

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

A talajnedvesség kapcsolata a konvektív csapadékképződéssel WRF szimulációk alapján

Tudományos Diákköri Dolgozat



Készítette:

Göndöcs Júlia

Meteorológus MSc.

Előrejelző szakirány

Témavezető:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2014

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi áttekintés	5
3. Módszerek	7
3.1. Szabad konvekció	7
3.2. Konvektív gátlás, konvektív hasznosítható potenciális energia	8
3.3. A WRF modell	9
3.4. Fizikai parametrizációs sémák.....	11
3.5. Műholdas talajnedvesség detektálás	12
4. Adatok	13
4.1. Felszíni adatok	13
4.2. Meteorológiai adatok: modell kezdeti és peremfeltételek	14
4.3. Műholdas talajnedvesség adatok	14
4.4. Felhőborítottság és csapadékintenzitás adatok	15
5. Modell szimulációk	16
6. Eredmények	18
6.1. Hőmérséklet, látens és szenzibilis hőáram	19
6.2. Határréteg folyamatok	21
6.3. Felhőborítottság és csapadék	25
7. Összefoglalás	31
8. Köszönetnyilvánítás	33
9. Irodalomjegyzék	34

1. Bevezetés

A modern meteorológia fontos tudományága a numerikus modellezés, mely a számítástechnika fejlődésének köszönhetően az elmúlt évtizedekben rohamosan fejlődhetett. Az előrejelző modellek használata mára elengedhetetlen mind a tudományos mind a hétköznapi életben. Az első korlátos tartományú, mezoskálájú numerikus időjárás előrejelző modellek már az 1970-es években megjelentek és folyamatos fejlesztéseknek köszönhetően egyre komplexebbek és pontosabbak lettek. A modellekben megtalálható fizikai törvényeken alapuló matematikai egyenletekkel számszerűsíthetőek a légkör állapotváltozói illetve mérőszámai. A számítás kimenetelének pontossága növelhető, ha kellőképpen pontosan adjuk meg a kezdeti és peremfeltételeket és a komplexebb folyamatok egyenleteit. A felszíni almodellek (LSM) felelnek a talaj-felszín-légkör kölcsönhatások leírásával, melyek fejlesztése a modellek pontosságának javulását segítette. Mára a folyamatos fejlesztések egységesítésére és nyomon követhetőségére különböző szervezetek alakultak (GEWEX, iLEAPS) melyek koordinálják és értékelik a témakörhöz kutatások eredményeit. Alapvetően minden LSM a felszín és a talaj között fluxusokat próbálja számszerűsíteni, mint például a hő, nedvesség vagy a momentum transzportok, különböző fizikai, biológiai vagy kémiai folyamatokat figyelembe véve. Azonban a globális vagy az időjárás előrejelzésénél más folyamatok a meghatározóak. A globális modellekben a víz körforgásán van a hangsúly, mely a biogeokémiai ciklust is befolyásolja. Ezek a modellek már a földi ökoszisztéma egészét vizsgálják különböző modulokkal és folyamatokkal: dinamikus vegetációfejlődés, levél fenológia vagy akár lombkorona mikrometeorológiája.

Azonban az időjárás előrejelző modellekben a rövidebb időszakú folyamatok változását szükséges figyelembe venni, mint például a talaj nedvességét, mely irányítja a szenzibilis és látens hőáram arányának nagyságát vagy a hóval fedett, fagyott területek nagyságát. Ezekben az almodellekben már kisebb skálájú folyamatok is nagy hangsúlyt kapnak, mint például a vegetáció és a talaj több szintje között létrejövő hő- és nedvességtranszportok. A különböző sémák összetettsége, száma és kombinációja széles határok között változhat.

A WRF egy nem-hidrosztatikus, korlátos tartományú, numerikus időjárás előrejelző modell, melynek első változata, az MM5 (**F**ifth **G**eneration **M**esoscale **M**odel) modellt alapul véve, az Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Légkör Kutatási Központja (NCAR) és Nemzeti Központi Előrejelző Intézet (NCEP) összefogásának eredményeként készült. A számításokat ezzel a modellel végeztem.

A mezoskálájú, nem-hidrosztatikus modellekkel olyan folyamatok is vizsgálhatók, mint

a zivatarfelhők képződése, a vízpartokon a parti szél, a városi hősziget kibontakozása vagy a különböző felszínek felett kialakuló cirkulációs jelenségek. E folyamatok erősen függenek a felszín tulajdonságaitól és energiamérlegétől (*Avissar & Liu* 1996). A felszín-légkör kölcsönhatás vizsgálatok meteorológiai céljait 2 csoportra oszthatjuk: a talaj illetve növényzet tulajdonságainak és térbeli eloszlásának hatása a csapadékképződésre, valamint a határréteg transzport-folyamatainak vizsgálatára. Munkámban az előbbit vizsgálom részletesebben, habár a kettő szoros kapcsolata miatt a második terület vizsgálata sem hagyható figyelmen kívül. Számos tanulmány készült már a talajnedvesség és a konvekció kapcsolatának vizsgálatára. A planetáris határrétegben zajló folyamatokat alapvetően meghatározza a talajnedvessége a látens és szenzibilis hőáramokon keresztül. A talajnedvessége függ a talaj hidraulikus tulajdonságaitól, melyet a talaj szemcseösszetétele határoz meg. Az átlagos talajszemcse méret alapján három frakciót különböztetünk meg: homok, iszap/por, agyag. A frakciók alapján textúrákat határozhatunk meg. A textúrák bizonyos fizikai tartalommal bírnak, többek között a telítési talajnedvesség tartalommal, hervadási ponttal, vagy a szabadföldi vízkapacitással. A munkám során a talajnedvesítésének vagy szárításának hatásait vizsgálom a konvektív csapadék tekintetében.

Célkitűzés

Dolgozatomban a WRF modell segítségével vizsgálom

- a talajnedvesség hatását a felszíni hőáramokra,
- a talajnedvesség hatását a konvekciót jellemző karakterisztikákra és a légkör stabilitási viszonyaira,
- a talajnedvesség kezdeti értékeinek hatását a képződő konvektív csapadéokra,
- továbbá a modellben leírt felhőképződési parametrizációk hatását a konvektív csapadék képződésre. Erre azért volt szükség, mert a konvektív felhőképződés függ az alkalmazott gomolyfelhő-képződési parametrizációs sémától.
- a kapott eredmények összehasonlíthatóságát műholdas mérésekkel.

2. Irodalmi áttekintés

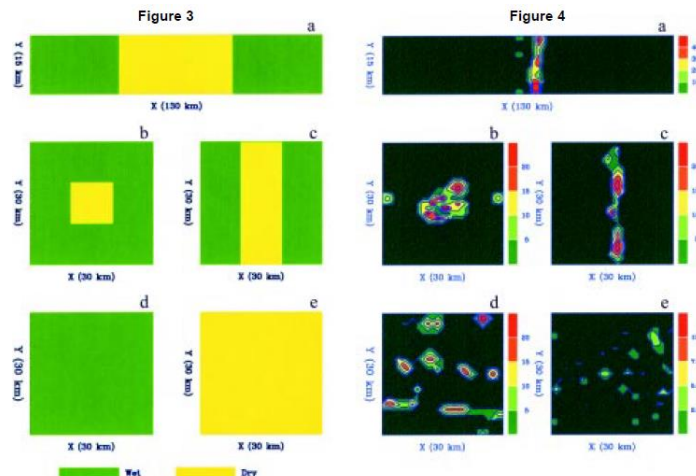
Már a modellezés korai szakaszában egyértelművé vált a felszín és a talaj szerepe a légköri folyamatok modellezésében (*Richardson, 1922; Charney et al., 1975*). Különböző skálákon szemlélve más és más hatásokat kell figyelembe venni illetve azok erőssége is széles határokon belül mozoghat. Nagy felbontású modellekben szükséges a felszín és a talajállapotának fontos ismerete, ugyanis a rosszul megadott kezdeti talajnedvesség káros lehet az előrejelzés bevalására (*Trier et al., 2004*). Globális lépték esetén a regionálisan kialakuló hőmérsékleti és csapadék perturbációk esetlegesen befolyásolhatják az éghajlatot, hőhullámok vagy árvizek formájában. Számos tanulmány készült a talajnedvesség és csapadék visszacsatolások megértésére, melyek során a talaj nedvességének mértékét és a modell fizikáját módosították (pl. *Hohenegger et al., 2009*). A talaj és a felszín állapota alapvetően, de nem kizárólag, meghatározza a potenciális párolgás mértékét, ami utána hatással lesz a Bowen arány nagyságára, ami a PHR magasságát befolyásolhatja. Felvetődik a kérdés, a párolgás milyen hatással lesz a csapadék kialakulásában? Ez alapján két visszacsatolási mechanizmust különíthető el: pozitív és negatív. Első esetben pozitív irányban perturbált talajnedvesség okán látens hő többlet alakul ki, ami nagyobb csapadékot eredményez és így a talajnedvesség egy pozitív visszacsatolást kap (*Findell & Eltahir, 2003*). Míg negatív esetben a fázisátalakulási hő visszafogja a csapadékképződést a hőmérséklet csökkenésén keresztül és kisebb talajnedvesség értékeket kapunk (*Hohenegger et al., 2009*).

Schär 1999-ben a talajnedvesség csapadék visszacsatolásokat két részre osztotta: direkt és indirekt. A direkt hatás esetén nagyobb skáláról történő vízgőz advektálódik, ami megváltoztatja a kihullható vízmennyiséget a légkörben. Indirekt esetén azoknak a légköri hatásoknak a hatékonyságát vizsgálta, melyek a nedvesség csapadékká történő átalakítását segíti, ez főképpen nyári időszakban dominánsabb. Ilyen például a planetáris határréteg termodinamikai szerkezetének módosulása. Az indirekt hatásokat is két részre oszthatjuk. Első esetben, ha a csapadék a nedves talaj felett alakul ki, pozitív visszacsatolást okoz. Ez a folyamat a nedves statikus energia alakulásával magyarázható. Második esetben, ha a száraz talaj felett alakul ki csapadék, negatív visszacsatolás jelenik meg (*Hohenegger et al., 2009*).

Globális skálán végzett tanulmányok a kora tavasszal kialakult talajnedvesség perturbációkat vették górcső alá. A perturbáció mértéke és iránya vagy extrém szárazságot és meleget okozott, vagy nyári időszakban regionálisan kialakuló nagy vízhozamú esőzéseket. Fischer 2007-es munkájában a 2003-ös nagy európai hőhullámot vizsgálta. Azt találta, hogy a növényzet korai zöldülése és a csapadék hiány talajnedvesség deficitet generált, ami tovább

tudta erősíteni az amúgy is meleg időjárást (Fischer, 2007). A perturbált talajnedvesség ezzel ellentétben nagy vízhozamú esőzéseket is generálhat (Beljaars, 1996), oly módon, hogy szárazabb talaj kedvez a feláramlásnak a szenzibilis hőáramon keresztül, ami a konvekció kialakulását segítheti, csapadék tevékenységet eredményezve (Pielke, 2001, Schär, 1999). Továbbá kimutatható, hogy a pre-monszunális talajnedvesség tartalom befolyásolhatja a csapadéktevékenységet a monszun ideje alatt (Asharaf et al., 2011).

Lokális skálán a talajnedvesség heterogén eloszlásából adódóan mezoskálájú cirkulációk alakulhatnak ki (Pielke & Avissar, 1990; Pielke et al., 1997; Avissar & Liu, 1996). A Száhel övben végezett vizsgálatok azt mutatták, hogy száraz talaj felett több csapadék hullott (Taylor et al, 2012). Az 1. ábra, Avissar és Liu 1996-os tanulmányából származik, bal oldalon a talajnedvesség eloszlása a modellterületen, míg jobb oldalon az így kialakult csapadék mennyisége és elhelyezkedése látható. A kapott eredmények azt mutatták, hogy a homogén talajnedvességű területek felett véletlenszerűen alakultak ki csapadék gócok, míg a szabályos struktúrát követő elrendezés esetén a száraz terület felett jelentek meg csapadékos területek. Ez a mezoskálájú cirkuláció kialakulásával magyarázható. Az öntözött és száraz területek látens és szenzibilis hőárama eltérő, míg nedves esetben az intenzívebb párolgás nedvesíti és hűti a talajközeli réteget, így a parti szélhez hasonló cirkulációt gerjeszt.



