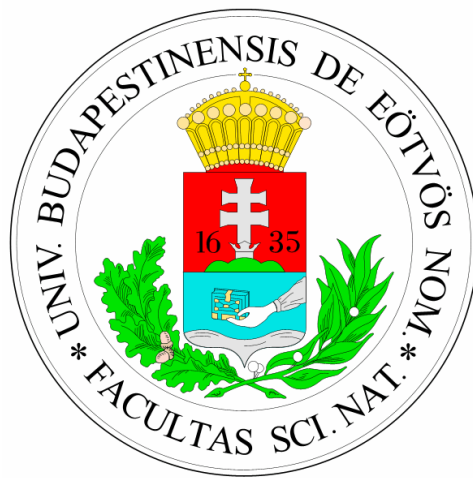


Eötvös Loránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék

A WRF modell segítségével készült szélenergia becslések
vizsgálata Mosonmagyaróvár térségére.



Készítette: Wendl Bernadett

Témavezető: Gyöngyösi András Zénó

Tanszéki konzulens: dr. Weidinger Tamás

Budapest, 2009

Tartalomjegyzék

1.Bevezetés.....	3
2.Magyarország szélklimatológiai adottságai.....	4
3.Szélteljesítmény becslési módszerek.....	6
4.Szélenergia modellezés és előrejelzés.....	13
5.A WRF modell felépítése	15
6. A WRF ARW megoldó szegmense.....	18
6.1. A modellegyenletek.....	18
3.2. Modell fizika és parametrizáció.....	22
3.3. Modell diszkretizáció.....	27
6.4. Beágyazott tartományok.....	29
6.5. Turbulens keveredés és modellszűrők.....	30
3.6. A kezdeti feltételek meghatározása.....	31
3.7. Variációs adatasszimiláció.....	34
7.Módszerek és eredmények.....	36
8.Összefoglalás és jövőbeli tervek.....	46
9.Köszönetnyilvánítás.....	47
10.Függelék.....	48
11.Irodalomjegyzék.....	51

1. Bevezetés

Napjainkban a megújuló energiaforrások egyre nagyobb hangsúlyt kapnak a világ energiaellátásában, egyrészt környezetkímélő voltuknak (nincs CO₂- és egyéb üvegházgáz kibocsátás, „zöld energia”), másrészt újratermelődésüknek köszönhetően. A megújuló energiaforrások közül a legdinamikusabban a szélenergia felhasználására épült iparág fejlődik. A működési elv egyszerű: a szél mozgási energiáját generátorok segítségével villamos energiává alakítják, majd ezt a szolgáltatói hálózatba vezetik. A szélerőművek fő előnye az emisszió-mentesség mellett a költséghatékonyság, ami abból adódik, hogy nem kell kitermelni, finomítani az erőforrást, nincs üzemanyagköltség és árfolyamkockázat sem (mint pl. az 1973-as kőolaj-árrobbanásnál volt). Ezáltal jóval olcsóbb a segítségével előállított villamos energia, mint a hagyományos fűtőanyagokkal termelt áram. Ugyanakkor hátránya, hogy bizonytalan az energiatermelés, hiszen ez a szél erősség függvénye, ami pedig rendkívül változékony az időben. Kis szelek esetén az erőmű még nem termel energiát – van egy úgynevezett indulási küszöb –, nagy szelek esetén pedig szintén nem termel, és le is kell állítani az erőművet a mechanikai károk elkerülése érdekében. Az optimális szélesség tartomány 3 – 25 m/s között van. Emiatt tehát nagyon fontos, hogy a szélerőművek napokkal előre tudjanak tervezni, tudjanak számolni azzal, hogy mennyi villamos energiát tudnak majd előállítani. Ha ugyanis csökken a szélenergia termelés, akkor a keletkező hiányt a hagyományos erőművekkel kell pótolni, és ha ez nem történik meg időben, akkor a villamos energiahálózat összeomolhat.

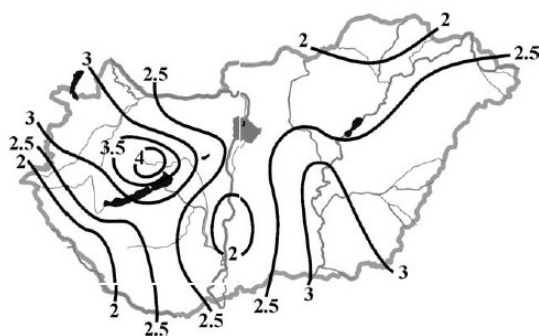
Szakedolgozatom célja ennek megfelelően a Mosonmagyaróvár térségében 2006 óta működő szélpark számára a WRF (Weather Research and Forecasting Model) modell felhasználásával a szélesség és szélenergia-termelés előrejelzése 1-4 napos időtávra. Ehhez a WRF modellen túl felhasználtuk az ENERCON E40 (600kW) és E70 (2MW) szélerőművek mért szél- és teljesítmény adatait, valamint a GrADS (Grid Analyses and Display System) megjelenítő rendszert is. A vizsgálat a 2008. decemberi adatok alapján történt.

A dolgozat 2. fejezetében röviden áttekintem hazánk szélklimatológiai adottságait, a 3. fejezetben a szélenergiával kapcsolatos alapösszefüggéseket és néhány becslési módszert ismertetek. A 4. fejezetben néhány, a szélenergia előrejelzésével kapcsolatos modellről lesz szó. A 6. és 5. fejezetben a szakedolgozat során alkalmazott WFR modellt mutatom be. A 7. fejezetben a szakedolgozat során végzett munkát és eredményeket ismertetem, végül a 8. fejezet egy rövid összefoglalást tartalmaz.

2. Magyarország szélklimatológiai adottságai

A 2004-es Európai Unióhoz való csatlakozás óta hazánkat is érintő előírás, hogy minden tagországnak növelnie kell a megújuló erőforrások részesedését az energiatermelésből. Az EU-s célkitűzés, hogy 2010-re az alternatív energiaforrások felhasználását 12%-ra kell növelni (Patay, 2003). Ennek egyik lehetséges módja a szélenergia nagyobb mértékű felhasználása – a napenergia, geotermikus energia, illetve biomassza égetés mellett.

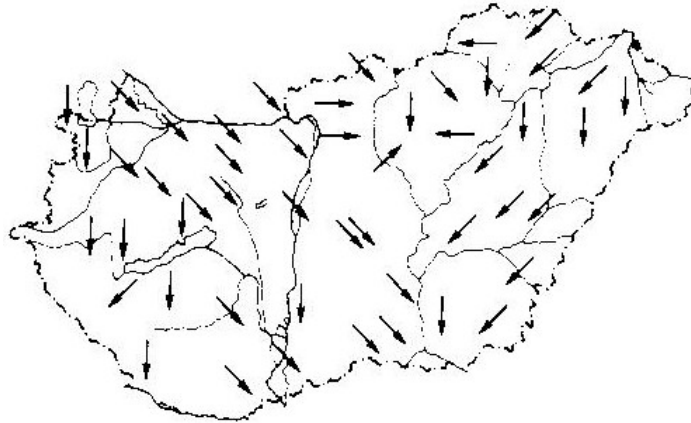
Hazánk a Kárpát-medencében helyezkedik el, területének 2/3-a 200m alatt fekszik, aminek következtében az évi átlagos szélesebesség 2-4 m/s között változik (Péczy, 2002). Ezek alapján Magyarország mérsékelt szélterületnek minősül. Ezt az is alátámasztja, hogy a klímaállomásokra végzett vizsgálatok alapján a 2-3 m/s-os szélesebességek fordulnak elő a legnagyobb gyakorisággal az országban (Radics és Bartholy, 2008). Egyes területek mégis alkalmasak lehetnek a szélenergia kiaknázására, különösen az utóbbi évtizedben a szélenergia terén végbement technológiai fejlődések hatására (a 60-100m tengelymagasságú szél turbinák építésével elérhetővé váltak a nagyobb energiataralmú légrétegek). A **2.1. ábrán** (Bartholy et al., 2003) bemutatott szélmező térképről leolvasható, hogy a maximális szélesebességek az ország észak-nyugati részén (a Kárpátok és Alpok között elhelyezkedő Dévényi-kapu közelében) figyelhetők meg. Két minimumhely is kirajzolódik: az egyik délnyugaton, a másik észak-északkeleten. Az átlagos szélesebességek a Dunántúlon nagyobbak, mint az ország keleti felében. A maximális és minimális szélesebességű helyek nem változnak évközben, de tavasszal nagyobbak a szélesebességértékek, illetve a maximum és a minimum szélesebességek közti különbség is nagyobb, mint ősszel. Az éves maximumok és minimumok tehát az átmeneti évszakokban jelentkeznek.



2.1. ábra:

**A 10m-en mért átlagos szélesebesség [m/s] térbeli eloszlása Magyarországon.
A 29 klímaállomás 1997-2001 közötti órás átlagos szélesebessége alapján. Bartholy et al., 2003.**

A hazánkban megfigyelhető szélirány eloszlások a Kárpátok és Alpok hatását tükrözik. Az uralkodó szélirányok eloszlását a **2.2. ábra** mutatja be Péczely (2002) nyomán. A Dunántúl keleti részén és a Duna-Tisza között az észak-nyugati szél a domináns, a Tiszántúlon az észak-keleti. A Dunántúl nyugati felében az északi szelek válnak uralkodóvá, míg az Északi-középhegységben az orográfia zavaró hatásának következtében nem jelölhető ki uralkodó szélirány.



2.2. ábra:

Az uralkodó szélirányok Magyarországon. Péczely, 2002.

A szélirány tekintetében azonban összességében elmondható, hogy hazánk területén sehol sem haladja meg az uralkodó szélirány a 20%-ot, mivel Magyarország szélklímáját a periódikusan változó ciklonok és anticiklonok határozzák meg.

3. Szélteljesítmény becslési módszerek

A szélenergia hasznosítás alapelve, hogy a léghöz mozgási energiáját használják fel közvetlenül mechanikai energiaforrásként, vagy egy átalakító rendszer segítségével elektromos energiává transzformálva.

A léghöz mozgási energiája:

$$E_{kin} = \frac{1}{2}mv^2, \quad (3.1)$$

ahol m : a léghöz tömege; v : a szélsébség.

A potenciális szélenergia kiszámítására több módszer áll rendelkezésre. Ha csak szélsébség adataink vannak, akkor a rendelkezésre álló P potenciális energia a (3.1)-es mozgási energia egyenlet és az $m = \rho \cdot V$ összefüggés felhasználásával:

$$P = \frac{1}{2}\rho v^3 F, \quad (3.2)$$

ahol ρ : a levegő sűrűsége; F : a rotorlapát felülete; $V = Fv^2$ a rotor felületén áthaladó levegő térfogata.

Ebből megkapható a szélirányra merőlegesen, egységnyi keresztmetszeten egységnyi idő alatt átáramló energia, a P_f fajlagos széltejesítmény, ha egységnyi felületet vizsgálunk:

$$P_f = \frac{1}{2}\rho v^3. \quad (3.3)$$

A széltejesítményre vonatkozó (3.2) egyenlet a szélturbina elméleti maximális teljesítményét adja meg, azonban ennek csak $16/27$ -ed része (59.3%) nyerhető ki ténylegesen – ez a névleges teljesítmény. Ezt nevezik Betz-törvényének, ami tehát kimondja, hogy bármely szélturbina a szél kinetikus energiájának legfeljebb 59% -át tudja mechanikai energiává alakítani – vagyis legalább 40% hasznosítatlan marad. A maximális teljesítmény akkor érhető el, ha a turbina előtt és mögött a szélsébségek aránya 1:3-hoz.

A (3.2)-es egyenlet tehát a rendelkezésre álló összes potenciális energiát adja meg, a P^* kinyerhető energiát ebből a turbina hatékonyságát figyelembe véve kapjuk meg:

$$P^* = \frac{1}{2}E\rho v^3 F, \quad (3.4)$$

ahol E a turbina hatékonysága, ρ , v , F pedig mint (3.2)-nél.

Egy másik módszer a teljesítmény becslésére a Weibull-eloszlás alkalmazása, ha ismertek a Weibull-paraméterek – a szakirodalomban elfogadott ezen eloszlás alkalmazása a szélsébségre vonatkozó vizsgálatoknál. A Weibull-eloszlás sűrűségfüggvényét a (3.5)-es egyenlet adja meg:

$$f(v; A, k) = \frac{k}{A} \left(\frac{v}{A} \right)^{k-1} \cdot \exp \left(- \left(\frac{v}{A} \right)^k \right) \quad v > 0, \quad (3.5)$$

ahol v a szélesség [m/s], A az eloszlás skálaparamétere [m/s], k pedig az alakparaméter [dimenziótlan].

$k = 1$ esetén az exponenciális eloszlást kapjuk, $k = 2$ esetén a Rayleigh-eloszlást, $k = 3,6$ esetén a sűrűségfüggvény szimmetrikus és jól közelíthető a normál eloszlással (Matyasovszky, 2002). A teljesítménybecslés Weibull-eloszlással történő közelítése az eloszlás azon tulajdonságán alapul, hogy ha a v szélesség A és k paraméterű Weibull-eloszlással jellemezhető, akkor v^m szintén Weibull-eloszlású A^m és k/m paraméterekkel (Troen and Petersen, 1989). Márpedig a szélenergia a szélesség harmadik hatványával arányos. Ebben az esetben a rendelkezésre álló potenciális energia:

$$P = \frac{1}{2} \rho A^3 \Gamma \left(1 + \frac{3}{k} \right), \quad (3.6)$$

ahol ρ a levegő sűrűsége, A és k a Weibull-paraméterek, Γ pedig az ún. gamma-függvényt jelöli.

A Weibull-eloszlás skála- és alakparaméterének magassággal történő változását vizsgálva Kircsi és Tar (2008) azt tapasztalta, hogy az alakparaméter 120m magasságig gyakorlatilag állandónak tekinthető, a skálaparamétert azonban befolyásolja a magasság és a magassággal bekövetkező átlagos szélesség növekedés. A szélenergiát tehát a skálaparaméter határozza meg.

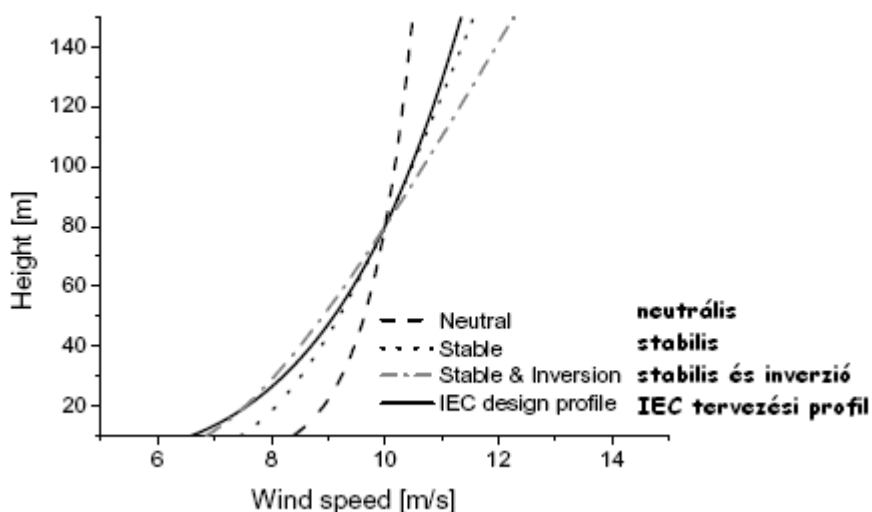
A szélteljesítmény becslését el lehet végezni az ún. teljesítménygörbe alapján is. A teljesítménygörbe a szélesség és a megtermelt elektromos energia között állít fel függvénykapcsolatot, és ez a kapcsolat minden turbinatípusra külön meghatározandó. A szélturbina a forgással szemben ellenállással rendelkezik, azaz csak egy bizonyos szélesség elérése után kezd el forogni, és energiát termelni. Ez a szélesség érték az ún. bekapcsolási vagy indulási sebesség – általában 3-5 m/s között van. A bekapcsolási sebesség fölött a turbina sebességgel arányosan egyre nagyobb teljesítményt ér el, mígnem eléri a maximális vagy névleges teljesítményt – ez általában 10-13 m/s-os sebességnél áll be a magyarországi szélerőművek esetében. Ezután a teljesítmény már nem növelhető tovább, és az erőmű biztonsági okokból – mechanikai károk elleni védelem – nagy szélességeknél le is áll. A leállási sebességet 25 m/s körül határozzák meg.

Megemlíteném még Tar (2006) módszerét az éves és az évszakos napi átlagos szélteljesítmény meghatározására, melynek lényege, hogy a szélesség-köbök napi átlagos menetét egy függvényvel közelíti és a görbe alatti területet számolja ki, ugyanis a

szélteljesítmény ezzel a területtel arányos. A módszer előnye, hogy kiküszöböli a mérési időpontok számától való függést.

