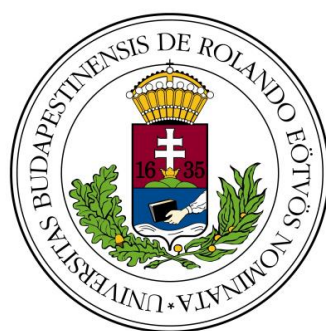


A planetáris határréteg szélviszonyainak vizsgálata Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Tóth Boglárka

Témavezető:

Kardos Péter

HungaroControl Magyar Légiforgalmi Szolgálat Zrt., RMET csoportvezető

Tanszéki konzulens:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2018

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi áttekintés	5
2.1 Alacsonyszintű jet vizsgálatok	5
2.2 Mérési technikák.....	13
3. SODAR.....	15
3.1 Műszer leírás.....	15
3.1.1 Működési elv	15
3.1.2 Felépítés	15
3.1.3 Zajok.....	16
3.2 A vizsgált időszak.....	17
3.2.1 Adatok	18
3.2.2 Hibaszűrés	19
4. Alacsonyszintű jet azonosítási módszerek.....	20
4.1 Jet definíciók.....	20
4.2 Jet kritériumok.....	21
5. Eredmények	23
5.1 Szélirány vizsgálatok	23
5.2 Alacsonyszintű jet vizsgálatok	26
6. Esettanulmány	30
6.1. 2016. január 6.	30
6.2. 2017. augusztus 19.	32
6.3. 2017. november 6.	35
7. Összefoglalás	37
8. Köszönetnyilvánítás	39
9. Irodalomjegyzék	40

1. Bevezetés

Napjainkban is egyre nagyobb teret hódít a légitözlekedés, amely közlekedési ágban elengedhetetlen a légköri folyamatok ismerete. A légitözlekedés kezdetén még nem volt elegendő információ a magaslégköri viszonyokról, így a repüléseket a megfelelő meteorológiai helyzet ismerete nélkül hajtották végre. A távérzékelési és légköri szondázó eszközök megjelenése lendítette előre a repülésbiztonságban meghatározó magaslégköri méréseket, amelynek köszönhetően növekedett a repülésbiztonság és -hatékonyság (*Sándor & Wantuch, 2005*). Szakdolgozatom során egy ilyen távérzékelési eszköz, a Budapesti Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren üzembehelyezett Doppler-elven működő SODAR alsó troposzférikus szélméréseit dolgoztam fel.

A repülés szempontjából az egyik legfontosabb a vertikális szélprofil ismerete a troposzféra alsó néhány km-én belül, hiszen itt hajtják végre a legnagyobb tapasztalatot igénylő fel- és leszállásokat. A hirtelen fellépő szélesebesség- és irányváltások komoly veszélyforrást jelentenek, mert módosíthatják a repülőgép leszállási pályáját vagy oldalirányba dönthetik a gépet, ami további problémákhoz és esetleges balesetekhez vezethet. A biztonság növelése érdekében ismernünk kell a szél markáns magasság szerinti változásait, azaz a szélnyírás mértékét (*Horváth, 1978*).

Az alacsonyszintű szélnyírást különböző tényezők idézhetik elő, többek között orografikus akadályok keltette légköri hullámok, frontfelületek, erős termikus feláramlások és mindezek mellett a szakdolgozatom egyik témájául szolgáló alacsonyszintű jetek is.

Az alacsonyszintű jetek meghatározásának számos definíciója létezik, ezek közül a legáltalánosabb az alsó troposzférában fellépő vertikális szélprofilban megjelenő szélesebesség maximum. A szélcsatornák magjában szupergeosztrófikus szelek uralkodnak, amelyek felett a szélesebesség néhány méteren belül jelentősen lecsökken, így a jetek veszélye nem a nagy szélesebességben rejlik, hanem annál inkább annak hirtelen és váratlan megváltozásaiban (*Bottyán & Sárközi, 1999*).

Több tudományos cikk is kapcsolatot teremtett az alacsonyszintű jet és a zivatarcellák megjelenése között, ami tovább növelte a jelentőségüket a meteorológiában. Éppen ezért célszerű lenne a jetek pontos tulajdonságainak ismerete, illetve előrejelezhetősége, azonban a jelenlegi előrejelző modellek nagy tér- és időbeli felbontása miatt az alacsonyszintű szélmaximumok sokat veszítenek struktúrájukból (*Banta et al., 2002*). Ez annak is köszönhető, hogy a planetáris határréteg modellezés egy viszonylag bonyolult folyamat, amelyet a jetek megjelenése csak tovább nehezít (*Baas et al., 2009*).

A szakdolgozatomban a Budapesti Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér szélviszonyait vizsgáltuk két teljes éven keresztül, 2016-ban és 2017-ben. A vizsgálat kiterjedt a szélirány-gyakoriság és az alacsonyszintű jetek elemzésére, amelynek azonosítását 3 különböző kritérium alapján végeztem.

A munkánk célja az volt, hogy bemutassuk a repülőtéren uralkodó szélirányokat, valamint statisztikai elemzésen keresztül a repülés számára igen fontos alacsonyszintű jetek gyakoriságát. Végül pedig három esettanulmányon keresztül ismertettük egy-egy alacsonyszintű jet kialakulását és fejlődését.

2. Irodalmi áttekintés

2.1 Alacsonyszintű jet vizsgálatok

Egyre nagyobb jelentőséget fordítanak a szinoptikus meteorológiában az alacsonyszintű jetek (low-level jet: LLJ) kutatására. Ez részben tulajdonítható annak, hogy a jetek fontos szerepet játszanak az időjárás alakításában, részben pedig a kutatási módszerek, illetve ehhez szükséges mérőműszerek fejlesztésének.

Először az 1930-as években fedezték fel az alacsonyszintű jeteket Afrikában, amikor a planetáris határrétegben (PHR) megjelenő szél napi ciklikusságát észlelték (*Arfeuille et al.*, 2015). Majd az 1950-es években többek között *Means* (1954) foglalkozott a jelenséggel, ő nevezte el az Amerikai Egyesült Államok Belső-síkságjára jellemző felszínközeli délies áramlást „déli alacsonyszintű jet”-nek. Az LLJ-k kialakulásának az egyik legfontosabb elmélete *Blackadar* (1957) nevéhez fűződik. Az éjszakai szélmaximumok kialakulását az inerciális (tehetetlenségi) oszcilláció elméletén keresztül írta le.

Tehetlenségi oszcilláció

Napközben a PHR-t erős turbulens átkeveredés jellemzi, amelynek hajtó ereje a napsugárzás. Ebben a rétegben a nyomási gradiens erő, a Coriolis erő és a felszíni egyenletlenségek miatt fellépő súrlódási erő eredője közel egyensúlyban áll. A késő délutáni órákban azonban megszűnik a napsütés, ezáltal a vertikális keveredés fokozatosan csökken, aminek következményeként a határréteg felsőbb részei elválnak a felszíni rétegtől. Kialakul egy stabil éjszakai határréteg. Ez zavart kelt az egyensúlyban, ugyanis a súrlódás a határréteg felső részén már nem érvényesül, ami a szél gyorsulásához vezet. Az áramlás agesztrófikusá válik, ahol a Coriolis erő és a nyomási gradiens erő a geosztrófikus egyensúly visszaállítására törekszik (*Blackadar*, 1957). A tehetlenségi oszcilláción a geosztrófikus szél súrlódási hatásainak napi változásait értjük (*Arfeuille et al.*, 2015). A változás során a szélprofilban éles maximumok jelennek meg, leginkább az éjjeli órákban, amikor a szél szupergeosztrófikusá válik, ezt tekintjük az alacsonyszintű jet magjának.

Az LLJ dinamikájának alapegyenlete a mozgásegyenlet (*Markowski & Richardson*, 2010), amelyből elhanyagoljuk a súrlódási erőt, hiszen arra vagyunk kíváncsiak, hogy mi történik a széllel a magasban, ahol már nem érvényesül a súrlódás.

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (2)$$

Az egyenletekben a szokásos jelölésekkel, u, v, w [m s⁻¹] a szélesség x, y, z irányú komponensei, t [s] az idő, ρ [kg m⁻³] a sűrűség, p [Pa] a légnyomás, f pedig a Coriolis paraméter.

A szélkomponenseket geosztrófikus (g) és agesztrófikus (a) komponensre osztottuk:

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

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

A (3)-as (4)-es egyenletet behelyettesítjük a kiindulási mozgásegyenletbe, valamint azt feltételezzük, hogy a geosztrófikus szél időben nem változik, azaz $\frac{dv_g}{dt} = 0$. (Az alulvonással jelölt betűk vektormennyiségek.) Továbbá tudjuk azt is, hogy a geosztrófikus szél két komponense: $\underline{v}_g = \left(-\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}; \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}\right)$. Így a következő egyszerűsítéshez jutunk:

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

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

Ahhoz, hogy eljussunk a megoldásig elő kell állítanunk az (5)-ös egyenlet időbeli deriváltját. Felhasználva, azt a közelítést, hogy f állandó:

$$\frac{d^2 u_a}{dt^2} = f \frac{dv_a}{dt} \quad (7)$$

Az így kapott (7)-es egyenletbe behelyettesítjük a (6)-os egyenletet, majd egy közösleges másodrendű differenciál egyenletet kapunk:

$$\frac{d^2 u_a}{dt^2} = -f^2 u_a \quad (8)$$

A (8) egyenlet megoldása előáll a következő alakban, ahol C_1 és C_2 integrálási konstansok:

$$u_a = C_1 \cos ft + C_2 \sin ft \quad (10)$$

Egyszerű átalakításokkal a másik komponens megoldását is megkaphatjuk:

$$v_a = \frac{1}{f}(-C_1 f \sin ft) + \frac{1}{f}(C_2 f \cos ft) = -C_1 \sin ft + C_2 \cos ft \quad (11)$$

Elsőnek tekintsük $t = 0$ időpillanatot, amikor $u_a = u_{a0}$ és $v_a = v_{a0}$. Ekkor:

$$u_{a0} = C_1 \cos 0 + C_2 \sin 0 = C_1 \quad (12)$$

$$v_{a0} = C_2 \cos 0 + C_1 \sin 0 = C_2 \quad (13)$$

Így sikerült meghatározni a konstansok értékeit, aminek segítségével felírhatjuk tetszőleges t időpontra az ageosztrofikus szél egyenletét:

$$u_a(t) = u_{a0} \cos ft + v_{a0} \sin ft \quad (14)$$

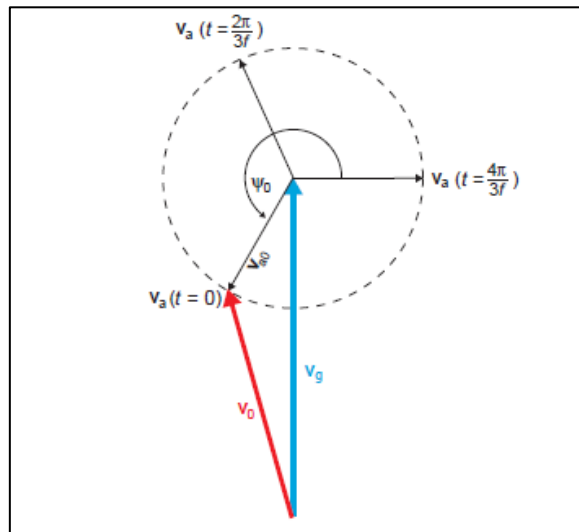
$$v_a(t) = v_{a0} \cos ft - u_{a0} \sin ft \quad (15)$$

A fenti egyenleteket trigonometrikus azonosságokkal leegyszerűsítve, a következő alakra hozhatjuk:

$$u_a(t) = |\underline{v}_{a0}| \cos(\psi - ft) \quad (16)$$

$$v_a(t) = |\underline{v}_{a0}| \sin(\psi - ft) \quad (17)$$

Ahol $|\underline{v}_{a0}| = \sqrt{u_{a0}^2 + v_{a0}^2}$, ψ pedig az ageosztrofikus szél kezdeti iránya. A kapott egyenletből arra következtethetünk, hogy az ageosztrofikus szél egy tehetetlenségi körön mozog, az óramutató járásával megegyezően.



1. ábra: A tehetetlenségi oszcilláció sematikus képe (Markowski & Richardson, 2010). (v_0 a kezdeti sebesség vektor, v_g a v_0 geosztrofikus komponense, v_{a0} a v_0 ageosztrofikus komponense).

A fenti összefüggésekből láthatjuk, hogy a horizontális szél két komponensből tevődik össze, egy geosztrófikus és egy ageosztrófikus tagból. A teljes oszcillációs kör periódusát (t) könnyen megkaphatjuk, ha a $t = 2\pi/f$ összefüggésbe behelyettesítjük a következőket:

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (18)$$

$$\Omega = 2\pi/24h \quad (19)$$

ahol Ω [rad s^{-1}] a Föld forgásának szögsebessége. Ezek alapján az oszcilláció periódus ideje $12h/\sin \varphi$, ahol φ a szélességi kört jelöli. Napnyugta után a szél fokozatosan erősödik, majd szupergeosztrófikussá válik. Akkor beszélünk szupergeosztrófikus szélről, ha a szél sebessége (piros vektor) meghaladja a geosztrófikus sebességet (kék vektor). Jól látható (1. ábra), hogy ez nem egyből a határreteg elkülönülése után következik be, hanem bizonyos idő elteltével, ami még függ a szélességi körtől is. Annál hamarabb éri el a szélesebbég a maximumot, minél magasabb szélességi körön vagyunk, például $\varphi = 45^\circ$ szélesség esetén, a PHR elválása után körülbelül 7 órával következik be (Markowski & Richardson, 2010). A tehetetlenségi oszcilláció mindennap megszűnik a napsugárzás megjelenésével, ugyanis ekkor beindulnak a vertikális tömegkicserélődési folyamatok, amelyek a szélsőértékek kiegyenlítésére törekszenek. A keveredési folyamatok beindulásával újra feláll az egyensúly a Coriolis erő, a nyomási gradiens erő és a súrlódási erő között, amely az éjszaka kialakult LLJ-k fennmaradására káros hatásúak (Blackadar, 1957). Ezért olvasható számos publikációban az az eredmény, hogy az LLJ-k legnagyobb gyakorisággal az éjszaka folyamán jelennek meg. Azonban napfelkelte után, az erősen felhős égbolt jelentősen csökkenti a besugárzás mértékét, így az LLJ-t megszüntető folyamatok később indulnak meg, ezáltal hosszabb élettartamúvá válhatnak a jetek és akár napközben is fennmaradhatnak (Arfeuille et al, 2015).

