

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Meteorológiai Tanszék

Az alacsonyszintű jetek vizsgálata

Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi repülőtéren

Diplomamunka



Készítette:

Héver Annamária, Meteorológus MSc

Időjárás előrejelző szakirány

Témavezetők:

Kardos Péter

Hungarocontrol Zrt.

Gyöngyösi András Zénó, *ELTE Meteorológiai Tanszék*

Konzulens:

Dr. Weidinger Tamás, *ELTE Meteorológiai Tanszék*

Budapest, 2014.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. Az alacsonyszintű jetek	5
2.1 A jet stream definíciója és különböző típusai.....	5
2.2 Az alacsonyszintű jetek különböző definíciói	7
2.3. Az alacsonyszintű jetek kialakulásának elméleti háttere.....	9
2.3.1 A planetáris határréteg.....	9
2.3.2 Az alacsonyszintű jet kialakulását magyarázó elméletek	13
2.4 Az alacsonyszintű jetek analitikai modelljei	15
2.5 Az alacsonyszintű jetek (LLJ) típusai a hazai vizsgálatok alapján	20
2.5.1 Anticiklonális alacsonyszintű jetek.....	20
2.5.2 Melegszektorbeli alacsony jetek	21
2.6 Az alacsonyszintű jetek légiközlekedésre gyakorolt hatásai	22
3. A jetek vizsgálatának különböző módszerei	25
3.1. Magaslégköri mérések.....	25
3.1.1 Pilot ballon	25
3.1.2 Rádiószonda	26
3.1.3 Repülőgépes mérések.....	27
3.2. Földbázisú meteorológiai távérzékelési eszközök.....	28
3.2.1 Windprofiler	28
3.2.2. LIDAR.....	30
3.2.3. RADAR	31
3.2.4 SODAR/RASS berendezés.....	32
4. A felhasznált adatbázisok bemutatása.....	35
4.1 A SODAR/RASS adatok	35
4.1.1 Szakmai tapasztalatok a tesztidőszak során	37
4.1.2 Statisztikai vizsgálatok.....	40
4.2 Rádiószondás adatok	44
4.3 WRF modelladatok.....	44
4.3.1 Statikus (földrajzi) bemenő adatok.....	45
4.3.2 Modelltartomány	45
4.3.3 Parametrizációk	46
5. Eredmények	48
5.1 A korábbi hazai vizsgálati eredmények és a saját eredmények összehasonlítása	49
5.1.1 Az alacsonyszintű jetek statisztikai vizsgálatai a mérési adatok alapján.....	51
5.1.2 Az alacsonyszintű jetek statisztikai vizsgálata a WRF modelladatok alapján	57
5.2 Esettanulmány	59
5.2.1 2012. november 21.	59
5.2.2 2013. április 22.....	63
6. Összefoglalás	68
Köszönetnyilvánítás.....	69
Irodalomjegyzék	70

1. Bevezetés

Légkörünk – legcsodálatosabb tulajdonsága- s ez fennáll bármely, hidrodinamikai jellemzőkkel bíró közegre –, hogy egyszerűbb kényszer- és peremfeltételek esetén is összetettebb (ezért sokszor kaotikusnak mutatkozó, „turbulens”), de szabályos struktúrákat alakít ki. Az időjárási örvényekben, áramlási csatornában ez több nagyságrendi lépcsőn keresztül is megfigyelhető, ezért az itt kialakuló rendezett mozgások, szabályos struktúrák gyakran éles határokkal rendelkeznek, jól elkülöníthetők. (*Fujita, 1986, Orlanski, 1975*).

A repülésmeteorológiában különösen a 40 – 4 km (Fujita féle osztályozás szerint ún. mezo-béta) és a 4 km – 400 m-es (ún. mezo-alfa) méretskáláknak nagy a jelentősége, ugyanis ebbe a tartományba esnek az emberre illetve az épített környezetre közvetlen hatást gyakorló (azaz a ténylegesen „megélhető”), s így károkozó veszélyforrásként szóba jöhető jelenségek. Azonban ez a méretskála már többnyire már kívül esik, a meteorológiai mérőrendszer illetve az időjárási modellek felbontásán, ezért „kvázi-szinguláris” jellemzőikről csupán egy-egy esettanulmányon keresztül szerezhethünk tudomást (*Bottyán és Sárközi, 1999*).

A háromdimenziós szélmezőre alkalmazva ezt a gondolatmenetet a szélmező szinguláris jelenségeiről, a jet-ekről, illetve a szélmező ún. „jetesedési” hajlamáról beszélhetünk. Kontinentális léptékben ez a nagygépes repülésben ismeretes fogalom: a közepes földrajzi szélességekre jellemző nyugatias szelek energiájának legnagyobb része a tropopauza és a frontfelület hegyesszögű összefutása mentén meanderező felsőlégköri orkáncsatornában (jet-ben) koncentrálódik. A szélmaximum tengelye markánsan elkülönül, s különösen a csatorna magja körül, a frontálzónában tapasztalható általában a legerősebb szélnyírás, illetve markánsan jelentkezik a jetet kísérő cirrus-felhőzet határa. Sajnos hazánkban – még az operatív meteorológiai gyakorlatban is – kevéssé ismert, hogy az alsólégköri intenzív légbetörések is ilyen struktúrákat alakíthatnak ki. Ez az alacsonyszintű jet egyik formája, ahol az áramlási csatorna két nagyságrenddel kisebb, mint a poláris jetben, a szélesebbesség karakterisztikus értéke pedig fele-harmada az ott uralkodónak. (*Bodolai és Bodolainé, 1975*). Ezeket a mezoléptékű alacsonyszintű jeteket (low-level jet) magyarul – tulajdonságait tekintve – helyesebben a „viharos erejű szélcsatorna” névvel illelhetjük.

Veszélye nem is elsősorban az ott uralkodó szél erősségéből, hanem annak éles elkülönüléséből adódik, ugyanis a magjába kerülve igen erős szélnyírással találkozhatunk, amelynek köszönhetően hirtelen és egyben váratlanul akár a duplájára is erősödhet a szél (*Bottyán és Sárközi, 1999*).

Diplomamunkám célja, ezen veszélyes időjárási jelenség részletesebb bemutatása, amely tartalmazza a különböző definíciók és az elméleti háttér összefoglalását. Bemutatásra

kerülnek olyan távérzékelési eszközök is, amelyekkel lehetőségünk nyílna az alacsonyszintű jetek vizsgálatára és esetleges előrejelzésére. Fontosnak tartom ismertetni Bodolai István és Bodolainé Jakus Emma kutatásainak eredményeit is, hiszen a 70-es években hazánkban utoljára ők foglalkoztak az alacsonyszintű jetek vizsgálatával. Végül bemutatnám az általunk elkészített különböző statisztikai vizsgálatok eredményeit, illetve esettanulmányokon keresztül végigkövetünk egy-egy alacsonyszintű jetet a kialakulásától egészen a megszűnéséig.

2. Az alacsonyszintű jetek

2.1 A jet stream definíciója és különböző típusai

A jet-stream angol eredetű kifejezés, a magyar nyelvű szakirodalomban gyakran futóáramlásként, orkáncsatornaként találkozhatunk ezzel a fogalommal

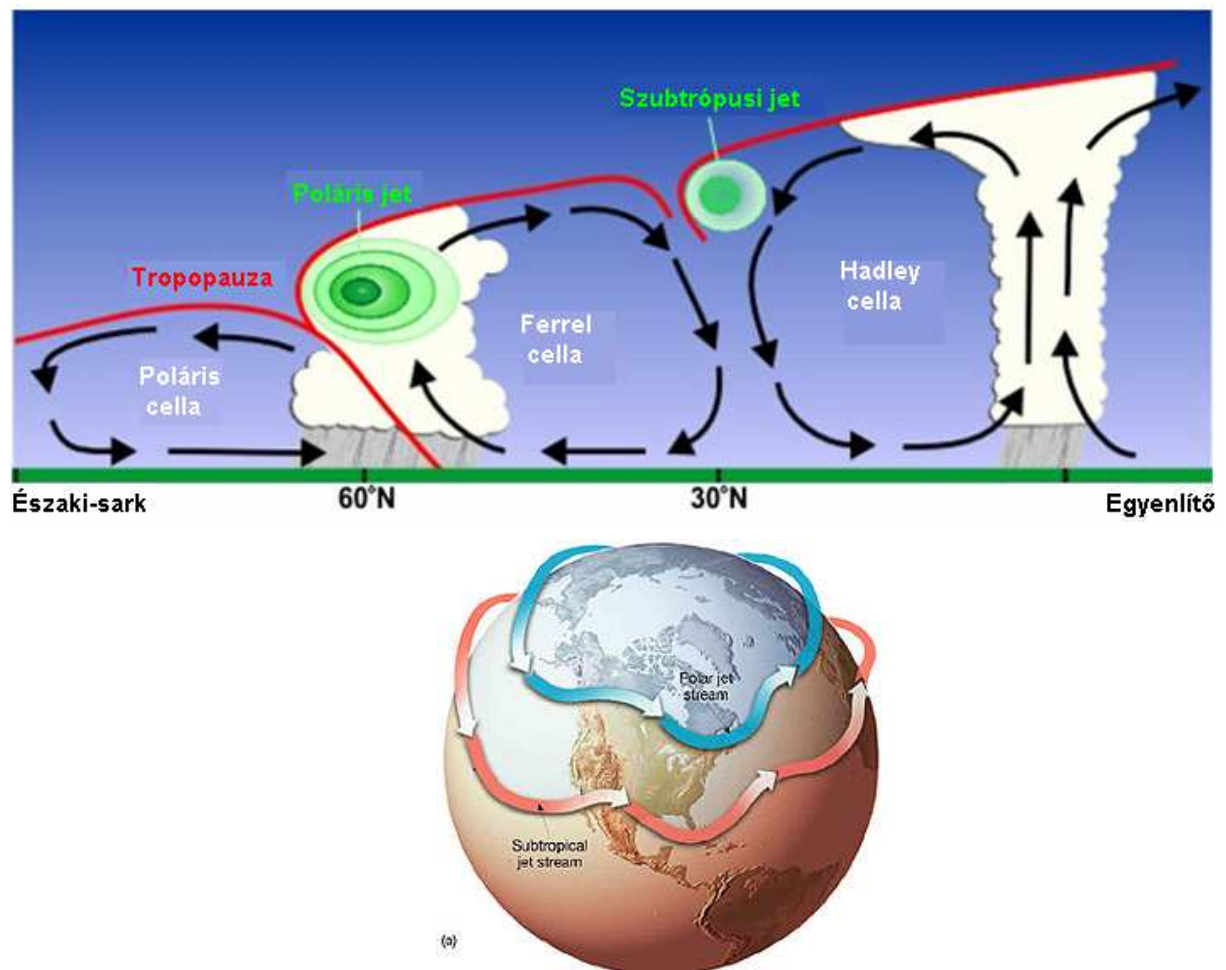
(Bottyán és Sárközi, 1999).

A jetek viszonylag szűk keresztmetszetben összpontosuló, nagy szélsősebességű horizontális (vízszintes) áramlású zónák. A szűk keresztmetszet néhány km-t jelent, míg a nagy szélsősebesség alatt többnyire 30-40 m/s illetve azt meghaladó szél értendő (a legtipikusabb értékek 50 és 80 m/s közöttiek). A horizontális jelző arra utal, hogy az áramlás vertikális kiterjedése elhanyagolható a horizontálishoz képest, a jetek hosszan elnyúlnak, akár az egész Földet körbefuthatják. A belsejükben az uralkodó áramlás közel horizontálisnak mondható. A jetek közelében igen erős szélnyírás tapasztalható, a szélsősebesség rohamosan növekszik a szélmaximum felé haladva, amely az ún. jetmagot vagy tengelyt képezi. Számos szinoptikus és mezo-skálájú időjárási jelenség kialakulásáért felelősek, nagyban segíthetik a konvekciót, sőt a ciklogenezisben is szerepet játszhatnak.

A jet-stream tulajdonságainak megismerésére elsőként a Chicagói Egyetem munkatársai végeztek mérési és kutatási programot Rossby és Palmen vezetésével 1946-47-ben. Hamar felismerték, hogy a jelenség alapvető fontosságú, mind az általános cirkuláció, mind a időjárási folyamatok napi változásainak a megismerésében. A jet-stream-ek kutatása a nagy sebességű, nagy magasságban és hosszú útvonalon közlekedő repülőgépek számának növekedése miatt vált jelentőssé Természetesen nem feledkezhetünk meg a katonai repülések biztosításáról sem. (*metnet.hu*).

Jet-stream (futóáramlás) ott figyelhető meg, ahol erős a vertikális szélnyírás. Ez a feltétel az állandósult frontok, azaz a polárfront és a szubtrópusi front közelében áll fenn, ennek megfelelően két alapvető jet-stream megjelenése gyakori, ami jelenleg a szakirodalomban a poláris és szubtrópusi jet néven szerepel. A jet-stream azonban nem tekinthető egyetlen összefüggő áramlásnak, amely az egész hemiszférát átfogná, ugyanis a poláris és a szubtrópusi jet is több erősen koncentrált magként jelenik meg általában a 300 hPa-os vagy a 200 - 150 hPa-os abszolút topográfiai térképen. A szakirodalomban említést tesznek még a trópusi keleties, a szubarktikus, illetve arktikus jetről is, viszont mind

időbeli állandóságuk, mind erősség tekintetében elmaradnak a két alapvető jet-stream-től. Az 1. ábrán a két alapvető jet-stream elhelyezkedését láthatjuk:



1. ábra. A poláris és a szubtrópusi jet elhelyezkedése
(<https://www.nc-climate.ncsu.edu/edu/k12/.JetStreams>).

Poláris jet: tipikusan az északi féltekén a 30. illetve a 70. szélességi körök által határolt zónában fordul elő, általában a 250 hPa-os nyomási szint közelében (azaz a tropopauzánál). A jet belsejében a nyugatias áramlás az uralkodó. Energiáját a termikus szél összefüggésén keresztül a polárfront mentén kialakuló erőteljes horizontális hőmérsékleti gradiens szolgáltatja, ezenkívül általában meanderező alakot vesz fel. Fontos a jet helyének ismerete a nagytérségű feláramlások, valamint a konvekció szempontjából (metnet.hu).

Szubtrópusi jet: jellemzően az északi félteke 20. és 35. szélességi körei között fordul elő a téli félévben, a 200 - 150 hPa-os nyomási szint magasságában. A poláris jettel szemben jóval folytonosabb, tartósabb képződmény. Szinte az egész Földet körülölelheti, a bennük uralkodó áramlás szintén nyugatias. A szubtrópusi jet az általános légköri cirkuláció Hadley-cellájának pólus felőli leszálló ágában jelenik meg, mint ahogy az 1. ábrán is látható. Kialakulásában az

Egyenlítő környékén a magasban a pólusok felé áramló levegő játszik szerepet. A perdület megmaradási törvény értelmében a sarkok felé haladó levegő egyre közelebb kerül a Föld forgási tengelyéhez, így ő maga is egyre nagyobb perdületre tesz szert, ami az áramlás növekvő mértékű zonalitásában mutatkozik meg. A kétféle jet télen gyakran egybeér, egybemosódik (pl. Japán, ill. az USA térségében), amely különösen nagy szeleket idézhet elő 200 hPa-os magasságban, elősegítve a felszíni ciklogenezist (*metnet.hu*).

Trópusi keleties jet: Elsősorban Ázsia déli része fölött, kb. a 100 - 150 hPa-os szinten jelenik meg. A területre jellemző monszun cirkuláció felszálló ágában jelentős látens hő szabadul fel, amely a jet kialakulásában igen fontos szerepet játszik. A meleg levegőre jellemző termikus mező az egész troposzférára kiterjed, amelynek következtében egy erős keleties áramlás alakul ki a felsőbb szinteken, amely nyár közepén a legerősebb. A 70 m/s körüli szél az Arab-tenger fölött a 10 -15 szélességi kör közelében koncentrálódik. A szélesebbesség egyes esetekben akár felül is múlhatja a 100 m/s-ot, megtartva a keleties áramlási irányt és általában csak egy-egy állomás fölött figyelhető meg (*Makainé és Tóth, 1977*).

2.2 Az alacsonyszintű jetek különböző definíciói

A stabil határréteg felső részében illetve felette gyakran tapasztalható szélerősödés kívül esik a jet-stream általános definícióján. A szakirodalom ezt a jelenséget alacsonyszintű jetként (low level jet) említi, ugyanis az itteni viszonylagosan nagy szélesebbesség ez esetben is a környezetétől jól elkülöníthetően jelenik meg.

Az alacsonyszintű jet fogalma fél évszázadnál is régebbi a szinoptikus meteorológiában. A szélnek a planetáris határrétegben (PHR-ben) történő éjszakai felélénküléséről már *Wagner* is beszámolt 1939-ben (*Wagner, 1939*). Elsőként 1954-ben azonban *Means* nevezte el így az erős talajközeli déli szél koncentrált szalagját, amely az Egyesült Államok déli és középső részén több órán keresztül volt megfigyelhető. Ezt a jelenséget azóta is „déli alacsonyszintű jet”-nek nevezik az amerikai szakirodalomban (*Means, 1954*). *Blackadar* ugyanezt a terminológiát használta a szélesebbesség vertikális profiljában, többnyire az éjszakai órákban 1 km alatt jelentkező szélmaximumok elnevezésére. *Blackadar* alacsonyszintű jetnek nevezte a vertikális szélprofil mindazon jellegzetes szélmaximumát, amelynél a szélesebbesség értéke legalább 5 csomó (2,5 m/s) és legalább 3 csomóval (1,5 m/s) meghaladja a magasabb szinten észlelt szélesebbesség minimumát (*Blackadar, 1957*). *Bonner* ennél szigorúbb sebességi kritériumokat állapított meg, ugyanis a szélmaximum értékeit

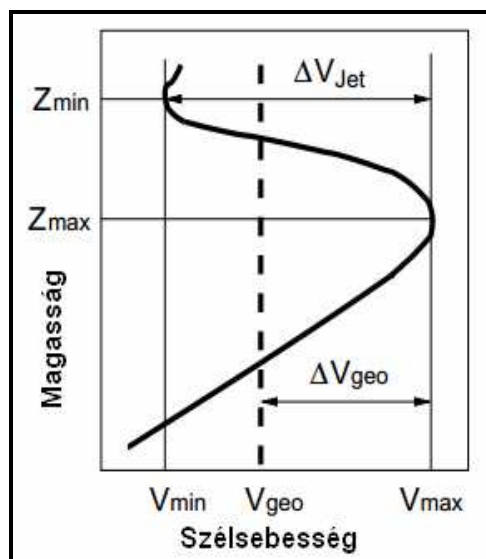
három sebességi kategóriába sorolta. A szélmaximum értéke 12, 16, 20 m/s és e sebességeknek 3 km-ig vagy a következő minimumig a felére kell csökkenniük (Bonner, 1965). Egyes amerikai kutatók a meleg szektorban a 850 hPa-s felületen található maximális délies szelek szalagját nevezik alacsonyszintű jetnek.

A különböző tanulmányok közül Bonner munkája érdemli meg a legnagyobb figyelmet, aki meghatározta a jelenség napszakos, évszakos és földrajzi eloszlását. Ezenkívül megadta az alacsonyszintű jetek reguláris megfigyelések által nyújtott tér-időskála szerinti klimatológiai leírását az Egyesült Államok területére. Vizsgálatai szerint a jet előoldalán feláramlás, a jet-mag zónájában és mögötte leáramlás található. Feltételezi, hogy a déli jetek e cirkulációs sajátosságaival magyarázható az éjszakai zivatarok megnövekedett gyakorisága a Nagy-Síkság térségében (Bonner, 1965, Bonner, 1966, Bonner, 1968, Bonner and Winninghoff, 1969).). Erre a jelenségre már Means (1954) is felfigyelt, viszont ő a nagyobb gyakoriságot a jet advektív folyamataival indokolta.

Az előbbieken azzal szembesülhettünk, hogy a meteorológiai irodalomban az alacsonyszintű jetek definíciója elég változatos. Hazánkban különböző fizikai megfontolások alapján, illetve a hazai éghajlati viszonyok figyelembevételével definiálták az alacsonyszintű jetet. Az áramlás koncentrációjának mértékéül az ún. félszélességet használták fel. A félszélesség az áramlás tengelyének távolsága attól a helytől, ahol a sebesség fele a maximumnak. Tehát az eddigi magyar kutatásokban alacsonyszintű jetnek minősült minden olyan a talaj és 2000 m között fellépő szélmaximum, amelynek értéke eléri, vagy meghaladja az 5 m/s-ot és sebessége 5 m/s esetén 600 m-en belül, 5 m/s-ot meghaladó maximumok esetén 2000 m-es rétegen belül értékének felére csökken. Az alacsonyszintű jet egzisztenciájának megállapításakor figyelembe kell venni, hogy jet jellegű szélprofil hidegfront esetén is észlelhető, ha a front megemelt hideg fej alakját ölti. A hidegfronttal összefüggő jet jellegű szélprofilokat az eddigi magyarországi vizsgálatokban nem tekintették alacsonyszintű jetnek (Bodolai és Bodolainé, 1974; Makainé, 1977; Bodolai és Bodolainé; 1981; Rákóczi, 1988).

A 2. ábrán egy idealizált alacsonyszintű jet vertikális szélprofilja látható.

Az alacsonyszintű jetek egzisztenciájukat tekintve két alapvető csoportba sorolhatók. Az első csoportba azok tartoznak, amelyek csupán egyetlen mérésben jelentkeznek, ezek az ún. egyedi jetek. A második csoportot azok az esetek alkotják, amelyek az egymást követő mérésekben is megtalálhatók, azaz időben folytonosak. Ez utóbbi csoportot perzisztens jetnek nevezzük (Jakus, 1971; Bodolai és Bodolainé, 1981).



2. ábra. Egy idealizált alacsonyszintű jet vertikális szélprofilja (Kallistratova et al., 2009).

- $V_{\min}$: a maximumot követő minimális szélsebesség
- $V_{\max}$: maximális szélsebesség
- V_{geo} : geosztrófikus szélsebesség
- $Z_{\min}$: szélminimum magassága
- $Z_{\max}$: szélmaximum magassága
- ΔV_{geo} : geosztrófikus szélsebességtől való eltérés (szupergeosztrófia)
- ΔV_{jet} : a $V_{\max}$ és $V_{\min}$ különbsége (jet „szélessége”)

2.3. Az alacsonyszintű jetek kialakulásának elméleti háttere

2.3.1 A planetáris határréteg

Az alacsonyszintű jetek az esetek többségében az éjszakai stabilis határrétegben alakulnak ki, így ebben a fejezetben ismertetem a planetáris határréteg főbb tulajdonságait, kitérve a szerkezeti sajátosságaira is.

A légkörnek azt a rétegét, amelyet közvetlenül módosít az alatta elhelyezkedő földfelszín, planetáris határrétegnek (PHR) nevezzük, vastagsága 0.2 -2 km. A PHR szerkezetét a mechanikai és a termikus eredetű turbulens örvénytestek alakítják. E felszíni kényszerekre a határréteg órák, vagy ennél rövidebb időskálán reagál. A planetáris határréteg

az emberi tevékenység színtere, itt helyezkednek el a szennyezőanyag-források. Ebben a rétegben játszódnak le a különböző ülepedési folyamatok, illetve itt kezdődik és fejeződik be a szennyezőanyagok légköri forgalma.

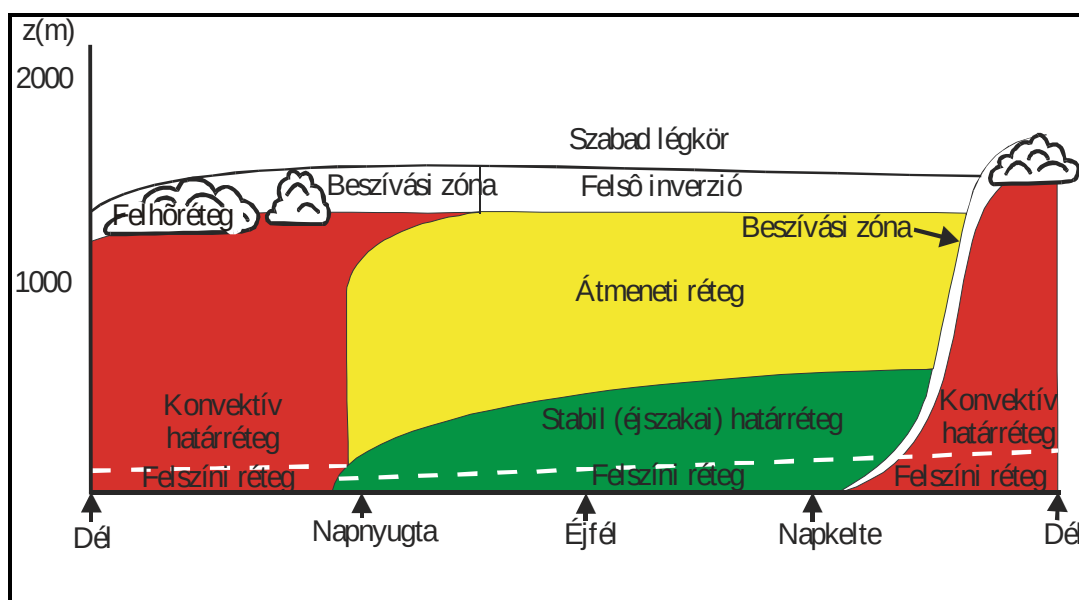
A PHR-ben zajlanak le az anyag- és tulajdonságszállítási folyamatok: az impulzus-, a szenzibilis hő- (a molekulák, illetve a turbulens örvények általi), valamint a látens hőszállítás (a párolgás, illetve a vízgőz felszíni kondenzációja, pl. harmat- vagy dérképződés), továbbá a szennyezőanyagok transzportja. E folyamatokért a turbulens örvények a felelősek, amelyek karakterisztikus mérete arányos a felszín feletti magasságukkal.

A planetáris határréteg szerkezetét lényegében a felszíni kényszerek befolyásolják. Ezek közé tartozik a súrlódás, a turbulens hőszállítás és a domborzat áramlásmódosító hatása. A PHR vastagsága időben és térben is változik, de jellegzetes napi menettel rendelkezik, ami a termikus kényszernek köszönhető (3. ábra). A napsugárzás nem közvetlenül a levegőt melegíti, hanem a légkörön áthatolva a kb. 96 %-os abszorpciós együtthatóval rendelkező földfelszínen nyelődik el. Tehát a földfelszín melegszik fel, illetve hűl le a be- és kisugárzás hatására. Ez idézi elő a PHR változását, az átviteli folyamatok közvetítésével. A legfontosabb átviteli folyamat a turbulencia; ennek erőssége befolyásolja a PHR magasságváltozását (Stull, 1988).

