

WRF modell szimuláció összevetése a 2016-os magyar Atacama- expedíció méréseivel

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Berényi Alexandra

Témavezető:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi áttekintés	4
2.1 Változékony hegyvidéki domborzat	5
2.2 Sivatagi, félsivatagi felszínek	9
3. Adatok és kezdeti feltételek.....	11
4. A WRF numerikus prognosztikai modell.....	12
4.1 Az ARW főbb jellemzői	12
4.2 A modellszimulációk környezete.....	13
4.3 Szimulációk	14
4.4.1 Határréteg és turbulencia.....	18
4.4.2 Sugárzásátvitel	19
4.4.3 Felhőmikrofizika	20
4.4.4. Mélykonvekció.....	21
5. Eredmények	22
5.1 Parametrizációk változtatása.....	25
5.2 Talajnedvesség bemeneti adatainak módosítása.....	27
5.3 A domborzat módosítása	29
5.4 Hótakaró kivétele	31
6. Összefoglalás	33
Köszönetnyilvánítás	36
Irodalomjegyzék	37

1. Bevezetés

A meteorológia fiatal tudomány, halmozottan igaz ez a számszerű időjárás előrejelzésre, a numerikus prognosztikára. A meteorológia ezen tudományágának kezdetét 1922-re tehetjük, ekkor jelent meg Richardson könyve, amelyben a szerző leírja, hogy véges különbséges módszerrel, 45 perces időlépcsővel próbálta megoldani a HTER alapján konstruált modellt. Az előrejelzés nem volt jó (mert nem volt stabil a numerikus megoldás), emellett jól több időbe telt a kiszámítása, mint az előrejelzett időtartam.

A numerikus modellezés fellendülését a 20. század második felében a műszertechnika és a dinamikus meteorológia fejlődése is elősegítette, emellett ekkorra már rendelkezésre állt megfelelően gyors és nagy teljesítményű számítógép, amivel a számításokat el lehet végezni. Mára már szuperszámítógépeken futtathatunk időjárás-előrejelző modelleket, mindössze pár kilométeres felbontással.

Korántsem mondhatjuk ugyanakkor, hogy a numerikus prognosztika területén mindent elértünk, számtalan újítást, fejlesztést végezhetünk a már meglévő modelleken is. A mai kor meteorológiájának ugyanúgy feladata a modellfejlesztés, mint a mérőműszerek pontosítása és a meteorológiai mérőhálózatok fejlesztése. Az, hogy egy modell jól használható egy bizonyos területen, nem azt jelenti, hogy más körülmények folyamatait is megfelelően tudja reprezentálni.

Számos környezetben és felszíneken, számos időjárási helyzetekre és légköri folyamatokra folyik szimulációk futtatása különböző beállításokkal és újfajta parametrizációkkal, amik aztán adaptálhatóak a modellbe is, ezzel elősegítve a fejlesztését és a széleskörű felhasználását.

Szakdolgozatomban a WRF (Weather Research and Forecasting) modell szimulációit fogom felhasználni, és az Atacama-expedíció méréseinek segítségével megpróbáljuk közelíteni a szimulációk eredményeit a mért adatokhoz. Az Atacama-expedíció egyedüli a maga nemében. Amellett, hogy a világ egyik legszélsőségebb környezetében folynak a kutatások, ez a legmagasabb pont a világon, ahol felállítottak felszíni meteorológiai mérőállomást. Az innen származó adatok ezért teljesen egyedülállóak, és részét képezhetik egy viszonylag ismeretlen terepen a modellek tesztelésének. Szeretnénk vizsgálni, hogy a modell miként viselkedik az extrém időjárás és felszínformák mellett, és milyen módszerrel lenne közelíthető a modell futtatásának eredménye a ténylegesen mért adatokhoz.

2. Irodalmi áttekintés

Az Andok éghajlata és időjárási viszonyai általánosságban ismertek (*Garreaud, 2009*), a magasabb szélességek trópusi befolyásától kezdve a magashegységi éghajlaton keresztül a déli területek óceáni éghajlatáig. Több klímamodellezéssel (*Walsh, 1993; Garreaud és Aceituno, 2001; Campetella és Vera, 2002*) vagy eseti modellezéssel foglalkozó tanulmány (*Garreaud és Fuenzalida, 2007*) is taglalja az Andok befolyását a dél-amerikai kontinensre, vagy akár az egész déli hemiszférára.

A Száraz-Andok vidéke bolygónk legextrémebb környezetei közé tartozik. A területen, amely Dél-Amerika vulkanikus hegységének legmagasabb részeit foglalja magában, ahol közel negyven hegycsúcs emelkedik 5500 m felé, az éghajlat hideg és száraz. A vizsgált terület, a Puna de Atacama a Hadley-cella és Ferrel-cella találkozásánál fekszik (a leáramlási zónában), ezért a csapadék évente mindössze 150–200 mm között mozog, és nagyjából 5000 méter feletti magasságban kizárólag hó formájában hullik, ahol a lehullott hó nagy része (70%-a) az alacsony nyomás és hőmérséklet következtében elszublimál. (*Messerli et al., 1997*)

Az Ojos del Salado ezen a szélsőséges helyen is kiemelkedő, ugyanis a szunnyadó vulkán 6893 méteres magasságával Földünk legmagasabb (a Föld középpontjától számítva) hegycsúcsa, illetve itt húzódik legmagasabban a hóhatár, közel 7000 méteren (*Clapperton et al., 1994*) és 2014 óta ez a világ legmagasabb – magyarok által – beműszerezett helye. A változékony domborzat és az extrém szélsőséges éghajlati és időjárási állapotok miatt sok problémát vet fel a szimulációkban. Emellett, mivel ez a vidék ritkán lakott így nincsenek rendszeres mérést biztosító felszíni mérőállomások kihelyezve, ahonnan adatok lennének nyerhetők az állapotathatózóinkkal kapcsolatban, ezért sok kutatás nem állt rendelkezésemre direkt a Száraz-Andok időjárásának vagy éghajlatának modellezésével kapcsolatban.

Így az irodalmak keresésénél főleg a változékony domborzatú, hegyvidéki területek modellezése, és az itt felmerülő modellezési problémák jelentették a fő vonalat, mivel a szimulációk során sokszor kerültünk szembe hasonló szituációkkal. Itt főként maga a felszín komplexitása jelentette a fő problémát, nem az itt kialakuló, önmagában is szignifikáns időjárási jelenségek, vagy a szélsőséges éghajlat. Ezek a kutatások főként a felszín okozta hibákat próbálják fellelni, illetve az azzal kapcsolatos eltéréseket.

Emellett áttekintem a terület száraz, magashegységi éghajlati volta miatt a sivatagi, száraz, glaciális és hóval borított környezetek és az extrém területek jellemzőihez, és szimulációs reprezentálásukhoz tartozó irodalmat.

2.1 Változékony hegyvidéki domborzat

A hegységek és a komplex felszínnek időjárásának előrejelzése igen bonyolult és kihívó feladat a numerikus modellezés szempontjából, ugyanis nem csak azzal lehet probléma, hogy a modell nem képes pontos előrejelzést produkálni, de azzal is, hogy még kellően finom rácsfelbontás mellett is az összetett felszíneket a modell nem tudja megfelelően reprezentálni, és így a modell által felhasznált felszín nem egyezik meg a valósággal.

Ebben az esetben kiemelten fontos a rácsfelbontás nagysága, de a rácsfelbontás csökkentése nem feltétlen javítja az előrejelzés pontosságát. *Mass et al. (2003)* az észak-amerikai numerikus prognosztikai program keretében beszámol arról a problémáról, amit az egyes mezők felbontása és az előrejelzés hibáinak összefüggései során tapasztaltak. Az általuk operatíván alkalmazott 36, 12 és 4 km-es felbontás során a hibák szignifikánsan csökkentek a 36 km-es felbontásról a 12 km-esre áttérve, de ugyanezt nem tapasztalták a 4 km-es felbontásnál. *Zhang et al. (2013)* tanulsága szerint a nagyobb felbontással kevésbé tér el a modell által alkalmazott felszín domborzata a valóságtól, viszont így is keletkezhetnek számottevő eltérések. Még az 1,33 km-es rácsfelbontás sem garantálta az egyezést a földfelszín között, és bár a felszínközeli hőmérséklet előrejelzése javult (a külső mező átlagos abszolút hibája (MAE) 4 °C fölötti volt, a legbelső mező esetében ez az érték 2 és 3 °C közé esik). A szélesség és szélirány számítása 12 km-es felbontáson jobb eredményeket adott (3 m/s alatti MAE), mint 4 km-en (MAE=3,5 m/s), és mint 1,3 km-en is (MAE=3 m/s). Két légköri állapotra vizsgálták a modell eredményeit: erős szinoptikus befolyásra, és gyengébre, mikor a lokális befolyás jobban érvényesül, mint a szinoptikus. Általánosságban a hibák az előrejelzésben nagyobbak voltak nagy szinoptikus befolyás alatt, míg az ellenkező esetben – szignifikáns tényező hiányában –, a hibák inkább napi menetet követtek. *Marjanovic et al. (2014)* hasonló kutatást végzett, és rácsfelbontás tekintetében hasonló problémával találta magát szemben, ugyanis a legbelső mező esetében a mért szélességből számított átlagos négyzetes hiba (RMSE) – aminek értéke 3,06 m/s – és a modell által számolt között nagyobb volt a különbség, mint az egyel durvább felbontású mezőben, ahol az RMSE értéke 2,93 m/s volt. Ebben az esetben is szinoptikus befolyásra, illetve sima, és komplex felszínre lettek vizsgálva a modelleredmények, kifejezetten a szélesség figyelembe vételével. Az eredmények hasonlóak lettek, erős szinoptikus befolyás alatt nagyobb hibák, akár 10 m/s sebesség eltérések is voltak a szélesség előrejelzésében, és szignifikáns hiba általában a hidegfront utáni szélességekhez köthető. Szinoptikus hatás nélkül, a szélesség maximumának értéke, változatos felszín esetében

8 m/s körül alakult.

A komplex felszín tehát nagyban nehezíti a felszíni légköri folyamatok előrejelzését. Az, hogy a modell komplex felszín esetében érzékeny a szélesség és szélirány előrejelzésre, nem új keletű probléma. *Jiménez et al. (2012)* a Pireneusokra vizsgálta a felszíni szél előrejelzését, amelyben a modell a tapasztalatok szerint felülbecsülte a szélességet a domb- és hegytetőkön, viszont alulbecsülte a völgyekben és a hegyek között. Illetve a modelleredmények pontosan ellenkező napi ciklust mutattak, mint a mérések.

Az eddig taglalt, nagyrészt rövidtávú előrejelzéseken alapuló kutatásokon kívül tesztelik a modelleket hosszú távú, éghajlati kutatásokra is mind komplex, mind sima felszínen is.

Awan et al. (2011) ensemble előrejelzésen alapulva vizsgálta a WRF és az MM5 modellek eredményeit az Alpokban, az ECMWF dinamikai leskáázása után 10 km-es felbontással. Mivel az Alpok a legsűrűbben lakott magashegység, ezért a megfelelő sűrűségű kihelyezett mérőállomás térben is elég adatot szolgáltat magashegységi területek légköri folyamatainak vizsgálatára. Két méteres hőmérsékletet és a csapadékot vettek figyelembe éves, hónapos átlagra, ugyanolyan időjárási helyzetben, viszont többfajta parametrizációs sémát használva. Eredményeik szerint a WRF hajlamos volt magasabb hőmérsékleti előrejelzéseket adni a téli időszakban, és alacsonyabbat a nyári időszakban. Bár a hőmérséklet változékonyságát túlbecsülte a modell, a mért értékektől való eltérés éves átlagban $-1,12\text{ °C}$ és $1,33\text{ °C}$ között mozog, azonban az egyes parametrizációk közötti eltérések átlagosan is minimális értéként $1,5\text{ °C}$, maximális értéként pedig 4 °C eltérést produkáltak. Az egyes sugárzásátviteli és mikrofizika sémák közötti váltás $0,35\text{ °C}$ fokos eltérést az átlagtól rögtön $-1,3\text{ °C}$ fokra számolta. Ezzel ellentétben a mélykonvekciós parametrizációk változtatása felülbecsülte a hőmérsékletet. A csapadékmennyiséget felülbecsülte a modell, de az eredmények kiértékelése azt sugallja, hogy kevésbé érzékeny a parametrizációs változtatásokra, mint a hőmérséklet. A vártnál magasabb értékek tavasszal és nyáron keletkeztek, ennek pedig az erős orografikus konvekció volt az oka. Az átlagos eltérés $0,13$ és $1,51\text{ mm/nap}$ közé esett, a legnagyobb eltérés pedig 5 mm/nap körül alakult az Alpok délnyugati részein.

A parametrizációs sémákon túlmutatva a kutatás rámutat arra, hogy a modell-előrejelzésben fellelhető hibák nagyon sok mindentől függenek, mint például a bemeneti és határréteg adatoktól, a mezők számától és nagyságától, a horizontális és vertikális felbontástól, illetve a talaj és növényzet karakterisztikájától egyaránt. Ezzel együtt véve az

előrejelzések hibáját szignifikánsan csökkenthetné az adott területhez illeszkedő modellbeállítások használata.

Egy hasonló éghajlati modellezés *Argüeso et al. (2011)* eredményei is ezt igazolják. Ebben az esetben Andalúzia hegyvidéki részén végeztek kutatásokat és az eredményekben a határréteg, a mikrofizika és a mélykonvekció parametrizációjának befolyását vizsgálták a csapadék előrejelzésre. A modell ezekben az esetekben is túlbecsülte a csapadékkéteket, viszont megfelelően kezelte a mediterrán terület évi ciklusát. A hibák nagyrészt a határréteg és a mélykonvekció parametrizációkból eredtek, míg a mikrofizika sémák változtatása alig eredményezett különbségeket az eredményekben. A maximumok becslése esetében a parametrizációk változtatása nem okozott nagy eltérést a hegyvidéki állomások esetében, éves átlagban is 3°C az alulbecslés. A hónapos átlagokra számolt RMSE a hegyvidéki állomás esetén több 2,5 °C, a határréteg és a mikrofizika parametrizáció változtatásával ezt az értéket 2,2 °C-ra sikerült csökkenteni. Az átlagos négyzetes hiba egyébként a hegyvidéki állomásoknál volt a legmagasabb, más földrajzi paraméterekkel rendelkező mérőállomások esetében (alacsonyabb, sík területeken) az RMSE értéke maximum 2°C közelében mozgott.