Turbulencia és a jet közötti kapcsolat

A szupergeosztrófikus szél alatt a stabil éjszakai határretegben jelentős a szélnyírás, amely fontos szerepet játszik a légrétegek kicserélődésében, a turbulencia és a jetek kialakulásában. A meteorológiában a szélnyírás hirtelen bekövetkező szélesebbég vagy irány változást jelent (Sándor & Wantuch, 2005).

Több kutatást is végeztek az LLJ-k magasabb részein megjelenő turbulenciák feltérképezése céljából, amelyhez a turbulens kinetikus energiát (TKE-t) használták fel (Banta et al., 2003; Conangla & Cuxart, 2006). Az eredményekből egyértelműen megmutatkozott, hogy az erős nyíróerő a jet-mag alatt emelkedett turbulenciákat generál az

inverzió felett, ahol gyengén stabil rétegződés van, ami megindít egy lefelé áramlást a momentumban, hőmérsékletben és egyéb skalármennyiségekben. Mindezek alapján megállapították, hogy a szélnyírás jelentősen kontrolálja a turbulenciát és a turbulens fluxusok áramát.

Szélnyírás

Az alacsony szintekben fellépő szélnyírás kutatása létfontosságú a repülés szempontjából is. A fel és leszálló repülőgépek pályáját jelentősen módosíthatja egy-egy hirtelen fellépő szélnyírás. A WMO által meghatározott 5m/sec/30m illetve a 15m/sec/100m-es szélnyírás érték az az érték, amely már veszélyt jelent a repülés számára. A szélnyírás értékek különböző földrajzi és szinoptikus körülmények között igen eltérőek lehetnek. Magyarországon leggyakrabban a szélnyírás értéke 0,5–8,3 m/sec/100m-es intervallumba esik, de előfordult már 25m/sec/100m-es erősségű is Szegeden, amelyben meghatározó szerepe volt a havasalföldi anticiklonális helyzetnek (*Bodolai & Jakus, 1974*). Egy Szegedhez közeli településen sajnos már halálos kimenetelű repülőgépbaleset is történt 1997-ben, amelyet hivatalosan nem kötöttek az LLJ-mag alatt fellépő erős szélnyíráshoz, azonban az időjárás részletesebb vizsgálata alapján valószínűleg ez határozta meg katasztrófa kimenetelét (*Bottyán & Sárközi, 1999*).

Inverzió

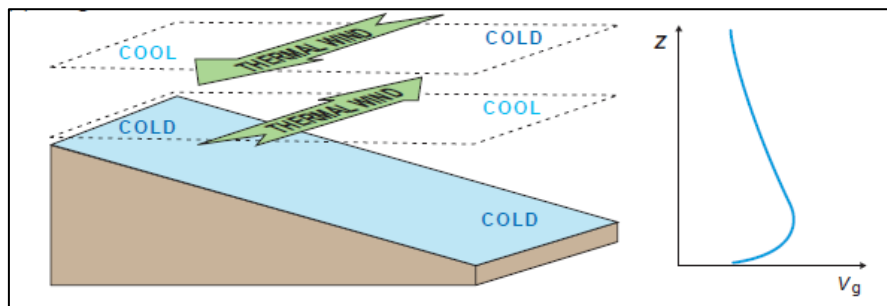
Blackadar (1957) és számos más kutató (pl. *Bonner, 1968; Kallistratova et al., 2009; Baas et al., 2009*) munkájában arra is fény derült, hogy az LLJ-mag magassága és az éjszakai inverziós réteg magassága között korreláció van. A SODAR jelek visszatérési maximuma, amelyek az intenzív keverési réteg tetejét jelölik, egyben megadják az éjszakai inverziós réteg tetejét is. Ezek a rendezetlen áramlások a jet mag alatt lévő szélnyírásban helyezkednek el és az inverziós felület felfelé terjedéséért felelősek.

Lejtős terület hatása

Az LLJ sajátosságait leíró munkák közül az egyik legnagyobb figyelmet Bonner munkái érdemlik (*Bonner et al., 1968; Bonner, 1968; Bonner, 1966*). Bonner az Egyesült Államok területén vizsgálta a jelenséget és bemutatta azok kinematikai jellemzőit, napszakos, évszakos és földrajzi eloszlását, valamint a jetek és velük kapcsolatban álló konvektív rendszerek fejlődését. A Belső-síkságon kialakuló délies jeteket leginkább az Egyesült Államok nyugati részén fekvő Sziklás-hegység befolyásolja. A hegy, illetve domboldal által kiváltott alacsonyszintű szélmaximumok *Holton (1967)* nevéhez fűződnek, hiszen ő

vizsgálta a termikus kényszer szerepét a szél oszcillációjában.

Az alacsony szintű jet keletkezése ilyenkor azon alapszik, hogy a lejtő felszíne nem egyformán melegszik fel, ezáltal az izotermák ferdén követik a lejtő felületét, ennek következményeként a felszín közelében kialakul egy horizontális hőmérsékleti gradiens. A határrétegben napközben annyira erősek a keveredési folyamatok, hogy a jet kialakulásának valószínűsége igen alacsony. Azonban éjjel az erős kisugárzás miatt, a talaj lehűti a felszínközeli levegőt, a magasban viszont ez nem történik meg, így kialakul az éjszakai inverzió. A hőmérsékleti mező magasságszerinti változásának hatására pedig megjelenik a termikus szél, ami a geosztrófikus szél vertikálisan történő megváltozása. Végül soron az így kialakult szél oszcilláció kedvez az LLJ kialakulásának (Markowski & Richardson, 2010; Shapiro & Fedorovich, 2010).



2. ábra: A termikus szél éjjeli változása (Markowski & Richardson, 2010).

Bonner eredményei azt mutatták, hogy a vizsgált időszakban a szélmaximumok keletkezésének több, mint fele 00–06 UTC közé esett, ami alátámasztja a lejtő éjszakai inverziójának fontos szerepét a jet képződésben. Évszakos eloszlás tekintetében, nyári maximumot észlelt, a jet-magjában pedig 25–30 m/s-os szélmaximum volt leginkább jellemző.

Egy Mexikóban végzett kutatás arra is rámutatott, hogy a szélmaximum magassága összefüggésben áll az éjszakák hosszával (Arfeuille et al., 2015). Télen, amikor hosszabbak az éjszakák alacsonyabban helyezkednek el a maximumok, viszonylag hosszabb időn keresztül fennállnak a jetek és erősebb szélnyírás jellemzi őket. Ezzel szemben nyáron, mikor a konvektív folyamatok dominálnak a jet-magok magasabban helyezkednek el.

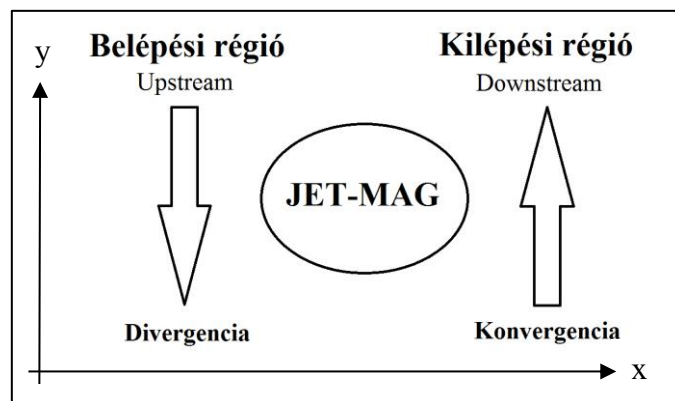
Emellett Shapiro és Fedorovich egydimenziós analitikai modelljéből, amelyben a turbulens keverés gyors csökkenését emulálták, arra is fény derült, hogy erősebb jet esetén, a jet-mag magassága alacsonyabban helyezkedett el. A modelleredmény a napi széloszcilláció jobb megértését szolgálta (Shapiro & Fedorovich, 2010).

Azt is érdemes megemlíteni, hogy az LLJ kialakulásában más tényezők is szerepet

játszhatnak. A lejtő fölötti baroklinitás mellett (Banta et al., 2002), nagyskálájú szinoptikus jelenségek is meghatározóak lehetnek (Hoecker, 1963; Bodolai & Jakus, 1970; Bodolai & Jakus, 1975; Djuric & Ladwig, 1983; Weaver & Nigam, 2008).

Jetek szerepe az időjárás kialakításában

Az alacsony szintű jet-kutatás egyre nagyobb térhódítása, annak köszönhető, hogy számos kutatás során kapcsolatba hozták a zivatarrendszerek és a tornádók fejlődésével (Bonner, 1966; Stensrud, 1996). Természetesen egy alacsony szintű jet nem elegendő egy mély konvektív rendszer kialakításához, de megfelelő környezetet teremt hozzá, ezáltal növeli a konvektív tevékenység fennmaradását, illetve erősségét. A jetnek két régióját különítik el: az úgynevezett *upstream* és *downstream* régiókat, ezek a jet belépési és kilépési területei, ahol a belépő gyorsuló levegő lassabb, mint a geosztrófikus szél, a kilépő lassuló levegő pedig gyorsabb. A kutatások eredményeiben az látható, hogy a downstream régiók felett jellemző az éjszakai viharok kialakulása, mivel erre a területre összpontosulnak a jetek konvektív folyamatai.



3. ábra: A jet dinamikája (Bonner et al., 1968 nyomán).

Az Egyesült Államokban egyes esetekben megfigyelték a felhők észak felé mozgását a felszíni gyenge szél ellenére, amit a jetek jelenlétével magyaráztak. Ebből kiindulva Bonner és Winninghoff egy érdekes kutatást végzett, amelyben a TIROS VII. és VIII. műhold képeit használták fel a felhőminták vizsgálatára (Bonner & Winninghoff, 1969). A vizsgált időszakban erős délies jetet tapasztaltak, így a jet tulajdonságai és a kialakult felhőzet közötti kapcsolatot elemezték. Ennek ellenére nem tudtak messzemenő konzekvenciát levonni a felhőklimatológia és az alacsony szintű jetek kapcsolata között, azonban megállapították, hogy a jet előoldalán, ahol az éjszakai záporok és zivatarok csoportosulnak, a felhőzet is jelentősen megnő.

Ezen felül, Weaver és Nigam tanulmánya során bemutatta (Weaver & Nigam, 2008),

hogy az alacsony szintű jeteknek fontos szerepe van a nedvesség és a hó szállításában. A Mexikói-öbölből kivont vízgőzt észak felé szállítják a délies keskeny áramlatok, ami annak is köszönhető, hogy a Sziklás-hegység egy fajta gátat szab a nyugati áramlásoknak és irányukat észak felé módosítja, miközben egy keskeny, nagy sebességű szélcsatorna alakul ki. A hegység szél módosító hatását Wexler vizsgálta, aki kutatásában a Golf-áramlással próbálta összehangba hozni a délies áramlást (Wexler, 1961). Arra a megállapításra jutott, hogy az LLJ kis mértékben hasonlít a Golf-áramlásra, csupán néhány eltérés figyelhető meg, többek között, hogy a momentum keskenyebb koncentrációban jelenik meg.

Az orografikus hatás nagymértékben érvényesül a Kárpát-medencében is. A medencére merőlegesen érkező légtömegek útját állják a magas hegyvonulatok és amennyiben az áramlás nem módosul, ezek a légtömegek előbb-utóbb egy hágón átbuknak. Mivel az áramlási keresztmetszet ezáltal szűkebb lesz, így az áramlási sebesség megnő, megkezdődik a jet kialakulásának folyamata.

Ezt vizsgálta többek között Balmez is (Balmez & Georgescu, 2015), aki a Bukaresti repülőtéren végzett statisztikai elemzést. Azzal szembesült, hogy a Kárpát-hegyek blokkoló hatásán kívül télen a Fekete-tenger termikus blokkolása is hozzájárul a partmenti szélmaximumok kialakulásához. Továbbá azt kutatta, hogy milyen kapcsolatban áll az alacsonyszintű jet a felső troposzférikus jettel. A mérését két csoportra osztotta, amikor a felső jethez kapcsolódik az LLJ és amikor nem. Az eredményeiből pedig az látszott, hogy számottevő eltérés nem jelentkezik a két eset között.

A Kárpát-medence elemzésével foglalkozott Jakus Emma is, aki összeszedte a hazai alacsonyszintű jetek legfőbb sajátosságait (Jakus, 1971). Kutatásához a pestszentlőrinci Központi Légtérfizikai Intézetben zajló rádió- és pilót ballon felszállás adatait használt fel. Munkája során két féle jetet különített el egymástól. Az első csoportba tartoztak azok a jetek, amelyek egyetlen mérési időpontban fedezhetők fel, ezeket egyedi jeteknek nevezte, a másik csoportba pedig a perzisztens jetek tartoztak, ahol az egymást követő mérésekben is fennállt a jelenség. Azt tapasztalta, hogy egyedi jetből több fordul elő, azonban a perzisztens jetek szélesebbé intenzívebb. Elemzésében megállapította, hogy az év folyamán leggyakrabban március körül és a nyári hónapokban fordult elő LLJ. Mindemellett a legtöbb eset az éjjeli órákban volt észlelhető és a magasságuk javarészt 400–500 m között volt. A mérésekben az észak, északnyugati, illetve kelet, délkeleti irányok domináltak, ez utóbbi az esetek 43%-ában. A kutatása többi részében a szinoptikus helyzetek elemzésével foglalkozott, de végeredményben a Jakus által végzett statisztikai analízis áttekintő képet alkotott a jetek gyakoriságáról a Kárpát-medencében.