1. ábra: Idealizált szimuláció, bal oldalon a felszín elhelyezkedése a modellterületen (sárga: száraz legelő; zöld: nedves erdős terület); jobb oldalon az akkumulált csapadékok összege 18 HLT-kor (Avissar & Liu, 1996).

A modell fizikáját tekintve is találunk különbségeket a nedves illetve száraz talaj felett kialakult csapadékokban. A felhőképződés dinamikájának leírására alkalmazhatunk parametrizációt illetve explicit módon is leírhatjuk azt. Utóbbi esetben azt találták, hogy a száraz talaj felett lesz nagyobb csapadék, illetve ha a légköri profil alapján parametrizációval számolunk a nedves felszín felett kapunk nagyobb esőt (Hohenegger et al., 2009).

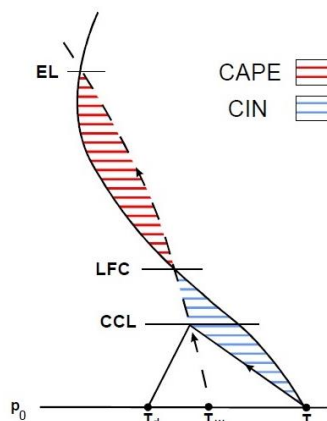
3. Módszerek

3.1. Konvekció

A légkörben lezajló koncentrált, erőteljes, függőleges feláramlásokat együttesen konvektív folyamatoknak nevezzük. Főbb kiváltó hatások a konvergencia, a szélnyírás és a légköri felhajtóerő, utóbbi felelős az úgynevezett szabad konvekció kialakulásáért (*Horváth, 2007*). Egyszerű esetben az erő a napsugárzás hatása által jön létre, ahogyan nő a felszín hőmérséklete. A felszínközeli légréteg felmelegedéseért a felszín hosszúhullámú kisugárzása és a felszínről kiinduló szenzibilis hőáram felelős. Ahogyan az alacsonyabban található légréteg hőmérséklete egyre növekszik, sűrűsége csökken, ezáltal emelkedésre kényszerül, így jön létre a szabad konvekció. A vertikális áramlások sebessége erősen függ a besugárzástól és a légkör labilitásától. Az így kialakuló feláramlás azonban korántsem rendezett, ugyanis a közeg állandósága miatt kompenzáló leáramlásoknak kell megindulnia. Ha nincs elegendő nedvesség a légrétegben, ami kondenzálódhatna, akkor a feláramlás nem tud átlépni a termik fázison. Amennyiben elegendő nedvesség található az emelkedő levegőben, úgy a kondenzáció során felszabaduló fázisátalakulási hő tovább tudja emelni a légtestet. Emelkedés során a légréteg először a száraz, majd a telítési fázist elérve a nedves adiabatát fogja követni. A kialakult felhő további fejlődését az határozza meg, hogy mekkora hőmérsékleti különbség alakul ki az áramló légtest és környezete között.

A légtest vertikális mozgását legjobban termodinamikai diagramon tudjuk szemléltetni, ahol információt kapunk a felhajtóerő potenciális nagyságáról. Részecske módszerrel kirajzoljuk a légtest és a környezet hőmérsékleti profilját, továbbá a harmatpont profilt (2. ábra). Az emelkedő légréteg a felszíntől indulva a száraz adiabata mentén halad, mígnem eléri a CCL-t (**Cumulus Condensation Level**), az ún. kumulusz kondenzációs szintet, ahol telítetté válik és elkezdődik a nedvesség kicsapódása. A kondenzációs szint magasságát könnyű kijelölni, hiszen ott található, ahol a száraz adiabata mentén hűlő légrézecske metszi a harmatpont izogram vonalát. Kondenzáció után a légrézecske már közelítőleg a nedves adiabatát fogja követni, mert a benne folyamatosan kicsapódó nedvesség miatt látens hő szabadul fel, ami melegedést fog eredményezni és ezáltal feltételes instabilitást. Azt a pontot, ahol a levegő először válik melegebbé a környezeténél szabad, konvekciós szintnek, LFC-nek (**Level of Free Convection**) nevezzük. Eddig a szintig negatív energiáról beszélünk, hiszen a légréznek kell munkát végeznie a felhajtóerővel szemben. Innentől kezdve azonban a légkör végez munkát addig, amíg a hőmérséklete újra meg nem egyezik a környezetével, ezt a pontot

nevezzük egyensúlyi szintnek, EL-nek (**E**quilibrium **L**evel). E felett a légrész már ismét alacsonyabb hőmérsékletű, mint környezete, de a felhajtó erő miatt rendelkezhet kellő mértékű kinetikus energiával, ahhoz hogy továbbhaladjon az ottani stabil rétegbe. Ez lesz a kialakuló felhőnk ún. túlnyúló csúcsa, és ennek tovább-fejlődése hozza létre a zivatarfelhők jellegzetes szétterülő tetejét vagy üllőjét. Az EL szint felett az energia negatív értékeket vesz fel, hiszen itt újra a légrésznek kell munkát végeznie. Az LFC és EL szintek közötti terület nagyságával meghatározható a maximális felhőtető magasság is.



2. ábra: Légrész és környezetének hőmérsékleti vertikális profilja (T: hőmérséklet; Tw: nedves hőmérséklet; Td: harmatpont; p₀: felszíni nyomás; szaggatott vonal: nedves adiabata).

3.2. Konvektív gátlás, Konvektív hasznosítható potenciális energia

A légkör instabilitásának becslésére többféle mérőszám létezik, melyekből következtethetünk a légköri instabilitás mértékére, ezek például a K-index vagy LI (Lifted Index) (Blanchard, 1998), és a CAPE (Convective Available Potential Energy), azaz a konvektív hasznosítható potenciális energia. A légkör stabilitásának becslésére pedig a CIN (Convective Inhibition), vagyis a konvektív gátlás szolgál. Munkámban az utóbbi kettőt vizsgálom.

A konvektív gátlás egy olyan mennyiség, mely megadja, hogy a felszín közeli záró réteg mennyire akadályozza a légrészt az LFC elérésében és mennyire gátolja a konvekciót, annak ellenére, hogy a magasban instabilitás állhat fent. A záróréteg áttöréséhez szükség van a levegő nedvesedésére, vagy annak melegedésére illetve valamely szinoptikus léptékű emelő hatásra. A 2. ábrán jelölt negatív területtel egyenlő, hiszen a légrésznek kell munkát végeznie. Minél magasabb az abszolút értéke, annál jobban gátolja a konvekciót, de ha mégis kialakul zivatar, akkor az hevesebb (Trier, 2003). Ha értéke nullához közeli, akkor nagy valószínűséggel alakul ki konvekció, illetve magas CAPE értékkel párosulva zivatarok kialakulásához vezethet.

A CAPE, azaz konvektív hasznosítható potenciális energia, a konvekció becslésére szolgáló mérőszám. Nagysága egyenlő a 2. ábrán látható pozitív területtel, amit úgy kapunk, ha az LFC és EL között minden szinten összeadjuk a légrész és környezet hőmérsékletének különbségét, így a görbék által körbezárt terület nagysága egyenlő lesz a CAPE értékével. Használatos a hőmérséklet helyett a virtuális hőmérséklet, amely a (1) egyenletben látható.

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T_v' - T_v}{T_v} dz \quad (1)$$

A konvektív hasznosítható potenciális energia nagysága erősen függ a levegő keverési arányától. Ennek ellenére magas CAPE jelenléte még nem garantálja a zivatarok létrejöttét.

3.3. WRF modell

A szimulációkhoz az NCAR (National Center of Atmospheric Research) és NCEP (National Centers for Environmental Prediction) által kifejlesztett WRF (Weather Research and Forecasting Model) modell 3.4.1-es verziójával (*Skamarock et al.*, 2008) dolgoztam az ELTE Atlasz clusterén. A WRF a mezoskálájú, korlátos tartományú numerikus előrejelző modellek leggyorsabban fejlődő és legelterjedtebb tagja, hiszen forráskódja szabadon letölthető a világhálóról. Alapvetően két dinamikai alrendszere van, a kutatási célokra használatos ARW (Advanced Research WRF), melyekben idealizált és valós eseteket, hurrikánokat és regionális klímaváltozásokat is vizsgálhatunk, továbbá az NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model), mely kevesebb opcióval bír, mint az ARW, az Eta modell továbbfejlesztett változata. Korlátos tartományú, mezoskálájú modell révén az 1000 km-es horizontális rácsfelbontástól akár az 1 km-ig is képes a légköri folyamatok vizsgálatára, viszont ilyen nagy felbontásban már ún. beágyazásra van szükség. Ekkor a modellterületen belül kijelölünk további kisebb részterületeket, ún. nesteket, így növelve a felbontást és csökkentve a leskálázásból adódó hibákat. Ezután két módja van a felbontott területek alkalmazásának, az egyirányú és a kétirányú visszacsatolási mechanizmusok használata. Előbbi esetben a beágyazott modell-terület folyamatai nem hatnak vissza a külsőre. Értelemszerűen a kétirányú lehetőségnél a számítások időtartama is jelentősen megnő.

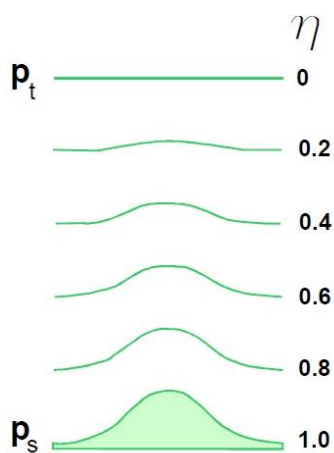
A modell a főbb alapegyenletek integrálását végzi, a számítások egy része további kapcsolók közbeiktatásával módosítható (pl. időbeli integrálás típusa). A

hidrotermodinamikai egyenletrendszer megoldása mellett almodelleket alkalmaznak, pl. a sugárzás-átvitel, felhőképződés, talaj-felszín kölcsönhatás és kémiai folyamatok modellezéséhez. Számos ilyen séma és azok opciói állnak rendelkezésünkre, a variációk száma megközelíti a több ezret.

A dinamikai egyenletek leírásában Euler-módszert alkalmaznak, és a légkör összenyomható. A modellben egy felszínkövető (3. ábra), a nyomás hidrosztatikus komponense alapján számított vertikális koordinátázást (η) (2) alkalmaznak, mely a következőképpen írható fel:

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (2)$$

A vertikális szintvonalak követik a domborzatot, de a magasság növekedésével egyre jobban kisimulnak, mindaddig, míg eléri a legfelső szintet (p_t), ahol a nyomás már állandó lesz. A legalsó szintet (p_s) a domborzat határozza meg, így már könnyen belátható, hogy η értéke 1 és 0 között fog változni, a felszínen 1, míg a felső szinten zérus. A vertikális szintek száma állítható, a vizsgálati céltól függően 10–30, de akár 60 szint is használható.



3. ábra: Felszínkövető koordinátarendszer (Skamarock et al., 2008).

A vertikális felbontás változtathatósága mellett az időlépcső hossza is széles intervallumon módosítható a modellbeállításoknál. Azonban minden esetben figyelembe kell vennünk a CFL-kritériumot (Courant–Friedrichs–Lewy), ami azt mondja, hogy a ráctávolság és az időlépcső hányadosának kisebbnek kell lennie, mint a leggyorsabban terjedő mozgásforma sebessége.

3.4 Fizikai parametrizációk

A modellrácsnál kisebb folyamatok számszerűsítésére fizikai parametrizációkat használnak a numerikus modellekben. Különböző folyamatokat írnak le vele, mint például a hosszú és rövidhullámú sugárzást, határréteg folyamatokat, felhőfizikát vagy akár a talajban végbemenő folyamatokat

Szimulációk készítése során mikrofizikai sémának a Thomson graupel sémát alkalmaztam, amiben 6 hidrometeort különböztetünk meg: felhő-víz, hó, graupel, eső és a felhő jég két változata. A modellben ezek keverési aránya kerül számításra a különböző nyomási szinteken (*Hong & Lim, 2006*).

A határréteg átkeveredési folyamatainak számszerűsítésére a BouLac (*Bougeault & Lacarrère, 1989*) sémát használtam, ami a turbulens kinetikus energiát prognosztikus változóként kezeli, minden modellszinten. Több szintes városi illetve beépített terület feletti határréteg átkeveredésének vizsgálatára fejlesztették ki (*Hong et al., 2006*).