A csapadék előrejelzés tanulmányozása egyébként is széleskörű a magashegységi időjárás, illetve klimatológiai modellezések során, tekintve, hogy a magas domborzat orografikus akadályt jelent a légtömegeknek. Számos tanulmány vizsgálja a csapadék és a hegyvidéki felszín kapcsolatát (*Anders et al., 2006; Ochoa et al., 2014*), ugyanakkor a csapadék mennyisége és a szélsébség közötti összefüggés is lényeges a szimulációk futtatása során. *Barrett et al. (2009)* esettanulmánya 2008 őszén egy hidegfront hatását vizsgálta az Andokra, két szimuláció során. Az egyik szimuláció a valós felszíni körülményeknek megfelelően szimulálta az időjárási folyamatot, így kapott az Andok lejtőin esetenként több mint 25 ms⁻¹ sebességű szelet, és hozzávetőlegesen 10–15 mm háromórás csapadékot. A második szimuláció futtatása előtt a tengerszint feletti magasságot a 20%-ára csökkentették le. A szimuláció eredményeként mind a szélsébség, mind a csapadék mennyisége szignifikánsan lecsökkent, esetenként nem is jelzett előre a modell csapadékot a teljes mezőre egyáltalán, vagy nem ott, és nem olyan mértékben, mint az eredeti modellfuttatás során. *Favier et al. (2009)* ugyancsak a csapadék mennyiségét vizsgálta térbeli eloszlás alapján. Eredményei szerint a csapadék mennyisége egyre növekszik a hegycsúcsok felé haladva. A WRF eredményei itt nem voltak figyelembe vehetők, ugyanis egyszerűen minden pontra túlbecsülte a csapadék mennyiségét, ezért a GFS adatait használva értelmezte a csapadék, a felszín, és a szélsébség hármasságának összefüggését. Az eredmények ellenőrzése már nehezebb feladat volt, ugyanis víztározók mérései mellett, egy

hegyvidéki állomás adatai álltak rendelkezésre. A GFS által szolgáltatott adatok a csapadékos napok előfordulásáról megegyeztek a mért adatokkal. Illetve a csapadékmennyiség növekedése a magassággal is igazolható, ha eltekintünk a mérőpontok térbeli elhelyezkedésétől, ugyanis volt olyan mérőpont, amelynek tengerszintfeletti magassága a modell által használt felszínmagasság alatt volt. A modell így több csapadékot adott, mint az a valóságnak megfelelt. A csapadék mennyiségének növekedése a magassággal az erős szélfüggés következménye – a nedvesség fluxusának változásán keresztül. A WRF hajlama, hogy a szélességet felülbecsli és a szél-csapadék összefüggésnek a kettőse, okozhatja a csapadék felülbecslését is. Bár a tanulmány nem részletezi, hogy a WRF hogyan, és miért becsülte felül a csapadék mennyiségét, a probléma eredhet a szélesség számításából is.

A magashegységek egyik legfontosabb tényezője a komplex felszín mellett a hóval borítottság (*Xiao és Duan, 2016*), amely a hó-albedo hatáson keresztül fontos szerepet játszik a levegő hűtésében. A hó jelenléte a felszínen szignifikánsan befolyásolja az energiaháztartást, illetve a magas reflexió miatt befolyásolja a felszín melegedését is. A hóréteg vastagsága szintén befolyásoló tényező, ugyanis minél vékonyabb a hóréteg, annál kisebb a hűtő hatás. Ezért lehet, hogy a negatív hőmérsékleti anomália az olvadás során már hamarabb eltűnik, mint maga a hóréteg. Bár az Andokban magasan van a hóhatár, időszakos hóval borított térségek megjelenhetnek, igaz ez a kiemelkedő hegycsúcsokra és környezetükre, mint az Ojos del Salado. A glaciális területek már megközelítik a vulkáni terület felszínét és talajtextúráját, tekintve, hogy a jéggel és hóval borított területeken kívül a felszín törmelékes kőzet. A terepi és éghajlati viszonyok tehát hasonlóak. *Collier et al. (2013)* a Karakoram vidékéről készített értekezése a Bartolo gleccser környékén lévő meteorológiai állomás adatsorát felhasználva a WRF és egyéb modellek eredményét tesztelte, figyelembe véve a felszíni körülményeket is. A modell megfelelően becsülte a szélességet, a légnyomásváltozás tendenciáját, illetve a hőmérséklet periodicitását, viszont a számított hőmérsékleti értékek nem voltak annyira szélsőségesek, mint a mértek, és inkább a magasabb értékek felé tolódtak el. Ennek oka a modell által használt tengerszint feletti magasság és a tényleges magasság közötti közel 300 m különbség, és az ebből fakadó nagyobb felszínre érkező rövidhullámú sugárzás, ugyanis a modell magasabban lévő pontja 120 Wm^{-2} többlet sugárzást nyelt el, mint a valóságban. Az átlagos eltérés körülbelül $4 \text{ }^\circ\text{C}$, mind alul- mind felülbecslés esetében, de előfordulhatott $6\text{--}7 \text{ }^\circ\text{C}$ fokos eltérés is. A szélsőértékek eltolódása lehetségesen annak köszönhető, hogy a tényleges és a modell által használt felszínek nem ugyan olyan tulajdonságokkal rendelkeznek. Ezt a problémát az

okozhatja, hogy míg a mérőállomás talaja törmelékes kőzet, addig a modell jéggel és hóval borított felszínnek veszi a területet.

2.2 Sivatagi, félsivatagi felszínek

Olyan területeken, ahol az éghajlat miatt a csapadék- és felhőképződés nem számottevő, sem a mikrofizika, sem a mélykonvekció nem játszik nagy szerepet. A vegetáció hiányában, vagy csak nagyon gyér növényzet esetén, a fő folyamatokat lokális skálán a felszín-légkör kölcsönhatások fogják jelenteni, és ennek modellezése a feladat a szimulációk során. A felszíni hőmérséklet és a fluxusok szignifikáns szerepet játszanak az energiamérleg alakításában.

A WRF-ben használt Noah felszínmodell viselkedését vizsgálta *Zeng et al. (2012)* száraz, kősvatagos talajon a nevadai Desert Rock és a tibeti Gaize mérési adataira hagyatkozva. A tanulmány célja a modell igazítása a mért adatokhoz. A kezdeti futtatások esetén a modellnek nem sikerült megfelelően előrejelezni a felszíni hőmérséklet alakulását, a nevadai sivatagban 7 °C, Gaize területén pedig 12 °C fok volt az eltérés a mért és a modell eredmények között. Számos modellbeállítás és tényező, mint például a minimum szélsősebesség megadása után a modell már megfelelően közelítette a felszíni hőmérséklet napi ciklusát, és a maximum eltérések 1–2 °C körül alakultak. *Hong et al. (2009)* szintén Noah felszínmodellt alkalmazta a WRF-ben, és az NDVI index segítségével vizsgálta a vegetáció hatását a felszín-légkör kölcsönhatásokra és a talajnedvességre. Az NDVI index az adott terület vegetációs aktivitását fejezi ki. A szimulációkban használt formula alapján a vegetációs aktivitás 0, sivatagi talajok esetén (ahol semmilyen növényzet sincs), és 1-hez közelít nagy aktivitás esetén. A négy legfontosabb változó számítása után, ami a látens hőáramot, a szenzibilis hőáramot, a hőfluxust, a felszíni hőmérsékletet, illetve a talajnedvességet foglalta magában, három esetet különböztetett meg az értékelés során. Az első, száraz időszakot, majd egy csapadékosabb időszakot, végül a csapadékos eset után egy második száraz időszakot. A felszíni hőmérsékletet itt is alulbecsülte a modell, mint az előző esetben, a csupasz felszín vizsgálatánál, a modell 0,1 m³m⁻³ többlet talajnedvességet adott a teljesen száraz időszakban. Míg a csapadékos, és a második száraz időszakban ez az érték a csapadék miatt a mérthez közelebb értéket adott. Mivel a látens hőáram meglehetősen érzékeny a talajnedvesség mértékére és változására, ezért ebben a szimulációban a látens hőáram értéke is felülbecslésre került, ennek az átlagos eltérése a mért adatoktól az időszakban 47 Wm⁻².

A Loess-fennsík energiamérlegének vizsgálata során *Wang et al. (2010)* tanulmánya kitér

arra, hogy az energiamérlegben résztvevő állapotváltozók nagyban befolyásolják a léghőmérséklet, a légnedvesség, a csapadék, és a nettó sugárzás alakulását, amik közvetlenül befolyásolják az éghajlatot, ezért a felszíni fluxusok és a felszíni hőmérséklet megfelelően pontos számítása elengedhetetlen a modellben.

3. Adatok és kezdeti feltételek

Az Atacama-expedíció célja a klímaváltozás okozta változások monitoring vizsgálata az Ojos del Salado-n. Terepi mérésekkel igyekszik feltárni a környezet alapjelenségeinek átalakulását, a jég- és vízjelenségek megváltozását, tekintve, hogy az Ojos del Salado hóhatár magassága miatt itt követhetőek figyelemmel legjobban ezen jelenségek vertikális megváltozásai. Az expedíció 2014-ben kezdődött, mikor különböző műszerek kerültek fel az 5800 méter magasan felállított Tejos-táborba, és két évig mértek különböző víz- és jégjelennel, illetve talajállapottal összefüggő állapotváltozókat.

2016-ban, mikor az expedíció kutatói újból ellátogattak a mérések helyszínére, egy meteorológiai mérőállomást is felállítottak a vulkán csúcsához közel, 5830 méteren. [1- Atacama-blog] A mintegy 18 mérőműszer sík, sziklás talajon, állandó napfénynek kitett helyen lett elhelyezve, és február elején 5 napon át 5 perces időintervallumokban mért többek között hőmérsékletet, szélsebességet, sugárzást, talajhőmérsékletet és talajnedvességet. Sajnos a két méteres hőmérséklet szenzorának összeköttetése nem volt jó, így helyette a szenzor dobozában hőmérsékletét használtuk fel az adatfeldolgozás során.

Ahhoz, hogy az adatokat össze lehessen hasonlítani a szimulációs eredményekkel, óras átlagokat számoltam belőlük, így lett 90 óra mérési adat, aminek az első eleme UTC szerint a február 10.-ei 19:00 és 20:00 között mért adatok átlaga.

A szimulációk futtatását megelőzi a kezdeti- és peremfeltételek megadása. A kezdeti feltételként szolgáló bemeneti adatokat a Global Forecast System (GFS) globális modell szolgáltatja, amit az Egyesült Államok Nemzeti Éghajlati Adatközpontja futtat. Analízis adatokat használva az adatok 00, 06, 12 és 18 UTC-s időpontokban állnak rendelkezésre, 0,5° horizontális felbontásban. A peremfeltételeket, amelyek a modell térbeli kezdeti feltételei – a modellterület oldalain, és a tetején, az alsó határfelület a felszín – a *real.exe* program készíti el a GFS adatokból minden 6 órára a szimulációk futtatása előtt.

4. A WRF numerikus prognosztikai modell

A fizikai, légköri folyamatok leírása matematikai úton történik, legtöbbször differenciálegyenletekkel. Ezeknek az egyenleteknek a megoldásait azonban nem mindig tudjuk megadni egzakt formában, ezért a hidro-termodnamikai egyenletrendszerre és a légköri folyamatok leírására is közelítő megoldásokat alkalmazunk, amiket kizárólag numerikus számításokkal tudunk megadni, tekintve, hogy a számításokat térbeli rácspontokra, időlépésekre kell kiintegrálni, ez a feladat nem megoldható manuális módon.

A numerikus prognosztika napjainkban a meteorológia egyik legdinamikusabban fejlődő ága, az időjárás előrejelzés alapja. Azonban a numerikus prognosztikai modelleket nem csupán előrejelzésre használhatjuk, alkalmazhatóak kutatásra, a légköri folyamatok szimulálására, diagnosztikai összefüggések keresésére.

A WRF (Weather Research and Forecasting) egy numerikus prognosztikai modell, melyet mind operatív, mind kutatási célokra is felhasználhatunk. A fejlesztése szét van osztva különböző amerikai egyetemek és intézmények között, mint például a National Center for Atmospheric Research's (NCAR) között, de a támogatások koordinálását az University Corporation for Atmospheric Research (UCAR) végzi. [2 - Alkalmazott számszerű előrejelzés] A modell egyik fejlesztési vonala a Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM), amit operatív, illetve az Advanced Research WRF (ARW), amit kutatási célokra fejlesztenek (*Skamarock et al., 2008*), és a továbbiakban is ezt fogjuk használni.

Maga a WRF nyílt forráskódú, bárki számára hozzáférhető, emellett magas szabadsági fokkal rendelkezik a választható opciók tekintetében, ez azonban bizonyos fokú veszélyt is magában rejt, ugyanis nem hozzáértő kezekben a modelleredmények nem reprezentálják megfelelően a légköri folyamatokat (*Breuer és Mona, 2014*).

4.1 Az ARW főbb jellemzői

A WRF (*Skamarock et al., 2008*) egy három dimenziós modell, a kormányzó egyenletei teljesen összenyomhatóak és nem-hidrosztatikusak. Horizontálisan Arakawa C-grid, ami a skalár változókat a rácspont középpontjába helyezi, a horizontális vektoriális változókat, - ami ebben az esetben a kelet-nyugati (u) és az észak-déli (v) irányú szélkomponens - a rácsra interpolálja. Vertikálisan tömeg alapú diszkretizációt használ, felszínkövető η koordinátarendszert, ami felírható a következő formában:

$$\eta = \frac{p-p_t}{p_s-p_t} \quad (1)$$

ahol p a nyomás hidrosztatikai komponense, p_s a felszíni légnyomás, p_t pedig a légkör tetején lévő légnyomás. A modellben manuálisan is megadható η értéke, illetve automatikusan osztáspontok megadásával, egyenlő $\Delta\eta$ szintek is adhatók.