2.2 Mérési technikák

Az alacsonyszintű jet meghatározásához ismernünk kell a függőleges szélprofil, amelyhez elengedhetetlen a magaslégköri szélmérés. Az évek alatt ahogyan változtak a szélmérő műszerek, úgy változtak a jet vizsgálatához használt mérési technikák is.

Walter volt az első, aki 1961 tavaszán térben és időben is részletesen megvizsgálta a délies jetet a Belső-síkság felett (*Hoecker, 1963*). Az Egyesült Államok nyugati régiójában 13 pilot ballon állomás adatait használta fel a jet karakterisztikai leírásához. Azonban az ilyen korai megfigyelésekbe számos hiba csúszott, hiszen a felszíni mérések hiányoztak, a pilot ballon adatait durva függőleges felbontásban olvasták le, valamint képtelenség volt a jetben fellépő advektív folyamatokat megmérni.

Az 1998-ban induló spanyolországi turbulencia vizsgálatokat kezdetben befogott ballonszondával végezték, amely egy 1000 m-es fonállal volt rögzítve (*Conangla & Cuxart, 2006*). Ennek a műszernek a felszállását manuálisan irányították egy kézi csörlővel, a szonda 10 percenként szolgáltatott adatokat, 3 kanalas anemométer, barométer és iránytű adatait, amely a léggömb helyzetének meghatározását szolgálta. Majd a 2001-ben új mérési rendszert telepítettek, méghozzá egy közel 100 m-es turbulencia mérő tornyot.

Parish (2000) Kalifornia partjainak szélviszonyait vizsgálta a Wyoming King Air kutató repülőgépek méréseiből. A repülési stratégiát úgy tervezték, hogy az alsó troposzférát vizsgálják, így 50–1500 m-es magasságban végeztek in-situ méréseket a parttól 100–150 km-es körzetben. A kutató repülők állandó nyomási szinten repültek és egy beépített magasságmérővel határozták meg a repülési magasságot, így pontos információt szolgáltatottak a nyomási gradiensről, amelyből viszont már meghatározható volt a geosztrófikus szél és annak változása. A szárazföld és az óceán eltérő módon melegedett fel, ezért az így kialakult hőmérsékleti gradiens termikus szélhez vezetett. Ezzel összhangban szélesebbé növekedést észleltek a part mentén, amelyet a parti jettel magyaráztak.

A 2000-es évek környékén elkezdtek aktív távérzékelési eszközöket alkalmazni a szél mérésekhez. Használtak LIDAR-t (*Banta et al., 2002*), Wind-profillert (*Banta et al., 2002; Baas et al., 2009*) és SODAR-t is (*Helmis et al., 2002; Kallistratova et al., 2013; Arfeuille et al., 2015*) a szélprofil jobb vertikális felbontása érdekében.

Oroszországban 2005 júliusában végeztek egy érdekes kutatást, amelyhez Doppler SODAR szolgáltatotta az adatokat (*Kallistratova et al., 2009*). Összesen 27 napot vizsgáltak, amelynek elsődleges célja az volt, hogy összehasonlítsák Moszkva városi és vidéki területein kialakuló LLJ tulajdonságait. A SODAR által könnyű volt az adatgyűjtés és a feldolgozás is,

mindemellett vizuálisan is megjelenítette a mért adatokat diagramok formájában. Azonban hátránya is volt, hiszen mérési magasságát a keverési réteg magassága határozta meg, így nem minden esetben jelenítette meg az alacsonyszintű jetek felső részét, azaz a szélsébség csökkenését. Ennek ellenére a SODAR-t az egyik legmegfelelőbb műszernek tartották a hosszútávú vizsgálatok során. Az eredményekben jól látható volt, hogy a városban a jet-mag magasabban helyezkedik el és a legtöbb esetben nem is látszik jól a szélmaximum lecsengése, amelynek egyik oka, hogy a városi hősziget miatt magasabban helyezkedik el az LLJ, a másik pedig a városi akusztikus zaj is. Azt is megállapították, hogy a városban később keletkeznek a jetek és rövidebb ideig is tartanak, hiszen a burkolt felületek hőmegtartása miatt lassabban hűl a levegő és később következik be a határréteg elválása a sűrűlódó felszíni rétegtől.

Afrikában is elemezték a planetáris határrétegben zajló légköri jelenségeket, amit szintúgy SODAR-ral tettek meg (*Abdou et al.*, 2010). Nigéria környékén vizsgálták az alacsonyszintű szélsébség maximumokat, amelyek különösen nagy figyelmet érdemeltek, hiszen rengeteg ember él Afrika semi-arid területein, akiknek a megélhetése az esőzésektől függ. Az esőzésekért az Afrikai monszun felel, amiket rendszeresen erősítenek az alacsonyszintű jetek. A kutatás során korai reggel porviharokat észleltek, amikért szintén a felszínközeli szelet okolták. Végezetül pedig megállapították, hogy a jövőben a SODAR nagyon fontos szerepet játszhat a porfelhalmozódással kapcsolatos vizsgálatokban.

SODAR felhasználási területei

A meteorológiában a SODAR számos kutatási témakörben alkalmazható, hiszen a planetáris határréteg alsó néhány 100 méteréről szolgáltat adatokat, nagy idő- és térbeli felbontással. Segítségével információt nyerhetünk a keveredési réteg hőáramlási profiljáról, ezen felül megállapítható vele az inverziós réteg vastagsága (*Weill et al.*, 1980), a köd mélysége (*WMO*, 2008), a légköri stabilitás (*Guedalia et al.*, 1980) és a felszíni szennyezőanyag-terjedése is egyaránt (*Gera et al.*, 2013). Ez utóbbinál a szennyezőanyagszállításba az LLJ-k is szerepet játszanak (*Banta et al.*, 2006).

3. SODAR

3.1 Műszer leírás

3.1.1 Működési elv

A SODAR, más néven Sonic Detection and Ranging, olyan aktív távérzékelési eszköz, amelynek köszönhetően folytonos képet kaphatunk egy adott felszín feletti légréteg szélviszonyairól. A működése azon alapszik, hogy a műszer hanghullámokat bocsát ki a levegőbe, amelyek aztán kis léptékű turbulens hőmérsékleti- és sebesség-ingadozások következtében szétszóródnak. Ezeket a turbulens rétegeket az áramló levegő útjába kerülő természetes és mesterséges tárgyak is előidézhetik. Az így szétszórott hullámok egy része visszaverődik a hangforráshoz, amelyet légköri visszhangnak, más néven echo-nak nevezünk. Ezt detektálja a műszer (WMO, 2008). Az echo intenzitása sokkal kisebb a kibocsátott hanghullámoknál, mindemellett a gyengülés mértéke a visszaverődést szolgáló jelenség távolságától is nagymértékben függ (Nagy *et al.*, 1998).

A SODAR a Doppler-elv segítségével végez magassági szélmérést, amelynek lényege, hogy a hullámforrás és a megfigyelt jelenség egymáshoz képest mozog, így a kibocsátott hullám frekvenciája, és ezzel együtt a hullámhossza is eltolódik. Az eltolódás alapján kiszámítható a megfigyelt jelenség radiális mozgása:

$$f_r = \frac{c+u}{c-u} f_t \approx f_t \left(1 - 2\frac{u}{c}\right) \quad (20)$$

$$\Delta f = f_r - f_t = -2\frac{u}{c} f_t \quad (21)$$

Ahol az f_r a kibocsátott hullám frekvenciája, az f_t a beérkező, az antenna által fogadott hullám frekvenciája, Δf pedig a frekvencia eltolódás, amelynek mértékéből a sugár irányú szélesség határozható meg, az u . A hang terjedési sebessége pedig a c (330–340 m/s) (Scintec AG, 2015). Mivel az eltolódás a szélességnek a hullámterjedés irányába eső komponensével arányos, így a szélvektor egyetlen komponense határozható meg. Ahhoz, hogy háromdimenziós szélprofilot kapjunk (u , v , w) legkevesebb 3 irányú visszavert jel szükséges (Németh, 1998).

3.1.2 Felépítés

A SODAR egyik legfontosabb alkotó eleme az antenna, amely 825–1375 Hz-es frekvencia sávban bocsát ki hallható hanghullámokat különböző irányokba, amelyek közül

egy mindig függőleges irányú (Emeis, 2011).

Elrendezés szempontjából kétféle műszert különböztetünk meg: monostatikus és bistatikus SODAR. A monostatikus SODAR azonos helyen bocsátja ki és fogadja a hullámokat, míg a bistatikus SODAR-nál a hangkibocsátó és fogadó antenna egymástól elkülönítve helyezkedik el. A gyakorlatban a monostatikus SODAR-t alkalmazzák több helyen, mivel felépítése egyszerűbb (Mészáros, 2013).



4. ábra: A Budapesti Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren elhelyezett monostatikus SODAR rendszer (középen). A SODAR-hoz egy RASS bővítmény is csatlakozik, amelynek antennái találhatók két oldalt (saját fotó).

A SODAR működésében szintén fontos szerepet játszik a jelfeldolgozó egység, amely a mért adatokat automatikusan tárolja, szűri, illetve feldolgozza. A műszer a szoftverének köszönhetően a nyers adatokból elkészíti a szélprofil, amelyet aztán grafikusán is megjelenít (Kallistratova et al., 2009). A SODAR működéséhez biztosítani kell a megfelelő energiaellátást, így fontos tartozéka a tápegység is. Ezenkívül tartozik a műszerhez egy árnyékoló berendezés is, amely a különböző zajforrásokot szűri, amely elengedhetetlen a pontos mérés érdekében (Scintec AG, 2015).

3.1.3 Zajok

A SODAR működését jelentősen befolyásolják légköri jelenségek, természetes és antropogén eredetű tereptárgyak, valamint élőlények is. Ezek a tényezők módosíthatják az adatokat, illetve a mérési magasságokat (WMO, 2008), ami további problémákhoz vezethet az adatfeldolgozáskor. Célszerű ezeket felmérni, illetve, ha lehetőségünk van rá kiküszöbölni mielőtt a SODAR-ral való mérést megkezdénénk.

A légköri állapothatározók közül a hőmérséklet, a páratartalom és a nyomás is

módosíthatja a SODAR jelek terjedését. Nedves és meleg légrétegben jobban terjednek az akusztikus hullámok, megnövelve ezzel a SODAR hatótávolságát, ellenben szignifikáns csapadék tevékenységeknél nem szolgáltat megbízható adatokat a radar (*Abdou, 2010*). Továbbá az erős széllokések is hozzájárulnak az adatok módosításához, hiszen egy-egy ilyen esetben a hanghullámokat elsodorja az erős áramlás, így nem jutnak vissza az érzékelő antennához. A SODAR jelek a légkörben lévő turbulens örvényekről verődnek vissza, így azok jelenléte meghatározó a mérések szempontjából. Mivel nappal a besugárzás hatására megindulnak a konvektív folyamatok, erős turbulens átkeveredéssel, így a műszer által szolgáltatott adatok minősége javul. Ezzel ellentétben turbulencia hiányában a jel-zaj arány romlik, azaz nő a valószínűsége, hogy hibás adatot kapunk. Ez a probléma a sötétedés előtti és a hajnali órákban áll fenn leginkább (*Emeis, 2011*).

A légköri jelenségeken kívül más tényezők is növelik a zajt. A hanghullámok visszaverődhetnek fákról, hegyekről, épületekről és akár levegőben lévő élőlényekről is. Továbbá a közlekedési zajok is hatással lehetnek a mérési eredményekre. Ezek elkerülése érdekében érdemes lakott területen kívül, nyílt területre telepíteni a műszert és érdemes körülkeríteni védő kerítéssel is, hogy védve legyen a vadon élő állatoktól (*Scintec AG, 2015*). Ezenfelül nemcsak azért érdemes kitelepíteni a városból, mert a működését módosíthatják az egyes zajhatások, hanem mert a SODAR hallható hanghullámokat bocsájt ki, ami viszont a környezetében élőket zavarhatja, még az árnyékoló lemez ellenére is (*Emeis, 2011*).

3.2 A vizsgált időszak

Kutatásunkhoz a Budapesti Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtérre telepített SODAR szolgáltatotta az adatokat, amelyekhez a Hungarocontrol Zrt. segítségével jutottunk hozzá. Két teljes évet vizsgáltunk 2016. januárjától 2017. decemberéig bezárólag. Az adatokat több formátumban is előállította a műszer, ezek közül az „.mnd” kiterjesztésű fájlokkal dolgoztunk.

