Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézet Meteorológiai Tanszék

A WRF–el számított planetáris határréteg magasságának érzékenysége a felszínborítási típusokra és a talajtextúrára

SZAKDOLGOZAT



Készítette:

Hermann Edina Dóra Földtudományi alapszak Meteorológus szakirány

Témavezetők: Dr. habil. Ács Ferenc Breuer Hajnalka Gyöngyösi András Zénó ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2013

Tartalomjegyzék:

1.	Bevezetés
	1.1. A szárazföldi felszín és a légkör kölcsönhatása 4
	1.2. Célok, rövid áttekintés6
2.	Adatok, módszerek7
	2.1. Légköri adatok7
	2.2. Szárazföldi felszín adatok
	2.2.1. Földhasználati típusok
	2.2.2.Talajtípusok11
	2.3. A WRF modellrendszer
	2.3.1.Általános jellemzés
	2.3.2.Parametrizációk
	2.3.3.A Noah felszíni séma rövid jellemzése 19
3.	Numerikus szimulációk
4.	Eredmények
	4.1. Felszínborítás hatása27
	4.2. Talajtextúra hatása
5.	Befejezés, következtetések
6.	Köszönetnyilvánítás
7.	Mellékletek
8.	Irodalomjegyzék
9.	Internetes források

1. Bevezetés

A felszín és a légkör kapcsolatának, egymással való kölcsönhatásának szorossága és bonyolultsága évtizedek óta ismert. Nem csak a légkör hat a csapadékon, a hőmérsékleten és a napsugárzáson keresztül a növényzetre és a talajra, hanem maga a felszín is befolyásolja az albedót, a hő-, a víz- és a momentum forgalmat, ezáltal pedig a légkört és az energia mérleget. Ezért ennek az összetett kölcsönhatásnak a pontos modellezése nagy fontossággal bír mind a nagyskálájú, általános cirkulációs-, mind a regionális és mezoléptékű modellekben. Az utóbbiaknak mind a légköri almodelljeiben, mind a talaj-növény almodelljeiben jelentős újításokat sikerült bevezetni az elmúlt években.

A vizsgálatok során egyre inkább elterjedt ezeknek a modelleknek az együttes használata, csatolt rendszerként való futtatása. Az újítást 2005-től Magyarországon is elkezdték, az ELTE meteorológiai tanszékén is több, a jelen szakdolgozatban szereplő, illetve ehhez hasonló témájú tanulmány indult el, az MM5 (the fifth-generation Mesoscale Model) mezoskálájú numerikus modell, illetve az egyszerű talaj-növény almodell, a Noah LSM (Land Surface Model) felhasználásával. Ezek folyamatosan fejlődtek, finomodtak az elmúlt évek során, s napjainkban is nem csak a külföldi, de a hazai és tanszéki kutatásoknak is fontos részét és eszközét képezik (pl. *Breuer és mtsai,* 2012a). A parametrizációk és a különböző sémák szintén igényelték a folyamatos finomítást. Esetükben az optimálisabb alkalmazáson, a különböző periódusú változók jobb összehangolásán, illetve a megjelenítések még szemléletesebbé tételén volt a hangsúly.

A 2000-es éveket követően tehát egyre több olyan téma iránt támadt fel a hazai tudományos érdeklődés, mint például a talaj hidrológiai tulajdonságainak hatásának elemzése, vagy a planetáris határrétegre befolyást gyakorló felszíni hatások kutatása. A figyelem később áthelyeződött a talajtextúrára, illetve a felszínborítás-változásra való érzékenységet tanulmányozó vizsgálatokra (pl. *Drüszler* 2011-es munkája). A kutatások során többek között azt is megállapították, hogy a konvektív csapadék érzékeny a talaj fizikai féleségére, illetve arra, hogy milyen talajadatbázist használunk. Ezen kívül arra a következtetésre jutottak, hogy ez nem csak az intenzív konvekcióval járó helyzetekben valósulhat meg, hanem a csapadékmentes, derűs, esetleg gyengén felhős napokon is, amikor az ún. sekély konvekció a meghatározó folyamat. A feltételezés igazolására több vizsgálat is indult (pl. *Ács,* 2005; *Breuer és mtsai,* 2012a; *Breuer és mtsai,* 2012b),

melyek során fontos szerepet kapott a talaj és a planetáris határréteg (PHR) kapcsolatának vizsgálata. Ehhez kezdetben az MM5 modellrendszert hívták segítségül és használták fel egészen a 2010-ig, amikor immár Magyarországon is megjelent a fejlettebb verzió, a Weather Research Forecast modell (WRF), amely a jelen szakdolgozatomban is a munkaeszközöm.

A felszínborítás-változások hatására koncentráló kutatások, akárcsak a talajlégkör vizsgálatok, szintén a 2000-es évek elején kezdődtek, habár főleg az éghajlatváltozás területét érintették (*Feddema*, 2005; *Bonan*, 2008; *Pongratz*, 2010; *Drüszler*, 2011). Köztudott, hogy a részben emberi, részben természetes okokból eredő hatások jelentős változásokat okozhatnak a felszínborításban, amelyek láttatják magukat energia-fluxusban, a víz, illetve a biokémiai körforgásban is, s amelyek egyes esetekben akár igen nagymértékben képesek befolyásolni az adott tartomány éghajlatát. Mindemellett a felszínhasználat-változás jelentős hatást gyakorol az emisszivitásra, a hőtároló képességre és a felszíni érdességre is, amelyek így a planetáris határréteg dinamikai folyamataira, ezzel pedig a troposzféra alsó részének éghajlatát is befolyásolják.

1.1 A szárazföldi felszín és a légkör kölcsönhatása

A szárazföldi felszín közvetlen hatással van légkörre, leginkább a talajnedvességen keresztül, ezért a felszín vízellátottsága fontos tényező. A kisebb szemcsékből álló talajok, általában több nedvességet tárolnak, mint a nagyobb szemcséjű talajok, így az előbbieknek nagyobb, míg az utóbbiaknak pedig kisebb a vízmegtartó képességük, amiért gyorsabban is kiszáradhatnak. Ehhez a tulajdonsághoz társul az is, hogy a nagyobb telítési pórustérfogattal rendelkező talajok relatív nedvessége kisebb, míg a kisebbel rendelkezőké nagyobb. A nedvesebbnek tekintett területről jellemzően intenzívebben párolog a víz, ebből kifolyólag az ilyen felszín fölött kisebb lesz az ún. Bowen-arány is, amely nem más, mint a szenzibilis és a látens hőáram hányadosa. Szárazabb terület esetén, amely jobban melegíti légkört, mint a nedves, ez az arány nagyobb lesz, hiszen a szenzibilis hőáram nagysága jelentősen nő és összemérhető a látens hő-áraméval. Ebből is jól látszik, hogy a talaj relatív nedvesség-tartalma igencsak befolyásolja a felszín energiamérlegét, a szenzibilis és a látens hőáram arányát. A

vízellátottság a szenzibilis hőáramra csak közvetetten hat, mivel annak nagysága attól függ, hogy a teljes leadott hőmennyiségből mekkora részt tesz ki a látens hőáram.

A megfigyelések azt mutatják, hogy szárazabb területek felett (a szenzibilis hőáram nagysága összemérhető a látensével) a PHR magassága általában nagyobb, mint a nedvesebb területek felett. Azonban nemcsak a hő levegőbe juttatásával növelhetjük a turbulens átkeveredés intenzitását. A felszíni érdesség, amelynek mértéke attól függ milyen (magas) a terület növényi borítása, szintén hatással van a levegő "gomolygására". Minél "érdesebb" a felszín (magasabb növényzettel borított, pl. erdővel), annál erősebb turbulenciát okoz a légkörben. A felszín és a légkör erős kölcsönhatása a planetáris határrétegben (PHR) érhető tetten. A PHR az atmoszférának azt a részét jelenti, ahol még érvényesül a súrlódás hatása, azaz a felszín hatása közvetlenül is kimutatható a nedvességben, a hő- és tömegátvitelben (Rákóczi, 1988). Magassága nem állandó, függ a felszín által meghatározott keveredés erősségétől. A termikus hatások, illetve a súrlódási erő következtében a PHR-ben igen nagymértékű a turbulens átkeveredés. Ugyanis, amint egy kicsivel is meghaladja a felszín hőmérséklete a levegő hőmérsékletét, beindul a konvekció. Ebben a rétegben zajlik le ezen kívül a nedvességi fluxus,- illetve a hő átadása a felsőbb rétegekbe, melyek jelentősen befolyásolják a felhajtóerőt, ezáltal a légköri turbulencia intenzitását is. Emellett a turbulens, függőleges irányú átkeveredésre jellemző, hogy igyekszik kiegyenlíteni a nedvesség- és az átlagos szél függőleges profilját.

