). Mint ahogy az a 5.24. ábra különbség diagramjain is jól látszik, a napi menetet illetően is elég pontosan visszakaptuk a 4 kiválasztott időjárási helyzetünk segítségével a rétegzett mintavétel utáni átlagos napi menetet.



5.24. ábra. A 20. századi felszínborítás-változás hatása a 2 m-es hőmérséklet (bal oldal), valamint harmatpont (jobb oldal) országos átlagára (a 12. óra Közép-európai nyári idő – CEST – szerint 14 órának felel meg); Átlag: a 4 kiválasztott helyzet számtani átlaga; Súlyozott átlag: a 26 helyzet rétegzett mintavétel utáni súlyozott átlaga.

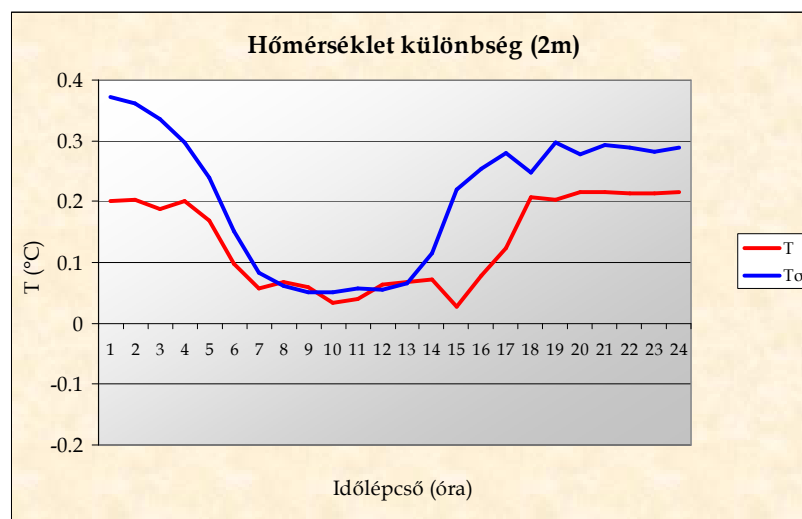
Mindezek után az itt felsorolt négy időjárási helyzetre futtattuk le ismételt a modellt a század-, illetve ezredfordulói felszínborítással (tehát összesen 8 kiegészítő futtatást hajtottunk végre). A korábbi kísérletekhez képest mindössze annyi volt a különbség, hogy σ_f értéke nem csak a települések kiterjedésének változása esetén módosult a felszínborítás következtében, hanem a többi felszínborítási kategória esetén is (a *1. számú mellékletben* szereplő értékek szerint). Így a 20. századi, hazai felszínborítás-változás következtében a σ_f országos átlagos értéke 0,816-ról 0,801-re csökkent a modellben. A többi paraméter ugyanúgy változott, mint a korábbi kísérletek során.

A 5.25. ábrán külön-külön látható, hogy az egyes időjárási helyzetekben mekkora napi átlaghőmérséklet-emelkedést váltott ki a felszínborítás megváltozása, függően attól, hogy σ_f felszínborítástól függő paraméterként volt kezelve (kék), vagy sem (piros). Megfigyelhető, hogy abban az időjárási helyzetben (2006. 06. 29-én) volt a legnagyobb szerepe σ_f -nek, amelyben az alapfuttatások során a legkisebb hőmérsékleti hatás volt kimutatható. Ott pedig, ahol az alapfuttatások során a legnagyobb hőmérsékleti emelkedést lehetett kimutatni (2006. 09. 10.), σ_f módosításainak hatása sokkal kisebb lett. Az átlagos időjárási helyzeteink esetén a σ_f értékeiben történt változtatások eltérő mértékben mutatkoztak, amit feltehetően az magyaráz, hogy 2007. 07. 05-én mindvégig élénk szél fújt, ami az intenzív keveredés következtében jelentősen csökkenti a felszín hatását a 2 méteres szint értékeire.



5.25. ábra. A felszínborítás 20. századi változásainak hatása a napi középhőmérsékletre a kiegészítő érzékenységi vizsgálatok céljából kiválasztott négy időjárási helyzetben felszínborítástól független (piros), illetve felszínborítás-függő (kék) σ_f esetén.

E négy kiválasztott helyzet átlagában eredményül azt kaptuk, hogy míg a felszínborítás által kiváltott napi átlagos melegedés mértéke felszínborítástól független σ_f esetén 0,13 °C volt, addig ez az érték felszínborítás függő σ_f esetén 0,21 °C (harmatpont-különbség napi átlagos értékében nem volt számottevő változás). A 5.26. ábráról az is látható, hogy e különbség oka az éjszakai melegítő hatás intenzitásának növekedéséből adódik, a nappali órákban nem volt lényeges különbség a kétféle megközelítés hőmérsékleti eredményei között.



5.26. ábra. A 20. századi felszínborítás-változás hatása a kiegészítő futtatások átlagában a 2 m-es hőmérséklet országos átlagára felszínborítástól független (piros görbe), illetve felszínborítás-függő σ_f (kék görbe) esetén.

A fenti futtatási eredmények ismeretében összességében azt a következtetést lehet levonni, hogy amennyiben σ_f mind a 26 időjárási helyzetben felszínborítás-függő paraméterként lett volna kezelve, akkor az általunk kiszámított +0,15 °C-os átlagos melegedés helyett, +0,21 °C körüli átlagos hőmérséklet-emelkedés lett volna kimutatható a 20. századi felszínborítás-változással összefüggésben.

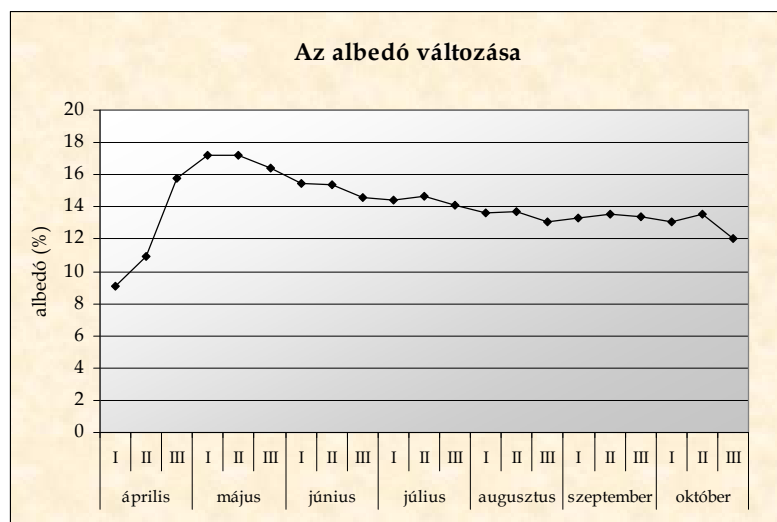
Mindezek fényében egyértelmű, hogy σ_f értékeinek megadására érzékenyen reagál a modellünk, s e paraméter pontossága jelentősen befolyásolja a felszínközeli prognosztikus változók értékét, s így az általunk kimutatható felszínborítás-változás meteorológiai hatásait is. Mivel az AVHRR adatokból származtatott σ_f adatbázis használata esetén figyelembe sem tudjuk venni a megtörtént felszínborítás-változások

σ_f paraméteren keresztül történő hatásait, ezért mindenképpen indokoltnak tűnik σ_f -t felszínborítás-függő paraméterként kezelni.

Ugyanakkor ennek a megközelítésnek is megvannak a gyengéi: azáltal, hogy minden egyes felszínborítási kategóriához fix σ_f értéket rendeltünk hozzá, tulajdonképpen azzal a feltételezéssel éltünk, hogy ennek értéke év közben nem változik semmit. Ez a feltevés azonban a felszínborítások jelentős részénél még a vegetációs periódus ideje alatt sem állja meg a helyét.

A legnagyobb pontatlanság talán a szántóterületek éven belüli változása következtében jelentkezhethet: a tavasz folyamán a zöld növényfelület aránya – akár szinte nulláról indulva – a természetett növény gyors fejlődésének következtében hirtelen megugrik, majd pedig az aratáskor egyik napról a másikra visszaesik. E hirtelen változásoknak a valóságban – a fenti eredmények alapján – érzékelhető meteorológiai hatásai vannak, amelyeknek egyértelműen meg kellene jelennie a modelleredményekben is. Ugyanakkor a fix paraméter értékek használata miatt az éven belüli változások figyelembevételére nincs mód. A vegetációs periódusra vonatkozó átlagos σ_f használatával, csak az erre az időszakra vonatkozó átlagos hatások mutathatók ki.

Ugyanez a probléma természetesen felmerül a többi felszínborítás-függő paraméter esetén is. A 5.27. ábrán láthatjuk, hogy pl. az albedó értéke lombhullató erdő (egy középkorú bükkös) esetén is jelentősen változik a vegetációs periódus ideje alatt, de ugyanígy nem állandó a valóságban a levélfelületi index és az érdesség sem.



5.27. ábra. Az albedó változása az áprilistól októberig tartó időszak során egy középkorú bükkös esetén, 4 év átlagában (Soproni-hegyvidék).

Éppen ezért, ha a jövőben csökkenteni kívánjuk a fix paramétereiből adódó pontatlanság mértékét az előrejelzések során, illetve a felszínborítás-változás éven belüli sajátosságait is vizsgálni kívánjuk, akkor nagy figyelmet kell szentelni a felszínborítástól függő paraméterek pontos meghatározására. Legalább az érzékenységi vizsgálatok során fontosnak talált paraméterek esetén (pl. σ_f) szükséges lenne felszínborítási kategóriánként, mérések segítségével meghatározni ezek Magyarországra vonatkozó átlagos éves menetét. Emellett az egyes évek átlagtól való eltérését is érdemes lenne számszerűsíteni, hogy a futtatások során alkalmazandó éves menet bizonytalanságáról is pontos képet kapjunk.

A futtatásaink során legfontosabbnak talált paraméter (σ_f) pontosabb meghatározása alapvetően két módon történhet:

- Egyik lehetőség, hogy σ_f értéke (amennyiben az adott felszínborítási kategória esetén szükséges, akkor az átlagos éves menete) a modellfuttatások felbontásánál finomabb felbontású távérzékelési, vagy egyéb mérési módszerekkel, felszínborítási kategóriánként kerülne meghatározásra. Így amennyiben az egyes évek σ_f értékei nem térnek el lényegesen az átlagtól (illetve az átlagos éves menettől), akkor ahhoz, hogy egy adott terület felett pontos értékekkel számolhassunk, a modellben csak a felszínborítási adatbázist kellene aktualizálni, és σ_f értéke ennek függvényében változna.
- Másik lehetőség, hogy σ_f értéke mindig aktuális, a modell felbontásánál finomabb felbontású műholdképek alapján kerül meghatározásra a teljes futtatási területre, a modell felszínborítási adatbázisától függetlenül. Ekkor, ha az aktuális műholdképek alapján meghatározott σ_f érték elég pontos, akkor az operatív előrejelzések szempontjából ez a módszer lehet a legcélravezetőbb, hiszen ekkor valóban a megfigyelt, aktuális σ_f értékekkel számolhat a modell. Ugyanakkor a műholdakról származtatott értékek pontossága jelentősen függ többek között attól, hogy a felvétel készítésének időpontjában az adott terület felett milyen volt az időjárás. Gyakran előfordulhat, hogy a műholdképekről rutinszerűen származtatott σ_f értékek valójában nem a felszínborítás változásának, hanem valamilyen mérési zajnak következtében változnak. Ennek köszönhetően ez a módszer még ronthat is az előrejelzés minőségén.