A határréteg átkeveredésére használatos fizikai leírásmód meghatározza a felszín közeli rétegek átkeveredésének dinamikáját a modellben. A felszíni réteg a légkör legalsó része, ahol a turbulens áramok értéke közelítőleg konstans. Futtatásaimban a Janjic által továbbfejlesztett Monin-Obukhov hasonlósági sémát alkalmaztam (*Monin & Obukov, 1954*), amiben a súrlódási sebesség és kicserélődési együtthatók értékének segítségével kiszámíthatóak a föld-légkör hő- és nedvességfluxusai (*Skamarock, 2008*), továbbá egy termikus érdességi paramétert is magában foglal (*Dudhia, 2006*).

A felszín és talaj fizikájának leírására a NOAH almodelljét használtam. Ez a talajban négy szintet különít el, amiben a hő- és nedvességáramok zajlanak, továbbá megkülönböztet fagyott földet és hóval fedett felszínt is. A vegetációt is több szintre bontja, így ott is nyomon követhetőek a fizikai, kémiai és biológiai folyamatok, mint például a párolgás. Az evaporáció a talajnedvesség függvénye, míg a transzspiráció a sztómák nyitottságától függ a sugárzáson, légnedvességen, hőmérsékleten és talajnedvességen keresztül (*Chen & Dudhia, 2001*).

A légkör dinamikai működéséhez az energiát a Napból jövő sugárzás biztosítja, így a sugárzás mennyiségének és változásának előrejelzése alapvető fontosságú. A bejövő rövidhullámú sugárzás leírására a Dudhia sémát alkalmaztam, ami megkülönbözteti a felhős és tiszta égboltot, és ennek függvényében alakul a szórás és az abszorpció. A visszavert hosszúhullámú sugárzás számszerűsítésére pedig az RRTM (**R**apid **R**adiative **T**ransfer **M**odel) transzfer sémát használtam (*Mlawer et al., 1997*).

Munkám során egyes szimulációkhoz kumulusz parametrizációt használtam. A belső modellterületem 5 km-es horizontális felbontása nem feltétlenül indokolja ezen parametrizáció használatát, ugyanis az 5–10 km közötti felbontást „szürke zónának” hívjuk, ahol a felhasználó alkalmazástól függően eldöntheti, hogy használja-e ezen sémát. A New Kain-Fritsch kumulusz séma használatakor a felhőképződés a légkör vertikális állapota alapján történik, melyen mély és sekély konvekció is számításra kerül. A séma a légoszlopon belüli tömegtranszporton alapul, melyet a CAPE irányít, ez alapján lehet tömeg fel- és leáramlás. A séma használ be- és kikeveredési paramétert az alapján, hogy milyenek a környezet tulajdonságai. Az egyenletek lezárása is a CAPE értéke alapján történik, ha az 90%-ában redukálódott, a felhőképződés leáll. Adott határrétegbeli kritériumok és az alsó szintekről történő vertikális mozgása a nedvességnek beindítja a felhőképződési sémát (Dudhia, 2006; Arakawa, 2004). Ha a felhőképződési modul nincs bekapcsolva a modellben, akkor a felhőképződés explicit módon történik, azaz a légköri állapotváltozók alapján számol.

3.5 Műholdas talajnedvesség detektálás

Műholdas talajnedvesség mérések alapulhatnak passzív illetve aktív távérzékelésen. A talaj nedvességtartalma csökkenti a talaj emisszivitását és ezáltal a mikrohullámú tartományú kisugárzást a Föld felszínéről. Interferométeres mérésekkel az érzékelők közti elektromágneses hullámok beérkezésének fázis különbségét lehet meghatározni egy előre kalibrált értékhez képest.

Műholdas passzív távérzékelés során mikrohullám, ultraibolya illetve infravörös tartományban végeznek méréseket. A talajnedvességének becslésére a mikrohullám tartományban dolgoznak (1,4 GHz), radiométerek segítségével. Ilyen szenzorok például a SMOS műholdon található MIRAS vagy az AQUA műholdon található AMSR-E illetve a Coriolis-on a WINDSat műszer.

Aktív távérzékelés során valamely kibocsátott jel visszajöttét érzékeli a szenzor, talajnedvesség mérésénél szkatteméter segítségével. Ilyen berendezés többek között a METOP-A műholdon található ASCAT szkatteméter vagy az ERS műholdon található SCAT műszer, melynek működési elve, hogy mikrohullámú sugárzást bocsát a felszínre merőlegesen majd a visszaérkező sugárzás energiáját méri a föld felszínén lépésről lépésre.

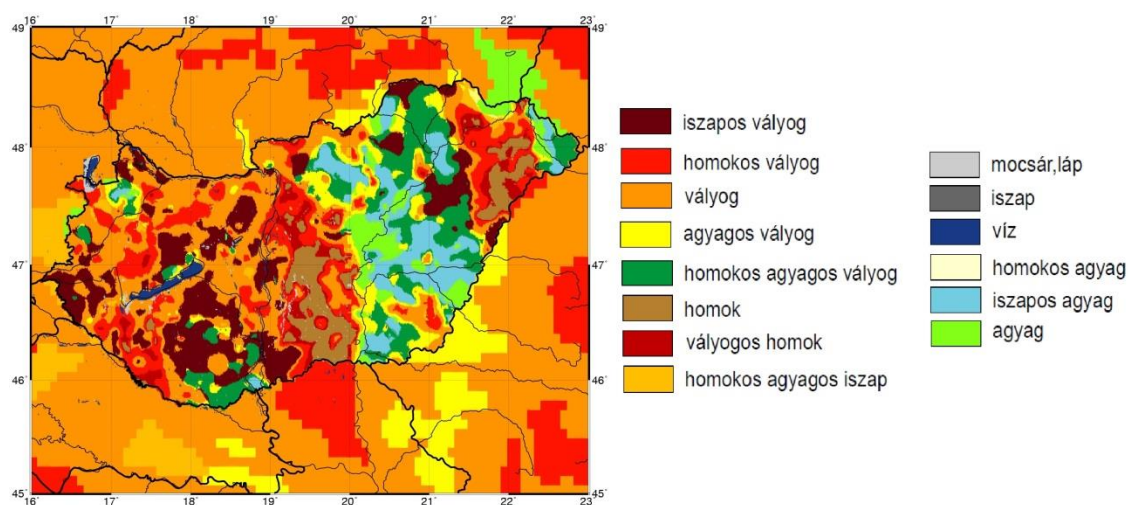
A dolgozatban referenciaként az SMOS műhold adatait használtam fel. Az SMOS

radiométer esetén 69 érzékelő található a műholdon, melyek mérik a beérkező sugárzás fáziskülönbségét. A műhold egy áthaladás során kb. 1000 km széles területet tud felmérni.

4. Adatok

4.1 Felszíni adatok

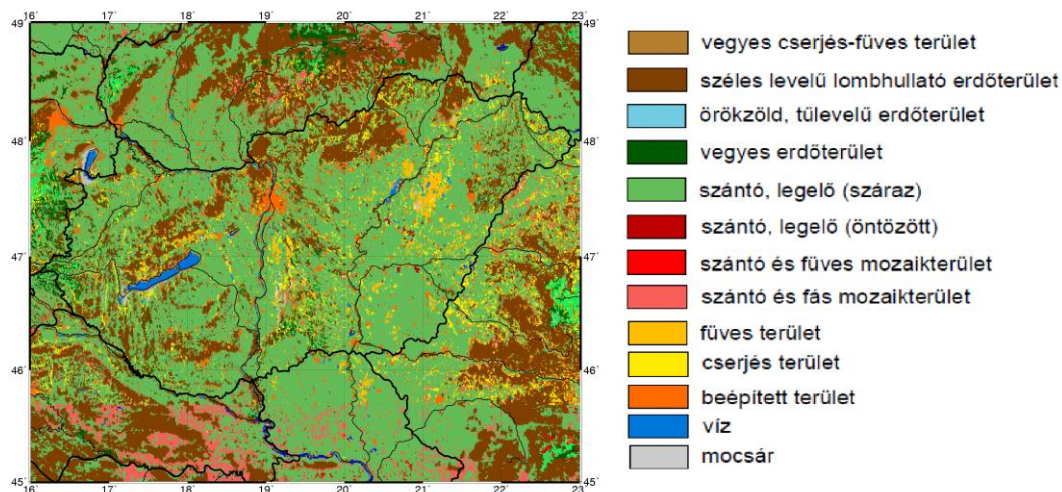
A WRF modellben megtalálható talajtextúra eloszlása a FAO (Food and Agriculture Organization), míg az új az MTA TAKI (Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet) Digitális Kreybig adatbázisából (DKSIS, Digital Kreybig Soil Information System) származik (Pásztor *et al.*, 2010). A modellterületen a talajtextúra új eloszlását a 4. ábra szemlélteti.



4. ábra: A DKSIS talajtextúra eloszlás Magyarország területén.

A GFS modellbeli talajnedvesség számításakor az egyes textúrákhoz *Chen & Dudhia* (2001) munkájában található hidrofizikai paramétereket használják. A DKSIS textúrára áttéréskor ezen paramétereket a MARTHA (*Makó & Tóth*, 2008; *Makó et al.*, 2011) adatbázisból meghatározott paraméterekre cseréltem. Mivel a GFS modellből érkező talajnedvesség más talajtextúrára van értelmezve, mint a DKSIS esetén, ezért áttérésre volt szükség. Az átszámítás alapjául a két talajparaméter együttes telítési talajnedvességi értéke szolgált. Azaz a talaj relatívnedvesség tartalma lett megmaradó a GFS adatokból és a talajnedvesség ennek függvényében lett átszámítva az új textúrákra.

A WRF modell eredeti felszínhasználatát az USGS (United States Geological Survey) adatbázis alapján határozták meg. Rendelkezésemre állt a CORINE 2000 adatbázis, mely egy pontosabb peremfeltételt jelenthetett a modell számára (5.ábra). A kategória besorolásokat a 30"-es felbontásban készült műholdképek alapján határozták meg, vektoros felszínborítási térképeken. Az Interneten hozzáférhetőek, és előzetes regisztráció után kutatási céllal szabadon felhasználhatóak.



5. ábra: A CORINE felszínhasználat eloszlás Magyarország területén.

4.2. Meteorológiai adatok: modell kezdeti és peremfeltételek

A későbbi szimulációk és a műholdas adatok összehasonlításának érdekében szükségem volt GFS (Global Forecast System) adatokra is. Ezek a fájlok tartalmazták talajnedvesség adatok 4 szinten, továbbá a szimulációkhoz szükséges kezdeti feltételek, mint például a kétméteres hőmérséklet, a horizontális és vertikális szélkomponens. A horizontális felbontásuk $0,5^\circ$ volt és naponta 6 óránként álltak rendelkezésemre. A GFS adatok és a műholdas talajnedvesség összehasonlítását a 2010-es és 2012-es év nyári félévére végeztem el. A WRF szimulációkhoz szükséges GFS adatok a 2012-es év nyári félévének 31 csapadékos napjaira vonatkoznak.

4.3. Műholdas talajnedvesség adatok

A műholdas talajnedvesség adatok forrása a BEC (Barcelona Expert Center) volt, mely az SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) műhold által készített mérések feldolgozásával foglalkozik. A kapott adatok térbeli felbontása $0,25^\circ$ volt. A fájlokban napi adatok voltak eltárolva 2010-es évtől kezdődően. A talajnedvesség értékek csak a talaj felső 2 cm-es rétegére vonatkoznak. A feldolgozás közben jellemző probléma volt az adatok nagytérsgű hiánya, hiszen borultság esetén nem lehetséges a talajnedvesség műholddal való mérése.

4.4. Felhőborítottság és csapadékintenzitás

A távolabbi tervek között szerepel a szimulációk mérésekkel való összehasonlítás, így szükségem volt olyan mérésekre is, melyek a felhőzet mennyiségét vagy a csapadékintenzitását adják meg. Az MSG műholdcsalád által mért adatokat használtam fel az összehasonlítás elvégzésére. A mérések itt is $0,25^\circ$ rácson voltak. A csapadékintenzitás és a felhőborítottság negyed óránként állt rendelkezésemre napsütötte időszakokban.