Egy-egy „.mnd” fájl egy teljes nap adatsorát tartalmazta, így összesen 731 fájl állt a rendelkezésünkre, melyben a vizsgált magassági szint (z), a szélesség ($speed$), a szélirány (dir), a geosztrófikus szél u és v komponense (U_{geo} , V_{geo}), valamint egyéb mért és származtatott paraméterek is szerepeltek. A munkánk során csak a magassági szinttel, a szélességgel és a széliránnyal foglalkoztunk, valamint a hozzájuk kapcsolódó időpontokkal. Ahogyan az 5. ábrán is látható, a fájlok elején található a dátum és a mérési időpont, azt követően néhány alapinformáció, majd a hibás mérések jelölései, végül pedig a

mérések.

```
FORMAT-1
2016-06-01 00:15:00 0
XFAS
6 77 49
#
# File information
#
device serial number      : A-D-0434
station code              : Budapest Airport
software version          : APRun 1.48
antenna azimuth angle [deg] : 320
height above ground [m]   : 0
height above sea level [m] : 140
#
# file type
#
Main Data
#
# variable definitions
#
height # z # m # Z1 # 0 # 99999
wind speed # speed # m/s # G1 # 0 # 99.99
wind direction # dir # deg # R1 # 0 # 999.9
wind U geo # U_geo # m/s # X3 # 0 # 99.99
wind V geo # V_geo # m/s # Y3 # 0 # 99.99
wind U # U # m/s # X2 # 0 # 99.99
wind U [QC class] # U[QCC] # # S # 0 # 999
#
# beginning of data block
#
2016-06-01 00:15:00 00:15:00
#FG h_range h_inv h_mixing H u* L*
5 260 99999 260 9999.9 99.99 999999
# z speed dir U_geo V_geo U U[QCC] U[ign]
40 1.04 244.7 0.94 0.45 1.01 10 1.01
60 2.24 239.8 1.93 1.13 2.21 11 2.21
80 2.91 240.5 2.53 1.43 2.86 11 2.86
100 3.82 239.3 3.28 1.95 3.77 11 3.77
120 4.73 238.1 4.02 2.50 4.68 11 4.68
140 5.50 236.7 4.60 3.01 5.46 11 5.46
160 6.01 234.3 4.88 3.50 5.99 10 5.99
180 6.46 229.5 4.91 4.20 6.46 10 6.46
200 6.79 226.4 4.92 4.68 6.78 10 6.78
```

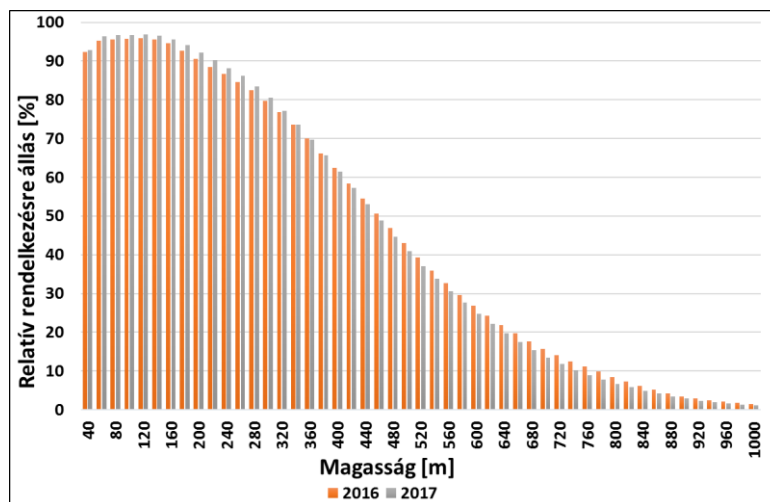
5. ábra: A feldolgozott fájlok egy mintája.

3.2.1 Adatok

A SODAR általi mintavételezés hosszabb mérési ciklusban történik, amelyből egy 15 percnél 30 perces átlagot készít a feldolgozó szoftver. Ennek alapján 24x4, azaz 96 mérési időpont van egy nap, ami természetesen lehet kevesebb is, ha áramszünet, kapcsolódási nehézség vagy bármiféle technikai probléma merül fel. Az adatok 40 és 1000 méter között, 20 méterenként álltak a rendelkezésünkre, összesen 49 mérési magasságban. A vizsgált időszakban többször fordultak elő olyan esetek, amelyekben nem szerepelt mind a 49 magassági szint, ami azzal magyarázható, hogy a SODAR mérési magasságát korlátozza a keverési réteg magassága (*Kallistratova et al.*, 2009). Az is előfordult, hogy turbulencia hiányában a műszer által kibocsátott hanghullámok nem tudtak visszaverődni, így ilyen esetekben a SODAR hibás adatokat szolgáltatott vagy a mérések átmenetileg szüneteltek. Ezeken felül a mérést különböző zaj hatások is gyengíthetik, minek köszönhetően a műszer egy bizonyos zajértéken túl hibásnak minősíti az adatokat.

A 6. ábrán az látható, hogy az adatok rendelkezésre állása fokozatosan csökken a magassággal. Körülbelül 300 m-es magasságig az adatok több, mint 80%-a felhasználható volt, így ebben a rétegben lehetett a legnagyobb pontossággal vizsgálatokat végezni. Az is

észrevehető, hogy a legalacsonyabb mérési szinten minimálisan nagyobb volt a hibás adatok száma, mint az azt követő néhány szinten, amely a felszínnel való közvetlen kapcsolatnak köszönhető, valamint itt még egy-egy magasabb épület is befolyásolhatta a SODAR mérését. Magasabban, 460–480 m körül már az adatok több, mint fele hibás volt vagy nem állt rendelkezésre, ami a magassággal fokozatosan tovább romlott, így 1000 méternél már csak 1–2%-ban álltak információk a rendelkezésünkre. A két évet összehasonlítva számottevő eltérést nem tapasztaltunk.



6. ábra: Az adatok magasság szerinti rendelkezésre állása a vizsgált két évben.

3.2.2 Hibaszűrés

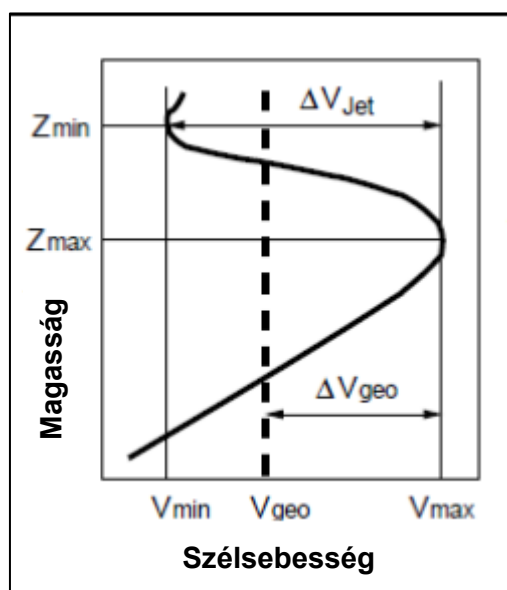
Annak érdekében, hogy az adatok rendelkezésre állását javítsuk, a vizsgálatainkat hibaszűréssel kezdtük meg. Minden időpontban olyan magassági szinteket kerestünk, ahol a mérés hibás volt, azonban az alatta és felette lévő szinten voltak mérési eredmények. Ahol ez a feltétel teljesült, ott a hibás értékeket feltöltöttük átlagolt értékekkel, ezzel növelve a használható adataink számát. Még így is viszonylag sok esetben észleltünk olyat, hogy csak 2 adat hiányzott a 49 mérési magasságból, ami miatt az egész adatsor használhatatlanná vált. Hogy ezt a hibát is kiküszöböljük további átlagolt értékekkel töltöttük fel az adatsort, de csak abban az esetben, ha az átlagolandó mérési adatok közötti szélsőérték értéke nem haladta meg a 3 m/s-ot. Amennyiben nagyobb volt a szélsőérték különbség vagy 2-nél több adat is hibás volt, nem foglalkoztunk tovább a rossz érték feletti magassági szintekkel.

Ezt követően hozzá kezdtünk a szélprofil vizsgálatokhoz, amelyek elsődleges célja az alacsony szintű jetek azonosítása volt. Ehhez azonban elengedhetetlen a pontos jet definíciók ismerete.

4. Alacsonyszintű jet azonosítási módszerek

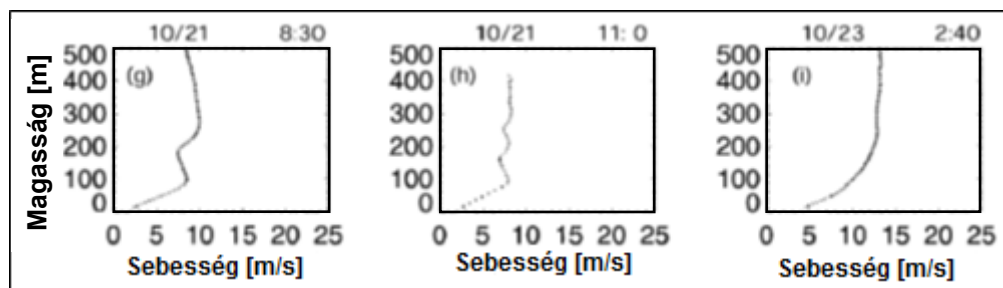
4.1 Jet definíciók

Számos alacsonyszintű jet definíciót különböztetünk meg, hiszen idő és térbeli skálán nagyon eltérőek lehetnek. Minden olyan szélesség maximumot, ami az alsó troposzférában helyezkedik el és a magasabb szinteken lecsökken, alacsonyszintű jetnek nevezünk.



7. ábra: Az ideális jet profil (Kallistratova et al., 2009).

Jól látható a 7.ábrán, hogy általában LLJ esetén a szél egy bizonyos magasságig (Z_{max}) folyamatosan nő, ahol a vertikális szélprofil a maximum értékét veszi fel (V_{max}), majd elkezd csökkenni és elér egy lokális minimum szintet (Z_{min}), ahol a szélesség értéke a jet fölött lokálisan a legkisebb (V_{min}). A jet-magban uralkodó szélesség meghaladja a geosztrófikus szélességet (V_{geo}), azaz szupergeosztrófikusává válik. A kettő közti eltérést ΔV_{geo} jelöli. Minél nagyobb ΔV_{geo} annál erősebb lesz az jet. Általában ez a vertikális szélprofil jellemzi az alacsonyszintű jeteket, de sok esetben módosult mintázatok is előfordulnak.



8. ábra: Különböző típusú jet profilok (Banta et al., 2002).

A különböző jet profilokban megjelenő 2–3 csúcú szélmaximum, éles-lapos orr annak köszönhető, hogy az egyes magassági szinteken a gyorsulás mértéke eltérő, amiben szerepet játszik a geosztrófikus szél magasság szerinti változása is. Mindemellett magyarázható azzal is, hogy a turbulenciák és a keverési tulajdonságok stabil körülmények között vertikális rétegzettséget mutatnak, ami szintűgy eltéréseket generál a szélmező függőleges profiljában (Banta et al., 2002).

Keletkezésük szempontjából is több féle definíciót különít el az irodalom, hiszen számos mechanizmus kiválthatja a felszín közeli csúcsokat. Az éjszakai alacsonyszintű jetek legfőbb kiváltója a Blackadar féle tehetetlenségi oszcilláció (Blackadar, 1957). Továbbá beszélhetünk orografikus akadály (Weaver & Nigam, 2008; Balmez, 2013), termikus kényszer erő (Parish, 2000) - ami legfőképpen az óceán és szárazföld eltérő felmelegedéséből adódik -, valamint szinoptikus jelenségek által keltett szélgyorsulásokról is. Az egyes típusok megkülönböztetésére még mindig nincsenek jól elkülönített kritériumok, hiszen általában több kényszer együttes hatásaként alakulnak ki az alacsonyszintű jetek (Djuric & Ladwig, 1983).

4.2 Jet kritériumok

Kezdetben vizuálisan próbálták meghatározni az alacsonyszintű jeket vertikális szélprofilok alapján. Azonban ez az eljárás nem bizonyult a legmegfelelőbbnek a hosszú adatsorok miatt, így szükségessé vált egy olyan technika kidolgozása, amelynek segítségével analitikus módon is meghatározható a jet. Bár sok esetben pontosabb a vizuális alapon történő eljárás, mégis gyorsabb és praktikusabb különféle kritériumok használata, amelyek aztán megkönnyítik a nagy sebességű szélcsatornák azonosítását.

A Blackadar által kidolgozott kritérium, minden olyan szignifikáns szélerősödést, amely alacsonyszinten jelentkezik a vertikális szélprofilban, alacsonyszintű jetnek tekint. Pontos küszöbértékeket is használt a definíció teljesüléséhez, miszerint a szélmaximum értéke legalább 2,5 m/s (5 csomó) és a magasabb szinten észlelt szélesebbesség minimuma

legalább 1,5 m/s-mal (3 csomóval) kisebb legyen (*Blackadar, 1957*). Ez a feltétel egy viszonylag gyenge feltételnek számít, hiszen a legtöbb országban az átlag szélesség ezt az elvárt maximális értéket meghaladja.

Bonner ennél már erősebb szélesség kritériumokat alkalmazott. A szélerősség alapján három csoportot hozott létre és minden olyan vertikális szélprofil alacsonyszintű jetként azonosított, amelyben a szélmaximum értéke legalább 12, 16 vagy 20 m/s volt és ez a sebesség a következő minimumig vagy 3 km-en belül a felére csökkent. Néhány publikációban megjelenik Bonner 0. kritériuma is, miszerint bármilyen szélmaximum 1,5 km alatt, ami 3 m/s-mal lecsökken a következő minimumig vagy 3 km-es magasságig szintén alacsonyszintű jetnek tekinthető (*Bonner, 1968*).

A legtöbb jet-kritérium alkalmazkodik az adott terület éghajlati viszonyaihoz, így hazai vonatkoztatásban a Blackadar féle kritérium túl gyengének, a Bonner féle kritérium túl erősnek bizonyult. Ennek alapján a hazai kutatásokban az 5 m/s-os szélesség maximumot tűzték ki határértéknek. Jakus definíciója alapján Magyarországon minden olyan a felszín és 2000 m között fellépő szélerősödést, amelynek értéke eléri vagy meghaladja az 5 m/s-ot és 5 m/s esetén 600 m-en belül, ennél nagyobb szélmaximumok esetén pedig 2000 m-en belül a felére csökken alacsonyszintű jetnek nevezünk (*Jakus, 1971*).

A fent említett kritériumokon felül még számos megközelítés létezik, amelyek közül érdemes megemlíteni néhányat. Létezik olyan jet definíció, miszerint a jet-mag alatt és felett, a szélesség értéke 2 m/s-mal kisebb, mint a jet-magban észlelt szélesség maximuma (*Banta et al., 2002*). Sok helyzetben küszöbértékek helyett viszonylagos értékeket szoktak alkalmazni. Ebben az esetben azt vizsgálják, hogy milyen százalékban haladja meg a szélmaximum a felette észlelt szélesség minimumát. A szélességeken kívül feltételként szolgálhat a jet időtartama is. Néhány publikációban meghatározzák, hogy csak az a szélerősödés nevezhető alacsonyszintű jetnek, amely legalább 1 órán keresztül fennáll (*Baas et al., 2009*). Természetesen ez az időkorlát változó lehet, hiszen megannyi jelenség befolyásolhatja a jetek élethosszát. Éppen ezért van olyan kutatás, ahol elkülönítik az egyedi és perzisztens, azaz több mérési időpontban fennálló jeteket (*Jakus, 1971*).