A két módszer előnyeit és hátrányait mérlegelve abban az esetben, ha nem áll rendelkezésre kellő felbontású, megfelelő pontosságú, az operatív gyakorlatban is megbízhatóan használható, aktuális műholdkép, akkor az első pontban ismertetett módszer a hasznosabb. Különösen igaz lehet ez akkor, ha az adott felszínborítási kategóriák esetén σ_f átlagos értéke (illetve az átlagos éves menete) jól általánosítható bármelyik évre. Ahhoz pedig, hogy σ_f változásának hatását is figyelembe lehessen venni a felszínborítás-változás hatásának vizsgálatokor, csak az első megoldás a járható út.

6. Összefoglalás

Az eredmények értékelése, kitekintés

A maitól eltérő felszínborítás meteorológiai hatásának vizsgálata az NCAR és a Pennsylvania Egyetem által kifejlesztett MM5 mezoskálájú numerikus modelljével történt. A modell futtatásához a jelenlegi és a múltbeli felszínborítás előállítására volt szükség, így e munka során először a múltra vonatkozó (20. század eleji, századfordulói) felszínborítási térképet rekonstruáltuk az MM5 felszínborítási kategóriáinak megfelelően, majd a jelenre (ezredfordulóra) végeztük el ugyanezt a CORINE felszínborítási adatbázisa alapján.

E térképek feldolgozása révén a mai Magyarországra vonatkozóan számszerűsíthetők voltak a 20. század elejéhez képest napjainkra végbement felszínborítás-változások. Jelentősen nőtt az erdősültség (a század eleji 12,5%-körüli értékről az ezredfordulói 21% körüli értékre), valamint több mint megkétszereződött a települések által elfoglalt területek nagysága. Mindezek a történések elsősorban a gyepek, illetve szántók kategória rovására mentek végbe, de jelentősen csökkent a vizes élőhelyek kiterjedése is. A két szélső időpont közötti időszak változásait a KSH földhasználati adatbázisainak segítségével írtuk le. A számadatokból kiderült, hogy a kimutatott felszínborítás-változások nagy része a század második felében ment végbe, a vizsgált időszak elejére – országunk zaklatott történelmi helyzete miatt – viszonylagos állandósság volt jellemző. Mindemellett a térképes adatbázisoknak köszönhetően a területi sajátosságok, illetve a mai kategóriák eredetének feltárása is lehetővé vált.

Az értekezés eredményeként létrejött vektoros formátumú, országos felszínborítási térképek a további meteorológiai, éghajlati modellezés és érzékenységi vizsgálatok mellett számos tudományterület kutatásainak alapadatát jelenthetik. Felhasználhatók lehetnek egyéb környezeti folyamatok (például szénmegkötés, hidrológiai folyamatok) modellezésére, illetve összefüggések kereshetők a 100 esztendő felszínborítás-változásai, és az ez idő alatt lezajlott gazdasági, társadalmi folyamatok között is. Mindezek mellett e térképek a nagyobb léptékű fajvándorlással és biodiverzitás-változással kapcsolatos ökológiai kutatásokat is jelentősen segíthetik.

A vizsgálatok során bebizonyosodott, hogy elsősorban a különböző kategorizálás miatt, az eltérő forrásokból nyert számadatok egymással nehezen összevethetők, s ha ez mégis megtehető, akkor bár azonos irányú és nagyságrendű folyamatok olvashatók ki

a különböző forrásokból, azonban a számértékek nem egyeznek teljesen pontosan. A különbségek oka elsősorban a statisztikai adatbázis kategorizálásában keresendő. A KSH-nál nyilvántartott adatok esetén ugyanis a besorolások részben jogi szempontok alapján történnek, s ezért nem feltétlenül utalnak a valós felszínborításra.

Munkánk során a futtatásokhoz szükséges két különböző alsó határfeltételt a századfordulói, illetve ezredfordulói térképek alapján készítettük el, s ilyen formán lehetővé vált a 20. századi felszínborítás-változás meteorológiai hatásainak (akár kisebb térségekre való) vizsgálata is. A futtatási eredmények szerint a felszínt érintő változások mind a három vizsgált meteorológiai változó esetén éreztették hatásukat.

A napi átlaghőmérséklet esetén + 0,15 °C melegedés volt kimutatható országos átlagban, de lokálisan (elsősorban a települések környékén) ennek mértéke meghaladhatta az 1 °C-ot is. Eredményeink szerint a hőmérséklet-különbség kialakulásában az eltérő felszínborítások eltérő talajhőárama játssza a legfontosabb szerepet, ugyanakkor kimutatható hatása van az emisszivitás, valamint az albedó változásának is. A hőmérséklet-emelkedés elsősorban az éjszakai órákban mutatható ki. Mindemellett bizonyítást nyert az is, hogy a keleti országrészben a felszínborítás direkt éghajlati hatása a 2 m-es modellszint hőmérsékletére kétszerese a nyugati országrészben kimutatható értéknek. Itt kell még megjegyezni, hogy amennyiben a szántóterületeken belül figyelembe tudnánk venni a fontosabb mezőgazdasági növények eltérő albedóját is, akkor az a változások iránya (csökkenő albedó) miatt tovább növelhetné az általunk kimutatott hőmérséklet-különbség mértékét.

Kiegészítő érzékenységi vizsgálataink során az is kiderült, hogy abban az esetben, amikor a zöld növényfelület arányát (σ_f -t) is felszínborítás függő paraméterként kezeltük, akkor a felszínborítás-változás következtében kimutatható hőmérséklet-emelkedés a nyári félévben még intenzívebbnek adódott az alapfuttatások során kimutatottnál (ebben az esetben, országos átlagban kb. +0,21 °C napi átlaghőmérséklet-emelkedést kaptunk).

A harmatpont esetén elsősorban a nappali értékek csökkenése volt érzékelhető (az evapotranszpiráció csökkenése miatt), míg éjjel – a modellezett harmatképződés csökkenése következtében – e légnedvesség mérőszám értéke kismértékben megemelkedett.

Eredményeink szerint az országos átlagban lehullott csapadékmennyiségre a felszínborítás-változásnak nem volt számottevő hatása, azonban a „trigger” hatás révén

a területi eloszlásban, illetve a lokális intenzitásban minden egyes csapadékos időjárási helyzetben markáns (akár 40 mm-t meghaladó) különbségek adódtak.

Összességében tehát elmondható, hogy a felszínborítás megváltozásainak direkt hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni a múlt éghajlati változásainak magyarázatánál, illetve figyelembe kell venni a jövőre vonatkozó forgatókönyvek készítése során is. A fenti eredmények együttesen azt bizonyítják, hogy a felszínborítás fontos szerepet játszik a meteorológiai folyamatokban. Mivel a veszélyes időjárási események hazai operatív előrejelzése során használt modellek (MM5, WRF) esetén is a kísérleteink során adaptált felszín-hidrológiai modell kerül felhasználásra, ezért az előrejelzések javítása, valamint a felszínhatás-vizsgálati eredmények bizonytalanságának csökkentése érdekében, feltétlenül szükséges a felszín-légkör kölcsönhatás leíró almodellek további finomítása.

Ennek egyik módja lehet, hogy a különböző felszínborításokat jellemző fix paramétereket indokolt esetben lecseréljük év közben változó paraméterekre. Legalább az érzékenységi vizsgálatok során fontosnak talált paraméterek esetén (pl. σ_f) szükséges lenne felszínborítási kategóriánként, mérések segítségével meghatározni ezek Magyarországra vonatkozó átlagos éves menetét. Emellett az egyes évek átlagtól való eltérését is érdemes lenne számszerűsíteni, hogy a futtatások során alkalmazandó éves menet bizonytalanságáról pontos képet kapjunk.

Megfontolandó továbbá az is, hogy az erdőket besoroljuk talajvíz-függő, illetve független kategóriákba. Ez azért fontos, mert a Kárpát-medencében a tényleges evapotranszpiráció értékét (s ezáltal a látens és szenzibilis hőáramok értékét is) jelentősen befolyásolhatja, hogy az erdők viszonylag nagy területen érik el a talajvízszintet. Ezekben a helyeken a csapadékmentes időszakok kevésbé korlátozzák az erdő transzpirációjának mértékét.

7. Tézisek

I. A szerző a századfordulóra rekonstruált, illetve az ezredfordulóra levezetett térképei alapján számszerűsítette a 20. századi felszínborítás-változásokat Magyarországon, s az ezekről nyert értékeket összehasonlította a KSH országos, földhasználati adatsoraival is:

1. A szántók a század eleji 61,0%-os országos területarányról a század végére 56,8%-ra csökkentek.
2. A vizsgált száz esztendő alatt a hazai települések kiterjedése az ország területének 2,4%-áról 5,7%-ára nőtt.
3. A magyarországi erdősültség a század eleji 12,5%-ról az ezredfordulóra 21,1%-ra növekedett.
4. A gyepek területi aránya országosan 16%-ról 9,5%-ra csökkent.
5. A mocsárral, láppal borított területek közel harmadukra zsugorodtak össze, kiterjedésük az ország területének 3,2%-áról 1,1%-ára csökkent.
6. Országosan csökkent a tavakkal, folyókkal borított területek nagysága is (2,3%-ról 1,9%-ra).
7. Míg a századfordulón a szőlők önmagukban érték el országosan a 2,5%-os arányszámot, addig az ezredforduló esetén a gyümölcsösökkel együtt is csak 2,2%-ot tettek ki (s ennek maximum kétharmad része volt valójában szőlő).
8. Bár a térképekről származó adatok és a KSH földhasználati adatai között helyenként jelentős eltérések mutathatók ki, de a változások irányát, és nagyságrendjét tekintve az adatok egymást erősítik.
9. Az adatforrásokban kimutatható különbségek nagyrészt az eltérő kategorizálásból, illetve az eltérő felvételezési módszerekből adódnak. A valós felszínborítást illetően a térképek megbízhatóbbak (mivel jogi kategorizálást nem használnak), illetve a területi eloszlást tekintve jelentős többletinformációt hordoznak.