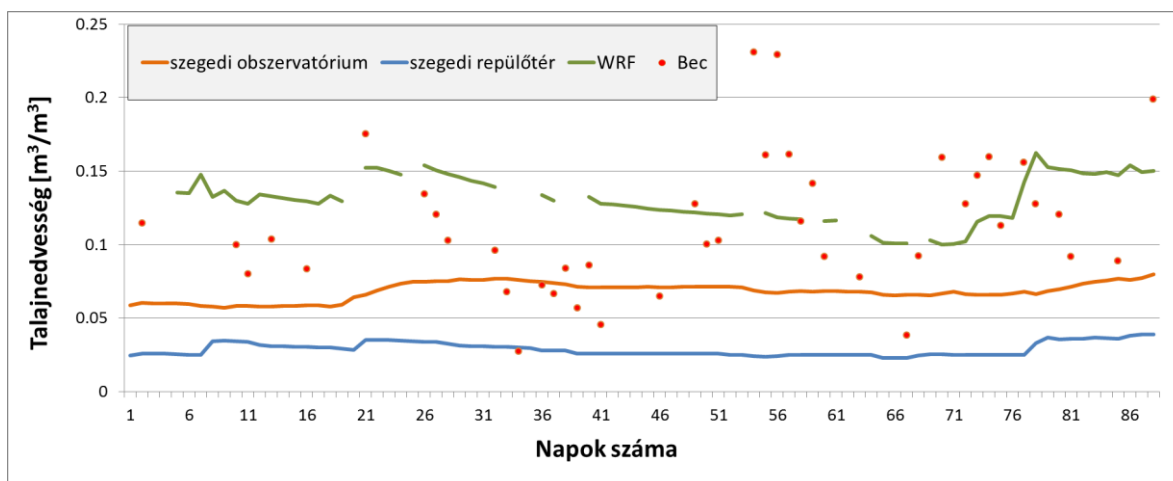
5. Modell szimulációk

Talajnedvesség tartalom

Az előzetes számítások során arra voltam kíváncsi, hogy mekkora eltérések vannak a különböző műholdas és in-situ talajnedvesség mérések és a WRF modell kezdeti feltételül szolgáló GFS modell értékei között. A különbségszámításokra azért volt szükség, hogy a későbbi érzékenységvizsgálat előtt képet kapjak arról, hogy mekkora különbségek adódhatnak a valóság illetve a modellbe táplált talajnedvesség értékek között, illetve, hogy becsülhessem, a valóság és az adatbázisok különbségét majd ezt felhasználva egy százalékos értéket kapjak arra nézve, hogy milyen százalékos talajnedvesség módosítást indukálhat az eltérés.

A Magyarország területén különböző talajtextúra értékekhez tartozó talajparaméterek, azon belül is a telítési talajnedvesség tartalom alapján elmondható, hogy a különbségek nagysága a GFS és az BEC között eléri a 25–30%-t, mind negatív mind pozitív irányban. Később a számítások elvégzéséhez a kezdeti talajnedvesség értékeket ezen megfontolások alapján választottam 15% illetve 30%-nak.

A 6. ábrán láthatók 2012 nyári időszakára adódó talajnedvesség értékek. A mérések szegedi környéki pontokról származnak, ahol az uralkodó talajtextúra a vályog, melynek telítési értéke megközelítőleg $0,469 \text{ m}^3/\text{m}^3$. A BEC adatsort ábrázoló piros pontok a barcelonai egyetem által feldolgozott műholdas talajnedvesség értékeket ábrázolja, a felső 2 cm-es rétegben. Látható, hogy a mérés (10–40 cm mélység) és a GFS modell (10–40 cm mélység) által kapott értékek között csaknem $0,1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -es különbség van, ami a telítési értékhez képest 25%-os felülbecslés. A műholdas adatok esetében sem jobb a helyzet, a felülbecslés, habár nagyobb szórással, de majdnem azonos nagyságú, négyzetes hibája $0,0636$, míg ha a mérés és a GFS modell hibáját tekintjük az $0,0644$. A legkisebb négyzetes hibát $0,0458$ -as értékkel a BEC és a WRF modell között összehasonlításkor.



6. ábra A talajnedvesség változása 2012. 07. 08–2012. 10. 05. között Szeged környékén különböző mérések alapján.

WRF szimulációk

Dolgozatomban a szimulációk elvégzéséhez a WRF statikus adataiban hajtottam végre változtatásokat mind a talaj, mind pedig a felszínhasználat tekintetében, így a felszínhasználat esetén a korábban bemutatott CORINE adatbázissal dolgoztam, míg talajtextúra esetén az eredeti WRF által használt FAO adatbázist a DKSIS adatbázissal helyettesítettem. A modell a statikus adatokat bináris fájlokból olvassa, majd később felhasználva őket készíti el a modellterületet. Ezekben a bináris fájlokban vannak eltárolva a felszín és talaj kategóriák 30"-es (kb. 1 km) felbontásban. Egy-egy fájl 10° x 10° területre vonatkozik, melyekben a kategóriák 1 byte-os egészként vannak eltárolva. Az új talajtextúra és felszínhasználat eloszlást tartalmazó fájlok, melyekben koordináta és kategória található, azonban ASCII formátumban voltak elérhetők, így egy konverziót kellett végrehajtani. Az új bináris fájlokba a koordináták megfeleltetésével át kellett ültetni az új kategória számokat. Az új talajtextúra térbeli eloszlásának készítésénél a víz és szerves anyag kategóriákat a felszínhasználatból vett tó/folyó és láp kategóriák elhelyezkedésével egyeztettem. Erre a cserére a teljesség igénye és a pontosabb szimulációra való törekvés miatt volt szükség, ugyanis a kapott talajtextúra eloszlásban sem vízfelszínt, sem pedig lápos területet nem különítettek el. Az így létrehozott statikus felszín a készített szimulációk alsó peremfeltételének részét alkotta. A szimulációk során a kezdeti talajnedvességet illetve a fizikai parametrizációt változtattam. Az összehasonlítás érdekében a referencia futtatáson (továbbiakban: REF) kívül készítettem 6 szimuláció csoportot, melyek a következők: a talajnedvesség 15% (SM+15; SM-15) illetve 30%-os (SM+30; SM-30) csökkentése és növelése kumulusz parametrizáció alkalmazása mellett. További három szimuláció csoport során a felhőképződés explicit módon van leírva, ez esetben a GFS modellből vett talajnedvesség értékeket (CUM) és 30%-os (CUM+30, CUM-30) talajnedvesség csökkentést és emelést alkalmaztam.

A szimulációkhoz beágyazást használtam. A külső modellterület 15 km-es horizontális felbontású, lefedi a Kárpát-medencét, kb. az É.sz. 43°–51° és K.h. 12°–27° tartományon. A beágyazott modellterület (nest) felbontása 5 km, Magyarországot lefedő, az É.sz. 45,3°–49,1° és K.h. 15,1°–24,5° közötti terület. A külső modellterületre és az ebbe ágyazott területre kapott eredményeket negyedóránként írtam ki. Az így elkészített nyers, netCDF formátumú WRF output fájlok számos változót tartalmaztak 43 η vertikális szinten. Az integrálási időlépcsők a stabilitási kritérium alapján a külső modellterületre 60 másodperc, míg a beágyazott területre 20 másodperc volt.

6. Eredmények

Dolgozatomban 8 féle különböző talajnedvesség tartalommal és felhőképződési dinamikával készült szimuláció eredményét hasonlítom össze többféle, a konvektív csapadékot befolyásoló mennyiségek alapján. Többek között a kétméteres hőmérséklet (T2), a határréteg magasság, a látens hő és a csapadék értékek álltak rendelkezésemre a WRF-ből nyersen elkészülő adatokból, azonban a konvektív gátlás (CIN) és konvektív hasznosítható potenciális energia (CAPE) mezők készítéséhez további számításokat végeztem a WRF utófeldolgozó programcsomagjával. Az egyes változók időbeli és térbeli átlagolásaihoz és különbségképzésükhöz FORTRAN programot írtam. A szimulációk számos további változót tartalmaztak, melyeket felhasználtam az eredmények kiértékelésénél.

A modell, integrálás során 12 féle talajtextúra kategóriát és 16 féle felszíni kategóriát használ. Az eredmények összehasonlítás során a közel azonos fizikai tulajdonságokkal rendelkező felszín és talajtextúra típusokat csoportokba rendeztem a könnyebb összehasonlítás és a talaj típusok feletti mikroklíma vizsgálatának céljából (1., 2. táblázat).

Homok	Vályog	Agyag
- Homok	- Iszapos vályog	- Agyag
- Homokos agyagos vályog	- Vályog	- Agyagos vályog
	- Vályogos homok	- Iszapos agyagos vályog
	- Homokos vályog	

1. Táblázat: Képzett talajtextúra csoportok

Beépített terület	Fű	Cserje	Fa
- Beépített terület	- Szántó, legelő (száraz)	- Cserjés	- Széles levelű lombhullató erdő
	- Szántó, legelő (öntözött)	- Cserjés/Füves	- Örökzöld, tűlevelű erdő
	- Szántó és füves mozaikterület		- Vegyes erdőterület
	- Szántó és fás mozaikterület		- Fás/mocsár
	- Füves terület		

2. Táblázat: Képzett talajtextúra és felszínhasználat csoportok

(***)A 3. táblázatban szimulációként átlagértékek láthatóak, mind térben ($x=118$, $y=72$) és időben (időlépcsők=49, napok=32), a szimulált időszak egészén. A kumulatív parametrizációval készült szimulációk esetében elmondható, hogy a talajnedvesség növekedésével a látens hőáram is nőtt, mely a hőmérséklet és a szenzibilis hőáram

csökkenését vonta maga után, azonban az explicit felhő képződés esetében a látens hőáram egységesen csökkent és a referencia szimulációhoz képest. A csapadék kumulált összege alapján két szimuláció értéke nem érte el a referencia futtatás során kapott mennyiséget (SM-15, SM-30), mindkettő kumulusz parametrizációt alkalmazott, a talaj szárítása mellett. Elmondható, hogy míg gomolyfelhő-képződés explicit leírásával készült szimulációk (CUM) során mind a látens, mind pedig a szenzibilis hő kisebb volt, mint a referencia futtatás során, a képződött csapadék mennyisége nagyobb volt. A konvektív gátlás mértéke a referenciához képest, az SM+30 futtatáson kívül minden esetben csökkent, habár ez a különbség sem számottevő. A kialakult konvekció fontos karakterisztikája a feláramlás nagysága, így elengedhetetlen a vizsgálata, a táblázat alapján a talajnedvesség csökkenése növeli a vertikális szélsőbességek nagyságát.

	CUM-30	CUM	CUM+30	SM-15	SM-30	REF	SM+15	SM+30
T2 [K]	291,64	291,34	291,06	291,95	292,17	291,81	291,64	291,53
Látens hő [W/m ²]	78,57	94,26	105,01	100,91	90,17	107,6	114,66	118,98
Szenzibilis hő [W/m ²]	41,75	30,01	21,96	36,92	44,88	32,25	27,02	23,97
Csapadék [mm]	18,65	19,49	20,08	17,64	17,78	18,08	18,85	19,27
Feláramlás [m/s]	0,00405	0,0030	0,0019	0,00505	0,0069	0,00425	0,0033	0,0034
CIN [J/kg]	-32,9	-29,9	-28,8	-28,43	-32,17	-26,83	-27,0	-26,7
CAPE [J/kg]	217,3	228,7	281,3	308,7	312,6	299,7	315,8	344,6

3. Táblázat: Állapothatározók átlagos értéke szimulációnként. Kék háttér: referenciához illetve a CUM szimulációhoz képesti negatív változás; Piros háttér: referenciához illetve a CUM szimulációhoz képesti pozitív változás.