Szélenergetikai vizsgálatok során a felszín feletti 10-200m vastag légréteg szélviszonyait tanulmányozzuk. Ez a planetáris határreteg Prandtl-féle rétegét jelenti, melyben a turbulens kicserélődési folyamatok (momentum-, hő- és nedvességtranszport) külső hatásoktól mentesen nyilvánulnak meg, és melyben a Monin és Obukhov által megfogalmazott alaptörvények érvényesek (a hasonlósági elmélet).

A planetáris határretegben a szélprofil alakulását nagymértékben befolyásolják a felszíni karakterisztikák (domborzat, felszínborítottság, érdesség, tereptárgyak jelenléte), valamint egyéb légköri tényezők (időjárási jelenségek, légköri stabilitás, hőmérsékleti és nedvességi profil). A stabilitási viszonyok módosító hatására példaként a **3.1.ábra** szolgál.



3.1. ábra:

Elméleti szélesebbesség profilok összehasonlítása. Az x tengelyen a szélesebbesség [m/s], az y tengelyen a felszín feletti magasság [m]. Lange (2005) nyomán.

A **3.1.ábra** négy szélprofil látható: egy logaritmusikus szélprofil neutrális hőmérsékleti rétegződés mellett, egy Monin-Obukhov féle profil stabilis rétegződés mellett, illetve egy stabilis profil, melyhez inverzió is párosul (200m vastagságú), valamint a szélturbinák tervezésénél használt IEC-profil, mely figyelmen kívül hagyja a hőmérsékleti rétegződést. Látható, hogy a szél gradiens megnő abban az esetben, ha inverzió is jelen van a légkörben. Ebben az esetben a gradiens nagyobbá válik, mint amivel a turbinák tervezésénél számolnak, aminek következtében a lapátok megnövekedett terhelésnek vannak kitéve. Ez a gradiens növekedés elsősorban a tengeri szélerőművek esetében okoz

problémát szárazföld fölött nem, szárazföld fölött ugyanis szinte mindig közel neutrális a rétegződés nagy szelek mellett (Lange, 2005).

A szélprofil pontosabban méréssel vagy becsléssel határozhatjuk meg. Méréssel történő meghatározás során rádiószondás, wind profiler, Doppler-radar, SODAR-adatokat használhatunk fel. Ha becsljük a szélprofil, akkor empirikus és félempirikus módszerek állnak rendelkezésre. Empirikus szélprofilok a lineáris, hatványkitevős, logaritmikus közelítéssel kaphatók, a félempirikus módszerek közül pedig a Monin-Kazanskij, illetve a Zilitinkevich-féle hasonlósági elmélet (Práger, 2002) említhető. A meteorológiában leggyakrabban a logaritmikus szélprofilot használják a szélbecslések során. Sima felszín esetén a szélprofil a következőképp néz ki:

$$u(z) = \frac{u_{csillag}}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (3.7)$$

ahol $u_{csillag}$: súrlódási sebesség [m/s], κ : Kármán-állandó ($\kappa \approx 0,4$), z_0 : érdességi paraméter [m], az az elméleti magasság, ahol a szélesebbesség zérussá válik. Ha figyelembe vesszük a d kiszorítási rétegvastagságot [m] is, azaz azt a magasságot, ameddig a terület valamilyen akadály (pl. növényzet) jelenléte miatt szélvédett, akkor a következő formát veszi fel az előbbi egyenlet:

$$u(z) = \frac{u_{csillag}}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0}. \quad (3.8)$$

A (3.7)-(3.8)-as egyenletekkel leírt logaritmikus szélprofil csak neutrális rétegződés mellett érvényes. A szélerőművek esetében azonban jól alkalmazható, mert az erőművek olyan szélesebbeségeknél működnek (3-25 m/s), ahol a stabilitási viszonyok hatása már nem érvényesül, így általában eltekinthetünk a légrétegzettségétől.

A hatványkitevős szélprofilok közül a Hellmann-féle szélprofilot említem meg, amivel mi is dolgoztunk a szakdolgozat keretében. A szélprofil alakja:

$$\frac{u_2}{u_1} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^P, \quad (3.9)$$

ahol u_1 a z_1 referencia szinten mért sebesség, u_2 a keresett z_2 szinten a szélesebbesség, P a Hellmann-exponens.

Ez a szélprofil szorosan összefügg a logaritmusos szélprofillal, hiszen $p = 1/\ln(10/z_0)$ esetén visszakapjuk a logaritmusos profilt. Elsősorban a mérnöki gyakorlatban szokás ezt az egyszerűbb hatványkitevős alakot használni. A Hellmann-paraméter értéke függ a felszín típusától, érdességétől (Radics, 2004):

sík felszín, vízfelszín esetén: $p = 0,14$

érdes, dombos felszínre: $p = 0,2$

települések esetén: $p = 0,28$

Az érdesség mellett P -t befolyásolja a hőmérsékleti rétegződés, de szélenergetikai vizsgálatoknál ez a hatás elhanyagolható, valamint a szélesebesség is (nagyobb szelekre P értéke kisebb). Varga et al. (2006) vizsgálatai azt adták eredményül, hogy a kitevő értéke kis szélesebességeknél, kb. 3 m/s-ig nagymértékben csökken, utána azonban a szélesebesség növekedésével ez a csökkenés mérséklődik.

Megemlíthető még az a szélprofil képlet, amit elsősorban magassági korrekcióra használnak, ha a szélmérés valamilyen okból kifolyólag nem 10m-en történik (Mezősi és Simon, 1981):

$$v_h = v_{10} [0,233 + 0,656 \lg(h + 4,75)]. \quad (3.10)$$

Ennél az eljárásnál paraméter nincs, v_{10} a 10m-es szélesebesség, v_h a h magasságban a szélesebesség.

Ha nem neutrális a rétegzettség, stabilitási függvény bevezetésével lehet elvégezni a korrekciót (Högström, 1988). Ekkor a (3.7)-es szélprofil-egyenlet a következőképp módosul:

$$u_z = \frac{u_{csillag}}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \phi_m \left(\frac{z}{L} \right), \quad (3.11)$$

ahol ϕ_m a stabilitási függvény, L a Monin-Obukhov-féle karakterisztikus úthossz, z/L a hidrosztatikai stabilitás mérőszáma a felszínközeli rétegben. A (3.11)-es egyenletben szereplő Monin-Obukhov-féle úthossz:

$$L = -\frac{u_{csillag}^3 T_0}{g \kappa \cdot \overline{w' \theta}}, \quad (3.12)$$

ahol $\overline{w' \theta}$ a vertikális szélesebesség és a potenciális hőmérséklet kovarianciája, g a gravitációs állandó [9,81 m/s²], T_0 a felszíni hőmérséklet [K]. A rétegződés stabil $L > 0$ -ra, instabil $L < 0$ -ra és neutrális $L = \infty$ -re. A stabilitási függvény a rétegzettségtől függően

instabil esetben következő alakot veszi fel $\phi_m = \left(1 - 19 \frac{z}{L} \right)^{\frac{1}{4}}$, míg stabilis esetben a

függvény alakja $\phi_m = 1 + 6\frac{z}{L}$.

4. Szélergia modellezés és előrejelzés

Ebben a fejezetben a szélergia modellezéssel kapcsolatos néhány módszert, illetve modellt tekintek át. A meteorológiai szélmérés egyrészt pontszerűen, másrészt adott magasságokban történik. A hazai mérőállomásokon rendszeres szélméréseket általában felszín felett 10m-rel végeznek, magassági szélmérések csupán időszakos jelleggel állnak rendelkezésre. Szélerőművek esetében a felszín feletti 60-120m-es magasság szélvizonyait kell vizsgálni, ebben a magassági tartományban azonban nem állnak rendelkezésre rendszeres mérési adatok, ezért a felszíni és az esetleges magassági szélerértékek alapján becslést kell végezni horizontális és vertikális interpolációval azon helyekre és magasságokra, ahol nem áll rendelkezésre mérési adat. Napjainkban már többféle numerikus modell létezik, melyek speciálisan a szélergia előrejelzésére lettek kifejlesztve. Ezek között vannak diagnosztikus modellek, melyek fizikai kényszerek figyelembevételével számítják ki a teljes szélműzöt a mérési adatsorok alapján és vannak komplexebb prognosztikus modellek, melyek egy kiindulási állapot és hozzá tartozó határfeltételek alapján előre jelzik a szélműzöt. A prognosztikus modellek fő előnye az, hogy a környezeti adottságok parametrizációja mellett lehetőséget nyújtanak az időjárás alakító nagytérségű folyamatok figyelembe vételére is.

A számos modell közül elsősorban a WaSP-ot emelném ki, ugyanis ezt alkalmazták több ízben is Magyarországi szélergetikai vizsgálatokhoz: például *Radics és Bartholy* (2008) 120m-en rendelkezésre álló potenciális szélergia térképet állított elő, *Varga et al.* (2006) pedig Mosonmagyaróvár térségében 105m-re modellezték a szélerbességet. A WaSP modellt Európai Unió kezdeményezésre az 1980-as évek végén fejlesztették ki Dániában a Risoe-i Nemzeti Laboratóriumban. Az elsődleges cél az volt, hogy a standard magasságokban végzett meteorológiai szélmérések alapján feltérképezzék a regionálisan rendelkezésre álló szélergiát és becslést adjanak egy terület várható éves átlagos szélerjeljesítményére. Emellett az extrém szélerbességek, szélernyírások, szélerprofilok és a turbulencia becslését is elvégzi a program, így nyújtva segítséget szélergia térképek megrajzolásához, a szélerurbinák teljesítményének előzetes kiszámításához, a szélerparkok tervezéséhez. A modellezési módszert *Troen and Petersen* (1989) munkájában olvashatjuk. Az alapelv az, hogy egy zavaroktól mentes alapáramlást tételez fel, melyet a nagytérségű légerői képződmények kormányoznak, és erre kerülnek rá a helyi áramlasmódosító hatások. A felszínközeli szélműzöt módosító hatások közül a WaSP hármát vesz

figyelembe: a domborzatot, az érdességet és a tereptárgyak árnyékoló hatását – felszíni hőmérsékleti és nedvességi viszonyokat figyelmen kívül hagyja. A WaSP egy lineáris, spektrális áramlási modell, melyet elsősorban síkvidéki területek modellezésére terveztek – bár kisebb inhomogenitásokat tud kezelni, jelentős szintkülönbségeket azonban nem. Magyarország területére jól alkalmazható a WaSP, a modell verifikációját *Radics* (2004) doktori értekezésében adja meg.

Hegyvidéki területek esetében a szélviszonyok vizsgálatára nemlineáris modelleket alkalmaznak, amelyek az ún. Computational Fluid Dynamics (CFD) módszert alkalmazzák. Ilyen modellre példa a WindSim vagy a kanadaiak által kifejlesztett WEST (Wind Energy Simulation Toolkit). A CFD módszerről és a WindSimről bővebben szól többek között *Wallbank* (2008) tanulmánya, míg a WEST-ről *Pinard et al.* (2005) cikkében található részletesebb leírás.

Hazai vonatkozású a KMPAM (Komplex Multifaktoros Poligenetikus Adaptív Modell) (Rózsavölgyi, 2007) modell, melyet a Szegedi Tudományegyetemen dolgoztak ki. Ez egy klímaorientált modell, melynek segítségével a szélenergia hasznosításának lehetséges helyszíneit vizsgálták a kutatás során.

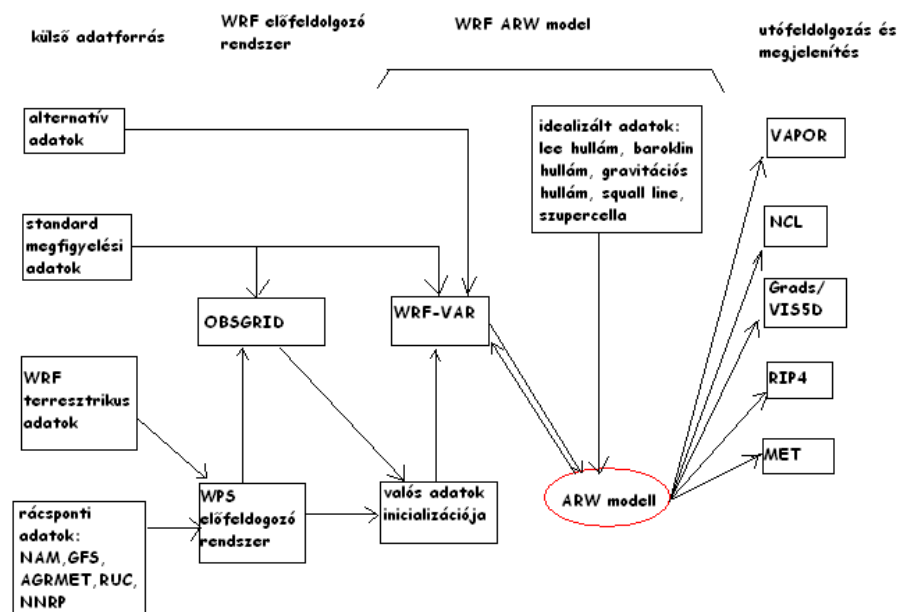
Megemlíteném még az OMSZ-nál rövidtávú előrejelzéshez használt ALADIN modellt, melynek segítségével *Szépszó et al.* (2006) a magyarországi szélklímát vizsgálták az 1992-2001 közötti időszakra. A vizsgálathoz az ECMWF ERA-40 re-analízis adatait használták fel, melyeken dinamikailag leskálázást hajtottak végre, hogy elérjék a szélmező előállításához szükséges finom felbontást. Végeredményül a tízéves időszakra különböző magassági szintekre vonatkozó 5km-es felbontású átlagszél-térképeket állítottak elő.

5. A WRF modell felépítése

A **WRF** (Weather Research and Forecasting Model) modell egy mezoskálájú (1-10 km-es horizontális felbontással rendelkező) időjárás-előrejelző és adatasszimilációs rendszer, mely kutatási és operatív célokra egyaránt alkalmas. A modellt az Egyesült Államokban dolgozták ki, a munkában több intézmény is részt vett: az *NCAR MMM* (Center for Atmospheric Research Mesoscale and Microscale Meteorology Division), *NOAA NCEP* (National Oceanic and Atmospheric Administration National Centers for Environmental Prediction), *NOAA FSL* (Forecast System Laboratory), *AFWA* (Air Force Weather Agency), *NRL* (Naval Research Laboratory), *CAPS* (Center for Analysis and Prediction of Storms) és az *FAA* (Federal Aviation Administration). A telepítési eljárást és a modell részletes leírását a <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/> weboldalon található ARW User's Guide, illetve Skamarock et al. (2005) munkája tartalmazza. Ezek főbb elemeit ismertetem ebben a fejezetben.

A WRF modell két dinamikai megoldó felülettel rendelkezik, ezek: az NCAR által kifejlesztett *Advanced Research WRF* (WRF ARW) és az NCEP által kifejlesztett *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (WRF NMM). Az előbbit elsősorban kutatási, az utóbbit operatív célokra használják.

A szakdolgozat során a **WRF ARW** rendszert alkalmaztuk, a 3.0-ás verzió felépítését és működését a **5.1. ábra** mutatja be:



5.1. ábra:
A WRF ARW (3.0-ás verzió) felépítése és működése.

A **5.1-es ábra** alapján a WRF ARW fő programegységei:

- *WRF Elő-feldolgozó Rendszer (WPS)*: ezt a szegmenst elsősorban az operatív előrejelzéseknél, a valós adatokkal történő modellezésnél alkalmazzák. A WPS három segédprogram segítségével definiálja a modelltartományt, a tartományra interpolálja a teresztrikus adatokat (domborzat, földhasználat típusa, talajtípusok), valamint horizontálisan és vertikálisan interpolálja az egy másik modell (NAM, GFS, RUC, NNRP, AGRMET) által szolgáltatott meteorológiai adatokat a tartományra –, egyéb mérési adatokat is hozzávehet a felhasználó –, így állítva elő a kezdeti feltételeket a WRF számára. Az egyes segédprogramokról részletesebben a 6.6. fejezetben szólok.
- *WRF 3DVAR*: ez a szegmens is a valós adatok felhasználásánál játszik szerepet, ugyanis a 3D variációs adatasszimiláció teszi lehetővé, hogy a megfigyeléseket is össze lehessen hangolni az WRFSI által előállított analízis mezőkkel.
- *ARW megoldó szegmens (ARW dynamic solver)*: különböző inicializáló programokat tartalmaz az idealizált szimulációkra (baroklin hullámok, squall line-ok, gravitációs hullámok, szupercellák, lee oldali hullámok), illetve a valós adatokkal történő szimulációkra, valamint ennek része a numerikus integrációt elvégző program.
- *Utófeldolgozás, grafikus eszközök*: a megoldó szegmens netCDF formátumban adja meg az eredményeket, ezek feldolgozására, grafikus megjelenítésére számos program áll rendelkezésre: RIP4, NCL, VIS5D, GraDS, VAPOR, MET. Ezek közül a szakdolgozat keretein belül a GrADS grafikus programot használtuk.