II. A századfordulóra és ezredfordulóra vonatkozó térképek szabályos, 30 ívmásodperces felbontású rácshálóval történő lekérdezése révén a szerző, az országos változások tekintetében az alábbi nagyságrendi megállapításokra jutott:

1. A települések terjeszkedése leginkább a szántók rovására ment végbe. A mai települések által elfoglalt területek hozzávetőleg 45%-a a századfordulón még szántó, körülbelül 20%-a gyep, 3-4%-a pedig szőlő volt.
2. A vizsgált 100 esztendő alatt a legkisebb területi átrendeződés a szántók esetén volt kimutatható: a napjainkban az ebbe a kategóriába tartozó területek közel 90%-a már a századfordulón is szántó volt.
3. a 20. századi jelentős erdősítés leginkább korábbi szántók, illetve gyepek területén ment végbe (a mai erdők körülbelül harmada száz évvel korábban szántó, 10%-a pedig gyep volt).
4. Az ezredfordulói szőlők, gyümölcsösök közel 70%-a korábbi szántók területén jött létre, erdők kiirtásával mindössze 3% létesült. Mivel a szőlők kiterjedése a századfordulóhoz képest jelentősen csökkent, ezért ezek a szám adatok is azt támasztják alá, hogy a szőlő esetén – elsősorban a szőlőtermelés gépesítése miatt – az országon belül nagy területi átrendeződések zajlottak le a kisebb lejtésű területek irányába.
5. A mai vizeink által elfoglalt terület közel harmada a századfordulón még szántó volt, körülbelül 6%-a pedig korábbi lápok, mocsarak helyét borítja.
6. A mocsaras, lápos területeinknek csak kevesebb, mint 30%-a volt 100 évvel korábban is mocsár. Körülbelül 50% olyan területen alakult ki, ahol a századfordulón még szántó, 16% pedig ott, ahol nyílt víz volt.

III. A 20. századi, magyarországi felszínborítás-változások meteorológiai hatásai az MM5 modellel történő futtatások eredményei alapján az alábbiakban összegezhetők:

1. A napi átlaghőmérséklet esetén +0,15 °C melegedés volt kimutatható országos átlagban, de lokálisan (elsősorban a települések környékén) ennek mértéke meghaladhatta az 1 °C-ot is.
2. A felszínborítás által kiváltott hőmérséklet-emelkedés maximuma az éjszakai órákban mutatható ki. A hőmérséklet-különbség kialakulásában a legfontosabb szerepet az alsóbb rétegekbe irányuló hőáram („talajhőáram”) játssza.
3. A felszínborítás direkt éghajlati hatása a 2 m-es modellszint hőmérsékletére a keleti országrészben kétszerese a nyugati országrészben kimutatható értéknek.
4. A szerző megállapította, hogy a modellfuttatások során a zöld növényfelület arányát (σ_f -t) felszínborítás-függő paraméterként kezelve (s így a valóságot

jobban közelítve), a kimutatható hőmérséklet-emelkedés intenzívebbnek adódik (országos átlagban kb. +0,21 °C napi átlaghőmérséklet-emelkedés lesz kimutatható).

5. A harmatpont esetén (az evapotranszspiráció csökkenése miatt) elsősorban a nappali értékek változása volt érzékelhető (országos átlagban -0,12 °C volt a legnagyobb kimutatható különbség), míg éjjel – a harmatképződés modellezett csökkenése következtében – e légnedvesség-mérőszám értéke kismértékben megemelkedett (a különbség hajnali maximuma +0,06 °C-nak adódott).
6. Bár az országos átlagban lehullott csapadékmennyiségre a felszínborítás-változásnak nem volt számottevő hatása, azonban a „trigger” hatás révén a területi eloszlásban, illetve a lokális intenzitásban minden egyes csapadékos időjárás helyzetben markáns (akár 40 mm-t meghaladó) különbségek adódtak.

Köszönetnyilvánítás

Ez az értékezés úgy jöhetett létre, hogy sokak önzetlen támogatásával, hasznos tanácsaikkal, idejük és energiájuk feláldozásával segítették kutatásomat.

Elsősorban köszönetemet fejezem ki **Dr. Vig Péter**, egyetemi docensnek, témavezetőmnek, aki időt nem sajnálva, hasznos szakmai tanácsai és észrevételei mellett, emberileg is mindvégig segítette munkámat. Külön köszönöm **Csirmaz Kálmánnak**, hogy az MM5 alkalmazása során bármikor számíthattam modellezési és programozási tapasztalataira. Köszönet illeti az Országos Meteorológiai Szolgálat vezetését, valamint a Siófoki Viharjelző Obszervatórium munkatársait, hogy lehetővé tették a kutatáshoz elengedhetetlenül szükséges számítógépes infrastruktúra, szoftverek és adathalmazok használatát.

Köszönetet mondok:

Prof. Dr. Mika Jánosnak a kutatás alapötletéért, a szakmai kapcsolatok kialakításáért,

Prof. Dr. Mátyás Csabának az ötlet felkarolásáért,

Dr. Kalicz Péternek az értekezéssel kapcsolatos hasznos észrevételeiért,

Prof. Dr. Konkoly-Gyuró Évának a földhasználati statisztikai adatok, valamint felszínborítás-változással kapcsolatos irodalmak biztosításáért,

Prof. Dr. Zentai Lászlónak, amiért a 3. katonai felmérés származtatott térképszelvényeit vektorizálva a rendelkezésemre bocsátotta,

Dr. Tímár Gábornak a Bedő-féle erdőterkép beszkenelt, összeillesztett, digitális változatáért,

Dr. Király Gézőnek a kutatás elején szükséges térinformatikai támogatásáért,

valamint a Környezet- és Földtudományi Intézet munkatársainak, **Dr. Berki Imrének**, **Eredics Attilának**, **Faragó Móriának**, **Dr. Gálos Borbálának**, **Dr. Móricz Norbertnek**, **Németh Gábornak**, **Rasztovits Ervinnek** a baráti légkörért.

Végül köszönöm családomnak, hogy időt, türelmet és sok-sok szeretet adtak munkámhoz.

A kutatáshoz a TÁMOP-4.2.2-08/1-2008-0020 pályázat (Erdő- és mezőgazdálkodás, valamint a megújuló energiaforrás technológiák és a klímaváltozás) biztosította az anyagi hátteret.

Irodalomjegyzék

- Andrásfalvy B., 2009: A gazdálkodás következtében végbement földfelszínváltozások vizsgálata a Kárpát-medencében; *In: Andrásfalvy B. és Vargyas G. (szerk.): Antropogén ökológiai változások a Kárpát-medencében.* L'Harmattan, Budapest
- Anthes, R. A., and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies, *Mon. Wea. Rev.*, 106: 1045-1078.
- Avissar, R., and R. A. Pielke, 1989: A parametrization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology, *Mon. Wea. Rev.*, 117: 2113-2136.
- Ács, F., Horváth, Á., Breuer, H., and Rubel, F., 2010: Effect of soil hydraulic parameters on the local convective precipitation, *Meteorol. Z.*, Vo. 19, No. 2: 143-153.
- Ács, F., 2005: On transpiration and soil moisture content sensitivity to soil hydrophysical data, *Boundary-Layer Meteorol.*, 115: 473-497.
- Bak B. és Izsák É., 1997: Történeti földrajz; *In: Karátson D. (szerk.), 1997: Pannon enciklopédia: Magyarország földje: Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére.* Kertek 2000, Budapest
- Baldocchi, D., F. M. Kelliher, T. A. Black, and P. Jarvis, 2000: Climate and Vegetation controls on boreal zone energy exchange, *Global Change Biology*, 6 (s1): 69-83.
- Bartha D., 2003: Történeti erdőhasználatok Magyarországon; *Magyar Tudomány* 2003/12. 1566.o.
- Bartha D., 2000: Erdőterület csökkenések, fafaj változások a Kárpát-medencében; *In: R. Várkonyi Ágnes (szerk.): Táj és történelem. Tanulmányok a történeti ökológia világából.* Osiris, Budapest., 11-24.
- Bartha D. és Oroszi S., 1996: Honfoglalás kori erdők; *Erdészeti Lapok*, 131: 209-212.
- Bartha D., és Oroszi S., 1995: Magyar erdők; *In: Járainé Komlódi M. (szerk.), 1995: Magyarország növényvilága. Pannon Enciklopédia. - Dunakanyar 2000,* Budapest, 221-231.
- Beluszky P., 1999: Magyarország településföldrajza; Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs
- Beringer, J., F. S. Chapin, C. Thompson, and A. D. McGuire, 2005: Surface energy exchanges along a tundra-forest transition and feedbacks to climate, *Agricultural and Forest Meteorology*, 131: 142-161.

- Bertrand, C., France, Loutre M., Crucifix, M., and Berger, A., 2002: Climate of the last millenium: a sensitivity study, *Tellus* 54A: 221-244.
- Betts R.A., 2006: Forcings and feedbacks by land ecosystem changes on climate, *Journal dePhysique IV*, 139: 123-146.
- Betts, A. K., F. Chen, K. Mitchell, and Z. Janjic, 1997: Assessment of land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta Model using FIFE data, *Mon. Wea. Rev.*, 125: 2896–2915.
- Betts, R.A. 2001: Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near-surface temperature change and radiative forcing, *Atmospheric Science Letters* 1 (23pp), doi: 10.1006/asle.2001.0023
- Bonan, G.B. 2008: Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests, *Science*, 320: 1444–1449, doi: 10.1126/science.1155121
- Bonan, G. B, 2004: Biogeophysical Feedbacks Between Land Cover and Climate, *Ecosystem and Land Use Change*: 61-72.
- Bonan, G., 2002: Ecological Climatology: Concepts and Applications, *Cambridge University Press*, 678 pp.
- Bonan, G. B, 1997: Effects of land use on the climate of the United States, *Climatic Change*, 37: 449-486.
- Bounoua, L., R. DeFries, G. J. Collatz, P. Sellers, and H. Kahn, 2002: Effects of land cover conversion on surface climate, *Climatic Change*, 52: 29-64.
- Brovkin, V., Raddatz, T., Reick, C. H., Claussen, M., and V. Gayler, 2009: Global biogeophysical interactions between forest and climate, *Geophysical Research Letter*, 36: L07405, doi:10.1029/2009GL037543
- Brovkin, V., Claussen, M., Driesschaert, E., Fichefet, T., Kicklighter, D., Loutre, M. F., Matthews, H. D. , Ramankutty, N., Schaeffer, M. and A. Sokolov, 2006: Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity, *Climate Dynamics*, 26: 587-600, doi: 10.1007/s00382-005-0092-6
- Brovkin, V., Sitch, S., von Bloh, W., Claussen, M., Bauer, E., Cramer, W., 2004: Role of land cover changes for atmospheric CO₂ increase and climate change during the last 150 years, *Global Change Biology*, 10:1253–1266.
- Budyko, M. I., 1974: *Climate and Life*, Academic Press, 608 pp.
- Chagnon, F. J. F., and Bras, R. L., 2005: Contemporary climate change in the Amazon, *Geophysical Research Letters*, 32: L13703

- Chalita, S. and H. Le Treut, 1994: The albedo of temperate and boreal forest and the Northern Hemisphere climate: a sensitivity experiment using the LMD GCM, *Clim. Dyn.*, 10: 231-240.
- Charney, J. G., 1975: The dynamics of deserts and droughts, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101: 193-202.
- Charney, J. G., W. J. Quirk, S. H. Chow, and J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semiarid regions, *J. Atmos. Sci.*, 34: 1366-1385.
- Chase, T. N., R. A. Pielke Sr., T. G. F. Kittel, J. S. Baron, T. J. Stohlgren, 1999: Potential impacts on Colorado Rocky Mountain weather due to land use changes on the adjacent Great Plains, *J. Geophys. Res.*, 104: 16673-16690.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system, part I, Model implementation and sensitivity, *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569– 585.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H. Pan, V. Koren, Q. Y. Duan, M. Ek, and A. Betts, 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations, *J. Geophys. Res.*, 101: 7251–7268.
- Chen, F., and R. Avissar, 1994: The impact of land surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes, *J. Appl. Meteor.*, 33: 1323-1340.
- Clark, B.D., Xue, Y., Harding, R.J., and P. J. Valdes, 2001: Modeling the impact of land surface degradation on the climate of tropical North Africa, *J. Climate*, 14: 1809-1822.
- Coe, M. T., Costa, M. H. and B. S. Soares-Filho, 2009: The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River – Land surface processes and atmospheric feedbacks, *J. of Hydrology*, 369: 165-174.
- Crutzen PJ, 2002: Geology of mankind – the Anthropocene, *Nature*, 415: 23, doi:10.1038/415023a
- Dávid, A., Takács, O., és Tiringier, Cs, 1990: A sugárzási egyenleg eloszlása Magyarországon az 1951-1980-as időszak adatai alapján. *Az Országos Meteorológiai Szolgálat Kisebb Kiadványai* 66. kötet, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest
- De Noblet, N. I., Prentice, I. C., Joussaume, S., Texier, D., Botta, A., and A. Haxeltine, 1996: Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciations, *Geophysical Research Letter*, 23: 3191-3194.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, 1993: Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-387 1 STR, 72 pp.