Köztudott, hogy a nappali felmelegedés hatására földfelszín feletti légrétegek melegebbé válnak környezetüknél. Az így előidézett felhajtóerő a magasabb, hidegebb légrétegek felé löki őket hozzájárulva a PHR magasságának növekedéséhez. Ezek a folyamatok növelhetik a határréteg maximális magasságát jelző inverziós réteget, sőt le is rombolhatják. Ennek sebességét a horizontális mezőben fellépő konvergencia illetve divergencia határozza meg. Napnyugta után, mivel a besugárzás jelentős mértékben csökken, ezzel együtt a turbulencia motorját képező szenzibilis hőáram utánpótlás is elapad, a planetáris határréteg összeomlik. A legnagyobb lehűlési sebességek is kora esti órákban jellemzők, hiszen a radiációs hűlés következtében a talaj erős hőmérséklet csökkenést szenved. Ez azonban az éjszaka folyamán mérséklődik a felszín felé irányuló hőszállítódás miatt. Éjjel egy viszonylag stabilis rétegződésű PHR alakul ki, melyre a lehűlt talajközeli levegő miatt pozitív hőmérsékleti gradiens jellemző, mivel ekkor az emelkedő örvények elfojtódnak.

Szerkezetét tekintve általában 2 szintet szokás megkülönböztetni: a felszíni és a keveredési réteget. A talaj közelében húzódik a felszíni réteg, amely néhány 10 méteres vastagságot ölel fel (ha gyenge a konvekció elvékonyodhat és kifejezettebbé válhat), emellett erős gradienssel is jellemezhető. Felette helyezkedik el a stacionaritásra törekvő keveredési réteg, amely egészen az inverziós magasságig nyúlik fel. Benne az átlagos gradiensek kicsik, turbulens aktivitása meghatározza a potenciális hőmérsékletet és a nedvesség gradiensét. A planetáris határréteget ún. inverziós réteg zárja le, amelyben a stabilis rétegződés miatt a turbulencia jelentősen lecsökken, így a profilok már a szabad légköri értékeket veszik fel. Azonban ennél bonyolultabb szerkezet is felvázolható.

A felszíni rétegen belül van a lamináris réteg is, amely közvetlenül érintkezik a talajjal. Vertikális kiterjedése mindössze néhány milliméter. Ezt követi az átmeneti réteg, amelyben a turbulencia még nem olyan intenzív és csupán a nappali időszakban jelentkezik. A réteget a kis skálájú örvények uralják, melyeket részben a felszíni érdesség, részben a termikus inhomogenitás okoz. A horizontális skálájának alsó határa ~ 10⁻², 10⁻³ m (a keletkező örvények miatt), az időskáláé pedig ~1 másodperc. E réteg fölött helyezkedik el az intenzíven turbulens keveredési réteg, melyben a hő-, a momentum- és a nedvesség-fluxusok konstans értékűeknek tekinthetők, a szél pedig a magassággal erősödik és fordul el.

1.2 Célok, rövid áttekintés

Munkám célja, hogy a planetáris határréteg magasság talajtextúra és felszínborítási típusokra való érzékenységét kivizsgáljam egy anticiklonális, sekély konvekciós időjárási helyzetben. Az érzékenységi vizsgálatokat a WRF mezoskálájú modellel végeztem. A WRF modellt és a numerikus szimulációkhoz szükséges légköri (adott nap időjárásának jellege) és szárazföldi adatokat (földhasználat típusok, ill. talajtextúrák és adatbázisaik) a 2. fejezetben ismertetem a numerikus kísérleteket a 3. fejezetben fogom bemutatni. A 4. fejezetben a szimulációk eredményei kerülnek terítékre. Az utolsó 5. részben rövid áttekintést adok a vizsgálatunkhoz felhasznált módszerekről, eszközökről, bemutatom a várható modell-eredményekkel szemben támasztott előzetes elképzeléseinket, végül összegzem az eredményeket.

2. Adatok és módszerek

2.1 Légköri adatok

A vizsgálathoz 2012. július 5-ei napot választottuk. A légköri peremfeltételek az FNL globális modell 6 óránkénti futtatásaiból származnak, amelyek mindig a nap 00 UTC-s időpontjával kezdődnek és 1°x1° felbontásúak. A teljes futtatás magába foglalta július 4-ét 12 UTC-től, valamint július 5-ét 00 UTC-től másnap 00 UTC-ig (július 6.), azaz összesen 36 órás volt. A Kárpát-medencében a szinoptikus helyzet ekkor a következő volt.

Július első hetében egy labilisabbá váló légtömeghez tartozó nyomási mező egyre ciklonálisabb jellegűvé alakította hazánk felett a légrétegződést (azaz a térség felett egyre erősebbé vált a pozitív irányú örvényesség), kedvező feltételeket teremtve a gomolyfelhők, és a csapadék képződéséhez. Mivel Kárpát-medencében ekkor éppen egy anticiklonális időjárási helyzet volt a jellemző, az alacsony szintű, lokálisan megjelenő felhőzet jellemzően sekély konvekcióval keletkezett. Emellett az említett időszakban szórványosan helyi záporok és zivatarok is előfordultak a térséget súroló hidegfront hatásának következtében.

A vizsgált időszakot megelőző napon is a rendkívül erős nappali felmelegedés hatására a Dunántúl nyugati részén a "jó idő" Cu-ok mellett, elszórtan Cb-ok is létrejöttek, amelyekből aztán helyi záporok és zivatarok formájában több-kevesebb csapadék is hullott, ezzel lehűtve az adott környék a levegőjét. Emiatt másnap reggel (július 5-én) ezeken a területeken, az Alföld egyes régióiban (ahol a derült éjszaka miatt erősebben lecsökkenhetett a levegő hőmérséklete), illetve az Északi-középhegységben kevéssel 20°C alatti, az ország többi részén pedig kicsivel 20°C feletti hőmérsékletet mértek.

A nap további részében az Alföld felett továbbra is derült maradt az ég, így napos, száraz idő volt a jellemző, míg a Dunántúl jelentős részét egy kiterjedt felhősáv takarta, amelynek gomolyfelhőzetéből délután, illetve az esti órákban erős széllökésekkel kísért helyi záporok és zivatarok is kipattantak. A hőmérséklet nem meglepő módon az Alföld középső területein volt a legmagasabb: itt 35°C feletti értéket lehetett mérni. Az éjszaka folyamán az előző naphoz hasonlóan 20°C körül alakult a hőmérséklet.

2012 júliusa igen forró hónapnak indult. Naponta dőltek meg a korábbi évek és az előző napok melegrekordjai. Ez alól a július 5-e sem volt kivétel. Szegeden ezen a napon dőlt meg az ország 60 éves mért abszolút minimum hőmérséklete, amely 23,0°C-ról 24,5°C-ra nőtt. Túrkevén pedig az abszolút maximum hőmérséklet rekordja dőlt meg, a korábbi 37,1°C helyett 39,4°C lett.

2.2 Szárazföldi felszín adatok

2.2.1 Földhasználati típusok

Napjainkban a felszínborítási térképek szinte elengedhetetlen eszközzé váltak a meteorológiai- és éghajlati modellezésben. Ugyanis az ilyen típusú térképeket felhasználó modellek segítségével lehetőségünk nyílik arra, hogy feltételezett, illetve az aktuális felszínborítás-változások hatását meteorológiai szempontból is elemezhessük. Az egyes földhasználatok jól elkülöníthető kategóriákba sorolhatók, mivel környezettel való kölcsönhatásuk, jellemzőik viselkedése típusonként elkülöníthető.

A Nebraska-i Lincoln Egyetem és az Európai Bizottság Közös Kutatóközpontja (JRC) 1992-ben dolgozta ki az U.S. Geological Survey rendszerén belül az USGS felszínhasználat adatbázist. Ez egy 1 km-es rácsfelbontású, globális felszínborítási adatokat tartalmazó kategóriarendszer, amit ma már széleskörűen alkalmaznak többek között környezetvédelmi kutatásokban, illetve a meteorológiai modellezésben is. Földrészről földrészre dolgozták ki úgy, hogy minden kontinentális adatbázis ugyanazon a térképvetületen osztozzon (1 km-es térbeli felbontású), és egy 1992 áprilisától 1993 márciusáig futó (szintén 1 km-es felbontású) AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) adatsoron alapuljon. Ezen kívül mindegyik adatbázis tartalmazza az adott kontinens földrajzi sajátosságait leíró egyedi elemeket is.

Ahhoz, hogy rugalmasan alkalmazhassák, összesített, évszakos felszínborítási régiók alapján állítottak elő olyan tematikus térképeket, amelyek később minden kontinentális adatbázisba bekerültek. A globális adatsorokat 2 féle térképvetületben is elérhetővé tették. Az első verziót (1.2) az International Geosphere Biosphere Programme-Data and Information System (IGBP-DIS) kezdeményező vezetésének

köszönhetően 1997 novemberében hozták nyilvánosságra. 2000-ben megjelent a 2.0 verziója is.

Bár maga az U.S. Geological Survey (USGS) alapvetően a földrajzi kutatásokra koncentrál, mégis vitathatatlanul napjaink legnagyobb operatív felszínborítással foglalkozó szervezete a világon. Azonban a mai fejlett felszínborítási térképezési technika nem lett volna lehetséges *James Anderson* 1976-os 'A Land Cover Classification System for Use with Remote Sensor Data' c. munkája nélkül. Ebben fogalmazta meg ugyanis, hogy a modell-rendszerben a felszínborításnak és a földhasználatnak is 3 hierarchikus szintjének kell lennie, amelyek aztán előállítják a több mint 100 földhasználati típust.