Az ARW megoldó szegmens főbb jellemzői:

- teljesen összenyomható légkör, Euleri nem-hidrosztatikus egyenletek, hidrosztatikus opcióval
- Coriolis-erő és görbületi hatások figyelembe vannak véve
- tömegalapú felszínkövető koordináta rendszer, a vertikális koordináta felszínkövető hidrosztatikus nyomás
- a vertikális rácstávolság változik a magassággal
- Arakawa-C rács alkalmazása a horizontális síkon
- fizikai parametrizációk alkalmazása: mikrofizika, cumulus felhőzet, planetáris határréteg, sugárzás, szárazföldi felszín

- időbeli diszkretizáció másodrendű vagy harmadrendű Runge-Kutta sémával, time-splitting módszerrel
- az oldalsó peremfeltételek lehetnek periodikusak, nyitottak, szimmetrikusak vagy specifikusak
- felső peremfeltétel: gravitációs hullámok elnyelése, a vertikális sebesség zérus a modell tetején - konstans nyomási szinten
- alsó peremfeltétel: tökéletes körüláramlás
- horizontális és vertikális advekcióra másod-hatodrendű sémák
- turbulens keveredés és modellszűrők alkalmazása
- a választható térképvetületi típusok: polár sztereografikus, Lambert-i, Mercator és földrajzi hosszúság/szélesség, mely elforgatható
- beágyazás lehetséges: egyirányú, kétirányú, mozgó

6. A WRF ARW megoldó szegmense

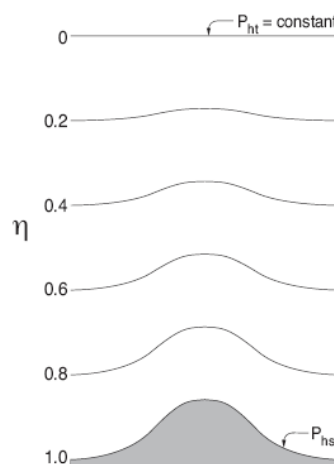
6.1. A modellegyenletek

A WRF modell keretében három dinamikai megoldó szegmens áll fejlesztés alatt: két Euler-i és egy szemi-Lagrange-i. A két Euler-i típus abban különbözik, hogy az egyik a geometrikus magasságot, a másik a tömeget/hidrosztatikus nyomást veszi vertikális koordinátaként. Ebben a fejezetben a prognosztikai egyenletrendszer hidrosztatikus nyomási koordinátás alakot ismertetem. A vertikális koordinátaként a magasságot alapul vevő Euler-i típusról *Skamarock et al.* (2001) cikkében található bővebb leírás.

A modellben a légkör összenyomható, az egyenletek nem-hidrosztatikusak – de van hidrosztatikus opció is. Az egyenletek a skalár változókra nézve konzervatívak. A felhasznált prognosztikai változók a szélesség horizontális u és v komponense, a vertikális w szélkomponens, a perturbációs potenciális hőmérséklet, a perturbációs geopotenciális magasság és a száraz levegő perturbációs felszíni légnyomása. Az egyenletek felírásához egy felszínkövető hidrosztatikus nyomási koordinátát alkalmaznak, melyet η -val jelölünk, és definíció szerint:

$$\eta = (p_h - p_{ht}) / \mu \quad (6.1)$$

ahol $\mu = p_{hs} - p_{ht}$, p_h a nyomás hidrosztatikus komponense p_{hs} és p_{ht} pedig az alsó (felszíni) és felső határra vonatkozó nyomási értékek. η értéke 1 és 0 között változik: 1 a felszínen, 0 a felső határon – **6.1. ábra**. Egy hibrid koordináta rendszerről van tehát szó, mely a talajon követi a felszínt, míg a magasban a modellszintek a nyomási felületekkel esnek egybe – így a felső peremfeltételt a légnyomás nullává válása szolgáltatja.



6.1. ábra:
Az η – koordináta a WRF modellben.

Miután a $\mu(x, y)$ mennyiség a modelltartomány (x, y) pontja fölött elhelyezkedő légoszlopban az egységnyi felületre eső tömeget adja meg, a fluxus változók a következőképp néznek ki:

$$\bar{v} = \mu \bar{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu \epsilon \quad (6.2)$$

ahol $\bar{v} = (u, v, w)$ kovariáns sebességek a horizontális és vertikális irányokban, $\omega = \dot{\eta}$ a kontravariáns vertikális sebesség, θ a potenciális hőmérséklet. A modell egyenletekben ezen változókon kívül még megjelenik a $\Phi = gz$ geopotenciál, a P légnyomás és az

$\alpha = \frac{1}{\zeta}$ specifikus sűrűség.

Ezen változók segítségével már felírhatóak a modell által használt Euler-egyenletek fluxus alakja.

A prognosztikai egyenletek:

A mozgásegyenletek:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \bar{v} u) - \partial_x (p \Phi_{,\eta}) + \partial_x (p \Phi_{,x}) = F_U \quad (6.3)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \bar{v} v) - \partial_y (p \Phi_{,\eta}) + \partial_y (p \Phi_{,y}) = F_V \quad (6.4)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \bar{v} w) - g(\partial_{\eta} p - \mu) = F_W \quad (6.5)$$

A termodinamikai egyenlet:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \bar{v} \theta) = F_{\Theta} \quad (6.6)$$

A kontinuitási egyenlet (hidrosztatikus):

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \bar{v}) = 0 \quad (6.7)$$

A nem-hidrosztatikus kontinuitási egyenlet:

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\bar{v} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (6.8)$$

A diagnosztikai egyenletek:

A hidrosztatika alapegyenlete:

$$\partial_{\eta} \Phi = -\alpha \mu \quad (6.9)$$

Az ideális gáz állapotegyenlete:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^{\gamma} \quad (6.10)$$

ahol $\gamma = c_p / c_v = 1,4$ a száraz levegő állandó nyomáson, illetve térfogaton vett hőkapacitásának aránya, R_d a száraz levegő gázállandója, p_0 a referencia nyomás (tipikusan 10^5 Pa). Az (6.3)-(6.6) prognosztikai egyenletek jobb oldalán álló

F_U, F_V, F_W, F_Θ mennyiségek a földforgásból, turbulens keveredésből, valamint a modellfizikából adódó kényszereket jelölik.

Az (6.3)-(6.8) egyenletekben az x, y és η indexek az adott változó szerinti differenciálást jelölik, és

$$\nabla \cdot \bar{V}a = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a), \quad (6.11)$$

valamint

$$\bar{V} \cdot \nabla a = U\partial_x a + V\partial_y a + \Omega\partial_\eta a. \quad (6.12)$$

Az előzőekben az (6.3)-(6.10) egyenlet-rendszerben a légköri nedvesség-tartalmat elhanyagoltuk. A nedves levegőre vonatkozó Euler-egyenletek a következőképp néznek ki:

A mozgásegyenletek:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \bar{V}u)_\eta - \mu_d \alpha \partial_x p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (6.13)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \bar{V}v)_\eta - \mu_d \alpha \partial_y p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (6.14)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \bar{V}w)_\eta - g \left[\frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p - \mu_d \right] = F_W \quad (6.15)$$

A termodinamikai egyenlet:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \bar{V}\theta)_\eta = F_\Theta \quad (6.16)$$

A kontinuitási egyenlet:

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \bar{V})_\eta = 0 \quad (6.17)$$

A nem-hidrosztatikus kontinuitási egyenlet:

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(\bar{V} \cdot \nabla \phi)_\eta - gW] = 0 \quad (6.18)$$

A nedvességszállítási egyenlet:

$$\partial_t Q_m + (\bar{V} \cdot \nabla q_m)_\eta = F_{Q_m} \quad (6.19)$$

ahol $\eta = (p_{dh} - p_{dht})/\mu_d$, vagyis a vertikális koordinátát a száraz levegő tömegével definiáljuk – μ_d jelöli a légoszlopban a száraz levegő tömegét, p_{dh} és p_{dht} a száraz levegő hidrosztatikus nyomását a felszínen és a légkör tetején.

A fluxus változók is a száraz levegő segítségével vannak megadva:

$$\bar{V} = \mu_d \bar{v}, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta. \quad (6.20)$$

A nedves levegőre vonatkozó diagnosztikai egyenletek:

A hidrosztatika alapegyenlete:

$$\partial_\eta \Phi = -\alpha_d \mu_d \quad (6.21)$$

Az állapotegyenlet:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (6.22)$$

Az egyenletekben szereplő α_d a száraz levegő fajlagos térfogata, α a nedves levegő fajlagos térfogata, azaz $\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$, ahol q -k a vízgőz, felhővíz, eső, jég, stb. keverési arányát jelentik. Végül $\theta_m = \theta (1 + (R_v/R_d)q_v) \approx \theta (1 + 1,61q_v)$ és $Q_m = \mu_d q_m (q_m = q_v; q_c; q_i; \dots)$.

A nedves levegőre felírt prognosztikai és momentum (6.13)-(6.20) egyenleteket tovább módosítják még a Coriolis- és görbületi tagok, valamint az alkalmazott térképvetület (térképvetület faktora, a torzítás mértéke m).

A térképvetület torzítását a számítási térbeli és a föld felszínén vett távolság hányadosaként definiálhatjuk:

$$m = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{\text{távolság a földfelszínen}} \quad (6.23)$$

Az ARW esetében Δx és Δy konstansok.

A torzítás felhasználásával a momentum változók alakja a következő lesz:

$$U = \frac{\mu_d u}{m}, \quad V = \frac{\mu_d v}{m}, \quad W = \frac{\mu_d w}{m}, \quad \Omega = \frac{\mu_d \dot{\eta}}{m} \quad (6.24)$$

Az (6.24)-es mennyiségekkel a kormányzó egyenletek új alakja:

$$\partial_t U + m [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \partial_\eta (\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (6.25)$$

$$\partial_t V + m [\partial_x (Uv) + \partial_y (Vv)] + \partial_\eta (\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (6.26)$$

$$\partial_t W + m [\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw)] + \partial_\eta (\Omega w) - m^{-1} g \left[\frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p - \mu_d \right] = F_W \quad (6.27)$$

$$\partial_t \Theta + m^2 [\partial_x (U\theta) + \partial_y (V\theta)] + m \partial_\eta (\Omega \theta) = F_\Theta \quad (6.28)$$

$$\partial_t \mu_d + m^2 [U_x + V_y] + m \partial_\eta \Omega = 0 \quad (6.29)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [m^2 (U\phi_x + V\phi_y) + m \Omega \phi_\eta - gW] = 0 \quad (6.30)$$

$$\partial_t Q_m + m^2 [\partial_x (Uq_m) + \partial_y (Vq_m)] + m \partial_\eta (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (6.31)$$

Az (6.25)-(6.27) egyenletek jobb oldalán álló mennyiségek tartalmazzák a Coriolis és görbületi tagokat – a keveredési fizikai kényszertagok mellett. A görbületi hatás és a Coriolis-tagok az alábbi formában írhatók fel:

$$F_{U_{cor}} = + \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) V - lW \cos \alpha_r - \frac{uW}{r_e} \quad (6.32)$$

$$F_{V_{cor}} = - \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) U + lW \sin \alpha_r + \frac{vW}{r_e} \quad (6.33)$$

$$F_{W_{cor}} = + l(U \cos \alpha_r - V \sin \alpha_r) + \left(\frac{uU + vV}{r_e} \right), \quad (6.34)$$

ahol α_r a lokális rotációs szög az y-tengely és a meridiánok között, $f = 2\Omega \sin \varphi$ és $l = 2\Omega \cos \varphi$ a Coriolis paraméterek (φ a földrajzi szélesség, Ω a Föld forgási szögsebessége), r_e pedig az átlagos fűdsugár.

3.2. Modell fizika és parametrizáció

A meteorológiai modellezés során azon folyamatokat, melyek túl bonyolultak vagy karakterisztikus méretük kisebb a modell térbeli rácsának felbontásánál, parametrizációs eljárások segítségével írhatjuk le. A parametrizáció lényege, hogy a légkör és környezete közötti legfontosabb kölcsönhatásokat, valamint a légkörben lejátszódó és meteorológiai szempontból fontos mikrofizikai folyamatoknak csak a nagyskálájú hidro-termodinamikai folyamatokra gyakorolt összegzett hatását vesszük figyelembe. Parametrizációs eljárás lehet pl. egy adott hatás statisztikai átlagértékének figyelembe vétele, vagy valamely matematikai algoritmus, mely leegyszerűsítve írja le az adott légköri folyamatot.

A WRF modell parametrizációs kategóriái:

- 1) mikrofizika,
- 2) cumulus parametrizáció,
- 3) felszín-modellezés: felszíni réteg és szárazföldi felszín,
- 4) planetáris határréteg,
- 5) légköri sugárzás: hosszűhullámú és rövidhullámú sugárzás.

Mindegyik kategórián belül több lehetséges séma közül választhatunk.

1.) **Mikrofizika:** a légköri vízgőztartalommal, a felhő- és csapadékképződési folyamatokkal foglalkozik. A választható sémák:

- a. *Kessler séma* (Kessler, 1969): meleg felhő séma. A változók: vízgőz, felhővíz és esővíz. Jégfázisú folyamatok nincsenek.

- b. *Purdue Lin séma (Chen and Sun, 2002)*: Jégfázis és kevert fázis (víz-jég) egyaránt jelen van, a változók: vízgőz, felhővíz, eső, felhőben lévő jég, hó és graupel.
- c. *WRF Single-Moment mikrofizikai sémák (Hong et al., 2004)*: annak függvényében, hogy hány hidrometeort vesz figyelembe, több változata létezik:
 - c/1. *WSM3*: 3 változóval dolgozik (vígőz, felhőben lévő víz/jég és eső/hó), jégfázis jelen van, graupel nincs. A felhővizet és jeget, illetve az esőt és havat csak a hőmérséklet alapján különbözteti meg, 0°C alatt jég (hó), afölött víz (eső).
 - c/2. *WSM5*: hasonló a WSM3-hoz, de külön kezeli a vízgőzt, esőt, havat, felhőben lévő jeget és vizet. Így túlhűlt vízcseppek is létezhetnek a rendszerben, valamint hóolvadás is végbemehet. Graupel ebben a sémában sincs.
 - c/3. *WSM6*: abban különbözik a WSM5-től, hogy a változók közé beveszi a graupelt is.
- d. *Eta Grid-scale Cloud and Precipitation (Eta GCP vagy ETA Ferrier) séma*: kétváltozós séma, a vízgőz és a teljes kondenzált vízmennyiség (felhővíz, eső, felhőben lévő jég és kihulló jég formájában) szerepel benne.
- e. *Thompson et al. séma (Thompson et al., 2004)*: 6 nedvességi változót és a jégre vonatkozó darab koncentrációt használja.
- f. *Goddard*: jég, hó és graupel folyamatok egyaránt. Nagy felbontású modellezésre alkalmas.
- g. *Morrison double moment*: dupla momentumú jég, hó, eső, graupel.

Általánosságban elmondható, hogy 10 km-es rácstávolság alatt a kevert fázisú folyamatokat is kezelő sémákat kell alkalmazni, hiszen a feláramlások erőteljeseek lehetnek (pl. konvekció és graupel-képződés), egyébként viszont elegendő az egyszerűbb sémák alkalmazása, mert a víz-jég kölcsönhatás elhanyagolható mértékű.

2) **Cumulus parametrizáció**: a rácstávolságnál kisebb skálájú konvektív folyamatokat írja le. A konvektív folyamatok figyelembe vétele azért fontos, mert ezek képviselik azt a mechanizmust, amely a légkör vertikális hőmérsékleti rétegződésének a nagytérségű légköri folyamatok során kialakuló instabilitásait lebontja. Ez biztosítja a prognózis feladat korrektségét. A választható sémák:

- a) *Kain-Fritsch (régí) (Kain and Fritsch, 1990)*: egyszerű felhőmodellt használ (feláramlás-leáramlás, beszívás, egyszerű mikrofizika). Mély konvekciós, tömegáram séma.

- b) *Betts-Miller-Janjic (operatív Eta séma) (Janjic, 1994, 2000)*: a nedvességet úgy állapítja meg, hogy egy jól elkevert profilhoz tart a séma.
- c) *Grell-Devenyi ensemble (Grell and Devenyi, 2002)*
- d) *Grell 3D ensemble cumulusKain-Fritsch (új)*: a régi sémától abban különbözik, hogy a sekély konvekciót is leírja.