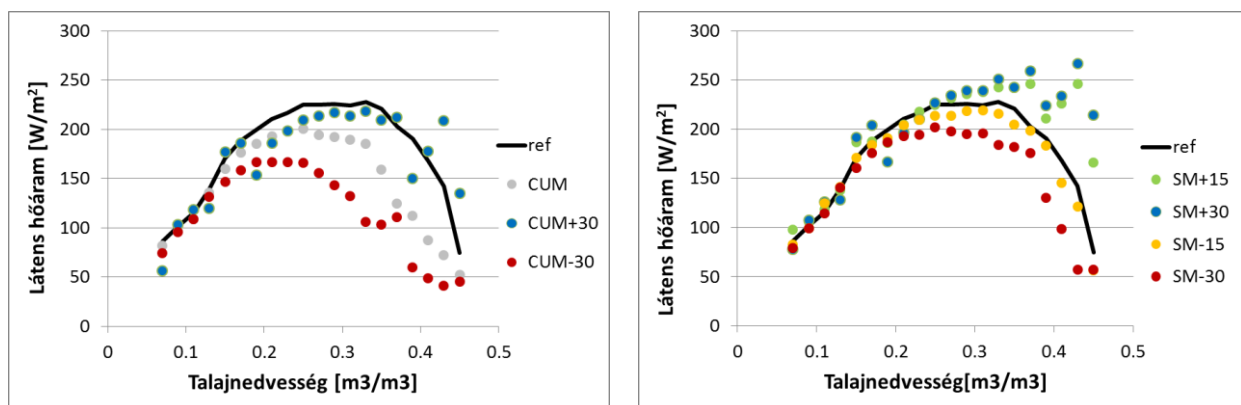
6.1. Hőmérséklet, látens és szenzibilis hőáram

A látens hőáram a talaj nedvesítésével magasabb értékeket vehet fel, hiszen a sugárzás hatására intenzívebb párolgás és nedvességáram indulhat a talajból. A 7. ábrán a látens hőáram alakulását láthatjuk a szimuláció csoportokra. A fekete vonallal jelölöm referencia futtatás, mely a maximumát 0,25 – 0,35 talajnedvesség esetén éri el 225 W/m²-rel, ekkor egy intenzív hűlés figyelhető meg a hőmérséklet alakulásában (8. ábra). A látens hőáram görbéjének meredek felfutásához egy közel konstans hőmérséklet felel meg (300 K), azonban egy ponton túllendülve 8°C-os csökkenés van. A maximumát elérve egy meredek lefutása van

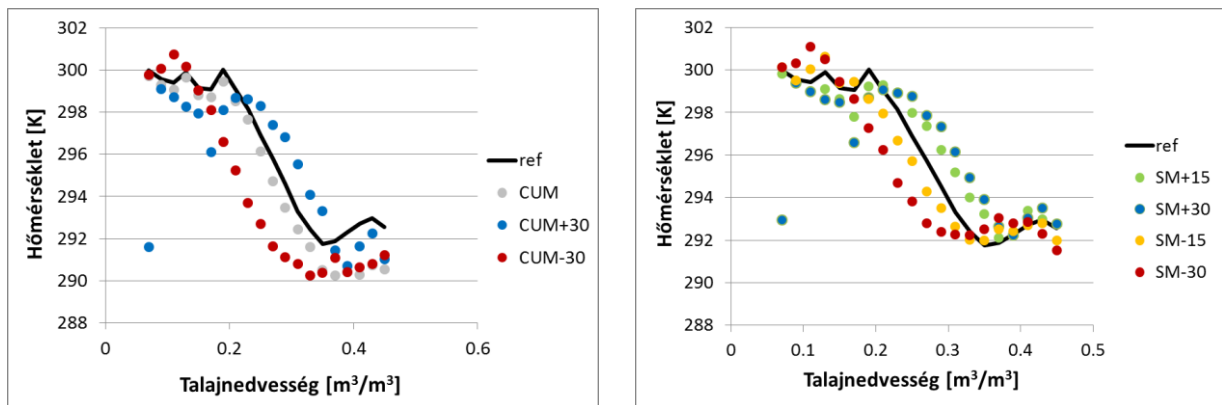
a látens hőáram görbéjének, itt az alacsony talajnedvességekhez hasonlóan egy egyensúlyi állapot beáll és akörül oszcillál (293 és 291 K). Ha az explicit leírásos szimulációkat szemléljük elmondható, hogy a teljes átlagokkal konzekvensen a látens hőáram csökkent a szimulációk során (7. ábra bal oldala). A legkisebb eltérés a talajnedvesítése során kapott esetben történt, azonban a talaj 30%-os szárítása a látens hőáram radikális csökkenését eredményezte. A parametrizált szimulációkat vizsgálva is hasonló eredményekhez jutunk, talajnedvesség hozzáadásával a referenciánál magasabb látens hőáram értékeket kapunk, csökkentésével alacsonyabbat. Fontos még megjegyezni, hogy a kétméteres hőmérséklet nem áll lineáris kapcsolatban a látens hőáram alakulásával adott talajnedvesség értéke mellett. A 8. ábrán a hőmérséklet alakulása alapján látható, hogy mindegyik szimuláció esetén habár a talaj nedves volt és nagyobb látens hőáramok alakulhattak ki a hőmérséklet mégis magasabb volt, mint a referencia futtatás során.

A 3. táblázatban a teljes időszak területi átlagai láthatóak, elkészítettem továbbá a vizsgált 32 nap naponkénti területi átlagait. Az így kapott értékekből egy t-próba segítségével az egyes szimulációk közti különbségre szignifikáns eltérés mutatkozott, habár a négyzetes hibák a 0,2 – 0,5 °C-os értékek között mozogtak. A legkiugróbb a CUM+30 esetén volt, amikor az átlagos négyzetes hiba 0,8°C lett. A parametrizált csoport esetén kaptam az alacsonyabb négyzetes hibákat.

A látens hőáram csak az SM+15 és SM+30 szimulációknál tudott növekedni a referenciához képest, a legkisebb átlagos négyzetes hibákkal (8 – 11 W/m²). Az explicit leírásos csoportban a négyzetes hibák csaknem kétszeresek ehhez képest, 16 – 30 W/m². A napi területi átlagokra elvégzett t-próba itt is alátámasztotta, hogy az adatsorok szignifikánsan eltérnek, kivéve a CUM+30 esetében, mert ott habár a talajt nedvesítettük, mégis a referenciánál alacsonyabb látens hőáram átlagokat kaptunk.

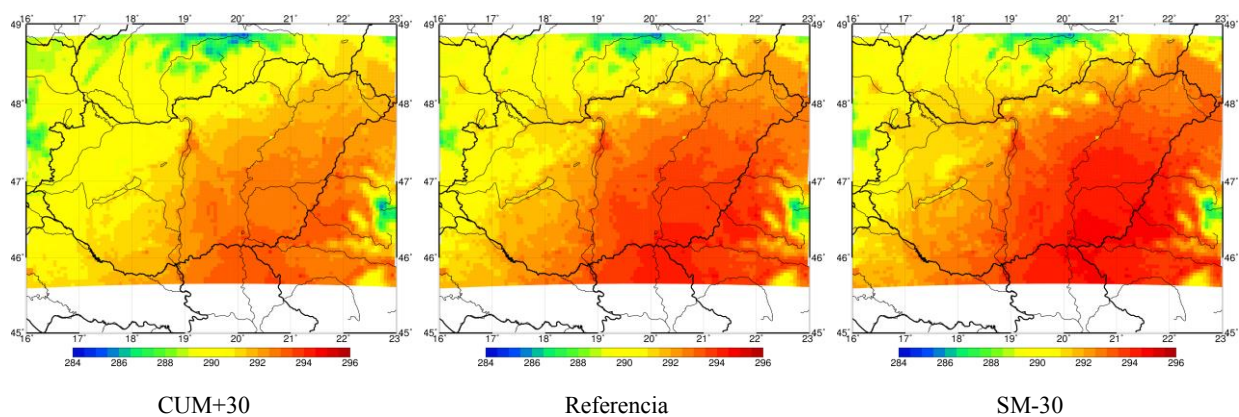


7. ábra: Átlagos látens hőáram alakulása a talajnedvesség függvényében különböző szimuláció csoportokra, bal oldalon explicit felhőképződés, jobb oldalon parametrizált felhőképződés mellett.



8. ábra: Átlagos kétméteres hőmérséklet alakulása a talajnedvesség függvényében különböző szimuláció csoportokra, bal oldalon explicit felhőképződés, jobb oldalon parametrizált felhőképződés mellett.

Magyarország éghajlati adottságait követve az Alföldi területek melegedése a legintenzívebb. A 9. ábrán látható az átlagosan leghidegebb (CUM+30) és legmelegebb (SM-30) futtatások területi átlagai és a referencia szimuláció. A legmelegebb és leghidegebb szimuláció között 1°C-os különbség mutatható ki. A változás területi eloszlása nem egyenletes. A Dél-Alföld területén a referencia szimuláció adja a legmagasabb hőmérsékletet, a Bécsei-medencét környező vidékek az SM-30 esetén a legmelegebbek, a magasabban fekvő területek hőmérséklete pedig a CUM+30 esetén a legalacsonyabb. Az ábrán jól kirajzolódik a főváros, a Mátra, a Bükk és a Kárpátok vonulatai.



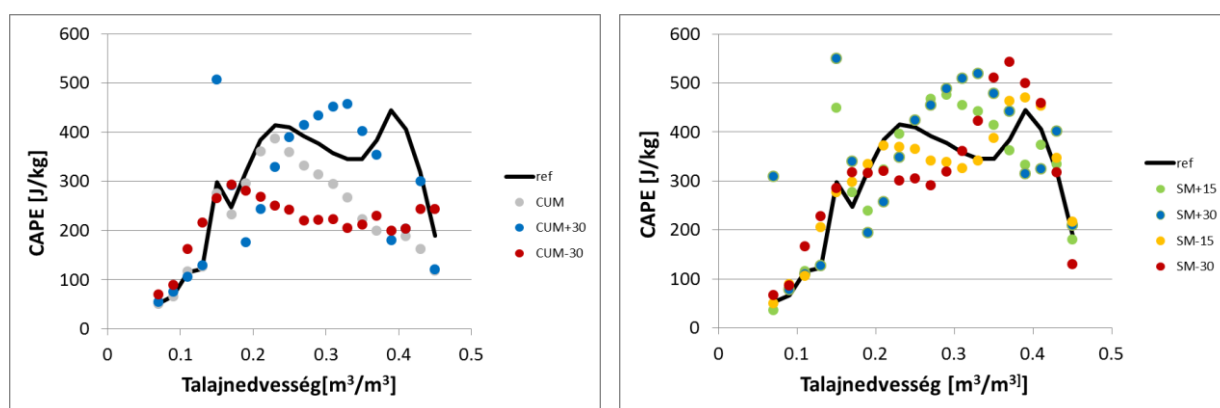
9. ábra: Kétméteres hőmérsékleti mezők a teljes időszak átlagára kiválasztott szimulációk esetén

6.2. Planetáris határréteg folyamatok

A konvektív hasznosítható potenciális energia erős összefüggésben áll a légréteg nedvesség tartalmával és feláramlási sebességével. A 10. ábrán a CAPE látható a talajnedvesség

függvényében. A látens görbéhez hasonlóan itt is egy meredek felfutás van a talajnedvesség növekedésével, mely mindegyik adatsor esetén megfigyelhető, azonban a maximumokban és az inflexiós pontokban különbség van. A bal oldali ábrán, ahol az explicit felhőképződéssel leírt eredmények vannak, a maximumokban egy lépcsőzetes csökkenés látható, mely eltolódik a kisebb talajnedvességek irányába. A maximumok között csaknem 200 J/kg-os különbség adódik a száraz és nedves szimuláció esetén. Ez a folyamat a talajnedvesség változtatásához köthető. Az átlagos talajnedvesség felett van a CAPE maximuma.

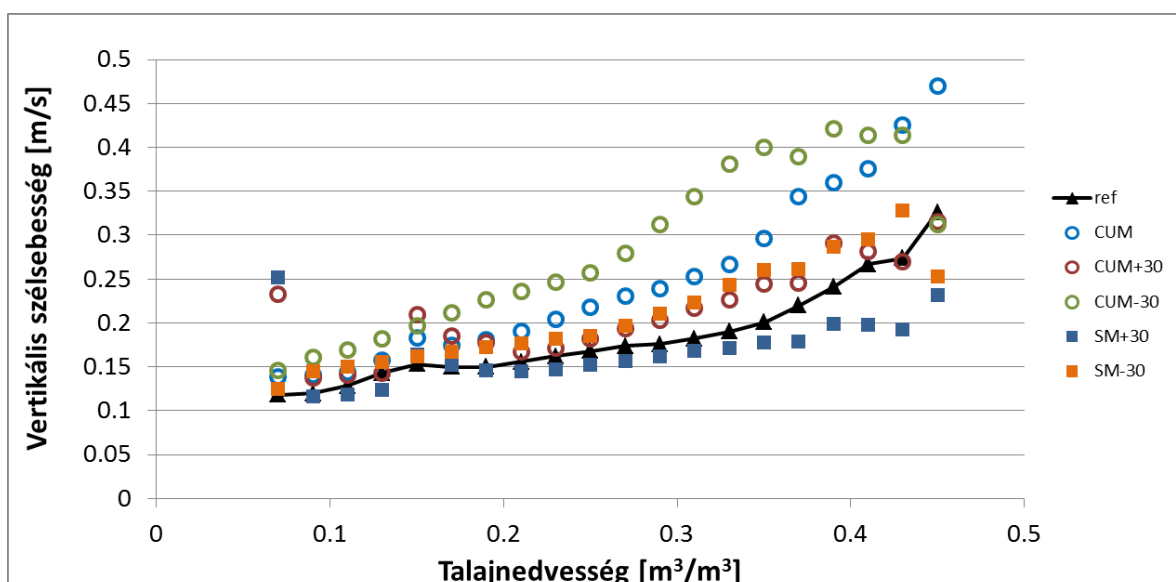
A jobb oldali parametrizált esetben már a nedvesség és a feláramlási sebesség együttes hatása mutatkozik meg. A nedvesített esetben habár van nedvességi támogatottság a feláramlások csekélyebbek. A talaj kiszáritása nagyobb feláramlásokat generál, de nincs elég nedvesség bepárolgás, ezért a 4 adatsor aránylag közel fut egymáshoz és a referenciához, azonban egy lépcsőzetes elhatárolódás itt is megmutatkozik. Az adatsorok esetén két lokális maximum hely figyelhető meg. Például az SM-30 szimulációnál 0,17 és 0,38 környékén vannak a maximumok. A szétválás magyarázható azzal, hogy a nedves talaj felett a csökkentés után már ideális arányba kerül a felhajtó erő és a légnedvesség, ami miatt a CAPE nagyobb értékeket vesz fel.