A határrétegen kívül a turbulencia elsősorban a konvektív felhőkben, valamint az alacsony és a magas szintű futóáramlások környezetében figyelhető meg, ahol erős a szélnyírás. Természetesen igaz, hogy közvetve az egész troposzférára kiterjednek a felszín hatásai, de a határrétegen kívüli tartomány lassan reagál ezekre. Ezért szerepel a PHR definíciójában az egyórás skála. Ez nem azt jelenti, hogy ez idő alatt egyensúlyba kerül a PHR, hanem azt, hogy a változások ennyi időn belül biztosan érzékelhetővé válnak, pl. változik a PHR magassága, a turbulens kicserélődés erőssége.

Ha a planetáris határrétegben ható erők nagyságrendjét vizsgáljuk, akkor a teljes PHR belső és külső határrétegre osztható. A belső határréteg (vagy felszínközeli réteg, illetve Prandtl-réteg) vastagsága 10 - 100 m. Itt a szélesebesség a magassággal közel logaritmikusan nő. A Coriolis-erő hatása elhanyagolható a kis szélesebesség, valamint az örvények rövid élettartama miatt. A nyomási gradiens erő mellett a viszkózus és a turbulens nyíró erők határozzák meg az áramlás képét. A felszín feletti néhány cm vastag rétegben a molekuláris viszkózitási erő, míg e felett a turbulens nyíróerők dominálnak. Az előbbi lamináris alrétegnek, az utóbbit állandó fluxusú rétegnek nevezzük. A külső határrétegben (keveredési réteg, illetve Ekman-réteg) a turbulens áramok csökkennek a magassággal. Itt a súrlódási erő összemérhető a másik két erővel, vagyis a szél fordul a magassággal.

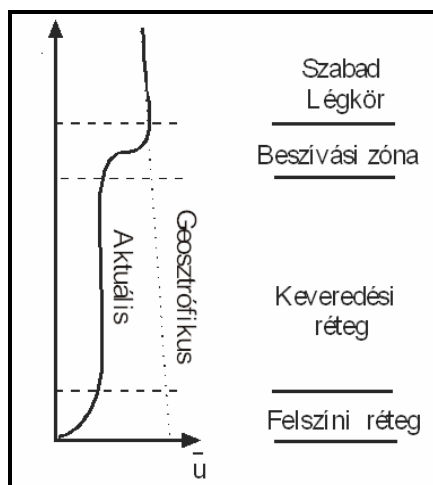
A nappali vagy konvektív határréteg vastagságát elsősorban a hőszállítás intenzitása határozza meg. Ez a folyamat kettős, ugyanis a meleg felszínről induló örvénytestek felemelkedésével, másrészt a felhőtető kisugárzásával, a hideg levegő lesüllyedésével jár. E két folyamat egyszerre is lejátszódhat, például akkor, ha a PHR felső határán hideg stratocumulus felhőzet található.



3. ábra. A planetáris határréteg napi menete (Stull, 1988).

A konvekció felhőmentes esetben órákkal napfelkeltét követően indul meg, és energia - utánpótlását a naplementét megelőző órá(k)ban veszi el. Az instabilis rétegződés következtében meleg légbuborékok hagyják el a felszínt, amelyek egyre feljebb emelkedve növelik a PHR magasságát. A planetáris határréteg kora délután éri el maximális vastagságát, amit nemcsak a felszín közeléből induló örvénytestek, hanem a PHR felső határán kialakuló légbeszívás, vagyis a kevésbé turbulens levegő felülről történő bekeveredése is alakít. A konvektív PHR vastagsága 1 – 2 km, a konvektív felszínközelbeli rétegé pedig 50 – 150 m. A konvektív határréteg növekedésekor, vagyis az inverziós réteg emelkedésekor a PHR „beszívja” a szabad légkör levegőjét, ezt nevezzük beszívási zónának, ahol a külső levegő, homogén határrétegbe történő bekeveredése történik.

A keveredési rétegben a szél szubgeosztrófikus, tehát lesz egy alacsony nyomás felé mutató összetevője. A szélesebesség profilját a 4. ábrán láthatjuk:

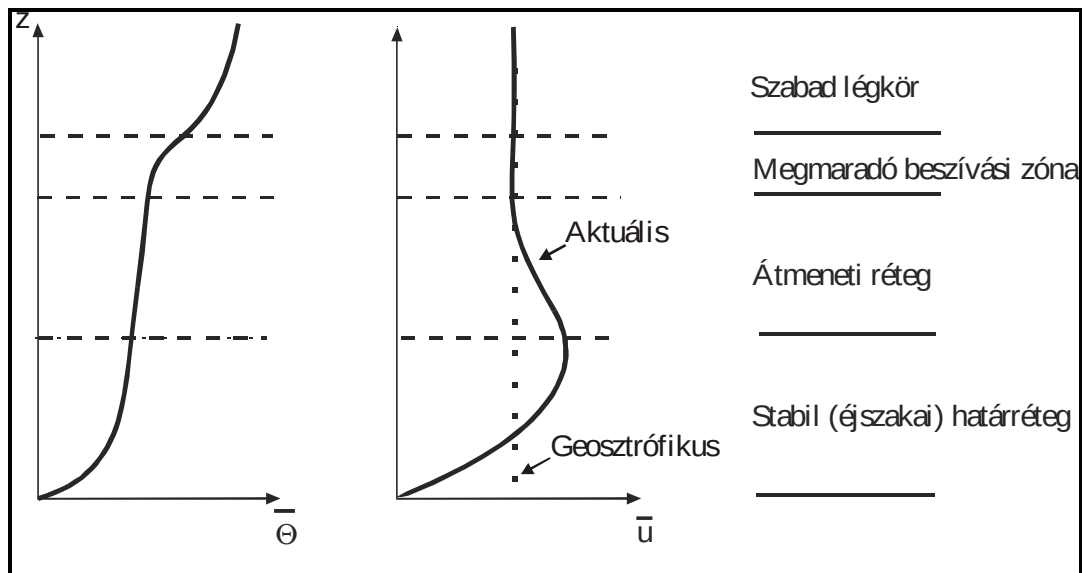


4. ábra. A konvektív PHR jellegzetes szélesség profilja (Stull, 1988).

A szabad légköri és a felszínközeli szélirány az irodalmi adatok (ideális Ekman-réteg) szerint 45° -os szöget is bezárhat. A valóságban azonban ettől lényegesen eltérő szélfordulások is előfordulhatnak, amely többnyire a hőmérsékleti advekció, az alacsonyszintű jet, és az orográfia eredménye. A budapesti rádiószondás adatok feldolgozása alapján nyáron az esetek közel felében, míg télen az esetek közel negyedében a felszín és a 925 hPa-os szint között a szél a magassággal balra fordult, azaz az Ekman-spirállal ellentétesen változott (Holton, 1972; Stull, 1988; Matyasovszky és Weidinger, 1998).

Az indifferenshez közeli átmeneti planetáris határréteg (átmeneti keveredési réteg) napnyugta környékén fejlődik ki. A termikképződés ugyanis napnyugta előtt kb. fél-másfél órával leáll. Nem lesz utánpótlása a konvektív örvényeknek, megszűnik a termikus turbulencia a keveredési rétegben. Kialakul egy vastag turbulenciamentes átmeneti réteg, ahol az állapothatározók és a koncentrációk átlagértékei az éjszaka folyamán alig változnak.

Az este folyamán az átmeneti réteg alja a felszínnel való kölcsönhatás eredményeként stabilis réteggé alakul, amit a szakmai nyelv stabilis éjszakai határrétegnek (stabilis éjszakai keveredési rétegnek) nevez. Ennek jellemzője a gyenge, szórványos turbulencia, illetve a gravitációs hullámok által keltett örvények. A felszíni szél legyengül, amely a felsőbb szinteken gyakran szuper-geosztrofikussá is válhat. Nagy eséllyel alakulhat ki a diplomamunkám témájául is szolgáló éjszakai, vagy alacsonyszintű jet. A hidrosztatikailag stabilis levegő elnyomja, míg a kifejlődő éjszakai jet szélnyírása elősegíti a turbulenciát. A turbulencia-mentes időszak alatt az áramlás szükségszerűen eltávolodhat a földfelszíntől. Az éjszakai határréteg vastagsága néhányszor száz, a felszínközeli réteg magassága pedig legfeljebb néhányszor tíz méter. A stabilis határréteg magasságát legtöbbször a hőmérsékleti inverzió jelöli ki. A jellemző potenciális hőmérsékleti és szélességprofil Stull (1988) munkája alapján a 5. ábra szemlélteti.



5. ábra. A stabilis PHR jellegzetes átlagos potenciális hőmérsékleti és szélesség profilja (Stull, 1988).

Amíg nappal a PHR hőmérsékleti- és szélprofiljai könnyen leírhatók a klasszikus határreteg elmélettel (az Ekman-spirál, vagy a hatványkitevős profilok alkalmazása), addig éjszaka a szél nagyon összetett viselkedést mutat. A felszínközeli szinteken gyakori a gyenge, csendes szellő, miközben 200 m felett a szélesség 10 - 20 m/s-os értéket is elérhet az esetleg kialakuló alacsonyszintű jetben. Néhány száz méterrel magasabban a szélesség ismét csökken, közel geosztrófikus lesz.

Az átmeneti réteg a reggel újra felépülő konvektív keveredési réteg kiépüléséig marad fenn, vagyis addig, amíg újra elkezdődik a légbeszívás. A nedvesség, ami a felszínről került a PHR-be, ugyancsak ebben a rétegben marad, majd a következő nap visszakerülve a kifejlődő konvektív határretegbe, segíti a felhőképződést (Stull, 1988).

2.3.2 Az alacsonyszintű jet kialakulását magyarázó elméletek

Az alacsonyszintű jetek kialakulásával foglalkozó elméletek két nagy csoportba sorolhatóak:

1. A Blackadar-féle felfogás a jelenséget a légnyomási és a szélmezők napi oszcillációi következményének tekinti. Eszerint a jet jellegű szélprofil az ageosztrófikus szélvektor tehetetlenségi (inerciális) oszcillációjának eredménye, amikor a levegő a sűrűdési réteg felső határán az éjszakai inverziók kialakulása következtében elhatárolódik az alatta lévő levegőtől. Ez a magyarázat feltételezi, hogy az alacsony jet éjszakai jelenség, amelynek kialakulási feltétele az éjszakai

inverzió. Ezzel szemben az eddigi hazai vizsgálatok alapján, a jet fellépése független a napszaktól, perzisztens lehet, jelenlétüket pedig nem mindig kíséri inverzió vagy izotermia. Ennek ellenére nem kizárt, hogy bizonyos esetekben a fenti mechanizmus elegendő a jetek kialakulásához vagy legalábbis a már kialakult jet intenzitásának növekedéséhez (*Blackadar et al., 1957*).

2. A jelenséget magyarázó elméletek második csoportja (*Wexler, Holton, Hoecker*) az alacsony jet kialakulását domborzati okokkal indokolja. Szerintük az Egyesült Államok területén a Karib-tenger felőli erős délnyugati áramlást a Sziklás-hegység lezárja és déli irányba téríti, miközben az áramlás sebességét is megnöveli (*Wexler, 1961; Hoecker, 1963; Holton, 1967*).

Blackadar és *Wexler* kimutatták (*Blackadar, 1957; Wexler, 1961*), hogy az általuk vizsgált alacsonyszintű jetek esetében a szélesebbesség maximuma a kora reggeli órákban, a szélesebbesség minimuma pedig délután jelenik meg. Különböző matematikai modellekkel is elvégezték a vizsgálataikat, amelyekkel sikerült a jetekben fellépő markáns változásokat leírni és részben megmagyarázni. A szerzőknek azonban nem sikerült a napi változások amplitúdójának leírása. Más kutatók úgy vélték, hogy ennek a hiányosságnak nagymértékben az az oka, hogy elhanyagoltak olyan mechanizmusokat, amelyek elsődlegesek lehetnek az alacsonyszintű jet kialakulásánál és fennmaradásánál. Ugyanis nemcsak a sugárzási és a súrlódási effektus az, amely lokálisan koncentrált áramlások kialakulásához vezet, hanem a PHR-ben zajló különböző tehetetlenségi effektusok (inerciális oszcilláció) is. Az amerikai Nagy Síkságon kialakuló alacsonyszintű jetek esetében pl. komoly szinoptikai szerep jut a Bermuda anticiklonnak (*Scott, 2007*).

A jelenséget magyarázó elképzelések közül egyiket sem tartotta kielégítőnek *Bonner*, a téma egyik legkiválóbb amerikai képviselője. Úgy gondolta, hogy az objektumot létrehozó és fenntartó folyamatok sokkal általánosabb magyarázatot igényelnek. A probléma megoldását olyan háromdimenziós modellek numerikus integrációjától várja, amelyek tartalmazzák a viszkózitást, továbbá a geosztrófikus és ageosztrófikus szélösszetevők időbeli változásait is (*Bonner et al., 1968*).

Az alacsonyszintű jetek hazai kutatói (*Bodolai István* és *Bodolainé Jakus Emma*) megfigyelték, hogy az alacsonyszintű jetek legnagyobb része anticiklonális áramlási rendszerekhez kapcsolódik, kisebb részük a hullámciklon meleg szektorának integráns része. Említést érdemel, hogy a *Bonner (1968)* által vizsgált amerikai esetek is az anticiklonok nyugati, délnyugati peremén vagy a nyitott meleg szektorok anticiklon hátoldalakkal határos

áramlási mezőiben voltak találhatóak. Ezek alapján az említett kutatók kétféle alacsonyszintű jetet különböztettek meg: i) anticiklonális és ii) meleg-szektorbeli alacsony jetet.

2.4 Az alacsonyszintű jetek analitikai modelljei

Az alacsonyszintű jetek kialakulásának és dinamikájának magyarázatára szolgáló analitikai modellek közül elsőként a legáltalánosabb elméletet ismertetem (*Markowski and Richardson, 2010*). A kiindulási alapegyenletünk a horizontális Navier - Stokes-egyenlet, amely tartalmazza a Coriolis-erőt is, ugyanis az oszcillációs jelenség kialakításában igen fontos szerepet játszik. A súrlódási erőt tartalmazó tagot viszont elhanyagoljuk, hiszen arra vagyunk kíváncsiak, hogy mi történik akkor, ha a kialakult alacsonyszintű áramlás elkülönül a felszíni réteg azon részétől, ahol a súrlódás még jelen van. A horizontális mozgásegyenletek:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu. \quad (2)$$

A horizontális szélesség két komponense (u, v) felbontható egy geosztrófikus (u_g, v_g) és egy ageosztrófikus (u_a, v_a) összetevőre:

$$u = u_g + u_a, \quad (3)$$

$$v = v_g + v_a. \quad (4)$$

A fenti két kifejezést behelyettesítjük az eredeti mozgásegyenletbe, miközben élünk azzal a feltételezéssel, hogy a geosztrófikus szél időbeli deriváltja nulla, vagyis $dv_g/dt = 0$.

(A félkövér betűk a vektorokat jelölik). Mindezek figyelembevételével a következő két egyenlethez jutunk:

$$\frac{du_a}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f(v_g + v_a), \quad (5)$$

$$\frac{dv_a}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f(u_g + u_a). \quad (6)$$

Definíció szerint a geosztrófikus szélesebbesség két komponense:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (7)$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (8)$$

A fenti összefüggések felhasználásával a horizontális mozgásegyenletek az alábbi alakra egyszerűsödnek:

$$\frac{du_a}{dt} = fv_a, \quad (9)$$

$$\frac{dv_a}{dt} = -fu_a. \quad (10)$$

Ahhoz, hogy eljussunk a megoldásig, először integrálni kell idő szerint a (9)-es egyenletet, majd pedig a (10)-es egyenlet felhasználásával a következő állandó együtthatós (f-sík közelítés) másodrendű közönséges lineáris differenciálegyenletet kapjuk:

$$\frac{d^2 u_a}{dt^2} = f \frac{dv_a}{dt} = -f^2 u_a. \quad (11)$$

Az ilyen alakú egyenletek megoldását az alábbi alakban írhatjuk fel:

$$u_a = C_1 \cos ft + C_2 \sin ft, \quad (12)$$

ahol a C_1 és C_2 konstans.

Egyszerű átalakításokkal a másik megoldást is megkaphatjuk:

$$\begin{aligned} v_a &= \frac{1}{f} \frac{du_a}{dt} \\ &= \frac{1}{f} (-C_1 f \sin ft) + \frac{1}{f} (C_2 f \cos ft) \\ &= -C_1 \sin ft + C_2 \cos ft. \end{aligned} \quad (13)$$

Elsőként adjuk meg a $t = 0$ időpillanatban az egyenletek kezdeti értékeit. Ekkor $u_a = u_{a0}$, vagyis:

$$u_{a0} = C_1 \cos 0 + C_2 \sin 0 \quad (14)$$

$$u_{a0} = C_1. \quad (15)$$

Hasonlóképpen $t = 0$ időpillanatban $v_a = v_{a0}$, vagyis:

$$v_{a0} = -C_1 \sin 0 + C_2 \cos 0 \quad (16)$$

$$v_{a0} = C_2. \quad (17)$$

Mivel sikerült meghatároznunk a konstansok értékét, így felírhatjuk az ageosztrófikus szélre vonatkozó egyenleteinket:

$$u_a(t) = u_{a0} \cos ft + v_{a0} \sin ft \quad (18)$$

$$v_a(t) = v_{a0} \cos ft - u_{a0} \sin ft. \quad (19)$$

A fenti egyenleteket különböző trigonometrikus azonosságok felhasználásával a következő alakra hozhatjuk:

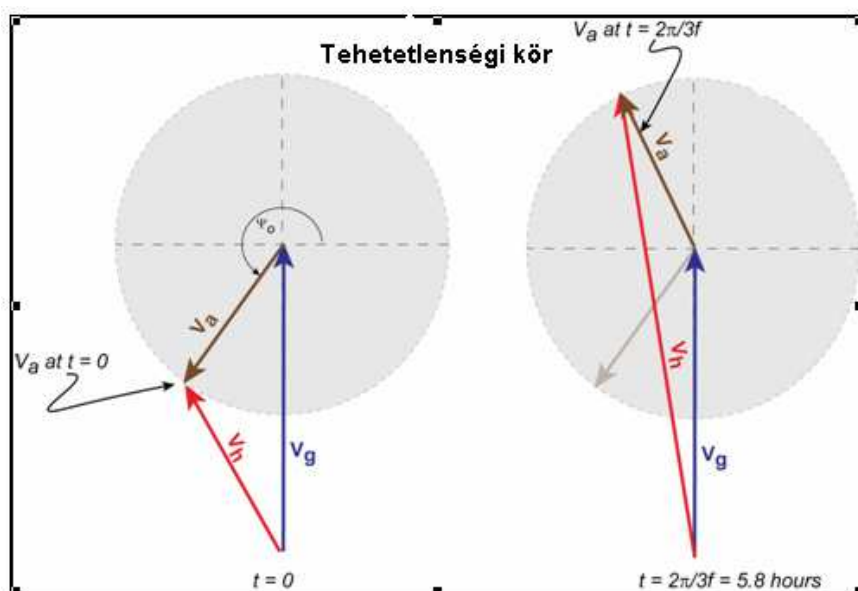
$$u_a(t) = |\mathbf{v}_{a0}| \cos(\psi_0 - ft) \quad (20)$$

$$v_a(t) = |\mathbf{v}_{a0}| \sin(\psi_0 - ft), \quad (21)$$

Ahol $\mathbf{v}_{a0} = (u_{a0}, v_{a0})$, $|\mathbf{v}_{a0}| = \sqrt{u_{a0}^2 + v_{a0}^2}$ és ψ_0 pedig megadja a $t = 0$ időpillanattól számítva az ageosztrófikus szélvektor elfordulásának szögét.

A kapott összefüggésekből arra a következtetésre juthatunk, hogy az ageosztrófikus szélvektor az északi hemiszférán az óramutató járásával megegyező irányban egy tehetetlenségi körön mozog. Vagyis az ún. tehetetlenségi (inerciális) oszcilláció jelensége a geosztrófikus egyensúly visszaállítását segítő ageosztrófikus áramlásnak köszönhető.

Az egyensúly felbomlása amiatt következik be, hogy a késő délutáni órákban megkezdődik a határréteg elkülönülése a felszíni rétegtől, amelynek következtében a talaj közelében a szél szignifikánsan legyengül, azonban a határréteg felső részén ez nem történik meg, ugyanis az ottani áramlási viszonyokat a súrlódási erő már nem befolyásolja. Lényegében a kialakult ageosztrófikus áramlás segíti elő az alacsonyszintű jetek kialakulását. A jet magjában uralkodó szélesebbesség akkor éri el a maximumát, amikor az áramlás szupergeosztrófikus, vagyis a horizontális szélesebbesség meghaladja a geosztrófikus szélesebbeséget (6. ábra).



6. ábra. Szubgeosztrófikus (bal) és szupergeosztrófikus áramlás (jobb) sematikus képe.
(Markowski and Richardson, 2010)

Egy másik elmélet szerint az alacsony szintű szélmaximum a lejtős területek hatása miatt jelenik meg, ennek megalkotása Holton nevéhez fűződik (Holton, 1967). Az elmélet hátránya hogy nem ad választ a turbulens keverés változásaira, viszont arra magyarázatot ad, hogy Amerikában miért a Nagy Síkság enyhén lejtős területein alakul ki a jelenség. Ennek fő oka a lejtők fölött bekövetkező eltérő mértékű felmelegedés, amely a termikus szél periodikus változásához, és ezzel együtt a felszín közelében a geosztrófikus szél oszcillációjához vezet.

A termikus szélegyenlet a következőképpen írható fel:

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{f\bar{T}} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \quad (22)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{f\bar{T}} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}, \quad (23)$$

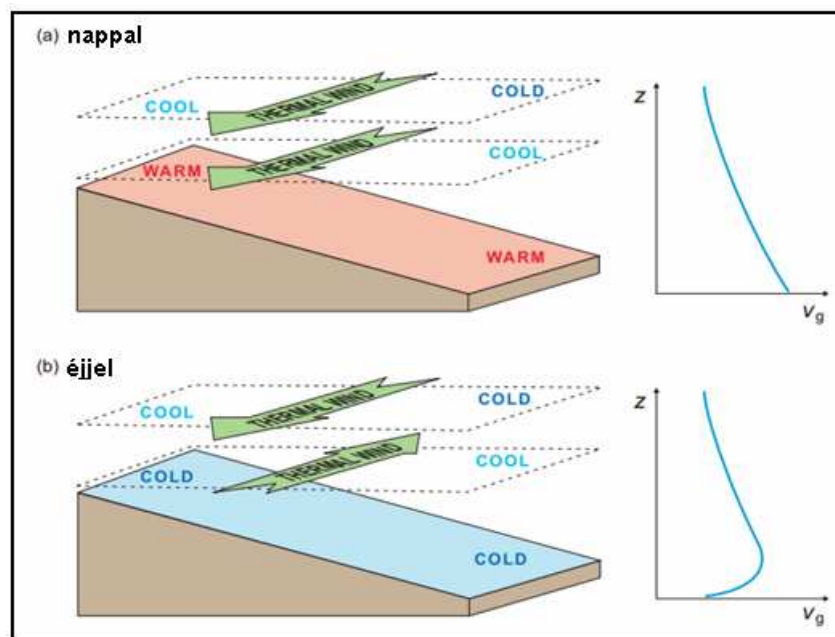
ahol a $\bar{T}$ az adott réteg átlaghőmérséklete.

Nappal a lejtő felszíne a napsugárzás hatására felmelegszik és kialakul egy közel adiabatikus rétegződésű keveredési réteg. Ennek következményeképp egy nyugat-kelet irányú negatív hőmérsékleti gradiens lép fel ($\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} < 0$) a talaj közelében. Így a termikus szél:

$\frac{\partial v_g}{\partial z} < 0$. A határrétegben fellépő keveredési folyamatok napközben annyira erősek, hogy alacsonyszintű jet kialakulásának valószínűsége igen csekély.

Éjjel viszont az erős kisugárzás miatt a felszín nagyon gyorsan lehűl, ennek következtében a hőmérsékleti gradiens előjelet vált, vagyis pozitívvá válik a talaj közelében ($\frac{\partial T}{\partial x} > 0$), így $\frac{\partial v_g}{\partial z} > 0$. A felszín fölött a súrlódási erő hatása miatt a szélesség lecsökken, viszont ez a magasabb légrétegekben nem történik meg, így a kialakult inverziós réteg fölött nagy eséllyel jöhet létre jet (7. ábra).

Az előbbiekben ismertetett mechanizmus a szupergeosztrófiára nem ad magyarázatot, viszont az inerciális oszcillációs elmélettel közösen sokkal pontosabb képet nyújtanak a jelenség kialakulásáról és dinamikájáról.



7. ábra. Az alacsonyszintű termikus szél napi változásai egy lejtő fölött.

(Markowski and Richardson, 2010)

Összefoglalásképp elmondható, hogy az inerciális oszcilláció jelensége nagyon fontos szerepet tölt be az alacsonyszintű szélmaximumok, vagyis az alacsonyszintű jetek kialakításában. Ezt a teóriát az előbbiekben említetteken kívül természetesen több más kutatónak is sikerült alátámasztania, akik közül a következőket emelném ki: *Thorpe and Guymer (1977)*, *Van Ulden and Wieringa (1996)*, *Baas (2009)*. Viszont hozzá kell tennünk, hogy az inerciális oszcilláció mellett más mechanizmusok is dominálhatnak. Erre a legjobb példa az amerikai Nagy Síkság fölött kialakuló alacsonyszintű jetek, ugyanis kialakulásukban más dinamikai hatások (baroklinitás lejtő fölött) is fontos szerepet játszanak (*Whiteman et al., 1997*, *Banta et al., 2002*, *Lundquist, 2003*).

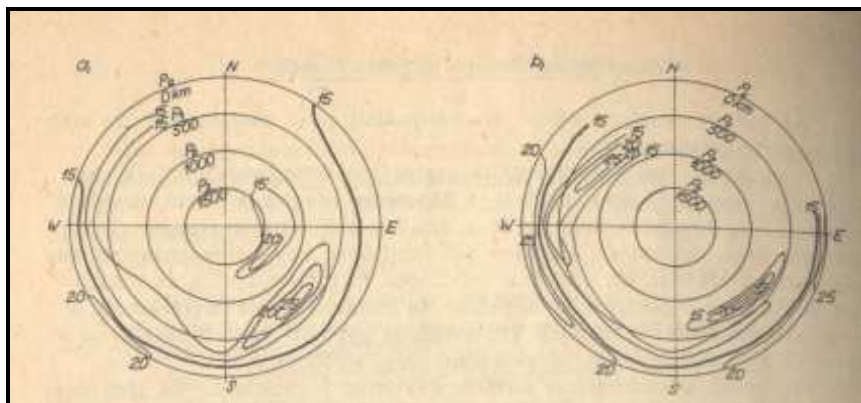
Végezetül érdemes megemlíteni *Shapiro és Fedorovich (2010)* nevét, ugyanis az analitikai modelljük megalkotásához éltek azzal a közelítéssel, hogy a turbulens kicserélődési együttható időben változik, amely hozzájárult a szélprofil napi oszcillációjának jobb megértéséhez.