3/a) **Szárazföldi felszín**: hő- és nedvességáramot számol a szárazföldi és a jéggel borított tengerfelszíni pontokban. Tudja kezelni a vegetáció jelenlétét, a gyökérszint és a növényállomány hatásait, a felszíni hóborítottságra vonatkozó becsléseket. Tendenciát nem számít, viszont a talajállapotot leíró változókat aktualizálja – úgymint talajfelszín hőmérséklet, talajhőmérsékleti profil, talajnedvességi profil, hóborítottság, növényállomány tulajdonságai. A szomszédos pontok között nincs kölcsönhatás, a modell 1-dimenziós oszlopmodellként fogható fel minden egyes rácspontra vonatkozóan. A WRF modellben rendelkezésre álló felszín-parametrizációk:

- a) *5-rétegű termikus diffúziós séma*: a rétegek 1, 2, 4, 8 és 16 cm vastagok, ezekben vizsgálja a hőmérsékletet. Az alsó réteg alatt a hőmérsékletnek egy átlagos értékét veszik. Az energiamérlegben a sugárzás, a szenibilis és látens hő szerepel. A talajnedvesség egy, a földhasználat típusától és az évszaktól függő állandó. Vegetáció nincs. A hóborítottságot kezeli, de nincs időbeli változása.
- b) *Noah*: 4 talajrétegben a hőmérséklet és nedvesség (víz és jég) a változók. Növényzet van. Hó-előrejelzést is készít a séma.
- c) *Rapid Update Cycle (RUC)*: 6 talajréteggel és két óréréteggel dolgozik, hőmérsékletet, nedvességet, hósűrűséget számol, vizsgálja a fagyott talajban lezajló folyamatokat. Vegetáció van (növényzet hatása, növényállományban tárolt vízmennyiség). Operatíván alkalmazzák a RUC modellben.
- d) *Pleim-Xiu*: kétrétegű séma, vegetációval.

3/b) **Felszínközeli réteg sémák**: a felszínközeli réteg vagy Prandtl-réteg, a planetáris határrétegnek a felszín fölött elhelyezkedő 20-50m vastag rétege, melyben a momentum-, hő- és nedvességáram közel állandónak tekinthető – mert a turbulens mozgásokra ható nyomási gradiens és Coriolis erő elhanyagolhatóan kicsi. A parametrizációs sémák elméleti hátterét a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet adja. A sémák súrlódási sebességet és kicserélődési együtthatókat számolnak ki, amelyek alapján a szárazföldi felszín-sémák kiszámítják a hő- és nedvességáramot, a planetáris határréteget leíró sémák pedig a felszíni stressz-hatásokat. Ezek a sémák sem számítanak tendenciát, csak a légköri

stabilitástól függő felszíni rétegre vonatkozó információkat. Az egyes sémákat csak meghatározott planetáris határréteg – sémával lehet együtt alkalmazni. A sémák:

- a) *MM5 hasonlósági elmélet*: stabilitási függvények segítségével számítja ki a hőre, nedvességre, momentumra vonatkozó kicserélődési együtthatókat. Konvektív sebesség felhasználásával növeli meg a hő- és nedvességáramot. Ezt a sémát csak a Medium Range Forecast vagy Yonsei University planetáris határréteg sémájával együtt lehet alkalmazni.
- b) *Eta hasonlósági elmélet*: a séma parametrizál egy súrlódási réteget, külön vízfelszínre és szárazföldi felszínre. A felszíni áramokat iteratív módon számolja. A séma csak a Mellor-Yamada-Janjic féle határréteg sémával alkalmazható.

4) **Planetáris határréteg (PHR)**: a légkörnek a felszínnel érintkező alsó kb. 1 km vastag rétege (a mérsékelt égövben), a felszín-légkör közötti dinamikai kölcsönhatások (vízgőz-, momentum-, energiátranszport) színtere. Az impulzus-, energia- és nedvességcsere alapvetően diffúzió útján történik, a diffúziót megvalósító individuális örvények átlagos méretei jóval kisebbek a nagytérségű mozgásrendszerek méreteinél. A PHR tehát a rácstávolságnál kisebb skálájú, örvények által keltett vertikális áramokért felelős, a teljes légoszlopban, nem csak a határrétegben. A parametrizációs sémák áram-profilokat határoznak meg a planetáris határrétegben, ezáltal megkapjuk a hőmérséklet, a légnedvesség és a horizontális momentum tendenciáját a teljes légoszlopban. A rendelkezésre álló határréteg sémák:

- a) *Medium Range Forecast Model (MRF)(Hong and Pan, 1996)*: labilis feltételek mellett egy gradienssel ellentétes irányú áramot és K-profil alkalmaz a hőre és nedvességre. A vertikális áramokra megnövelt együtthatót alkalmaz a PHR-ben, a PHR magasságát pedig a Richardson-szám segítségével határozza meg ($Ri=0,5$). A vertikális diffúzió leírására implicit lokális sémát használ.
- b) *Yonsei University (YSU)*: az MRF továbbfejlesztett változata. A vertikális diffúziót explicit módon kezeli. A PHR tetejét a felhajtóerő profilja (vagy másképp $Ri=0$) határozza meg, így általában alacsonyabb az így számított PHR magasság, mint az MRF sémával számolt.
- c) *Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)*: a turbulens kinetikus energiát használja fel a számításokhoz.
- d) *Assymmetric Convective Modell (ACM2)*: a felfelé irányuló keveredés nemlokális, a lefelé irányuló keveredés lokális.

A sémák 1-dimenziósak, viszont, ha a rácstávolság néhány 100 m alatt van, akkor 3-dimenziós sémákat kell használni (pl. TKE diffúziós séma)

5) **Légköri sugárzás:** a hosszuhullámú (a felszín, illetve a gázcsepscék által elnyelt, majd kibocsátott infravörös vagy termális) sugárzás és a rövidhullámú (a Napból érkező és a földfelszín felé irányuló látható és ultraibolya) sugárzás. A Nap az egyedüli sugárzási forrás, de a légkörön való áthaladás során a sugárzás elnyelődik, visszaverődik, szóródik. A felszínről a légkör felé irányuló hosszuhullámú sugárzást befolyásolja a felszín emisszivitása, ami viszont függ a földfelszín hőmérsékletétől és a földhasználat típusától. A rövidhullámú sugárzás esetében a felfelé irányuló sugárzási áramot a felszíni visszaverődés biztosítja, ezt pedig az albedó határozza meg. Emellett a sugárzásra hatással van a felhőzet mennyisége és vastagsága, a légköri vízgőztartalom, a CO₂, O₃ és esetlegesen a különböző nyomgázok koncentrációja is, tehát ezeket a paramétereket is figyelembe kell venni a sugárzás leírásánál. A WRF modellnél alkalmazott sugárzási sémák mind 1-dimenziós, ún. oszlop-sémák, melyek egymástól függetlenek.

Hosszuhullámú sugárzásra alkalmazott sémák:

- a) *Rapid Radiative Transfer Modell (RRTM)* (Mlawer et al., 1997): az MM5 modellből vették át, 16 spektrális sávot használ. Táblázatok alapján határozzák meg a vízgőz, CO₂, O₃, a jelenlévő nyomgázok és a felhőzet hatását a hosszuhullámú sugárzásra.
- b) *Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory – Longwave (GFDL LW)*: vízgőz, CO₂ és O₃ spektrális sávjaiban (összesen 14 sávban) végzi a számításokat. Emellett a felhőzetet is figyelembe veszi.
- c) *CAM*: az aeroszolok és nyomgázok hatását is vizsgálja.

Rövidhullámú sugárzásra alkalmazott sémák:

- a) *Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory – Shortwave (GFDL SW)*: légköri vízgőz, CO₂ és O₃, valamint felhőzet hatása.
- b) *MM5 (Dudhia) SW (Dudhia, 1989)*: a nappól érkező sugárzási áramot integrálja, a felhőmentes légkör szórását, a vízgőz elnyelését és a felhőzet albedóját és elnyelését is figyelembe véve.
- c) *Goddard*: 11 spektrális sávot használ, a direkt és diffúz sugárzás külön kezeli, szórt és visszavert sugárzási komponensekként.
- d) *CAM*: az aeroszolok és nyomgázok hatását is figyelembe veszi.

3.3. Modell diszkretizáció

a) Időbeli diszkretizáció

Az WRF ARW az adatok időbeli diszkretizációjára time-split integrációs sémát alkalmaz. A lassú vagy alacsony frekvenciás (meteorológiai szempontból fontos) módusokra harmadrendű Runge-Kutta (RK3) (Wicker and Skamarock, 2002) sémát használ – ez adja a modell Δt időlépcsőjét. A magas frekvenciájú (hang) módusokra kisebb $\Delta \tau$ időlépcsőt alkalmaz a stabilitás fenntartása érdekében, a horizontálisan terjedő hanghullámok esetében forward-backward sémával dolgozik, a vertikálisan terjedő hanghullámok és a felhajtóerő által kiváltott oszcillációs mozgások esetében pedig vertikálisan implicit sémával. A felhasználónak tehát két időlépcsőt kell definiálnia a modell futtatásakor. A meghatározás a Courant-számok alapján történik: az RK3 módszer esetében a lineáris advekcióra vonatkozó, $u \Delta x / \Delta x$ alakú Courant-szám és a kiválasztott advekciós séma – mely másodrendűtől hatodrendű séma lehet – együtt határozza meg a Δt modell időlépcsőt. Egydimenziós advekcióra az **6.2. táblázat** Wicker and Skamarock (2002) cikke alapján foglalja össze a különböző sémákhoz tartozó maximális Courant-számokat.

Időbeli séma típusa	Térben			
	harmadrendű	Negyedrendű	ötödrendű	hatodrendű
Leapfrog	instabil	0,72	instabil	0,62
Másodrendű Runge-Kutta	0,88	Instabil	0,30	instabil
Harmadrendű Runge-Kutta	0,61	1,26	1,42	1,08

5.2. Táblázat:

Maximális stabil Courant-számok az egydimenziós lineáris advekcióra. Wicker and Skamarock (2002)

A táblázatból kiolvasható, hogy az RK3 esetében a Courant-számok értéke majdnem kétszerese a leapfrog sémával kapott értékeknek. A háromdimenziós advekcióra vonatkozó Courant-számok $1/\sqrt{3}$ -szorosai a táblázatbeli értékeknek. Az ARW futtatásakor az időlépcsőt úgy kell megválasztani, hogy a vele képzett maximális Courant-szám az elméletileg kiszámoltnál kisebb legyen, ezért háromdimenziós alkalmazásoknál az időlépcsőre az alábbi egyenlőtlenségnek kell teljesülnie:

$$\Delta t_{\max} < \frac{Cr_{\text{elméleti}}}{\sqrt{3}} \cdot \frac{\Delta x}{u_{\max}}, \quad (6.36)$$

ahol $Cr_{elméleti}$ a fenti táblázatból vett megfelelő érték.

A gyakorlatban a következő ökölszabályt szokás alkalmazni az időlépcső kiszámítására az ARW esetében: az időlépcső másodpercben kb. hatszorosa legyen a horizontális rácsfelbontásnak kilométerben.

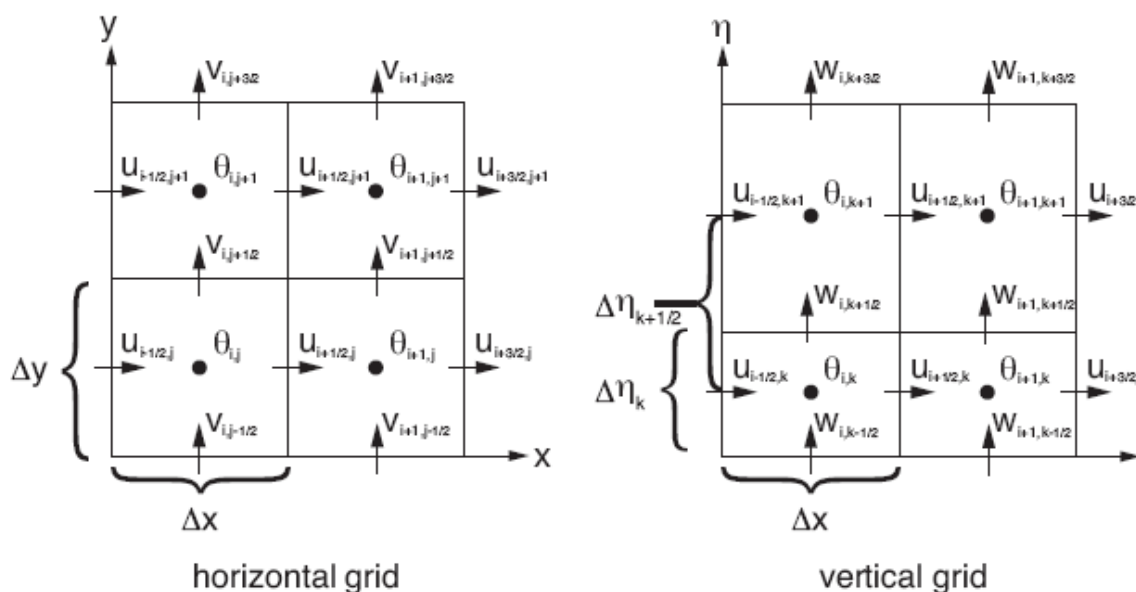
A hang módusokra alkalmazott forward-backward integrációs séma esetében a maximális Courant-számra teljesülnie kell, hogy: $Cr_{max} = c_{hang} \Delta\tau / \Delta x < 1/\sqrt{2}$, ahol c_{hang} a hangsebesség. Egyszerűsítésképp, az $1/\sqrt{2}$ helyett $1/2$ -del szokás számolni, így az akusztikus időlépcsőre a következőt kapjuk:

$$\Delta\tau < 2 \Delta x / c_{hang} . \quad (6.37)$$

Megjegyzés: a $\Delta x / \Delta\tau$ hányados páros egész szám kell legyen, és az ARW ezt a hányadost kéri bemenő adatként.

b) Térbeli diszkrétizáció

Arakawa-C rácson dolgozik a modell. Az elrendezés az 6.3. ábrán látható.



6.3. ábra:

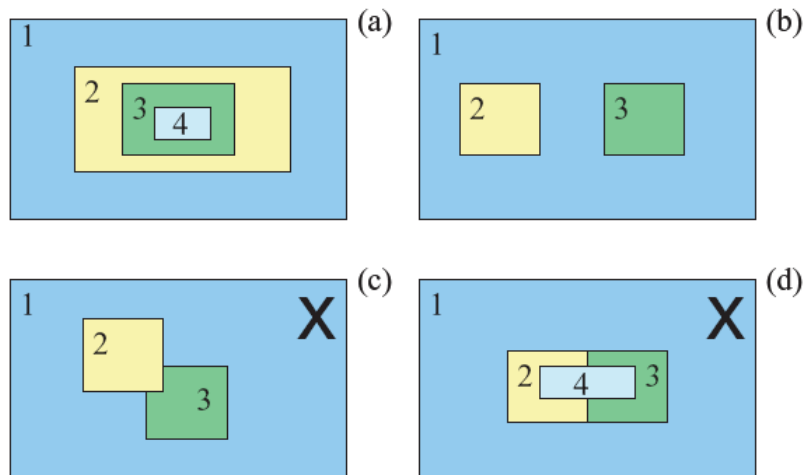
Az ARW horizontális és vertikális rácspontjai (Arakawa-C rács). Bal oldalon a horizontális rács, jobb oldalon a vertikális rács. Δx , Δy és $\Delta \eta_k$ rácsávolságokat jelölik.

Az u, v, w sebességeket a rácsávolság felezőpontjaiban vizsgáljuk, a termodinamikai változókat $(\theta, \mu, q_m, p, \alpha)$ a rács középpontjában. A Φ geopotenciált ugyanazokban a pontokban definiáljuk, ahol a w sebességértékeket is. A szélesebbség értékek cellák előoldalán vett átlagot jelentik, a termodinamikai változók pedig az adott cellában vett átlagot. A Δx és Δy rácsávolság adott konstans érték, ami csak a leképezés típusától

függ, $\Delta \eta$ viszont nem, ezt a kezdeti feltételek meghatározásánál külön meg kell definiálni. η meghatározásánál arra kell figyelni, hogy értéke a felszínen 1, a modell tetején 0, és a magassággal monoton csökken, egyébként a felhasználó önkényesen adhatja meg az értékét.

6.4. Beágyazott tartományok

Lehetőség van horizontálisan beágyazott tartományok készítésére az ARW modellben. A beágyazott tartományok téglalap alakúak, és párhuzamosak az anyatartománnyal. A beágyazott tartományok lehetséges elrendezését az 6.4. ábrán láthatjuk.



6.4. ábra:

Beágyazott tartományok elrendezésének lehetséges és nem megengedett módjai. (a) többszörös beágyazás. (b) tartományok az anyatartományon belül ugyanazon a szinten. (c) egymást átfedő tartományok nem megengedettek. (d) nem lehet több anyatartománya egy beágyazásnak.

A ráctávolság, illetve az időlépcső úgy finomítható, hogy az anyatartomány és a beágyazott tartomány ráctávolságainak, illetve időlépcsőinek hányadosa egész számot adjon, de a térbeli és időbeli hányadosok különbözhetnek.

A beágyazások lehetnek egyirányúak vagy kétirányúak (ezen belül statikusak vagy mozgók) az anyatartomány és a beágyazott tartomány közti kölcsönhatás alapján. Mindkét esetben a beágyazott tartomány határfeltételeit interpolációval kapjuk meg az anyatartományra vonatkozó előrejelzésből. Az egyirányú beágyazásoknál ez az egyedüli kölcsönhatás a két tartomány között, az információ-áramlás egyirányú. A kétirányú beágyazások esetében viszont a beágyazott tartomány is hatással van az anyatartományra,

ugyanis a finomabb felbontású beágyazott tartomány rácspontjaira kapott modell-eredményekkel helyettesítik az anyatartomány azon rácspontjaira vonatkozó értékeket, melyek beleesnek a beágyazásba.