5. Eredmények

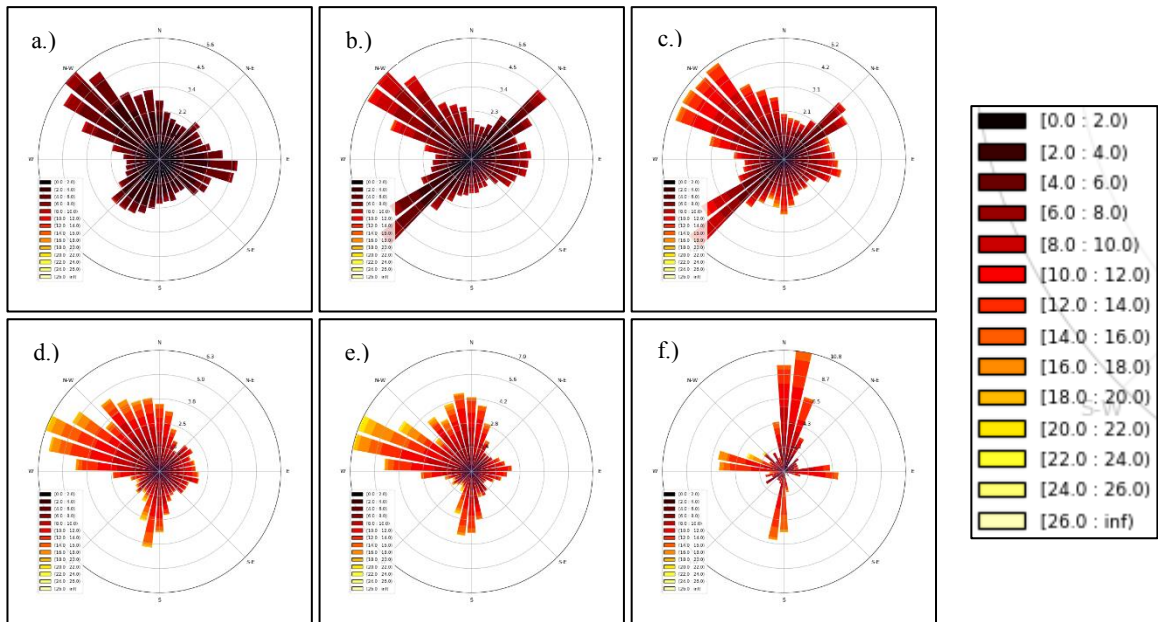
5.1 Szélirány vizsgálatok

A szélirány vizsgálata már a repülőtéri futópályák kialakításánál is fontos szerepet játszik, hiszen a pályairányt az uralkodó szélirány határozza meg. A légiforgalomban a fel- és leszállásokat lehetőséghez mérten szembeszélben hajtják végre a gépsebesség csökkenése (Horváth, 1978), valamint a felszálláshoz szükséges aerodinamikai felhajtóerő mielőbbi kialakulásának érdekében (Tél, 2006). A helyi szélviszonyoknak megfelelően a Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren két egymással párhuzamos pálya üzemel, ahol a pályák irányítotttsága északnyugat-délkelet.

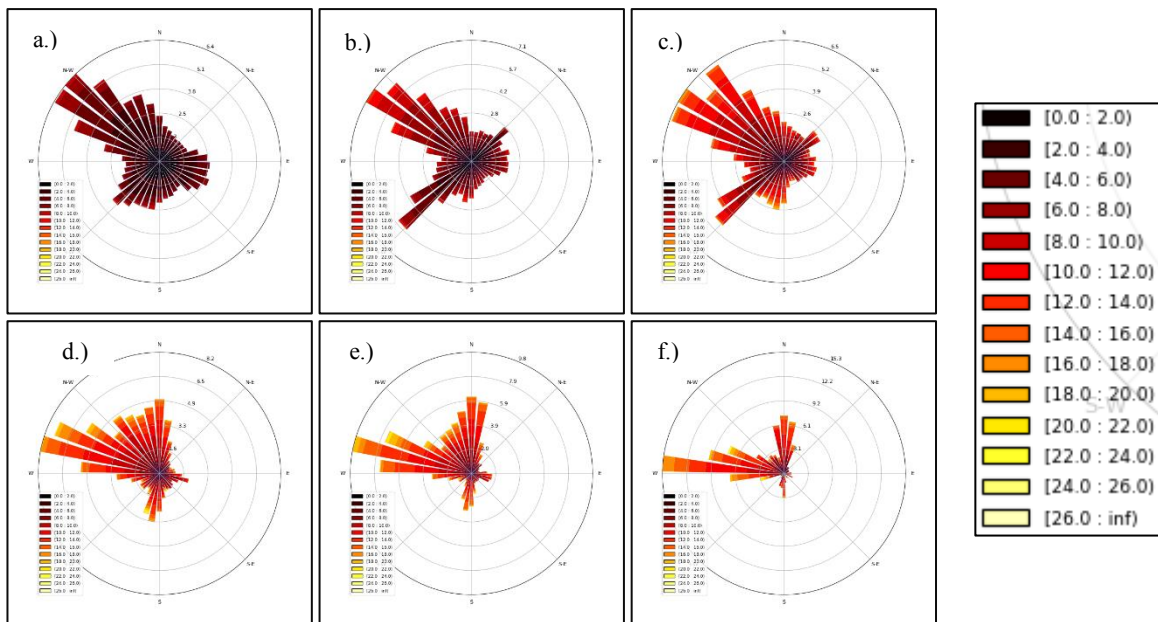
A repülőtér pályairányának alátámasztása érdekében, a szakdolgozatomban elsőként a szélirány gyakoriságot határoztuk meg, amelyet szélrózsákon jelenítettünk meg. Bár a futópályairány megválasztását a közvetlen felszíni szélirány és -sebesség szabja meg, ennek ellenére a rendelkezésünkre álló összes magassági szinten elemeztük a szélviszonyokat, a vertikális szélváltozások feltérképezése céljából. A 2016-os és 2017-es évet külön kezeltük, így összesen 2x49 szélrózsát generáltunk a SODAR adataiból, amelyeken a szélirány gyakoriság mellett a szélesebbesség gyakoriságot is ábrázoltuk.

Az iránygyakoriságot kevesebb, mint 10 fokként vizsgáltuk, így kaptunk egy viszonylag finomabb felbontású diagramot, amelyen a fő égtájakon (észak=N, kelet=E, dél=S, nyugat=W) kívül a másodrendű égtájakat (északkelet=N-E, délkelet=S-E, délnyugat=S-W, északnyugat=N-W) is megjelenítettük. A szélrózsa belsejében található koncentrikus körökön lévő szám a relatív gyakoriságot [%], míg a szélrózsa színezése a szélesebbesség [m/s] gyakoriságát fejezi ki. A színskála 2 m/s-os felbontású, ami a feketétől a pirosra át, egészen a világos drappig terjed, amely már a 26 m/s-os sebességet meghaladó szél esetén jelenik meg.

A 9. és 10. ábrán egyaránt jól látható, hogy már a SODAR legalacsonyabb mérési szintjén, 40 m-es magasságban megmutatkozik a Budapesten uralkodó északnyugati széljárás, amely mellett a délkeleti és a délnyugati irány alacsonyabb relatív gyakorisággal jelenik meg. Nem véletlen tehát, hogy a Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren 310° és 130°-os pályairányok használatosak, amelyeket a szélváltozásoknak megfelelően helyeznek üzembe.



9. ábra: A 2016-os év szélrózsái a.) 40 m-es, b.) 100 m-es, c.) 280 m-es, d.) 540 m-es, e.) 660 m-es és f.) 1000 m-es magasságban. A b) és c) ábrán interferencia okozza a DNY-ÉK-i nem valós csúcsokat. Jobb oldalon a felnagyított színskála látható, amelyen a szélsébség intervallumok m/s-ban értendők.

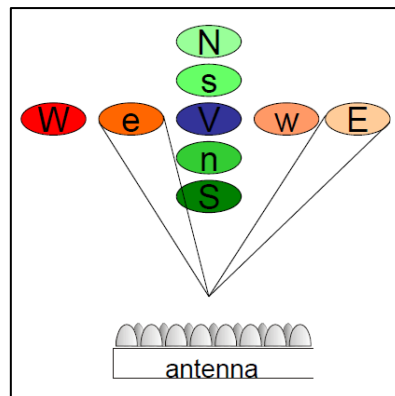


10. ábra: A 2017-es év szélrózsái a.) 40 m-es, b.) 100 m-es, c.) 280 m-es, d.) 540 m-es, e.) 660 m-es és f.) 1000 m-es magasságban. A b) és c) ábrán interferencia okozza a DNY-ÉK-i nem valós csúcsokat. Jobb oldalon a felnagyított színskála látható, amelyen a szélsébség intervallumok m/s-ban értendők.

A magassággal történő szélváltozásokat megvizsgálva, kis mértékű szélfordulást tapasztalhatunk, amely abban mutatkozik meg, hogy a szélrózsán domináló északnyugati szél fokozatosan átfordul nyugatiassá. Ennek oka, hogy a felszín közelében kialakuló súrlódási erő a magassággal csökken, így nagy magasságokban az egyensúlyi áramlásért már csak a nyomási gradiens erő és a Coriolis erő felel. Amennyiben a SODAR 1000 m-nél magasabb szinteken is végezne mérést, a szélsébség vektorok végpontjait összekötve

kirajzolódna az Ekman-spirál.

Ugyanakkor már a 9.f.) ábrán sem látható a magassági szélfordulás, hiszen a műszer legmagasabb mérési szintjén a szélirány gyakoriság meglepő kereszt alakban jelenik meg. Az adatok 800 m felett kevesebb, mint 10 %-ban álltak a rendelkezésünkre, azonban ez nem ad egyértelmű választ a kereszt alakzatra. A jelenség leglogikusabb magyarázata a SODAR mérési karakterisztikáira vezethető vissza. A műszer egy mérési ciklusban 8–8 hanghullámot bocsajt ki: a fő égtájak irányába, ezzel egyidejűleg az ellentétes irányokba, plusz egyet vertikálisan, ahogyan a 11. ábrán látható. Az adatok alapján az látható, hogy a SODAR érzékenysége akkor terjed ki ebbe a magasságba, ha az ottani szélirány egybe esik a hangkibocsátási irányokkal. Emiatt tehát a fő égtájak iránya felülreprezentáltan jelenik meg az egyéb irányok gyakoriságához képest. A műszer tehát magasabbra látott fel a fő égtájak irányába, amiből arra következtethetünk, hogy a SODAR mérései irányfüggőek, főleg nagy magasságokban. Ezek alapján megállapítható tehát egy méréstechnológiai tulajdonság, miszerint a SODAR magasságfüggő szélirány érzékenységgel bír, amely a fő égtájak esetén jelentkezik. A 10. f.) ábrán is hasonló okok miatt dominál a keleti és északi szélirány.



11. ábra: A SODAR által kibocsátott hanghullámok iránya (Scintec AG, 2015).

További érdekességként szolgált mindkét év esetén, a 100 m-en megjelenő délnyugatis szélkiugrás, amely megszűnt a magasabb mérési szinteken. Ez a nagy kiugrás meteorológiailag nem magyarázható, valószínűsíthetően valamilyen átmeneti interferencia okozhatja.

A szélrózsákon az irány gyakorisága mellett a színezésnek köszönhetően jól látható a szélesség magassággal történő erősödése is. Ahogy távolodunk a felszíntől a mély tónusú színek egyenletesen világosodnak ki, azaz egyre erősebb szelek uralkodnak a magasban. A továbbiakban a szélesség változásaival foglalkoztunk, az alacsonyszintű jetek kutatásának keretein belül.

5.2 Alacsonyszintű jet vizsgálatok

A munkánk során a SODAR üzembehelyezése óta teljes adatsorként rendelkezésre álló 2016-os és 2017-es évet elemeztük, amely egy viszonylag szűk adatbázisnak tekinthető, ennek ellenére ez az időszak is elegendő volt ahhoz, hogy megfigyeljük a jetek alapvető statisztikai jellemzőit mind napi, mind havi felbontásban.

Az említett két évben az alacsonyszintű jet vizsgálatokat 3 különböző, az 4.2 fejezetben részletesen bemutatott kritériumok alapján végeztük. Felhasználtunk a viszonylag gyengébb feltételű Blackadar-féle, a 3 különböző szélmaximum értékre alkalmazott Bonner-féle és a Jakus-féle jet kritériumot. Ez utóbbit 2 csoportra bontottuk, ahol külön vizsgáltuk a 4,5–5,5 m/s közé eső szélmaximumokat, amelyek 600 m-en belül felére csökkentek, ezek alkották az 5 m/s-os eredményeket, valamint külön az 5,5 m/s-os szélmaximumot meghaladó eseteket. A definíciókban felhasznált magassági korlátokat nem minden esetben tudtuk figyelembe venni, hiszen a SODAR maximális mérési magassága 1000 m, így értelemszerűen az ezt meghaladó korlátok helyett, a szélmaximumok felett megjelenő minimumokkal dolgoztunk.