2.5 Az alacsonyszintű jetek (LLJ) típusai a hazai vizsgálatok alapján

2.5.1 Anticiklonális alacsonyszintű jetek

Az anticiklonban fellépő alacsonyszintű jetek kialakulását az alábbi hipotézis magyarázza: anticiklonokban a horizontális áramlás a középponttól kifelé, a vertikális áramlás lefelé irányul. A hipotézis szerint a kifelé és lefelé irányuló áramimpulzus nem jut le a talajig, a kinetikus energia nem szóródik szét, hanem az alacsony jet szintjében egy szupergeosztrófikus szélszalagot létesít. Ez a térben és időben folytonos szalag az anticiklont körülfoltyja, miközben kiterjedése és intenzitása mezoléptékű struktúrákra szakadozik. A nappali kicserélődés gyengíti vagy megszünteti a jetet, az éjszakai órákban újraképződik vagy erősödik (*Bodolai és Jakus, 1975*).

A hazai kutatók a felállított hipotézist szinoptikus módszerrel támasztották alá. A probléma megoldását úgy próbálták közelíteni, hogy a megfigyelési pontok jet profiljait az anticiklon középpontjához viszonyított szektorokhoz rendelik. Az eljárás során készült sematikus anticiklon modellben sikerült bemutatni a jetszalagok eloszlását Budapest és Szeged adataiból.



8. ábra. Az anticiklon jet-modellje a budapesti (bal) és a szegedi (jobb) adatok alapján.
(koncentrikus körök: izobárok, p_0 : az anticiklont burkoló külső izobár, folytonos vonalak: jet-szalagok izotachái)
(*Jakus, 1974*)

A 8. ábra mindkét részén megfigyelhető, hogy az alacsony jet szalagja az anticiklon területének külső 1000 km-es sávjában található. Azonban azt is észrevehetjük, hogy nagy valószínűséggel nem egy, hanem legalább két szalagról van szó, a belső szalag a külső izobártól számított 600 - 900 km-es távolságban található. Az ábrák azonkívül hogy igazolják az anticiklont körülölelő jet szalagot, rámutatnak a vizsgált két állomás klimatológiai különbségére is. A budapesti ábrán a délkeleti szektor erőssége, az azori anticiklon hatását mutatja. A szegedi modell intenzív délnyugati, nyugati és északnyugati szektora a havasalföldi anticiklonok hatását tükrözi. Ezek alapján, illetve a perzisztens jetek időbeli vertikális metszeteinek tanulmányozásából levonható következtetésekkel sikerült megalkotniuk az alacsony jet cirkulációjának általánosított modelljét.

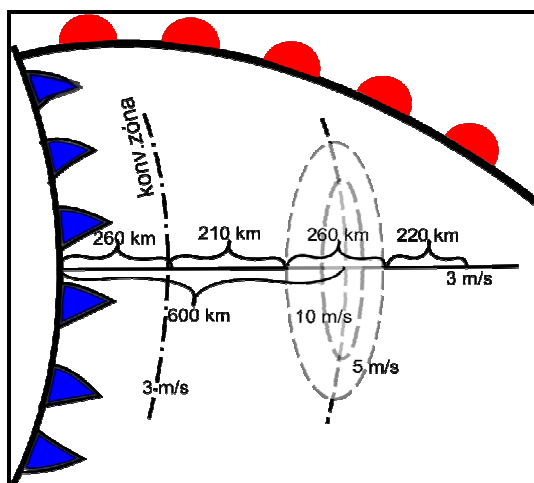
Az általuk megalkotott modellből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az anticiklon peremén futó jet-szalag zárt izotacha cellákra tagolódik. Nyilvánvaló, hogy az anticiklonális áramlás irányában a jet cellája előtt konvergencia, mögötte divergencia található. Ez alapján a jet cellának léteznie kell a saját tengelye körüli vertikális cirkulációnak is az izobárokra merőleges síkban (*Bodolai és Bodolainé, 1975*).

2.5.2 Melegszeletorbeli alacsony jetek

Régi szinoptikus tapasztalat, hogy a hidegfrontok átvonulását gyakran megelőzi egy erős, rendszerint délies irányú szél. Ezt a szelet a magyar szinoptikus meteorológiában prefrontális szélnek is nevezik.

A tanulmányozásuk során kiderült (*Bodolai és Bodolainé, 1970*), hogy ezek a prefrontális szelek voltaképpen alacsonyszintű jettel vannak összefüggésben, amikor is a nappali órákban, a melegszeletorban fellépő délies irányú alacsonyszintű jet, a talajszintre helyeződik. Ekkor a prefrontális szél különösen intenzív lehet, ugyanis a maximális széllökés meghaladhatja a 10 m/s-ot. Azokban az esetekben, amikor a jetmag a súrlódási rétegben marad, a prefrontális szél kevésbé intenzív. Ez a jet lényegében megegyezik a *Means* által is leírt „déli alacsonyszintű jettel”.

A hidegfrontokat megelőző prefrontális szelek és a velük kapcsolatos alacsonyszintű jetek tanulmányozásából a hazai kutatók a következő ábrán is látható melegszeletor-modellt vezették le (9. ábra).



9. ábra. A melegszeztörbeli alacsonysztntű jetek modellje (Bodolai és Bodolainé, 1970).

A 9. ábrán látható, hogy a melegszeztörnek a hidegfronttra merőleges, mintegy 950 km-es szakasza négy részre tagolható. A kelet felőli első 220 km-es sávra a prefrontális szél megerősödése jellemző. Ezt követi a mintegy 260 km szélességű alacsony jet, amelynek magjában, ha a jet a talajközben fut, a sebessége 8 - 10 m/s. Néhány esetben előfordulhat, hogy a szélssebesség a 10 - 15 m/s-ot is elérheti, azonban az ezekhez tartozó széllökések akár a 25 - 30 m/s-os értékig is terjedhetnek. A jet után a szél egy olyan 210 km-es sávban legyengül, amit - a frontot közvetlenül megelőző - szélcsendes zóna követ. Ebben a gyenge légáramlású szélcsendes zónában alakulnak ki a prefrontális konvergencia illetve instabilitási vonalak. A melegszeztörbeli jeteknek igen nagy szerepük van a ciklonokba történő meleg nedves levegőnek a beszállításában. Legtöbb esetben egybeesnek az angol szinoptikus irodalomban meleg-nedves szállítószalagnak nevezett jelenséggel (Bodolai és Bodolainé, 1981).

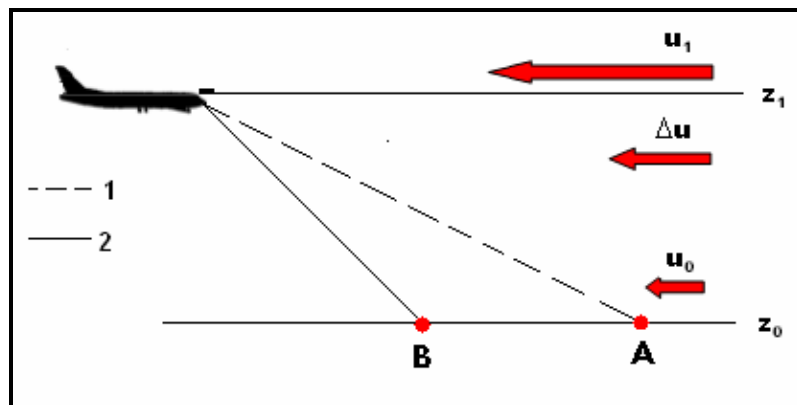
2.6 Az alacsonysztntű jetek légközlekedésre gyakorolt hatásai

Az alacsonysztntű jetek okozta, felszínközeli szélnyírás következtében kialakuló repülésre veszélyes időjárási helyzetben a repülőgépvezetők, különösen a le- és felszállás fázisaiban kényszerülhetnek hirtelen manőverekre, egyes esetekben ez a megközelítés és a leszállás megszakítását is jelentheti a repülésbiztonság megőrzése érdekében, mely többlet költséggel és kockázattal jár, megnehezíti a repülésirányítás és a földi kiszolgálás koordinációját is.

A függőleges szélnyírás repülésre gyakorolt hatásának vizsgálatakor a következőket kell figyelembe venni: a fel- vagy leszállás idején a magasság változásánál a repülőgép

keresztülhalad azokon a szinteken, amelyeken a szél sebessége és iránya jelentősen különbözik a korábbtól. A repülőgép tehetetlensége következtében bizonyos ideig még a korábbi föld feletti sebességgel repül, ezért a levegőhöz mért sebessége (körüláramlási sebesség) változik a szélnyírás nagyságával, ami a repülőgépre ható aerodinamikai erők változásához vezet, ezek közül a felhajtóerőt is megváltoztatja. Következésképpen a nagy szélnyírással rendelkező rétegek átszelésénél gyakran megfigyelhető, hogy a repülőgépek nagyon eltérnek az ideális futópályától, amelynek az erőegyensúly megzavarása az oka. A repülőgép aperiodikusan is meginoghat, ezt a jelenséget a személyzet dobálásként érzékeli.

A függőleges szélnyírás hatását a következő 10. ábra segítségével értelmezzük.

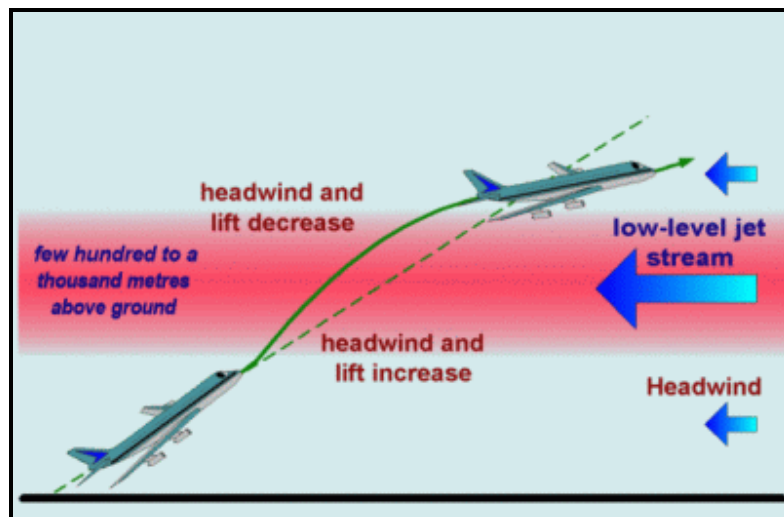


10. ábra. A negatív szélnyírás hatása leszállásnál (Horváth 1978).

(z_0 : 30 m; z_1 : 50 m; A: tervezett földetérési pont; B: tényleges földetérési pont; u_1 : szélesebesség a z_1 szinten; u_0 : szélesebesség a z_0 szinten)

Tekintsünk egy alacsony légköri réteget a futópálya szintjétől (z_0) 30 - 50 m magasságig. A vizsgált rétegben a szélnyírás nagysága Δu . Mivel a szembeszél sebessége az alsó rétegben kisebb, mint a felsőben, leszálláskor a repülőgépnek túlságosan alacsony lesz a levegőhöz mért sebessége, ami odavezet, hogy az A pont helyett a B pontba érkezik („rövidre jön”).

Ha az adott széleloszlásnál a felszállást nézzük, akkor a repülőgép a z_1 magasságot meredekebb trajektórián éri el, vagyis „feldobódik”. Ezt az 11. ábrával reprezentálhatjuk.



11 .ábra. A szélnyírás hatása felszállás esetén.

(http://www.weather.gov.hk/aviat/amt_e/cause/lj_e.htm)

Pozitív szélnyírás esetén fordított a kép, ugyanis ekkor a repülőgép leszállásnál feldobódik („hosszúra jön”), felszállásnál pedig lesüllyed.

Hasonló megfontolásokkal könnyen értelmezhető az oldalirányú szélnyírás fel- és leszállásra gyakorolt hatása. Ebben az esetben a gép elsodródást szenved jobbra, vagy balra a repülőgép tengelyéhez viszonyított szélnyírás irányának függvényében.

A légiközlekedés biztonságának megtartása érdekében szükséges, hogy a pilótákat a meteorológiai szolgálatok információkkal lássák el a fel- és leszállómező zónájának szélnyírási viszonyairól (Horváth, 1978).

3. A jetek vizsgálatának különböző módszerei

3.1. Magaslégköri mérések

3.1.1 Pilot ballon

A pilot ballonok műszer nélkül felbocsátott léggömbök a magasban uralkodó szél megfigyelésére, melyet felengedésük után folyamatosan nyomon követnek. Azonos időközönként (pl. 30 másodpercenként) leolvassák a teodolitról a magassági és oldalszöget. Az esetek többségében egy teodolitot használnak, konstans emelkedési sebességet feltételezve. A pontosság azonban két egymástól bizonyost távolságra lévő teodolittal növelhető, ekkor azonban fontos, hogy a leolvasási időt pontosan szinkronizálják. A szögeket trigonometrikus módszerekkel a vízszintes síkra vetítve megkapjuk az egyes rétegek horizontális szélesebbség vektorait.

A leolvasás régebben optikai teodolittal (teodolitokkal) történt. Az optikai teodolitok korlátja, hogy alacsony felhős időben, vagy ködben csak rövid ideig követhető a ballon, ezért fokozatosan áttértek a rádió teodolitos követésre. Ebben az esetben a léggömbre egy szögletvisszaverőt akasztanak, amely a rádióteodolit által kibocsátott impulzusokat visszaveri. Magyarországon néhány évtizeddel ezelőtt több állomáson is végeztek pilot ballonnal magassági szélméréseket, viszont napjainkban már nem alkalmazzák ezen mérési módszert. A 12. ábrán egy pilot ballon felbocsátását és a pályának követéshez használt optikai teodolitot láthatjuk (Mészáros, 2013).



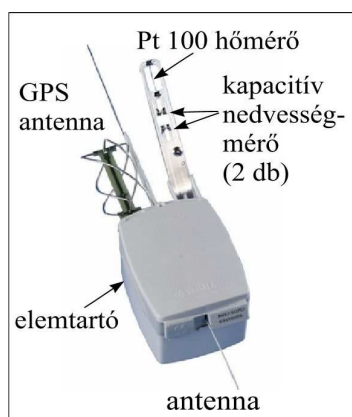
12. ábra. Pilot ballon feleresztése

(<http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/web/html/NAME/ENGLISH/VEGE/indexVEGE.html>)

3.1.2 Rádiószonda

A magaslégköri megfigyelésekben az igazi fejlődést a rádiószondás mérések elindulása jelentette, ahol a mért adatokat egy kis rádióadó már a felszállás közben sugározta a felszíni vevő felé. A technika fejlődésével a rádiószondák is rohamos fejlődésnek indultak, és manapság már akár 30 - 35 km magas felszállásokat is végezhetünk.

Hazánkban az 1960-as évektől állnak rendelkezésre magaslégköri mérések (Budapest, Szeged). Jelenleg a Vaisala DIGICORA-III földi vevő és jelfeldolgozó rendszert, valamint a hozzá rendszeresített Vaisala RS92-SGP típusú rádiószondát használja az Országos Meteorológiai Szolgálat. (13. ábra).



13. ábra. Az Országos Meteorológiai Szolgálat által használt Vaisala RS92-SGP rádiószonda
(Mészáros, 2013)

A szondát hidrogénnel töltött meteorológiai léggömb emeli a magasba. A 25 - 30 km-es magasság eléréséhez kb. másfél óra szükséges. Eközben elektronikus érzékelőivel folyamatosan méri, és rádióadójával kisugározza a környező levegő nyomását, hőmérsékletét, relatív nedvességét. A szonda jeleit a földi berendezés veszi és dolgozza fel. A szondázó rendszer az említett adatokon kívül a szonda horizontális irányú elsodródása alapján a magassági szél irányát és sebességét is meghatározza, ami az úrbázisú navigációs rendszer (GPS) jeleinek felhasználásával történik. A szondázó rendszer a Meteorológiai Világszervezet által ajánlott formátumban előállítja és továbbítja a mérési eredményeket, továbbá elvégzi az adatok elsődleges archiválását (Mészáros, 2013).



14. ábra. A rádiószonda felbocsátása (Országos Meteorológiai Szolgálat, Pestszentlőrinci Főobszervatórium)
(Mészáros, 2013)

A szondák és a benne lévő érzékelők az idő folyamán egyre kisebbek lettek, és jóval pontosabb mérésekre alkalmasak. A ballon elpukkanása után, a szonda visszaesik a földre, melynek során a mérőszensorok oly mértékben sérülnek, hogy a szonda újbóli felhasználására nincs lehetőség. Ezek az eszközök mindössze néhány 10 gramm súlyúak, esésüket a ballon lelassítja, így emberi életre, repülőgépekre nem jelentenek veszélyt.

3.1.3 Repülőgépes mérések

A repülőgépes mérések jelentős mennyiségű meteorológiai adatot szolgáltatnak a légkör magasabb részeiről. Ezek lehetnek speciális, célzott mérési programok, és a légi-kereskedelmi, illetve légi-közlekedési repülőgépeken végzett mérések. Két típus különíthető el, mégpedig a speciális repülőgépes és a folyamatos repülőgépes mérések.

A speciális repülőgépes meteorológiai mérések különböző légkörkutató célokat szolgálnak. Ilyenek például a következők:

- Trópusi ciklon kutatás: a repülőgéppel a trópusi ciklon fölé repülnek és ott végeznek közvetlen méréseket.
- Felhő és zivatar-kutatás: speciálisan, szerkezetileg megerősített repülőgépekkel végeznek méréseket a felhőkbe történő berepüléssel. Ebben az esetben is együtt alkalmazzák a közvetlen és a repülőgépről végzett távérzékelésen alapuló méréseket.

- Magaslégkör kutatás: ez esetben olyan különlegesen kialakított repülőgépeket alkalmaznak, amelyek képesek akár 30 - 40 km-es magasságig, a sztratoszférába is felemelkedni.

Az 1990-es évek elejétől egyre nagyobb gyakorisággal végeznek pilótanélküli repülőgépekkel (UAV – Unmanned Air Vehicle) is méréseket különböző meteorológiai célokból.

A speciális repülőgépes mérések mellett a numerikus időjárás-előrejelző modellek számára folyamatosan szolgáltatják az adatokat a légi-kereskedelmi és légi-közlekedési forgalomban résztvevő repülőgépek is. Ezek a repülés szintjéről szolgáltatnak információt, illetve fel- és leszállás során a légkör vertikális metszetéről is képet adnak. Az adatgyűjtést a Meteorológiai Világszervezet AMDAR és ASDAR rendszere végzi.

Az AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay – Repülőgépes Meteorológiai Adattovábbító Rendszer) a repülőgépeken elhelyezett műszerekkel mért meteorológiai adatok továbbítását végző rendszer. A kommunikáció a repülőgép és egy földi állomás között történik. Naponta kb. 130 ezer észlelés történik ilyen módon. Elsősorban a magaslégköri hőmérséklet és szél adatokat mérik, de egyre gyakrabban végzik a légnedvesség, a vertikális szélsébség és a légköri turbulencia mérését is.

Az ASDAR (Aircraft to Satellite Data Relay – Repülőgépekről Műholdakra történő Adattovábbító Rendszer) rendszer az AMDAR rendszertől annyiban különbözik, hogy a repülőgépeken mért adatokat műholdakon keresztül továbbítják (Horváth, 1978, Mészáros, 2013).

3.2. Földbázisú meteorológiai távérzékelési eszközök

3.2.1 Windprofiler

A légkört függőlegesen szondázó mérőeszközök egyik új generációja, amely elektromos hullámok segítségével végzi el a magassági szélmérést. Működési elve a légköri mikroturbulenciákról visszaverődő rádióhullámok Doppler-eltolódásán alapszik. A mérési módszer a légkörben előforduló 1 méter nagyságrendű mikroturbulenciák jelenlétét használja ki. A turbulenciákban a sebesség-ingadozások sűrűség-ingadozásokat okoznak, amely megváltoztatja a rádióhullámokra vonatkozó törésmutatót, így a turbulenciák térbeli

inhomogenitást eredményeznek. Inhomogén térben az elektromágneses hullámok szóródnak, illetve visszaverődnek.

A Doppler-elvű szélmérés esetén a hullámforrás (radar) impulzusokat bocsát ki. Egy impulzus térben egy adott pillanatban 250 – 1000 méter karakterisztikus élhosszúságú térfogatot (ún. impulzus térfogatot) tölt ki. Az impulzustérfogatban található mikroturbulenciák sokasága az impulzustérfogatra jellemző átlagsebességgel, mint „makroszkopikus szélesebességgel” mozog (Németh., 1998).

Az impulzustérfogattól visszaverődő rádióhullámnak megváltozik a frekvenciája az eredeti, kibocsátott hullám frekvenciájához képest, ez a Doppler-effektusnak köszönhető. A frekvenciaeltolódás arányos a szélesebességnek a hullámterjedés irányába eső komponensével. Így lényegében egy Doppler-radarral a szélvektornak csak egy összetevője, a sugárirányú mérhető. A windprofiler végülis olyan, mintha három Doppler-radart használnánk egyidejűleg, három különböző irányítású sugárnyalábbal. Az egyik nyalábot függőleges irányban bocsátja ki, a másik kettőt pedig a függőlegeshez képest rendszerint 15 fokkal északi, illetve keleti irányba döntve bocsátja ki a rádióhullámokat, így három különböző irányú szélesebesség-komponenst tudunk meghatározni, és ezekből az adatokból meg lehet határozni a szélirányt és a szélesebességet. A hullámkibocsátás egy vízszintes síkú antennaszerkezeten történik meg, amelyeket elemi antennák alkotják. A kibocsátott hullámok irányítását úgy érik el, hogy az antennasorokra a kimenő jelet fáziseltolással küldik rá (Budai, 2009).

A windprofilerrel 15 km-es magasságig vagyunk képesek megadni a szélprofil, és ez a mérés mindössze néhány percet vesz igénybe, így folyamatos működtetéssel a magassági szél időbeli változását figyelhetjük meg (15. ábra).



15. ábra. A pestszentlőrinci windprofiler (Budai, 2009).

3.2.2. LIDAR

A LIDAR egy olyan távérzékelési eszköz, amely a látható, valamint a látható melletti ultraibolya és infravörös spektrumba tartozó elektromágneses hullámot bocsát ki (az eszköz típusától függően). Ez a kibocsátott lézernyaláb a levegő molekuláiról és a lebegő részecskékről verődik vissza, ennek köszönhetően tudjuk meghatározni a felhőalap magasságát, valamint tudjuk vizsgálni a különböző légköri összetevőket és a szennyezőanyagokat. Fontos a hullámhossz megválasztása, ugyanis amikor a sugárzás hullámhossza egybeesik a molekuláris anyagok egy vagy több jellemző spektrumvonalával, a sugárzás elnyelődik. A visszavert jelekben a hiányzó hullámhosszakból következtethetünk az adott anyag jelenlétére. A kibocsátott hullám energiája néhány mW-tól több 10 W-ig terjed.

A LIDAR-okat három csoportba sorolhatjuk. Az első csoportba azok a LIDAR-ok tartoznak, amelyek egy hullámhosszat használnak, ezért alkalmasak a távolság mérésére. A második csoportba a szelektív elnyelésű LIDAR-ok tartoznak, amelyek a légköri összetevő anyagok koncentrációjának és mennyiségének mérésére alkalmasak. A harmadik csoportba a Doppler LIDAR-ok tartoznak (Doppler Wind Lidar – DWL), amelyek a légköri mozgások feltérképezésére alkalmasak (16. ábra) (Budai., 2009).



16 .ábra. LIDAR működés közben (Budai, 2009)

3.2.3. RADAR

Az időjárás-radar (Radio Detection And Ranging) egy olyan rádiótechnikai rendszer, amely adó-vevő-antenna és megjelenítő berendezésből áll. A radar nagy energiájú, mikrohullámú rádióhullámokat sugároz ki, majd a környezetből érkező visszaverődések detektálásával információt nyerhetünk a visszaverődést okozó objektumok helyzetéről és tulajdonságairól. A kibocsátott rádióhullámok a felhő részecskéiről visszaverődnek, szóródnak. Ezt a visszavert sugárzást nevezzük echonak (visszhang). Az echo 10^{10} nagyságrenddel kisebb intenzitású, ezt a jelet kell felerősítenünk, hogy információt kapjunk az időjárás-helyzetről (Nagy, 1998).

Az időjárás-radar másodpercenként legalább 250 alkalommal, maximum 600 m hosszú, $0,5^\circ$ és $1,5^\circ$ közötti nyalábszélességű impulzusokat bocsát ki fénysebességgel. A sugárnyaláb keresztmetszete a távolsággal négyzetesen nő, tehát az egységnyi felületre eső energia sűrűsége csökken, így a radarállomástól távolodva egyre kisebb intenzitással tudja besugározni az útjába kerülő felhő- és csapadékelemeket, valamint a földfelszíni tereptárgyakat. A radarhoz közelebbi cél nagyobb visszaverődést, nagyobb radarjelet okoz, mint a távolabbi, ez jelentősen torzíthatja a megfigyelést, ezért szükséges távolsági korrekciót alkalmazni (Wantuch et al., 2004).

Érdemes megemlíteni a Doppler-radarokat is, amelyek segítségével meghatározható a csapadékintenzitás, valamint a légkörben zajló áramlások iránya és sebessége is. Ennek a radartípusnak a Doppler-effektus az alapelve. A Doppler-radar a visszaverődést okozó csapadékelemek mozgásából származó frekvenciaeltolódás alapján képes meghatározni a csapadékintenzitást. A Doppler-elvnek megfelelően a mozgó célról visszaverődő elektromágneses hullám frekvenciája eltolódik az álló célról visszaverődő célhoz képest, az eltolódás alapján kiszámítható a cél sugár irányú (radiális) mozgása. A Doppler-radarok nagy érzékenységenek köszönhetően a tiszta légköri inhomogenitásokat és turbulenciákat is fel tudjuk térképezni a törésmutató-változásokból származó reflexiók révén. Így a Doppler-radarokat a zenithez közeli magassági szögön körülforgatva windprofilerként működtethetők és meghatározható velük a szélesebb magassági eloszlása (Budai, 2009).

Hazánkban jelenleg Pestszentlőrincen, Napkoron és Pogányváron található egy-egy időjárás-radar, ezenkívül folyamatban van a Szentesre történő 4. radar telepítése (17. ábra).

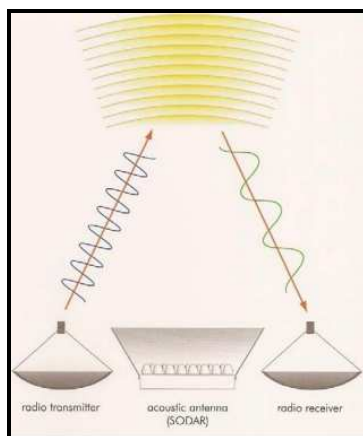


17. ábra. A pestszentlőrinci radar (Budai, 2009).