Az előrejelzési feladat megoldása szempontjából két típust különböztetünk meg. Az egyik az idealizált, ilyenkor a modell az általunk megadott meteorológiai adatsort fogja kezdeti feltételként felhasználni, és a peremfeltételeknek nem kell feltétlenül változniuk. A másik a realizált, mely során a kezdeti értékeket egy másik modell bemeneti adatai szolgáltatják. A továbbiakban csak a realizált megoldással foglalkozunk, ennek alapján fogom bemutatni a WRF működését, és a szimulációk futtatásának módját.

4.2 A modellszimulációk környezete

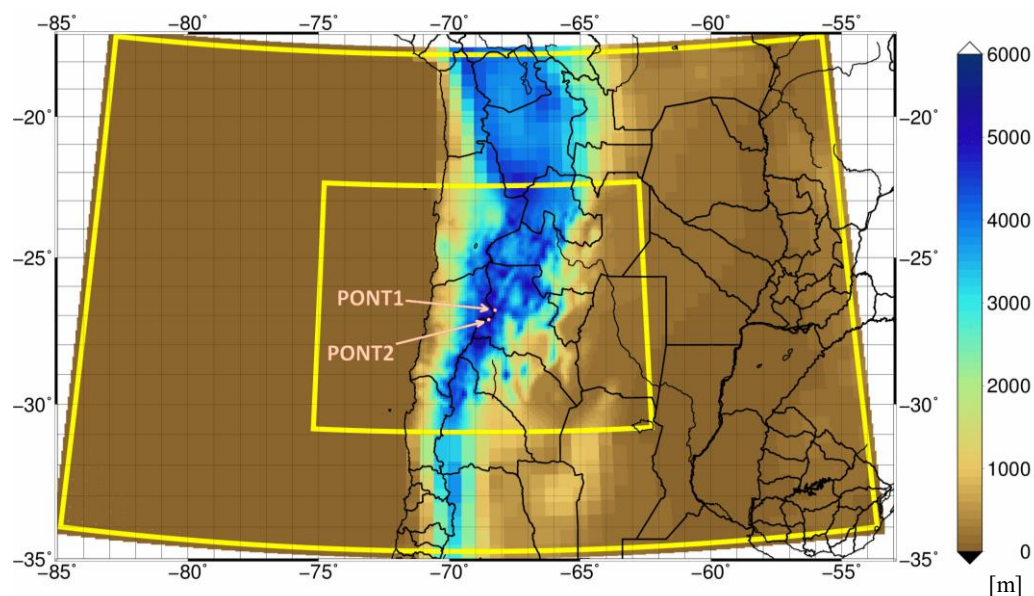
Minden szimuláció két, egymásba ágyazott mezőben futott. A nagyobb – és ezért nagyobb rácsfelbontással rendelkező mező – úgy lett megválasztva, hogy magába foglalja a dél-amerikai kontinens egy tágabb környezetét, és annak befolyását a belső mezőre és ezzel együtt a vizsgált pontra, így a nyugati óceánpart egy 2500 méter hosszúságú szakaszát, a Pampák nagy részét, és az Andok hegyvonulatainak legmagasabb és legszélesebb kiterjedését (*1. ábra*). Ebben a mezőben, nagyságára való tekintettel érvényesülni tudnak a nagytérségi folyamatok. Itt azonban 50 km-es rácsfelbontást alkalmaztunk, amivel nem lehet megfelelően szimulálni a kisebb skálájú folyamatokat. A belső mező, a d02-es, már 10 kilométeres rácsfelbontással rendelkezik, és egy kisebb területet ölel fel, amely nagyrészt a hegyvonulatra koncentrálódik, de tartalmazza a hegység nyugati lábánál elterülő Atacama-sivatagot, és a partszakasz 1000 kilométeres hosszát.

A modellterületen 2 pontot jelöltünk ki a validációhoz. Az 1. pont (PONT1) a mérések földrajzilag pontos helyére vonatkozik, de ez a rácspontra csak 4776 méteres magassággal szerepel a modellben. Ezért egy másikat is kiválasztottunk (PONT2) közel a PONT1-hez, melynek magassága már 5408 m.

A mezőnél fontos megjegyezni az ún. relaxációs zónát, amely a mező pereme körül található, pár rácspontnyi szélességű terület (esetünkben 7), amely a külső tartományból érkező és a belül található információkat hivatott összesítmítani, "relaxálni". Erre azért van szükség, mert a valóságban a különböző folyamatok nem a mező pereméig érvényesülnek, illetve a mezőre nem csak a mezőn belüli folyamatok vannak hatással, hanem az azon kívüliek is. Ahhoz, hogy a számítás megoldható legyen, a peremen definiálni kell a határfeltételeket, így minden határpontra meg van adva minden határfeltétel. A túlhatározás

viszont numerikus zajt generál a modellben, amit a peremeknél a két mező egymásba simítása old meg, így ez a rész nem része az előrejelző zónának, nem használható.

[2 - Alkalmazott számszerű előrejelzés]



1. ábra. A vizsgált terület tengerszint feletti magassága, és a két WRF mező földrajzi elhelyezkedése. A külső mező 50 km-es, a belső 10 km-es horizontális felbontással rendelkezik.

A szimulációk által lefedett időintervallum maximum 5 nap és 12 óra, amely a mérési intervallum előtti időszakról, és az utána következőről is tartalmaz adatokat. Időtartamban két fajta szimulációt futtattam. Az első esetben a szimulációk hossza 24 óra, így ebből az egész intervallumra 5 darab van, és egy 12 órás a fennmaradó időtartamra. A második esetben pedig egyetlen, a mérési időszakot egészében lefedő 126 órás szimuláció készült. Minden esetben az első szimuláció kezdeti időpontja február 10.-e 00 UTC, amely a mérési időpontot 19 órával előzi meg. A végpont a szimulációk hosszától függően változhat, a 24 órás futtatások esetében ez UTC szerint február 15.-e 12 óra, a 126 órás futtatások esetében pedig reggel 6 óra.

Az összes szimuláció azonos modellbeállításokkal futott – a parametrizációktól eltekintve –, az eredmények kiíratása pedig óránként van megadva.

4.3 Szimulációk

Az első szimulációk futtatásánál a parametrizációk változtatásán és az azok által kifejtett hatáson volt a lényeg. Összesen három fajta parametrizáció 7 darab sémáját vettük figyelembe. Ezek rendre a felhő mikrofizika, a sugárzásátvitel, és a határreteg parametrizációk voltak. A kezdeti futtatás sémáihoz képest mindig csak parametrizáción változtattunk. A referenciat futtatás parametrizációnak beállításai az 1. táblázatban találhatóak.

Az összes sémát a szimuláció nevével együtt tematikusan tárgyalja a 2. táblázat.

1. táblázat. A referencifuttatás során alkalmazott parametrizációs sémák.

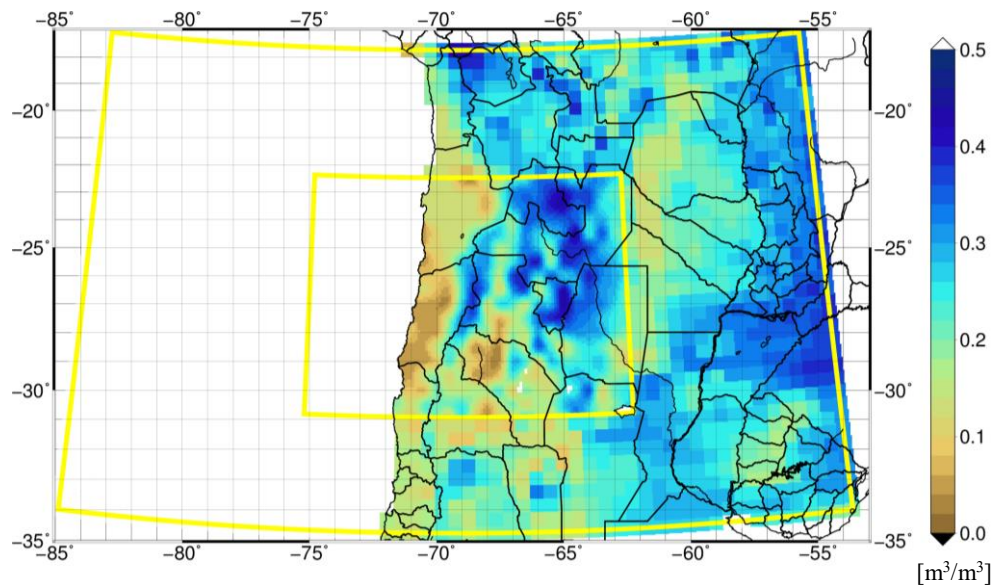
Parametrizáció	Sorszám
Felhőmikrofizika	WSM5 – egy momentumos, 5 felhőelem
Hosszúhullámú sugárzás	RRTMG
Rövidhullámú sugárzás	RRTMG
Felszíni folyamatok	Noah séma
Határréteg	Yonsei University séma (YSU)
Mélykonvekció	Egyszerűsített Arakawa-Schubert

A referencia szimulációhoz sorban a felhőmikrofizika WSM5, a rövid- és hosszúhullámú sugárzásátvitel RRTMG, a határréteg pedig YSU (Yonsei University) séma volt alkalmazva. A többi parametrizáció nem lett változtatva, kivéve a felszín közeli réteg parametrizációját, amely egyes határréteg sémák összeférhetetlensége miatt változtatásra szorult.

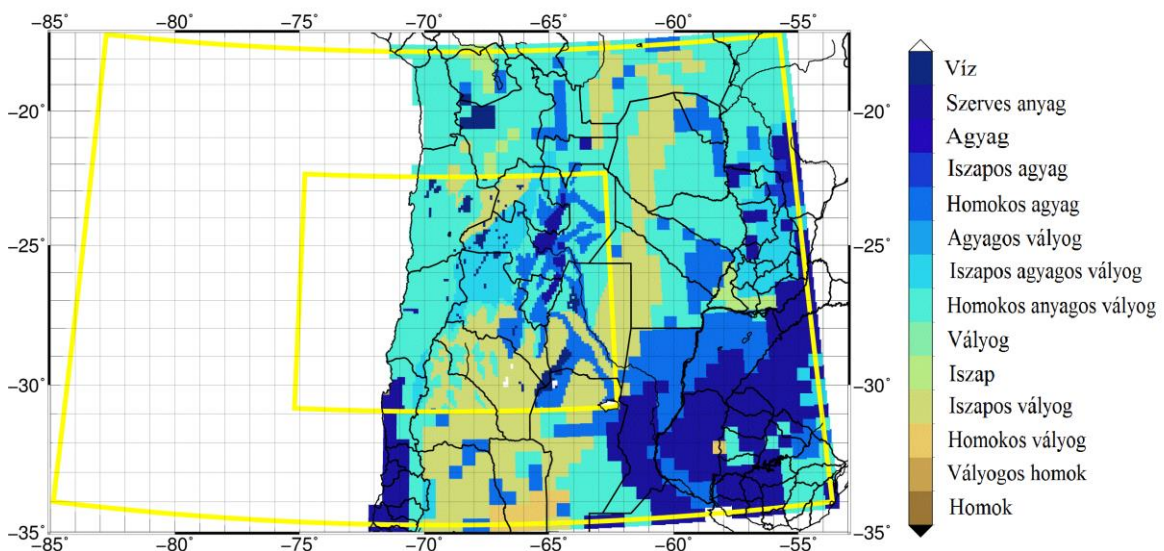
Az első szimulációk parametrizációs változtatásai nem vezettek nagy hőmérsékleti különbségekre, a vártnál kevésbé tértek el az egyes szimulációk eredményei. A mért adatoktól viszont nagyon nagy volt az eltérés, ezért következő lépésként elkezdtük a kezdeti talajnedvesség változtatást a modellben.

A bemeneti adatokban szereplő talajnedvesség értékek (2. ábra) túl magasak voltak a mérthez képest, ezért egy saját program segítségével módosítottuk a WRF inputjait. Ennek következtében azoknak a pontoknak, amelyek a kőszivatra leginkább jellemző talajtextúrával rendelkeznek (homokos agyagos vályog) (3. ábra), és a tengerszint feletti 3000 méteren, vagy afölött találhatóak, a talajnedvesség értékeit a 20%-ukra csökkentettük le, és ezt adtuk meg bemeneti adatként.

Így az Andokban 3000 méter feletti pontok talaját kvázi kiszárítva futtattuk újra a szimulációkat a már alkalmazott sémákkal. Fontos megjegyezni, hogy sem az első szimulációk során, sem a későbbiekben nem futott le a modell az összes parametrizáció kombinációval. Számos esetben a modell a túlzott instabilitás miatt kilépett.



2. ábra. A szimulációk során használt GFS modell bemeneti talajnedvességi adatai, 2016.02.11.-én.



3. ábra. Talajtextúra eloszlása modell területen.

Tekintve, hogy a szimulációk eredményei még mindig nem mutatták még közelítően sem a mért adatokban látható nagyfokú hőmérsékletingadozást, ami egy magashegyi sivatag sajátja, más megoldást választottunk. Ugyanezt a programot használva, a feltételek módosításával elértük, hogy minden, 3000 méternél magasabb pont magassága 4500 méterre változzon, ezzel megszüntetve azt a problémát, amelyet a túl nagy szintkülönbségek okoztak kis területen belül. A modell minden rácspontra leátlagolja a tengerszint feletti magasságot, ami ebben az esetben nem feltétlenül célravezető, tekintve, hogy még tíz kilométeres felbontással is eltűnhetnek hegyek és völgyek. Ennek ellenére a szintkülönbség az extrém

felszíni viszonyok miatt még így is nagyon nagy volt.

Mivel a mérés 5800 méteren zajlott, ezért megkíséreltük felhúzni a szintmagasságot 5800 méterre, viszont a nyugati hegyoldalakon fellépő hatalmas szintkülönbség miatt a modell instabillá vált, és néhány másodperc – a modell eredményeit tekintve körülbelül egy perc után – kilépett. Ugyanez történt 5000 méteren is.

A legutolsó módszer a hóborítottság megszüntetése volt. A GFS kezdeti feltételei alapján, a Száraz-Andok 4000 m-nél magasabb területeit 5–10 cm vastag hó borította. Azonban a mérések tágabb környezetében nem volt hótakaró. Ezért a hóréteg eltüntetésével két új szimulációt futtattunk, az egyik a referencifuttatás hótakaró nélkül, a második pedig hótakaró nélküli és kiszárított talajjal futtatott szimuláció volt.