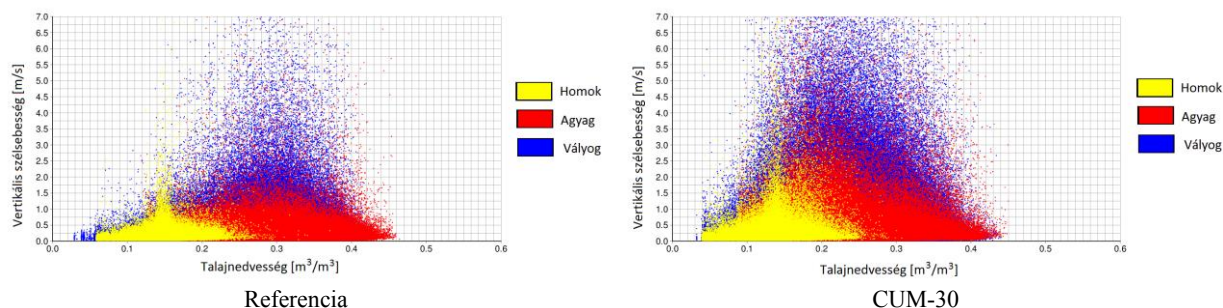
10. ábra: Konvektív hasznosítható potenciális energia (CAPE) a talajnedvesség függvényében a két szimuláció csoport esetén; bal oldalon explicit, jobb oldalon parametrizált felhőképződés

A konvektív hasznosítható potenciális energia változása a talajnedvesség függvényében erős párhuzamot mutat a látens hőáram változásával, ezen két állapotátározó között lineárishoz közeli összefüggés állapítható meg a talajnedvesség függvényében (nem ábrázoljuk). A nagyobb látens hőáramokhoz magasabb energiák tartoznak, míg a kisebb értékekhez alacsonyabb energiák. Ebből is látszik a CAPE erős függése a nedvességtől, feláramlás támogatottsága mellett. Megmutatható továbbá, hogy a maximális feláramlási sebesség is lineáris kapcsolatba hozható a látens hőárammal.

Adott talajnedvesség esetén fellépő, a határrétegben előforduló legnagyobb szélességek nagyságát is összevetettem az egész időszakra vizsgálat során. A 10. ábrán adott rácsponthoz felelt meg a kialakult maximális szélességek átlaga látható a talajnedvesség függvényében. A nem parametrizált szimulációk esetén a szélességek maximumok átlagai nagyobbak (0,4 m/s), mint a parametrizált esetben (0,3 m/s). Ez összecseng az átlagos vertikális sebesség időbeli és térbeli átlagolásával kapott eredményekkel (3. táblázat), ahol a referenciához képest kisebb feláramlás alakult ki, mint a cum futtatás során (ezeknél a talajnedvesség megegyezett). A vertikális szélességek magasabb értékeket vesz fel a kiszáritott talajok felett. A legnagyobb átlagolt maximális vertikális szélességek CUM-30 esetén lépnek fel 0,4 m/s-os maximummal, míg a legalacsonyabbak a nedves parametrizált esetben, ahol a maximum csupán 0,25 m/s körül alakul.



11. ábra.: Adott talajnedvesség esetén fellépő maximális szélességéből képzett átlagok a talajnedvesség függvényében

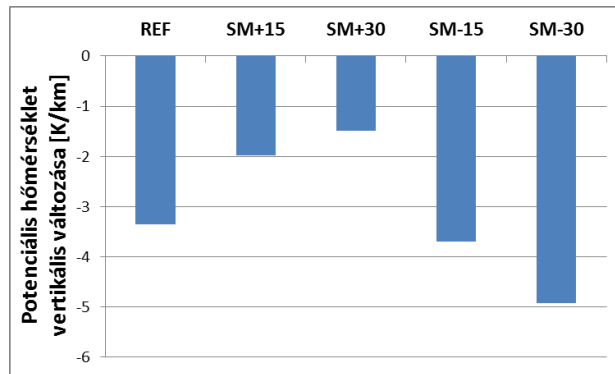


12. ábra: Különböző talajtextúrák felett kialakuló maximális feláramlások a talajnedvesség függvényében

Annak érdekében, hogy a talajnedvesség eloszlását és annak hatását a feláramlásra vizsgáljuk, az egyes előforduló vertikális szélességeket talajtextúráként, a talajnedvesség függvényében is ábrázoltam (12. ábra). Kékkel a vályog, pirossal az agyag és sárgával a

homok textúra jelenik meg az ábrákon az 1. táblázat csoportosítása alapján. A textúrák telítési értéke befolyásolja a maximálisan felvehető nedvesség mértékét, ez alapján a homok a kisebb talajnedvességek esetén fordul elő, míg a vályog és az agyag szélesebb intervallumban. A modellterület túlnyomó részét vályog borítja, melyek felett maximalizálódik a feláramlások értéke megközelítőleg 7 m/s -mal, agyag esetén 3 m/s, míg homok esetén csupán 2 m/s körüli maximumokat kapunk. A különböző szimulációk esetén a talaj nedvességének módosítása, a maximumok oldal irányú eltolódását eredményezi és némelyik esetben a mértéke is változik. A kumulusz parametrizációt nem alkalmazva nagyobb szélsőségek alakultak ki a referenciához és a parametizált szimulációkhoz képest mindegyik talajtextúra esetén, ahogy az látható a 12. ábrán. Az explicit leírás során a (CUM, CUM+30, CUM-30) a különböző talajokhoz tartozó maximumok közel ugyanakkorák maradtak. A modellterület nedvesítése során az agyag és vályog „hullámhegye” a nedvesebb talajok felé tolódik, míg a homok minden esetben a $0,15 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -es talajnedvesség értéknél maximalizálódik. (nem ábrázoljuk)

A potenciális hőmérséklet vertikális profilja alapján információt kaphatunk a légkör stabilitásáról. Ha a magassággal növekvő tendenciát mutat, akkor a légkör stabilis, ha csökken a magassággal akkor labilis, míg változatlan esetben indifferens a légkör. A vizsgálat során három kiválasztott pontra készült számítás a potenciális hőmérséklet magassággal történő változásáról. Az első ilyen pont Mezőföldön található vályog, második pont kiskunsági homok textúra felett, míg az utolsó pont agyag textúra feletti állapotot mutatja. A kiválasztott pontok mindegyikén jellemző volt, hogy az értékek nulla alatt mozogtak, jelezve a légkör labilitását, azonban a változékonyságukban voltak eltérések. Homok esetében volt a legkisebb az az intervallum melyben mozgott az értékek, azonban a vályog és az agyag esetében nagyobb volt a változékonyság mind a szimulációk között mind a labilitás intervalluma között. Ez az egyes textúrákra jellemző átlagos relatív hasznosítható talajnedvességgel, és az ennek a hatására kialakuló látens illetve szenzibilis hőárammal magyarázható. Az agyag textúrák relatív talajnedvesség tartalma a kezdeti meteorológiai mezőkben kisebb, ezért felettük nagyobb szenzibilis hőáramok figyelhetők meg, ami magyarázza a nagyobb szórásokat (Breuer *et al.*, 2012). A szimulációnkénti átlagokat összehasonlítva látható, hogy a szárazabb szimulációk esetén nagyobb a labilitás értéke (13. ábra). A kevésbé stabil rétegződésű légkör esetén nagyobb feláramlások léphetnek fel, ami egyezik a korábban kapott eredményekkel, miszerint szárazabb felszínek esetén nagyobb lesz a feláramlás nagysága (11. ábra).

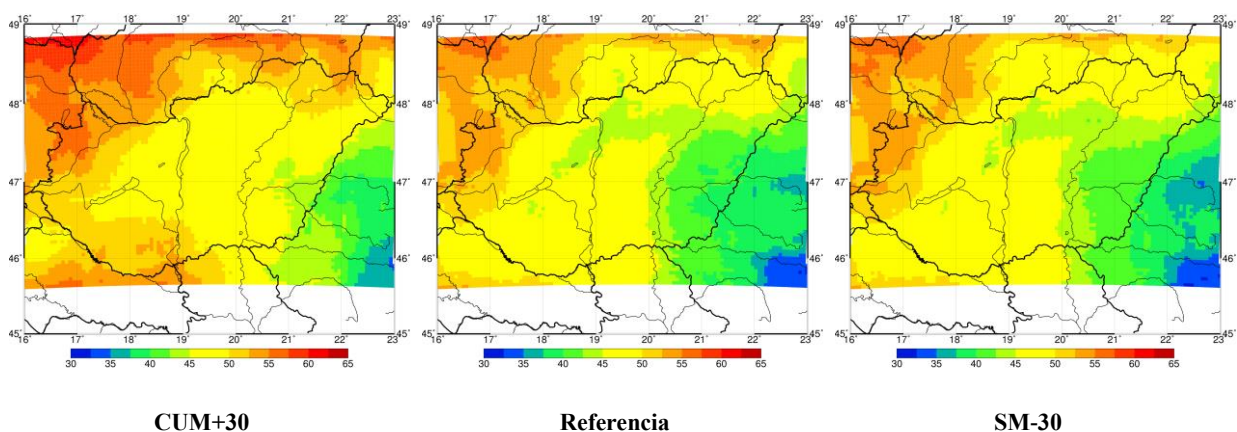


13. ábra: Vályog textúra felett, a modell légkör 4 legalsó szintjére kapott átlagos vertikális potenciális hőmérséklet gradiens.

6.3 Felhőzet, Csapadék

Felhőborítottság

A felhőborítottságról elmondható, hogy a referencia futtatáshoz viszonyítva felhőképződés explicit módon való leírása mellett a felhőborítottság százalékos értéke nőtt a modellterületen, míg a parametrizált esetében csökkent (14. ábra). Ez a folyamat összecseng a 9. ábrán látható átlaghőmérsékletek alakulásával. A kevesebb felhővel borított területen (SM-30) a beérkező rövidhullámú sugárzás a felszín nagyobb felmelegedését eredményezte. A talajnedvességének változtatása alapján a szárított szimulációkban a felhőborítottság minimális növekedése mutatkozik. A kiválasztott napokra képzett átlagos felhőborítottság különbségeinek átlagai a referenciához -0,2 – -0,4 százalék között változtak kumulusz parametrizációs futtatások során, míg másik esetben a referenciához képesti felhőborítottság csaknem 3%-kal nőtt.



14. ábra: A teljes időszakra időben átlagolt felhőborítottság eloszlása kiválasztott szimulációk esetén.

A kapott eredményeket összevetettem műholdas felhőborítottság adatbázissal, melyben 3 kategória került elkülönítésre, felhőmentes terület, felhővel gyengén illetve teljesen borított

terület. Ez alapján kiszámoltam a borult és derült területek arányát a területen. A kapott eredmények azt mutatták, hogy kumulusz paramterizáció mellett a borult területek 2,5-szörös felülbecslése történt a modellben, míg felhőképződést explicit módon leírva ez az érték, csak 1,7-szeres volt. A kapott átlagok azt mutatták, hogy a felülbecslés volt inkább jellemző. Ezzel szemben csekély felhőzet mellett a modellben többször nem alakult ki felhő, ilyenkor az alulbecslés volt, mely nagysága nagyobb mértékű, mint a borult időjárás kori felülbecslés.