3.2.4 SODAR/RASS berendezés

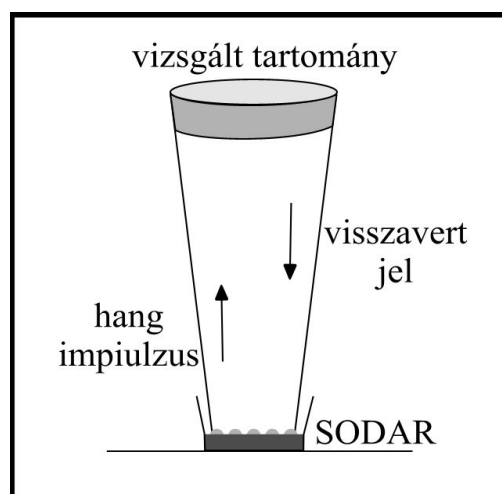
Nyári gyakorlatom során – amit a Hungarocontrol Zrt-nél töltöttem - az aktív távérzékelési eszközök közül a SODAR/RASS berendezés működését ismerhettem meg részletesen, ezen kívül betekintést nyerhettem az általuk szolgáltatott adatokba is. Ebben az alfejezetben ismertetem a műszerek működését, illetve a felhasználási területüket.

A **RASS** egy windprofiler-ből és egy rádióadó és vevő berendezésből álló aktív távérzékelési eszköz működési elvének lényege, hogy a kibocsátott hanghullámok a légkör különböző rétegében eltérő mértékben terjednek, és a légkörben felfelé terjedő hanghullám által okozott inhomogenitást elektromágneses hullámokkal tapogathatunk le (18. ábra). Ezáltal képet kaphatunk a vertikális szélprofilról, valamint a hőmérsékleti rétegződésről is. Általában a SODAR-ral együtt használják.



18. ábra. A RASS működési elve (Schrempf, 2007)

A **SODAR** egy olyan távérzékelési eszköz, amely a hanghullámok segítségével méri a szél irányát és sebességét. A mérés a légkörben állandóan jelenlévő mikroturbulenciák, örvények érzékelésén alapul. A mikroturbulenciák szabálytalan változása határozza meg a szél pillanatnyi értékének függőleges és vízszintes összetevőjét. Keletkezésük egyrészt az atmoszféra termikus változásaiból ered, másrészt az áramló levegő útjában lévő természetes és mesterséges akadályok okozzák. E hatások az atmoszférában különböző turbulens rétegeket hoznak létre. Az atmoszférába kibocsátott hanghullám találkozik, áthalad ezeken a turbulens rétegeken és az energiája minden irányba szétszóródik. Habár a különböző termikus és mechanikus turbulenciák elnyelik az energia egy részét, valamennyi visszajut a hangforráshoz. Ezt a visszasugárzott energiát (az atmoszféra visszhangját) méri a monostatikus SODAR rendszer (19. ábra).



19. ábra. A SODAR működési elve (Schrempf, 2007).

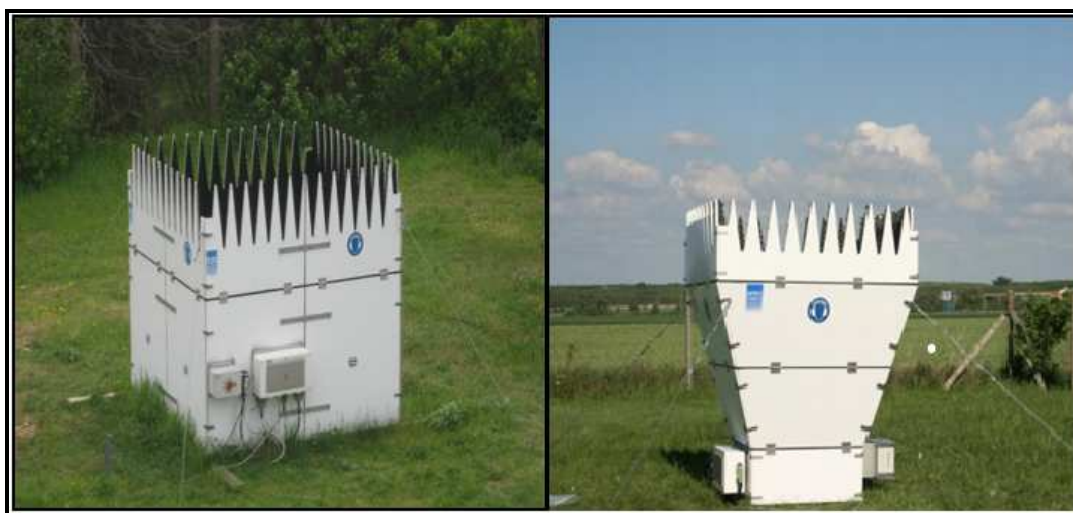
A monostatikus SODAR-nál a hangkibocsátó és fogadó antenna egy egységet alkot. Az érzékelt örvény és fogadóantenna által bezárt szög 180° . A visszasugárzott energia kizárólag termikus turbulenciákról érkezik.

A bistatikus SODAR rendszereknél a kibocsátó és fogadó antennák egymástól elkülönített egységek. Ebben az esetben az örvény és a jelfogó által bezárt szög eltér a 180° -tól. A rendszer a termikus és mechanikus hatások okozta turbulenciáról érkező jelet is érzékeli. Ez egy erősebb és folyamatosabb mért jelet eredményez. A gyakorlatban alkalmazott SODAR rendszerek többsége monostatikus, ugyanis ennek felépítése egyszerűbb és gyakorlatiasabb (Schrempf, 2007, Lazar, 2012)).

Mivel ezen eszköz mérési tartománya (léggör legalsó néhány 100 m-es régiója) korlátozva van, ezért legfőbb alkalmazási területe a felszínközeli szennyezőanyag-terjedés vizsgálata, amelyet ipari létesítmények, atomerőművek környezetében használnak fel (Kadygrov, E.N. 2006). Hátránya, hogy a nagyobb hatótávolságúak jelentős zajt okoznak, így telepítésük csak lakott területeken kívül ajánlott.

A SODAR előnye a közvetlen mérésekkel (pl. rádiószonda) szemben, hogy kvázifolyamatos mérés végezhető vele (pl. akár 10 percenként információt nyerhetünk a léggör szerkezetéről). A SODAR segítségével elvégezhető az inverziós réteg, a keveredési rétegvastagság, a határréteg stabilitási viszonyainak, a magassági szélprofil vizsgálata, valamint meghatározható a ködréteg vastagsága.

A későbbi vizsgálatokhoz szükséges adatokat a Liszt Ferenc Nemzetközi repülőtérre telepített monostatikus METEK PCS. 2000-64 SODAR/RASS rendszer biztosította számunkra. Jelenleg Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat Pestszentlőrinci Főobszervatóriumában és a Debreceni Egyetem Debrecen-Kismacs Agrometeorológiai Obszervatóriumában üzemel egy-egy METEK gyártmányú SODAR (20. ábra).



20. ábra. A METEK PCS. 2000-64 (bal) és a METEK PCS. 2000-24 (jobb) típusú Doppler SODAR mérőműszer

4. A felhasznált adatbázisok bemutatása

4.1 A SODAR/RASS adatok

A Hungarocontrol Zrt számára 2012. október 20. és 2013. június 4. közötti időszakban állt rendelkezésre egy METEK PCS. 2000-64 típusú berendezés (21. ábra). A műszer igen könnyen kezelhető és felállítható. A mért adatokat automatikusan tárolja, illetve alkalmas ezen adatok analizálására, valamint a METEK szoftverének köszönhetően grafikus megjelenítésükre is. A műszer általi mintavételezés 10 másodpercenként történik, amelyből egy 10 perces átlagot képez. A mérés 50 és 500 m között, 25 méterenként zajlik, tehát összesen 19 magassági szintről rendelkezünk adatokkal.



21. ábra. SODAR/RASS berendezés (LHBP).

A SODAR „sdr” kiterjesztésű fájlokat szolgáltatott. Az adatfile-ok szerkezetét a 22. ábra mutatja. A mérőműszer rengeteg mért adattal szolgált, így a könnyebb átláthatóság kedvéért, a későbbi vizsgálatokhoz szükséges paramétereket egy erre a célra elkészített MySQL adatbázisba helyeztük át.

A felhasználandó paraméterek a következők:

- Hőmérséklet („tmp”)
- Szélirány („direc”)
- Szélsebesség („vel”)
- Szélkomponensek („vvu”, „vvv”, „vvw”)
- Jel-zaj arány (Signal-Noise Ratio, „SNR”)
- Stabilitási viszony („dc”)
- Reflektivitás („r1”, „r2”, „r3”, „rr”)

030303000000	UTC	AVE	900	MIN	35	MAX	555	NOI	700	STP	30	VOL	4095	4095	4095	4095	XMT	1600	2930	MIX	1600
1600	1600	2930	SMP	178.5	357	AZI	205	295	0	ZEN	15	15	0	TMP	2.443	FBC	100	DST	5	XTL-	1600
2.694																					
50	80	110	140	170	200	230	260	290	320	350	380	410	440	470	510	570	600				
93	91	91	87	85	83	80	81	79	79	76	76	74	74	75	73	69	65				
95	93	92	90	85	83	82	82	81	79	80	79	74	74	74	70	68	66				
98	97	96	93	89	86	85	86	85	84	82	80	80	80	79	70	66	63				
0.42	0.53	0.72	0.83	0.75	0.49	0.74	0.61	1.00	0.85	0.79	0.70	1.02	0.90	0.69	0.87	1.01	0.99				
0.00	0.15	0.36	0.52	0.59	0.65	0.79	0.83	0.98	1.16	0.68	0.61	1.17	1.29	0.97	0.95	1.13	1.45				
0.03	0.09	0.12	0.10	0.16	0.10	0.09	0.15	0.14	0.10	0.09	0.21	0.05	0.09	0.08	0.09	0.15	-0.06				
0.53	0.95	1.83	2.68	2.49	2.59	3.50	3.14	4.40	4.95	3.24	2.22	5.53	5.55	4.14	5.07	4.65	5.23				
1.42	1.43	1.71	1.88	1.39	0.47	1.12	0.52	1.65	0.92	1.48	1.05	1.58	0.88	0.69	0.45	0.67	0.89				
-0.03	-0.09	-0.12	-0.10	-0.16	-0.10	-0.09	-0.15	-0.14	-0.10	-0.09	-0.21	-0.05	-0.09	-0.08	-0.09	-0.15	0.06				
1.5	1.7	2.5	3.3	2.9	2.6	3.7	3.2	4.7	5.0	3.6	2.5	5.8	5.6	4.2	5.8	6.3	6.8				
200	213	227	235	241	260	252	261	249	260	245	245	254	261	260	245	258	267				
0.14	0.18	0.22	0.17	0.17	0.17	0.13	-0.19	0.22	0.14	0.17	0.31	-0.16	0.22	0.25	0.45	0.55	0.57				
F	E	D	E	E	E	F	F	E	F	E	D	F	E	E	D	D	D				
100	100	100	100	100	100	99	99	100	100	99	98	96	96	98	91	92	87				
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99	97	95	90	90	88				
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99	98	98	99	97	90	90	87				
43	38	36	31	27	22	19	18	16	15	11	10	8	7	6	0	0	-3				
43	39	37	34	27	23	22	20	18	16	14	13	8	8	7	0	0	-1				
44	40	38	33	27	23	21	21	19	16	14	13	11	10	9	0	-4	-5				
0	0	0	0	0	0	01	01	0	0	01	01	01	01	01	01	01	020				
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	01	01	01	01	01	020				

22. ábra. A nyers output.

Az általunk elkészített adatbázisból a 23. ábrán láthatunk egy részletet:

id	date	height	vvu	vvv	vvw	vel	direc	tmp	dc	snr	r1	r2	r3	rr
387449	2012-10-19 08:40:00	50	2.48	0.64	0.35	2.6	75	13.24	E	48	83	85	86	68
387450	2012-10-19 08:40:00	75	2.62	0.49	0.25	2.7	79	13.09	E	45	80	80	82	70
387451	2012-10-19 08:40:00	100	2.61	0.45	0.19	2.6	80	12.66	E	41	78	80	80	69
387452	2012-10-19 08:40:00	125	2.48	0.35	0.11	2.5	82	12.5	E	37	75	75	76	67
387453	2012-10-19 08:40:00	150	2.48	0.2	0.03	2.5	85	12.35	E	33	77	78	77	65
387454	2012-10-19 08:40:00	175	2.28	-0.09	0.03	2.3	92	12.38	E	30	83	83	84	63
387455	2012-10-19 08:40:00	200	2.2	-0.68	0.03	2.3	107	13.56	E	28	86	87	89	63
387456	2012-10-19 08:40:00	225	2.16	-1.38	0.05	2.6	122	14.95	E	28	86	85	88	61
387457	2012-10-19 08:40:00	250	2.01	-2.12	0.06	2.9	137	16.08	E	25	80	79	83	61
387458	2012-10-19 08:40:00	275	1.86	-2.8	0.09	3.4	146	16.65	D	24	69	66	72	59
387459	2012-10-19 08:40:00	300	1.85	-3.29	0.03	3.8	151	16.86	D	21	62	62	63	57
387460	2012-10-19 08:40:00	325	1.87	-3.47	0.03	3.9	152	17.41	D	19	69	69	78	56
387461	2012-10-19 08:40:00	350	1.52	-3.47	-0.01	3.8	156	17.51	D	17	60	65	65	55
387462	2012-10-19 08:40:00	375	1.16	-3.96	0	4.1	164	17.43	D	15	63	68	66	54
387463	2012-10-19 08:40:00	400	0.38	-4.17	-0.03	4.2	175	17.25	D	14	67	65	69	52
387464	2012-10-19 08:40:00	425	0.1	-4.44	-0.02	4.4	179	17.24	D	11	71	69	72	51
387465	2012-10-19 08:40:00	450	-0.02	-4.86	-0.03	4.9	180	17.31	D	8	66	69	68	48
387466	2012-10-19 08:40:00	475	-0.47	-4.59	-0.07	4.6	186	16.96	D	6	67	64	59	46
387467	2012-10-19 08:40:00	500	-0.59	-4.73	-0.06	4.8	187	16.62	D	3	68	65	68	43

23. ábra. Részlet a MYSQL adatbázisból.

Az adatok felhasználása igen sokrétű, néhány területét az 1. táblázatban foglalom össze. A Hungarocontrol Zrt. munkatársai a SODAR által szolgáltatott adatokat elsősorban ún. nowcasting feladatokhoz (ultra rövidtávú előrejelzés) használták fel, amelyek a szélmezőre, ködképződési folyamatokra, felhőalap magasság és csapadék-halmazállapotra vonatkoznak. Ezzel támogatni tudták a pályairány meghatározással kapcsolatos TWR SV (torony supervisor általi) döntéseket, az LVP (Low Visibility Procedure – „rossz látási körülmények”) illetve a repülőtér üzemeltetési előrejelzéseket.

Változó	Származtatás	Produktum	Alkalmazás
Reflektivitás	<i>A visszaverődő jelből átlagolt érték</i>	<i>Turbulencia és vertikális átkeveredés</i>	<i>Rétegződés, inverzió</i>
Szélirány és sebesség	<i>Áramlásból származó vektorátlag</i>	<i>Vertikális szélprofil</i>	<i>Szélnyírás, alacsonyszintű jet, frontfelület</i>
Szélkomponensek	<i>Áramlásból származó vektorátlag</i>	<i>Vertikális szélprofil</i>	<i>Kereszt- szembe- és hátszélkomponensek</i>

1 .táblázat. Az adatok felhasználási területei

4.1.1 Szakmai tapasztalatok a tesztidőszak során

A 212 napos tesztidőszak alatt rengeteg szakmai tapasztalatot sikerült gyűjteni. Elsőként meg kellett arról győződni, hogy a berendezés működése közben kibocsátott hallható tartományú hang és radartartományú sugárzása nem zavarja a környék lakosságát és a többi berendezést, illetve semmilyen más negatív hatást nem gyakorol a repülőtér működésére. Másrészt arról is fontos volt információt gyűjteni, hogy a repülőtér üzemelése (zaja) és a helyi domborzati, akusztikai környezet, valamint az időjárási viszonyok mellett megfelelő minőségű és rendelkezésre állású adatokat szolgáltat a berendezés.

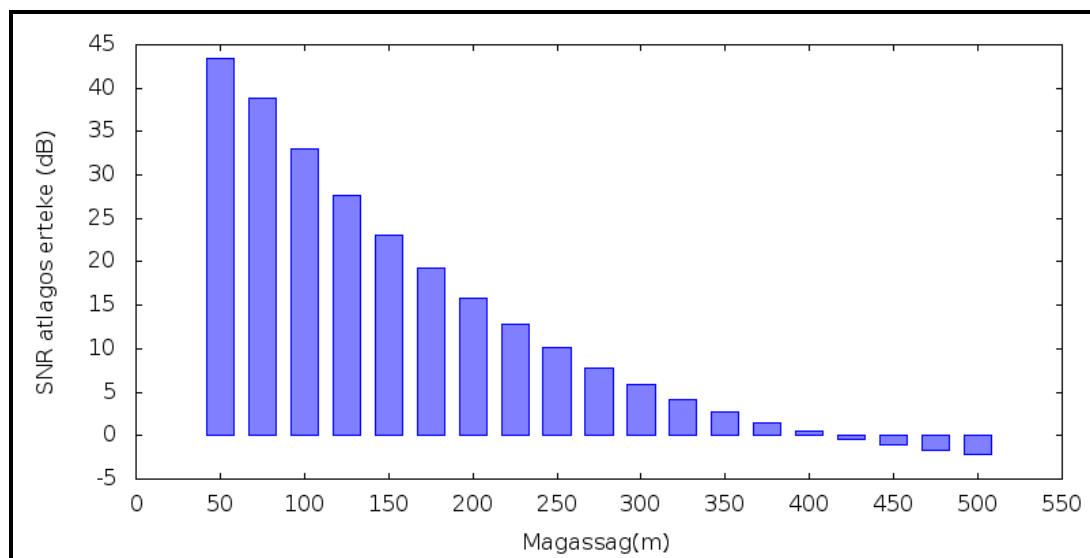
A környezet zajterhelése szempontjából egyértelmű választ kaptunk a kérdésünkre, ugyanis a készülék hanghatása nem okozott lakossági panaszt, és a külön végzett zajmérések sem igazoltak határértéken belüli zajterhelést. A készülék működése során a külső – légi járművekből származó – zajhatások nem okoztak mérési hibát vagy adatkiesést, így a berendezés telepítési helyszíne mind mérési szempontból, mind zajterhelési szempontból megfelelőnek bizonyult.

A SODAR/RASS műszeregyüttes technológiájából adódik, hogy az időjárás és a helyi adottságok függvényében változhat a hatótávolság (a legnagyobb AGL (Above Ground Level – felszín feletti magasság) magasság, ahonnan értékelhető adatot nyer a berendezés). Ez technológiai korlátot ad a rendelkezésre állásnak. Fontos említést tenni néhány olyan időjárási jelenségről, amelyek hatással lehetnek a mérési eredményekre, illetve befolyásolják a technológiai korlátot. Ilyen pl. egy-egy erősebb szellőkés, hirtelen hőmérsékletváltozás, amely csökkentheti a jel-zaj arányt, ezáltal korlátozva a mérési magasságot, illetve az adatok pontosságát. Ezenkívül egy intenzívebb csapadékhullás is komoly zajhatást okozhat, ezáltal romlik a műszer teljesítménye is.

Viszont nemcsak technológiai, hanem technikai korlátról is beszélhetünk, ugyanis áramszünet vagy kommunikációs hiba esetén is felléphet adathiány. A tesztidőszakot végig kielemezve a technikai rendelkezésre állási mutató értéke hozzávetőlegesen 94 % lett. Decemberben és májusban tapasztaltunk nagyobb leállást, amelyeket többnyire mobilkommunikációs problémák okozták.

A technológiai rendelkezési állási mutatót a magasság függvényében határoztuk meg, amelyhez a jel-zaj arányt, vagyis az SNR értékét használtuk fel, amelyet gyakran minőségparaméternek is neveznek. Röviden úgy definiálhatjuk, hogy a hasznos és a zavaró jel közötti arány decibelben (dB) megadva. Minél kisebb ennek az értéke, annál nagyobb annak a valószínűsége, hogy a SODAR-tól hibás adatok fognak származni.

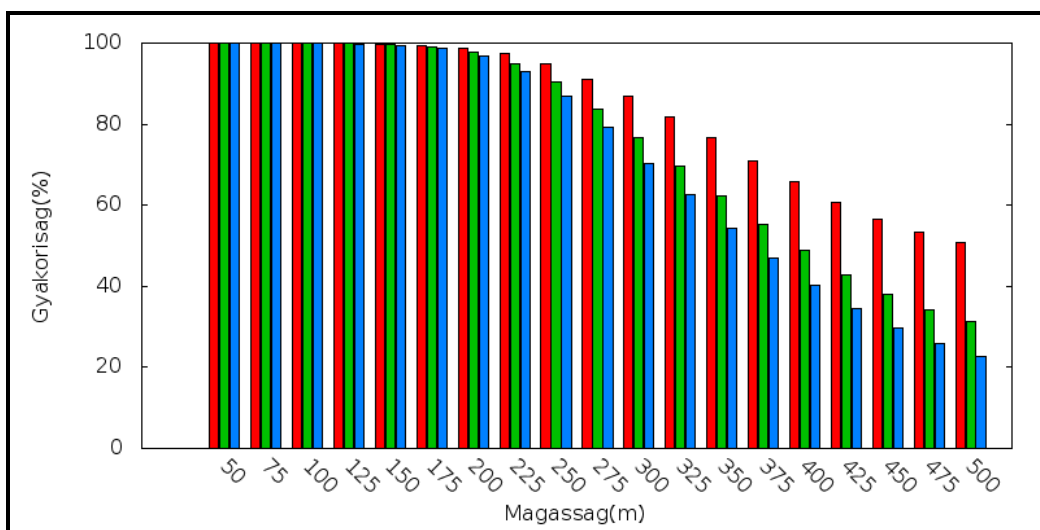
A 24. ábrán látható, hogy az SNR átlagos értéke hogyan változik a magassággal az alsó 500 m-es rétegben:



24. ábra. Az SNR átlagos értéke a magasság függvényében.

Jól látható, hogy a jel-zaj arány átlagos értéke a magassággal közel exponenciálisan csökkenő viszonyt mutat. Definiálnunk kell egy olyan minimum SNR értéket, amely alatt igen nagy bizonyossággal a mért adatok már nem tekinthetők megbízhatónak. Ennek a meghatározásához a RASS által szolgáltatott hőmérsékleti adatokat használtuk fel. Ezenkívül a légkörben történő állapotváltozásokat száraz adiabatikusnak tekintettük, vagyis a hőmérséklet magasság szerint változása kb. $1\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$, amely a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek felel meg. Ezen módszer alapján, illetve az adatok részletes tanulmányozása során, az *SNR minimumértékére 1* adódott, így a hibás adatok túlnyomó többségét ki tudjuk szűrni.

Természetesen a szakirodalom áttekintése során találtunk olyan cikkeket, ahol a szerzők rendelkezésre bocsátották volna az általuk használt minimumértéket, viszont a legtöbb esetben csak „user-defined minimum”-ként esik szó az SNR küszöbértékéről. *Henk Klein Baltink (1995)* számára az $SNR = -2$ tűnt a legoptimálisabb értéknek, viszont ez a saját adatbázisunkra nézve túl gyenge kritérium lenne, amelynek következtében sokkal több hibás adatunk maradna. A következő ábrákon látni fogjuk, hogy az adatok rendelkezésre állási mutatói igen érzékenyek az SNR értékének változására, főleg a magasabb szinteken (25. ábra).



25. ábra. Az adatok rendelkezésre állási mutatói (piros: $SNR \geq -2$, zöld: $SNR \geq 0$, kék: $SNR \geq 1$).

Természetesen nemcsak a műszer sajátosságairól sikerült tapasztalatokat szerezni, hanem különböző időjárási jelenségekről is. A SODAR/RASS berendezést sikerült zivataros helyzetekben is tesztelni, viszont sajnos csak korlátozott esetszám áll rendelkezésre, mivel a tesztidőszak június 4-én véget ért. Ezekben az esetekben a zivataros kifutószél irányának meghatározásához nyújt segítséget, mert a talajközeli áramlási viszonyok ismerete ilyenkor nagy segítség a nowcasting előrejelzés készítője számára. Ezzel szemben ködös helyzetek

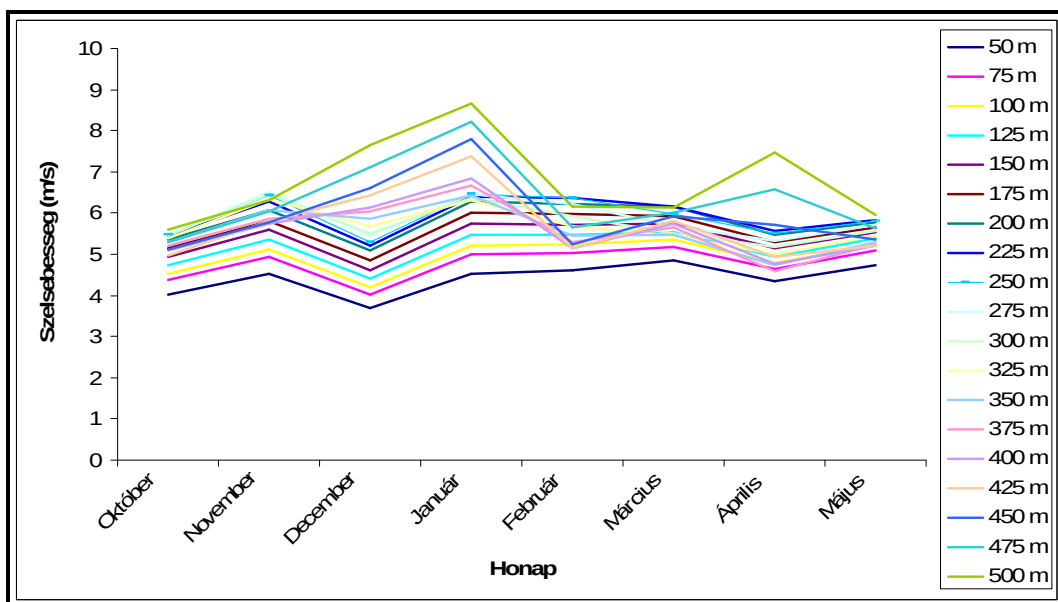
szempontjából az átlagosnál gazdagabb volt az időszak, így rendkívül sok adat gyűlt össze a SODAR/RASS berendezés által mért és elsődlegesen származtatott mennyiségek, valamint a ködképződéshez hozzájáruló légköri jelenségek között. Összesen 36 mérési napon fordult elő köd: kisugárzási, áramlási, inverziós és keveredési ködtípus egyaránt előfordul. A Hungarocontrol Zrt.-nél dolgozó meteorológusok tapasztalatai alapján az inverziós köd esetében alkalmazható a berendezés a ködtető és az inverzió szintjének meghatározására. A megemelkedett ködből képződő igen alacsony szintű rétegfelhő (stratus) alapjának meghatározásához, annak kis időn belül bekövetkező hullámzásából, mozgásából kulcsfontosságú paraméterek származnak az látástávolság előrejelzések készítéséhez .