2. táblázat. Az alkalmazott módszerekkel és parametrizációkkal lefuttatott szimulációk, és a hozzá tartozó rövidítések.

Szimuláció	Szimuláció Parametrizációja (ami eltér az eredetitől)
1.a REF 1.b REF_126	referencifuttatás beállításával
2. BL_02	<i>Mellor-Yamada-Janjic</i> sémával
3. BL_08	<i>BouLac</i> sémával
4.a RAD_01 4.b RAD_01_126	rövidhullámú <i>Dudhia</i> és hosszuhullámú <i>RRTM</i> sémával
5.a RAD_05 5.b RAD_05_126.	<i>Új Goddard</i> sémával
6. MP_02	<i>Lin</i> sémával
7. MP_08	<i>Thompson</i> sémával
8. TALAJ_BL_02	24 órás futtatások, a meglévő sémákkal és a talajnedvesség bemenet előzetes módosításával
9. TALAJ_BL_08	
10. TALAJ_RAD_01	
11. TALAJ_RAD_05	
12. TALAJ_REF	
13. FENNSÍK_REF	Referencia parametrizációkkal, a 3000 méter feletti magasságokat előzetesen módosítva
14. HÓ_REF	Referencia parametrizációkkal, a hóréteg megszüntetésével
15. HÓ_TALAJ_REF	Referencia parametrizációkkal, a hóréteg megszüntetésével és a talajnedvesség bemenet előzetes módosításával

4.4 Parametrizációs sémák

Bármilyen kicsire is csökkentjük a rácstávolságot, mindig lesznek olyan folyamatok, amiket nem lehet a rácsra megoldani, mivel sokkal kisebbek lesznek, mint maga a rácstávolság. A sugárzásátvitel például molekulaszinten zajlik így nincs olyan modell, ami a legkisebb rácsfelbontással ezt le tudja írni, de egy 10 km-es felbontású modellben a gomolyfelhő-képződés nagyságrendje is legalább tízszer kisebb, mint maga a rácstávolság. A parametrizációk arra szolgálnak, hogy a rácsfelbontásnál kisebb skálájú folyamatok nagyobb skálájú folyamatokra gyakorolt hatását leírassuk, és reprezentálhatóak azok a folyamatok, amik direkt módon nem megoldhatóak, pedig az előrejelzés szempontjából fontosak lennének (*Stensrud, 2007*) A parametrizált folyamatok erősen összefüggenek egymással. Vegyük például a mikrofizikát és a felszíni folyamatokat. A lehulló csapadék formája és mennyisége önmagában is fontos előrejelzendő változó, de ezen kívül befolyásolja a felszíni folyamatok alakulását.

Mivel a modellben a HTER megoldása a modell készítése óta változatlan, ezért a parametrizációk azok a modellbeállítások során, amikhez nyúlunk. Ezek a:

- felhőmikrofizika
- planetáris határréteg és turbulencia
- mélykonvekció
- felszíni folyamatok
- sugárzásátvitel.

4.4.1 Határréteg és turbulencia

A planetáris határréteg (PHR) a légkör azon néhány száztól néhány kilométer magasságig terjedő rétege, ahol a momentum, hő, vízgőz, és egyéb tulajdonságok keveredése megy végbe kiskálájú örvények következtében (*Götz és Rákóczi, 1981*).

A planetáris határrétegnek anticiklonális időjárás mellett – mikor nem észlelhető szignifikáns meteorológiai jelenség – jól definiálható napi menete van. Közvetlenül napkelte előtt a legstabilabb. Napkelte után mikor a sugárzás eléri a felszínt és megindul a hőcsere a felszín és a légkör között, ami a határréteg emelkedéséhez, és a nappali konvektív réteg kialakulásához vezet. A határréteg a maximumát késő délután éri el, majd mikor a felszínre érkező sugárzás csökkenni kezd, megszűnik a turbulencia és kialakul az átmeneti réteg, és az éjszaka folyamán a felszín közelében a stabil éjszakai határréteg. (*Stull, 1988*)

A modellben a határréteg parametrizálását tekintve két féle sémáról beszélhetünk. A

séma számolhat egységes átkeveredéssel a modellben, illetve lokális átkeveréssel. Az előbbi esetben beszélhetünk a referencifuttatás során alkalmazott YSU (*Hong et al., 2006; Shin és Hong, 2011*) sémáról. Ebben az esetben modell a PHR magasságát az ún. bulk-Richardson szám segítségével egy kritikus értéknél definiálja.

A Richardson-szám a hőmérsékletkülönbség által generált felhajtóerő és a szélnyírás hányadosa, amely megadja, hogy az áramlás mikor válik laminárisból turbulenssé. Ennek értelmében, a szabadlégtörben, felhajtóerő hiányában a Richardson-szám értéke 0, és turbulens áramlás esetén nagyobb, mint 1. A YSU séma esetében a kritikus érték 0,25 stabil, és 0 instabil rétegződés esetén.

Lokális átkeveredéssel számol a Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) séma (*Janjic, 1994*) és a BouLac (*Bougeault és Lacarrère, 1989*). Mind a két esetben a turbulens kinetikus energia (TKE) értéke előrejelzendő mennyiség, ezt a modell a szomszédos rétegekből számolja az adott vertikális szintre. Különbség van azonban a két séma között a határréteg magasságának megadásában. Az MYJ séma ott definiálja a magasságot, ahol megszűnik a turbulencia. A séma alapján ez akkor következik be, mikor a turbulens kinetikus energia értéke $0,202 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ alá csökken. A BouLac séma ezzel szemben – bár a TKE itt is prognosztikus változó - a részecske módszert alkalmazza a határréteg magasságának meghatározására. Ekkor a virtuális potenciális hőmérséklet segítségével ott definiálja a határréteg-magasságot, ahol a potenciális hőmérséklet ugyan annyi lesz, mint a földfelszínen.

4.4.2 Sugárzásátvitel

A légköri folyamatok legfőbb mozgatórugója a sugárzás, a legkisebb skálától a legnagyobbig nagy szerepe van az időjárás alakításában, ezért elengedhetetlen a sugárzásátvitel megfelelő parametrizációja a modellben. Mivel azonban a sugárzásátvitel egy sok időt igénylő számítás, ezért a modellben nem kerül meghívásra minden időlépcsőben, csupán megadott időközönként (*Stensrud, 2007*). Ezt az időlépcsőt a modellben 1 percrek adtuk meg.

A sugárzást hullámhossza szerint két részre is oszthatjuk, attól függően, hogy a látható fénynél kisebb, vagy nagyobb hullámhosszal rendelkeznek. A Napból érkező rövidhullámú sugárzásra, amely a légkörben való haladása után visszaverődhet aeroszolokról, felhőkről, egyes gázokról vagy elnyelődhet a földfelszínen. A rövidhullámú sugárzás a földfelszínre elérve és elnyelődve, a kisugárzás után hosszuhullámú, infravörös sugárzásként jut újra a légkörbe, amely a felszínközeli rétegeket melegíti.

Fontos tulajdonsága még az egyes sémáknak a hosszúhullámú sugárzás esetében felhasznált légköri ablakok száma, tekintve, hogy az egyes hullámhossztartományokban a légköri gázok eltérő módon verik vissza vagy nyelik el a sugárzást. Pár napos előrejelzés esetében a spektrális tartományok meghatározása nem okoz nagy hibát, viszont az éghajlati modelleknél hosszú távon már nagy különbségeket okozhat, elég, ha a terresztriális sugárzás visszaverődését tekintjük az egyes hullámhosszokban, ami az üvegházhatás egyik alapja. [2- Alkalmazott számszerű előrejelzés]

A referenciatartatásban alkalmazott RRTM séma (*Dudhia, 1989; Mlawer, 1999*) hosszúhullámú parametrizációja a vízgőz, szén-dioxid, ózon, NO, CH₄, és CFC esetén számítja az elnyelődést és a visszaverődést. Ennek az új változata az RRTMG séma (*Iacono et al., 2008*), ami a felhőzet hatásának vizsgálatára a felhők különböző rétegekben való átfedéséhez maximális-véletlenszerűen átfedő sémát használ.

Az utolsó felhasznált parametrizációs séma az Új Goddard séma (*Chou és Suarez, 1999, 2001*), amely a felhőkön, az aeroszolon és az RRTM sémában foglalt gázokon kívül az oxigénmolekulát is figyelembe veszi az elnyelődésnél és a szóródásnál, emellett esetenként más közelítést használ az elnyelő gáztól függően.

4.4.3 Felhőmikrofizika

A felhőképződés és a felhőben lezajló folyamatokat a mikrofizika parametrizáció írja le, és fontos a pontos időjárás előrejelzés szempontjából, mivel a legtöbb felhő horizontális kiterjedése is rács alatti jelenség, nem beszélve a különböző folyamatokról, a fázisátalakulásról, amik a felhők belsejében történnek. Emellett ez a parametrizáció igen fontos a rövid élettartamú időjárási jelenségek reprezentálásában (pl. zivatarfelhők).

A mikrofizikai parametrizáció tartalmazza a víz fázisátalakulásait, és az eső- illetve felhőelemek közötti kölcsönhatást. Ahhoz, hogy ezeket a folyamatokat és a végállapotot le tudjuk írni, elengedhetetlen a felhőelemek meghatározása, mint a vízgőz, a felhővíz, az esőcsepp, a jég, a hó és a graupel.

A futtatások során három parametrizációs sémát használtunk fel. Az első a Lin séma (*Lin et al., 1983*) a felhőelemek már említett hat fajtáját tartalmazza, emellett számol olyan kevert fázisú folyamatokkal, mint az aggregáció, emellett figyelembe veszi a csapadékelemek evaporációját a felhőn kívül, és a hó és a graupel olvadását.

A WRF Single-Moment 5-class séma (WSM5), ami a WSM3 (WRF Single-Moment 3-class séma) egy továbbfejlesztett változata (*Hong et al., 2004*) több kevert fázisú folyamatot is tartalmaz, illetve túlhűlt vizet is. Eredményesen alkalmazható mezoskálájú

rácsfelbontással.

Az utolsó parametrizáció a Thompson séma (*Thompson et al., 2008*) ami a már említett *Lin et al. (1983)* sémán alapul, de számos újítást tartalmaz ehhez képest, így pl. a csapadék elemek számkoncentrációját.

4.4.4. Mélykonvekció

Ezzel a parametrizációval az általunk futtatott szimulációkban nem sokat foglalkoztunk. A mélykonvekció az Andokban nem meghatározó jelenség, ezért a modellben kizárólag egy mélykonvekció parametrizációt alkalmaztunk, ez pedig az új Egyszerűsített Arakawa-Schubert tömegfluxus séma mély és sekély konvektív komponensekkel és momentum-transzporttal.

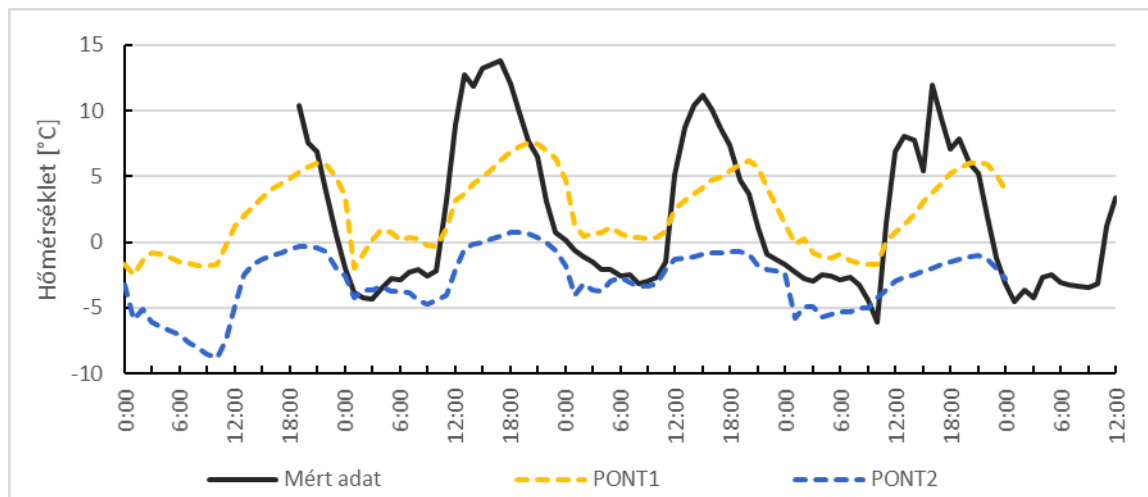
5. Eredmények

Ebben a fejezetben taglalom a szimulációk által adott eredményeket, módszerek szerint külön-külön értelmezve. A szimulációk két pontjára adott eredményeit, főképp a két méretes hőmérséklet és a tíz méteres szélesség szempontjából vizsgálom. A kiértékelés során rendelkezésünkre álló 24 és 126 órás szimulációk közül csak a 24 órás szimulációk eredményei kerülnek bemutatásra, tekintve, hogy a két futtatás közötti eltérés nem számottevő.

A diagramokon UTC szerinti időpontok vannak feltüntetve. Ez chilei idő szerint februárban, a déli félgömb nyári időszámításában ez az UTC-04:00-as időzónába esik, tehát minden megadott időpont az ábrákon egy négy órával korábbi időpontot jelent.