A finomabb felbontású beágyazott tartomány kezdeti feltételeit különböző módokon adhatjuk meg:

- mindegyik változót az anya-rácspontbeli értékekből interpoláljuk.
- mindegyik változót a külső fájlból adjuk meg bemenő adatként, mely nagyfelbontású meteorológiai és domborzati adatokat tartalmaz.
- a változók egy részét a nagyfelbontású külső adatsorból adjuk meg, másik részét pedig interpoláljuk az anyarács alapján.
- mozgó tartomány esetében szükség van egy külső fájlra, mely az orografikus adatokat tartalmazza, hogy a beágyazott tartomány domborzati adatait aktualizálni lehessen.

6.5. Turbulens keveredés és modellszűrők

a) Diffúzió és örvényes viszkozitás

A WRF modell a planetáris határrétegben lejátszódó diffúziót két paraméter/séma segítségével írja le, ezek a diffúziós séma és a K-séma.

A választható diffúziós sémák:

- 1) *Egyszerű diffúzió*: a horizontális és vertikális gradienseket a koordináta-felületeken számítja ki
- 2) *Teljes diffúzió* (diffúzió a fizikai (x, y, z) -térben): a gradiensek teljes metrikus mennyiségek

Opcionális K-sémák (örvényes viszkozitás):

- 1) *K=konstans*: külön konstans érték a horizontális (K_h) és a vertikális (K_v) diffúzióra
- 2) *3D TKE*: a turbulens kinetikus energiára felírt prognosztikai egyenletrendszer alkalmazza, a K paramétert a TKE alapján határozza meg.
- 3) *3D deformáció*: a horizontális és vertikális K-értéket a 3D-s deformáció és stabilitás alapján határozza meg (Smagorinsky megközelítés)
- 4) *2D deformáció*: horizontális diffúzió esetében K-t a horizontális deformációból számolja (Smagorinsky). A vertikális diffúziót a kiválasztott PHR-séma számolja.

a) Modellszűrők

A modellfizikai sémákban alkalmazott egyszerűsítéseken kívül további szűrők vannak beépítve az ARW modellbe a RK3 sémán keresztül. Ezek:

1. *divergencia csillapítás*: a horizontálisan terjedő hanghullámokat szűri ki,
2. *külső módus szűrő*: a vertikálisan integrált horizontális divergenciát (külső gravitációs hullámokat) szűri ki,
3. *off-centering*: a vertikálisan terjedő hanghullámokat szűri ki (melyek a nemhidrosztatikus modellekben lépnek csak fel),
4. *gravitációs hullámokat elnyelő réteg*,
5. *Rayleigh szórást csillapító réteg*: kontrolálja a modelltartomány felső határáról történő visszaverődést; u, v, w és θ egy előzetesen meghatározott referencia-értékre áll vissza,
6. *vertikális sebesség csillapítása (w-csillapítás)*: megakadályozza, hogy a modell instabillá váljon a lokálisan nagy vertikális sebességek hatására.

3.6. A kezdeti feltételek meghatározása

A mechanizmus alapvetően megegyezik mind az idealizált esetek szimulációjánál, mind a valós adatokon alapuló előrejelzések készítésénél. A kezdeti feltételeket előállító program biztosítja a modell számára a

- bemenő adatokat a rácspontokban,
- előállít egy hidrosztatikus egyensúlyi állapotban lévő referencia állapotot és a perturbációs mezőket, valamint
- a meta-adatokat a dátumra, modellrácsra és az alkalmazott térképvetületre vonatkozóan.

Ha kutatási célokra használjuk a WRF modellt, azaz idealizált eseteket vizsgálunk, úgymint lee oldali hullámok, squall line-ok, szupercellás zivatarok, gravitációs hullámok vagy baroklin hullámok, akkor a kezdeti feltételek meghatározása analitikusan történik. Ekkor egy 1-dimenziós (csak a z geometriai magasság függvénye) felszállás értékeit adjuk meg bemeneti adatként – a baroklin hullámok modellezését kivéve, ahol a felszállás 2-dimenziós, (y, z) függvénye. A légkörről feltesszük, hogy a hidrosztatikus egyensúlyban van. Az inicializációhoz szükséges a felszíni légnyomás, potenciális hőmérséklet, vízgőz-keverési arány, valamint a felszín felett adott magasságokban a potenciális hőmérséklet, a

vízgőz-keverési arány és a horizontális szélesség komponenseinek értékei. Kétféle termodinamikai mezőt kell előállítani a modell számára: a referencia állapot meghatározásához figyelmen kívül hagyjuk a bemenő felszállás-adatokból a nedvességet, a perturbációs mezőknél viszont a nedvességgel is számolunk. Ezután először kiszámítjuk a sűrűséget és a száraz, valamint a nedves levegő hidrosztatikus nyomását minden z magasságban, majd lineáris interpolációval meghatározzuk a modell tetején is a (száraz) légnyomást (p_{dht}). A légoszlop μ_d tömegét úgy számoljuk ki, hogy a száraz levegő nyomását interpoláljuk a felszínre (p_{dhs}), és ebből kivonjuk a modell tetejére kapott értéket. Ezek után az η -szinteken a száraz levegő nyomása a már korábban ismertetett (6.1) összefüggés alapján számítható ki:

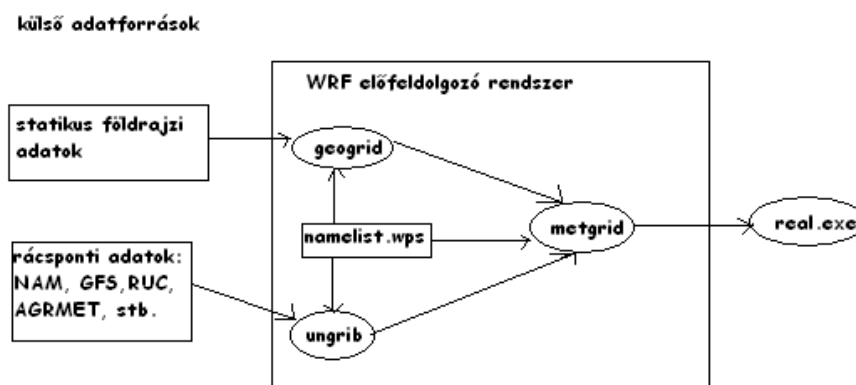
$$\eta = (p_{dh} - p_{dht}) / \mu_d, \text{ ahol } \mu_d = p_{dhs} - p_{dht}.$$

A potenciális hőmérsékletre is elvégezzük az interpolációt az η nyomási szintekre, és az állapotegyenlet felhasználásával kiszámíthatjuk α_d -t. Végül a hidrosztatikus egyenlet diszkrét alakja segítségével számítjuk ki a geopotenciált:

$$\delta_\eta \Phi = -\alpha_d \mu_d. \quad (6.38)$$

Ezzel a módszerrel a referencia állapot (száraz légkör) és a nedves légkör változóit kapjuk meg. A perturbációs változók ennek a két állapotnak a különbségeként állnak elő.

Valós adatokból készített előrejelzések esetében a kezdeti feltételek meghatározását egy külön programcsomag, a WRF Elő-feldolgozó (WPS) rendszere végzi. Ennek működését részletesebben az **6.5. ábra** mutatja be:



6.5. ábra:

Az WPS rendszer program komponensei és az ezek közötti adatáramlás. A bekarikázott szegmensek az egyes segédprogramok nevét jelölik.

A WPS a felszínre vonatkozó és meteorológiai adatokat használ fel – utóbbiakat jellemzően GriB formátumban –, és ezeket átalakítja a WRF modell számára kezdeti feltételekké. Az adatok transzfomációját három segédprogram végzi: a geogrid, ungrib és metgrid. Ezek mindegyike egy közös fájl, az ún. namelist.wps fájl megfelelő rekordjából olvassa be a paramétereket – illetve van egy közös rekord is, amit több segédprogram is felhasznál. A geogrid program a statikus földrajzi adatok alapján definiálja a modelltartományt és rácsot (megadja a térképvetület típusát, a rácsponatok számát, a rácsávolságokat, a beágyazások helyét, földrajzi szélességet és hosszúságot), valamint a rácsponatokra interpolálja a teresztikus adatokat. Ezen kívül a geogrid a rácsra interpolálja még a domborzat, a vegetáció, a felszín típusának, az átlagos talajhőmérséklet, a havi albedó, a maximális hó albedó értékeit, arra az esetre, ha ezeket nem adnánk meg. Ezt az alapján a globális adatsor alapján teszi meg, amit a WRF honlapjáról lehet letölteni. Az ungrib program beolvassa a GriB fájlokat, és egyszerűbb, köztes formátumban írja ki őket. A GriB fájlok időfüggő meteorológiai mezőket tartalmaznak, és általában egy másik regionális vagy globális modelltől származnak (pl.: NCEP/NAM vagy GFS). A metgrid horizontálisan interpolálja a köztes formátumba kiírt meteorológiai adatokat. Az interpolált mezők már bemenő adatként szolgálnak a real.exe program számára, ami a valós futtatásokat végzi. A bemenő adatok (melyek hidrosztatikus egyensúlyban vannak):

- 3-dimenziós potenciális hőmérséklet [K], a keverési arány [kg/kg] és a momentum horizontális komponensei [m/s].
- A felszínre vonatkozó 2-dimenziós statikus adatok: domborzat, albedó, Coriolis paraméter, növényzet típusa, vízrajz, talajtextúra, átlagos éves hőmérséklet, földrajzi szélesség/hosszúság.
- 2-dimenziós időfüggő mezők: μ_a [Pa], talajréteg hőmérsékletek [K], talajnedvesség [kg/kg], talajfelszín hőmérséklet [K], hóvastagság [m] és tengeri jég.

Az idealizált esethez hasonlóan, itt is szétválasztjuk a meteorológiai adatokat referencia és perturbációs mezőkre. A referencia állapot ebben az esetben a domborzat magassága és 3 konstans (p_0 [10^5 Pa] referencia tengersizinti légnyomás; T_0 [270-300 K] referencia tengersizinti hőmérséklet; A [50 K] a p_0 és p_0/e nyomási szintek hőmérséklet különbsége) segítségével van definiálva. A paraméterek felhasználásával felírhatók az állapothatározók (felszíni légnyomás, hőmérséklet, potenciális hőmérséklet, specifikus sűrűség) referencia állapotra vonatkozó, valamint perturbációs értékei.

Végül az oldalsó peremfeltételeket kell megadni, amit real.exe program generál egy külső fájl formájában

3.7. Variációs adatasszimiláció

Az adatasszimiláció célja, hogy a különböző típusú megfigyeléseket és korábbi időpontból indított modell-előrejelzéseket (first guess vagy background) összehangolva a légkör állapotának egy optimális becslését adja meg, előállítva az analízis vagy kezdeti feltétel mezőt. Az asszimiláció során az előrejelzési tartományt lefedő 3D-s rács minden rácsponthoz előállítjuk a légköri állapotváltozók kezdeti értékeit az összes meteorológiai információt felhasználva hozzá. Az optimalizálást többféleképpen is el lehet végezni. Az egyik lehetőség a legkisebb négyzetek módszere vagy optimális (lineáris) interpoláció, a másik elterjedt módszer a variációs technikák (3D-var és 4D-var) alkalmazása. A variációs módszer egy veszteségfüggvény definiálásán, illetve annak iteratív módon történő minimalizálásán alapul. A veszteségfüggvény a megfigyelések és a modell-állapot eltérését adja meg úgy, hogy a $J(\underline{x})$ veszteségfüggvényben az analízis és a megfigyelési/first guess adatok közti eltérést a mérési/background hibával súlyozzuk:

$$J(\underline{x}) = J_b(\underline{x}) + J_o(\underline{x}) = \frac{1}{2}(\underline{x} - \underline{x}^b)^T \underline{B}^{-1}(\underline{x} - \underline{x}^b) + \frac{1}{2}(\underline{y} - \underline{y}^o)^T (\underline{E} + \underline{F})^{-1}(\underline{y} - \underline{y}^o), \quad (6.40)$$

ahol

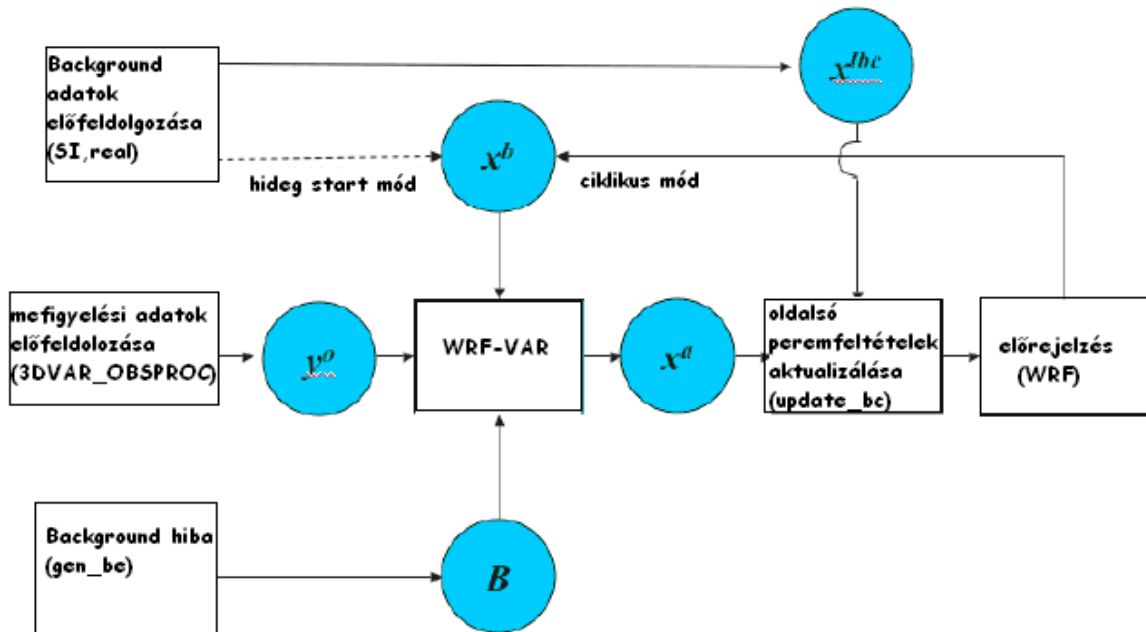
\underline{x} : az analízis állapot, mely minimalizálja $J(\underline{x})$ -et

\underline{x}^b : first guess vagy background érték

\underline{y}^o : a megfigyelési érték

\underline{B} , \underline{E} és \underline{F} : rendre a background, megfigyelés és a reprezentativitási hibák kovarianciamátrixa (a reprezentativitási hiba abból adódik, hogy a megfigyelések a fizikai térben állnak rendelkezésre, és ezeket a rácsponthoz kell helyezni).

3D adatasszimiláció során – amit a WRF ARW is használ – az asszimilációt egy konkrét időpontra végezzük el (a 4D adatasszimiláció esetén egy időintervallumra). Az **6.6. ábra** a WRF-Var asszimilációs rendszert mutatja be szemléletesen:



6.6. ábra:

A WRF ARW 3D-var adatasszimilációs rendszere. A körök a felhasznált adatfájlokat, a téglalapok az algoritmusokat jelölik.

Az asszimilációhoz szükséges bemenő adatok:

- x^b first guess: hideg start esetén x^b egy másik modelltől származó előrejelzés/analízis az ARW-rácsra interpolálva – az interpolációt a WRF SI végzi. Ciklikus módban (meleg start) x^b egy rövidtávú (1 – 6 órás) ARW előrejelzésből adódik. A first guess adatok netCDF formátumban állnak rendelkezésre.
- y^o megfigyelések: ASCII vagy BUFR formátumban elérhetőek. A megfigyelések a WRF-Var által használt text formátumba történő átformázását a 3DVAR_OBSPROC nevű program végzi el.
- B background-hiba kovarianciák: az analízis és a megfigyelések közti eltérés; bináris alakban. A kovarianciákat a gen_be nevezetű program generálja egy sor regionális/globális modell alapján.