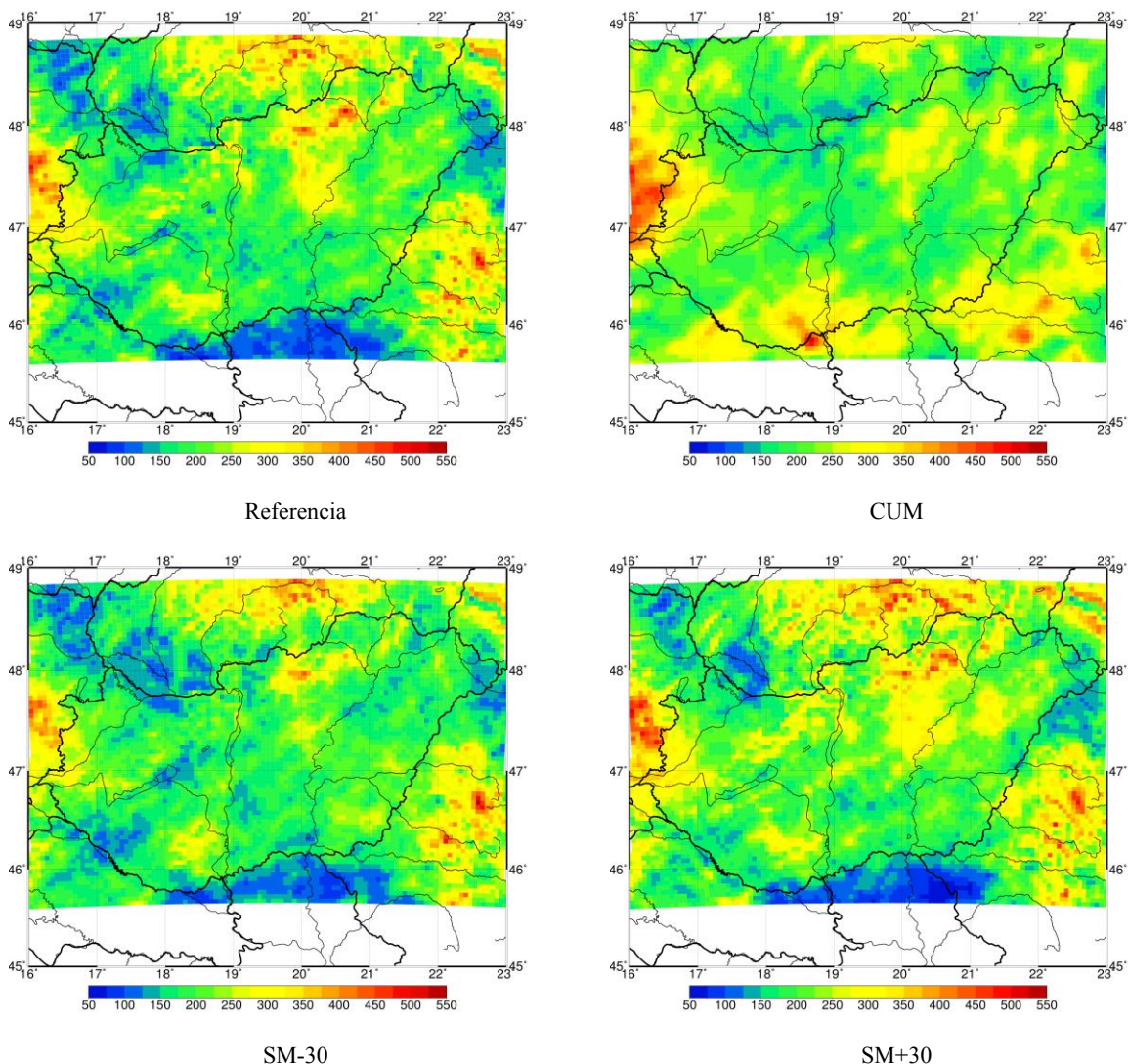
Csapadék

A 3. táblázatban kumulált csapadékösszegek is láthatók a teljes időszakra. A legtöbb csapadék a CUM+30-as szimuláció során hullott, ahol a legmagasabb volt a CAPE értéke, habár a leghidegebb szimuláció is ez volt. A referenciával egyenlő kezdeti talajnedvesség értékekkel, de eltérő fizikával indított szimuláció is több csapadékot produkált a referenciához képest, ami csak a 3. legnagyobb lett. Ennek oka a megnövekedett vertikális sebességek. A legkevesebb, a parametrizált fizikával leírt 30%-os talajnedvesség csökkentésű szimuláció lett (SM-30). A csapadékos rácsponthoz vizsgálva az is elmondható, hogy ahol a legtöbb csapadék hullott (1988753 mm) ott volt a legkevesebb a csapadékos rácsponthoz száma (9506555 db), és fordítva, ahol sok pontban hullott csapadék (9890164 db), ott lett a legkevesebb a kumulált csapadék az időszakban (1729382 mm).

A teljes időszakban kumulált csapadékösszeg és a csapadékos rácsponthoz száma alapján meghatároztam, a csapadékos rácsponthozban hullott átlagos csapadékmennyiséget. A legtöbb a CUM+30-as, míg a legkevesebb az SM-30-as szimuláció során hullott, átlagosan 18,6 mm hullott egy csapadékos rácsponthozban. A két legszélsőségesebb szimulációra csapadékösszegei 16,7 – 20,0 mm között változtak, ami a referenciához képest 10%-os csökkenés és 2%-os növekedés.

A 15. ábrán a 31 napra összegzett csapadék területi eloszlása látható. A referencia és az alsó sorban lévők parametrizációval készültek, míg a jobb felső nem. Szembetűnő különbséggel a parametrizált és explicit gomolyfelhő-képződésű szimulációk között a déli területeken valamint az Északi középhegység és a Kárpátok vonulatain találkozhatunk. Parametrizált esetben a hegységeken nagyobb mennyiségű csapadék keletkezett, illetve hazánk déli országhatárától délre fekvő területeken lényegesen kevesebb csapadék hullott. Kevesebb csapadék mutatkozik meg továbbá a parametrizált esetben ott ahol a Duna és a Tisza belép az országba. A parametrizációval készült szimulációk élesebb, míg a cum számítás egy elmosódottabb képet mutat. Ez annak köszönhető, hogy a parametrizáció során,

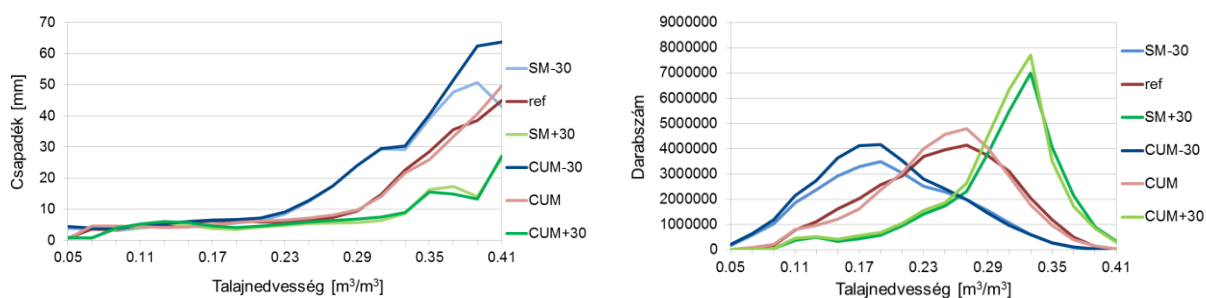
minden rácspontra a modell elvégez egy feltétel vizsgálatot a konvekcióra és rácspontonként definiál felhőzetet és kihullható csapadékot. Explicit esetben csak akkor keletkezik csapadék, ha a kihullható vízmennyiséget a felhajtó erő már nem képes visszatartani. A kumulált csapadékösszegeken látható továbbá, hogy a talajnedvesség csökkentése esetén (SM-30) kevesebb csapadék hullott a modellterületre. A talajnedvesség növelése (SM+30) már nem hozott ilyen egyértelmű eredményeket, a teljes csapadék kevesebb, mint a referencia esetben. A nagyobb nedvesség hatására ugyanis a feláramlás csökkent.



15. ábra: Kumulált csapadékösszegek a vizsgált 32 napra a modellterületen kiválasztott szimulációk esetén

Képeztem továbbá átlag csapadékösszegeket és csapadékos rácspontok számát a talajnedvesség függvényében, mely eredmények a 16. ábrán láthatók. A bal oldali diagramon a legmagasabban futó görbék a kiszáritott talaj esetén kaptam, ami azt jelenti, hogy száraz talaj felett a nagyobb talajnedvesség értékek felett kapjuk a nagyobb csapadékot. Míg ha pozitív talajnedvesség perturbációt hajtunk végre, akkor kevesebb csapadékot kapunk a

nagyobb talajnedvességű rácspontok felett. Azonban felmerül a kérdés, hogy hogyan lehetséges, hogy mégis a legnagyobb kumulált csapadékösszegű futtatás pozitív talajnedvesség perturbációval készült? Erre magyarázat a 16. ábra jobb oldali diagramja, mely az adott nedvességű talaj felett kialakult csapadékos rácspontok számát adja meg. Ebből látszik, hogy a szárazodás hatására habár a nedves talajok ($>0,35\text{m}^3/\text{m}^3$) felett nagyobb maximumú csapadék alakulhat ki, azonban az ebbe a talajnedvesség intervallumba eső darabszám alacsony, így végső soron kisebb csapadékösszeg adódik. Míg a pozitív nedvesség perturbációval készített számítás esetén a gyakoriság a nagyobb talajnedvességek felé tolódik el, ami azt jelenti, hogy ott nagyobb csapadékösszegek fordulhatnak elő.



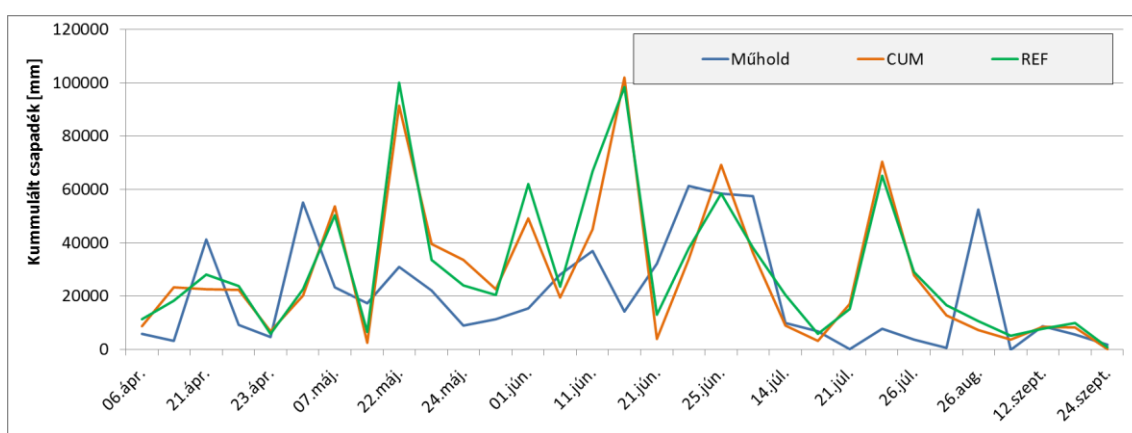
16. Ábra: Átlagos csapadékösszegek és csapadékos rácspontok a talajnedvesség függvényében.

(***)A számítások elsődleges validálásához szükséges volt a csapadék adatok valósággal való összevetése is, így a rendelkezésemre álló műholdas csapadékintenzitás adatbázissal végeztem összehasonlításokat. A műholdas mérések azonban nem minden időpontban és nem azonos területre álltak rendelkezésemre, mint a modell szimulációk, így szükséges volt azok átalakítása, interpolálása. Képeztem napi csapadékösszegeket mind a műholdas, mind a WRF szimulációkból, melyekből a következő megállapításokat vontam le. A napi átlagok értékeiből képzett négyzetes hibák alapján azt kaptam, hogy a talajnedvesség elvonása során kapott szimulációk hozták a legkisebb eltérést a valóság és a modell között a csapadékmennyiség tekintetében (4. táblázat). A korábban bemutatott 6. ábrán látható volt, hogy mind a modell mind a műholdas talajnedvesség mérés felülbecsli a talaj valós nedvesség tartalmát, ez alapján biztató eredmény, hogy a száraz szimulációk során kaptam a legkisebb négyzetes hibákat a műholdhoz viszonyítva.