Ezenkívül a rendszer várakozáson felüli módon detektált alacsony szintű jeteket is. Ezekről a jelenségekről korábban nem vagy csak közvetve állt rendelkezésre információ. A repülés szempontjából nagy jelentőségű lenne, ha a jetes helyzetekről bármilyen módon tájékoztatást tudna kiadni a szolgálat. Ezt igazolják a külföldi példák is. Nagy valószínűséggel ennek a hiánya is okozhatta az 1985. augusztus 2-ai repülőgép-balesetet a Dallas - Fort Worth –i repülőtér közelében. A tragikus eset során 163 utasból 137 életét veszítette. Tehát repülésmeteorológiai szempontból is igen fontos az alacsonyszintű jet részletesebb tanulmányozása.

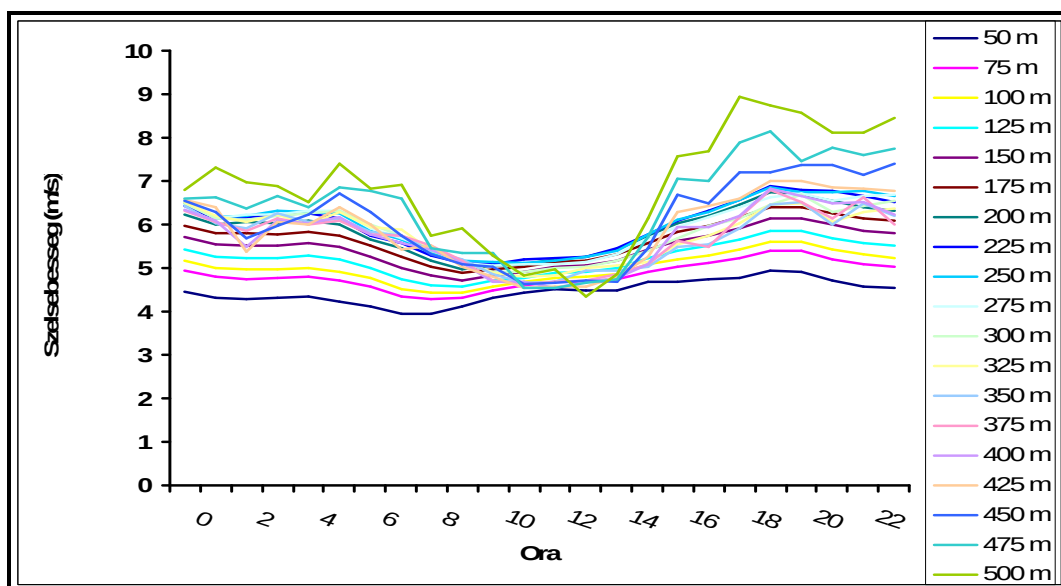
4.1.2 Statisztikai vizsgálatok

Kutatásunk első lépéseként fontosnak tartottunk néhány egyszerűbb statisztikai vizsgálat elvégzését a szélsősebesség és a szélirány profilokra vonatkozóan, ezek közül néhányat bemutatok a dolgozatomban is.

Hazánk, mint ismeretes, az átlagos szélsősebességek alapján a mérsékelt szelű területek közé tartozik. A szélsősebesség évi átlaga 2 - 4 m/s közötti (*Wantuch et al., 2004*). A szélsősebesség éves dinamikájára tavaszi (március, április) maximum és őszi (szeptember, október) minimum, napi menetére pedig kora délutáni maximum és hajnali minimum a jellemző (26. és 27. ábra).



26. ábra. A havi átlagos szélsébségek alakulása a tesztidőszak során (2012. okt. 20 – 2013. jun. 4).



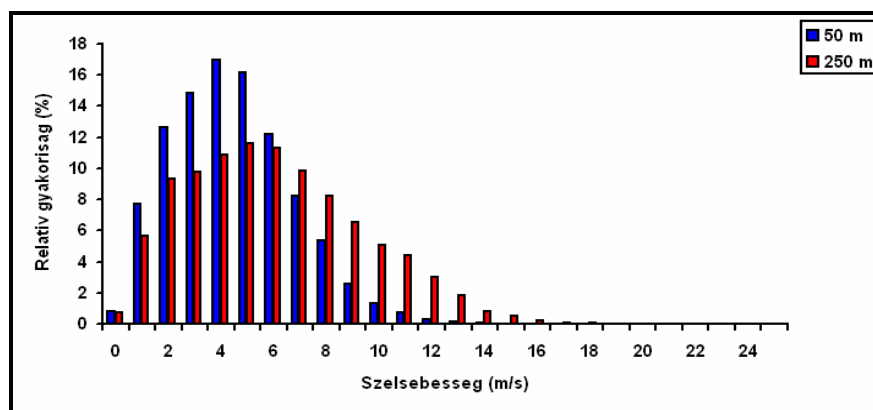
27. ábra. Az átlagos szélsébség napi menetének alakulása a tesztidőszak során (2012. okt. 20 – 2013. jun. 4).

A 26. ábrán láthatjuk, hogy a havi átlagos szélsébségek maximuma a 350 m-es magassági szintig valóban márciusra esik a tesztidőszak során, a minimumot pedig a decemberi hónapban figyelhetjük meg. Természetesen figyelembe kell venni, hogy a nyári, illetve a szeptemberi és októberi hónapokról kevés információ áll rendelkezésünkre, ezenkívül májusban és decemberben a SODAR berendezés leállása miatt nem szolgáltatott adatokat. Ezen okokra hivatkozva mélybemenő klimatológiai következtetéseket nem tudunk levonni.

A szélsébség napi menetét tartalmazó ábrán szintén kivehető a hajnali, reggeli minimum és a délutáni, esti maximum, amely a magasabb szinteken egy kicsit eltolódva

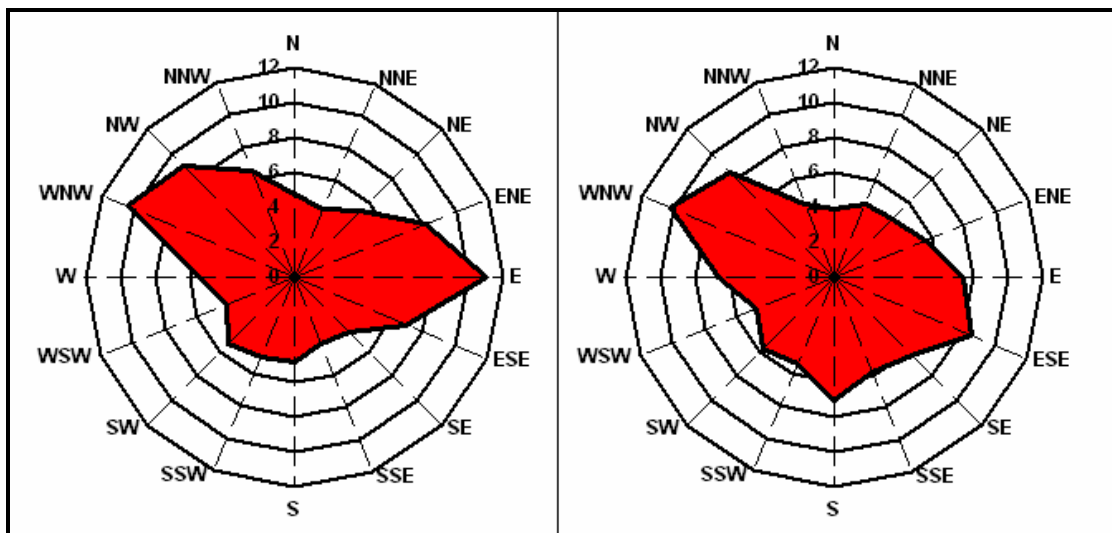
figyelhető meg. A napi menet kialakításában fontos szerep jut az áramlási mezőnek, hiszen napkelte után a besugárzás következtében beindulnak a helyi cirkulációk, amely a szélereősség növekedésében nyilvánul meg, napnyugta után viszont az áramlások folyamatosan lassulnak, ezért jelenik meg a hajnali minimum. A talajközeli légmozgásoknak ez a szabályos napi megélénkölése és éjszakai lecsendesedése nyáron átlagosan 100 m magasra terjed, télen ellenben csupán 50 m magasra. A felsőbb légrétegekben a szélesebesség napi változásai pontosan ellentétesek, vagyis a legerősebb szelek éjszaka lépnek fel, a leggyengébbek nappal. A jelenség magyarázatát *Espy*, majd később, de tőle függetlenül *Köppen* adta meg. A szélesebesség napi változásait mindketten konvekciós keveredéssel, vagyis az alsó és felső légrétegek tulajdonságainak kiegyenlítődéssel magyarázták. *Wagner* ezt az elméletet annyival egészítette ki, hogy az alsó légrétegek szélesebesség-növekedése a talaj közeli magasabb hőmérséklettel függ össze, amely miatt a levegő belső súrlódása csökken (*Dobosi és Felméry, 1976*).

Megvizsgáltuk a szélesebesség erősségi szerinti gyakorisági eloszlását is a kiválasztott két magassági szinten (28. ábra). A szélesebesség idősorát általában a Weibull-eloszlással modellezzük. Látható, hogy az 50 m-es magassági szinten a leggyakoribb szélesebesség 4 m/s, 250 m-en viszont 5 m/s-nél éri el maximumát a gyakorisági hisztogram. A nagy szélesebességek egyre csökkenő gyakorisággal fordulnak elő.



28. ábra. A szélesebesség gyakorisági eloszlásai.

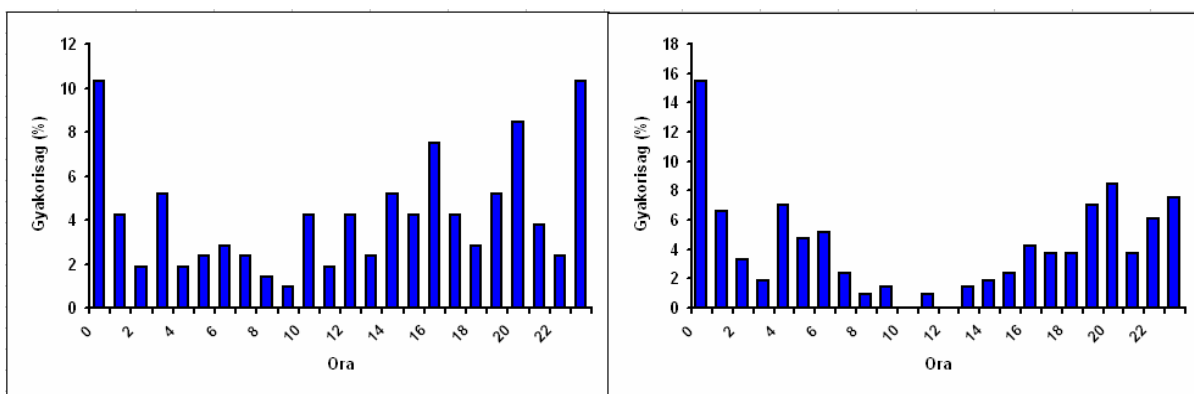
A szélesebesség gyakorisági eloszlása mellett, a 29. ábrán a szélirány gyakoriságokat is szemléltettük. Látható, hogy kis eltéréssel két maximumot figyelhetünk meg északnyugati, illetve keleti irányból. Tehát már a közel fél éves adatsorban is megmutatkozik az uralkodó északnyugati szélirány. A délkeleti-déli és délnyugati szelek valószínűsége közel azonos eloszlást mutat. A 250 m-es magassági szinten megfigyelhető gyakorisági eloszlás uralkodó szélirány tekintetében nem mutat nagy eltérést.



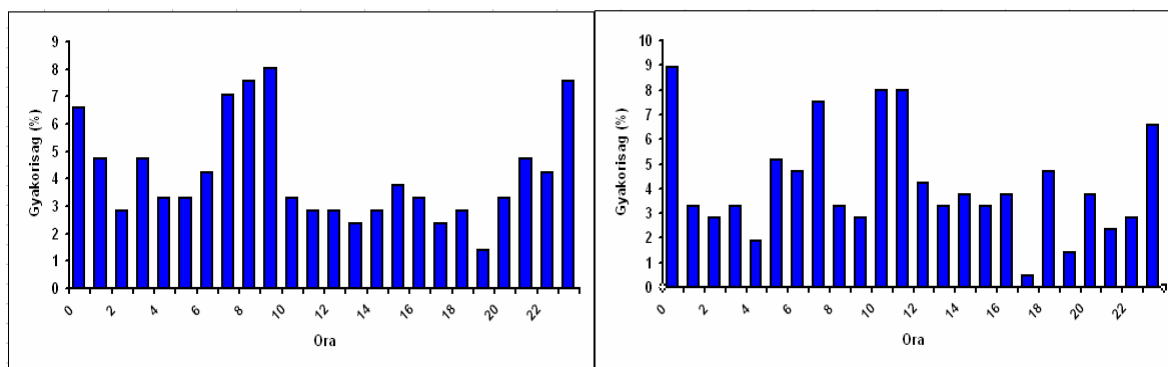
29. ábra. A szélirányok gyakorisági eloszlásai (bal: 50 m, jobb: 250 m).

Ezenkívül vizsgáltuk a maximális és minimális szélsébség bekövetkezési idejének gyakorisági eloszlását is, szintén az 50 és 250 m-es magassági szinten (30. és 31. ábra). Mindkét esetben az éjjeli órákban tapasztalhattunk leggyakrabban szélmaximumot a tesztidőszak során, amely akár az éjszakai alacsony szintű jetek jelenlétével is összeegyeztethető. Látható, hogy a délelőtti órákban igen kevés az esélye maximális szélsébség előfordulásának, amit a jobb oldali ábra jobban szemléltet, viszont ennek gyakorisága a nap folyamán fokozatosan emelkedik.

A szélminimum, várakozásainknak megfelelően, mindkét magassági szinten a délelőtti órákra esik, 50 m esetében 9 órakor, 250 m esetében 10 és 11 órakor éri el a maximumát a gyakorisági hisztogram.



30. ábra. A szélmaximum bekövetkezési idejének gyakorisági eloszlása a tesztidőszak során (2012. okt. 20 – 2013. jun. 4).
(bal: 50m, jobb: 250m).



31. ábra. A szélminimum bekövetkezési idejének gyakorisági eloszlása a tesztidőszak során

(2012. okt. 20 – 2013. jun. 4).

(bal: 50m, jobb: 250m).

4.2 Rádiószondás adatok

A SODAR adatok mellett, a pestszentlőrinci rádiószondás felszállások során mért szélesebbesség és szélirány adatokat is felhasználtuk az alacsonyszintű jetek statisztikai vizsgálata során. Az amerikai wyomingi egyetem honlapján számos európai rádiószondás felszállás mérési adata is elérhető publikusan. Az adatbázis egészen 1973-tól napjainkig tartalmazta a kezdetben még napi 4, manapság már inkább a napi 1 (00 UTC) felszállás adatait. Az egységesítés érdekében a mért adatok a markáns pontok közötti főbb nyomási szintekre lettek interpolálva, amelynek köszönhetően egy homogén adatsort kaptunk, viszont, ha eleve kevesebb markáns ponton történt mérés, fontos figyelembe venni az interpolálás során keletkező esetleges hibákat.

4.3 WRF modelladatok

A WRF modell egy olyan nyílt forráskódú, közösségi használatra szabadon hozzáférhető szoftver, amely kellően flexibilis, skálázható és alkalmazható a meteorológiai vizsgálatok széles tartományán. A modell által közvetlenül nem vizsgálható folyamatok közvetett figyelembevételére számos úgynevezett „parametrizációs séma” áll rendelkezésre, amelyek segítségével több millió modell beállítási kombinációs lehetőség adódik a felhasználók számára. A szabad hozzáférésből adódóan világszerte több tízezer felhasználó és fejlesztő dolgozik a modellel, ezért a tapasztalatok óriási számban állnak rendelkezésre. A

WRF integrálásához szükséges kezdeti- és peremfeltételek már 4 órával a megfigyelést követően rendelkezésre állnak a teljes Földre vonatkozóan (Gyöngyösi *et al.*, 2013).

A modellfuttatásokat Gyöngyösi András Zénó készítette el a WRF ARW 3.5-ös verziójának felhasználásával. A következőkben a futtatás során használt különböző beállításokat, és parametrizációkat ismertetném.

4.3.1 Statikus (földrajzi) bemenő adatok

A WRF modell eredeti statikus adataiban, mind a talaj, mind pedig a felszínhasználat tekintetében változtatások történtek. A felszínhasználat USGS (United States Geological Survey) statikus adatbázisát a CORINE (Coordination of Information on the Environment) adatbázisra cseréltük. Ennek legnagyobb előnye, hogy a CORINE sokkal valóságghűbben adja vissza a felszín jellemző sajátosságait, ezenkívül az új eloszlásban a beépített területek aránya is jelentősen megnövekedett. Ennek köszönhetően a felszín-légkör kölcsönhatások és a határrétegben zajló folyamatok esetén is sikerült jobb realizációhoz jutni.

A modellben megtalálható talajtextúra eloszlása a FAO (Food and Agriculture Organization), míg az új az MTA TAKI (Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet) Digitális Kreybig (DKSIS, Digital Kreybig Soil Information System) származik (Pasztor *et al.*, 2010). Az új adatbázis előnye, hogy jóval nagyobb felbontásban, több talajtextúráról ad információt.

A CORINE adatbázissal ellentétben, amely egész Európát lefedi és mindhárom modellterületen alkalmazható, a DKSIS csak hazánk területét fedi le, így csak a 2. táblázatban bemutatott *d03* tartományon belül használható.

Ezen felül a talajhidraulikai paraméterek a magyarországi talajmintákból összeállított HUNSODA és **MARTHA** adatbázisok felhasználásával kerültek meghatározásra.

4.3.2 Modelltartomány

A céloknak megfelelő (néhány km-es) horizontális rácsfelbontás elérése érdekében a globális adatok (amelyek felbontása 0,5° földrajzi szélesség és hosszúság, nagyjából 50 * 50 km) több lépésben történő leskálázása szükséges. Három modell tartomány került kialakításra, amelyek felbontását és rácsszámait az alábbi táblázat tartalmazza.

Tartomány	GFS	d01	d02	D03
Rácspontok száma	720*180(globális)	97*97	97*97	202*121
Horizontális felbontás	0,5° (~50 km)	30.000 m	7500 m	1875 m

2 .táblázat A beágyazott modell tartományok rácsszáma és felbontása (Gyöngyösi et al., 2013).

4.3.3 Parametrizációk

A WRF jelenlegi verziójának futtatása során azok a parametrizáció együttesek, beállítás kombinációk kerültek alkalmazásra, amelyek a következőkben ismertetett eljárással kerültek kiválasztásra (Skamarock, 2008).

A légköri víz fázisátalakulásával kapcsolatos mikrofizikai folyamatokat a WRF 16-féle lehetséges beállítással képes figyelembe venni. Miután ezek a folyamatok döntőek lehetnek a felhőképződés és a látást befolyásoló meteorológiai jelenségek során, a lehetséges parametrizációk közül 8 különböző séma lett tesztelve. A felszín közeli folyamatok kezelésére 10, a planetáris határréteg modellezésére 12 séma áll rendelkezésre. Ezek közül 6 illetve 8 séma lett tesztelve. Így a több millió elvileg lehetséges beállítás közül, 30 különféle modell beállítás kombináció került tesztelésre (Gyöngyösi et al., 2013).

Annak érdekében, hogy kiválasztásra kerüljön az a beállítás, amely repülésmeteorológiai célból a leginkább alkalmas, 9 különféle időjárási helyzetre történt meg a 30 tagból álló modell együttes futtatása. Az egyes esetek leírását a 3. táblázat tartalmazza.

Dátum	Leírás
2012.01.19.	Téli inverziós helyzet
2012.01.22.	Egy jól dokumentált jegesedési eset
2012.02.16.	Mélykonvekció, operatív modell által tévesen prognosztizált heves csapadékkal
2012.05.12.	Első fajú hidegfront
2012.07.29.	Erős konvekcióval kísért hidegfront, váratlanul erős széllekedésekkel
2012.09.08.	Markáns szélirány-változást okozó, magasnyomású gerinc áthelyeződés
2012.09.20.	Nagy nyomási gradiensű, erős szeles helyzet
2012.10.27.	Országos csapadékot adó mediterrán ciklon
2012.12.06.	UAV mérés időpontja, front előtti hideg légpárnás, ködös helyzet

3. táblázat. A modell beállítások verifikálása során vizsgált esettanulmányok.

Különböző verifikációs eljárások elvégzése után kiválasztásra került az a paraméter kombináció, amely a legjobban teljesített az vizsgált esetek között. A továbbiakban ez a parametrizáció került felhasználásra (4. táblázat).

Folyamat	Séma
PBL	<i>Bretherton and Park JC (Bretherton and Park, 2009)</i>
Mikrofizika	<i>WSM Single-Moment 3-class (Hong et al., 2004)</i>
Kumulusz	<i>Kain-Fritsch (Kain, 2004)</i>
Felszíni réteg	<i>Noah (Chen and Dudhia, 2001)</i>
Hosszúhullámú sugárzás	<i>RRTM (Mlawer et al., 1997)</i>
Rövidhullámú sugárzás	<i>Dudhia (Dudhia, 1989)</i>

4. táblázat A legjobb verifikációs mutatókat adó paraméter-beállítás értékei (Gyöngyösi et al., 2013).

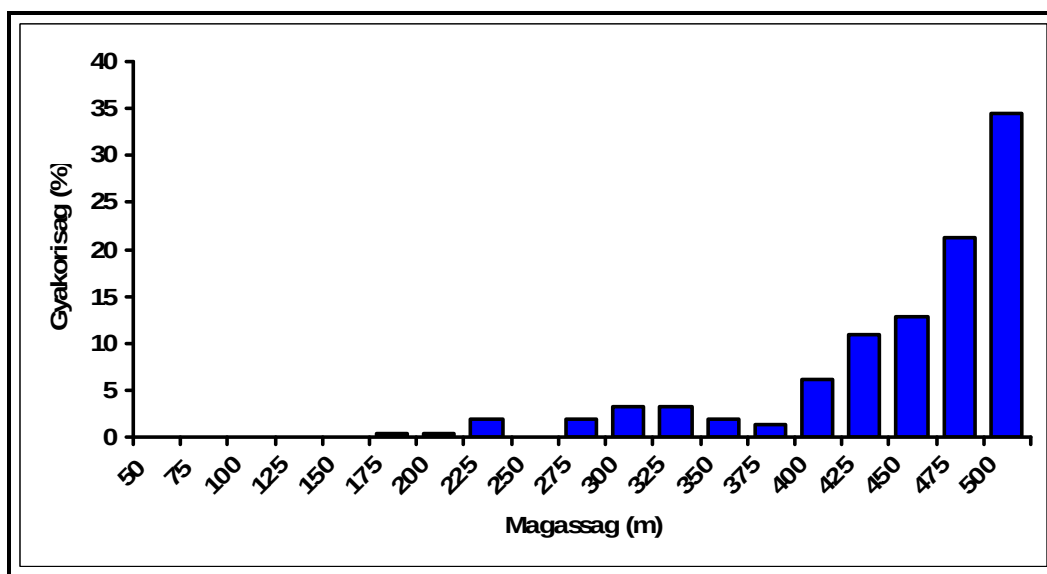
A fentiekben ismertetett beállításokkal és parametrizációkkal elvégzett modellfuttatások során nyert adatokat bocsátották a rendelkezésemre. Az adatbázis a teljes 2013-as évet lefedte, időbeli felbontása 1 óra, vertikális felbontása pedig 250 m, így a WRF adatok alapján is az LLJ-k részletesebb vizsgálatára kerülhet sor.

5. Eredmények

Az alacsonyszintű szélmaximumnak nagy fontossága van a planetáris határréteg tömegkicserélődési viszonyainak tanulmányozásában. A különböző vizsgálatok szerint a tornádók, zivatarok – különösen az éjszakai zivatarok létrejöttében is nagy szerepet játszik. Ezenkívül rengeteg más gyakorlati szempont is indokolja a jelenség tanulmányozását. Kimutatták például, hogy az erdőtüzek ún. „élesztő” jelensége akkor lép fel, ha az éjszakai órákban egyidejűleg jet-jellegű szélprofil figyelnek meg a súrlódási rétegben. Ugyanakkor e jelenség kutatásának fontossága leginkább repülésmeteorológiai okokra vezethető vissza, ugyanis az alacsonyabb szinteken fellépő erős szélnyírás jelensége balesetveszélyes is a fel- és leszálló repülőgépek számára, amely a dolgozat korábbi fejezetében részletesen bemutatásra került (Jakus, 1971).

Vizsgálataink kezdetén a 10 percenként rendelkezésünkre álló repülőtéri SODAR mérési adatsorból meghatároztuk egy adott napra a szélmaximum értékét és a hozzátartozó magasságot. Ha a szélprofilunk logaritmikus, akkor a szélesebesség növekszik a magassággal, vagyis a szélmaximumnak az 500 m-es magassági szinten kell bekövetkeznie. Viszont előfordultak olyan esetek, ahol alacsonyabb szinten jelent meg a szélesebesség maximuma.

A 32. ábrán a napi szélmaximumok magasság szerinti gyakorisági eloszlását szemléltetem:



32. ábra. A napi szélmaximumok magasság szerinti gyakorisági eloszlása.

Az ábra tanúsága szerint jó esélyünk van arra, hogy a tesztidőszak során alacsonyszintű jetes eseteket analízáljunk.

5.1 A korábbi hazai vizsgálati eredmények és a saját eredmények összehasonlítása

A Bodolai házaspár vizsgálatai Pestszentlőrinc 10 év napi 7 szélmérésének és Szeged 8 év napi 4 szélmérésének adataiból készültek. Ez a viszonylag széles adatbázis lehetővé tette számukra a jelenség alapvető statisztikai jellemzőinek, néhány kinematikai sajátosságának és a szinoptikai feltételekkel való összefüggésének vizsgálatát. Az általuk kapott eredmények a következők:

1. Az alacsonyszintű jetek a nap bármely szakaszában felléphetnek, maximális előfordulásuk a kicserélődési folyamat minimumának idejére, az éjjeli- kora hajnali órákra esik.
2. A frontátvonulások és a jetek előfordulási gyakoriságának összevetése azt bizonyítja, hogy az LLJ-k csaknem azonos gyakorisággal lépnek fel, mint a frontok, tehát a légkör rendszeres jelenségeinek tekinthetők.
3. Az objektum magasság szerinti előfordulása a 200 m-es szinttől 1800 - 2000 m-ig folytonos, gyakoriságának maximuma 300 - 600 m közé esik.
4. A jelenség szinoptikai feltételeire és a két megfigyelési hely szinoptikus klimatológiai különbségeire utal a jet-magban észlelt szélirányok eloszlása. Magyarország nyugati felére jellemző budapesti széliránygyakoriságokban a 90° és a 330° - 340° -os irány az uralkodó, amely az Ukrajna fölötti anticiklonok hátoldali helyzeteinek és az azori orrok előoldalának hatására utal. Szeged térségében a 170° - 180° -os uralkodó szélirány a havasalföldi anticiklonok meghatározó szerepét mutatja.
5. Az objektum kialakulása és fennmaradása nincs közvetlen kapcsolatban a légkör alsó rétegeinek egyensúlyi állapotával.
6. A jetmag alatti és fölötti légrétegben leggyakrabban előforduló szélnyírás nagysága 1 - 2.5 m/s / 100 m-es intervallumba esik. A nyírási értékek nagysága tehát azonos a troposzférikus jetekével, egyedi értékük némely esetben nagyobb is lehet azoknál.
7. A Kárpát-medence térségében a jelenség döntő módon két szinoptikus képhez kapcsolódik. Az esetek túlnyomó többségében az anticiklonok peremén található, viszonylag ritkábban a ciklonok meleg szektorában észlelhető a prefrontális déli-délnyugati szél zónájában. Utóbbi esetben a jet magja közvetlenül a talaj fölött, vagy 400 - 600 m magasságban fekszik.