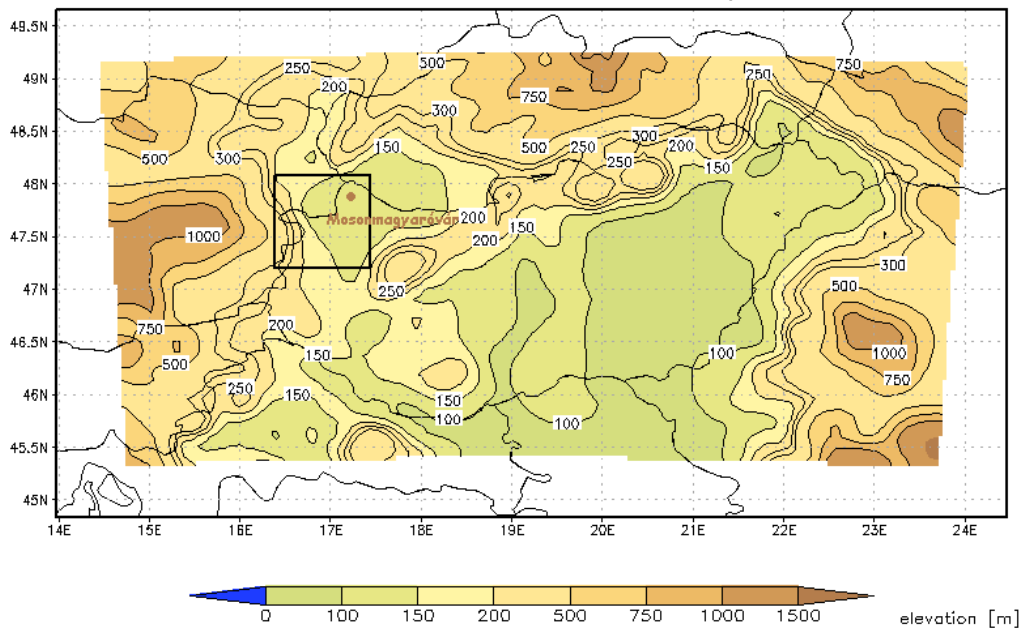
Az adatasszimiláció révén előáll egy x^a analízis érték, amit össze kell hangolni a külső x^{lbc} peremfeltételekkel. Minden modellfuttatás előtt a peremfeltételeket tartalmazó x^{lbc} fájlt módosítani kell, hogy a határfeltételek konzisztensek legyenek az adatasszimilációval kapott új kezdeti feltételekkel – ezt végzi el az update_bc nevű segédprogram.

7. Módszerek és eredmények

A szakdolgozati munka során a WRF modell legújabb, 3.0-ás verzióját alkalmaztuk. A modell futtatása naponta négyszer, a főterminusokban történik az ELTE Meteorológia Tanszék szerverén. Négy processzor dolgozik párhuzamosan a futtatás ideje alatt, melyek típusa: Intel Xeon CPU 3GHz, belső memóriájuk 2048 kB. A modell számára a kezdeti feltételeket 0,5° x 0,5°-os felbontású GFS (NCEP Global Forecasting System modell) mezők biztosítják. Ezen GFS kezdeti mezők 180 órára állnak rendelkezésre az analízis időpontjától számítva három óránkénti időbeli felbontással minden főterminusban frissülve. Az analízis időpontjától további 184 órára egy gyengébb (2,5° x 2,5°) felbontású adatbázis is rendelkezésre áll 12 óránként. A GFS adatokat 100 Mbit csatlakozáson keresztül tölti le a számítógép.

A futtatás menete a következőképp néz ki: 00 UTC-s futtatás esetében a GFS adatok letöltése helyi idő szerint 5:30-kor kezdődik meg, és ez kb. 35 percig tart. Ezután az előfeldolgozási folyamat (a statikus adatok előállítás – geogrid.exe –, a meteorológiai adatok modelltartományra történő interpolációja – metgrid.exe – és az inicializáció) veszi kezdetét, ami nagyjából 20 percet vesz igénybe. Majd megkezdődik a modell integrálása 0-96 óráig. Ez a fázis a legidőigényesebb, közel 1 és $\frac{3}{4}$ órát igényel. Majd az utófeldolgozás következik, ez mindössze kb. 1,5 perces folyamat, amikor a modellváltozókon kívüli egyéb változók is kiszámításra kerülnek, illetve grafikus formában megjeleníthetővé válnak az adatok.

A Mosonmagyaróvár térségére történő szélenergetikai vizsgálatok során a WRF modellt 10 x 10 km-es horizontális felbontás mellett, 60 másodperces időlépcsővel futattuk 96 órás integrációval a vizsgált decemberi időszakra a Kárpát-medencére. A modellezési tartomány a **7.1. ábrán** látható. Később a teljes modelltartomány adatai közül a Mosonmagyaróvárra (földrajzi koordinátái: é.sz. 47,871, k.h. 17,232) vonatkozókat vettük ki, és ezeket használtuk a vizsgálat során.



7.1. ábra:

A modellezési tartomány (Kárpát-medence). A fekete négyzet a Mosonmagyaróvári térséget jelöli.

14 z modellszinttel dolgoztunk: az alsó 2000m-en 250m, afölött 1000m-es szinttávolsággal, 0,25km-től 7km-ig. A z szintek magassága a tengerszinthez viszonyítva adottak. A 23 modellváltozó közül a munka során a magassági szélesebességet ($wspd$) és szélirányt (wd), a felszín felett 10m-en modellezett szélesebességet ($ws10$) és szélirányt ($wd10$), a szélesebesség x és y irányú komponenseit (u és v), valamint a felszín feletti magasságot (hgt) használtuk fel.

Polár sztereografikus térképvetületet alkalmaztunk. A 6.2.fejezetben korábban felsorolt fizikai parametrizációs sémák közül a következőket alkalmaztuk a futtatásoknál:

- mikrofizika: WSM3;
- cumulus parametrizáció: új Kain-Fritsch;
- szárazföldi felszín: 5 termikus rétegű diffúzió séma;
- szárazföldi réteg: MM5 – Monin-Obukhov hasonlósági elmélet;
- planetáris határréteg: YSU;
- hosszuhullámú sugárzás: RRTM;
- rövidhullámú sugárzás: Dudhia (MM5).

A 6.5. pont alatt található diffúziós és örvényességi sémák közül pedig az alábbiakat:

- diffúzió: egyszerű diffúzió – $K=const$ másodrendű diffúzió, ahol csak a szomszédos pontok között van keveredés;

- örvényesség: 2D deformáció (Smagorinsky).

Ahhoz, hogy a szélenergiára vonatkozó becslés és előrejelzés elkészülhessen, első lépésként a mosonmagyaróvári szélesebességre készítettünk előrejelzést, és összehasonlítottuk a mérésekkel, hogy megvizsgáljuk az előrejelzés beválását. A szélérőműveken műszerekkel mért adatok (szélesebesség, szélirány, energia és teljesítmény) 2008. december hónapjára álltak rendelkezésre, 10 percenkénti felbontásban 65m és 113m magasságban. A 65m magasan működő ENERCON E40-es szélturbina 600kW névleges teljesítményű, míg a 113m-es gondolamagassággal rendelkező ENERCON E70-es erőmű 2MW névleges teljesítményű.

A két magasságra (65m és 113m) a mérési idősor alapján kiszámított szélirány és szélesebesség szerinti eloszlást a **Függelék 1. és 2. ábrája** mutatja be. Az uralkodó szélirány mind 65m, mind 113m-en a klimatológiai szélviszonyoknak megfelelően az északnyugati. Az északnyugati szél mellett azonban a délkeleti szél is nagy gyakorisággal fordul elő a térségben. A magassággal az északnyugati szél gyakorisága kismértékben csökken, de számottevő változás nincs a szélirány eloszlásban 65m és 113m között. A szélesebesség eloszlás tekintetében elmontható, hogy 65m-en legnagyobb gyakorisággal az 5-6-7 m/s-os szelek fordulnak elő, és a várakozásnak megfelelően, a magassággal az eloszlás képe kicsit megváltozik, az erősebb szelek irányába tolódik el a gyakorisági maximum: 113m-en a 6-7-8 m/s-os szelek a leggyakoribbak, valamint az erősebb szelek gyakorisága megnő, miközben az 1-2 m/s-os szélesebességeké lecsökken.

A mérési és előrejelzési adatok összehasonlítása végett a WRF modellt is lefuttattuk a decemberi időszakra a $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ felbontású GFS adatokat felhasználva: 2008. november 30. – 2009. január 1. között napi négy, 96 órás futtatás készült (00, 06, 12 és 18 UTC-kor inicializálva) – december 18-án hiba miatt nem álltak rendelkezésre a modellfuttatások, így december 19-ére nem volt előrejelzés, miután a 96h-s előrejelzésekből a 24-48h közötti adatsort használtuk fel a későbbi vizsgálatokhoz. Ezek a futtatások adták a 60 percenként rendelkezésre álló modelladatokat. A szélérőműveken a szélmérés felszín felett 65m és 113m-en történt, ezek a magasságok azonban nem estek egybe a modellszintekkel. Így, hogy ezen a két magasságon is legyenek modelladatok, a 65m és 113m-es gondolamagasságokra interpolálni kellett a modell által előrejelzett szélesebesség adatokat. Mivel a $z=1$ szint magassága tengerszint felett 250m volt, Mosonmagyaróvár pedig tengerszint felett 120m-en fekszik, az interpoláció a 10m-es és az első modellszinten számított szélesebesség felhasználásával történt, logaritmikus szélprofil feltételezve, a Hellmann-féle egyszerűsített összefüggés (7.1) alapján.

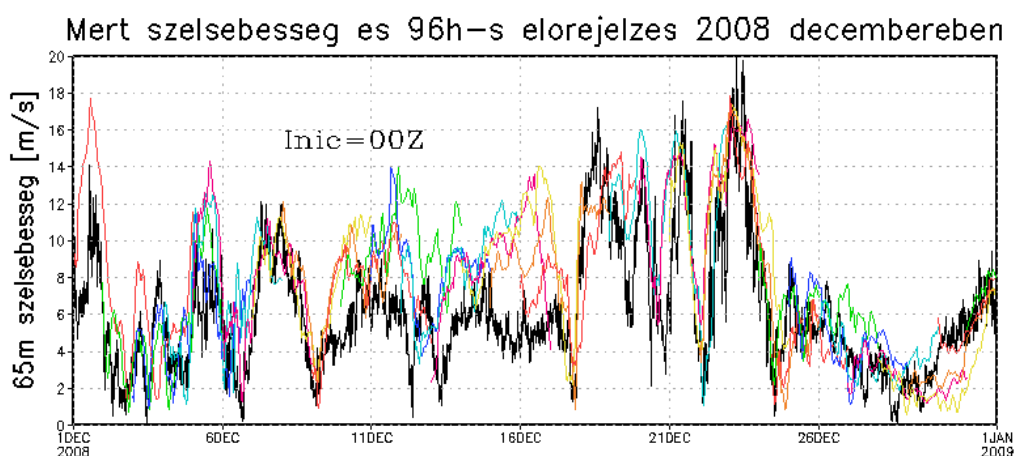
$$\frac{u_2}{u_1} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^P \quad (7.1)$$

ahol u_1 közvetlenül az interpolálási magasság (65m, illetve 113m) alatti z_1 szinten a szélesség (jelen esetben a 10m-es szélesség, amit a WRF modell szolgáltatott), u_2 pedig az interpolálási magasság fölötti z_2 szinten (itt tengerszint felett 250m-en, azaz felszín felett 130m-en) a szélesség, P pedig a Hellmann-exponens. A P exponens értékei az érdesség függvényében különböző felszín típusokra a 3. fejezetben olvashatók. A kitevő értéke azonban az érdesség mellett a termikus stabilitástól és számos meteorológiai paramétertől is függ, melyek nagy változékonyságot mutatnak napszaktól, illetve évszaktól függően, így az exponens esetében nem egy konstans értéket használtunk, hanem a kitevő értékét a (7.2)-es összefüggéssel határoztuk meg (az értékei a 7.4-es ábrán láthatók):

$$p = \frac{\ln(u_2/u_1)}{\ln(z_2/z_1)}, \text{ ahol } const = \ln \frac{z_2}{z_1}, \quad (7.2)$$

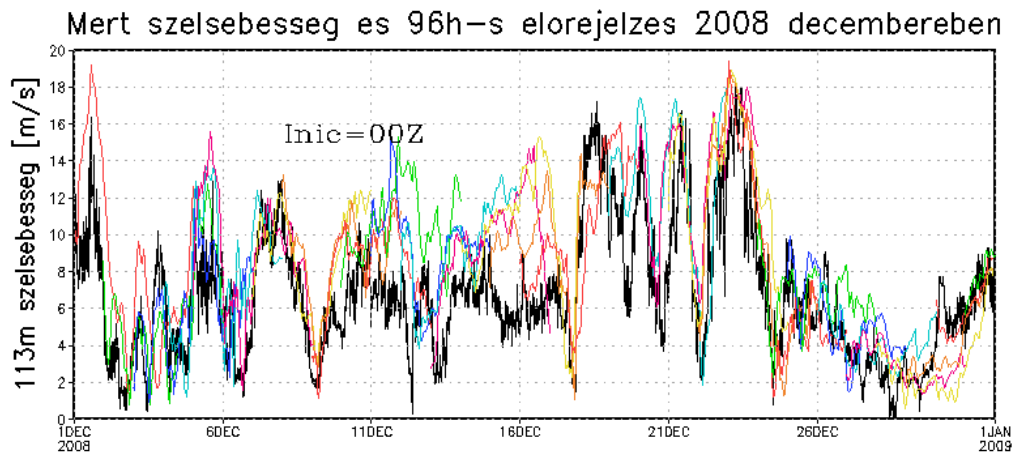
ahol u_1, u_2 és z_1, z_2 mint (7.1)-nél.

A szélerőművek mért adatai Excel táblázat formájában álltak rendelkezésre, ezért hogy dolgozni lehessen velük a GrADS rendszerben, GrADS-fájlba, azaz GriB formátumú fájlba írtuk át az adatokat, valamint készítettünk egy kontrol fájlt is az adatokhoz. Ezek után már megjeleníthetővé vált a mérési adatsor is a GrADS programmal. A 7.2. és 7.3. ábra az erőművek mért adatsorát és a 2008. december 1-31. között naponta 00 UTC-kor indult 96h-s előrejelzéseket mutatja be a két magassági szinten, 65m és 113m-en.



7.2. ábra:

Mért szélesség (feketével) és a 00 UTC-s négynapos előrejelzések (színessel) 65m-en 2008. decemberben.



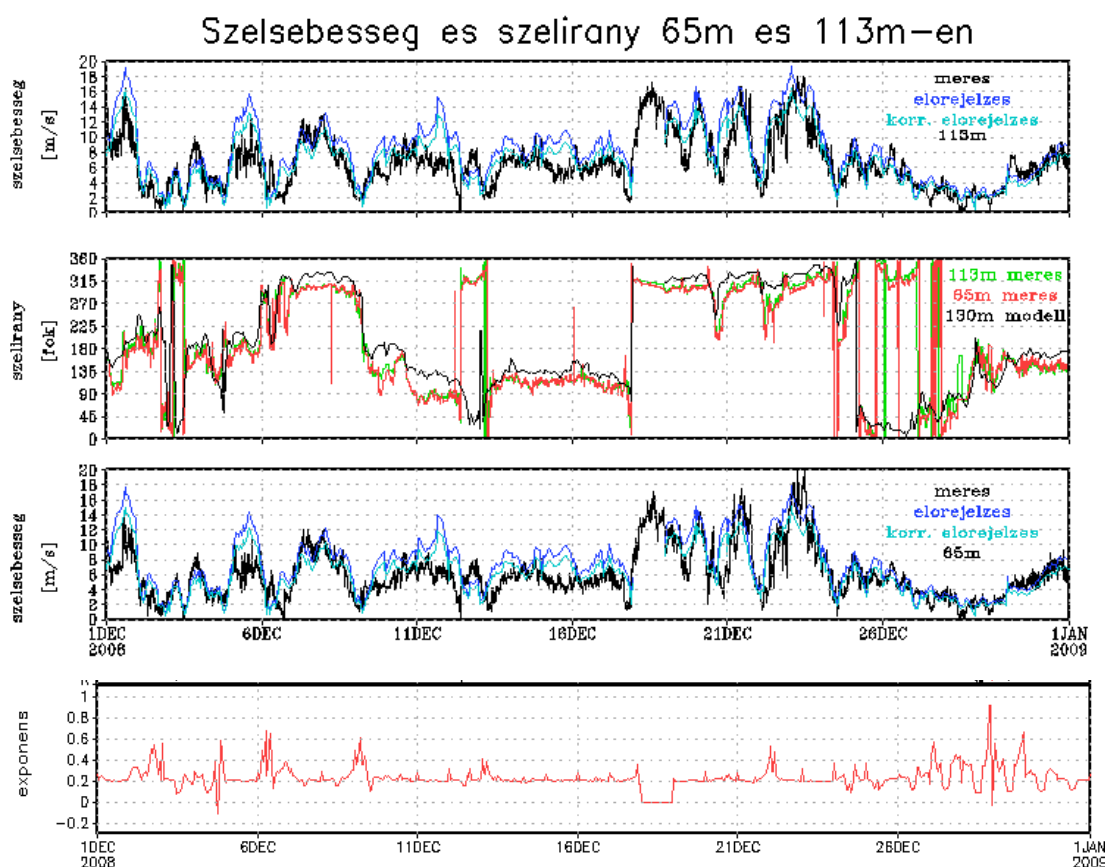
7.3. ábra:

Mért szélesség (feketével) és a 00 UTC-s négynapos előrejelzések (színessel) 113m-en
2008. decemberben.