Szimulációk	REF	SM+15	SM+30	SM-15	SM-30	CUM	CUM+30	CUM-30
Hiba [mm]	3,38	3,49	3,55	3,31	3,21	3,41	3,49	3,23

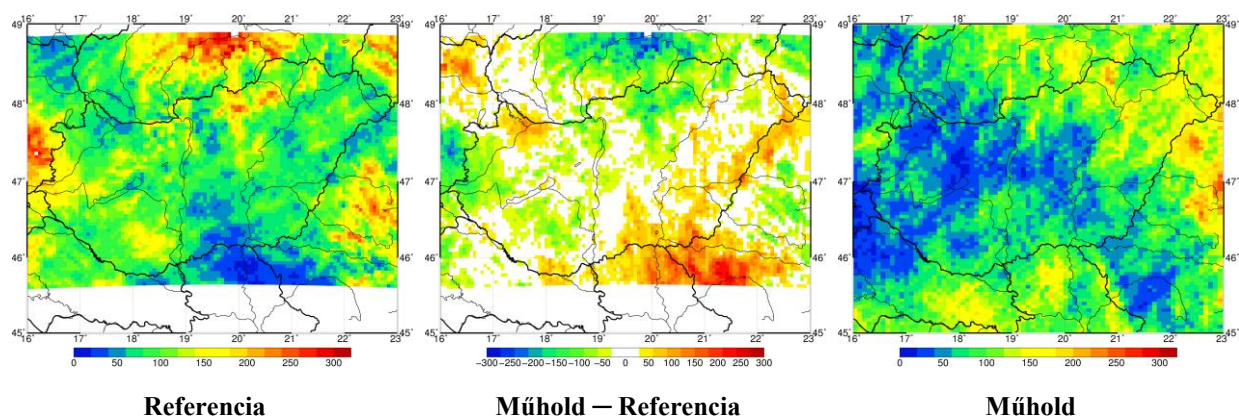
4. táblázat: Rácspontonkénti átlagos négyzetes csapadékmennyiség eltérés a műholdas mérések és a szimulációk között

Az adatsorok t-próbával végzett statisztikai vizsgálata azt mutatta, hogy szimulációk szignifikánsan különböznek a műholdas adatsortól, amit alátámaszt a 17. ábrán kapott eredmény, melyen a vizsgált időszak napi csapadékösszegei láthatók, oly módon számítva, hogy a modell által generált csapadék csak abban az esetben került összeadásra, ha műholdas mérés is rendelkezésre állt. Bizonyos időjárási esetekben a görbék közel futnak egymáshoz, azonban a műholdas mérések hiányosságai miatt nehéz a konzekvens összehasonlítás, hiszen a csapadékrendszerek a szimulációkban sokszor 1-2 órával eltolódva jelennek meg, melyek idejében előfordul, hogy nem áll rendelkezésre műholdas információ. A műholdas adatok ugyanis csak a nappali (júniusban kb. reggel 5-től este 7-ig tartó) időszakban állnak rendelkezésre.



17. ábra: A vizsgált 32 nap csapadékösszegei műholdas mérések és modell szimulációk alapján.

A modell eredmények és a műholdas adatbázis területi elrendeződése sem mutat egységes képet (18. ábra). Az ábrán látható modell által generált csapadék, abban az esetben lett összeadva, ha műholdas csapadék is rendelkezésre állt. Az így kapott Magyarországra vonatkozó értékek 100 mm körül alakultak, míg a műholddal mért mennyiség 20–100 mm között változott. Látható, hogy míg az ország északnyugati területein negatív a különbség, ami a műhold csapadékhiányát jelöli, addig a déli területeken kb. 50 mm-es csapadék többletet mutat. Korábban a 15. ábrán látható volt, hogy az explicit futtatás során (CUM) a déli országrészben jelentősen több csapadék hullott, mint a parametrizációt alkalmazó futtatások esetén. Amennyiben azonban csak a műholdas mérésekkel lefedett időszakot vizsgáljuk, úgy ez a csapadéktöbblet megszűnik (nem mutatjuk). Ez a fent említett időbeli eltolódásnak köszönhető.



18. ábra: A vizsgált 32 napra átlagolt kumulált csapadékösszeg a referencia futtatás és a műholdas adatok alapján, valamint ezek különbsége.

7. Összefoglalás

Munkámban a talajnedvesség konvekcióra gyakorolt hatását vizsgáltam, kezdeti talajnedvesség módosítással és modell fizika változtatásával. Az így készült 8 szimulációt, a konvekciót befolyásoló állapothatározók, mint például a feláramlás nagysága, talajból a légkör irányába induló fluxusok és a konvektív hasznosítható potenciális energia alapján hasonlítottam össze.

A kapott eredmények azt mutatták, hogy a talaj nedvesítése a látens hőáram növekedését eredményezte, és ennek nagysága erősen függött a felhőborítottságtól, mely az átlagos kétméteres hőmérsékletre is hatással lehetett. Az intenzívebb párolgás a modellterület hűlését eredményezte. A konvekció erősségének becslésére a CAPE mérőszámot hasonlítottam össze, mely erős összefüggést mutatott a feláramlás nagyságával és a nedvességgel. A parametrizált szimulációknál a CAPE értékeinek alakulása száraz talajok esetén az erős feláramlásokkal magyarázható, míg nedves esetben a nedvességáramokkal, így a kapott eredmények közel futottak egymáshoz és a referenciához, azonban ha az explicit felhőképződést nézzük, ott egyértelműen a talajnedvesség növekedésével nőtt az energia nagysága is.

A feláramlás talajnedvességtől való függése esetén a szimulációk során azt kaptam, hogy nagyobb talajnedvesség esetén nő a feláramlás nagysága minden esetben, azonban a száraz talajok kedveznek inkább a hevesebb feláramlásoknak. Az explicit fizikával leírt szimulációk során volt nagyobb a vertikális irányú szél, és ezekben a felhővel borított területek nagysága is nagyobb volt.

Végül a konvektív csapadék mennyisége nedvesített szimulációk esetén nagyobb lett, míg szárazak esetén kevesebb csapadék hullott a modellterületen mindkét modell fizika esetén. A hevesebb feláramlásokkal jellemzett parametrizáció nélküli futtatások generáltak nagyobb csapadékot és a legkevesebb csapadékos rácpontot is, ami intenzívebb konvektív eseményekre utalhat. A talajnedvesség növekedésével a csapadék mennyisége is emelkedő tendenciát mutatott száraz és nedves szimulációk esetén is, azonban a száraz szimulációk során a csapadék az alacsonyabb nedvességgel rendelkező talajok fellett hullott, míg nedves szimulációk esetén a nagyobb talajnedvességek felé tolódott el a csapadékos rácpontok száma.

Műholdas csapadékintenzitás mérésekkel való összehasonlítás során azt kaptam, hogy az alacsonyabb kezdeti talajnedvesség mezőkkel indított szimulációk esetén volt a legkisebb a csapadékbeli eltérés.

Ezen vizsgálatok alapján elmondható, hogy a konvektív csapadékkeletkezés modellezés során a modell kezdeti talajnedvesség mezőinek felülvizsgálatára van szükség. Továbbá a térbeli felbontás függvényében szükséges felülvizsgálni a kumulusz parametrizáció alkalmazását is az ún. „szürke zónában”. A parametrizáció kikapcsolásának hatására nem csak a modellben képződő felhőzet mennyisége, hanem annak helyszíne változik, amellettt hogy a felhőkben kialakuló mozgások intenzitása is eltér. Az eltérő felhőborítottság pedig a felszíni hő- és nedvességáramokra is visszahat, befolyásolva az egész rendszer működését.

8. Köszönetnyilvánítás

A dolgozatban felhasznált talajtextúra és az in-situ talajnedvesség mérési adatokat az OTKA K-81432 pályázata biztosította.

9. Irodalomjegyzék

- Arakawa, A.*, 2004: The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future. *Journal of Climate*, **17**: 2593–2525.
- Asharaf, S., Dobler, A., Ahrens, B.*, 2011: Soil moisture initialization effects in the Indian monsoon system. *Advan. Sci. Res.*, **6**: 161–165. doi:10.5194/asr-6-161-2011.
- Avissar, R., and Liu, Y.*, 1996: A three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing. *J. Geophys. Res.*, **101**: 7499–7518.
- Beljaars, Viterbo, A. C. M., P., Miller, M. J., Betts, A. K.*, 1996: The anomalous rainfall over the United States during July 1993: Sensitivity to land surface parametrization and soil-moisture anomalies, *Mon. Wea. Rev.*, **124**: 362–383.
- Blanchard, D.O.*, 1998: Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy. *Weather and Forecasting*, American Meteorological Society, **13**(3): 870–877.
- Bougeault P., Lacarrere, P.*, 1989: Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta--Scale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**: 1872–1890.
- Breuer H., Ács., F., Laza, B., Horváth, Á., Matyasovszky, I., Rajkai, K.*, 2012: Sensitivity of MM5 simulated planetary boundary layer height to soil dataset: comparison of soil and atmospheric effects. *Theoretical and Applied Climatology*, 109(3-4), 577-590.
- Charney, J.G., Stone, P.H., Quirk, J.W.*, 1975: Drought in the Sahara: A Biophysical Feedback Mechanism. *Science*, **187**: 434–435.
- Chen F., Dudhia, J.*, 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.
- Dudhia, J.*, 2006. The Weather Research and Forecast Model Version 2.0: Physics update. 5th WRF / 14th MM5 Users' Workshop Paper.
- Findell, K. L., Eltahir, E. A. B.*, 2003: Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part I: Framework development. *J. Hydrometeor.*, **4**: 552–569.
- Fischer, E.M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Schär, C.*, 2007: Contribution of land-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave, *J. Climate*, **20**: 5081–5099.
- Hohenegger C., Brockhaus, P., Bretherton, C. S., Schär, C.*, 2009: The Soil Moisture–Precipitation Feedback in Simulations with Explicit and Parameterized Convection. *J. Climate*, **22**: 5003–5020.

- Hong, S., Lim, J. J., 2006: The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6), Journal of the Korean Meteorological Society, **42(2)**: 129–151.
- Hong Song-You, Noh, Y. , Dudhia, J. , 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**: 2318–2341.
- Horváth Á., 2007: Légköri konvekció. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 64 p.
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., Clough S.A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**: 16663–16682.
- Monin, A.S. and Obukhov, A.M., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, USSR*, **151**: 163–187.
- Pásztor, L., Szabó, J. , Bakacsi, Zs. , 2010: Digital processing and upgrading of legacy data collected during the 1:25.000 scale Kreybig soil survey. – *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, **45**: 127–136.
- Pielke, R.A. 2001: Influence of spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, **39**: 151–177.
- Pielke, R.A., Avissar, R., 1990: Influence of landscape structure on local and regional climate. *Landsc. Ecol.*, **4**: 133–155.
- Pielke, R.A., Lee, T.J., Copeland, J.H., Eastman, J.L., Ziegler, C.L., Finley, C.A., 1997: Use of USGS-provided data to improve weather and climate simulations. *Ecol. Appl.*, **7**: 3–21.
- Pielke, R.A., 2007: An overview of regional land use and land cover impacts on rainfall, *Tellus*: **59B**: 587–601.
- Richardson, L.F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge University Press, 236 p.
- Schär C., Lüthi, D., Beyerle, U. , 1999: The Soil–Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model, *American Meteorological Soc.*, **12**: 722–741.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B. , Dudhia, J. , Gill, D.O. , Barker, D.M. , Duda, M.G. , Huang, X.-Y. , Wang, W. , Powers, J.G. , 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3 NCAR/TN–475+STR, June 2008. – NCAR Technical Note.
- Taylor, C. M., de Jeu, R. A. M. , Guichard, F. , Harris, P. P. , Dorigo, W. A. , 2012: Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*, **489**, 423–426, doi:10.1038/nature11377.
- Trier, S.B., 2003: Convective Initiation, Convective Storms. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Academic Press, pp: 560–570.

*Trier S. B., Chen, F. , Manning, K. W. , 2004: A study of convection initiation in a mesoscale high-resolution land surface initial conditions. Monthly Weather Reveiw, **132**: 2954–2976*