Kutatásunk célja az előbbieken közölt eddigi eredmények reprodukálása, pontosítása. A rádiószonda adatok mellett számunkra már rendelkezésünkre álltak az időben sokkal finomabb felbontású SODAR adatok, illetve az óránkénti WRF modelladatok.

Természetesen vizsgálataink legelső lépése a jelenség definiálása volt, amelyhez a következő – a dolgozatban 2.2 fejezetében részletesen bemutatásra került – kritériumokat alkalmaztuk az adatbázisokon: Blackadar-, Bodolai-, Bonner-kritérium. A hazai kutatók (Bodolai István és Bodolainé Jakus Emma) a Blackadar-féle kritériumot túl enyhének, Bonnerét túl szigorúnak minősítették. Ugyanis a mi éghajlati körülményeink között a sebességi kategóriák megválasztásánál a 12 m/s-os alsó és a 20 m/s-os felső határ túl magas. A sebességcsökkenésre előírt 3 km-es magasság is indokolatlan, mert ez a szint messze meghaladja a súrlódási réteg felső határát.

A következő táblázatban az egyes adatbázisok térbeli és időbeli felbontását foglalnám össze, hiszen ez a detektált LLJ-események számát nagyban befolyásolja.

Adatbázis	Vertikális felbontás	Időbeli felbontás
Rádiószonda	<i>Főbb nyomási szintek</i>	<i>Naponta egyszer (00 UTC)</i>
SODAR	25 m	10 perc
WRF	250 m	1 óra

5. táblázat. Az adatbázisok időbeli és térbeli felbontásának bemutatása.

A különböző definíciók alapján kiválasztottuk az egyes adatbázisokból az LLJ-eseményeket, amelyeket a 6. táblázat tartalmazza. A SODAR és a WRF adatbázis alkalmazása során, az esetszám meghatározásánál, egy adott esetet akkor tekintettünk ténylegesen LLJ-eseménynek, ha a kialakulása az esti, esetleg a hajnali órákra esik, fennállásának időtartama pedig legalább 3 óra. A SODAR adatbázisra csak a Blackadar-kritériumot alkalmaztuk, annyi korláttal, hogy ebben az esetben kizárólag az 500 m alatt található jeteket tudtuk azonosítani. A detektált szélmaximumnak meg kellett haladnia az 500 m-es szélesebséget, vagyis lényegében a logaritmikustól eltérő szélprofilokat kerestünk.

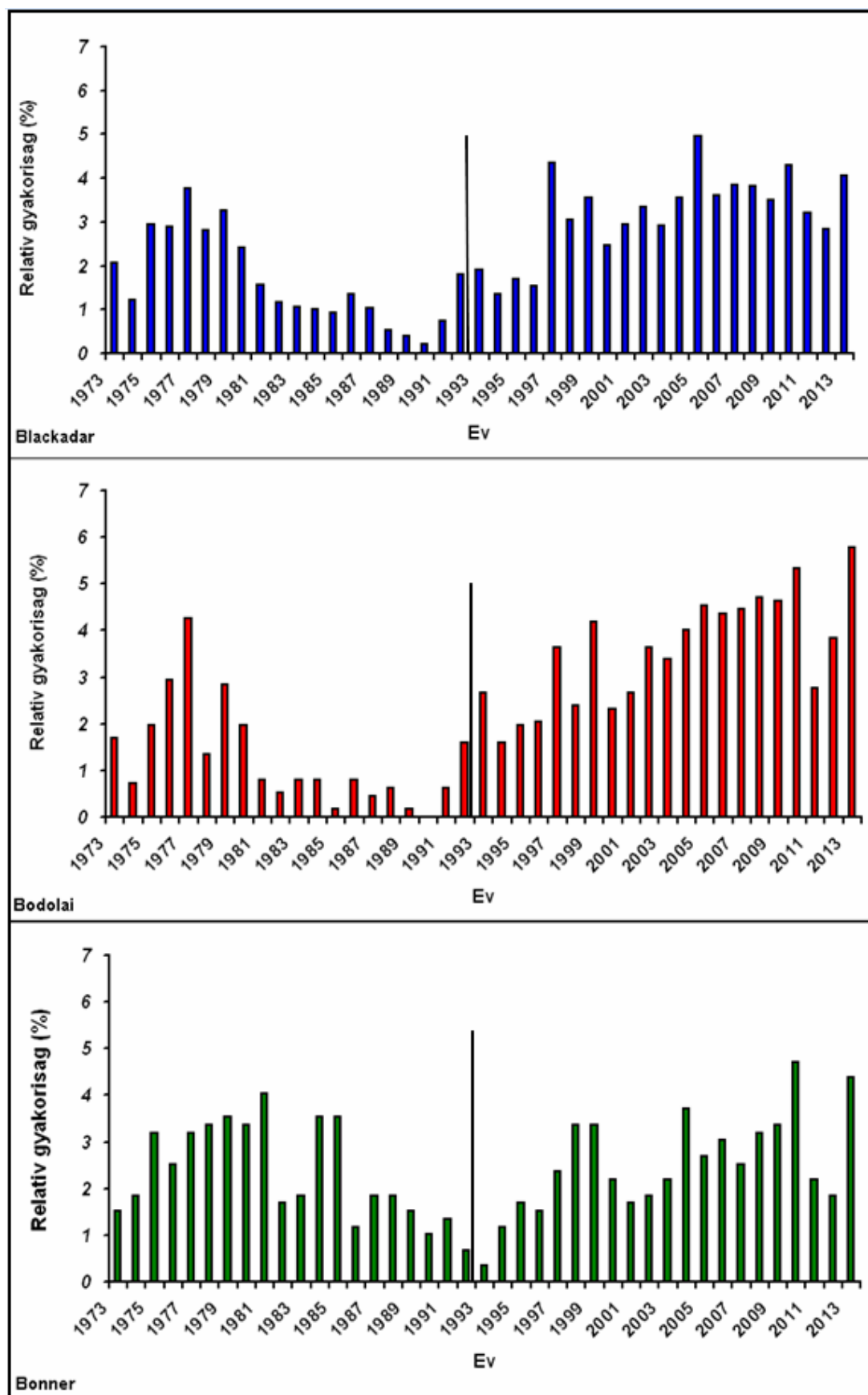
	Lefedett időszak	Blackadar-kritérium	Bodolai-kritérium	Bonner-kritérium
Rádiószonda	41 év (1973-2013)	2482 (17 %)	1073 (7 %)	565 (4 %)
SODAR	212 nap	72 (34 %)	-	-
WRF	2013-as év	244 (67 %)	116 (32 %)	40 (11 %)

6. táblázat. LLJ-események száma az egyes kritériumok alapján az adatbázisok által lefedett időszakra.

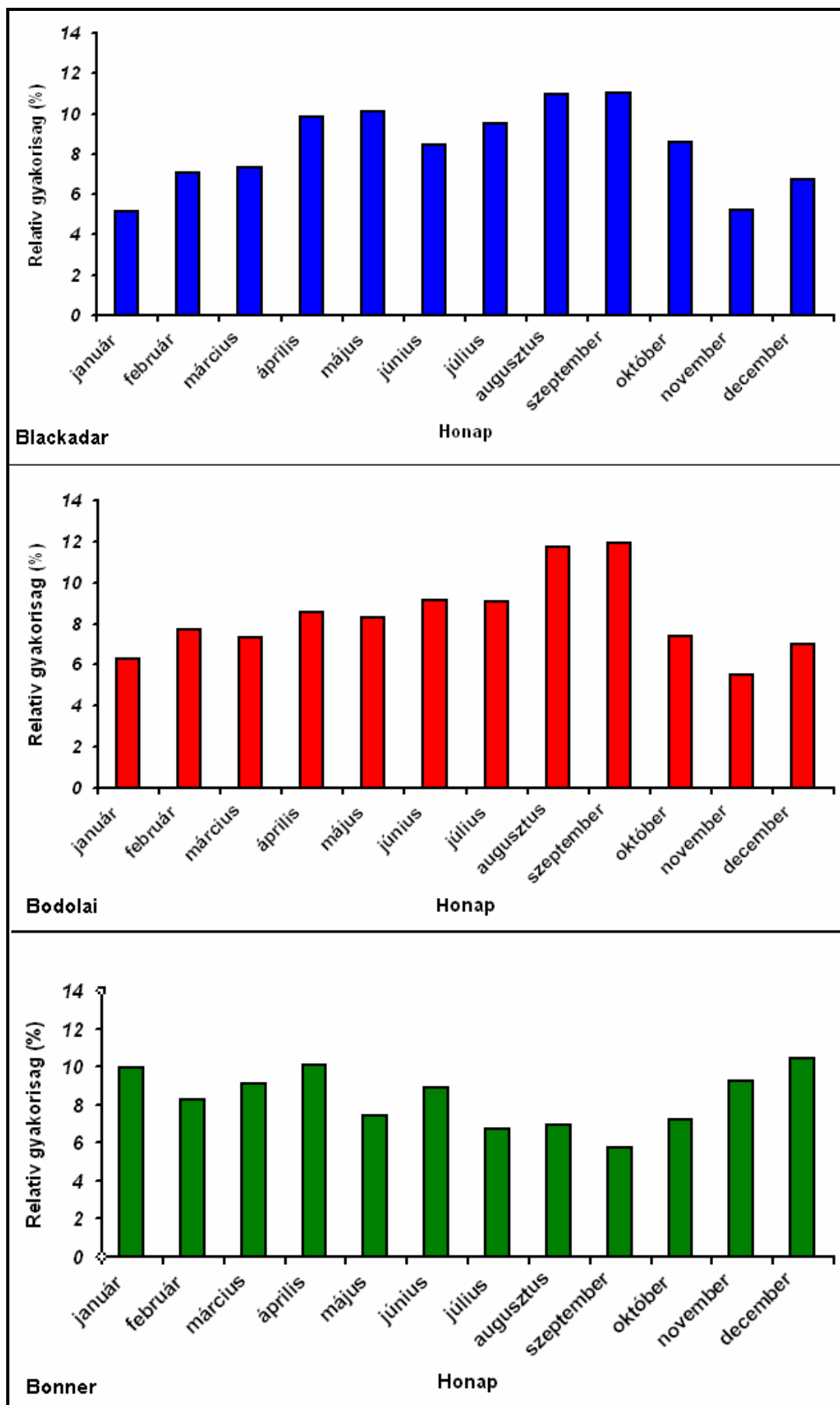
A 6. táblázat azokat a napokat jelöli a lefedett időszakok alatt, amelyeken előfordulhatott alacsonyszintű jet. A fentiek alapján azt a következtetést vonhatjuk le mi is, hogy Blackadar kritériuma valóban a legenyhébbnek, Bonneré viszont a legszigorúbbnak bizonyult. Látható, hogy a különböző adatbázisoknál az egyes kritériumokra kapott százalékok igen eltérnek egymástól, amelyből levonhatnánk azt a következtetést is, hogy a 2013-as év extra LLJ-s volt, viszont sokkal nagyobb annak a valószínűsége, hogy a különbségek az adatbázisok időbeli felbontásából adódik. A rádiószondás felszállás csak abban az esetben detektálhatta a jelenséget, ha a mérés időpontjában már kialakult, vagy jelen volt.

5.1.1 Az alacsonyszintű jetek statisztikai vizsgálata a mérési adatok alapján

Elsőként a rádiószondás adatok elemzésével foglalkozunk. Ez a leghosszabb adatbázis (1973-2013), s vizsgálhatjuk az alacsonyszintű jetek évenkénti relatív gyakoriságát a különböző kritériumok alapján külön-külön (33. ábra). Gyenge növekvő tendenciát figyelhetünk meg, mélyebb klimatológiai következtetéseket nem tudunk levonni, ugyanis napjainkban többnyire egyszer történik mérés, viszont több markáns pontban. Erősen lecsökkent az esetszám a kb. 1981-től 1993-ig tartó időszakban. Ennek az is lehet az oka, hogy a mérés jóval kevesebb pontban történt meg, így az interpolálás során nyert adatok nagy valószínűséggel hibával lesznek terheltek, emiatt a jetek felderítése romlott, így ezt az időszakot napjainkkal nem érdemes összevetni. Viszont azon állítást alátámasztja, hogy az alacsonyszintű jetes események nem számítanak a légkör ritkán előforduló jelenségeinek.



33. ábra. Az LLJ-k előfordulásának évenkénti relatív gyakorisága a rádiószondás adatok (1973-2013) alapján. Az egyes kritériumoknál az azonos relatív gyakoriságok más-más esetszámhoz tartoznak.



34. ábra. Az alacsonyszintű jetek havonkénti relatív gyakorisága a rádiószondás adatok (1973-2013) alapján. Az egyes kritériumoknál az azonos relatív gyakoriságok más-más esetszámhoz tartoznak.

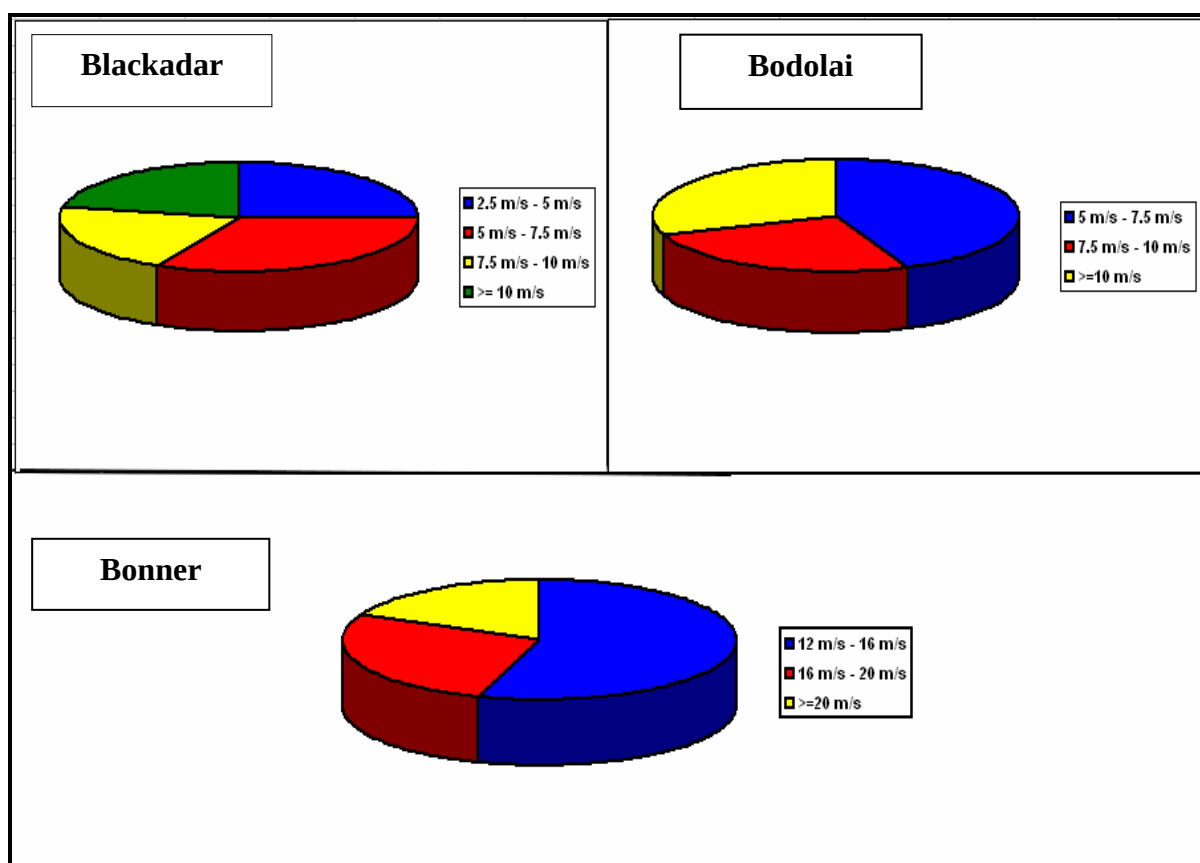
Fontosnak tartottuk vizsgálni az LLJ-k előfordulásának havonkénti relatív gyakoriságát is egyes kritériumok alapján (34. ábra). Látható, hogy a jelenség leggyakrabban a nyári hónapok során fordulhat elő, ezen belül az augusztus emelkedik ki leginkább. A másodlagos maximum áprilisban és szeptemberben mutatkozik.

A nagyobb erősségű jetek (Bonner-kritérium) szempontjából azt a következtetést vonhatjuk le, hogy legritkábban júliusban, leggyakrabban pedig késő ősszel illetve a téli időszakban alakulhatnak ki.

Az alacsonyszintű jetekeket erősségük szerint is csoportosítani kell. A jetmagok erősségének alsó határa a különböző kritériumok esetén:

- Blackadar-kritérium: 2,5 m/s
- Bodolai-kritérium: 5 m/s
- Bonner-kritérium: 12 m/s

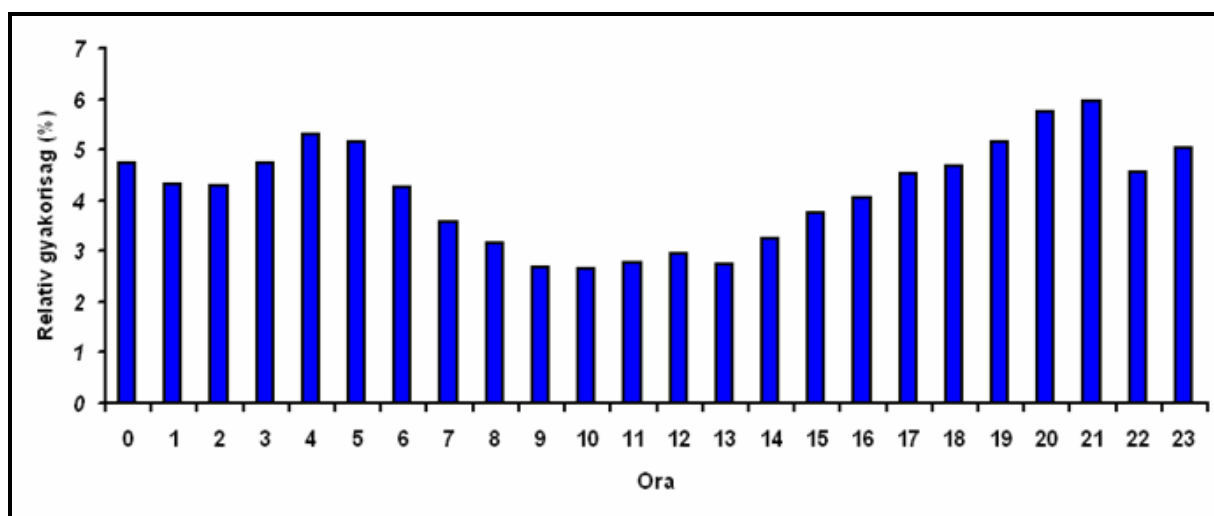
A különböző sebességkategóriák szerinti relatív gyakorisági eloszlás a 35. ábrasorozaton látható (35. ábra).



35. ábra. Az alacsonyszintű jetek sebességkategóriák szerinti gyakorisági eloszlása a rádiószondás adatok (1973-2013) alapján. Az egyes kritériumoknál az azonos relatív gyakoriságok más-más esetszámhoz tartoznak.

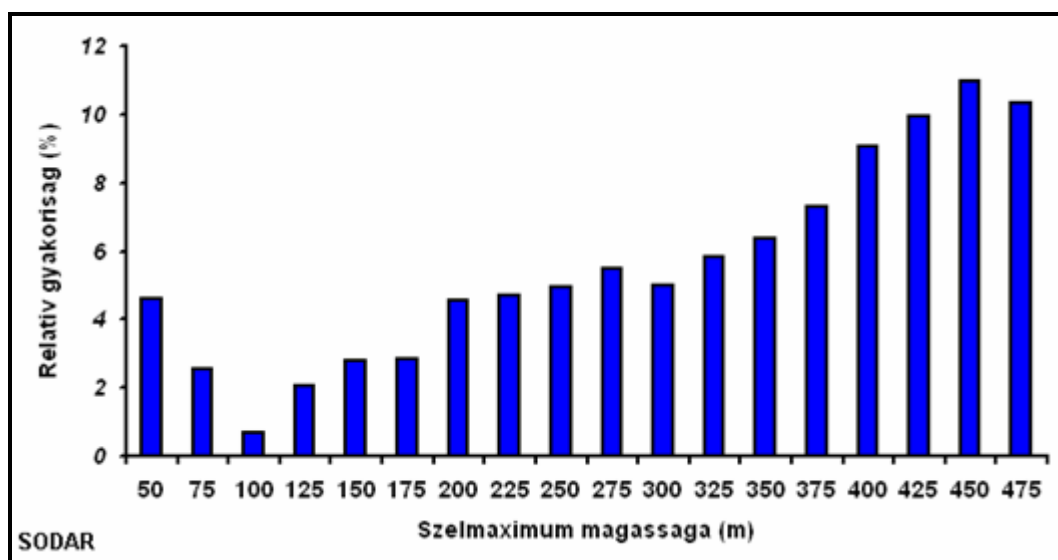
Az LLJ-k napszakos eloszlása is igen fontos vizsgálati tényező, amelyhez a 10 percenként rendelkezésünkre álló SODAR méréseket elemezzük. Az előfordulások maximuma

többszörre a hajnali (3 – 4 óra), minimuma a déli órákra (12 -13 óra) esik. Ez tehát visszaigazolja azt a sejtést, hogy az alacsonyszintű jetek napi menetét a sűrűdési réteg kicserélődési viszonyai szabályozzák (36. ábra).



36. ábra. Az alacsonyszintű jetek napi menete a SODAR adatok alapján.

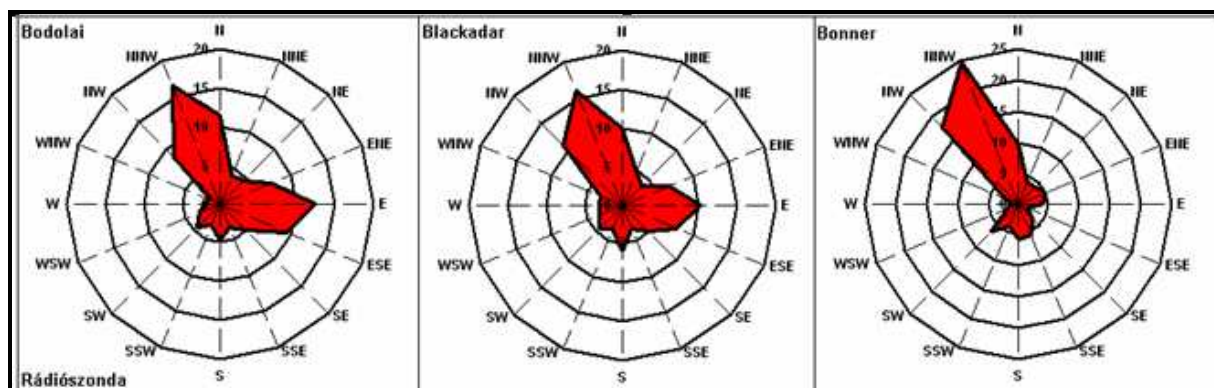
Nemcsak elméleti, hanem gyakorlati szempontok is indokolják az alacsonyszintű jetmag talajfelszíntől számított magasságának ismeretét. A következő ábrán a SODAR adatok alapján a jetmag magasságának relatív gyakoriságait láthatjuk (37. ábra).



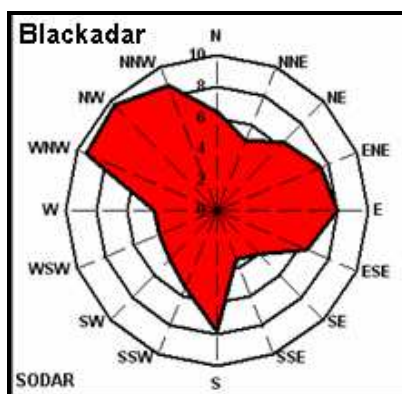
37. ábra. Az alacsonyszintű jetmag magasságának relatív gyakorisága a SODAR (2012. okt. 20-2013. jún. 4.) adatok alapján. (Blackadar-kritérium).

Látható, hogy a jetmag magassága leggyakrabban az 450 m-es szinten található. Ehhez hozzá kell tennünk, hogy a SODAR adatbázisnak van egy bizonyos korlátja, hiszen a mérési határ 500 m, így csak az ezalatt lévő jetek detektálására alkalmas.

Végül, de nem utolsósorban, fontosnak tartottuk az alacsonyszintű jet irányának a vizsgálatát is, hiszen ebből következtetni lehet a jelenséggel összefüggő szinoptikai objektumok térbeli helyzetére (38. és 39. ábra).



38. ábra. Az alacsonyszintű jetre jellemző szélirány relatív gyakorisága a rádiószondás (1973-2013) adatok alapján.
Az egyes kritériumoknál az azonos relatív gyakoriságok más esetszámhoz tartozik.



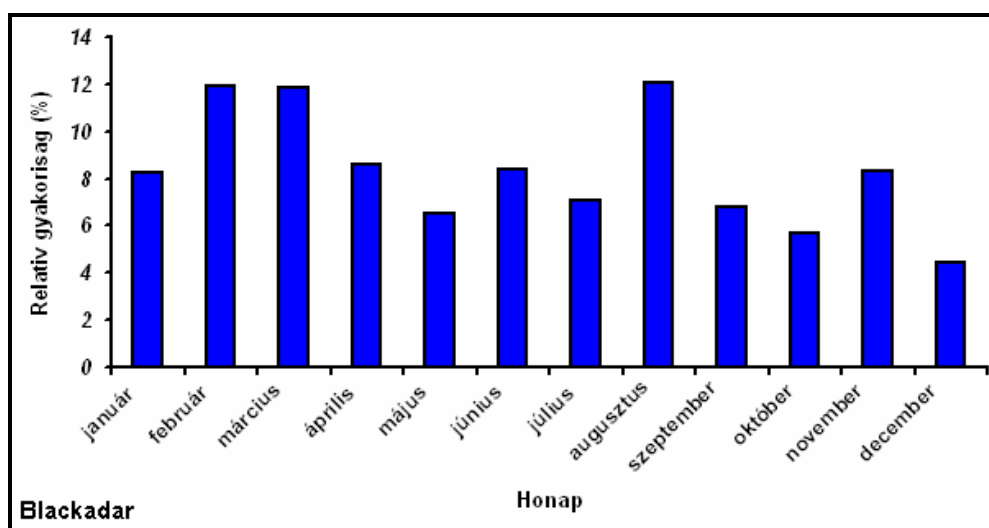
39. ábra. Az alacsonyszintű jetre jellemző szélirány relatív gyakorisága a SODAR (2012. okt. 20-2013. jún. 4.) adatok alapján.