A 7.4. *ábra* a mért és előrejelzett szélesség értékeket mutatja be az egész decemberi hónapra 65m és 113m-en. Az előrejelzést a 00 UTC-s futtatások 24-48h közötti egynapos eredményei adják folytatólagosan egymás után téve. Látható, hogy a hónap második felében, valamint a hónap elején is az előrejelzés szépen együtt halad a méréssel, nagyobb eltérés a hónap közepén, december 11-17. között van – december 12-e és 15-e magasságában a tendenciák még ellentétesek is. Az is leolvasható, hogy az előrejelzés általában felül becsüli a szélességet – ez a felülbecslés szisztematikusnak tekinthető. Ezt a *Függelék 3.ábrája* is jelzi, mely a mért és előrejelzett adatok scatter plot diagramjait tartalmazza. Az okokat keresve megvizsgáltuk szélirány és a stabilitás függvényében az előrejelzés pontosságát. A széliránnyal kapcsolatosan elmondható, hogy a nagy eltérések keleties szelek mellett következtek be, ugyanakkor azonban nem minden esetben van nagy eltérés a mérés és az előrejelzés között keleties szélben. A stabilitásra ilyen összefüggést nem tapasztaltunk.

Hogy csökkentsük a modell hibáját, korrekciót végeztünk el a szélességre, nevezetesen egy 0,85-ös szorzót alkalmaztunk az előrejelzett értékekre. A korrekció elvégzése után a modell helyenként (elsősorban a délies és északkeleties szeleknél) alulbecsülte a szélességet, javulás következett be mindkét magasságon az északnyugati, szélszektorban, amely szélirány a legnagyobb gyakorisággal fordul elő a térségben, és így energetikai szempontból a legfontosabb. Emellett összességében nézve az átlagos relatív hiba is jelentősen csökkent, és a legnagyobb eltérések kis szélességeknél álltak elő, ahol energiatermelés még egyáltalán nincs, vagy nem számottevő. A 7.4. *ábrán* a korrigált szélesség is fel van tüntetve. A mért, előrejelzett és a korrekcióval kapott szélességek átlagait, valamint az előrejelzés hibáit az egyes szélszektorok

függvényében a **Függelék 1.táblázata** foglalja össze. A modellezési hibák kiszámításához a 10 perces mérési adatokat össze kellett hangolni a modelladatokkal, melyek csak óránként álltak rendelkezésre, ezért a 10 perces adatokból óránkénti átlagokat számoltunk – átlagos szélességet, szélirányt és teljesítményt. A **7.4. ábráról** a szélirányok időbeli alakulása is leolvasható. A szélirány esetében nem végeztünk interpolációt, így a 65m és 113m-re rendelkezésre álló mért szélirány, valamint a modell első szintjére (130m-re) előrejelzett szélirány látható. A valós szélirányt a modell jól követi, a hónap vége felé egy rövid időszakot (december 26-28.) leszámítva. Végül a 7.4-es ábrán a Hellmann-exponens is látható. Értéke a hónap folyamán -0,1 és 0,9 között változott.

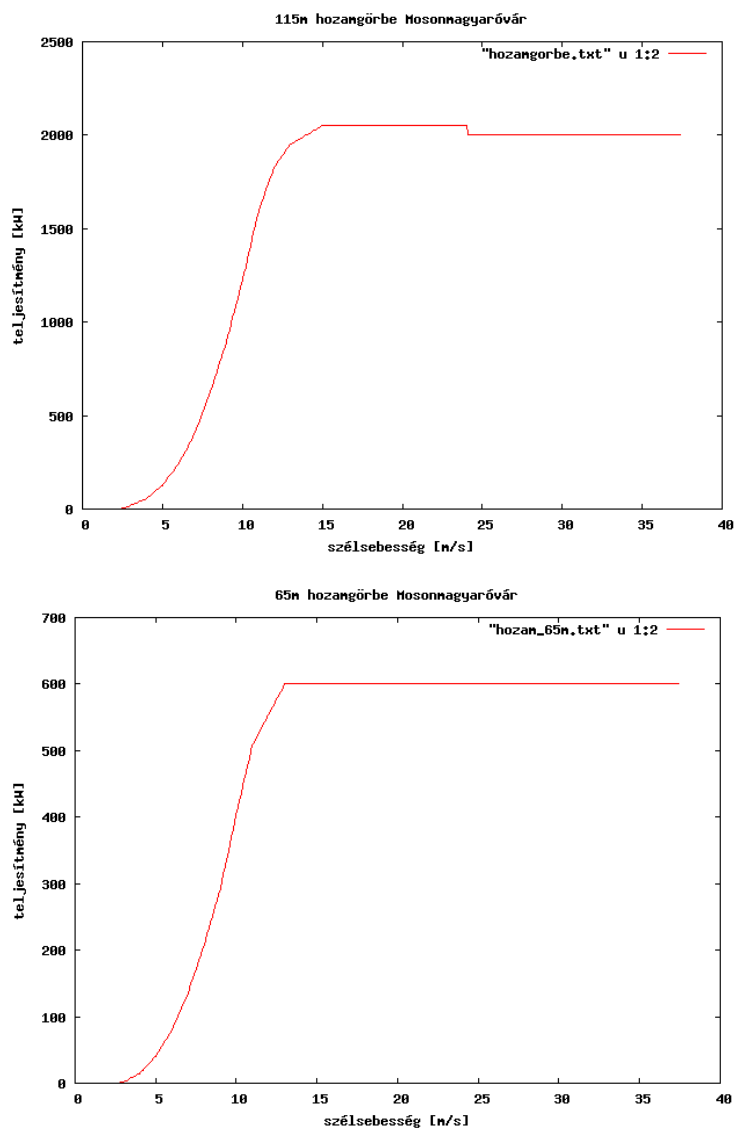


7.4. ábra:

A mért, előrejelzett és korrigált előrejelzett szélesség, valamint a szélirány Mosonmagyaróváron 2008. decemberében. Felül 113m-en a mért (feketével), az előrejelzett (sötétkékkel) és a korrigált előrejelzett (világoskékkel) szélesség, a harmadik panelen ugyanez 65m-en. A középső panel a 65m-en (pirossal) és 113m-en (zölddel) mért szélirányt mutatja. Legalul pedig a Hellmann-exponens.

A szélenergia termelést az erőműtől kapott ENERCON E40-es (65m), illetve E70-es (113m) turbinákra vonatkozó teljesítményadatok alapján határoztuk meg. Az adatokat grafikusán ábrázolva kirajoltuk a teljesítménygörbéket. A teljesítménygörbe vagy hozamdiagram az egyes szélesség értékekhez hozzárendeli az erőmű teljesítményét. A

teljesítménygörbék a 7.5. **ábra** tartalmazza. A görbék alapján elmondható, hogy a bekapcsolási sebesség alatt nincs termelés, ez a sebesség az E40-es turbina esetében $2,5\text{ m/s}$, az E70-es esetében $2,1\text{ m/s}$. Ezután a szélesebbéssel rohamosan nő az erőmű teljesítménye is egészen $10\text{—}13\text{ m/s}$ -ig, e fölött mérséklődik a teljesítmény-növekedés, majd $13\text{—}15\text{ m/s}$ -nál beáll a névleges teljesítményre a termelés, tovább nem tud növekedni. Az ENERCON E40-es turbina névleges teljesítmény 65m-en 600 kW , az ENERCON E70-es turbináé 113m-en 2000 kW .



7.5. ábra:

115m-en az ENERCON E70-es (felül) és 65m-en az E40-es (alul) a szélturbina hozamgörbéi.

Miután ezen teljesítménygörbék egyenlete nem állt rendelkezésre, a szélesebbéssel és teljesítmény közti összefüggés megállapítására a teljesítménygörbékre függvényt illesztettünk. Ez a GNUplot nevű grafikus program segítségével történt, feltételezve, hogy a széleenergia a szélesebbéssel harmadik hatványával arányos, tehát harmadfokú polinommal

közelítettük a görbét. A teljesítménygörbét 5, illetve 4 szakaszra osztva az iterációs eljárással kapott illesztett függvény 113m (E70), illetve 65m-en (E40) a következőképp néz ki:

$$F_{113m}(ws) = \begin{cases} 0, & \text{ha } ws < 2,4 \text{ m/s} \\ a \cdot x^3 + b \cdot x^2 + c \cdot x + d, & \text{ha } 2,4 \text{ m/s} \leq ws < 15 \text{ m/s} \\ 2050, & \text{ha } 15 \text{ m/s} \leq ws < 24,1 \text{ m/s} \\ 2000, & \text{ha } ws \geq 24,1 \text{ m/s} \end{cases} \quad F_{65m}(ws) = \begin{cases} 0, & \text{ha } ws < 2,5 \text{ m/s} \\ a \cdot x^3 + b \cdot x^2 + c \cdot x + d, & \text{ha } 2,5 \text{ m/s} \leq ws < 13 \text{ m/s} \\ 600, & \text{ha } 13 \text{ m/s} \leq ws \end{cases}$$

Az $F_{113m}(ws)$ és $F_{65m}(ws)$ függvényekben szereplő a, b, c, d együtthatók értékeit a

7.6. táblázat tartalmazza:

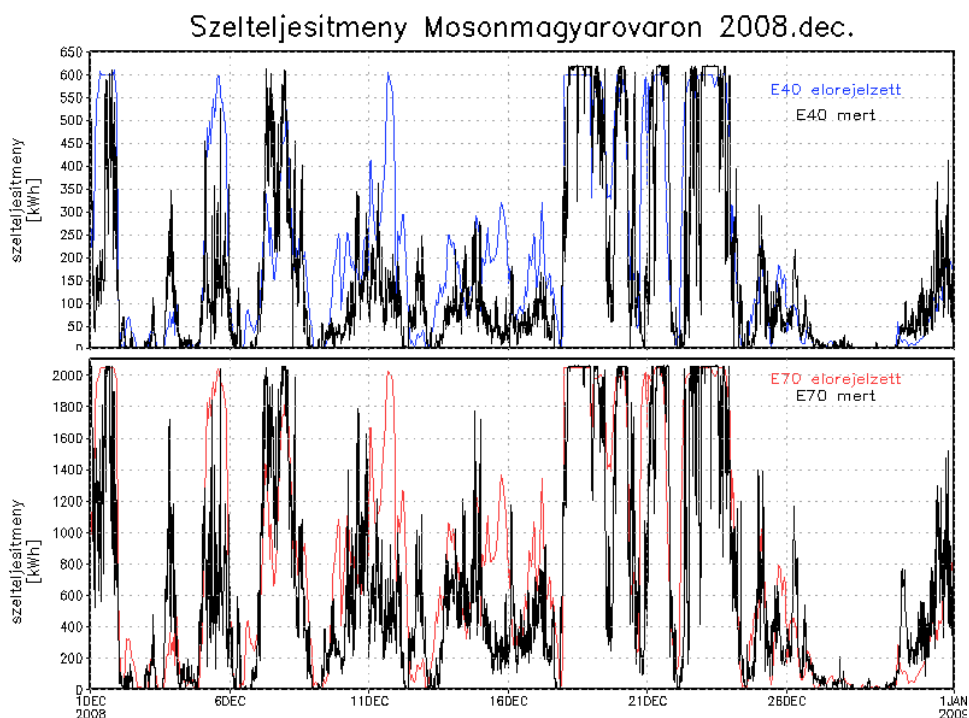
	a	b	c	d
113m				
$2,4 \text{ m/s} \leq ws < 11 \text{ m/s}$	0,61	12,3	-71,5	104
$11 \text{ m/s} \leq ws < 15 \text{ m/s}$	8,9	-379	5425	-24079
65m				
$2,5 \text{ m/s} \leq ws < 10 \text{ m/s}$	0,21	3,76	-20,75	25,18
$10 \text{ m/s} \leq ws < 13 \text{ m/s}$	6,82	-249,6	3088,4	-12340,8

7.6. Táblázat:

A 65m és 113m-en illesztett teljesítménygörbék együtthatói a különböző szélesség tartományok függvényében.

Az illesztéssel kapott együtthatók aszimptotikus standard hibáit a **Függelék 2.táblázata** tartalmazza.

A teljesítménygörbét leíró függvények meghatározása után már lehetőség nyílt a modell széladatokból a szélenergia kiszámítására, és a mért adatokkal történő összevetésére. A **7.7-es ábra** a mért és a korrigált szélességből számított előrejelzett teljesítményeket mutatja be Mosonmagyaróvárra a vizsgált időszakra. Látható, hogy az energiatermelést megközelítően jól adta vissza a modell. Az energia tekintetében is a szélességhez hasonlóan a hónap közepén van komolyabb eltérés a mérési idősortól. A szélenergia előrejelzésében azonban $\pm 30\%$ „hibatartomány” megengedett. Az egyes szélesség-tartományok szerint a 30%-os hibát meghaladó órás értékek számát a **7.8.táblázat** foglalja össze.



7. 7.ábra:

E40-es és E70-es turbinák mért és előrejelzett szélteljesítménye 2008. decemberében Mosonmagyaróváron.

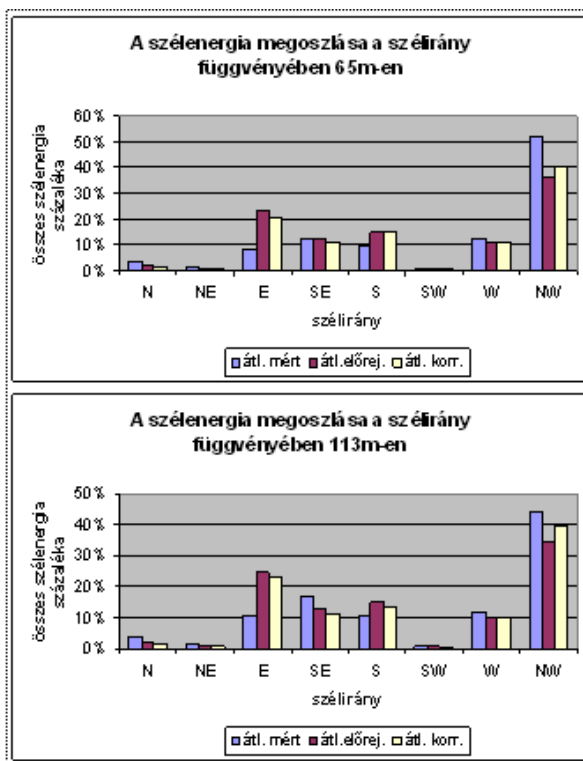
Szélsébség [m/s]	30% relatív hibát meghaladó esetek (órák) száma			
	65m		113m	
	előrejelzés	korr. előrejelzés	előrejelzés	korr.előrejelzés
2,5-5	153	137	118	102
5-7,5	181	254	233	200
7,5-9	39	31	63	66
9-11,5	30	15	20	43
11,5-14	11	2	1	12
14-16,5	2	0	1	6
összesen	463	476	487	477

7.8. Táblázat:

30% relatív hibát meghaladó esetek száma 65m és 113m-en 2008. decemberében Mosonmagyaróváron.

Miután a szélsébség előrejelzése mellett immár a teljesítményre vonatkozóan is elkészült az előrejelzési módszer, az energia előrejelzést is operatívvá tettük. Így 2009. májusa óta a főterminusokban frissülő négynapos szélsébség és a két turbinára vonatkozó teljesítmény előrejelzések készülnek Mosonmagyaróvárra az ELTE Meteorológia Tanszékén. Ennek grafikus kimenete megtekinthető a <http://metero24.elte.hu/wrf> weboldalon, valamint a *Függelék 4.ábráján*.

A szélenergia szempontjából fontos az is, hogy az egyes szélirányok mekkora energiataralommal rendelkeznek, ezért megvizsgáltuk, hogy az egyes szélirányszektorok az összes szélenergiának mekkora hányadát adták. Az eredményt a **7.9.-es ábra** mutatja be, melyen az egyes szélszektorokra kapott havi átlagos szélenergia értékek vannak feltüntetve – kézzel a mérés, bordóval a korrekció nélküli előrejelzésből számított energia és sárgával a korrekció után számított szélenergia. A **7.9.-es ábráról** leolvasható, hogy a szélenergia legnagyobb részét, közel felét mind 65m, mind 113m-en az észak-nyugatis szelek adják – ami nem véletlen, hiszen ez a szélirány a leggyakoribb a térségben. Az északnyugatis szelek mellett a délkeleti, nyugati és déli szelek adnak jelentősebb szélenergiát, mintegy 10-10%-át az összes energiának. A **7.9.-es ábrán** az is látható azonban, hogy a keleties szelek esetében túlbecsüli a szélenergiát mindkét magasságban, míg az északnyugatis szelek esetén kisebb mértékben ugyan, de alulbecsül. Ezek a tendenciák a korrigálás után is megmaradtak, de hatására az előrejelzés javult, közelebb került a mért értékekhez. A keleties szelek esetében tapasztalt felülbecslés nem meglepő, hiszen a szélesebséget is felülbecsülte a modell különösen a keleties szelek mellett (**7.4.-es ábra**). A szélenergia pedig a szélesebség harmadik hatványával arányos, tehát kis hiba szélesebségben, jóval nagyobb hibát eredményez az energiában.



7.9. ábra:
Az egyes szélszektorok részesedése az összes szélenergiából 2008.decemberében Mosonmagyaróváron.