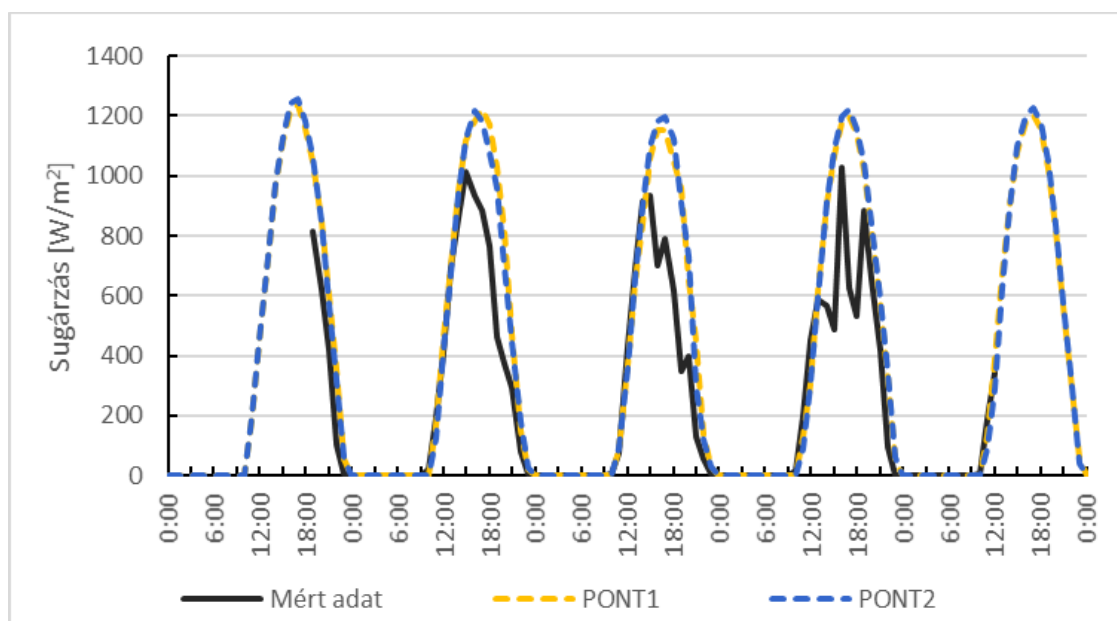
A referenciar futtatás szimuláció eredményei a 4., 5. és 6. ábrákon láthatóak. A diagramokon a PONT1 és PONT2 jelölésű modelleredmények azért szignifikánsan eltérőek, mert a modell által használt felszín között közel 650 méter szintkülönbség van.

A 4. ábra két méteres hőmérsékleti eredményei ugyanakkor azt mutatják, hogy a magasabb mérési pont nem garantálja az adatok nagyobb egyezését, sőt, az alacsonyabb területen fekvő pont eredményei átlagosan kevésbé térnek el a mérési eredményektől. Bár a minimum hőmérsékleteket jól megbecsüli a modell, ebben az esetben ez inkább azért van, mert a napi ingadozás nem olyan szélsőséges, mint amilyen a mérés esetében. Valamint, mivel a második mérési pont átlagosan alacsonyabb értékeket adott, mint az első, ezért a napi minimumok, az értékek kis szórása miatt közelebb esnek a mért hőmérsékletekhez. A maximum értékek ez esetben viszont több mint 10 °C fok eltérést is adtak. Az első esetben ezek az eltérések maximum értéke 8 °C körül van. Amellett, hogy a napi ingadozás jóval alacsonyabb értékeket ad, a napi maximumok és minimumok időpontjában is vannak eltérések, voltaképp ebből erednek a nagy eltérések a mért és a szimulált eredmények között. A modelleredményekből úgy tűnik, mintha a felszín-közeli légréteg napfelkelte után lassan melegedne fel, majd maximumának elérése után gyorsan hűlne. Viszont a mért adatokra inkább a gyors felmelegedés – két óra alatt közel 9 fokot nőtt a hőmérséklet –, és az ezt követő lassabb hűlés jellemzi. Így a hőmérséklet napi mért és szimulált maximuma között közel 4 óra eltérés van. A mérési adatok maximuma 17 UTC-kor van, ami helyi idő szerint délután egy óra, a szimulációs adatok maximuma pedig chilei idő szerint öt óra.



4. ábra. A referenciafuttatás két méteres hőmérséklet eredményei, két kiválasztott rács pontra, a mért adatokkal összehasonlítva, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.). (PONT1 a mérés koordinátaiban, PONT2 a PONT1 közelében 632 m-rel magasabb fekvő területen).

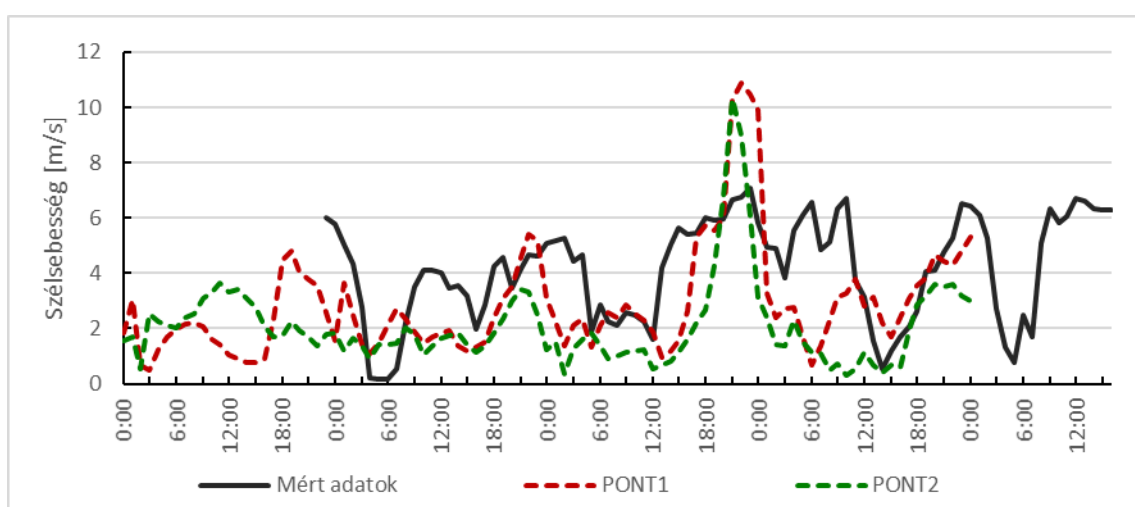
Ez az eltérés azonban nem származik rossz szimulációs kezdeti idő megadásából vagy mérési adat feldolgozásából, mert a napfelkelte és a napnyugta időpontjai megegyeznek (5. ábra). Továbbá a napfelkeltét követő és a napnyugtát megelőző 3 órában a modelleredmények és a mért adatok globálsugárzásának menete egybeesik. Ugyanakkor a mérések alapján a 2. és a 3. nap esetén a délutáni órákban érkező felhők csökkentették a beérkező sugárzás mennyiségét, ám ez a szimulációkban nem mutatkozott meg.



5. ábra. A felszínre érkező globálsugárzás referenciafuttatás eredményei a mért adatokkal összehasonlítva, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.). (PONT1 a mérés koordinátaiban, PONT2 a PONT1 közelében 632 m-rel magasabb fekvő területen).

Míg a hőmérsékleti eredmények jól korrelálnak a mérési adatokkal, ugyan ez nem mondható el a szélsébségekről. A referenciatájtatás eredményei látszólag nem követik a mérési adatok változását, viszont jól definiálható napi menettel rendelkeznek (6. ábra).

A szélsébség a kora esti órákban éri el a maximumát, és megfigyelhető egy lokális maximum a reggeli órákban is. Ezt a napi menetet okozhatja a hegy-völgyi légkörzés, ugyanis a szél késő délutáni megélénkülése annak köszönhető, hogy a naplemente idején csökkenő hőmérsékletű levegő sűrűsége növekszik, és ezért megindul az alacsonyabban lévő területek felé. Ez a süllyedés gyorsabban történik, mint a reggeli órákban a bejövő sugárzás miatt melegedő felszín felől feláramló levegő emelkedése, ami csak egy lokális maximumot eredményez a szimulációs adatokban.

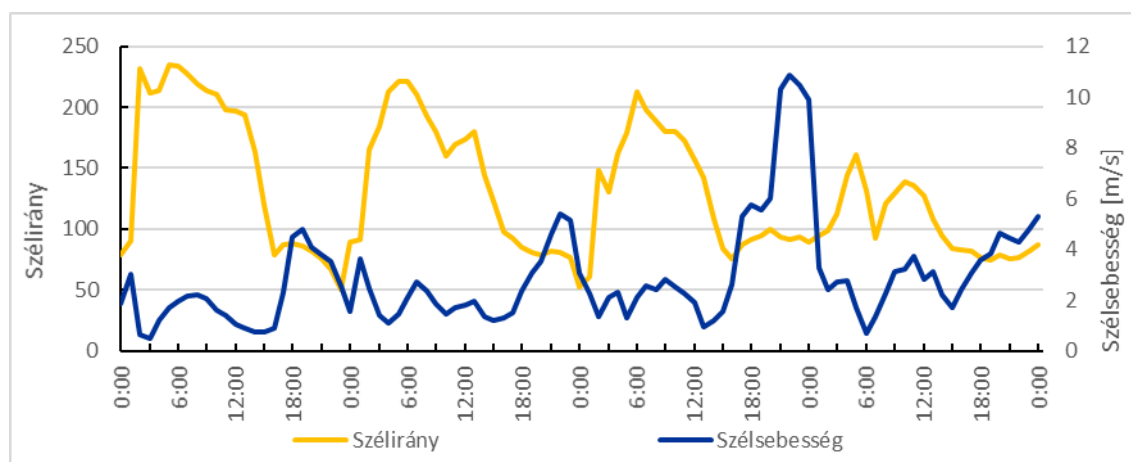


6. ábra. A tíz méteres szélsébség referenciatájtatás eredményei a mért adatokkal összehasonlítva, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.). (PONT1 a mérés koordinátáiban, PONT2 a PONT1 közelében 632 m-rel magasabb fekvő területen).

A 7. ábrán látható a szélirány és a szélsébség változása az idő függvényében az 1. pontban. Látható, hogy a legnagyobb szélsébségek a nyugati (90°) szelekhez köthetők. Bár ez a pont alacsonyabban fekszik, nagyjából a modellbeli hegy gerincére esik. Viszont az eredmények azt mutatják, hogy a keleti oldal légkörzése jobban ráilleszhető. Az, hogy a nyugati szelek nagyobb sebességűek, nem csak a légtömegek gyors süllyedésének köszönhető, hanem – lévén nem egyértelműen a hegyoldalban, azaz a magasabb pontok takarásában van – a nyugatias áramlások befolyásának. Mint látható, a nyugati irányú áramlások teljesen behatárolhatók, az esti órákra esnek. Azokban az órákban, amikor a szél nyugatias, kis kivételtől eltekintve iránya alig változik.

Másik teljesen egyértelmű és huzamosabb ideig fennálló szélirányt azonban nem ezzel teljesen ellentétes. A szél éjjel környékén fokozatosan fordul át nyugati irányból, a keletiesbe, azonban a legnagyobb szög, amit ekkor elér, az 230° körülire tehető, ami inkább

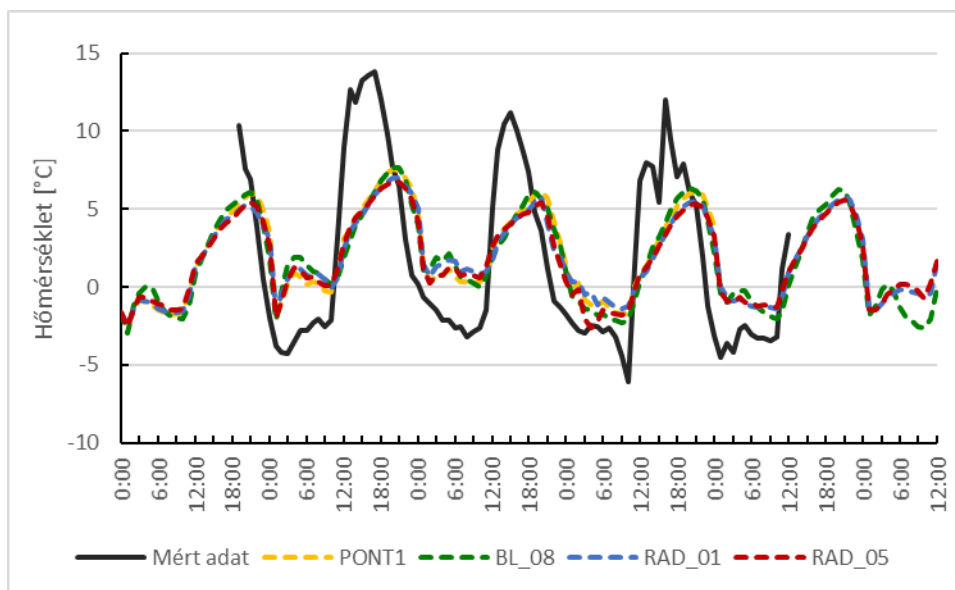
délkeleti, mint keleti áramlás. A szimulációk során egyedül az első nap voltak 200° -nál, azaz a dél-délkeleti iránytól keletesebb áramlások, utána fokozatosan erősödött a nagytérség nyugatias áramlásának befolyása.



7. ábra. A szélsebesség és a szélirány változásának összehasonlítása a referenciafuttatás eredményeinek alapján, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONT1 rácsontra.

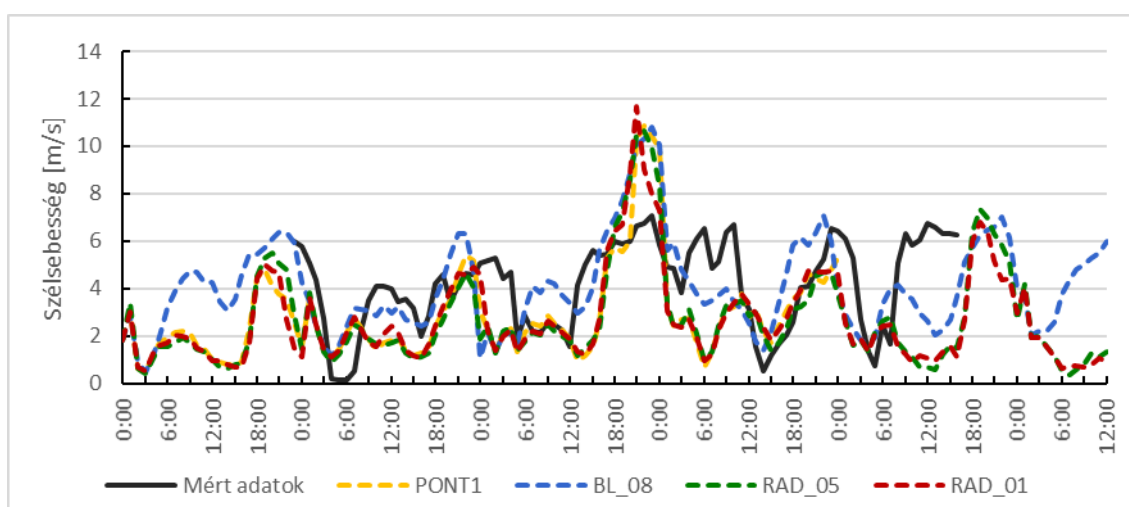
5.1 Parametrizációk változtatása

A referenciafuttatás eredményeinek függvényében a modell pontosítását a parametrizációk változtatásával kezdtük. A már ismertett parametrizációk és azok sémáinak változtatásával az eredeti modellbeállítások során két parametrizáció, két sémájának változtatásával futott le a modell. A mikrofizika parametrizációjának megváltoztatására a választott két séma egyikére sem reagált jól a modell, ezért ennek a parametrizációnak a vizsgálatát a további módszerek vizsgálatának esetében is elhagytuk. Az így megmaradt határreteg- és sugárzási-folyamatok parametrizációjának változtatásával kapott eredményeket a 8. ábra mutatja. A Mellor-Yamada-Janjic határreteg sémával futtatott szimuláció szintén nem futott le mind az öt napra, ezért nem szerepel a diagramon. Mint az ábrából is látszik, a különböző sémákkal lefutott parametrizációk nem okoztak szignifikáns változást az eredményekben, az egyes sémák hőmérsékleti értékei között átlagosan kevesebb, mint 1°C a differencia. Ezek a legnagyobb eltérések is a maximumoknál és a minimumoknál adódtak, a hőmérséklet napközbeni növekedése s csökkenése minden parametrizáció esetében közel azonos tendenciájú.