Az évek során számos fejlesztés ment végbe mind a térképezéssel, mind a modellezéssel vagy a mérésekkel kapcsolatban. Az USGS felszínborításhoz kapcsolódó alkalmazási területek tevékenységei térben és időben bővültek, a helyiről globális skálára léptek magukba foglalva a múltbeli, jelenlegi és a jövőbeli időkeretet is. Sőt, a már felsoroltakon kívül, a válogatott jelenlegi felszínborítási területeken belül az USGS számos más információt is kínál: pl. a biológiai sokféleségre vonatkozóan, a vízminőséget illetően, az ökoszisztémák fenológiájáról stb.

Magyarországon az USGS adatbázis alapján specializált 21, általánosan használt felszínborítási kategória közül hazánkban csupán néhány van valóban használatban, amely helyzetet jól érzékelteti az ezredfordulós területi eloszlás is:



1. ábra: Fontosabb földhasználati kategóriák területi aránya az ezredfordulón Magyarországon

Hazánk területén a két leggyakoribb felszínborítási típus a szántóföld/legelő ("crop/grass") és az erdő ("forest") típusa, melyek legtöbb jellemzőikben nem nagyon térnek el egymástól, ugyanakkor érdességi paramétereik kifejezetten különböznek (pl. erdő: $z_0=0,-5$ m füves terület: $z_0=0,-1$ m, lásd: Mellékletek: 1. sz. melléklet).

Tudvalevő, hogy a felszín-légkör kölcsönhatási folyamatokban számos olyan tényező, illetve paraméter fordul elő, amelyek nagymértékben függnek a talaj és/vagy a felszínborítás típusától. Ilyen tényezők pl. az R_{cmin} (minimális sztómaellenállás), a *LAI* (levélfelületi index), a napsugárzásra, illetve telítési hiányra vonatkozó függvényekben felbukkanó R_{gl} és h_s paraméterek, sőt az albedó, az érdesség (z_0), és a gyökérmélység (N_{root}) is.

Az eddig felsoroltak közül az egyedüli kivételt a zöld növényfelület relatív nagysága jelenti (σ_f). Általában a műholdképekből szokás meghatározni (felszínborítási kategóriáktól függetlenül), méghozzá az alapján, hogy a "fotoszintetikusan aktív, zöld növényfelszín egy adott területen mennyit nyel el a déli globálsugárzásból". Adatbázisa az 5 éves AVHRR adatsorokból lett származtatva havi léptékben és 0,15°-os felbontásban (*Gutman* és *Ignatov*, 1998). Rendkívül fontos tényező, mert meghatározó szerepet játszik az evapotranszspiráció számításában.

Az albedó szintén meghatározó paraméter. A felszín-légkör kölcsönhatásokat ezen kívül számottevően befolyásolja az ún. felszíni érdesség (z_0 , mely a turbulens folyamatok alapvető jellemzője) és a növényzet transzspirációjának értékére jelentős befolyással bíró gyökérmélység (N_{root}) (attól függően, hogy milyen mély a gyökérzet). Ami a párolgást illeti, a transzspiráció kiszámításában a minimális sztómaellenállás (R_{cmin}) a meghatározó paraméter. A földfelszíni sugárzási egyenlegnél a felszín emisszivitása is fontos, nyilván a nap éjjeli időszakában és télen (*Dorman* és Sellers, 1989; *Dickinson*, 1993; *Mahfouf*, 1995; *Hagemann*, 2002). Vizsgálatunkban az észak-amerikai mintákat tartalmazó USDA (röviden US) adatbázis adatait használtuk fel. Az ebből az adatbázisból definiált paramétereket világszerte használják, leginkább az MM5, illetve az WRF modellekben. A rendszer az egyes talajtípusok megkülönböztetésére a FAO által meghatározott talajtextúra adatbázist használja, mely Európában 30"-es, 2'-es és 10'-es felbontásban áll rendelkezésre.

Amint azt a 2. ábra is mutatja, Magyarországon a domináns talajtextúra az agyagos vályog.



2. ábra: A vizsgálatban szereplő modelltartományra vonatkozó talajtextúrák területi eloszlása

A Tiszántúl közel háromnegyedén és az Északi-középhegység jelentős részén ez a talajtextúra jellemző. Ezen kívül feldezhető még a Dunántúli-középhegységben, a Somogyi-dombság területén, illetve Horvátország és Bosznia-Hercegovina, valamint Románia és Szerbia határmenti területein. A Dunántúlon, illetve a Nyírségben pedig a már említett talajtextúrán kívül az agyag talajtípusa előfordul is. A vályog talajtípus ugyancsak gyakorinak mondható. Kisebb-nagyobb foltokban, de szinte a legtöbb tájegységen előfordul, a Duna-Tisza közén a legelterjedtebb. Nem sokkal marad le nála

a homokos vályog sem. Legnagyobb összefüggő kiterjedésű területei a Hajdúságban, valamint a Duna-Tisza köze déli részén jellemzőek. Ezen kívül homokos vályogból elszórtan még felfedezhetők kisebb foltok a környező országokban a román ,szlovák, ukrán és Kárpátokban, a szlovén Alpokban, Bosznia-Hercegovina és Szerbia egyes részein. A vályogos homok típusa szintén megtalálható hazánkban is, méghozzá a Nyírségben és a Dunántúli-dombság nyugati területén kisebb foltokban. A határ magyar oldalán, a Tiszától keletre túlnyomórészt agyagos vályog található. A töbi talajtextúra (pl. homok, homokos agyagos vályog, iszapos vályog, iszapos agyag), nem vagy csak nagyon kis területi eloszlással rendelkezik a Kárpát-medencében, így az ábrán nem megfigyelhető.

Az USDA talajtextúra felosztást eredetileg a United States Department of Agriculture fejlesztette ki. Később pedig a National Cooperative Soil Survey tette talajparaméterrel hozzá az általa számos kiegészített, több szintre (rend, alrend, nagycsoport, alcsoport, család, és sor) kidolgozott talajtípusosztályozást. A FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) szintén kidolgozott egy nemzetközi osztályozási rendszert, a Világ Talaj Referenciabázisa (WRB) néven, amely számos hasznos általánosítást tartalmazott a talajképződésről és a fő talajképző tényezőkkel való kölcsönhatásról. Az adatbázis első változatát azonban az UNESCO publikálta a "Világ Talajtérképe" címmel 1974-ben. Számos névváltozatot követően a United Nations által támogatott Talaj Világtérkép jelmagyarázata vált elfogadottá a talajosztályozásban, amely adatbázist a későbbiekben az országok saját igényeikhez igazíthattak. Az egyes talajszelvényeket (106) talajtársulásokba sorolták, méghozzá az adott csoport legdominánsabb szelvényének megfelelően:

- a fázisa- (talajjellemzők: szikes, kavicsos, köves),
- a 3 lehetséges textúrája- (nagyon durva szemcsés, durva szemcsés, és finomszemcsés) és
- a másik szelvénnyel való kapcsolata (finoman hullámzó, enyhén dimbes-dombos tagoltságú, valamint meredeken tagolt, hegyvidéki)

alapján, összesen mintegy 26 egységes talajszelvény kategóriát különböztetve meg a világon.

A FAO talajtérképe egy általános jellegű, egyszerű osztályozási rendszeren alapuló, az első valóban nemzetközi rendszer verziója. A FAO később a talajtípusok területi eloszlása alapján módosított az adatbázisokon, azonban csak kontinentális, és nem lokális skálán. A talajbesorolás természetes rendszer-alapú megközelítései is

megjelentek a tudományos körökben: többek között a francia Talaj Referencia Rendszer (Référentiel pédologique français) is, amely a talaj keletkezés alapos ismeretének feltételezésén alapszik. A rendszerek természetesen folyamatosan fejlődtek, így az olyan adatbázisok, mint: az USDA Talaj Rendszertan, illetve a Világ talajforrásainak Referencia Adatbázisa is hamarosan publikálásra kerültek, később pedig az egész világon elterjedtek. Az utóbbi rendszertani kritériumok alapján figyelembe veszi a talaj morfológiáját, és a labor-teszteket, melyek sok plusz információval szolgáltattak és finomították a hierarchikus szinteket. Hazánkban az USDA kategorizáció 11 talajtípusából csupán 7 található (lásd Mellékletek: 2. sz. melléklet).

2.3 A WRF modellrendszer

2.3.1 Általános jellemzés

A WRF (Weather Research Forecast) modell alkalmazható kutatási célokra, valamint operatív előrejelzésre is. A modell alapjait Amerikában dolgozták ki: az Amerikai Egyesült Államok Légkör Kutatási Központja (NCAR), a Nemzeti Központi Előrejelző Intézet (NCEP), és számos más Egyetem közreműködésével. 2000-ben jelent meg az első véglegesebbnek nevezhető verziója, amelyet akkor még csak egy szűk kör használhatott. A későbbi évek során egyre újabb és újabb fejlesztéseket, módosításokat dolgoztak ki, ennek köszönhetően folyamatosan finomodott a modell technikája is. Nagy előnye, hogy mint a mezoskálájú numerikus előrejelző modellek legújabb generációjának tagja széles körben felhasználható, hiszen térbeli skálája a néhány 10 méteres skálától az 1000 kilométeres skáláig terjed.

Ahogy már említettem, a WRF-nek két alkalmazási lehetősége van: előrejelzésre és a kutatásra is hasznosítható, ezekhez egy-egy dinamikai alrendszer, név szerint az NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model), és az ARW (Advanced Research WRF) alrendszer tartozik az adott feladatkör elvégzésére. Így tehát a nem-hidrosztatikus Mezoskálájú Modell operatív, előrejelzési feladatokat lát el, míg az ARW esetében inkább a kutatási célok teljesítésére koncentráltak és egyebek mellett több idealizált esettanulmánnyal, regionális klímamodellezéshez szükséges kódrészlettel és levegőkémiai alegységgel látták el.