8. Összefoglalás és jövőbeli tervek

A szakdolgozat során a Mosonmagyaróvár mellett működő ENERCON E40 és E70 szélérőművek 2008. decemberi adatait dolgoztuk fel azzal a céllal, hogy az erőművek számára kidolgozzunk egy módszert a WRF modell segítségével szélenergia becslésére vonatkozóan. Ennek első lépéseként a szélsébség előrejelzését készítettük el a térségre. A kapott eredmények azt mutatták, hogy a modell szisztematikusan felülbecsülte a szelet, ám a korrekció elvégzése után az előrejelzési hiba jelentősen csökkent, főként a legfontosabb északnyugati szélszektorban. 2008. novemberétől már megvalósult egy kvázi-operatív szélelőrejelzés (sebesség, szélirány) Mosonmagyaróvárra a WRF modell felhasználásával.

Második lépésben a szélenergia becslését végeztük el az erőművektől kapott adatok alapján, és a kvázi-operatív szélelőrejelzés 2009. májusától kiegészült az E40 és E70 turbinák teljesítmény előrejelzésével is.

A négynapos előrejelzések az ELTE Meteorológia Tanszék meteor24 szerverén készülnek GFS adatokat felhasználva, naponta négyszer (00, 06, 12 és 18 UTC-kor) frissülve.

Az előrejelzési produktumok a <http://meteor24.elte.hu/wrf> oldalon tekinthetők meg, valamint a **Függelék 4. ábráján**.

A szakdolgozati munka során csupán egy havi adatsor állt rendelkezésre, a kidolgozott módszer további tesztelésére, pontosítására azonban hosszabb időszak vizsgálatára lenne szükség. Ezért további célkitűzés lenne egy hosszabb időszak adatsorára, például egy év mérésére az eredmények reprodukálása, és a módszer beválásának vizsgálata.

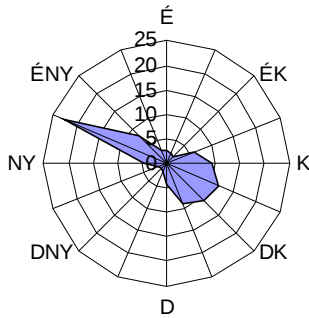
Ezenkívül a szakdolgozat során a WRF modell egy-egy konkrét mikrofizikai sémáját használtuk, ugyanakkor mint azt említettem, a modell számos parametrizációs sémával rendelkezik. Ennek következtében további kutatásnak adna teret a WRF modell más parametrizációs sémákkal történő lefuttatása, a szélsébség és szélenergia előrejelzési módszer elvégzése az így szolgáltatott modelladatok segítségével, valamint az egyes sémákkal kapott eredmények összehasonlítása.

9. Köszönetnyilvánítás

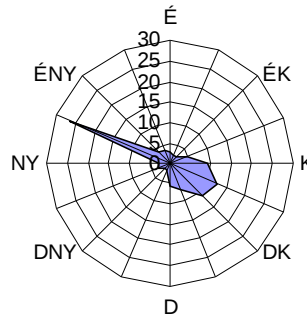
Szeretném köszönetemet kifejezni témavezetőmnek, Gyöngyösi András Zénónak és tanszéki konzulensemnek, dr. Weidinger Tamásnak a két félév folyamán nyújtott segítségükért és töretlen türelmükért. Továbbá szeretném megköszönni Bánfalvi Károlynak, a Netpont Bt. munkatársának, hogy a mosonmagyaróvári szélérőművek adatait rendelkezésünkre bocsátotta, és így lehetővé tette a vizsgálatok elvégzését.

10. Függelék

**65m szélirány gyakoriság
10 perces mérési adatsor**



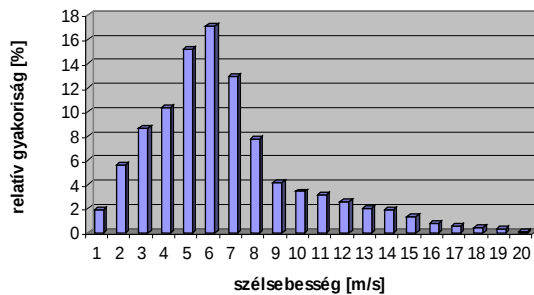
**113m szélirány gyakoriság
10 perces mért széladatsor**



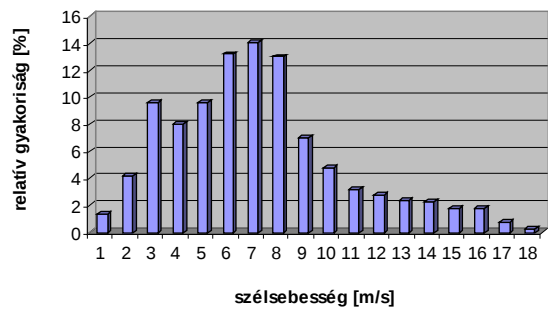
1. ábra:

Szélirány gyakoriság Mosonmagyaróváron felszín felett 65m, illetve 113m magasságban.

**65m szélesség histogram
10 perces széladatok**

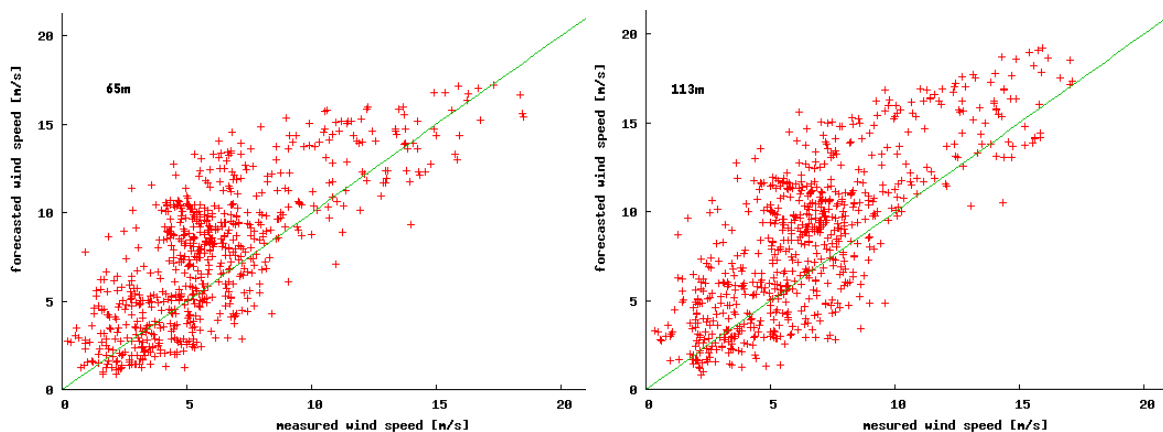


**113m szélesség histogramja
10 perces széladatok**



2. ábra:

Szélsebesség eloszlás Mosonmagyaróváron a felszín felett 65m és 113m-en.



3. ábra:

Az előrejelzett (y-tengely) és mért szélsébségek (x-tengely) scatter plot diagramja 65m-en (bal) és 113m-en (jobb).

A zöld vonal az $f(x)=x$ identitás függvényt jelöli.

113m szélszektor	megfigyelések száma	átlag [m/s]			relatív hiba [%]	
		mérés	előrejelzés	korrigált előrejelzés	előrejelzés	korrigált előrejelzés
É-ÉK	67	5,00	4,92	4,18	-9,54	-28,87
K-ÉK	75	3,13	3,63	3,09	4,96	-11,81
K-DK	130	5,68	9,76	8,36	38,76	28,17
D-DK	116	6,96	7,64	7,04	-7,70	-28,95
D-DNY	94	6,00	9,28	7,89	26,97	14,09
NY-DNY	21	4,27	4,39	3,73	-24,55	-46,53
NY-ÉNY	64	7,05	9,38	7,97	16,61	1,89
É-ÉNY	153	9,97	11,84	10,06	14,99	-0,01
Átl/össz	720	6,01	7,60	6,54	7,56	-9,00

65m szélszektor	megfigyelések száma	átlag [m/s]			relatív hiba [%]	
		mérés	előrejelzés	korrigált előrejelzés	előrejelzés	korrigált előrejelzés
É-ÉK	67	4,63	4,34	3,69	32,74	-36,52
K-ÉK	75	3,01	3,09	2,62	43,82	-29,41
K-DK	130	5,01	8,75	7,44	42,57	28,79
D-DK	116	5,99	6,76	5,75	39,61	-27,99
D-DNY	94	5,32	8,27	7,03	41,42	15,02
NY-DNY	21	3,75	3,75	3,19	59,28	-46,46
NY-ÉNY	64	6,27	8,29	7,05	34,62	4,45
É-ÉNY	153	9,52	10,57	8,98	20,56	-6,42
Átl/össz	720	6,00	7,57	6,43	39,33	-12,32

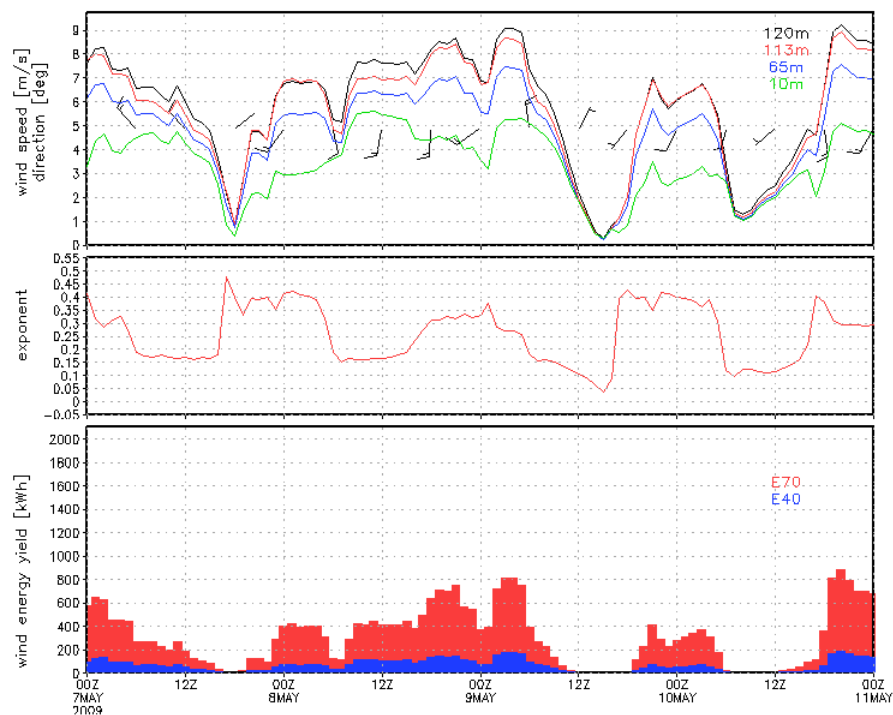
1. Táblázat:

113m (fent) és 65m (lent) mért, előrejelzett és korrigált szélsébség átlagai és a relatív hibák szélszektoronként.

	Aszimptotikus standard hiba			
113m	a	b	c	d
$2,5 \leq ws < 11 m/s$	+/- 0,04421 (7,224%)	+/- 0,8873 (7,263%)	+/- 5,53 (7,691%)	+/- 10,52 (9,851%)
$11 \leq ws < 15 m/s$	+/- 0,497 (5,585%)	+/- 19,39 (5,116%)	+/- 251,1 (4,628%)	+/- 1079 (4,482%)
65m				
$2,3 \leq ws < 10 m/s$	+/- 0,01258 (6,008%)	+/- 0,2352 (6,249%)	+/- 1,378 (6,64%)	+/- 2,494 (9,906%)
$10 \leq ws < 13 m/s$	+/- 0,7414 (10,88%)	+/- 25,58 (10,25%)	+/- 293,4 (9,5%)	+/- 1118 (9,059%)

2. Táblázat:

A polinom illesztéssel kapott teljesítménygörbék együtthatóinak aszimptotikus hibái.



4. ábra:

Mosonmagyaróvárra készült 96h előrejelzés, föntről lefelé: szélesebbség 120m, 113m, 65m és 10m-en, valamint 120m-es szélirány; Hellmann-exponens; széleenergia az E40 és E70 szélérőművekre.

11. Irodalomjegyzék

ARW User's Guide internetes elérhetősége:

http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/ARWUsersGuideV3.pdf

Bartholy J., Radics K., 2000: A szélenergia hasznosítás lehetőségei a Kárpát-medencében. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek*, No.14.

Bartholy J., Radics K., 2001: Selected characteristics of wind climate and the potential use of wind energy in Hungary. Part I. *Időjárás Vol. 105*, 109-127.

Bartholy J., Radics K., Bohoczky F., 2003: Present State of Wind Energy Utilization in Hungary: Policy, Wind Climate, and Modelling Studies, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 7, 175-186.

Chen S.-H. and Sun, W.-Y., 2002: A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 99-118.

Ferrier B. S., 1994: A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description., *Journal of Atmospheric Science*, 51, 249–280.

Grell G.A. and Devenyi D., 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophy. Res. Lett.*, 29(14), Article 1693.

Hong S.-Y. and Pan H.-L., 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly Weather Review*, 124, 2322-2339.

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.

- Högström U., 1988: Non-dimensional Wind and Temperature Profiles in the Atmospheric Surface Layer. A Re-evaluation. *Boundary Layer Meteorology*, 42, 55-78.
- 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.
- Janjic Z. I., 200: Comments on “Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models”, *Journal of Atmospheric Sciences*, 57, 3886.
- Kain J., and M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47, 2784-2802.
- Kessler E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorological Monographs*, 32, American Meteorological Society, 84.
- Kircsi A., Tar K., 2008: Profile tests to optimize the utilization of wind energy. *Acta Silv. Lign. Hung.*, Vol. 4., 107-123.
- Lange B., 2005: Offshore wind meteorology. *Elérhetőség: http://www.iset.uni-kassel.de/abt/FB-I/publication/Lange_2005_EUROMECH_paper.pdf*
- Matyasovszky I., 2002: Statisztikus klimatológia. Idősorok elemzése, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest
- Mezősi M. és Simon A., 1981: A meteorológiai szélmérés elmélete és gyakorlata, Meteorológiai Tanulmányok, No. 36, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest
- Mlawer E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long wave. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 16663–16682.

- Patay I., 2003: A szélenergia hasznosítása, *Szaktudás Kiadó Ház*, Budapest
- Dr. Péczely György, 2002: Éghajlat. *Nemzeti Tankönykiadó*, Budapest, 263-265.
- Pinard, J.-P. R. Benoit, and W. Yu, 2005: A WEST Wind climate simulation of the Mountainous Yukon. *Atmosphere-Ocean*, 43(3), 259-282.
Internetes elérhetőség:
http://www.anemoscope.ca/Ref1Abs_en.html
- Práger Tamás: Numerikus prognosztika I. A hidrodinamikai előrejelzés elmélete. *Tankönykiadó*, Budapest, 290-302.
- Radics K., 2004: A szélenergia hasznosításának lehetőségei Magyarországon: Hazánk szélklímája, a rendelkezésre álló szélenergia becslése és modellezése. *Doktori disszertáció*, ELTE Meteorológia Tanszék, Budapest
- Radics K., Bartholy J., 2008: Estimating and modelling the wind resource of Hungary. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 12, 874-882.
- Rózsavölgyi K., 2007: A newly developed model for the spatial allocation of wind energy utilization, *Acta Climatologica et Chorologica*, Universitatis Segediensis, Tomus 40-41, 101-109.
Internetes elérhetőség:
<http://www.sci.u-szeged.hu/eghajlattan/akta07/101-109.pdf>
- Skamarock W.C, Klemp J.B., Dudhia J., 2001: Prototypes for the WRF (Weather Research and Forecasting) model.
Internetes elérhetőség:
http://www.mmm.ucar.edu/individual/skamarock/meso2001pp_wcs.pdf
- Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Wang W., Powers J.G., 2005: A Description of the Advanced Research WRF Version 2., NCAR Mesoscale and Microscale Meteorology Division, *NCAR Technical Note*
Internetes elérhetőség:
http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v2.pdf

- Szépszó G., Horányi A., Kertész S., Lábó E., 2006: Magyarországi szélklimatológia előállítása globális mezők dinamikai leskálázásával. *Magyarországi szél és napenergia kutatás eredményei*, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest
- Tar Károly, 2006: Módszer a napi szélenergia menetének jellemzésére. Országos Meteorológiai Szolgálat. *Magyarországi szél és napenergia kutatás eredményei*, 54-70.
- Thompson G., Rasmussen R. M., Manning K., 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, 132, 519-542.
- Troen I. and Petersen, E.L., 1989: European Wind Atlas. *Riso National Laboratory*, Roskilde
- Varga B., Németh P., Dobi I., 2006: Szélprofil vizsgálatok eredményeinek összefoglalása. Országos Meteorológiai Szolgálat, *Magyarországi szél és napenergia kutatás eredményei*, 7-20.
- Wallbank, T., 2008: Windsim Validation Study. CFD Validation in Complex Terrain.
Internetes elérhetőség:
http://www.windsim.com/documentation/papers_presentations/thesis/080512trw%20WindSim%20Write%20Up%20-%20Validation%20study.pdf
- Wicker L.J., and Skamarock W.C., 2002: Time splitting methods for elastic models using forward time schemes, *Monthly Weather Review*, 130, 2088-2097.