8. ábra. A parametrizációs sémák változtatásával kapott két méteres hőmérsékleti értékek a mért adatokkal összehasonlítva, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONT1 rácsontra.

A szélsébség eredményeket a 9. ábra szemlélteti, itt már számottevő különbségek vannak az egyes sémák között. Míg a két sugárzási séma nem okoz szignifikáns eltérést a referencifuttatások között, a határréteg séma változtatása láthatóan megnövelte a szélsébséget. Észrevehető eltérések a maximumok esetében láthatók, és az ezt követő időszakban, ami abból eredhet, hogy a parametrizációk eltérően becsülték meg a szélsébség napi maximumának értékét. A különböző parametrizációk a határrétegen belüli átkeverődést különböző mértékben határozzák meg. Túl nagy átkeverődés, kis szélnyírásokhoz és alacsonyabb szélsébségekhez vezetnek. A YSU séma hajlamos erre a túlzott átkeverésre. Mivel a BouLac séma merőben más fizikai megközelítéssel dolgozik, magasabb szélsébségek alakultak ki az alkalmazásával (Shin és Hong, 2011).



9. ábra. A parametrizációs sémák változtatásával kapott tíz méteres szélsébség értékei a mért adatokkal összehasonlítva, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONT1 rácsontra.

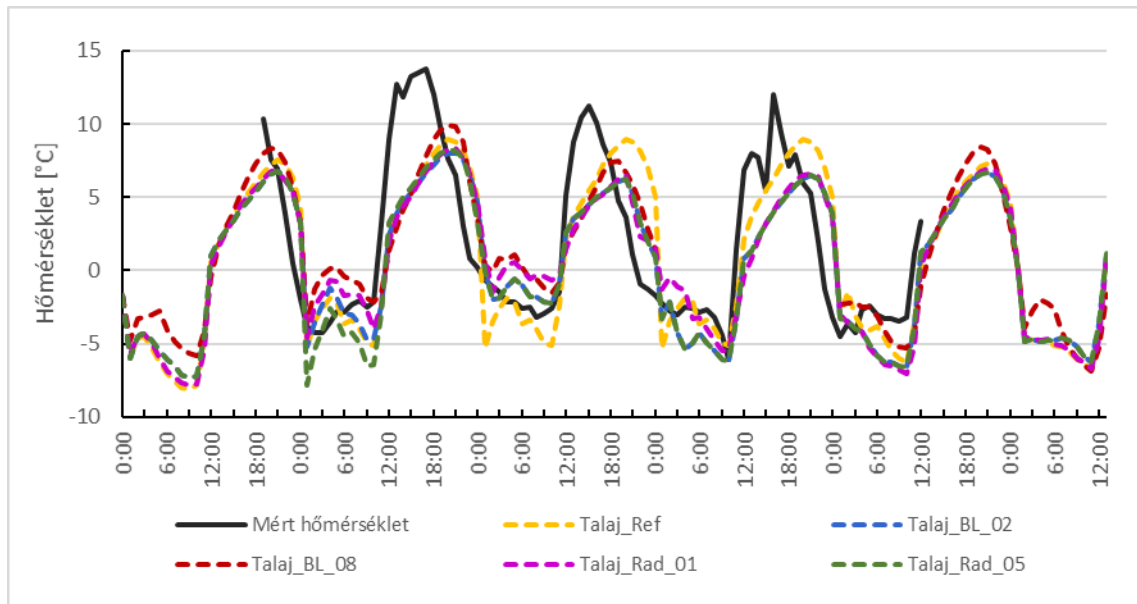
5.2 Talajnedvesség bemeneti adatainak módosítása

Mivel a parametrizációk változtatása nem vezetett a modelleredmények szignifikáns változásához, így új módszerhez kellett folyamodnunk. Mivel a hőmérséklet előrejelzésében – különösen csupasz felszín esetén – nagy szerepet játszik a talaj nedvességtartalma (*Chen és Avissar, 1994*), összehasonlítottuk a terepen mért és a GFS-beli talajnedvességet. Az Andokban mért ($0,07 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$) és a modell bemeneti adataként adott talajnedvesség ($0,38 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$) között jelentős különbség volt. Ezért a 3000 méter feletti magasságú pontok esetében a talajnedvesség bemeneti mennyiségét a 20 százalékára csökkentettük. A visszkapott modelleredmények már közelebb jártak a mérési eredményekhez. Ebben az esetben már a MYJ határréteg sémával futtatott szimuláció is stabil megoldást adott.

A 10. ábrán látható a két sugárzás és a két határréteg sémára a csökkentett talajnedvesség referencifuttatás eredménye az 1. pontra, a mért adatok mellett. Ismeretes, hogy a talajnedvesség hatással van a hőmérsékletre, és mivel a látens és szenzibilis hőáramon keresztül befolyásolja azt, ezért a kisebb értékek bevitele növelni fogja az ingadozást. Így a bejövő sugárzás a szenzibilis hőáramra fordítódik, míg a számottevő talajnedvesség hiányban a látens hőáram értéke visszaszorul. Ebben az esetben már látható különbségek vannak az egyes sémák között. A hőmérséklet napi menete hasonló, viszont a minimum és maximum megbecslésével még probléma volt. A referencifuttatás és a BouLac határréteg sémával futtatott szimuláció magasabb hőmérsékletet adott, mint a többi modell, így azok az eredmények közelebb vannak a napi maximumhoz, viszont a BouLac sémával futtatott szimuláció adta a legrosszabb értékeket ($\Delta T \approx 2 \text{ }^\circ\text{C}$) a minimumok megbecslésére. Ugyanakkor ezen a két szimuláción kívül az összes modell, kis eltérésekkel, közel azonos nappali hőmérsékletet produkáltak, az éjszakai órákban azonban $5 \text{ }^\circ\text{C}$ különbség is lehet az egyes szimulációk eredményei között.

Ha nem vesszük figyelembe, hogy a maximumok még mindig el vannak tolva az eredmények szerint, akkor a maximális eltérés $5 \text{ }^\circ\text{C}$ -ra redukálódik, viszont az, hogy a hőmérséklet maximumát a modell közel három órával későbbre számolja, nagy, akár 8 fokos különbséget eredményezhet az egyes órákra. Az éjszakai hőmérséklet esetében ez az eltérés mérsékeltebb, $3 \text{ }^\circ\text{C}$ körül alakul.

Már a parametrizációk cseréjénél is látható volt, ebben az esetben szembetűnőbb az éjszakai lokális maximum, vagyis inkább az előtte megfigyelhető minimum. Ennek az UTC szerint hajnali egy órás szakadásnak az az oka, hogy a szimulációs eredmények 24 óránként kerültek összeillesztésre, tehát nem folytonosak: az 1 UTC-s eredmény nem a 0 UTC-s után lett számolva, hanem egy új szimuláció eredménye.

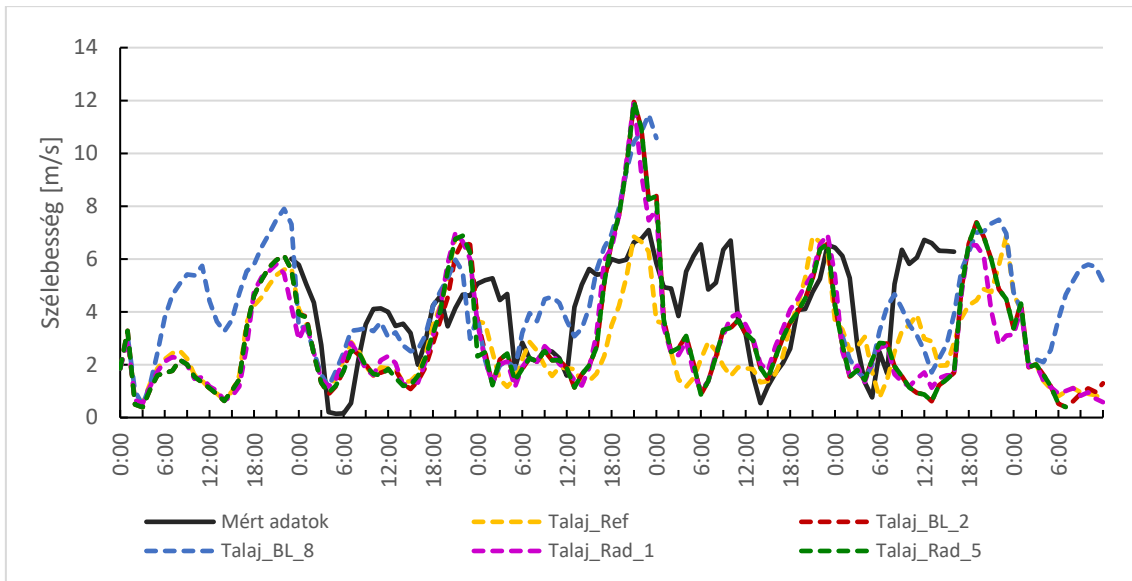


10. ábra. Két méteres hőmérséklet eredményei a talajnedvesség lecsökkentésével futtatott szimulációkra, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONT1 rácspontra.

A szélesség esetében (11. ábra) ugyancsak akadtak változások az egyes parametrizációk használatában, és mint a hőmérsékletnél, itt is a referencifuttatás és a BouLac sémával futtatott szimulációk azok, amik nem futnak teljesen együtt a többi eredménnyel. A korreláció a mért adatok és a szimulációs adatok között itt sem kielégítő, úgy ahogy a parametrizációs változtatásoknál. Továbbra is látszik a hegy-völgyi szél menete, amit bár jól elkap a modell, a mérési pont esetében ez a napi menet kevésbé észrevehető, azaz a szélviszonyokat az adott területen nem feltétlenül a hegy-völgyi szél alakítja.

Egyedül a negyedik szimuláció (a mérés szempontjából a harmadik éjszaka) eredményei esnek egybe a mérési eredményekkel, a szélmaximum esetében a legnagyobb eltérés is 0,5 m/s alatt van. Bár a minimum esetében kicsit nagyobb az eltérés, így sem nagyobb, mint 2 m/s, ami a többi eredmény tekintetében elfogadható hibának minősül.

Ami változás az előző módszerhez képest, hogy a harmadik nap hibásan kiugró értékét a referencifuttatás már jól tudta kezelni, és egy reális értéket adott vissza, amelynek maximuma megfelel a mért értéknek. És bár sem előtte, sem utána nem egyezik a mért adatokkal, napi menetet követ. A referencifuttatás menetében kevés eltérés van, a maximumokat a modell minden nap majdnem ugyan ott definiálta, hasonló sebességekkel.



11. ábra. Tíz méteres szélebbesség eredményei a talajnedvesség lecsökkentésének módszerével futtatott szimulációkra, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONT1 rácsonra.

5.3 A domborzat módosítása

Mivel több, az irodalmi áttekintésben említett kutatás igazolta, hogy a hegyvidékek esetében a szélebbesség előrejelzése nagymértékben túlbecsült, a következő módszerként megpróbáltuk kiiktatni a komplex felszín hatását.

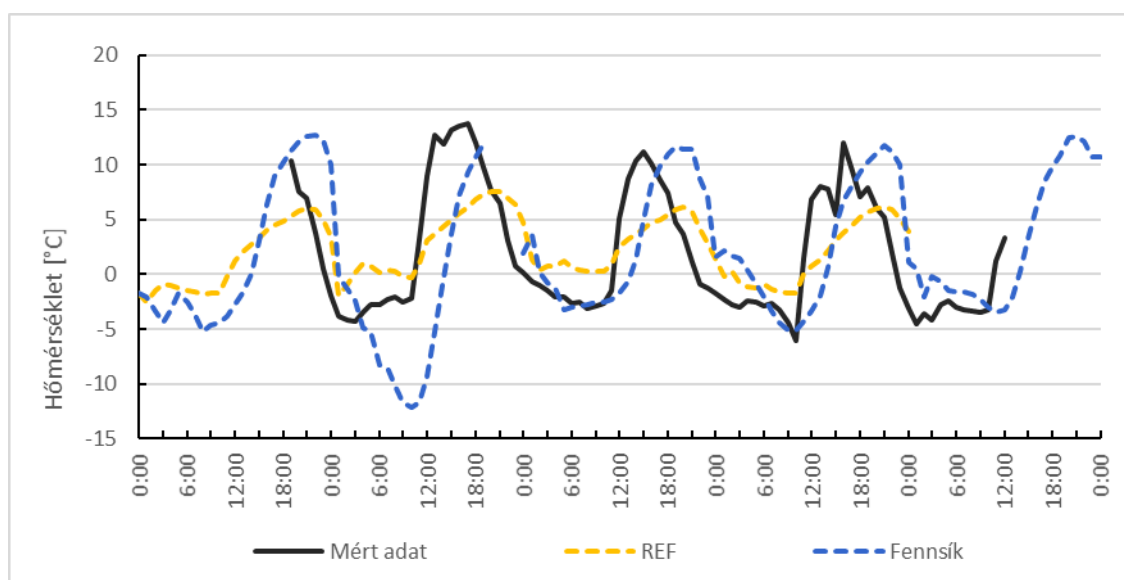
A fennsík kialakítása garantálja a mérési pont magasságát, ugyanakkor a modellnek így már nem kell számolnia a hegyek lejtőivel, és a komplex felszín befolyásával. Az ezzel a módszerrel alkotott 4500 méteres fennsík eredményeit fogom bemutatni. Ebben az esetben parametrizációs sémákat már nem változtattunk, csak a referencifuttatás beállításával csináltunk szimulációkat.