13

A modellrendszer alapvetően 3 nagyobb egységből áll: a prepocesszorból (előfeldolgozó rendszer), a modell motorját képező real.exe és wrf.exe programokból, és a postprocesszorból (utófeldolgozó rendszer).



3. ábra: A WRF modell felépítésének és működésének sematikus rajza, benne: a WPS előfeldolgozó rendszer (preprocessing system), amelynek programjai a kezdeti és peremfeltételeket állítják elő az ARW-nek; az ARW-rendszer, amely valós adatokat dolgoz fel, és az ARWpost utófeldolgozó rendszer (postprocessor system), amely a vizuális megjeleníthetőségért felel.

A prepocesszor (WPS= WRF Prepocession System) alapját 3 program alkotja: a geogrid.exe, az ungrib.exe és a metgrid.exe. A geogrid.exe a földrajzi és statikus adatok beviteléért felel (talajtípus, szárazföld-vízfelszín, felszínborítás típus, tengerszint feletti magasság stb.) valamint elkészíti a felhasználó által, a namelist.wps-ben meghatározott szempontok szerint a tartomány horizontális rácsát. Ezt a rácsot előrejelzési tartománynak nevezzük, amelyre az adatokat globális modellekből szerzi a modell, mint pl. a GFS, az ECWF, vagy az FNL. Ekkor egyébként módunk lehetne egy kisebb tartomány beágyazására is (nest terület), ám jelen dolgozatban ez nem használtuk. A fájlok ebben a fázisban még grib formátumúak, s ezeknek netcdf formátummá való konvertálását végzi el a modellben az ungrib.exe program. A szakdolgozat témáját képező vizsgálatunkban az FNL modell adatait dolgoztuk fel. Végül a metgrid.exe feladata az, hogy az időfüggő meteorológiai adatokat az immár "modell-formátumú" rácshálózatra horizontálisan interpolálja a kijelölt tartományra, ezzel létrehozva a prepocesszor végső kimeneti, egyben a WRF egység bemeneti netcdf formátumú adatait, amelyek a kezdeti és peremfeltételeit jelentik az ARW-rendszernek.

Érdemes külön is szót ejteni az geogrid.exe-nek adatokat szolgáltató GFS, illetve FNL modellekről. Habár mindkettő meteorológiai modell, mégis eltérő módon igyekeznek leírni mozgásban lévő légkör állapotát. A GFS 0.5°x0.5°-os felbontás

14

mellett, az aktuális adatok alapján 3 órára előre készít előrejelzést. Ezzel szemben az FNL $1^{\circ}x1^{\circ}$ felbontás mellett, 6 óránként az addig begyűjtött adatok kielemzésével határozza meg a légköri állapothatározók értékeit. Így hatóránként igen pontos képet kaphatunk a légkör aktuális állapotáról. Vizsgálatunk során az utóbbit fogjuk használni.

A preproccesszor kimeneti adataira a kezdeti-, peremfeltételek, valamint alsó határfeltételek alapján dolgozó real.exe programnak van szüksége. A program a namelist.input alapján (ez tartalmazza a már említett feltételeket), a felhasználó által meghatározott nyomási szintekre vertikálisan is interpolálja az adatokat. A WRF modell-rendszernek éppen ez az egyik legfontosabb feladata: létrehozni a hidrosztatikus egyensúlyban lévő szinteket. Ez azért olyan fontos lépés, mert a modell külön számolja a hidrosztatikus és a nem hidrosztatikus tagokat. Miután a real.exe előállította a modelltartomány 3D-ós kezdeti- és peremfeltételeit, a wrf.exe program elvégzi az időbeli és térbeli integrálást: a wrf.input alapján elkészíti a kezdeti időlépcsőre a 3D-ós mezőt (1. fájl), majd a wrf.bdy peremfeltételei alapján a teljes térbeli integrációt is végrehajtja. Ez teszi ki egyébként a hosszú futtatási idő legnagyobb részét. Annyi ilyen netCDF kiterjesztésű kimeneti fájl jön létre, ahány időlépcsőt a namelist-ekben meghatároztunk. Ezek után, ha megjeleníthető információt akarunk kinyerni belőlük, ahhoz még át kell futtatnunk a fájlokat a post processzoron, azaz alkalmaznunk kell az ARWpost.exe programot.

Az első működési egységben, a WPS-ben többek között beállíthatjuk a tartományok földrajzi koordinátáit egy adott referenciapont alapján; a beágyazottságot, vagyis létrehozhatunk több tartományt is egymáson belül, ami azért nagyon hasznos, mert lehetővé teszi, hogy "belenagyítsunk" a képbe. A mi esetünkben azonban elegendő lesz az eredeti tartomány is. Ezen kívül meg lehet változtatni a modell vertikális szintezését is: vizsgálatunk szempontjából a legmegfelelőbb megoldás, ha 1013 és 800 hPa között nagyjából 10 hPa-onként, 800 és 400 között a modell azonos beosztásait használva, 400 hPa felett pedig ritkább léptéket követve lépkedünk. A horizontális hálózatot illetően a 97x97 rácsponti beállítás, azaz a 10 km x 10 km az ideális.

A WRF-modell az úgynevezett η- (felszínkövető) koordinátarendszert alkalmazza vertikális szintek meghatározásában (*Skamarock, 2008*). Ez a megoldás azért praktikus, mivel a modell szerint a légkör összenyomhatóságából fakadóan az egyenletek nem hidrosztatikusak, azok felírásához szükséges lépés a felszínkövető hidrosztatikus nyomási koordinátázás használata. Definíciója alapján ez a következőt jelenti:

$$\eta = \left(\frac{ph-pht}{\mu}\right)$$
, ahol $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ (1-2)

Az (1-2) képletekben szereplő p_{ht} a modellben a felhasználó által vizsgált, adott vastagságú légréteg legmagasabb szintjének légnyomását jelenti, amit konstans értéknek tekintünk. Ezzel szemben a p_{hs} a felszínen mért légnyomás értéke, amely az időjárási helyzettől és a lokális viszonyoktól függően változhat. A p_h pedig egy adott szint nyomását jelenti a légrétegen belül. A képlet alapján az n-szinteket a következőképpen határozzák meg: veszik az adott szint aktuális légnyomásának és a vizsgált légréteg "tetejének" konstans nyomásának különbségét, majd ezt elosztják μ -vel, azaz a felszínen mért nyomás és legfelső szint állandó nyomásának különbségével. Az így kapott η-szintek értéke a [0; 1] intervallumbeli, vagyis a légkör tetején az η-szint 0-val egyenlő, a felszínen pedig 1-gyel (a képletből egyértelműen következik). Nagy előnye az éta-koordinátarendszernek, hogy képes követni a domborzatot a felszín mentén. Ennek oka, hogy a felszín közelében még jelentősen befolyásolják az egyes domborzati formák a felszíni légnyomást, így a legalsó éta-szint nem síkszerű felület, hanem egyenetlen. Ám ahogy vertikális irányban távolodunk a talajtól, a magasság növekedésével egyre kisebb lesz a súrlódás hatása és a szintek kisebb-nagyobb egyenetlenségei mindinkább kisimulnak. A legfelső, konstans nyomási szint már közel sík felület.



4. ábra: A WRF utófeldolgozó-rendszer (ARW) által alkalmazott éta-koordinátarendszer

Ebben a WPS rendszerben állíthatjuk be még a modell futásának kezdeti és végpontját is, amelyek a vizsgálatunk esetében 2012.07.04. 12 UTC, illetve 2012.07.06. 00 UTC voltak.

A második egységben, amelyet a real.exe képvisel, átszerkeszthető a modell időzítése, a tartomány nagysága és időrétegei, illetve az is, hogy mely paramétereket, milyen értékékekkel kívánjuk kiíratni a kimeneti fájlba, amit majd a post processzor fog kezelni. Az időzítésben meghatározhatjuk, hogy meddig, hány órát fut a modell, azt, hogy mikor indul és a tervek szerint mikor kell leállnia, valamint, hogy mekkora az időréteg. Esetünkben összesen (a felfutási idővel együtt) 36 óráig fut, egy időréteg 60 perces, a WPS-ben meghatározott időpontokban indul el és áll le. Fontos az is, hogy a tartomány rácshálózatának paraméterei megegyezzenek a WPS-ben megadottakéval. Továbbá meg kell adnunk az esetleges beágyazott területek időlépcsőjét a szülőtartományhoz képest, és ellenőriznünk vagy módosítanunk kell a felbontást, amely alap-beállításban méterben van megadva.

A kimeneti (output) fájlba történő kiíratásra, számos egyéb paraméter mellett kiválaszthatjuk a számunkra leginkább fontos jellemzőket: a talajnedvesség, a 2 m-es hőmérséklet, a szenzibilis hőáram, a látens hőáram, a felszíni bőrvékony vastagságú "skin" hőmérséklet, a harmatpont, a PHR magasság, a légnyomás, illetve a felszín közeli szél időjárási elemeket. Ezek a tulajdonságok lesznek azok, amelyekre a Grads grafikus szoftver segítségével területi átlagolást fogunk végezni.