- Dorman, J. L. and Sellers, P. J., 1989: A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SiB), *J. Appl. Met.*, 28: 833-855.
- Douville, H., and J.-F. Royer, 1996: Influence of the temperate and boreal forests on the Northern Hemisphere climate in the Météo-France climate model, *Clim. Dyn.*, 13: 57-74.
- Dömsödi J., 2006: Földhasználat; *Dialóg Campus Kiadó*, Budapest
- Drüszler, Á., Csirmaz K., Vig, P. and J. Mika, 2010: Effects of documented land use changes on temperature and humidity regime in Hungary; *In: S. P. Saikia (ed.): Climate Change*, International Book Distributors, ISBN: 81-7089-370-4: 394-418.
- Drüszler, Á., Csirmaz, K., Vig, P. és Mika, J., 2009: A földhasználat változásainak hatása az éghajlatra és az időjárásra. *Természet Világa*, 140: 521-523.
- Eastman, J. L., M. B. Coughenour, and R. A. Pielke Sr., 2001: The regional effects of CO₂ and landscape change using a coupled plant and meteorological model, *Global Change Biology*, 7: 797-815.
- Egry I., 2003: Egy újkőkori falu a Dunántúlon: Mosonszentmiklós–Egyéni földek; *In: Visy Zs. (szerk.): Magyar régészet az ezredfordulón*. Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma – Teleki László Alapítvány, Budapest, 104-106.
- Ek, M., and L. Mahrt, 1991: OSU 1-D PBL model user's guide, Version 1.04, 120 pp.
- Eugster, W., W. R. Rouse, R. A. Pielke Sr., J. P. Mcfadden, D. D. Baldocchi, T. G. F. Kittel, F. S. Chapin III, G. E. Liston, P. L. Vidale, E. Vaganov, and S. Cambers, 2000: Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: available data and feedbacks to climate, *Global Change Biology*, 6 (s1): 84-115.
- Feddema, J.J., Oleson, K. W., Bonan, G. B., Mearns, L. O., Buja, L. E., Meehl, G. A. and W. M. Washington, 2005: The Importance of Land-Cover Change in Simulating Future Climates. *Science*, 310: 1674-1678., doi: 10.1126/science.111816
- Fejér L. (szerk.), 2001: Vizeink krónikája: A magyar vízgazdálkodás története; Vízügyi Múzeum, Levéltár és Könyvgyűjtemény, Budapest
- Foley, J. A., J. E. Kutzbach, M. T. Coe, and S. Levis, 1994: Feedback between climate and boreal forest during the Holocene epoch, *Nature*, 371: 52-54.
- Frankignoul, C., and E. Kestenare, 2002: The surface heat flux feedback, Part I: Estimates from observations in the Atlantic and the North Pacific, *Climate Dyn.*, 19: 622-647.
- Frankignoul, C., A. Czaja, and B. L'Heveder, 1998: Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models, *J. Climate*, 11: 2310-2324.

- Frisnyák S., 2001: A kultúrtáj kialakulása és terjedése az Alföldön; *Földrajzi Konferencia*, Szeged
- Gash, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria (eds.), 1996: Amazonian Deforestation and Climate, *John Wiley, N.Y.*, 611 pp.
- Gash, J. H. C, and C. A. Nobre, 1997: Climate effects of Amazonian Deforestation: some results from ABRACOS, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 823-830.
- Gálos B., Mátyás Cs., Jacob D., 2009: Az erdő szerepe a klímarendszerben a 21. században – hatásviselő, vagy hatótényező; In: Lakatos F., Kui B. (szerk.). *Nyugat-magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Kar: Kari Tudományos Konferencia Kiadvány*. NymE Kiadó Sopron, 127-130.
- Grell, G. A., J. Dudhia, D. R. Stauffer, 1994: A Description of the Fifth-Generation Penn State/Ncar Mesoscale Model (MM5), *NCAR technical note*, 117 pp, 122.
- Gutman, G., and A. Ignatov, 1998: The derivation of green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models, *Int. J. Remote Sens.*, 19: 1533–1543.
- Györfly Gy. és Zólyomi B., 1996: A Kárpát-medence és Etelköz képe egy évezreddel ezelőtt; *Magyar Tudomány*, 1996/8: 898-918.
- Hagemann, S., 2002: An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models, *Report 336*, Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg
- Hafner, J. and Kidder S. Q., 1999: Urban heat island modeling in conjunction with satellitederived surface/soil parameters, *J. of Appl. Met.*, Boston, MA, 38(4), pp. 448-465.
- Hansen, J., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen, and E. Matthews, 1998: Climate forcings in the Industrial Era, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 95: 12753-12758.
- Heck, P., D. Lüthi, H. Wernli, and C. Schär, 2001: Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: a sensitivity study using a regional climate model, *J. Geophys. Res.*, 106: 7817-7835.
- Horváth, Á., Ács, F., and Breuer, H., 2009: On the relationship between soil, vegetation and severe convective storms: Hungarian case studies, *Atmospheric Res.*, 93: 66-81.
- Horváth, Á., Ács, F., és Geresdi, I., 2007: Sensitivity of severe convective storms to soil hydraulic characteristics: A case study for 18 April, 2005, *Időjárás*, Vol. 111, No. 4: 221-237.
- Houghton, R., 2003: Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000, *Tellus*, 55B: 379-390

- IPCC, 2007 - Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2006 - Eggleston H.S., Buendia L., Miwa K., Ngara T. and Tanabe K. (eds). 2006 *IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories*, Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme, Published: IGES, Japan.
- IPCC, 2000 - Robert T. Watson, Ian R. Noble, Bert Bolin, N. H. Ravindranath, David J. Verardo and David J. Dokken (Eds.): Land use, land-use change and forestry, Cambridge University Press, UK. pp 375
- Izsák É., 2000: Magyar Millennium; *A Földgömb*, XVIII. évf. 1. szám
- Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set, *Bound.-Layer Meteor.*, 52: 93–134.
- Janjic, I., 1994: The step-mountain eta coordinate model, *Mon. Weather Rev.*, 118: 1429–1443.
- Járainé Komlódi M., 2003: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása; *In: Láng I., Bedő Z. és Csete L. (szerk.): Magyar Tudománytár: növény, állat, élőhely*. MTA Társadalomkutató Központ, Kossuth Kiadó, Budapest
- Kerényi A. (szerk.), 2003: Környezettan; *Mezőgazda Kiadó*, Budapest
- Kircsi, A. and Szegedi S. , 2003: The development of the urban heat island studied on temperature profiles in Debrecen, *Acta Climatologica et Chorologica*, Universitatis Szegediensis, Tom. 36-37, 2003, pp. 63-69.
- Kleidon, A., and M. Heimann, 2000: Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation, *Clim. Dyn.*, 14: 183-199.
- Klein Goldewijk K, 2001: Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE database, *Global Biogeochem Cycle*, 15: 417-434.
- Konkolyné Gyuró É., 1998: Történeti ökológia. Oktatási segédanyag
- Lean, J., and P. R. Rowntree, 1997: Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics, *J. Climate*, 10: 1216-1235.
- Levis, S., J. A. Foley, and D. Pollard, 1999: CO₂, climate, and vegetation feedbacks at the Last Glacial Maximum, *J. Geophys. Res.*, 104: 31191-31198.

- Ligetvári F. (szerk.), 2006: A magyar környezetgazdálkodás története; *Szent István Egyetem Kiadó*, Gödöllő.
- Liu, Z., M. Notaro, J. Kutzbach, and N. Liu, 2006: Assessing global vegetation–climate feedbacks from observations, *J. Climate*, 19: 787–814.
- Lóczy D., 2000: Az alföldi tájak változó hasznosítása és értéke; *In: Frisnyák S. (szerk.): Az Alföld történeti földrajza I-II.* Nyíregyháza
- Mahfouf, J. F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. Deque, 1995: The land surface scheme ISBA within the Meteo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results, *J. Climate*, 8: 2039–2057.
- Mahfouf, J. F., and J. Noilhan, 1991: Comparative study of various formulation from bare soil using in situ data, *J. Appl. Met.*, 30: 1354–1365.
- Mahrt, L., and K. Ek, 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 23: 222– 234.
- Mahrt, L., and H. L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology, *Boundary Layer Meteorol.*, 29: 1–20.
- Matthews, E., 1983: Global Vegetation and Land Use: New High Resolution Data Bases for Climate Studies, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22: 474–487.
- Matthews, H.D., Weaver, A.J., Meissner, K.J., Gillett, N.P., Eby, M., 2004: Natural and anthropogenic climate change: incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle, *Clim. Dyn.*, 22:461–479
- Matthews, H.D., Weaver, A.J., Eby, M., and K.J., Meissner, 2003: Radiative forcing of climate by historical land cover change, *Geophysical Research Letter*, 30: 27-1–27-4
- Medzihradzsky Zs., 2002: A Pannon-medence növénytakarójának múltja; *História*, XXIV. évf. 5-6. szám.
- Mika, Á., F. Ács, A. Horányi and G. Radnóti, 2002: Sensitivity of the ALADIN weather prediction model to the changes of soil texture, *Időjárás*, Vol. 106., No. 2, pp. 39-58.
- Mika, J., Horváth Sz. and Makra L., 2006: Effects of documented land use changes on the albedo of Eastern Hungary (1951-2000), *Időjárás*, 110: 49-62.
- Mika, J., Horváth Sz. and L. Makra, 2001: Impact of documented land use changes on the surface albedo and evapotranspiration in a plain watershed, *Phys. & Chem. of the Earth*, Vol. 26: 601-605.
- Mlawer, E.J., Brown, P.D., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 102: 16663–16682.