A felszín kisímitása jelentősen megnövelte a napi hőmérséklet ingadozását, a minimum és maximumhőmérsékletek közel megegyeznek a mértekkel, ahogy azt a 12. ábra szemlélteti. A fennsík esetében már nem lépnek fel orografikus akadályok, gyakorlatilag nincsen olyan természeti képződmény, ami megakadályozná a légtömegek szabad áramlását. Ugyanígy nem tud a légréteg megragadni a völgyben.

Ugyanakkor a mérési adatsor és a szimulációk maximuma között, ugyanúgy megmaradt a most már közel 6 órás eltérés. Az összehasonlítás kedvéért a diagramon szerepel a legelső referencifuttatás is. Ebben az esetben még szignifikánsabb lett a felszín közeli rétegek melegedésének eltérő üteme. A fennsíkunk megalkotásával a szimulációs eredmények változása nem javult, most sokkal lassabban melegszik fel a felszín, és gyorsabban hűl le. A nagy és hirtelen hőmérséklet csökkenés (illtve emelkedés) a sivatagi

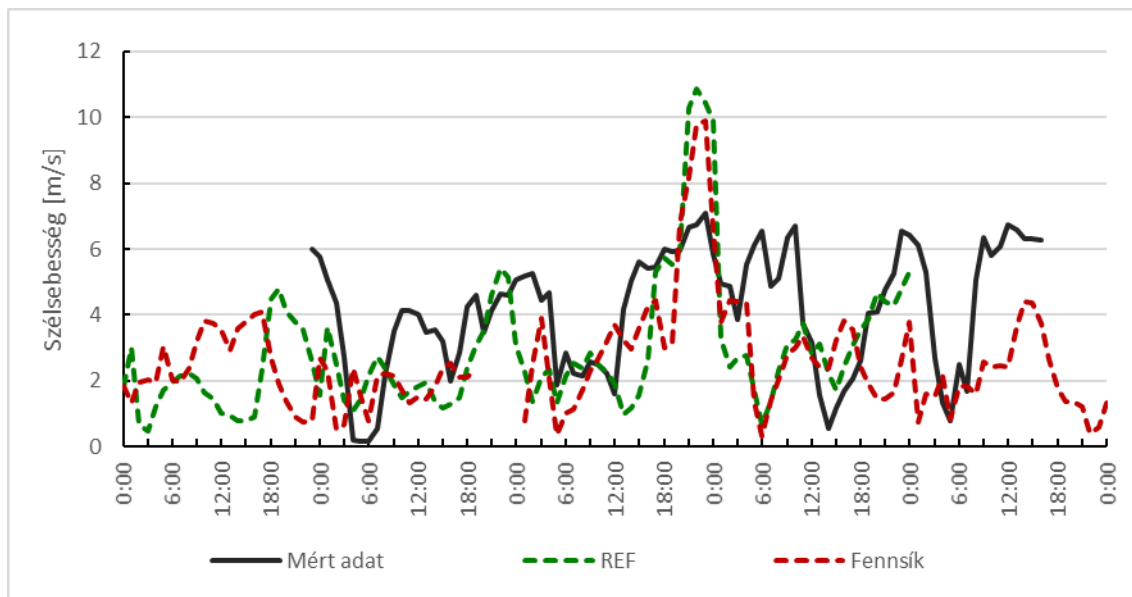
környezet sajátja. Rögtön az első napi szimuláció esetében ez 10 °C csökkenés volt. Itt az első napi szimuláció az éjféle órákra 10 fokot számolt, azonban a következő nap első előrejelzése -0,2 °C. Majd éjszaka során folyamatosan csökkent a hőmérséklet. Bár a második nap maximuma is nagyon eltolt, az ábrán is látszik, hogy a mért adat, a referencia és a megemelt felszínű szimuláció adatainak hőmérséklete ugyanakkor kezd el emelkedni. Itt a hőmérséklet növekedése olyan arányú, mint a mérési adatsoré, csupán közel 10 fokkal alacsonyabb hőmérsékletről kell felmelegítenie a bejövő sugárzásnak a felszín közeli rétegeket.

Az utolsó nap esetében a minimum hőmérséklet is el van tolva, ami arra a feltételezésre ad okot, hogy hiba van a mérési adatok és a szimulációs adatok illesztése között. Ugyanakkor (5. ábra feljebb) a globálsugárzás illesztése tökéletesen megfelelt, az adatsorok maximumának helye megegyezett, és az első bejövő, és az utolsó kimenő sugárzás is megfelelő időpontban volt.



12. ábra. A referenciarfutás és a domborzat megemelésének módszerével készített szimulációk eredményei a két méteres hőmérsékletre, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONTI rácspontra.

A szélsébség esetében az 13. ábrára úgyszintén rákerült a referencia. Amellett, hogy a szélsébségek csökkentek, elvesztették a napi menetüket. A harmadik napi kiugró érték a felszín kisímitásával sem tűnt el, annak ellenére, hogy a vizsgált pontunk a generált fennsík nagyjából közepén helyezkedik el, tehát még arról sem lehet szó, hogy közel lenne a peremhez, ahol az eredeti felszínmagasság felett elhelyezkedő légtömegek befolyással lehetnek rá. Mivel nem csak ebben az egy pontban fordul elő ekkora sebesség, ez arra enged következtetni, hogy a GFS bemeneti adata nem kellően pontos, vagy mezoskálájú, lokális időjárási helyzet következtében ugrott meg így a szélsébség.



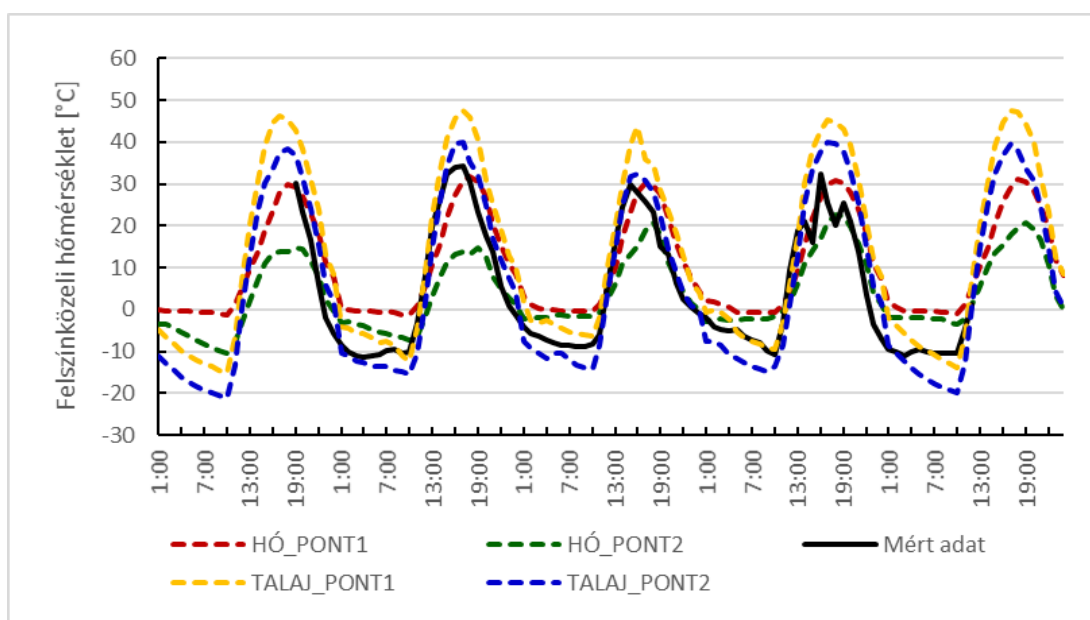
13. ábra. A referencifuttatás és a domborzat megemelésének módszerével készített szimulációk eredményei a tíz méteres szélsebességre, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONT1 rácsonra.

5.4 Hótakaró kivétele

A GFS előrejelzése szerint az adott területen előfordult hóval fedett felszín. Mivel a mérések szerint hó nem fordult elő, ez szignifikánsan változtathat az előrejelzés eredményein és minőségét. A hótakaró megléte, vagy nemléte közvetlenül befolyásolja az albedót, és így közvetve a felszín felmelegedésének alakulását, mivel hótakaró esetén több napsugárzás verődik vissza, mint amennyi elnyelődik a földfelszínen, így kevésbé melegítve a felszínt.

Épp ezért ebben az esetben nem a két méteres hőmérsékletre, hanem a felszíni hőmérsékletre vizsgáljuk a szimulációk eredményét. Újra lefuttattuk a modellt a referenciabeállításokkal úgy, hogy kivettük a modelltől a hótakarót, így az csupasz felszínnel számolt. Az eredményeket a 14. ábra szemlélteti mind a két vizsgálati pont és amért adatok összehasonlításával. Csak a hótakaró figyelembe vétele nélkül a két pont közötti különbség nem változik. A második pont még mindig alacsonyabb hőmérsékletet jelez előre, mint a mért értékek. És mint a két méteres hőmérséklet esetében, a két modelpont között itt is előfordulhat 10 °C eltérés. Csak a negyedik szimulációs napon közelíti meg a mért maximum értékét, ennek viszont az az oka, hogy a bejövő sugárzás alacsonyabb volt ezen a napon, mint az összes többin, ezért a hőmérséklet sem volt olyan magas. A modell viszont ugyanúgy a napi lehető legtöbb bejövő sugárzást jelezte előre, tehát a hőmérsékletben nem jelentkezik az a visszaesés, mint a mért adatokban (lásd 5. ábra)

A felszíni hőmérséklet mért értékeinek maximumát az első pont adatai közelítik a legjobban, viszont ennek a szimulációnak vannak a legrosszabb minimumbecslései is, 10 °C felülbecsléssel. Mint az várható volt, a talaj kiszárításával a napi ingadozás itt is megnő, de a napi ingadozás jóval nagyobb lett, mint a mérési adat. Mint az ábráról leolvasható, az első pont esetében a minimumokra kisebb az eltérés, de a maximumokra 15 °C is előfordulhat, illetve a negyedik nap mérései a már említett okokból kifolyólag közel 25 °C eltérés mutatnak. Az összes szimulációs adatsor közül a kiszárított talaj második pontja közelíti legjobban a mért adatokat. Figyelembevéve, hogy a második pont tengerszint feletti magassága áll közelebb a mérésekhez, így ez az eredmény jelentős javulás a referencia szimulációhoz képest.



14. ábra. A felszíni hőmérséklet referenciafuttatás, a hó kivételének és a hó nélküli talajkiszáritás futtatásainak eredményei a mért adatokkal összehasonlítva, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.). (PONT1 a mérés koordinátaiban, PONT2 a PONT1 közelében 632 m-rel magasabb fekvő területen).

6. Összefoglalás

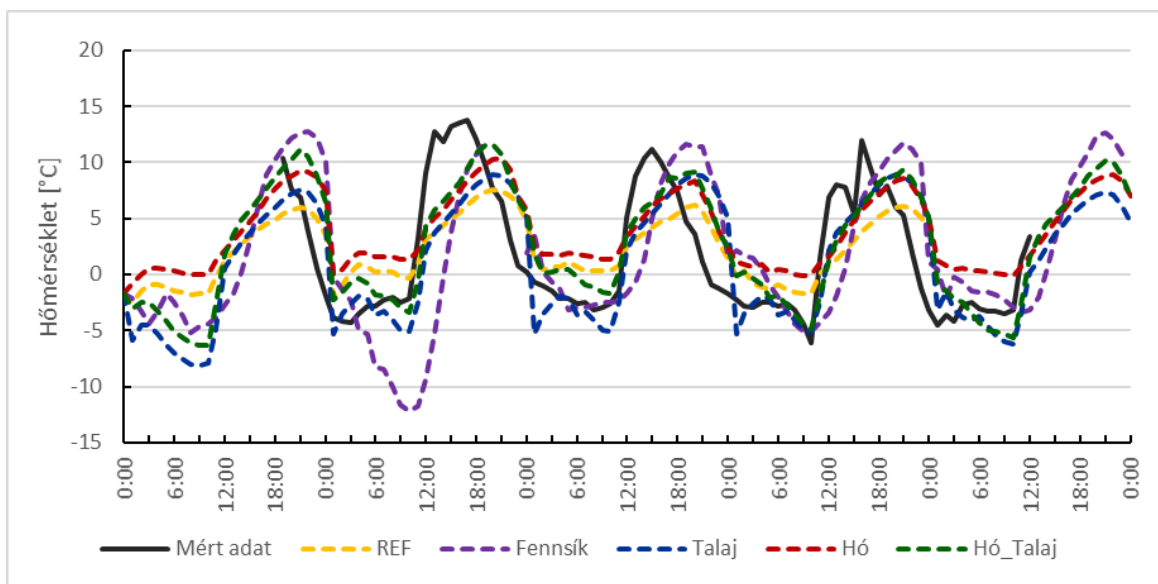
Mint az adatok kiértékeléséből kiderült, a szimuláció korántsem kielégítő. Bár mint azt az irodalmi áttekintésből bővebben taglaltam, a legtöbb prognosztikai modell – köztük a WRF – hajlamos a hegyvidéki vidékek előrejelzésében hibát generálni. különböző módszerekkel lehet ezeket a hibákat korrigálni, és a modellt validálni egyes területekre, vagy felszínre, környezetekre. Egy ilyen szélsőséges, és a modell szempontjából nehezen kezelhető környezet, mint az Atacama-expedíció célja és helyszíne, az Ojos del Salado nem csak az Andok magassága miatt bonyolult és nehezen megoldható környezet, hanem a közel egyedülálló környezeti tényezők, – mint a 7000 méteres hóhatár – és a sivatagi körülmények miatt is.