<i>Jet kritérium</i>	<i>Blackadar</i> 2,5 m/s	<i>Bonner</i> 12 m/s	<i>Bonner</i> 16 m/s	<i>Bonner</i> 20 m/s	<i>Jakus</i> 5 m/s	<i>Jakus</i> >5 m/s
<i>összes jet db</i>	4575	19	4	1	330	397
<i>egyedi jet db</i>	1836	14	4	1	207	183
<i>perzisztens jet db</i>	2739	5	0	0	123	214
<i>Átlagos perzisztens jet élettartam</i>	≈ 1,5 óra	≈ 1,1 óra	-	-	≈ 1 óra	≈ 1,25 óra

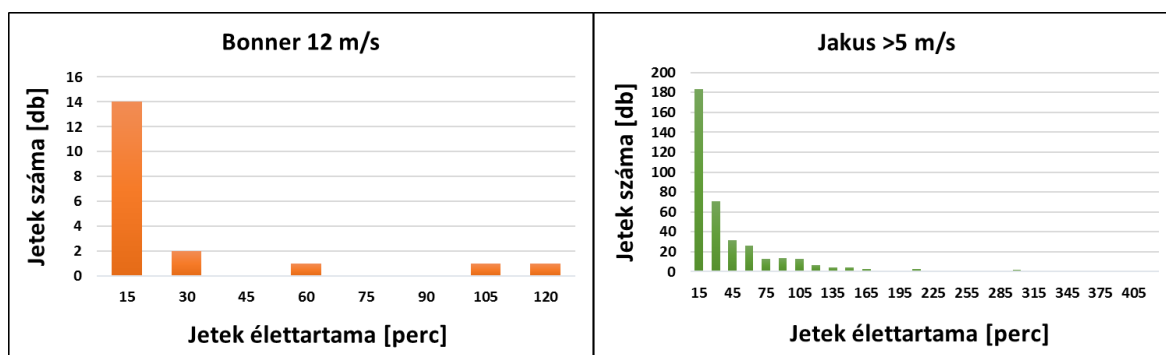
1.táblázat: Az LLJ-s események száma és átlagos élettartama különböző kritériumok alapján a vizsgált 2 éves időszakban.

Kezdetben az alacsonyszintű jetek számát határoztuk meg a fent említett 6 különböző feltétel szerint. Az eredményeket az 1. táblázatban foglaltuk össze, ahol jól látható, hogy a 2 év alatt a Blackadar-féle jetből fordult elő a legtöbb, ami a definícióban szereplő alacsony szélmaximum értéknek (2,5 m/s) köszönhető. Észrevehető, hogy minél magasabb szélmaximum található a kritériumban, annál kevesebb alacsonyszintű jetet diagnosztizáltunk a Budapesti Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren. Ennek oka, hogy Magyarországon az átlagos szélesség 2–4 m/s (Sándor & Wantuch, 2005), így a nagyobb

sebességű szélcsatornák (Bonner-féle jetek) kevésbé jellemzők Budapesten, hiszen a mérsékelt szélterületekhez leginkább a hazai jet kritériumok alkalmazkodnak.

Továbbá a táblázatban külön megjelenítettük az egyedi és perzisztens jetek számát, valamint a hosszabb ideig fennálló jelenségek átlagos élettartamát. A vizsgálataink során azzal szembesültünk, hogy az egyetlen időpontban észlelt jetek száma a legtöbb esetben az alacsony szintű jetek közel 40–60%-át teszi ki, még annak ellenére is, hogy kutatásunkban a jetek számának meghatározásánál időbeli korlátot alkalmaztunk. A jet-magban fellépő szélsősebesség a szélcsatorna fejlődése során gyengülhet, majd újra felerősödhet, így a jetek azonosításánál ezt is figyelembe kellett vennünk. Minden olyan jet-magban észlelt szélsősebesség gyengülést, amely 30 percnél nem tartott hosszabb ideig, az adott jet sajátosságának tekintettük és a gyengülést követően, a definícióknak újra megfelelő szélsősebességeket nem minősítettük újabb jetek kialakulásának. Az általunk meghatározott időkorlát fontos szerepet játszott a perzisztens jetek élettartamának vizsgálatában is, amely alapján nagy eltérés nem figyelhető meg az egyes jet definíciók között. Átlagosan az LLJ-k élettartama 1 óra körül ingadozik, de előfordult több, mint 20 órán keresztül fennálló jelenség is (2017.08.11. 17:45 – 2017.08.12. 14:15). Természetesen a hosszabb élettartamú jetek leginkább a Blackadar-féle jet csoportba tartoztak.

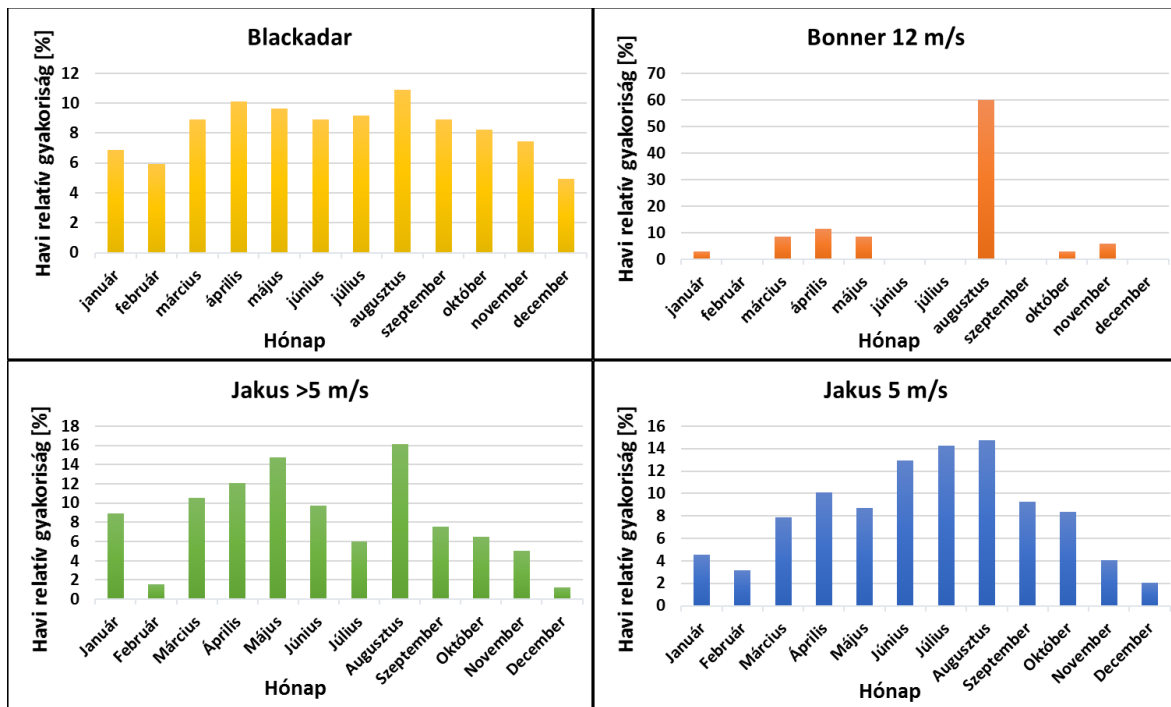
A 6 definíció alapján értelmezett jetek élettartamának eloszlása azonos tendenciát mutatott, amelyből a 12. ábrán kiemeltük a Bonner 12m/s-os és a Jakus 5 m/s-nál nagyobb sebességű jetek eloszlását. Az ábrákon jól látható, hogy az egyedi jetek dominálnak mindkét esetben és ahogyan nő az élettartam úgy csökken a jetek száma, azaz egyre kevesebb több óráig is tartó LLJ-t diagnosztizáltunk. Mindkét diagramon megfigyelhető 60 perc környékén egy megemelkedés, ami azt is alátámasztja, hogy a perzisztens jetek átlagos élettartama 1 óra körüli.



12. ábra: Az alacsony szintű jetek élettartamának gyakorisága 2 különböző kritérium alapján.

Az alacsony szintű jetek kutatása során fontos megállapítani, hogy éves viszonylatban milyen gyakran figyelhető meg a jelenség, ezért elemeztük LLJ-k előfordulásának

havonkénti relatív gyakoriságát az egyes kritériumok alapján (13. ábra). Mivel az általunk vizsgált adatbázisban a Bonner 16 és 20 m/s-os jettől viszonylag kevés fordult elő, így ezeket nem ábrázoltuk diagramon, azonban érdemes megemlíteni, hogy a 4 darab 16 m/s-ot meghaladó szélsatornából 3 darabot augusztusban, 1 darabot pedig novemberben észleltünk az egyetlen 20 m/s-ot meghaladó jettel együtt.



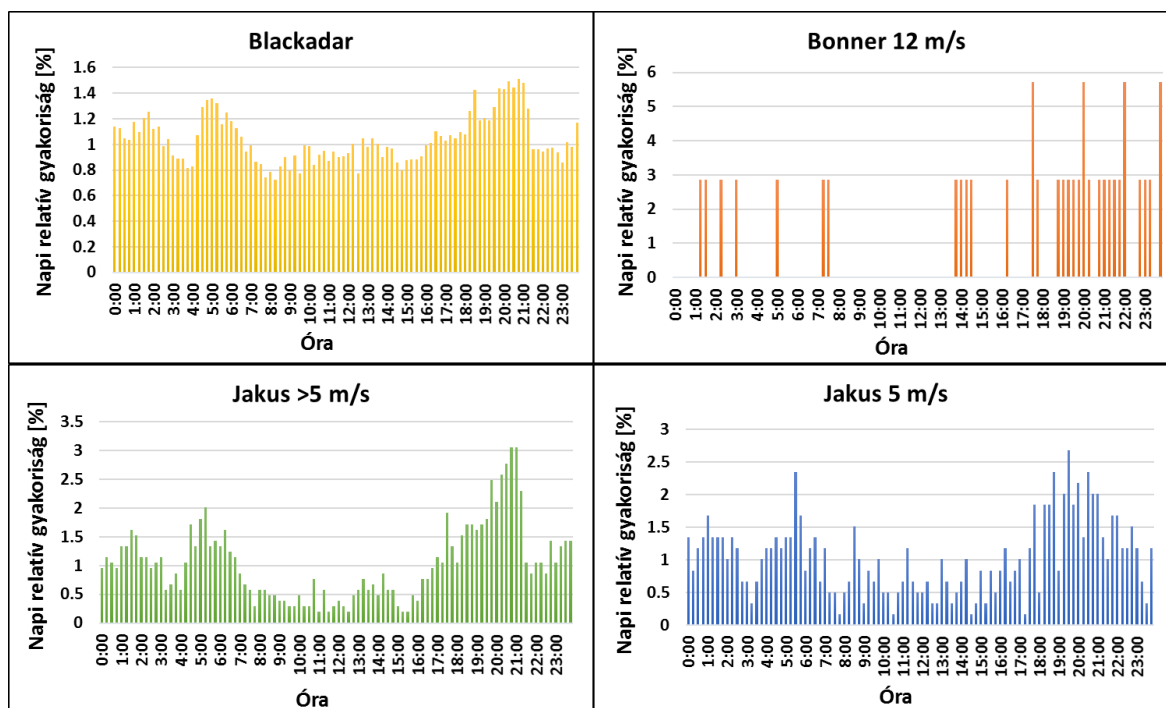
13. ábra: Az LLJ-k havonkénti relatív gyakorisága 4 különböző kritérium alapján.

Látható, hogy a jelenség leggyakrabban a nyári hónapok során fordulhat elő, augusztusi csúcsertéssel, de megfigyelhető egy másodlagos maximum is, a tavaszi hónapokban. A legalacsonyabb relatív gyakoriság a téli hónapokat jellemzi, azon belül is februárban és decemberben jelentkezhet legkisebb valószínűséggel alacsony szintű jetes esemény. Ez az éves tendencia mutatkozik mind a 4 kritérium esetén, annyi különbséggel, hogy minél több esetszámot diagnosztizáltunk, annál finomabb felbontású és kisebb szórású görbe rajzolódott ki a havi relatív gyakoriság diagramon. A szezonális változékonyság magyarázata az alacsony szintű jet-ek definíciójában rejlik: a szelesebb hónapokban ritkábban teljesül a vonatkozó kritérium, míg a kevésbé szeles nyári hónapok esetében gyakrabban.

A nagyobb erősségű jetek (Bonner kritériumok és Hazai >5 m/s-os kritérium) szempontjából tapasztalható még egy júliusi minimum is, ami alapján a kora nyári hónapokban kisebb erősségű jetekre lehet számítani, míg a kevés esetszám ellenére talán érzékelhető, hogy a nagyobb szélsőségek LLJ-k nyár végén, valamint ősszel, különösen a

novemberi hónapban jelentkezhetnek.

Az alacsony szintű jetek napszakos eloszlása is fontos tényezője volt a statisztikai kutatásunknak. A korábbi ismereteink alapján az előfeltevésünk az volt, hogy a jetek legnagyobb gyakorisággal az éjjeli órákban jelennek meg a súrlódási réteg elkülönülésének köszönhetően és megszűnésüket a nappal beinduló konvektív folyamatok szabályozzák. Az LLJ-k SODAR adatai alapján előállított napszakos relatív gyakorisága a 14. ábrán látható.



14. ábra: Az LLJ-k napszakos relatív gyakorisága 4 különböző kritérium alapján.

Az előző elemzéshez hasonlóan a Bonner 16 és 20 m/s-os jetek gyakoriságát külön nem ábráztuk, de már ehhez a kis esetszámhoz tartozó relatív gyakoriság is alátámasztotta az előfeltevésünk, hiszen mind az 5 darab nagy erősségű jetes esemény 17:00 és hajnali 2:00 között fordult elő.