- Móricz, N., 2011: Egy erdő és parlagterület vízforgalmának összehasonlító vizsgálata, PhD értekezés, Nyugat-magyarországi Egyetem, EMK
- Nemani, R. R., C. D. Keeling, H. Hashimoto, W. M. Jolly, S. C. Piper, C. J. Tucker, R. B. Myneni, and S. W. Running, 2003: Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999, *Science*, 300: 1560–1563.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 536–549.
- Notaro, M., Z. Liu, and J. Williams, 2006: Observed vegetation–climate feedback in the United States. *J. Climate*, 19: 763–786.
- Oleson, K. W., G. B. Bonan, S. Levis, and M. Vertenstein, 2004: Effects of land use change on U.S. climate: impact of surface datasets and model biogeophysics, *Clim. Dyn.*, 23, doi:10.1007/s00382-004-0426-9.
- Pan, H.-L., and L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundarylayer development, *Boundary Layer Meteorol.*, 38: 185–202.
- Péczely Gy., 1983: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusa (1881-1983). *Országos Meteorológiai Szolgálat Kisebb Kiadványai*, 53. kötet.
- Pielke, R., R. Avissar, M. Raupach, A. J. Dolman, X. Zhen, and A. S. Denning, 1998: Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: Influence on weather and climate, *Global Change Biology*, 4: 461–475.
- Pielke RA, Lee TJ, Copeland JH, Eastman JL, Ziegler CL, Finley CA, 1997: Use of USGS-provided data to improve weather and climate simulations, *Ecol. Appl.*, 7: 3-21.
- Pitman, A.J., de Noblet-Ducoudre, N., Cruz, F. T., Davin, E. L., Bonan, G. B., Brovkin, V., Claussen, M., Delire, C., Ganzeveld, L., Gayler, V., van den Hurk, B.J.J.M., Lawrence, P.J., van der Molen, M.K., Müller, C., Reick, C.H., Seneviratne, S.I., Strengers, B.J. and A. Voldoire, 2009: Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study, *Geophysical Research Letter*, 36: L14814, doi:10.1029/2009GL039076
- Pongratz, J., C. H. Reick, T. Raddatz, and M. Claussen, 2010: Biogeophysical versus biogeochemical climate response to historical anthropogenic land cover change, *Geophysical Research Letter*, 37: L08702, doi: 10.1029/2010GL043010.
- Pongratz, J., T. Raddatz, C. H. Reick, M. Esch, and M. Claussen, 2009: Radiative forcing from anthropogenic land cover change since A. D. 800, *Geophysical Research Letter*, 36: L02709, doi: 10.1029/2008GL036394.
- Pongratz, J., Reick, C., Raddatz, T. & Claussen, M., 2008: A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium, *Global Biogeochemical Cycles*, 22: GB3018

- Prentice, I. C., 2001: Interactions of climate change and the terrestrial biosphere, *Geosphere–Biosphere Interactions and Climate*, L. O. Bengtsson and C. U. Hammer (eds.), Cambridge University Press, 176–195.
- Ramankutty N. and Foley JA, 1999: Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochem Cycles*, 13: 997–1027.
- Ramankutty, N. and Foley JA, 1998: Characterising patterns of Global land use: An analysis of global cropland data, *Global Biogeochem Cycles*, 12: 667-685.
- Reale, O., and Shukla, 2000: Modeling the effects of vegetations on Mediterranean climate during the Roman Classical Period: Part II. Model Simulation, *Global Planetary Change*, 25: 185-214.
- Reisner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124: 1071-1107.
- Rost J., 2004: Vergleichende Analyse der Energiebilanz zweier Untersuchungsflächen der Landnutzungen „Grasland“ und „Wald“ in der südlichen Oberrheinebene, *Ber. des Meteor. Inst. Univ. Freiburg*, Nr. 9
- Roy, S., and Avissar R., 2002: Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 107(D20): 8037
- R. Várkonyi Á., 1997: Történeti ökológia In: Karátson D. (szerk.), 1997: *Pannon enciklopédia: Magyarország földje: Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére*. Kertek 2000, Budapest.
- Sellers, P.J., Los, S.O., Tucker, C.J., Justice, C.O., Dazlich, D.A., Collatz, G.J. and D.A. Randall, 1996: A revised land-surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J. Climate*, 9: 706-737.
- Shi ZhengGuo, Yan XiaoDong, Yin ChongHua, and Wang ZhaoMin, 2007: Effects of historical land cover changes on climate, *Chinese Science Bulletin*, 42: 2575-2583.
- Shaw BL, Pielke RA, Ziegler CL, 1997: A three-dimensional numerical simulation of a Great Plains dryline, *Mon. Wea. Rev.*, 125: 1489-1506.
- Somogyi S., 1988: A magyar honfoglalás földrajzi környezete. *Magyar Tudomány*. 1988/11., 863-869.
- Szabó P., 2009: Hagyományos erdőgazdálkodás a Kárpát-medencében; In: Andrásfalvy B. és Vargyas G. (szerk.): *Antropogén ökológiai változások a Kárpát-medencében*. L'Harmattan, Budapest
- Szász, G., 2002: A klimatikus természeti erőforrások hasznosulása a hazai növénytermesztésben; *Debreceni Egyetem Agrártudományi Közlemények - Acta Agraria Debreceniensis*

- Szász, G. és Tőkei L. (szerk.), 1997: Meteorológia mezőgazdáknak, kertészeknek, erdészeknek; *Mezőgazda Kiadó Budapest*
- Thomas, G., and P. R. Rowntree, 1992: The boreal forests and climate, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118: 469-497.
- Varga Z., 2000: Biológiai sokféleség Kárpát-medencében, és a természet védelmének prioritásai. In: Fodor I., Kovács B., Tésits R. (szerk.), 2000: *Társadalom és környezet. Tanulmányok a tudomány világkonferenciára.* Budapest–Pécs, 133-145.
- Vig P., 2002: A klimatikus változások hatásai egy középkorú bükkös vízháztartására, PhD értekezés, Debreceni Egyetem TTK
- Xue, Y., 1997: Biosphere feedback on regional climate in tropical north Africa, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123: 1483-1515.
- Xue, Y., and J. Shukla, 1993: The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification, *J. Climate*, 6: 2232-2245.

Statisztikai források, térképek:

- Bedő Albert (1896): A magyar állam összes erdőségeinek átnézeti térképe az egyes községek határában uralkodó főfánemek kitüntetésével. Bp. 1896.
- Földterület községsoros adatok 1895-1984. (1988). Történeti Statisztikai Kötetek. KSH. Bp.
- KSH, 2010: Központi Statisztikai Hivatal honlapja,
http://portal.ksh.hu/pls/ksh/docs/hun/agraar/html/tab1_3_1.html
(2010. augusztus 5-ei állapot)
- CORINE, 2000: Corine land cover 2000 (CLC2000) seamless vector database,
<http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/corine-land-cover-2000-clc2000-seamless-vector-database>
- Katfel, 1910: A 3. katonai felmérés származtatott térképszelvényei. Forrás: ELTE Térképészeti Intézete, Klinghammer István, Zentai László;
<http://lazarus.elte.hu/hun/digkonyv/topo/3felmeres.htm>

Mellékletek

1 sz. melléklet:

1. táblázat: A futtatások során használt felszínborítási kategóriák megnevezése, és a hozzájuk tartozó paraméterek.

Kategória	Alb	z_0	σ_f	N_{root}	R_{cmin}	R_{gl}	h_s	LAI	ε
Település	15	2.49	.05	1	400	999	999	.00	.88
Szántó	19	0.09	.90	3	40	100	36.25	2.5	.985
Öntözött szántó	15	0.05	.95	3	40	100	36.25	4.6	.985
Szántó, erdő	16	0.15	.80	3	70	65	44.14	4.0	.985
Rét	19	0.04	.60	3	40	100	36.35	1.8	.985
Legelő	19	0.03	.60	3	40	100	36.35	1.5	.985
Szőlő, gyümölcsös	19	0.17	.95	3	40	100	36.35	3.5	.985
Lombhullató erdő	15	1.00	.80	4	100	30	54.53	5.1	.93
Tülevelű erdő	10	1.00	.96	4	125	30	47.35	9.2	.95
Elegyes erdő	13	1.00	.89	4	125	30	51.93	7.0	.94
Tavak, folyók	08	.001	.00	0	100	30	51.75	.00	.98
Mocsaras, lápos terület	12	0.04	.75	2	40	100	60	3.0	.95
Ritkás növényzet	17	0.02	.45	1	999	999	999	1.0	.85

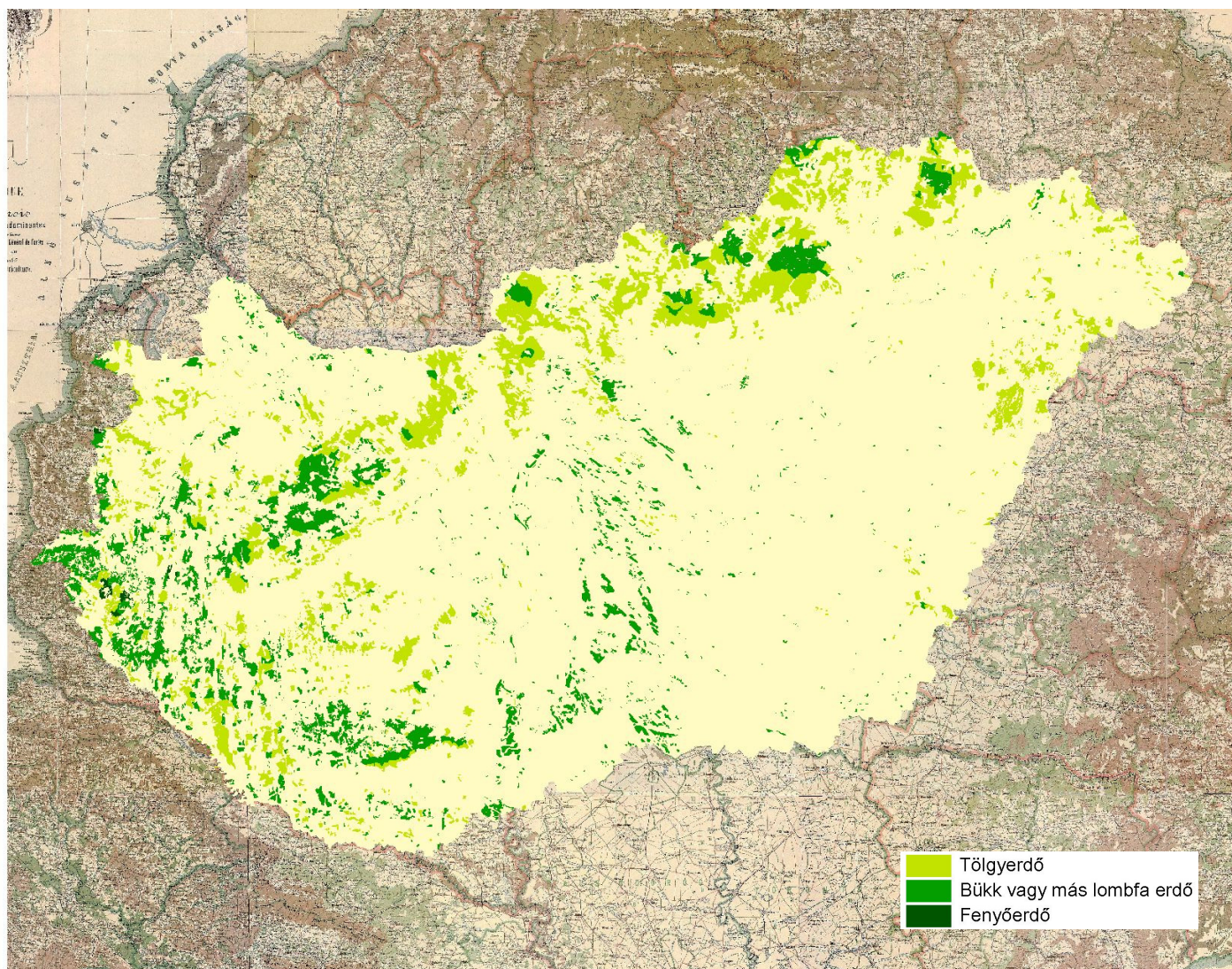
Alb : albedó; z_0 : érdesség; σ_f : zöld növényfelület aránya; N_{root} : gyökérmélység; R_{cmin} : minimális sztómaellenállás; R_{gl} : a sugárzási stressz függvényben használt paraméter; h_s : a telítési hiány függvényben használt paraméter; LAI : levélfelületi index; ε : a felszín emisszivitása;