A kritériumok és a felhasznált adatbázisok igen nagy egyetértést mutatnak a szélirányra kapott eredmények alapján, ugyanis Budapestre vonatkozóan a jetek domináns iránya a 330°-340°-os valamint a 90°-os irány. A másodmaximumot feltehetően az azori anticiklonok intenzív előrenyomulása határozza meg. A SODAR adatai alapján megjelenik egy harmadik maximum is, mégpedig a délies szélirány.

5.1.2 Az alacsonyszintű jetek statisztikai vizsgálata a WRF modelladatok alapján

Az előző fejezetben bemutatott statisztikai vizsgálatokat a modelladatok felhasználásával is elvégeztük, ezekből mutatnák be néhány szemléltető ábrát ebben a fejezetben.

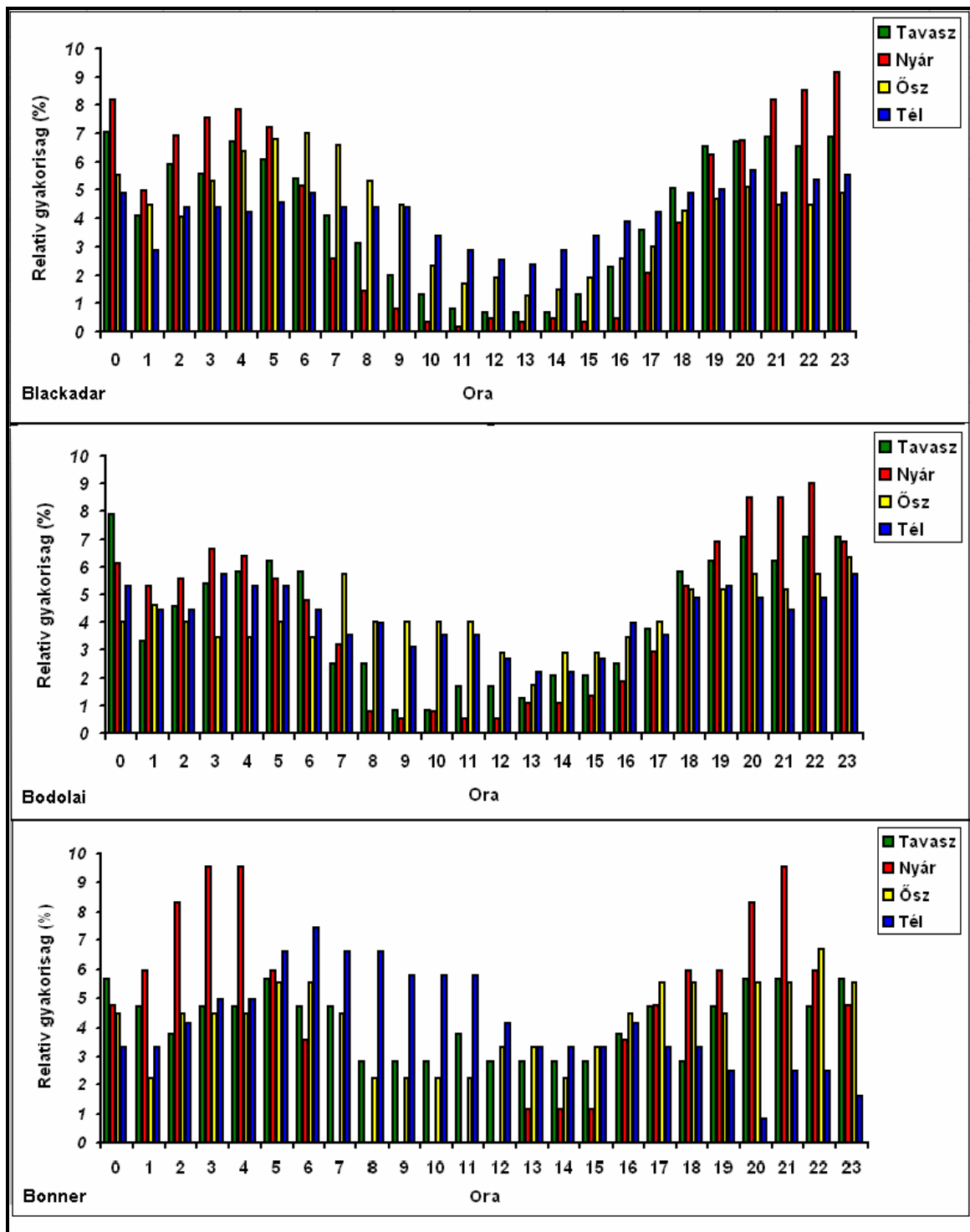
Szintén megvizsgáltuk a 2013-as évre vonatkozóan az alacsonyszintű jetek havonkénti gyakorisági eloszlását, amelyből a Blackadar-kritérium szerinti eloszlást mutatnám be. Az ábrán látható, hogy ebben az esetben is leggyakrabban a tavaszi illetve a nyári időszakban fordulhat elő ezen jelenség. Kétszeres maximum mutatkozik márciusban, illetve augusztusban. (40. ábra).



40. ábra. Az alacsonyszintű jetek havonként abszolút gyakorisága a WRF (2013-as év) adatok alapján. (Blackadar-kritérium).

A további vizsgálatok közül az évszakonként is változó napi menetet emelném még ki a 2013-as évre vonatkozólag.

Várakozásunknak megfelelően az LLJ-k napi menete évszakonként is változik. Télen az éjfél és a 06 óras időpont kevésbé kitüntetett, ami a kicserélődési folyamatok téli csökkenésével magyarázható. Nyáron az éjszakai órákban feltűnően megnövekszik az előfordulások gyakorisága, a nappali órákban pedig csökkenés mutatkozik az intenzív nyári nappali kicserélődési folyamatok miatt. Tavasszal és ősszel a déli órákra csaknem azonos mértékben csökken az előfordulás, ami arra utal, hogy ebben a két évszakban a kicserélődési folyamatok a déli órákban a legintenzívebbek (41. ábra).



41. ábra. Az alacsonyszintű jetek napi menetének változása a WRF (2013-as év) adatok alapján az egyes évszakok szerint

A statisztikai vizsgálatok alapján kijelenthetjük, hogy mind a rendelkezésünkre álló adatbázisok, illetve mind a kiválasztott kritériumok jól szerepeltek, hiszen sikerült reprodukálnunk a Bodolai-házaspár által kapott eredményeket. Számunkra igen előnyös volt, hogy a térben és időben is jóval finomabb felbontású WRF és SODAR adatokkal dolgozhattunk.

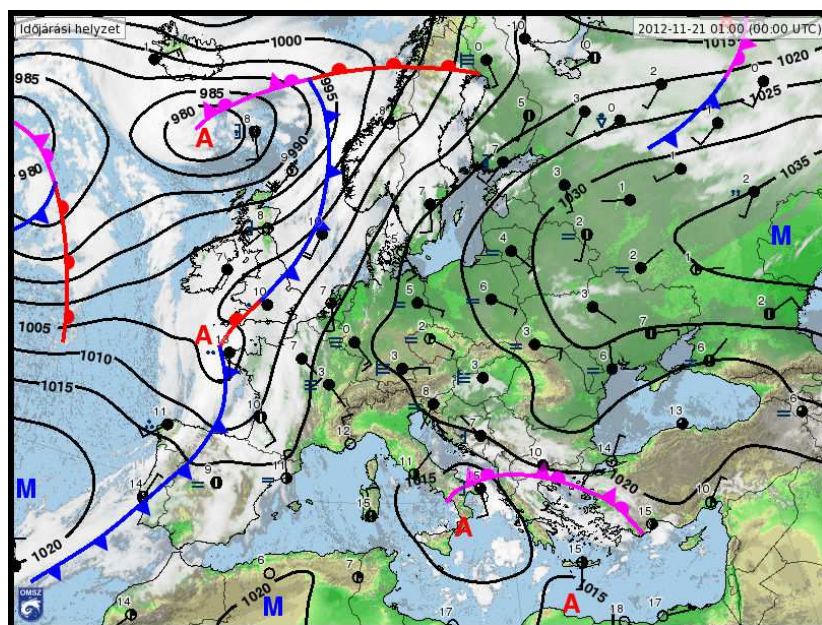
A legfőbb tanulság mégis az, hogy a WRF modellnek is sikerült detektálni ezt mezo-skálájú jelenséget, így az esettanulmányok készítéséhez is felhasználhattuk a WRF számításokat.

5.2 Esettanulmány

A statisztikai vizsgálatok mellett fontosnak tartottuk egy-egy kiválasztott jellegzetes időjárási helyzet vizsgálatát is. Megjegyezzük, hogy eddig ilyen jellegű hazai esettanulmányok nem készültek. Az alacsonyszintű jetek bemutatására szolgáló esetek kiválasztásánál fontos szempont volt, hogy mindhárom adatbázisban fellelhető legyen, így lehetőségünk adódik a WRF modell segítségével vertikális metszetek készítésére, illetve a jelenség fejlődésének részletesebb bemutatására. Ezek alapján a 2012. november 21-ei és a 2013. április 22-ei eset került kiválasztásra, amelyeket a következőkben ismertetünk.

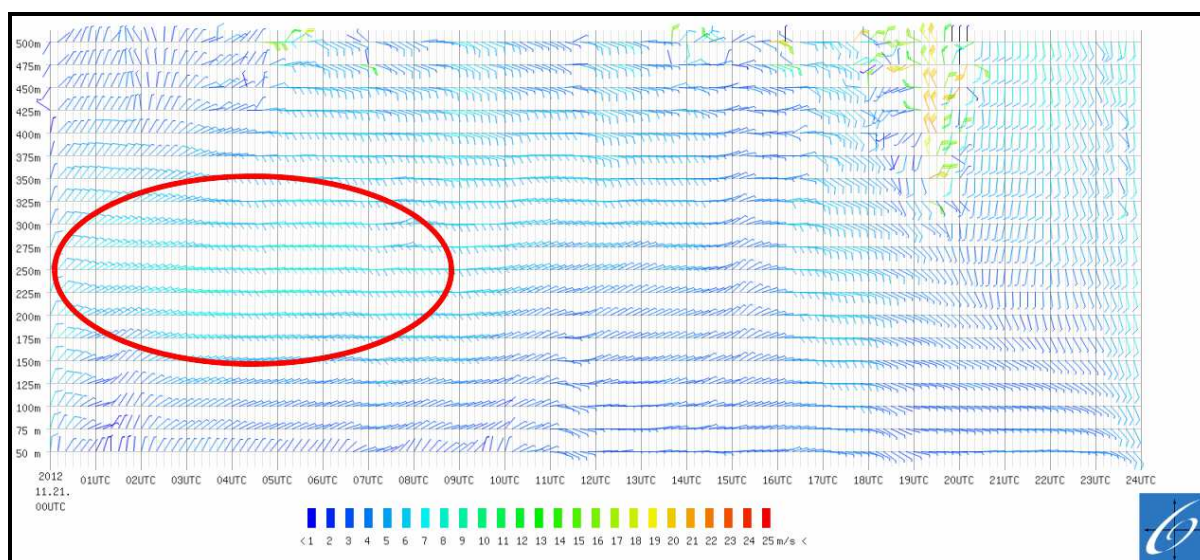
5.2.1 2012. november 21.

Elsőként bemutatjuk a szinoptikus helyzetet az OMSZ Időjárási Napijelentés kiadványának felhasználásával. Európa északi és nyugati területe fölött egy többközéppontú ciklonrendszer helyezkedik el, amelynek hatására többfelé erősen felhős az ég, illetve eső, az északkeleti régióban akár havazás is előfordulhat. Az Appennini-félsziget térségében szintén egy alacsony nyomású képződmény okoz változékony, többször erősen felhős időt. Kontinensünk középső és keleti, délkeleti része fölött anticiklon található, amelynek területén is igen sok a felhő, néhol párák, tartósan ködös az idő, több-kevesebb napsütés inkább csak az Alpok déli oldalán fordul elő. Hazánk időjárását szintén a kelet-európai anticiklon alakítja (met.hu) (42. ábra).



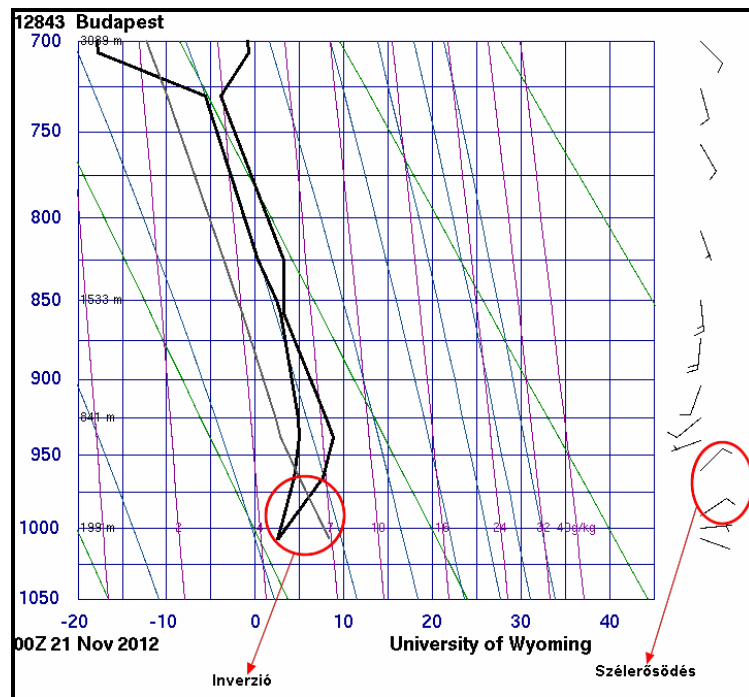
42. ábra. Időjárási helyzet 2012. november 21-én (met.hu).

A fennálló szinoptikus helyzet, az anticiklonális hatásoknak köszönhetően, támogatta az alacsonyszintű jet felépülését. A jet az éjszéli órákban alakult ki, amely a SODAR adatokból előállított szélzászlós megjelenítésen jól megfigyelhető (43. ábra).



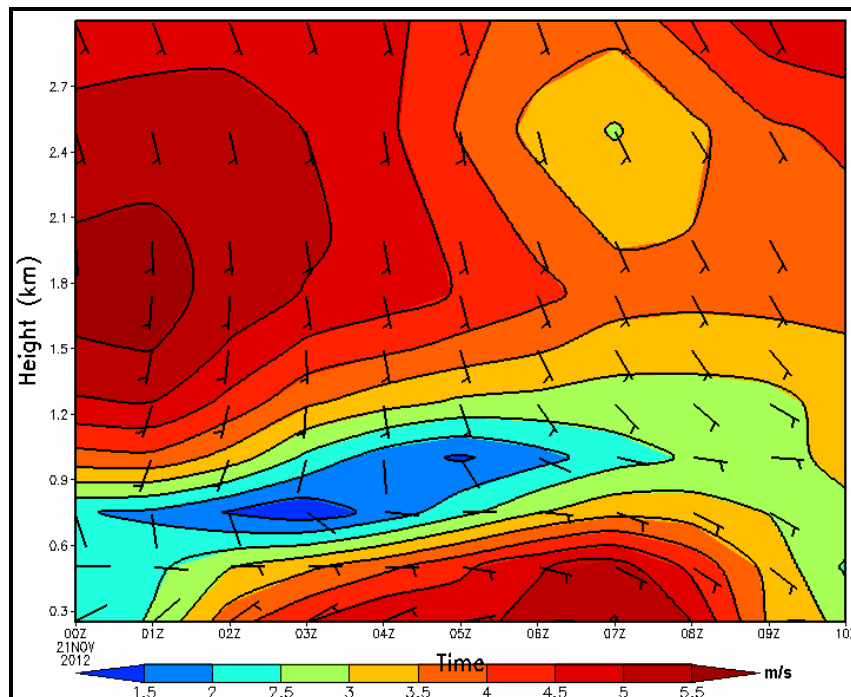
43. ábra. A 2012. november 21-i nap szélzászlós megjelenítése.

A jet egész éjszaka fennmaradt, megszűnése olyan 08 UTC-re tehető. Mivel a jet 00 UTC közelében alakult ki a WRF modell szerint, így a rádiószondás felszállás adataiban is megjelenik az alacsony szinten megfigyelt szélgyorsulás, amelyhez egy viszonylag erőteljesebb inverzió is társult. Ezt erősíti meg a 44. ábra.

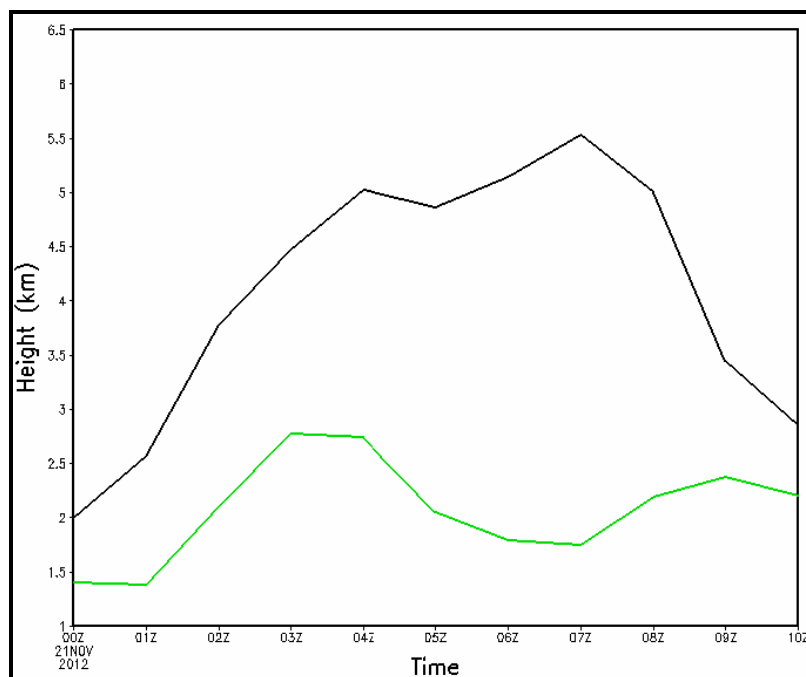


44. ábra. Vertikális szélprofil a rádiószondás adatok alapján (2012. nov. 21. 00 UTC).
(weather.uwyo.edu)

A jelenséget a WRF modell alapján elkészített vertikális metszeten is kivehetjük (45. ábra). Az ábrán a 600 m-es magassági szint alatt igen erőteljes szélsébség-növekedést figyelhetünk meg. A jet a legnagyobb a szélsébségét 07 UTC-kor érte el, melynek értéke hozzávetőlegesen 6 m/s. A 10 m-es és a 250 m-es szélsébség alakulását a 46. ábra szemlélteti.

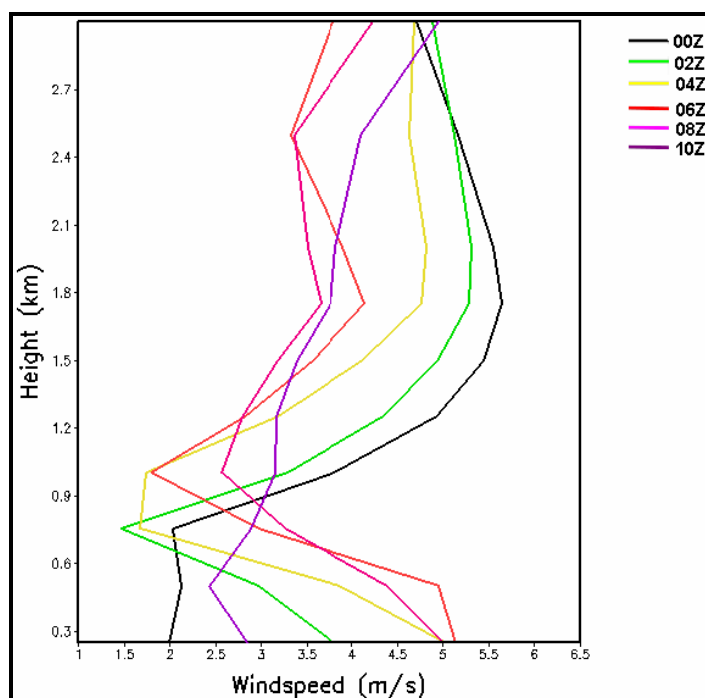


45. ábra. Az alacsonyszintű jet időbeli vertikális metszete.



46. ábra. A szélesebesség alakulása Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér fölött 10 (zöld) illetve 250 m-en (fekete).

Az 46. ábrán tökéletesen kirajzolódik a 07 UTC-kor bekövetkező szélmaximum, viszont ezzel együtt a talajközeli szélesebesség kb. 1.5 m/s-ra gyengült, így ebben a légrétegben számottevő szélnyírás alakult ki. Az alacsonyszintű jet fejlődésmenetét a 47. ábra tartalmazza. A vertikális szélprofilokat 2012. november 21. 00 – 10 UTC közötti időszakban kétóránként tüntettem fel.

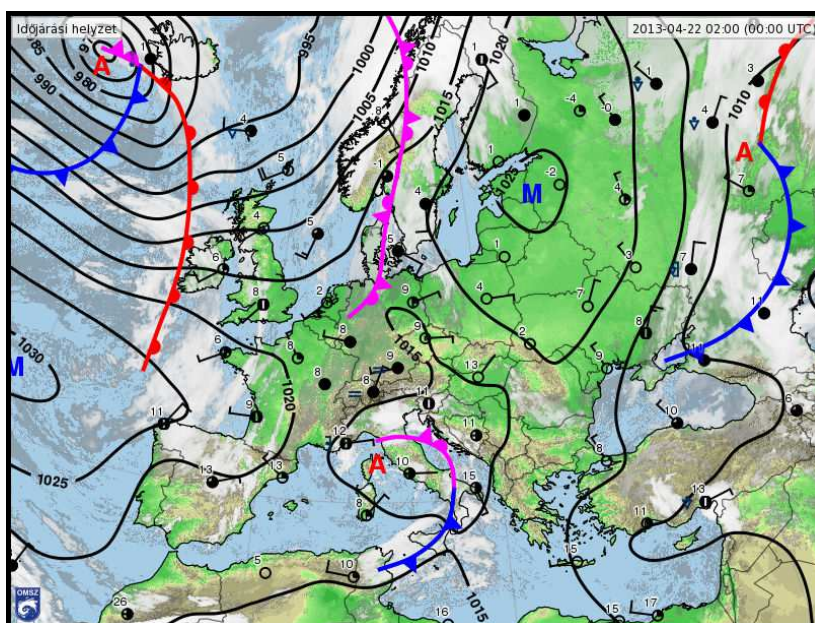


47. ábra. Az alacsonyszintű jet fejlődésmenete Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér fölött 2012. nov. 21-én.

Láthatjuk, hogy kezdetben 1 km-es szint fölött jelent meg a szélmaximum, viszont az idő előrehaladtával alacsonyabb szinteken is megerősödött a szél, vagyis kialakult a jet. A feloszlás 10 UTC-re tehető, ekkor már közel logaritmikus szélprofil figyelhetünk meg.

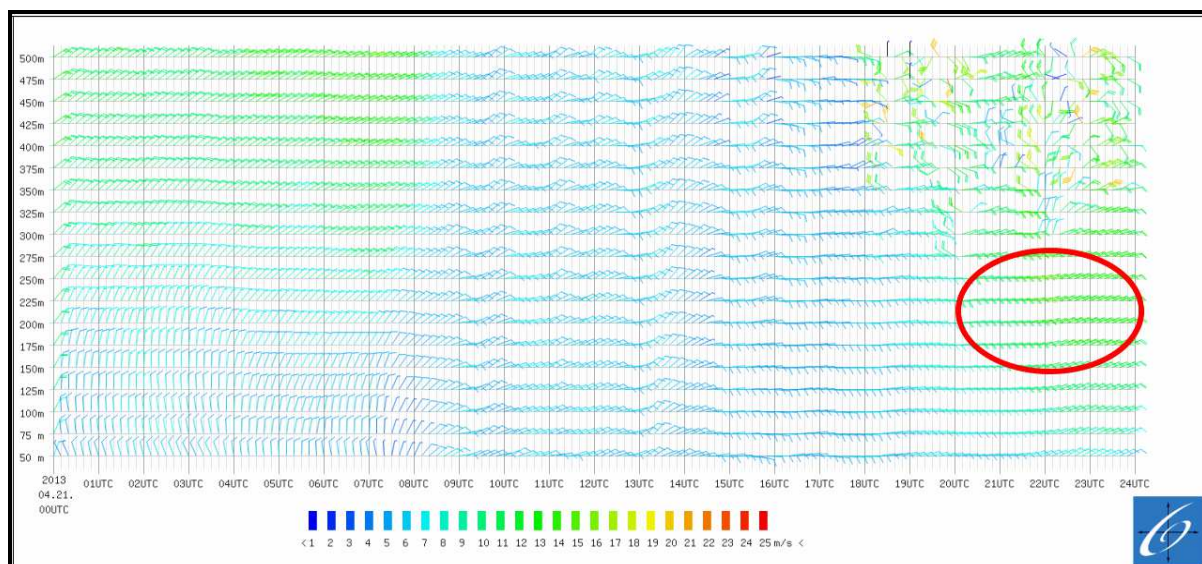
5.2.2 2013. április 22.

A szinoptikus helyzetet ismét az OMSZ Időjárási Napijelentés kiadványának felhasználásával mutatjuk be. Északnyugat-Európa időjárása változékonyan alakul. Izlandtól nyugatra egy markáns ciklon örvénylik, amelynek hullámzó frontrendszere mentén a szárazföld nyugati, északnyugati vidékén jobbra erősen felhős égre tekinthetnek fel az ott élők. A Földközi-tenger középső medencéjének időjárását is egy sekély ciklon alakítja, amely egyelőre hazánkat messze elkerüli. Ugyanakkor az Ibériai félszigeten, illetve a Kárpát-medencében is többnyire anticiklonális hatások érvényesülnek, amelynek köszönhetően csendes, eseménytelen az idő (met.hu) (48. ábra).