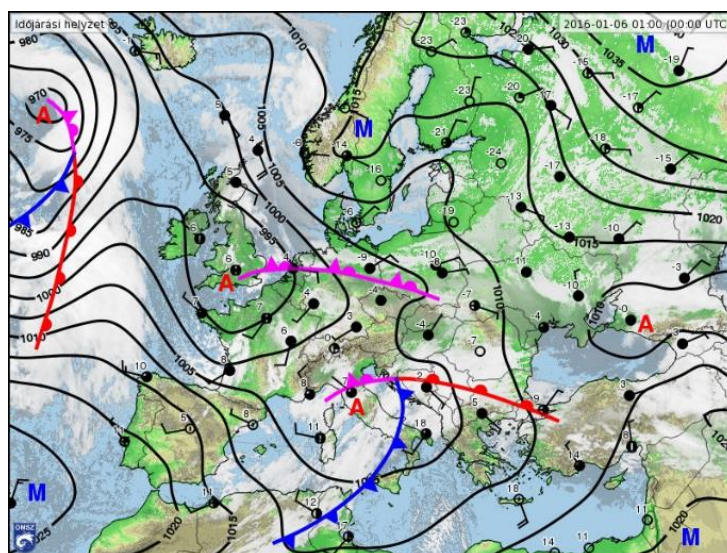
Ha a 14. ábrára tekintünk, talán a hazai jetek esetében vehető leginkább észre az előfordulások napi maximuma 18:00 és 21:00 között, amely mellett minimálisan kisebb relatív gyakorisággal megjelenik egy második maximum is 4:00 és 6:00 között. Továbbá a diagramokról egyértelműen kivehető az alacsony szintű jetek minimuma, amely a déli órákra esik. Az általunk vizsgált definíciók alapján a jelenség napszakos változása azonos tendenciát követ, amelyet a súrlódási réteg kicserélődési folyamatai szabályoznak.

6. Esettanulmány

A statisztikai elemzések után fontosnak tartottuk egy-egy alacsonyszintű jetes esemény időjárási helyzetének bemutatását is. A vizsgált időszakból 3 időpontot emelnénk ki, amelyekben különböző erősségű és időtartamú szélerősödések alakultak ki. Az esettanulmányok elkészítéséhez az OMSZ Időjárási Napijelentés kiadványát használtuk fel, amelyhez elektronikus úton fértünk hozzá a *met.hu* weblapon.

6.1. 2016. január 6.

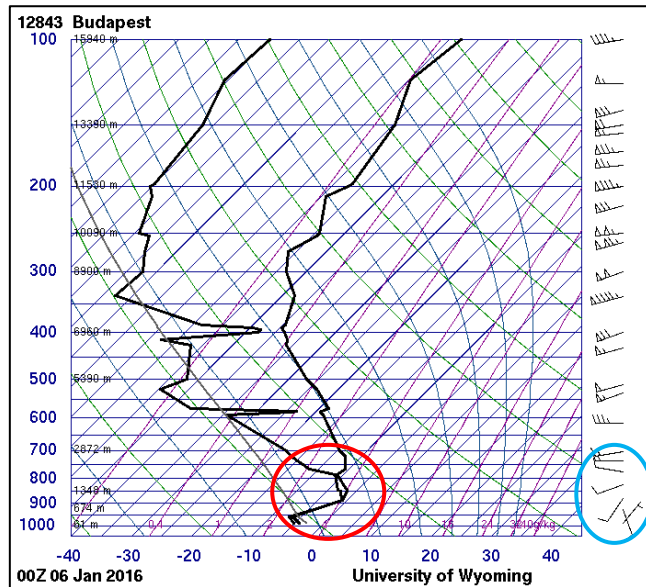
A vizsgált napon Európa térségében többközéppontú ciklonrendszer alakította az időjárást, amelynek köszönhetően erősen felhős volt az ég, többfelé csapadék, az éles délnyugati melegfront mentén a Dinári-hegységben még havazás is előfordult. A zord szibériai hideg, az enyhe atlanti és a mediterrán ciklonképződésnek köszönhetően a Szaharából érkező szubtrópusi levegő keveredett Európa felett, amely markáns hőmérséklet különbségeket eredményezett. A Skandináv-félszigeten anticiklonális helyzet uralkodott, kevesebb felhőtakaróval, aminek köszönhetően jelentősen fagypont alatti hőmérsékletek uralták az éjszakákat.



125. ábra: Európa időjárási helyzete 2016. január 6-án 00 UTC-kor. Forrás: OMSZ.

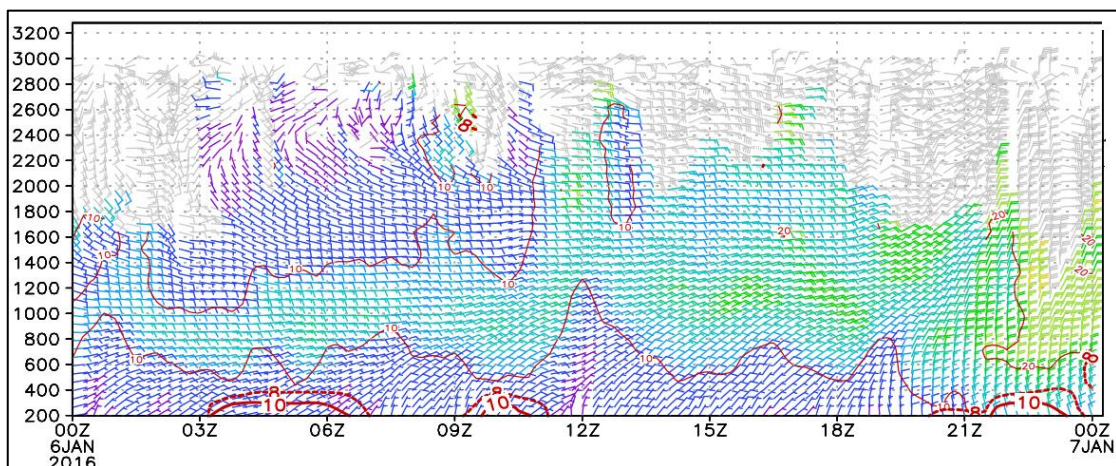
Hazánkban kevésbé volt változatos az időjárás. Javarészt borult égbolt jellemezte, így a hideg levegő megrekedt az ország felett, a hőmérséklet alig változott. Országszerte csapadékos idő volt, az északi területeken havazás, délen ónos eső és egyes területeken fagyott eső is előfordult. A délután folyamán a mediterrán ciklon elérte országunk délnyugati részét, mellyel együtt egy újabb csapadéköna érkezett.

Az így kialakult időjárási helyzet kedvezett a hazai 5 m/s-nál magasabb erősségű alacsonyszintű jet kialakulásában, hiszen a medencében megrekedt hideg levegő lehetővé tette, hogy egész napos inverzió álljon fent. Ez a jelenség igen gyakori a téli hónapokban, legtöbbször napokig fennáll, míg a hideg légtömeget ki nem söpri egy hidegadvекció, például egy hidegfront.



16. ábra: A vertikális szélprofil rádiószondás adatok alapján 2016. január 6-án 00 UTC-kor. Az ábrán piros kör az inverziót, míg a kék kör a szél erősödést és szélnyírást emeli ki.
 Forrás: weather.uwyo.edu.

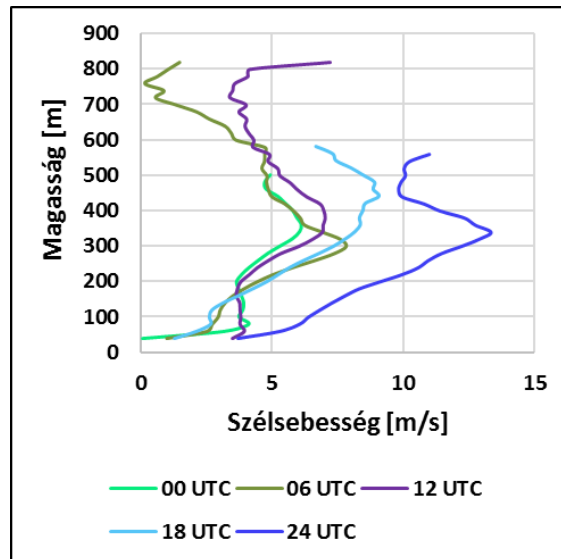
Az alacsonyszintű jet ferdediagramon is észlelhető, amelyet a 16. ábrán láthatunk. Körülbelül 700 m-es magassági szint alatt megfigyelhetünk egy markáns szélesebbég növekedést, amely szélirány változással is jár. Ez a változás viszonylag keskeny rétegben következett be, így az inverzió alatt szélnyírásról beszélhetünk, amely egyik meghatározó jelensége az alacsonyszintű jeteknek.



17. ábra: A SODAR által előállított szélprofil 2016. január 6-án.

Az általunk vizsgált jet egésznap fennállt, ami köszönhető a felhős, borult időnek,

hiszen napsütés hiányában a konvektív folyamatok nem indulnak be, így semmi nem gátolja a jet képződését. Ez jól látható a SODAR adataiból is (17. ábra), amelyet a műszer nagy felbontásának köszönhetünk. A függőleges tengely a magasságot jelöli lábban kifejezve, a vízszintes tengely pedig az időt, amit Z-vel jelölnek a zulu rövidítés által, azonban megegyezik az UTC-s idővel. A piros görbék a 10 csomónkénti izotachákat jelölik. Körülbelül 300 m-es magassági szinten (1000 láb) végig követhető a jet-magjának tengelye, amely a nap folyamán gyenge ingadozást mutat.

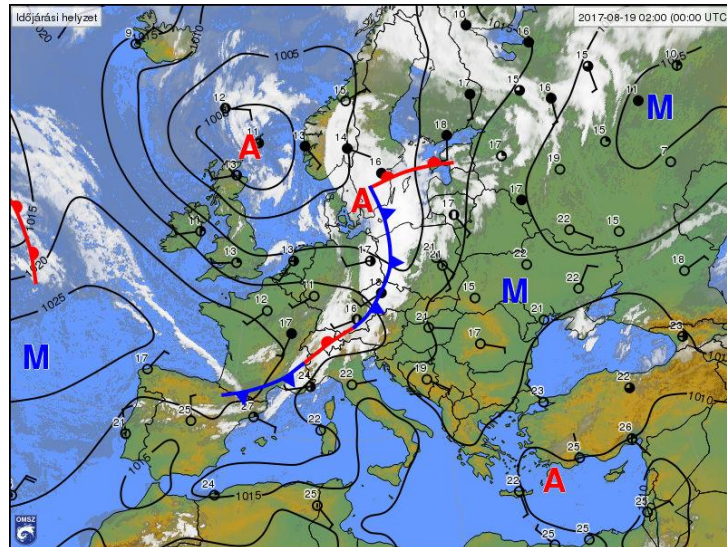


18. ábra: Vertikális szélsebesség profil 2016. január 6-án 00–24 UTC közötti időszakban.

A szélsebesség a nap folyamán fokozatosan erősödött, január 7-én 00 UTC-kor már elérte a 13 m/s-ot is, ennek ellenére mégsem soroljuk a Bonner féle 12 m/s-os jetek közé, hiszen az abban leírt feltételeknek nem felel meg. Azonban, ha végig nézzük a jelenlegi szinoptikus helyzetet és a SODAR által ábrát, egyértelműen megállapíthatjuk, hogy egész napos jelenségről volt szó.

6.2. 2017. augusztus 19.

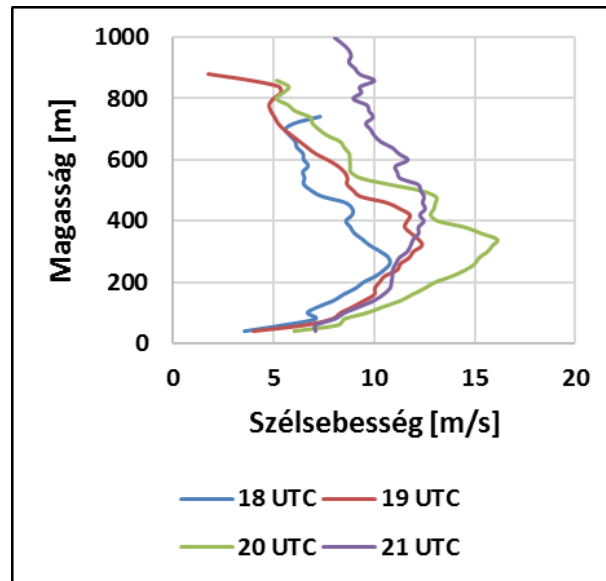
A következő vizsgált napon Európát egy hosszú, egészen Spanyolország északi részétől a Skandináv-félszigetig húzódó frontrendszer szelte ketté. A front mentén sok felé zápor, helyenként zivatar is kialakult. A frontvonalától északnyugatra alacsony nyomás és viszonylag hűvös idő uralkodott, míg Európa keleti térségeiben az anticiklonális helyzetnek köszönhetően több helyen 38 °C fölé is emelkedett a hőmérséklet.



19. ábra: Európa időjárási helyzete 2017. augusztus 19-én 00 UTC-kor. Forrás: OMSZ.

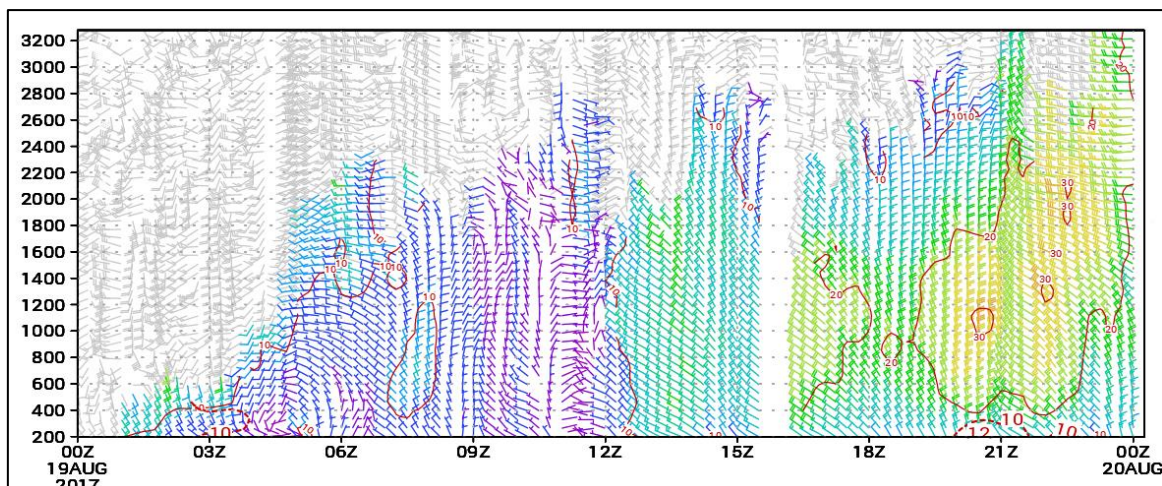
Magyarország nagy részét a délelőtti órákban napsütéses idő jellemezte, kisebb fátyolfelhők jelenlétével. Azonban az említett frontrendszer kelet felé haladt, így a délutáni, esti órákban már elérte hazánk északnyugati részét, ahol jelentősen megnövekedett a felhőzet, helyenként zápor, zivatar is kialakult. Ekkor már az országot markáns hidegfront uralta, amelynek köszönhető a csapadék és a nagymértékű szélerősödés is.