2. sz. melléklet:

1. táblázat: A Magyarországon előforduló CORINE felszínborítási kategóriák (CLC) besorolása az MM5 felszínborítási kategóriába

MM5 kód	MM5 név	CLC kód	CLC név
1	Település	111	Összefüggő településszerkezet
		112	Nem összefüggő településszerkezet
		121	Ipari, vagy kereskedelmi területek
		122	Út- és vasúthálózat és csatlakozó területek
		123	Kikötők
		124	Repülőterek
		131	Nyersanyag-kitermelés
		132	Lerakóhelyek (meddőhányók)
		133	Építési munkahelyek
		141	Városi zöldterületek
		142	Sport és szabadidő-létesítmények
2	Szántó	211	Nem öntözött szántóföldek
		242	Komplex művelési szerkezet
3	Öntözött szántó	213	Rizsföldek
6	Szántó, erdő	243	Mezőgazd.-i terület, jelentős term. növényzettel
7	Rét	321	Természetes gyepek, természetközeli rétek
8	Legelő	231	Legelő
9	Szőlő, gyümölcsös	221	Szőlők
		222	Gyümölcsösök, bogyósok
11	Lombhullató erdő	311	Lomblevelű erdők
		324	Átmeneti erdős-cserjés területek
13	Tülevelű erdő	312	Tülevelű erdők
14	Elegyes erdő	313	Elegyes erdők
16	Tavak, folyók	511	Folyóvizek, vízi utak
		512	Állóvizek
17	Mocsaras, lápos terület	411	Szárazföldi mocsarak
		412	Tőzeglápok
19	Ritkás növényzet	333	Ritkás növényzet

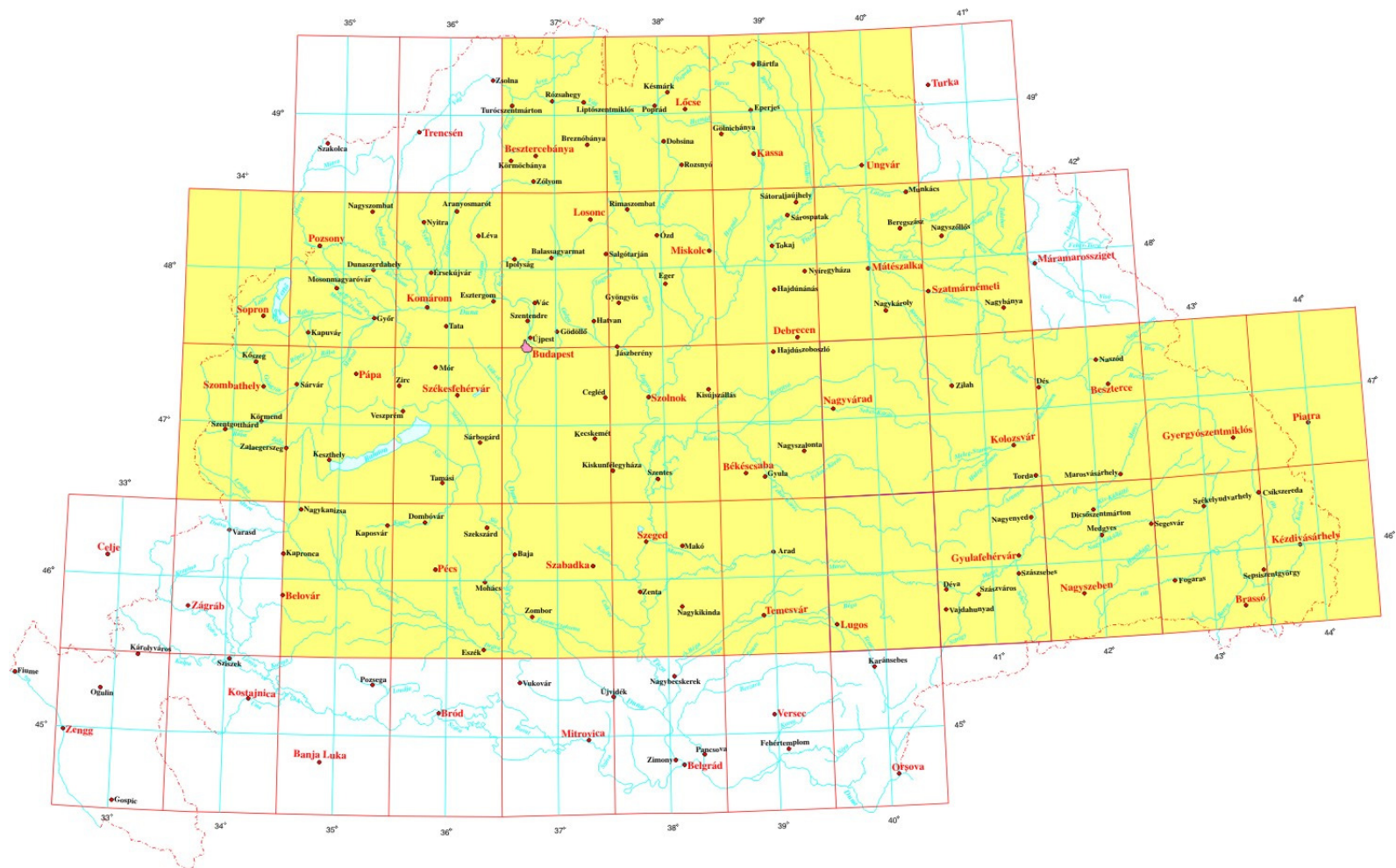
3. sz. melléklet:



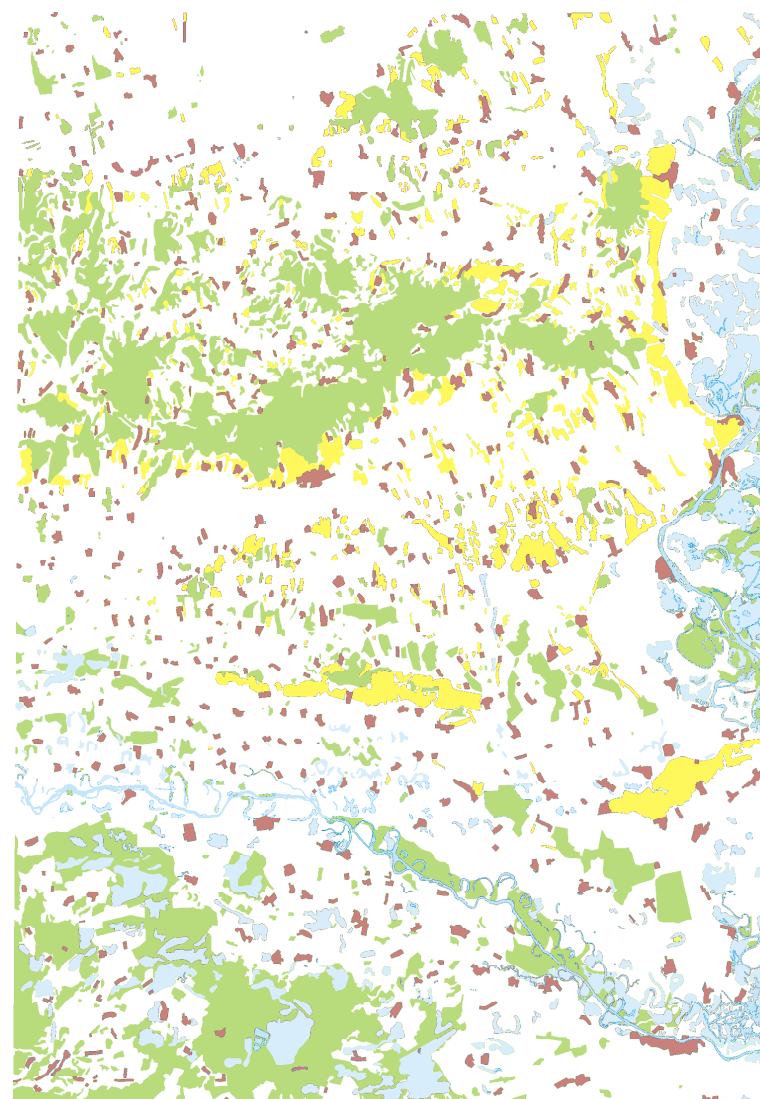
1. ábra. Az erdők elterjedése a mai Magyarország területén a Bedő-féle erdőterkép (1896) alapján vektorizálva.

4. sz. melléklet:

1: 200 000 térképek szelvénybeosztása

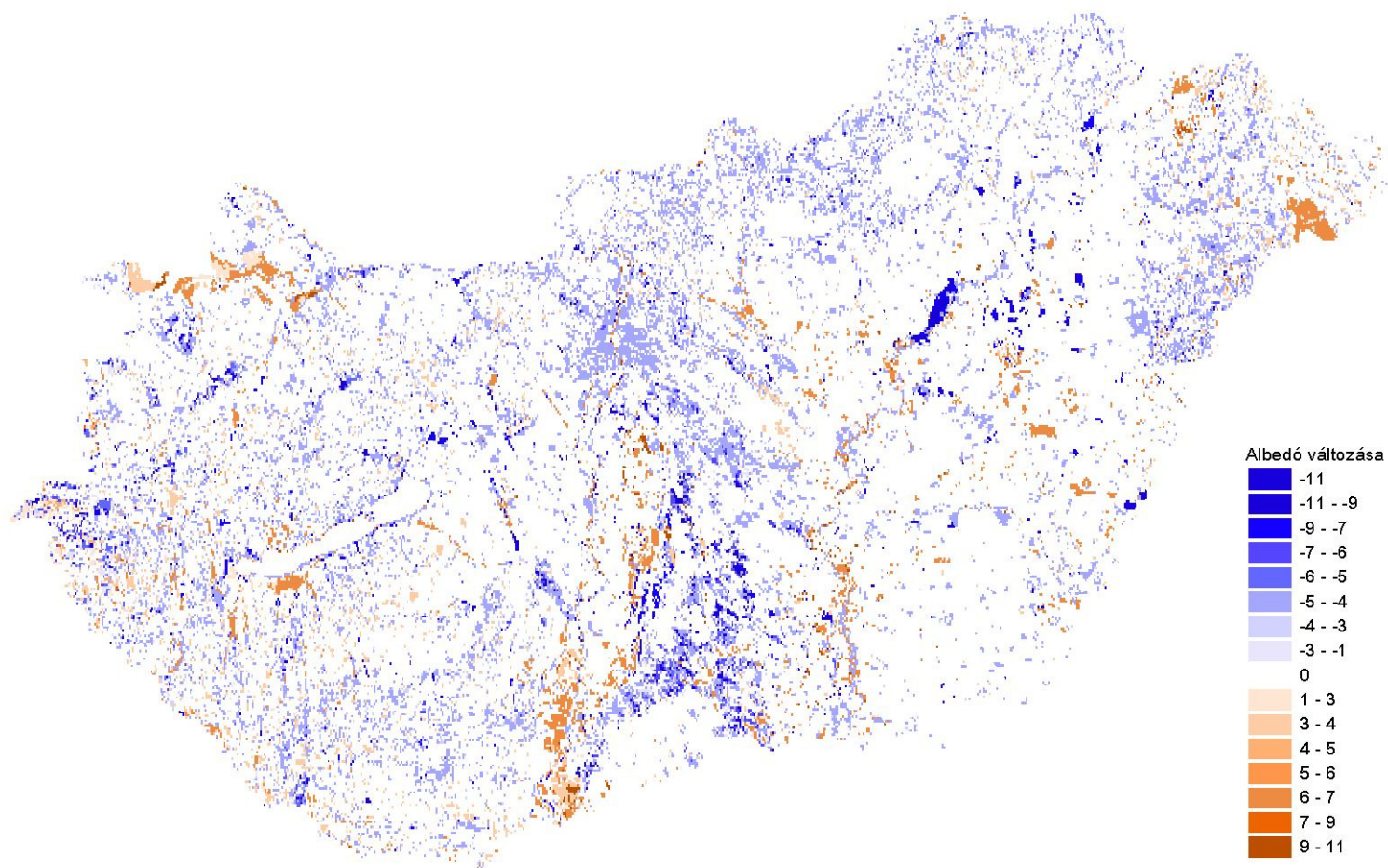


1. ábra. Az Osztrák-Magyar Monarchia III. katonai felmérése alapján készült általános földrajzi térkép szelvénybeosztása. A sárgával jelölt szelvényeket az ELTE Térképészeti Intézete CorelDraw-ban vektorizálta. Az eredeti szelvények 1910 körül készültek (forrás: Katfel, 1910). Munkánk során a mai Magyarországot fedő szelvények kerültek felhasználásra.

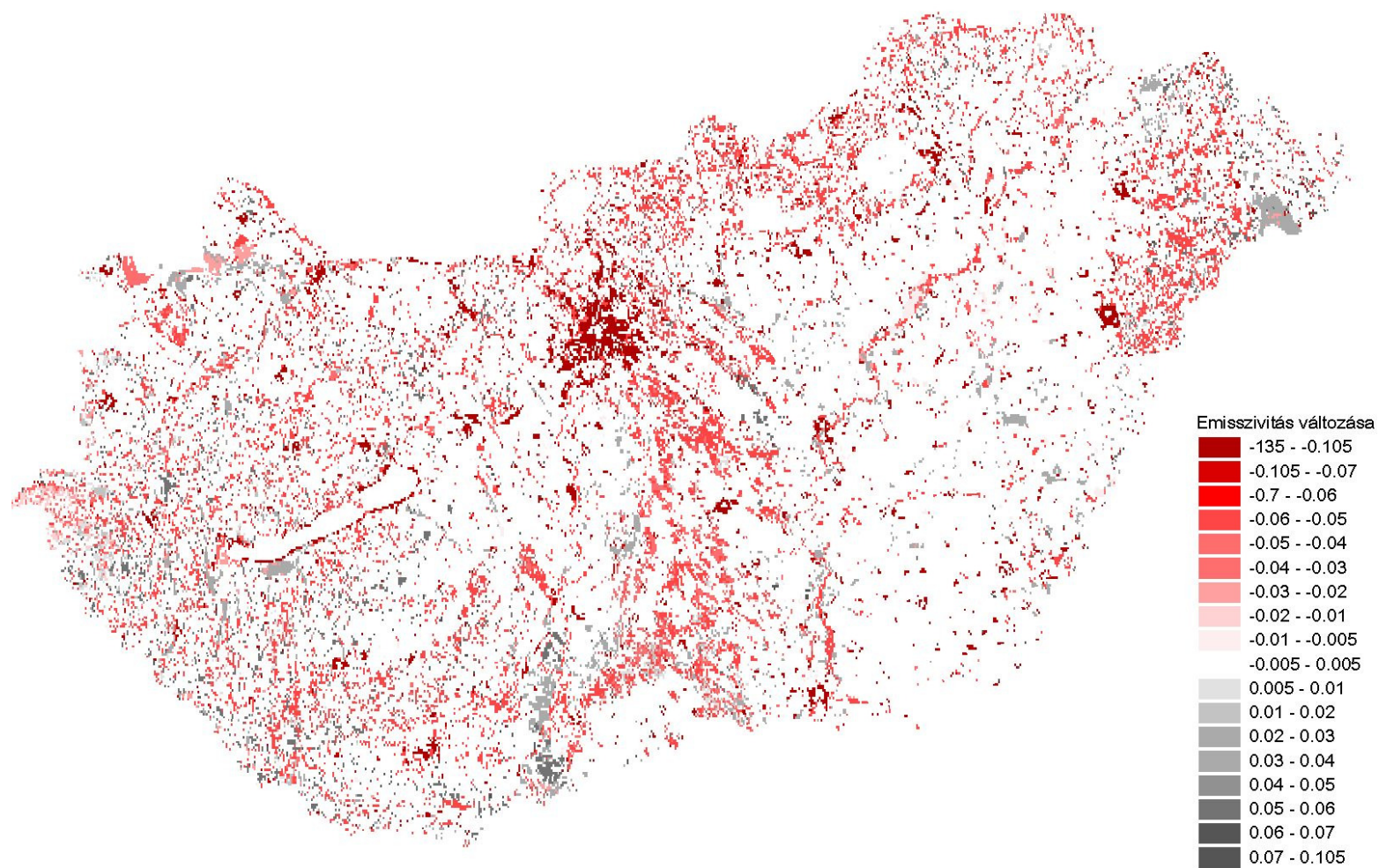


2. ábra. Az Osztrák-Magyar Monarchia III. katonai felmérése alapján készült eredeti (bal oldal), illetve feldolgozott (jobb oldal) térkép-szelvény (Pécs, 1:200 000).

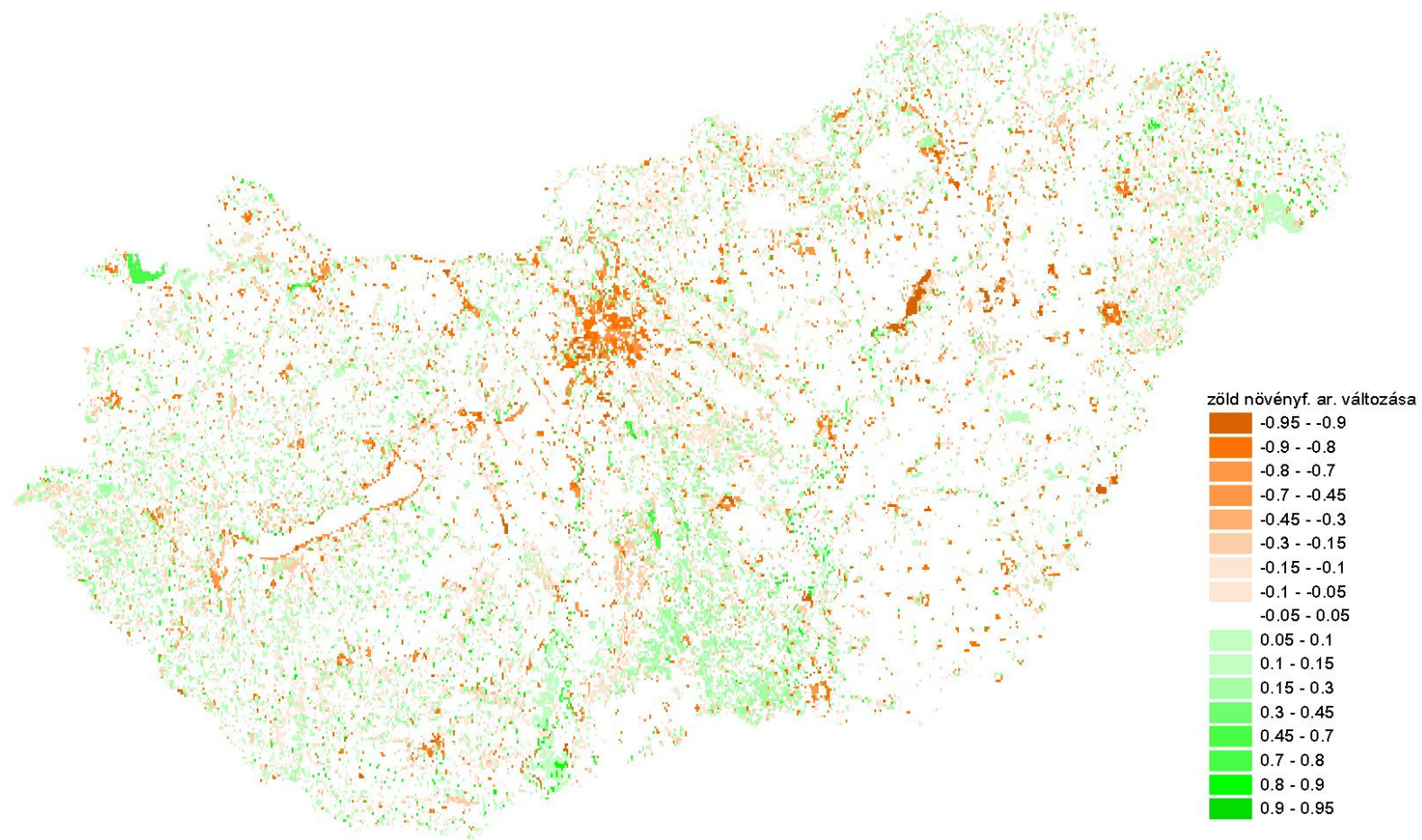
5. sz. melléklet:



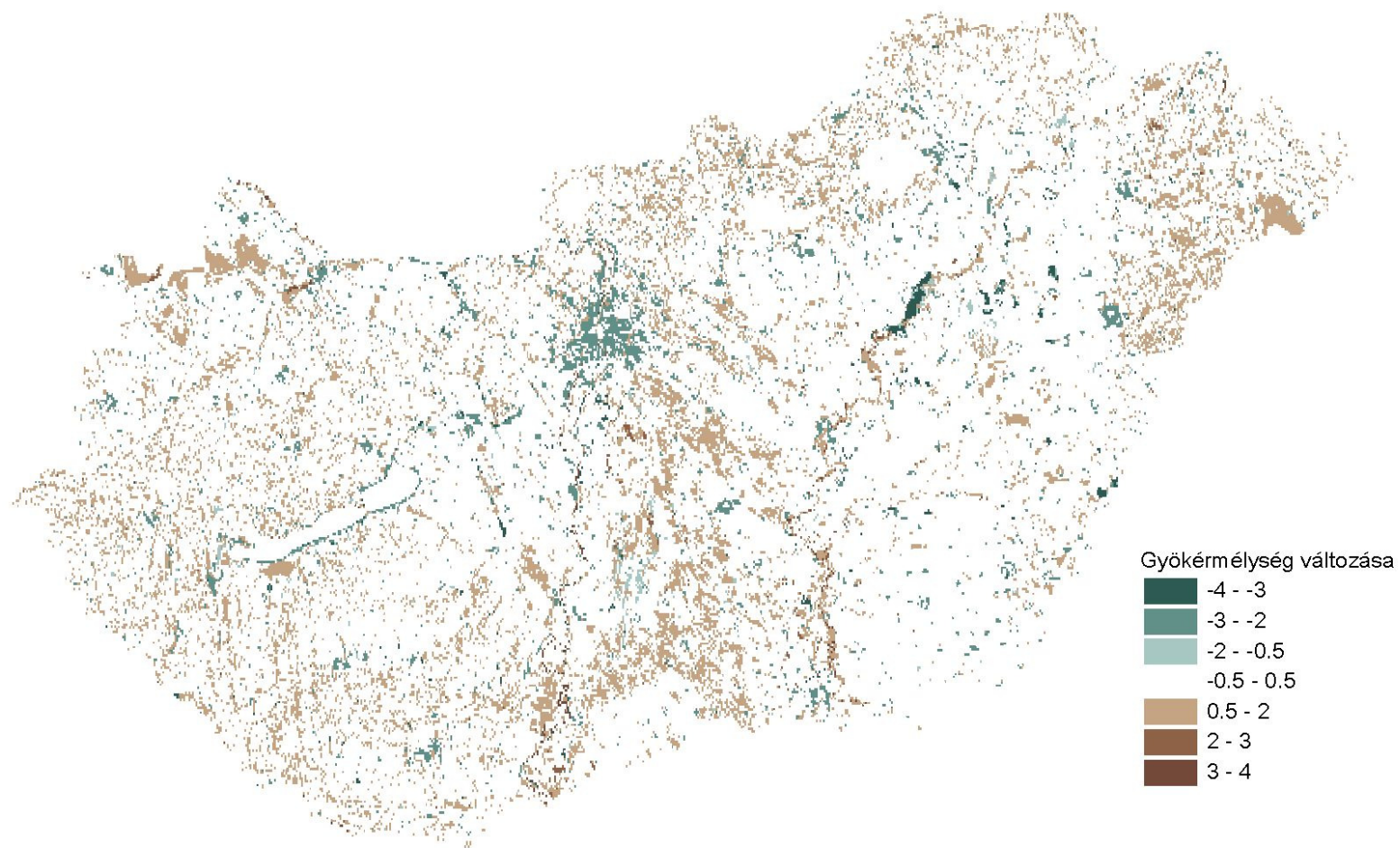
1. ábra. A felszín albedó változása az MM5-ben a felszínborítás 20. századi változásainak következtében



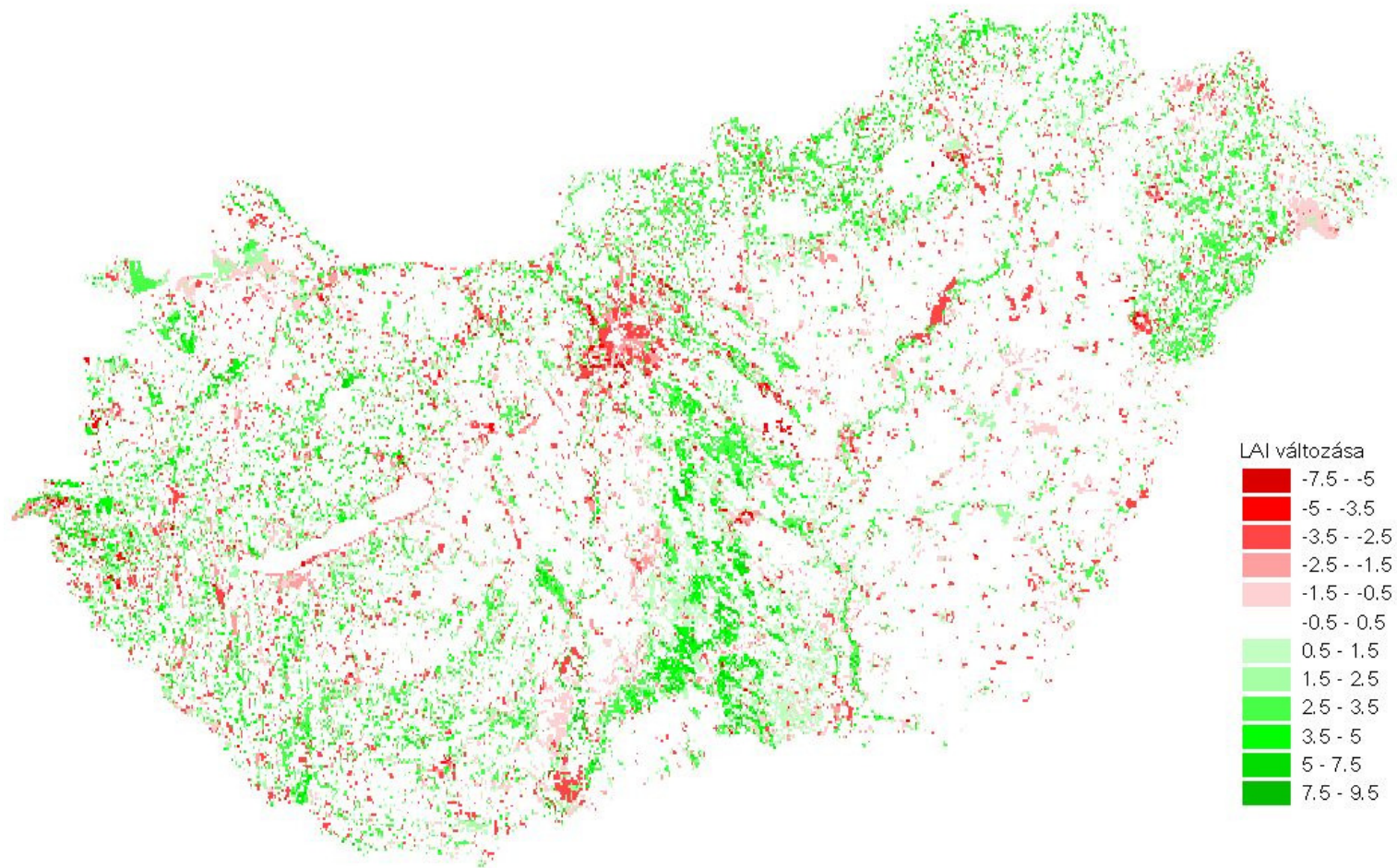
2. ábra. A felszín emisszivitás (ϵ) változása az MM5-ben a felszínborítás 20. századi változásainak következtében



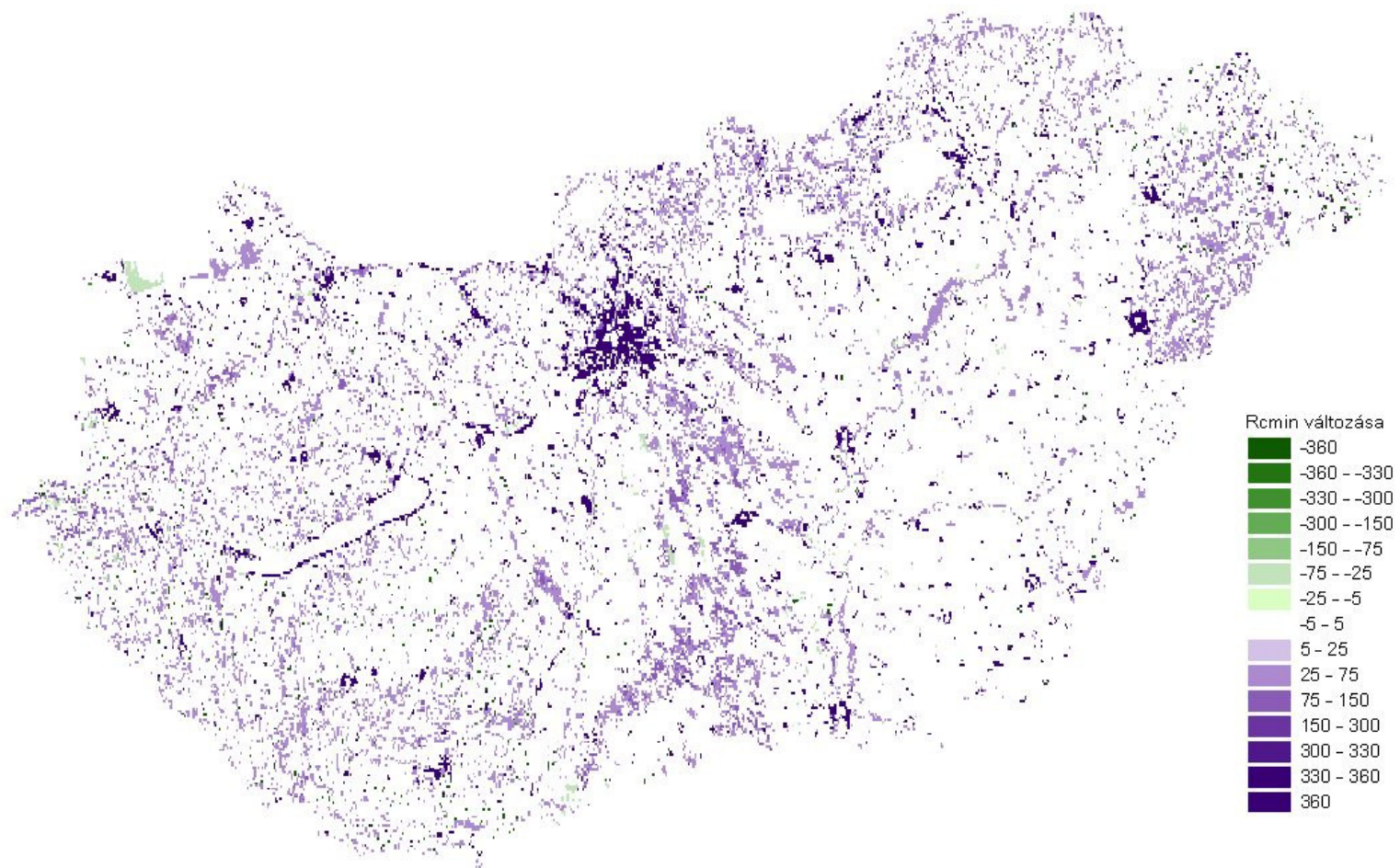
3. ábra. A felszín zöld növényfelületi arányának (σ_f -nek) változása az MM5-ben a felszínborítás 20. századi változásainak következtében



4. ábra. A gyökérmélység (N_{root}) változása az MM5-ben a felszínborítás 20. századi változásainak következtében



5. ábra. A levélfelületi index (LAI) változása az MM5-ben a felszínborítás 20. századi változásainak következtében



6. ábra. A minimális sztómaellenállás (R_{cmin}) változása az MM5-ben a felszínborítás 20. századi változásainak következtében