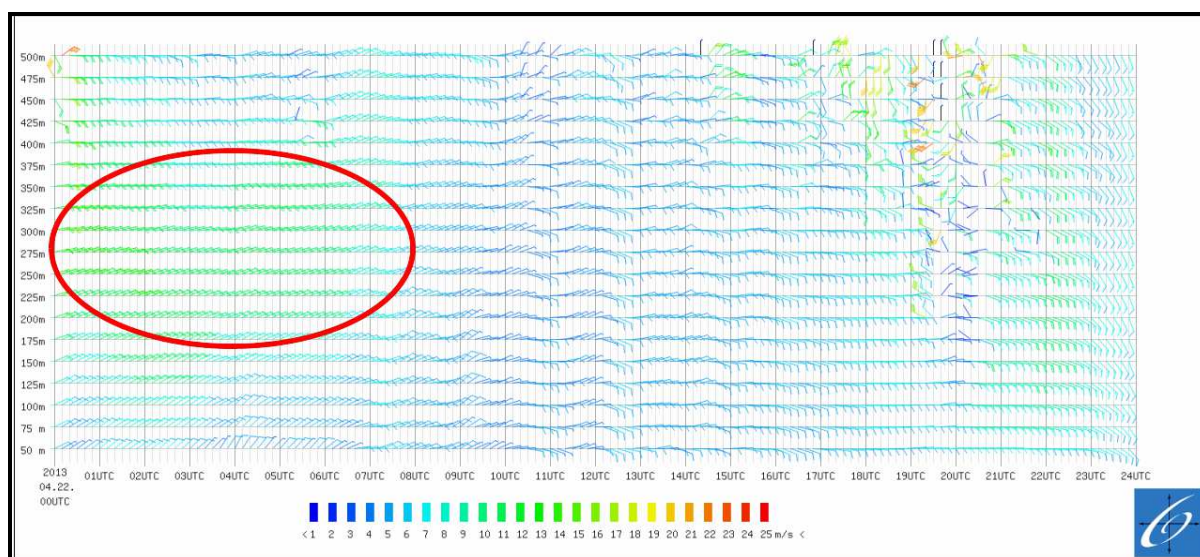
48. ábra. Időjárási helyzet 2013. április 22-én (met.hu).

Az ezen a napon fennálló anticiklonális helyzet a Bodolai-féle elmélet alapján kedvezhetett alacsonyszintű jet kialakulásához, amelyet a hajnali órákban sikerült is detektálni. A SODAR adataiból előállított szélzászlós megjelenítésen jól kivehető, ami ismét az adatbázis finom időbeli és magasságszerinti felbontásának köszönhető (48. és 49. ábra).



49. ábra. 2013. április 21-i nap szélszáslós megjelenítése.

Az alacsonyszintű jet elhelyezkedését piros ellipszis jelöli.

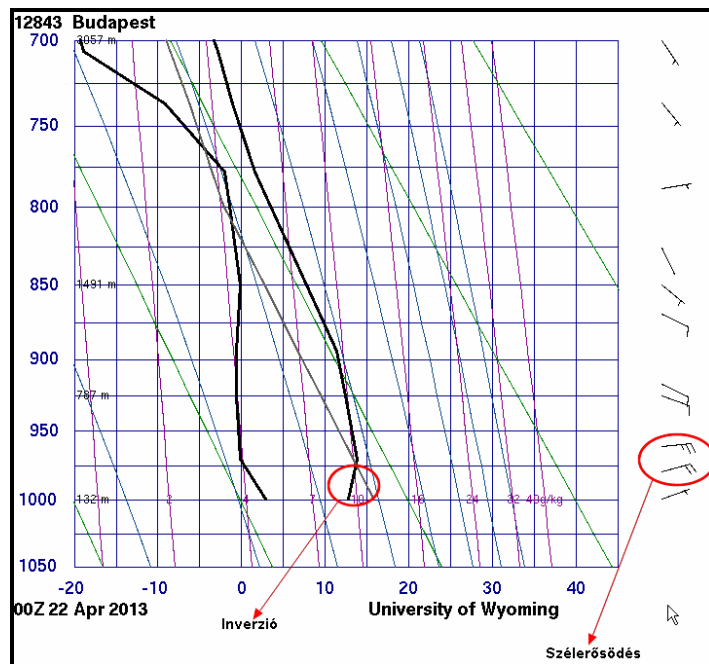


50. ábra. 2013. április 22-i nap szélszáslós megjelenítése.

Az alacsonyszintű jet elhelyezkedését piros ellipszis jelöli.

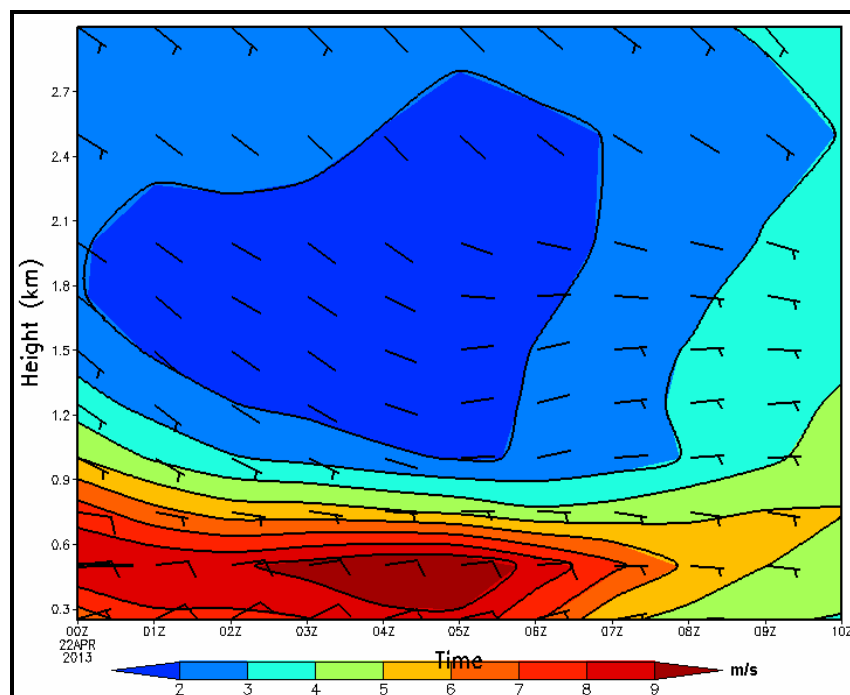
Az ábrákon látható, hogy április 22-én a hajnali óráktól fennálló alacsonyszintű jet tényleges kialakulása még az előző napra tehető, ugyanis már 22 UTC-kor kb. 200 m-es magasságban erőteljes szélerősödés volt megfigyelhető a Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér fölött.

A 51. ábrán, a budapesti rádiószondás felszállás adatait tartalmazza a ferde-diagramon (Skew-T). A kevésbé finomabb vertikális felbontás miatt csak nehezen kivehető a jet az alsóbb szinteken, amelyhez egy gyenge inverzió is társul.



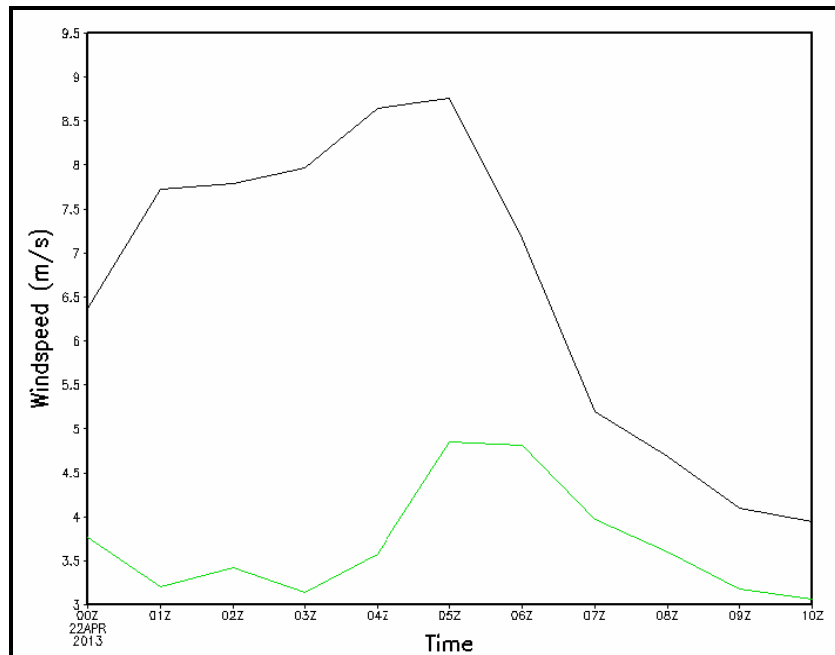
51. ábra. Vertikális szélfprofil a rádiószondás adatok alapján (2013. ápr. 22 00 UTC).
(weather.uwyo.edu)

Most is elkészítettük a WRF modell segítségével az időbeli vertikális metszetét (52. ábra).



52. ábra. Az alacsonyszintű jet időbeli vertikális metszete.

Látható, hogy a jet 2013. április 22-én éjszaka hosszú ideig, közel 8 órán keresztül állt fenn. A jetmagban uralkodó szélsébség elérte, sőt meghaladta a 9 m/s-ot, magassága pedig kb. a 300 m-es szintre tehető. A szélsébség alakulását 10 illetve 250 m-en a 53. ábra szemlélteti.

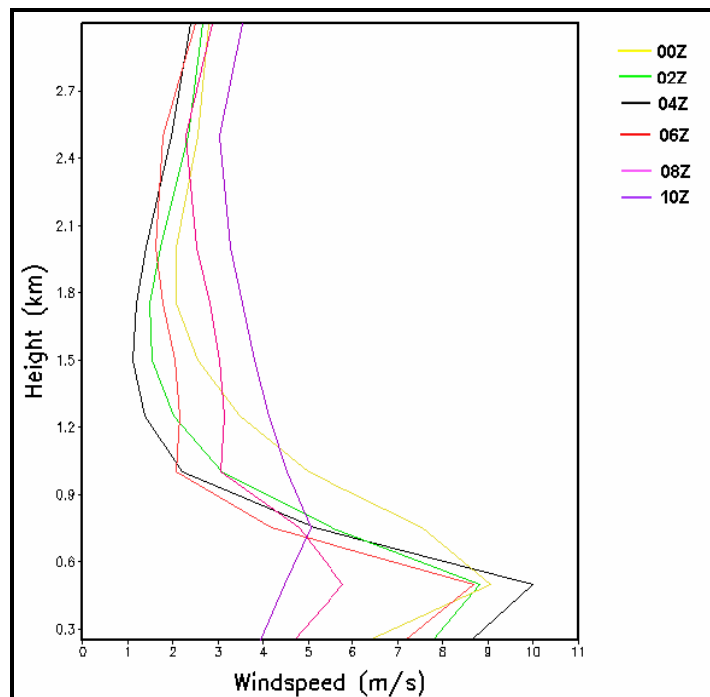


53. ábra. A szélesség alakulása Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér fölött
10 (zöld), illetve 250 m-en (fekete).

A szélesség 250 m-en 22-én 05 UTC-kor érte el a maximumát (9 m/s). Ezzel együtt a talajközeli szél is megélénkült, amelynek maximuma hozzávetőlegesen 4,5 m/s, így számottevő különbség alakult ki a felszínközeli és a magasabb légrétegek szélességei között, amely a repülőgépek le- és felszállását is megnehezíthette.

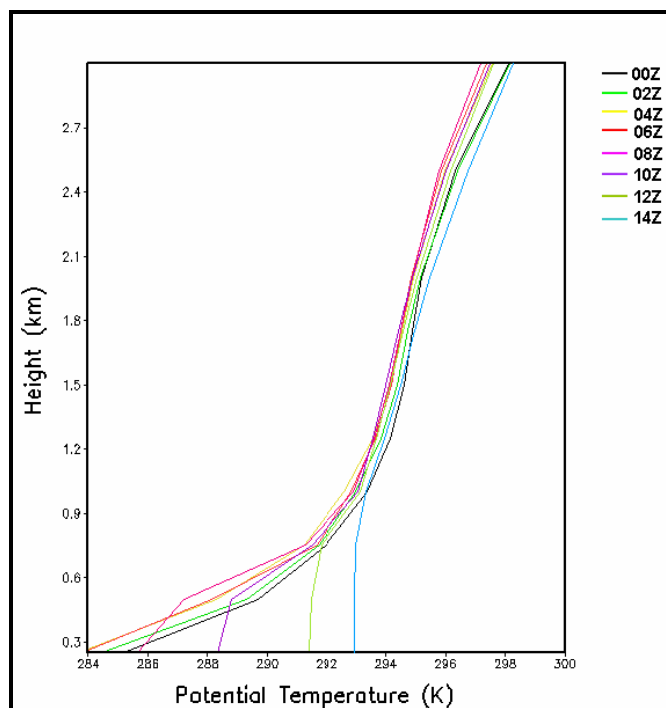
A következőkben az alacsonyszintű jet fejlődését szemléltetném (54. ábra). Az alacsonyszintű szélmaximum megjelenése és fejlődése szépen követhető. A maximális szélesség, 10 m/s-nak adódott a jetmagban 04 UTC-kor. A feloszlás után (10 UTC) pedig jól kirajzolódik a logaritmikushoz közeli szélprofil.

A dolgozat 2.3 fejezetében már említettem, hogy alacsonyszintű jetek az esetek nagy százalékában az éjszakai stabilis határrétegben alakulnak ki, hiszen ekkor a legkedvezőbbek számukra a feltételek. Az alábbi ábrán a potenciális hőmérséklet menete –mely szintén igen nagy egyezést mutat az elméleti görbékkel - ezt az elméletet hivatott alátámasztani. Megfigyelhető, hogy 10 UTC-tól kezdve – a potenciális hőmérséklet vertikális profilja is egyre inkább adiabatikussá kezd válni, megkezdődik a nappali határréteg felépülése (55. ábra).



54. ábra. Az alacsonyszintű jet fejlődésmenete

Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér fölött 2013. ápr. 22-én.



55. ábra. A potenciális hőmérséklet vertikális profilja.

Az esettanulmányok során a különböző adatbázisok felhasználásával két alacsonyszintű jetes eset fejlődését követtük végig kialakulásától egészen a megszűnéséig. Sikerült bemutatni a planetáris határrétegben zajló jelenség néhány tulajdonságát. Jól teljesített 4.2 fejezetben bemutatott optimális beállítású WRF modell, amely az alacsonyszintű jetek operatív előrejelzésében nyújthat segítséget a későbbiekben.

6. Összefoglalás

A PHR meteorológiai viszonyainak pontos ismerete kiemelten fontos a repülésmeteorológiában, hiszen itt történik a fel- és leszállás. E réteg szélviszonyai, hőmérsékleti rétegződése (szélnyírás, turbulencia, oldalszél), a hidrometeorok (látástávolság romlás, csapadék, jegesedés) mind-mind hatással vannak a repülés biztonságára. A határréteg folyamatainak parametrizációja és 3D numerikus modellekkel történő előrejelzése folyamatosan fejlődik, ugyanakkor egyes lokális jelenségek – turbulencia, szélrohamok, PHR vastagság, inverziós réteg, illetve az általunk is vizsgált alacsonyszintű jet – leírása még mindig pontatlan (Szabó *et al.*, 2013).

Az alacsonyszintű jet jelensége már több, mint 50 éve ismeretes a szinoptikus meteorológiában, viszont – leszámítva Bodolai és Bodolainé munkáját – nem került sor részletesebb magyarországi vizsgálatra, amely diplomunkám témaválasztásának legfőbb oka.

A diplomamunkám első részében elemeztem az alacsony szintű jetek fajtáit, definícióit, ismertettem kialakulásuk elméleti hátterét, illetve a jelenség dinamikáját.

Összefoglaltam az alacsonyszintű jetek (LLJ) vizsgálatának főbb módszereit, nagyobb hangsúlyt fektetve a SODAR/RASS berendezésre, amely 2012. október 20. és 2013. június 4-e között Ferihegyen működött, s 10 perces felbontásban szolgáltatott adatokat az alsó 500 m-es réteg szélprofiljairól a Hungarocontrol Zrt. meteorológusainak.

A jetek statisztikai vizsgálatához három különböző adatbázist használtunk fel (rádiószonda, SODAR, illetve a WRF modell). Elemeztem az adatbázisok felépítését, technikai hátterét, időbeli és vertikális felbontását. A SODAR/RASS berendezés szükségességét és hatékonyságát statisztikai vizsgálatokkal is sikerült alátámasztani. A SODAR-ral nemcsak a repülésmeteorológia, hanem a szennyezőanyag terjedés, illetve a planetáris határréteg szempontjából is fontos információkat nyerhetünk a vertikális szélprofilról. A dolgozat utolsó részében ismertettük az alacsonyszintű jetek előfordulásával (napi és évi gyakoriság) foglalkoztam. Eredményeim jól kiegészítették az 1970-es években végzett statisztikai feldolgozásokat. A mért és a modellezett adatok együttes elemzésével két esettanulmányon keresztül sikerült végigkövetni egy alacsonyszintű jet kialakulását és fejlődését, a szél és hőmérsékleti profilok időbeli menetét.

További terveink között szerepel a jelenség további, részletesebb vizsgálata, a windprofiler-es mérések (turbulencia-paraméterek, hőmérsékleti profilok) bevonása a feldolgozásba. Ezenkívül a legfőbb cél egy olyan módszer, esetleg paraméter megalkotása, amely az LLJ-k operatív előrejelzésében nyújthat majd segítséget. Ezt alapozták meg a WRF – elvégzett modellszámítások és esettanulmányok.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm témavezetőimnek, Kardos Péternek és Gyöngyösi András Zénónak, mindazt a segítséget, amit a dolgozat elkészítése során nyújtottak. Külön köszönetet érdemel Takács Péter, aki elkészítette és rendelkezésemre bocsátotta a SODAR által szolgáltatott adatok megjelenítéséhez szükséges programot.

Köszönettel tartozom családomnak, barátaimnak, csoporttársaimnak a rengeteg támogatásért.

Végül, de nem utolsósorban köszönettel tartozom konzulensemnek, Weidinger Tamásnak, az építő jellegű javaslataiért és az ösztönzésért.

A diplomamunka a TÁMOP-4.2.1.B-11/2KMR-2011-0001, az OTKA NN109679 és az OTKA-83909 pályázat támogatásával készült, amiért ezúton is köszönetet mondunk.

Irodalomjegyzék

- Baas, P., Bosveld, F. C., Klein Baltink and H., Holtslag, A. M., 2009: A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **48**, 1627-1642.
- Banta, R. M., Newsom, R. K., Lundquist, J. K., Pichugina, Y. L., Coulter, R. L., and Mahrt, L., 2002: Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during CASES-99. *Bound. Layer Meteor.* **105**, 221-252.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **38**, 283–290.
- Blackadar, A. K. and Buajitti, K., 1957: Theoretical studies of diurnal wind structure variations in the planetary boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **83**, 486-500.
- Bodolainé I, and Bodolainé Jakus E., 1970: A jet model of the warm sector, *Időjárás* 239-244
- Bodolai I., és Jakus E., 1974.: Vertikális szélnyírás alacsonyszinti jetekben. *Időjárás* **78**(1) 5-15.
- Bodolai I., és Bodolainé Jakus E., 1975: Alacsonyszinti jetek anticiklonokban. *Időjárás* **79**(1), 5-16.
- Bodolai I., és Bodolainé Jakus E., 1981: Mezoszinoptika. Tankönyviadó Budapest. 133p.
- Bonner, W. D., 1965: Statistical and kinematical properties of the low-level jet-stream. *SMRP Research Paper No.* **38**.
- Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low-level jet. *Mon. Wea. Rev.* **96**, 833–850.
- Bonner, W. D., Esbensen, S., and Greenberg, R., 1968: Kinematics of the low-level jet. *J. Appl. Meteor.* **7**, 339-347.
- Bonner, W. D., 1966: Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet. *Mon. Wea. Rev.* **94**, 167-178.
- Bonner, W. D., and Winninghoff, F., 1969: Satellite studies of clouds and cloud bands near the low-level jet. *Mon. Wea. Rev.* **97**, 490-500.
- Bottyán, Zs. és Sárközi Z., 1999: Az alacsonyszinti „orkáncsatorna”, mint repülésre veszélyes időjárási tényező. Egy repülőgépkatasztrófa lehetséges magyarázata. Repüléstudományi Közlemények ZMNE **11**(26).
- Bretherton, C. S., and Park, S., 2009: A new moist turbulence parametrization in the Community. *Atmosphere Model. J. Climate* **22**, 3422-3448.
- Budai O., 2009: Földbázisú távérzékelés a meteorológiában. *ELTE Szakdolgozat* Budapest.
- Chen, F., J. and Dudhia, 2001: Coupling and advanced land surface-hidrology model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I. Model Implementation and Sensitivity. *Mon Wea. Rev.* **129**, 569-585.

- Dobosi Z., és Felméry L., 1976: Klimatológia. *ELTE TTK* Budapest 496p.
- Dudhia, J. 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J.Atmos. Sci.* **46**, 3077-3107.
- Fujita, T. T., 1986: Mesoscale Classifications (Chap. 2); Mesoscale Meteorology and Forecasting, ed. Ray P. S., *Am. Meteor. Soc.* Boston 18-35.
- Gyöngyösi, A. Z., Kardos, P., Kurunczi, R., Balczó, M., és Bottyán, Zs., 2013: Időjárás kutató- és előrejelző modell alkalmazása pilóta nélküli repülések komplex meteorológiai támogatására Magyarországon, *Repüléstudományi Közlemények* **25**(2), 435-458.
- Hong, S. Y., Dudhia J., and Chen S.H., 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 103-120.
- Jakus E., 1971.: Alacsonyszinti jetek a Kárpát-medencében. *Időjárás*, **75**(3-4).
- Jakus E., 1974.: Alacsonyszinti jetek Budapest és Szeged fölött. Beszámolók az 1972-be végzett tudományos kutatásokról. *Az OMSZ Hivatalos Kiadványai XXXIX.* Kötet. Budapest.
- Hoecker, W. H., 1963: Three southerly low-level jet systems delineated by the Weather Bureau special pibal network of 1961. *Mon. Wea. Rev.* **91**, 573–582.
- Holton, J. R., 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus* **19**, 199–205.
- Holton, J. R., 1972: An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, New York 319pp.
- Horváth, L., 1978: Repülési meteorológia. *Tankönyvkiadó* Budapest.
- Kadygrov, E., 2006 : Operational aspects of different ground-based remote sensing observing techniques for vertical profiling of temperature, wind, humidity and cloud structure: a review. *Report No. 89. WMO/TD-No. 1309.* Russia 2006 pp. 2-7.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parametrization: An update. *J. Appl. Meteor.* **43**, 170-181.
- Kallistratova, M.A., Kouznetsov, R.D., Kuznetsov, D., Kuznetsova, I., Nakhaev, M., and Chirokova, G., 2009: The summertime low-level jet characteristics measured by sodars over rural and urban areas. *Meteorol Z.* **18**(3), 289-295.
- Klein Baltink, H, 1995: First field experience with 600PA phased array sodar, KNMI Technical Report (KNMI TR-179), 15p.
- Lázár I., Bíróné Kircsi A., Costea M., és Tar K., 2012: A SODAR mérések felhasználási lehetőségei a légköri erőforrások hasznosításában. Magyar Meteorológiai Társaság **XXXIV.** Vándorgyűlése és VII. Erdő és Klíma Konferencia.

- Makainé Császár M., és Tóth P., 1977: Szinoptikus meteorológia I-II. Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó Budapest.
- Markowski, P. and Richardson Y., 2010: Mesoscale Meteorology in midlatitudes. Wiley-Blackwell 430 p.
- Matyasovszky, I. and Weidinger, T., 1998: Characterizing air pollution potential over Budapest using macrocirculation types. *Időjárás* **102**, 219–237.
- Means, L. L., 1954: A study of the mean southerly wind maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the Middle West. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **35**, 166-170.
- Mészáros, R., 2013: Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek. ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Budapest.
- Mlawer, E. J., Taubman S. J., Brown, P. D., Iacono M. J. and Clough, S. A., 1997: Radiative Transfer for inhomogenous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* **102**, 16663-16682.
- Nagy, J., Gyarmati, Gy., és Dombai, F., 1998: Radarok az időjárás megfigyelésében. *A Természet Világa* 1998/1. különszáma. 25–27.
- Németh, P., 1998: A légkör függőleges szondázása. *A Természet Világa* 1998/1. különszáma. 22–24.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 527-530.
- Pasztor, L., Szabo, J., and Bakacsi, Zs., 2010: Digital processing and upgrading of legacy data collected during the 1:25000 scale Kreybig soil survey. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **45**, 127-136.
- Rákóczi F., 1988: A planaetáris határréteg, Kézirat, Tankönyvkiadó, Budapest.
- Shapiro, A., and Fedorovich, E., 2010: Analytical description of a nocturnal low-level jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **136**, 1255-1262.
- Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer 670 pp.
- Sándor, V. és Wantuch, F., 2004: Repülésmeteorológia. Országos Meteorológiai Szolgálat Budapest 272p.
- Schrempf N., 2007: Energetikai célú szélmérőrendszer kialakítása. Doktori (Ph.D.) értekezés SZIE Gödöllő.
- Scott J., 2007: Variability of the Great Plains low-level jet: Large scale circulation context and hydroclimate impacts. Ph.D Thesis, University of Maryland, College Park.

- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D., O., Barker, D., M., Duda, M., G., Huang, X. Y., Wang, W., and Powers J., G., 2008: A description of the advanced research WRF version 3 NCAR/TN-475+STR , June 2008, *NCAR Technical Note*.
- Szabó Z., Istenes Z., Gyöngyösi András Z., Weidinger T., Bottyán Zs., és Balczó M., 2013: A planetáris határréteg szondázása pilótanélküli repülő eszközzel. *Repüléstudományi Konferencia*, Szolnok.
- Thorpe, A. J., and Guymer, T. H., 1977: The nocturnal jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **103**, 633-653.
- Van Ulden, A. P., and Wieringa, J., 1996: Atmospheric boundary layer research at Cabauw. *Bound. Layer Meteor.* **78**, 39-69.
- Wagner, A., 1939: Über die Tageswinde in der freien Atmosphäre. *Gerl. Beitr. Geophys.* **47**, pp. 172-202.
- Wexler, H., 1961: A boundary layer interpretation of the low level jet. *Tellus* **13**, 368-378.
- Whiteman, D. C., Bian, X., and Zhong, S., 1997: Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the Southern Great Plains. *J. Appl. Meteor.* **36**, 1363-1376.

Internetes hivatkozások

- www.metnet.hu
- www.met.hu
- <https://www.nc-climate.ncsu.edu/edu/k12/.JetStreams>
- http://www.weather.gov.hk/aviat/amt_e/cause/llj_e.htm
- <http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/web/html/NAME/ENGLISH/VEGE/indexVEGE.html>
- <http://weather.uwyo.edu>

NYILATKOZAT

Név: Héver Annamária

ELTE Természettudományi Kar, szak: Meteorológus MSc

NEPTUN azonosító: QMUKIV

Diplomamunka címe: Alacsonyszintű jetek vizsgálata Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren

A **diplomamunka** szerzőjeként fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem, hogy a dolgozatom önálló munkám eredménye, saját szellemi termékem, abban a hivatkozások és idézések standard szabályait következetesen alkalmaztam, mások által írt részeket a megfelelő idézés nélkül nem használtam fel.

Budapest, 2014. május

.....

hallgató aláírása