Az egyes változóknál be lehet állítani a kirajzolandó térkép alap hátterének színét, a tartományra vonatkozó a földrajzi szélességi és hosszúsági értékeket, majd a magának a térképnek a skála felosztottsága alapján meghatározott színeit is; végül már csak a rajzolást végrehajtó parancsot kell begépelni a programba. Az adatmennyiség, amit a programnak fel kell dolgoznia, igen nagy, így sokszor célszerűbb felírni egy függvénybe a parametrizációt és az adott kategóriát is.

A modellfuttatásokat Gyöngyösi András Zénó végezte, az utófeldolgozás során a WRF-hez hasonló, MM5-ben is használt bináris típusú fájlokhoz képest egyszerűbben kezelhető netCDF fájlokkal dolgoztunk. Utolsó előtti lépésként a WRF modell utófeldolgozó rendszerével előállítottuk a kimeneti adatokat, majd átszámítottuk őket meteorológiai alapmennyiségekké. A modellrendszer utolsó lépéseként a végeredményt a már említett szoftverrel grafikusan is ábrázoltuk.

2.3.2 Parametrizációk

A meteorológiai folyamatok modellezése során gyakran szembesülünk olyan problémával, hogy a leírandó folyamatok bonyolultak vagy a modell térbeli rácsfelbontásánál kisebb méretűek, ezért csakis parametrizációs eljárásokkal írhatók le. E parametrizációk gyakorlatilag tapasztalati képletek, folyamatleírások, melyek egy összegzett hatást jellemeznek.

A WRF az alábbi fizikai parametrizációkkal rendelkezik:

- a cumulus felhőzetre vonatkozó-
- a sugárzás-
- a mikrofizika-
- a felszíni határrétegre, illetve a szárazföldi felszínre vonatkozó parametrizációkkal.

Egyes típusokon belül a WRF több almodellt is felkínál választási alternatívaként, ami előnyös megoldás, hiszen így lehetőség nyílik arra, hogy igazán az adott vizsgálat igényeihez szabva futtathassuk a WRF-et. Mivel az opciók lehetősége igen nagy, nem sorolom fel őket, csupán azokat, amelyeket a modell-számításaink során felhasználtunk. A már említett parametrizációs kategóriák választott sémái a következők:

- Cumulus parametrizáció: Kain-Fritsch cumulus séma (Kain, 2004; Kain és Fritsch, 1990, 1993).
- A légköri sugárzás parametrizálási csomagja:

a. Hosszúhullámú tartományra: RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) hosszúhullámú sugárzási séma: (*Mlawer*, 1997).

b. Rövidhullámú sugárzás esetén: *Dudhia* (1989) rövidhullámú sugárzási sémája.

- Felhő-mikrofizikai parametrizáció: e parametrizációs csomag kezeli többek között – a felhő- és csapadékképződési folyamatokat, valamint a légköri vízgőztartalom jellemzését. Az alapséma: WRF 1-momentumos mikrofizikai séma (*Hong*, 2004).
- Szárazföldi felszíni séma: Ennek az almodellnek az a lényege, hogy a szárazföldi és jéggel borított felszínek rácspontjaira kiszámítja a hő- és nedvességáramokat. Képes érzékelni és megfelelően beépíteni a parametrizációs

számításokba a növényzet jelenlétét, azaz magának a növényállománynak és a gyökérzetnek a hatásait, valamint a becsült felszíni hóborítottság mértékét. Vizsgálatunkban a felhasznált séma:

- A Noah felszíni séma: Mint azt már az előzőekben kifejtettem, ez a rendszer 4 talajrétegű és ezekre számítja ki a nedvességi (víz és jég), valamint a hőmérsékleti jellemzőket. Ezeken kívül képes figyelembe venni a vegetáció hatásait, annak együttes befolyását a talajra (például ez alapján számolja az almodell a párolgás paramétereit), illetve hó-előrejelzést is tud készíteni.
- A planetáris határréteg (PHR) parametrizációja: A PHR séma kis skálájú turbulens átviteli folyamatok parametrizálását végzi. Ezen eljárások állapothatározó- és áram-profilokat határoznak meg a keveredési rétegben, így pl. a légnedvességet, a hőmérsékletet vagy a szélnyírást. A vizsgálatomban a *Yonsei University PHR sémát* használtam, ami az MRF-séma egy továbbfejlesztett változata. Ennek a 'Medium-range Forecasting' modellnek a PHR sémája egy elsőrendű nem-lokális séma (*Hong* és *Pan* 1996), mely a PHR magasságát a Richardson-szám alapján (Ri=0,5) becsüli.

2.3.3 A Noah felszíni séma rövid jellemzése

Az időjárási helyzetek modellezése során a felszíni folyamatokat különböző "almodellekkel", azaz többféle parametrizációs eljárással szokás leírni, melyek hatékony működéséhez több tényezőt is figyelembe kell venni, kompromisszumokat kell kötni. Drüszler (2011) szerint "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." Éppen emiatt esett a választás a NOAH szárazföldi felszíni modelljére (*Chen* és *Dudhia*, 2001), mely egy 2000-es évek elején kifejlesztett, mára igen jól ismert felszíni parametrizációs séma. Az évek során folyamatosan finomították, s napjainkban már a WRF-ben is (*Mahrt* és *Pan*, *1984*; *Pan* és *Mahrt*, 1987; *Chen* és *Dudhia*, 2001) ezt alkalmazzák.

A rendszer (mint az az 5-ös ábrán is látható) többrétegű talajsémát, egyrétegű hóés talajmodellt, valamint közepesen összetett lombkorona-ellenállási modellt használ. Jelen dolgozatban viszont csak az egyszerű lombkoronával dolgozó típust részletezem, s hidrológiai folyamatai közül is csak a párolgással kapcsolatosakra szorítkozom. A modell erre vonatkozó teljes, részletesebb leírása *Chen* és *Dudhia* (2001) munkájában olvasható.



5. ábra: NOAH LSM szárazföldi felszíni modell folyamatainak sematikus ábrája

Ezen séma prognosztikus változói és áramai: a talajhőmérséklet, a talajnedvesség az egyes talajszinteken, a talajon felhalmozódott hó mennyisége, a növény felszínére belépő vízáram (azaz intercepció) és a felszínén tárolt vízmennyiség. Mivel a talajnedvességnek kimutatható módon van napi, heti, sőt akár évszakos menete is, így a modell célszerűen több, esetünkben 4 eltérő talajszintet különböztet meg. Ennek a

módszernek további előnye, hogy így szinte nullára csökkenthetők a diszkretizációból eredő hibák. A már említett talajszintek 10 cm, 30 cm, 60 cm, és 100 cm. (típustól függően eme rétegekig érhet le a növényzet gyökérzete), a teljes talajmélység összesen 2 m, ebből a felső 1 m jelöli a jellemző gyökérmélységet. A maradék 1 m pedig, amely az alsó talajszint alatt van, biztosítja a feszíni víz mélybe szivárgását (gravitációs leszivárgás), egyben víztározóként is működik.

Általánosságában elmondható, hogy az "almodellben" a vízáram meghatározásához a talajnedvesség potenciált, míg a hőáram számításához a hőmérsékleti gradienst veszik alapul figyelembe véve a növényzet hatását is. A felszíni hőmérsékletet pedig a talaj mellett a vegetáció hatását is szem előtt tartva, (Mahrt és Ek, 1984) a felszíni energiaegyenleg alapján számítják. A vegetáció fontosságát az is kiemeli, hogy a felszínborítás függvényében határozzák meg szárazföldi felszín párolgását. Fontos tényezők továbbá az evaporáció és a transzspiráció is: előbbit a talajnedvesség függvényében, utóbbit a sztómák nyitottságának függvényében határozzák meg. Ezen kívül a sugárzás, a légnedvesség, a hőmérséklet és a talajnedvesség is befolyást gyakorol rájuk.

Részleteit illetően a modell a következőképpen kezeli a párolgás folyamatának egyes tagjait. A teljes evapotranszspirációhoz (*E*) például külön-külön meg kell határozni a csupasz talaj evaporációját (E_{dir}), az intercepiált víz párolgását (E_c), és a transzspirációt (E_t), majd e 3 komponens értékét összeadva nyerjük az E-t. Ez alapján a teljes evapotranszspirációt az alábbi (3) képlet segítségével kaphatjuk meg:

$$E = E_{\rm dir} + E_{\rm c} + E_{\rm t}$$
(3)

Az összetevők közül, azonban nem lehet mindent egzakt módon meghatározni. Az első tagot, azaz a talaj evaporációját *Mahfouf* és *Noilhan* (1991) alapján számították.