Szaktervezésben a WRF prognosztikai modellel dolgoztam. A modell általános bemutatása, a modellbeállítások, és a parametrizációs sémák leírása után, a szimulációs eredményeket elemeztem, olyan tényezőkre, mint a hőmérséklet és szélesség. Habár a parametrizációk megváltoztatása nem hozta meg a kívánt hatást, a talajnedvesség módosításával az eredmények már jobban közelítették a napi hőingás valós értékét, azonban a napi minimum- és maximumhőmérséklet értékéhez közeli eredményeket a felszín megemelésével és kisímitásával, így végső soron egy 4500 méter magas, sivatagos fennsíkot létrehozva tudtuk elérni. A legutolsó módszer a hóréteg eltávolítása a modell bemeneti adataiból, a mérési adatoknak megfelelően, majd végül két módszert kombinálva a hóréteg nélküli talajt kiszárítva futtattuk újra a referencia beállításokra a szimulációt.

A 15. ábra szemlélteti a négy módszerrel elért eredmények javulását a két méteres hőmérséklet esetében. A kezdeti referenciaértékek és az utolsó módszer hőmérsékleti maximumai és minimumai közötti eltérés közel $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, és a hőmérséklet napi ingadozásával a változás tendenciája is a mért adatokhoz hasonló lett. A hó eltávolítása nem okozott nagy változást az eredményekben. A csupasz, hóval nem borított felszín hőmérséklete magasabb lett, a minimumok és a maximumok is túlbecsültek lettek, de a hőmérséklet változásának tendenciájában nem okozott változást ez a módszer. A hó eltávolítását követő talajkiszáritás módszere is hasonló módon módosította a hőmérsékletet az eredeti talajkiszáritás módszeréhez képest. A tendencia változatlan, és a napi menet sem éri el a mért adatok ingadozását.

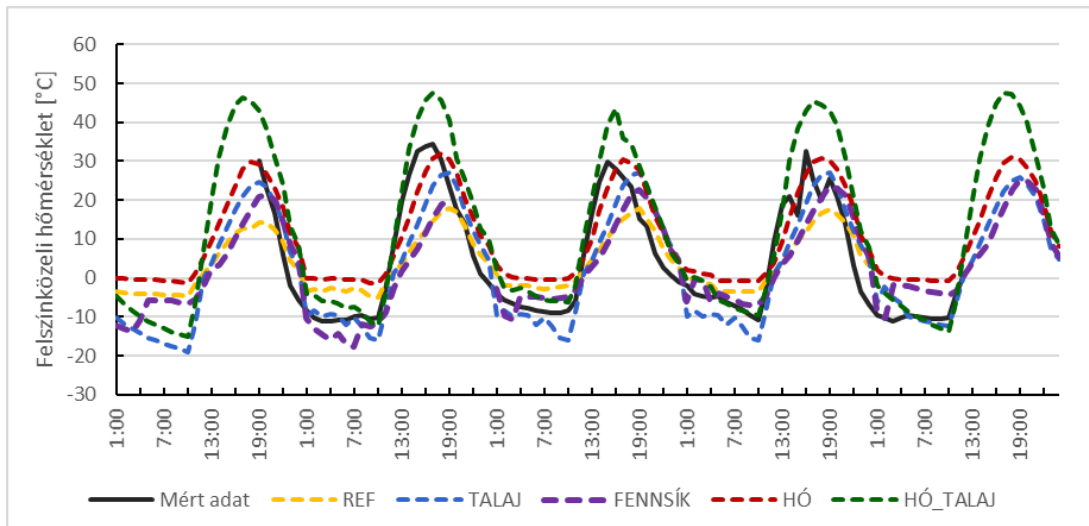
Ugyanakkor az ábrát nézve nem mondhatjuk, hogy a modellezett adatok illesztésének feladata itt befejeződött, ugyanis számos szignifikáns hiba maradt így is a modell eredményei és a mért adatok között. Egyik módszer sem változtatott az eltérő ütemű

felmelegedésen és lehűlésen a napi menetben, és a második nap szimulációjának napi minimuma 8 °C eltérést mutat a mért adatokhoz képest, amely – bár ez a módszer adta a legközelebbi eredményeket – az egyik legkiugróbb eltérés.



15. ábra. A referencifuttatás, a talajnedvesség csökkentésével és a felszín megemeléssel és a hóréteg módosításával futtatott szimulációk két méteres hőmérsékleti eredményeinek összehasonlítása, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONTI rácspontra.

A felszíni hőmérséklet esetében (16. ábra) az egyes módszerek egyre nagyobb javulást értek el a napi ingadozás növekedésével. A módszerek közötti váltás egyre jobban illesztette a modelleredmények változásának menetét a mért adatokhoz, de az utolsó módszerrel – a hóréteg nélküli talaj kiszárításával a maximumok már szignifikánsan túlbecsültek lettek, ebben az esetben a minimumok becslése kevésbé tér el, mint a referencifuttatás, és a hóréteg nélküli referencifuttatás eredményei esetében. Megjegyzendő, hogy a túlbecslés a modell olyan pontjára vonatkozik, mely habár a mérések területére esik, tengerszint feletti magassága több, mint 1000 m-rel marad el a ténylegestől. Ugyanakkor láthattuk (14. ábra), a méréseket 400 m-re megközelítő rácspont esetén a szimuláció pontossága lényegesen jobb.



16. ábra. A referencifuttatás, a talajnedvesség csökkentésével és a felszín megemeléssel és a hóréteg módosításával futtatott szimulációk felszíni hőmérsékleti eredményeinek összehasonlítása, a vizsgált időszakra (2016.02.10-14.), a PONT1 rácsonra.

Számos módszerrel lehetne még az eltérések okait vizsgálni és a hibákat javítani, az adatokat jobban illeszteni. További előrelépést jelenthet még, a már említett Zeng *et al.* (2012) kutatása a modellillesztésről és az együtthatók manuális megadásáról. Láthattuk, hogy a mérési terület körülményeinek behatóbb ismerete, és ennek megfelelően a kezdeti feltételek igazítása, jelentősen javított a szimuláción, de további információk (pl. fagyott volt-e a talaj) fejleszthetik a pontosságot. A modell felbontás növelésével elképzelhető a domborzati információ javulása és a komplex felszín következtében kialakuló áramlások jobb becslése. Ugyanakkor a talajnedvesség és a hóborítottság problémáját ez nem oldja meg. Tekintve, hogy műholdas talajnedvesség adatok nem elérhetők erre a területre, az expedíció mérései hiánypótlók.

Köszönetnyilvánítás

Hatalmas köszönet illeti a témavezetőmet, dr. Breuer Hajnalkát, aki fáradtságot és időt nem kímélve seígtett a dolgozatom megírásában, és szakmai tudása révén egyengette az utamat a szimulációk elkészítése, és a dolgozat megírása során, közel egy évig.

Köszönettel tartozom dr. Weidinger Tamásnak, aki lehetővé tette a mérési adatok felhasználását, illetve Nagy Balázsnak, az Atacama-expedíció vezetőjének, aki nélkül ezek az egyedülálló adatok nem léteznének.

Végső, de nem utolsó sorban szeretném megköszönni a családomnak és a barátaimnak, akok akkor is kérdeztek, és elolvasták a dolgozatot, mikor nem is értették miről szólt.

Irodalomjegyzék

- Anders, A. M., Roe, G. H., Hallet, B., Montgomery, D. R., Finnegan, N. J., Putkonen, J., 2006: Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya, *Geological Society of America Special Paper*, 398, 39-53.
- Argüeso, D., Hidalgo-Munoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., Dudhia, J., Castro-Díez, Y., 2011: Evaluation of WRF Parameterizations for Climate Studies over Southern Spain Using a Multistep Regionalization, *Monthly Weather Review*, 24, 5634-5651.
- Awan, N. K., Truhetz, H., Gobiet, A., 2011: Parameterization-Included Error Characteristics of MM5 and WRF Operated in Climate Mode over the Alpine Region: An Ensemble-Based Analysis, *Journal of Climate*, 24, 3107-3123.
- Barrett, B. S., Garreaud, R. D., Falvey, M., 2009: Effect of the Andes Cordillera on Precipitation from a Midlatitude Cold Front, *Monthly Weather Review*, 137, 3092-3109.
- Bougeault, P., Lacarrère, P., 1989: Parameterization of Orography-Included Turbulence in a Mesobeta-Scale Model, *Monthly Weather Review*, 117, 1872-1890.
- Breuer, H., Mona, T., 2014: Amatőr modellezési hibák a WRF használata során. Egyetemi Meteorológiai Füzetek (Szerk: Pongrácz, R., Mészáros, R., Kis, A., Leelőssy, Á., Sábitz, J.), 25. pp: 45-51.
- Campetella, C. M., Vera, C. S., 2002: The influence of the Andes mountains of the South-American low-level flow, *Geophysical Research Letters*, 29, 1826-1829.
- Chen, F., Avissar, R., 1994: The Impact of Land-Surface Wetness Heterogeneity on Mesoscale Heat Fluxes. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1323-1340.
- Chou, M.-D., Suarez, M. J., 1999: A Solar Radiation Parameterization for Atmospheric Studies, NASA: Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilations, 15, 51 p.
- Chou, M.-D., Suarez, M. J., Liang, X.-Z., Yan, Michael M.-H., 2001: A Thermal Infrared Radiation Parameterization for Atmospheric Studies, NASA: Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilations, 19, 56 p.
- Clapperton, C. M., 1994: The quaternary glaciation of Chile: a review, *Revisa Chilena de Historia Natural*, 67, 369-383.
- Collier, E., Mölg, T., Maussion, F., Scherer, D., Mayer, C., Bush, A. B. G., 2013: High-resolution interactive modelling of the mountain glacier-atmosphere interface: an application over the Karakoram, *The Cryosphere*, 7, 779-795.
- Dudhia, J., 1989: Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Modell, *Journey of the Atmospheric Science*, 46, 3077-3107.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D., 2009: Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26-32°S), *Water Resources Research*, 45, W02424.
- Garreaud, René D., Fuenzalida, Humberto A., 2007: The Influence of the Andes on Cutoff Lows: A Modeling Study, *Monthly Weather Review*, 135, 1596-1613.
- Garreaud, R. D., Aceituno, P., 2007: Atmospheric Circulation and Climatic Variability, In: *The Physical Geography of South America* (Veblen, T., Young, K., Orme, A.) Oxford University Press, Oxford, 45-59.
- Garreaud, R. D., 2009: The Andes climate and weather, *Advances in Geosciences*, 7, 1-9.
- Götz, G., Rákóczi F., 1988: A dinamikus meteorológia alapjai, Tankönyvkiadó, Budapest, 484 p.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., Chen, S.-H., 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Monthly Weather Review*, 132, 103-120.
- Hong, S.-H., Noh, Y., 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes, *Monthly Weather Review*, 134, 2318-2341.
- Hong, S., Lakshmi, V., Small, E. E., Chen, F., Tewari, M., Manning, K. W., 2009: Effects of vegetation and soil moisture on the simulated land surface processes from the coupled WRF/Noah model. *Journal of Geophysical Research*, 114, D18118.

- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Shephard, C. A., Collins, W. D., 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *Journal of Geophysical Research*, 113, D13103.
- Janjic, Z. I., 1994: The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes, *Monthly Weather Review*, 122, 927-945.
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., 2012: Improving the Representation of Resolved and Unresolved Topographic Effects on Surface Wind in the WRF Model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51, 300-316.
- Lin, Y.-L., Farley, R. D., Orville H D., 1983: Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model, *Monthly Weather Review*, 22, 1066-1092.
- Marjanovic, N., Wharton, S., Chow, F. K., 2014: Investigation of model parameters for height resolution wind energy forecasting: Case studies over simple and complex terrain. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 134, 10-24.
- Mass, C., F., Albright, M., Ovens, D., Steed, R., MacIver, M., Gritmit, E., Eckel, T., Lamb, B., Vaughan, J., Westrick, K., Storck, P., Colman, B., Hill, C., Maykut, N., Gilroy, M., Ferguson, S. A., Yetter J., Sierchio, J. M., Bowman, C., Stender, R., Wilson, R., Brown, W., 2003: Regional Environmental Prediction over the Pacific Northwest, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1353-1366.
- Messerli, B., Grosjean, M., Vuille, M., 1997: Water Availability, Protected Areas, and Natural Resources in the Andean Desert Altipano, *Mountain Research and Development*, 17, 229-238.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRMT, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research*, 102, 16,663-16,682.
- Ochoa, A., Pineda, P., Crespo, P., Willems, P., 2014: Evaluation of TRMM 3B42 precipitation estimates and WRF retrospective precipitation simulation over the Pacific-Andean region of Ecuador and Peru, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 3179-3193.
- Shin, H.H., Hong, S.Y., 2011: Intercomparison of planetary boundary layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99, *Boundary-Layer Meteorology*, 139, 261-281.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, M. G., Huang X.-Y., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR/TN-475+STR, 113 p.
- Stensrud, D., 2007: *Parameterization schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models*, Cambridge University Press, New York, 459 p.
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 p.
- Thompson, G., Field, P. R., Ramussen, R. M., Hall, W. D., 2008: Explicit Forecast of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization, *Monthly Weather Review*, 136, 5095-5115.
- Walsh, K., 1994: On the Influence of the Andes on the General Circulation of the Southern Hemisphere, *Journal of Climate*, 7, 1019-1025.
- Wang, G., Huang, J., Gou, W., Zuo, J., Wang, J., Bi, J., Huang, Z., Shi, J., 2010: Observation analysis of land-atmosphere interactions over the Loess Plateau of northwest China, 115, D00K17.
- Xiao, Z., Duan, A., 2016: Impacts of Tibetan Plateau Snow Cover on the Interannual Variability of the East Asian Summer Monsoon, *Journal of Climate*, 29, 8495-9574.
- Zeng, X., Wang, Z., Wang, A., 2012: Surface Skin Temperature and Interplay between Sensible and Ground Heat Fluxes over Arid Regions, *Journal of Hydrometeorology*, 13, 1359-1370.
- Zhang, H., Pu, Z., Zhang, X., 2013: Examination of Errors in Near-Surface Temperature and Wind from WRF Numerical Simulations in Regions of Complex Terrain, *Weather and Forecasting*, 28, 893-914.

Internetes források

[1- Atacama-blog] <http://atacama.expedicio.eu/hu/atacama-blog/atacama-2016>

[2- Alkalmazott számszerű előrejelzés] <http://nimbus.elte.hu/oktatas/jegyzetek.html>