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f)\beta E_p, \text{ abol } \beta = \frac{\theta_l - \theta_w}{\theta_{ref} - \theta_w}$$
(4)

A (4) egyenletben ismét olyan új ismeretlenek szerepelnek, amelyeket más egyenletekből kell levezetnünk és kifejeznünk. Ilyen tag az E_p is, ami nem más, mint a potenciális evapotranszspiráció, ami az energiaegyenleg felhasználásával, és a légkör stabilitásától függő paraméter segítségével adható meg (*Mahrt* és *Ek*, 1984). Az egyenlet további részében szereplő ismeretlenek pedig a következők: Θ_l a felszíni talajréteg talajnedvesség-tartalma (*Chen* és *Dudhia*, 2001), Θ_{ref} és Θ_w a szántóföldi vízkapacitás, illetve a hervadáspont, β pedig a sztómák működését és a talajnedvesség kapcsolatát jellemző függvény. Az eddigi tényezőkön kívül alapjaiban befolyásolja még a párolgás nagyságát a zöld növényfelület aránya (σ_f) is, ami meghatározza, hogy a kiindulási egyenletében szereplő egyes párolgás-tagok mekkora súllyal járulnak hozzá a teljes összeghez. Így jutunk el a második komponenshez, aminél a nedves növényzetet is figyelembe véve kell kiszámolni az intercepiált víz párolgását:

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S}\right)^n \tag{5}$$

A fenti (5) egyenletben W_c a növényzet által felfogott, intercepiált vízmennyiséget jelöli, S a növény leveleinek, ágainak maximális víztároló képességét, míg az n=0,5 értéket (*Noilhan* és *Planton* (1989); *Jacquemin* és *Noilhan* (1990)). Ám ahhoz, hogy minél pontosabban írhassuk le az intercepiált víz párolgását, ahhoz vennünk kell az intercepiált vízmennyiség időbeli változását leíró egyenletet is, amely a következő:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c \tag{6}$$

Itt (6) P a csapadékot jelöli. Ezek alapján: amennyiben W_c értéke nagyobb, mint S, a maradék rész (D) eléri a felszínt.

A teljes evapotranszspiráció kiszámításához már csak a harmadik komponens, a növényi párolgás, vagyis a transzspiráció meghatározása kell. A talajt borító növényzet transzspirációja az alábbi (7) képlettel adható meg:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S}\right)^n \right]$$
(7)

Az egyedüli ismeretlen B_c a növényzet transzspirációval szembeni ellenállásától függő tényező. Ezt a következő képlet alapján számolhatjuk ki:

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}}$$
(8)

A fenti (8)-as egyenletben szereplő C_h a hő és a nedvesség felszíni kicserélődési együtthatója, Δ a telítési specifikus nedvesség görbe meredeksége (adott T hőmérséklet esetén), R_r a felszínközeli levegő hőmérsékletének, légnyomásának, és a C_h -nak függvénye. A növényzet ellenállása (R_c) (3)-hoz hasonlóan nehezen meghatározható paraméter. Jelen munkában azonban nem kívánok kitérni ennél részletesebben a C_h , az R_r , $a \Delta$, és az R_c leírására, ezek jellemzése mind megtalálható *Ek* és *Mahrt* (1991) munkájában. A párolgás és a NOAH LSM egyéb folyamatainak további részletezése *Chen* és *Dudhia* (2001) munkájában olvasható.

3. Numerikus szimulációk

Az érzékenységi vizsgálatok során 4 futtatást végeztünk. A futtatásokat Gyöngyösi András Zénó végezte el. Mindegyik szimulációban egy Magyarországon előforduló, felszínhasználati típus/talajtextúra kombinációt használtunk. Az első futtatásban az USGS adatbázisa alapján megállapított aktuális felszínhasználati típus mellett a homok talajtextúrát vizsgáltuk. A második futtatásban az aktuális USGS felszínhasználati típus mellett az agyag talajtextúrát használtuk. A harmadik futtatásban a FAO talajadatbázisával jellemzett talajtextúra-eloszlás mellett a szántó/legelő felszínborítási típust vizsgáltuk. A negyedik futtatásban a FAO talajtextúra-eloszlás mellett az erdő felszínborítási típust vizsgáltuk.

Futtatások	Kiválasztott magyarországi felszínborítási és talaj feltétek					
T utulubok	Felszínborítás	Talajtextúra				
1. futtatás	aktuális	homok				
2. futtatás	aktuális	agyag				
3. futtatás	szántóföld/legelő	aktuális				
4. futtatás	erdő	aktuális				

1. táblázat: A vizsgálatokban alkalmazott futtatások felszínborítási típusai és talajtextúrái

Az 1. és a 2. futtatás összevetésével a PHR magasság talajtextúrára való érzékenységét (homok/agyag) elemezhetjük, ez az '1-es összehasonlítás' (talajnedvességre való érzékenység vizsgálata). A 3. és a 4. futtatás összevetésével a PHR magasság földhasználati típusokra való érzékenységéről kaphatunk betekintést, ez a '2-es összehasonlítás'. Ez tulajdonképpen az érdességre való érzékenységet jelenti, mivel a két földhasználati típus alapvetően az érdességi paraméter-értékben tér el.

4. Eredmények

Jelen szakdolgozatban azt vizsgáltuk, hogy mire érzékenyebb az átkeveredés mértékével arányos PHR magasság: a felszínborítás változásaira vagy a talajtextúra eltéréseire? A vizsgálat során területi eloszlásokat szemléltünk, melyeket többnyire 12 UTC-kor figyeltük.

Az 1. és a 2. futtatás közötti PHR magasság különbségek az 6. ábrán láthatók.



Difference in PBL Height [m]: run1-run2

6. ábra: A PHR magasság területi eloszlásának érzékenysége a talajtextúra változásaira (1-es összehasonlítás)

Az időjárási helyzetnek megfelelően a PHR magasság különbségek két, egymástól jól elkülöníthető tartománya (Nagy Alföld és Dunántúl) figyelhető meg. Dunántúl felett a PHR magasság differenciák területi heterogenitása igen nagy, mivel ott több területen is felhő borította az eget. A különbségek néhány métertől 1000 méterig terjedően alakultak. E különbségek területi változatossága Nagy Alföld felett sokkal kisebb.

A PHR magasság felszínhasználati típusokra, azaz az érdességre való érzékenységét (2-es összehasonlítás) a 7. ábra szemlélteti.



7. ábra: A PHR magasság területi eloszlásának érzékenysége a földhasználati típus változásaira (2-es összehasonlítás)

A legnagyobb PHR magasság differencia 1000 m körüli, ami megközelítően ugyanannyi, mint az 1-es összehasonlítás esetén. Mindkét esetben számos tényező együttes hatása volt felelős a planetáris határréteg magasságának kialakításáért. Vizsgáljuk most meg ezek közül a legfontosabbakat, hogy tisztább képet kaphassunk a határrétegben zajló folyamatokról és kölcsönhatásaikról. Használjuk fel a felszín energiamérlegének egyenletét:

$$R_n(T_g) - G(T_g) = H(T_g) + \lambda \cdot E(T_g)$$
⁽⁹⁾

A fenti (9)-es egyenletben szereplő R_n a felszín sugárzási egyenlege, G a felszíni talajhőáram, H a szenzibilis hőáram és $\lambda \cdot E$ a látens hőáram a légoszlopban. Mindegyik tényező erősen függ T_g -től, azaz a felszín hőmérsékletétől, ezen kívül a szenzibilis és a látens hőáramok nagyságát további felszíni jellemzők befolyásolják. Az előbbit alapvetően az érdesség, tehát a felszínborítás jellege határozza meg, míg utóbbit inkább a nedvesség, ezáltal a talaj fizikai félesége.

4.1 Felszínborítás hatása

Vizsgáljuk meg alaposabban a szenzibilis hőáram egyenletét az alábbi (10) alakban:

$$H = \rho_a \cdot C_p \cdot \frac{T_g - T_a}{r_a},\tag{10}$$

ahol ρ_a a levegő sűrűsége, C_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, T_g a felszín hőmérséklete, T_a az adott z_a szintben levő levegő hőmérséklete, r_a pedig a felszín valamint a z_a szint közötti aerodinamikai ellenállás. A felszín érdessége az ra-n keresztül befolyásolja a H-t. Ugyanis, ha z_0 megnövekszik (pl. erdős terület a füves területhez képest), az r_a értéke lecsökken, ami a H erőteljes növekedését eredményezi, és így a PHR magasság jelentős emelkedéséhez is hozzájárul. Emellett az érdesebb felszín T_g hőmérséklete is nő. E változások nyomon követhetők a 8. és a 9. (T_g) , a 10. és a 11. (H), valamint a 12. és a 13. (PHR magasság) ábrákon.



8. és 9. ábra: A szárazföldi felszíni hőmérséklet (Tg vagy T_{skin}) területi eloszlása különböző felszínborítási típusok esetén (baloldalt: szántóföld), (jobboldalt: erdő)



10. és 11. ábrák: A szenzibilis hőáram (H) területi eloszlása különböző felszínborítási típusok esetén (baloldalt: szántóföld), (jobboldalt: erdő)



12. és 13. ábrák: A planetáris határréteg magasságának területi eloszlása különböző felszínborítási típusok esetén (baloldalt: szántóföld), (jobboldalt: erdő)

Látható például, hogy Alföld területén a szántóföld/legelő felszínhasználattal kapott felszíni hőmérséklet 42-44°C között alakult, míg erdő esetén 44°C felettiek voltak az értékek. A 9. és 10. ábrákon többek között az, hogy az erdő felszínborítás esetére az Alföld területén a szenzibilis hőáram 250-300 Wm⁻²-nek adódott, szemben a szántóföld/legelő esetével, ahol csak 200-250 Wm⁻²-nek. Az Alföld középső részein pedig a PHR magassága a szántóföld/legelő földhasználat alapján 2200-2400 m körül mozgott, az erdő esetében pedig 2600 m felett.

A z_0 értékének jelentős mértékű csökkenése (pl. füves terület az erdős területhez képest) esetén a hatás éppen ellentétes: a szenzibilis hőáram mértéke és a PHR magassága csökken.

4.2 Talajtextúra hatása

A felszínen az adott talajtípus nedvesség-tartalma határozza meg leginkább a látens hőáramot, ami befolyásolja a T_g felszíni hőmérsékletet, ezzel a T_g -Ta különbséget, így hatva a szenzibilis hőáramra is, ami a PHR magasságra gyakorol hatást.

Amennyiben a talaj relatív nedvesség-tartalma csökken (pl. homok talajtípushoz képest az agyagos talajtextúra) (13. és 14. ábrák), úgy a látens hőáram mértéke is kisebb lesz (15. és 16. ábrák).



13. és 14. ábrák: Relatív talajnedvesség-tartalom területi eloszlása különböző talajtextúrák esetén (baloldalon a homok talajtípus, jobboldalon az agyagos talajtípus)



15. és 16. ábrák: A látens hőáram területi eloszlása különböző talajtextúrák esetén (baloldalon a homok talajtípusa, jobb oldalon az agyagos talajtípus)

Ezt jól mutatja a közel 20%-kal kisebb relatív talajnedvesség-tartalmú agyag talajtextúra esetében kapott 300-350 Wm⁻² látens hőáram érték, amely 100 Wm⁻²-rel haladja meg a homok talajtípus esetében kapottat.

Figyelembe véve, hogy a felszín energiaegyenlege alapján a $\lambda * E$ és a T_g között is erős kölcsönhatás áll fenn (hiszen a párolgással csökken a felszín hőmérséklete), a látens hőáram csökkenésével a T_g (ill. a T_g - T_a) felszíni hőmérséklet növekszik.

Ez látható a 17. és a 18. ábra összehasonlítása során. A homok talajtextúrával kapott felszíni hőmérséklet az Alföld területén 40-42 °C körül, az agyag esetében 44 °C felett alakult.



17. és 18. ábrák: A felszíni hőmérséklet területi eloszlása különböző talajtextúrák esetén (baloldalon a homok talajtextúra, jobboldalon az agyagos talajtextúra)

Emiatt a szenzibilis hőáram nagyobb (19. és 20. ábrák) az agyag, mint a homok területe felett. Ezt mutatja a következő két ábra is, melyeken a homok talajtextúra esetében az Alföld területén 100-150 Wm⁻²-es érték, az agyag esetében pedig 300 Wm⁻² körüli érték adódott.



19. és 20. ábrák: A szenzibilis hőáram területi eloszlása különböző talajtextúrák esetén (baloldalon a homok talajtextúra, jobboldalon az agyagos talajtextúra)

Ugyanez a változás érvényes a PHR magasságokra is (21. és 22. ábrák), ahol szintén az Alföld területét vizsgálva, az agyag talajtextúrával kapott 2600 m-hez képest a homok talajtípus esetében csak 2000 m körülinek adódott a PHR magassága.



21. és 22. ábrák: A planetáris határréteg területi eloszlása különböző talajtextúrák esetén (baloldalon a homok talajtextúra, jobboldalon az agyagos talajtextúra)

Természetesen a relatív talajnedvesség-tartalom jelentős mértékű növekedésével ez a hatás éppen ellentétes: a látens hőáram nő és a PHR magasság csökken.

Végül megemlíteném, hogy az ábrákról több kisebb, általános információt is le lehetett olvasni. A vizsgálatok során a szenzibilis hőáram és a felszíni hőmérséklet jó egybeesést mutatott a PHR magassággal: a legnagyobb PHR magasság értékek az Alföldön, míg a legkisebbek a Dunántúlon fordultak elő. Előbbiért leginkább a már említett hőmérsékleti maximum, az utóbbiért egy kiterjedt felhősáv árnyékoló hatása volt felelős.

A numerikus szimulációk tehát arra világítottak rá, hogy a PHR magasság adott felszínborítás (valós talajtextúra eloszlás mellett), illetve adott fizikai féleség (valós földhasználat mellett) változásokra igen érzékenyen reagált, vagyis a sekély konvekció folyamata érzékeny nem csak a talaj nedvesség-tartalom, hanem a felszíni érdesség változásaira is.

5. Befejezés, következtetések

A planetáris határréteg magasságának a felszínborításra és a talajtextúrára való érzékenységét vizsgáltuk a WRF mezoskálájú modell-kutatásokra szánt verziójának alkalmazásával egy anticiklonális időjárási helyzetben. Az érzékenység kimutathatóságának érdekében a két leginkább eltérő talajtextúra és földhasználati típusra vonatkozóan végeztük az elemzést. Talajtextúraként homokot és agyagot, míg felszínborításként szántóföldet/legelőt, valamint erdőt használtunk az aktuális felszínborítási és talajtextúra területi eloszlási térképek mellett. Vizsgálatainkban a kiválasztott meteorológiai állapothatározók területi eloszlásait szemléltük. A futtatásaink 2012. július 5.-re vonatkoznak, elemzéseink pedig a 12 UTC-és időpontra. A légköri peremfeltételeket az FNL globális meteorológiai modellből, a talajadatokat az USDA talajadatbázisból, a felszínborításra vonatozó információkat pedig az USGS adatbázisból nyertük.

Az érzékenységek becsléséhez különbség-térképeket képeztünk. A PHR magasság különbségek területi eloszlása mozaikos volt, ehhez nagymértékben hozzájárult az időjárási helyzet is. Ennek megfelelően, a nyugati országrészen végighúzódó felhősávok miatt a különbségek kisebbek, míg a keleten, a derült idő következtében a különbségek jóval nagyobbak és területi eloszlásukban egyértelműen homogénebbek voltak. A talajtextúra és a felszínborítási típus változások esetében is közel 1000 m volt a legnagyobb PHR magasságbeli különbség, így a két hatás megközelítően összemérhető. Ezek alapján mondhatjuk, hogy a felszíni érdesség (a felszínborítási típus változásával az érdesség változott meg legnagyobb mértékben) fontossága összemérhető a talaj fizikai féleségének, azaz a talajtextúrának a fontosságával, legalábbis a PHR magasságok szempontjából. A vizsgálatok során egyes kölcsönhatások fizikáját is jobban megismerhettük.

E vizsgálatok kibővíthetők más érzékenységi vizsgálatokkal is. Például a talaj és jellemzőinek további részletesebb vizsgálata. A modern meteorológiának ezt a területét még mindig nem ismerjük kellő részletességgel, a modellekben történő alkalmazásokat illetően is szükség van további finomításokra. Például az amerikai talajadatbázis helyett a magyar HUNSODA, vagy MARTHA adatbázisok használatára való érzékenység kivizsgálása szintén érdekfeszítő lenne. Továbbá, érdemes lenne tovább vizsgálni a PHR magasság ilyen típusú érzékenységeit hosszabb időszakra. Izgalmas lehetne a

konvektív csapadék figyelembe vétele is, ezek felszínborítási típusokra való érzékenységét még nem elemeztük. Ezek az eredmények hasznosíthatók lennének a környezetvédelem, a mezőgazdaság, de a klímakutatás területén is.

6. Köszönetnyilvánítás

Ezúton is szeretném megköszönni mindazoknak, akik segítettek munkámban és hozzájárultak e szakdolgozat megszületéséhez, minőségéhez: Dr. habil. Ács Ferencnek, egyetemi docensnek, témavezetőmnek szakmai tanácsait és útmutató szavait. Breuer Hajnalkának az alapos odafigyelést, mellyel segítette munkámat és a modell működésének megértését. Külön köszönöm Gyöngyösi András Zénónak, hogy tanított a WRF használatára. Köszönettel tartozom az említetteknek a sok türelemért, tanácsért és az új ismeretekért, amivel munkámat és tudásomat gyarapíthattam.

7. Mellékletek

1. sz. melléklet:

1.	. táblázat: Magyarországra vonatk	ozó USGS	S felszínboríi	tási kategóriá	k és fontosabb			
	biofizikai paramétereik:							

Felszínborítási kategória	α	$\Theta_a (m^3/m^3)$	3	z ₀ (m)	K _T (W/mK)	$\frac{F_{sc}}{(W/m^2)}$	C _{sf} (J/K)
Városi és beépített terület	0,15	0.10	0.88	80	3	1.67	18.9E-05
Szántóföld, legelő	0,17	0.30	0.985	15	4	2.71	25.0E05
Öntözött szántóföld, legelő	0,18	0.50	0.985	10	4	2.20	25.0E05
Öntözött/nem- öntözött szántóföld, legelő vegyesen	0,18	0.25	0.985	15	4	2.56	25.0E05
Szántóföld, rét vegyesen	0,18	0.25	0.98	14	4	2.56	25.0E05
Szántóföld, erdőség vegyesen	0,16	0.35	0.985	20	4	3.19	25.0E05
Legelő	0,19	0.15	0.96	12	3	2.37	20.8E05
Bokros földterület	0,22	0.10	0.93	5	3	1.56	20.8E05
Legelő és bokros földterület vegyesen	0,20	0.15	0.95	6	3	2.14	20.8E05
Szavanna	0,20	0.15	0.92	15	3	2.00	25.0E05
Mérsékelt övi lombhullató erdő	0,16	0.30	0.93	50	4	2.63	25.0E05
Mérsékelt övi tűlevelű erdő	0,14	0,30	0,94	50	4	2,86	25,0E05
Babérlombú erdő	0,12	0,50	0,95	50	5	1,67	29,2E05
Örökzöld tűlevelű erdő	0,12	0,30	0,95	50	4	3,33	29,2E05
Vegyes erdő	0,13	0,30	0,97	50	4	2,11	41,8E05
Vízfelületek	0,8	1,0	0,98	0,01	6	0	9,0E25
Mocsaras terület	0,14	0,60	0,95	20	6	1,50	29,2E5
Erdős, vizenyős terület	0,14	0,35	0,95	40	5	1,14	41,8E5
Kopár, gyér növényzet	0,25	0,02	0,90	1	2	0,81	12,0E5
Lápi terület	0,30	0,40	0,90	1	5	0,62	12,0E5
Fehér homokos terület	0,70	0,40	0,90	1	5	0	12,0E5

Jelmagyarázat: α : albedó; Θ_a : rendelkezésre álló talajnedvesség-tartalom; \mathcal{E} : felszíni emisszivitás; z_0 : felszíni érdesség; K_T : hővezetési együttható; F_{sc} : talaj-hőfluxus; C_{sf} : felszín hőkapacitás;

2 sz. melléklet:

Talaj- textúra	b	F_{11}	Θ_{f}	Ψ_S	K_S	D_{Ws}	\varTheta_w	Q_{TZ}
Homok	2,79	-0,472	0,236	0,069	1,07E-6	0,608E-6	0,010	0,92
Vályogos homok	4,26	-1,044	0,383	0,036	1,41E-5	0,514E-5	0,028	0,82
Homokos agyag	10,73	-3,209	0,338	0,098	7,22E-6	0,187E-4	0,100	0,52
Iszapos agyag	10,39	-1,916	0,404	0,324	1,34E-6	0,964E-5	0,126	0,10
Agyag	11,55	-2,138	0,412	0,468	9,74E-7	0,112E-4	0,138	0,25
Homokos vályog	4,74	-0,569	0,383	0,141	5,23E-6	0,805E-5	0,047	0,60
Agyagos vályog	8,17	-1,297	0,382	0,263	2,45E-6	0,113E-4	0,103	0,35
Vályog	5,25	-0,327	0,329	0,355	3,38E-6	0,143E-4	0,066	0,40

2. táblázat: Egyesült Államokra vonatkozó talajparaméter értékek (homok, agyag, homokos illetve agyagos jellegű talajtextúrák esetén)

Jelmagyarázat: b: porozitási index; F_{11} : talaj hővezetési együtthatója; Θ_f : szabadföldi talajnedvesség-tartalom; Ψ s: telítési talajnedvességi potenciál; K_s : telítési vízvezetőképesség; D_{Ws} : talajvíz telítési diffúziós tényezője; Θ w: hervadásponthoz tartozó talajnedvesség-tartalom; Q_{TZ} : kvarc tartalom;

8. Irodalomjegyzék

ANDERSON, JAMES R.; HARDY, ERNEST E.; ROACH, JOHN T.; WITMER, RICHARD E., 1976: A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. USGS Professional Paper, 964. p.

Ács, F., 2005: On transpiration and soil moisture content sensitivity to soil hydrophysical data. *Boundary-Layer Meteorology*, **115**, p. 473-497.

ÁCS, F., HORVÁTH, Á., BREUER, H., és RUBEL, F., 2010: Sensitivity of local convective precipitation to parameterization of the field capacity and wilting point soil moisture contents. *Időjárás*, Vo. 114, No. 1-2, p. 39-55.

- BARTHOLY J., PONGRACZ R., 2010: Analysis of precipitation conditions for the Carpathian Basin based on extreme indices in the 20th century and climate simulations for 2050 and 2100. *Physics and Chemistry of Earth*, 35, p. 43-51.
- BREUER, H., LAZA, B., ÁCS, F., RAJKAI, K., HORVÁTH, Á. és WEIDINGER, T., 2011: A planetáris határréteg magasság és a talajtextúrák közötti kapcsolat vizsgálata. Légkör, 56. évfolyam, p. 103-110.
- BREUER, H., ÁCS, F., LAZA, B., HORVÁTH, Á., MATYASOVSZKY, I., és RAJKAI, K., 2012a: Sensitivity of MM5-simulated planetary boundary layer height to soil dataset: Comparison of soil and atmospheric effects. *Theoretical Applied Climatology*, Vo. **109**, Issue 3-4, p. 577-590.
- BREUER, H., ÁCS, F., HORVÁTH, Á., LAZA, B., MATYASOVSZKY, I., NÉMETH, P.,
 WEIDINGER, T., és RAJKAI, K., 2012b: A Sensitivity Study on the Soil Parameter-Boundary Layer Height Interrelationship. *ISRN Meteorology*, Vo. 2012, 7 p.
- CHEN, F., DUDHIA, J., 2001 : Couping and advanced land surface-hidrology model, with the Penn-State NCAR MM5 Modeling System, Part I. Model Implementation and Sensitivity. *Monthly Weather Review*, **129**, p. 569-585.
- DORMAN, J.L., SELLERS, P.J. 1989: A global climatology of albedo, roughness length, and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biospheric model. *Journal of Applied Meteorology*, 28, p. 833-55.

DICKINSON, R.E., 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version le as

Coupled to the NCAR Community Climate Model. *NCAR TECHNICAL NOTE*, NCAR/TN - 387. p.

- DRÜSZLER Á., 2011: A 20. századi felszínborítás-változás meteorológiai hatásai Magyarországon, Sopron, 137 p.
- DUDHIA, J. 1989: Numerical study of convection observed during the win-ter monsoon experiment using a mesoscale two dimensional model. *Journal of Atmospheric Sciences*, **46**, p. 3077-3107.
- FEDDEMA, J. J. 2005: A revised Thorntwaite-type global climate classification. *Physical Geography*, 26. p. 442-466.
- G. B. BONAN, 2008: Biogeophysical feedbacks between land cover and climate. *Geophysical Monograph Series*, Vol. **153**, p. 61-72.
- GUTMAN G., A.IGNATOV, 1998: The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. *International Journal Remote Sensing*, **19**, 8, p. 1533-1543.
- HAGEMANN S., 2002: An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models. *Report*, MaxPlanck-Institute for Meteorology, Hamburg, p. 336.
- HONG, SY., PAN, HL., 1996: Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium Range Forecast Model. *Monthly Weather Review*, **124**, p. 2322-2339.
- HONG, SY., DUDHIA, J., CHEN, SH., 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly Weather Review*, **132**, p. 103-120.
- DOUVILLE, H., J.-F. ROYER, és J.-F. MAHFOUF, 1995: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. *Climate Dynamics*, **12**, p. 21-35.
- JACQUEMIN, B., J. NOILHAN, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Boundary Layer Meteorology* **52**: p. 93-134.
- KAIN, J.S., J.M. FRITSCH, 1990: A One-DimensionalEntraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. *Journal of Atmospheric Science*, 47, p. 2784-2802.
- KAIN, J.S., J.M. FRITSCH, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. Meteor. Monogr., No. 24. American Meteorology Society, p. 165-170.
- KAIN, J. S, 2004: The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. Journal

of Applied Meteorology, 43, p. 170-181.

- MAHFOUF, J.-F., J. NOILHAN, 1991: Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in-situ data. *Journal of Applied Meteorology*, **30**, p. 1354-1365.
- MAHRT, L., H. L. PAN, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorology*, **29**: p. 1-20.
- MLAWER, E. J., S. J. TAUBMAN, P. D. BROWN, M. J. IACONO, és S. A. CLOUGH, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated kmodel for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, p. 102.
- NOILHAN, J., S. PLANTON, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, **117**, p. 536-549.
- PAN, H.-L., MAHRT, L., 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary-Layer Meteorology*, **38**:1-2, p. 185-202.
- RÁKÓCZI F., 1988: A planetáris határréteg, ELTE, Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 19-46.
- SKAMAROCK, W. C., 2008: A Linear Analysis of the NCAR CCSM Finite-Volume Dynamical Core. *Monthly Weather Review*, **136**, p. 2112-2119.

9. Internetes források

- A Description of the Advanced Research WRF Version 3 internetes elérhetősége: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf
- Az USGS Land Cover Institute (LCI) internetes elérhetősége: http://landcover.usgs.gov/usgslandcover.php
- ÁCS, F.: Felszín-légkör kölcsönhatás internetes elérhetősége: http://nimbus.elte.hu/~acs/pdf/OKTATAS/fel_leg_kol_2.pdf
- Global Land Cover Characterization internetes elérhetősége: http://edc2.usgs.gov/glcc/background.php
- LAZA B., 2012: A szimulált planetáris határréteg magasság érzékenysége a HUNSODA és MARTHA talajadatbázisok használatára, internetes elérhetősége: <u>http://nimbus.elte.hu/hallgatok/graduated/docs/MSc/2012/LazaBorbala_2012.pd</u> f
- L. MAHRT AND H. PAN, 1984: A two-layer model of soil hidrology internetes elérhetősége:

http://nml.yonsei.ac.kr/front/bbs/paper/lsm/LSM_1984-1_Mahrt_Pan.pdf

WENDL, B., 2009: WRF modell segítségével készült szélenergia becslések vizsgálata Mosonmagyaróvár térségére internetes elérhetősége:

http://nimbus.elte.hu/hallgatok/graduated/docs/WendlBernadett_2009.pdf