A szélerősödés miatt 18:45-kor, 300 m-es magasságban alacsonyszintű jet alakulhatott ki, amelynek magjában a szélesebesség meghaladta a 12 m/s-os értéket. Ekkor a Bonner féle kritérium 12 m/s-os csoportjába tartozott a jet, azonban a szél tovább erősödött, míg el nem érte maximális értékét, amelynek alapján már a 16 m/s-os kategóriát erősítette. A 20. ábra az augusztus 19-ei jet fejlődésének vertikális szélprofilját jeleníti meg. Észrevehető, hogy 21 UTC-kor a jet már nem állt fenn, hiszen a szélesebesség csökkenni kezdett.



20. ábra: Vertikális szélesebesség profil 2017. augusztus 19-én 18 UTC - 21 UTC közötti időszakban.

A SODAR által generált szélmezőn (21. ábra) azonban az látszik, hogy a jet tovább fejlődött 21 UTC után is, csupán a műszer által mért magasságok nem voltak alkalmasak a jet-mag feletti szélesebesség csökkenés megjelenítésére. Mindazonáltal látható, hogy a jet-mag egyre magasabb szintekre tolódott és egy többközpontú rendszerré fejlődött, amelynek megszűnése az adatok alapján nem derült ki, hiszen a SODAR augusztus 20-án 4:30-kor szolgáltatta a legközelebbi adatokat. Valószínűleg a műszer, a nagy zaj miatt nem mért valós adatokat az említett időintervallumban, amely a tanulmányunk során többször is előfordult. Augusztus 19-én 16 UTC körül is ez okozta a problémát, amely a 21. ábrán is szembetűnő.

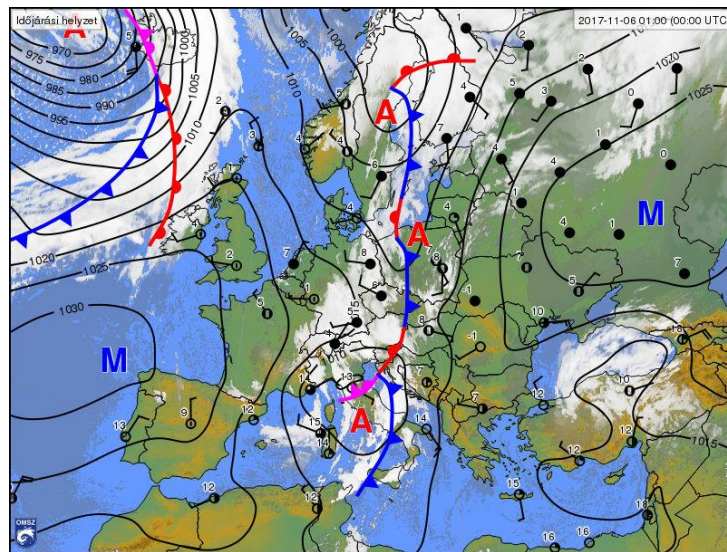


21. ábra: A SODAR által előállított szélprofil 2017. augusztus 19-én.

6.3. 2017. november 6.

Végezetül egy olyan alacsonyszintű jet szinoptikus helyzetét mutatjuk be, amely több szempontból is érdekes, hiszen kialakulása kapcsolatban állt a felső troposzférában megjelenő Rossby-hullámmal és a domborzattal is.

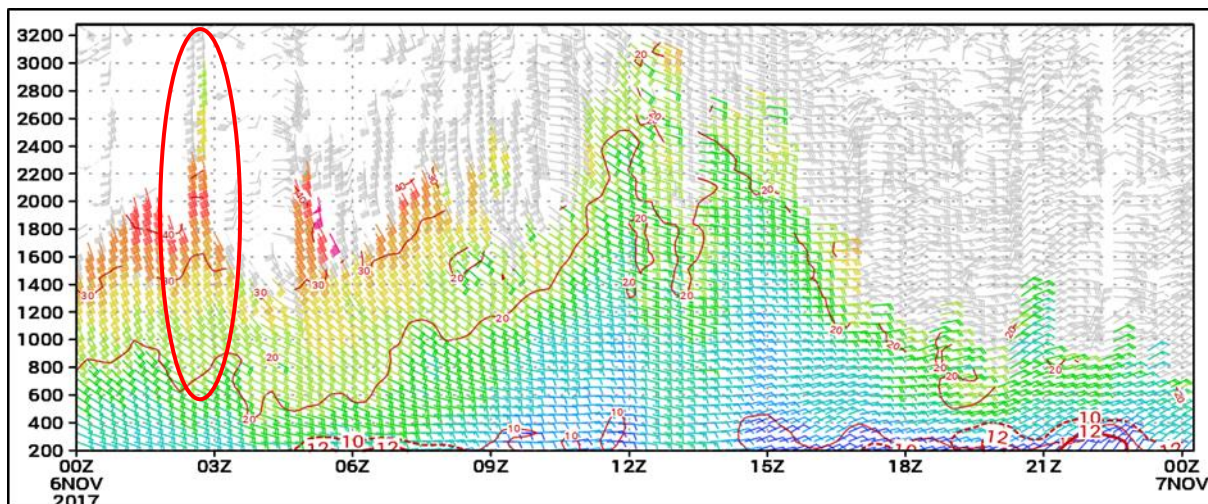
Európa keleti és nyugati oldalán anticiklonális képződmények alakították az időjárást, így felhőmentes, napos idő volt, azonban sok helyen napközben is köd uralkodott. A kontinens közepén egy frontálzóna húzódott végig, amely mentén alacsony nyomás uralkodott. Ezeken a területeken erősen felhős volt az égbolt, többfelé záporosó is kialakult.



22. ábra: Európa időjárási helyzete 2017. november 6-án 00 UTC-kor. Forrás: OMSZ.

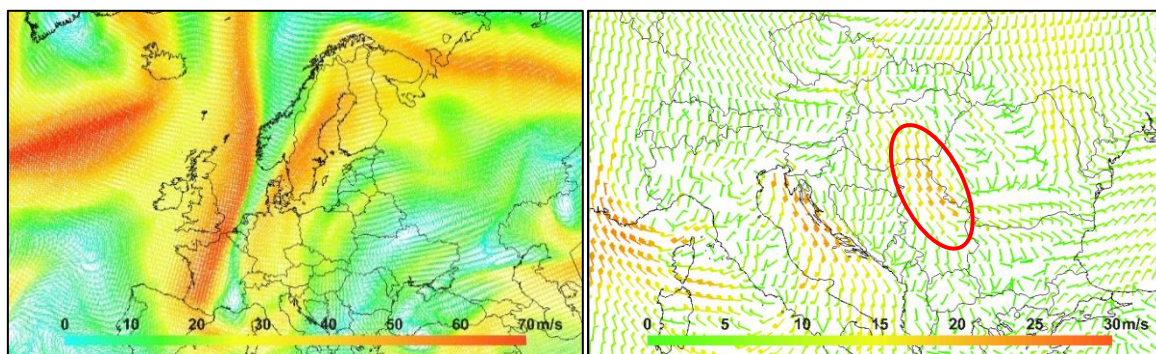
Országunkba nyugat felől érkezett a borús idő a front megjelenésével, amely kettős helyzetet alakított ki. Több helyen esett az eső, míg másutt sütött a nap. Az átlagos hőmérséklet 11 és 17 °C közé esett, azonban hazánk nyugati térségében alig emelkedett 10 °C-ig a hőmérő higanyszála.

Az általunk vizsgált 2 évben ezen a napon volt észlelhető az egyetlen Bonner féle jet, amely a 20 m/s-os kategóriába tartozott. Sajnos a SODAR adatai alapján egyedi jetként könyvelhető el, azonban nagy valószínűséggel több mérési időponton keresztül is fennálló jet alakult ki, amelyet a műszer megjelenítő rendszere csak az adatok nagy szélesség miatti kisebb megbízhatósága miatt nem ábrázolt.



23. ábra: A SODAR által előállított szélprofil 2017. november 6-án. A piros ellipszis az egyedi, 20 m/s-ot meghaladó jetet jelöli.

Azért választottuk ennek a jetnek a bemutatását, mert kialakulása kapcsolatban állt a felső troposzférában elhelyezkedő Rossby-hullámmal. Magyarország felett 00 UTC után egy jelentős amplitúdójú, egészen Grönland területétől a Mediterrán térségig kiterjedő Rossby-hullám haladt át nyugatról keletre, amely hatása érezhető 1000 m-es magassági szint alatt is. A hajnali órákban erős, 20 m/s-ot meghaladó, délies áramlás érkezett az országba egy keskeny légcatornán keresztül, amelyet a Déli-Kárpátok és a Szerb-érchegység alakított ki (24. ábra jobb oldali képén piros jelölés). A Budapesti Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren észlelt alacsonyszintű jet a domborzati akadály miatt erősödött fel, azonban a Rossy-hullám változásait követte, ami abban is megnyilvánult, hogy az egész országban déli, délkeleti szélirány volt jellemző.



24. ábra: Bal) 300hPa-os Rossby-hullám, jobb) 950 hPa-os szélmező 2017. november 6-án, 00 UTC-kor. A piros ellipszis a Kárpátok által kialakított légcatornában felerősödött szélsébséget jelöli.

A Rossby-hullám 300 hPa-on volt a legerősebb, azonban egész Európa területén módosította a felszínközeli szélmezőt, amiből arra lehet következtetni, hogy kapcsolatban lehet az alacsonyszintű jetek keletkezésével is, amit már 1970-es években is vizsgáltak (Parish, 2000).

7. Összefoglalás

Szakedolgozatomban a Budapesti Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér szélviszonyait vizsgáltuk két teljes éven keresztül (2016–2017). A munkánk során a SODAR méréseit használtuk fel, amely a kutatásunk céljából előnyösnek bizonyult a nagy tér és időbeli felbontásának köszönhetően.

Első lépésben a szélirány gyakoriságot tanulmányoztuk az adatsorból generált szélrózsák segítségével. Az eredményeinkben egyértelműen megmutatkozott a Budapesten uralkodó északnyugati szélirány, a magassággal történő szélfordulás és szélsébség növekedés. Mindemellett egy érdekes SODAR karakterisztikai tulajdonságra is fény derült, miszerint a műszer nagy magasságokban érzékenyebb a fő égtájakra.

A dolgozatom másik fő témája az alacsonyszintű jetek azonosítása volt, amit összesen 3 definíció, a Blackadar, a Bonner és a hazai kutatásokban alkalmazott kritérium alapján végeztünk el. A felhasznált jet-kritériumokban különböző szélsébség korlátok szerepeltek, amelyek közül a 2,5 m/s-os Blackadar minősült a leggyengébbnek, amely a magas esetszámban is megmutatkozott, míg a legerősebbnek a 20 m/s-os Bonner kritérium bizonyult, amelyből a rendelkezésünkre álló két évben egy darabot diagnosztizáltunk, egyetlen mérési időpontban. Ezek a kritériumok nem teljesen alkalmazkodtak Magyarország mérsékelt szeles területeihez, így felhasználtuk a hazai kutatások definícióit is, amelyekben 5 m/s-os vagy azt meghaladó szélsébség maximumok álltak.

Az LLJ-k esetszámának meghatározása után klimatológiai elemzést végeztünk. Az eredményeinket diagramokon ábráztuk, amelyek alapján látható volt az alacsonyszintű jetek évszakos és napszakos menete. A jelenség havi relatív gyakoriságában kettős maximum jelentkezett, miszerint tavasszal és nyáron fordulhat elő legnagyobb valószínűséggel jetes esemény. A napszakos relatív gyakoriság diagramjai alapján egyértelműen érzékelhető volt, hogy éjszakai jelenségről van szó, amely kialakulását és megszűnését a határrétegben megjelenő konvektív, keveredési folyamatok szabályozzák.

Hasonló eredményekre jutott a magyarországi kutatók közül, a Bodolai házaspár is, akik az 1970-es években vizsgálták az alacsonyszintű jetek statisztikai és kinematikai jellemzőit. Munkájuk annyiban tért el, hogy az adatokat rádió- és pilot ballon felszállások biztosították, amelyek a korai megfigyelésekben megbízhatónak minősültek, azonban a műszerek folyamatos fejlődésével a felszállásokban egyre több mérési hiba mutatkozott meg.

A határréteg meteorológiájának fordulópontját a távérzékelési eszközök megjelenése

idézte elő, amely sokkal szélesebb felbontású méréseket tett lehetővé, a kisebb méretű légköri képződmények sajátosságainak pontosabb meghatározásának érdekében. Ennek alapján a kutatásunkban megfelelőnek bizonyult a SODAR használata, amely hozzásegített a légkör egyik gyakori jelenségének, az alacsonyszintű jeteknek tanulmányozásához.

8. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek Kardos Péternek, akinek hála bepillantást nyerhettem a repülésmeteorológiába, miközben tanácsaival szakmai fejlődésemet segítette előre. Szakdolgozatom elkészülése végéig biztatott és készségesen állt rendelkezésemre bármiféle probléma esetén.

Hálával tartozom belső konzulensemnek is, dr. Breuer Hajnalkának, aki minden kérdésre és minden felmerülő nehézségre azonnal tudta a választ. Energiáját nem kímélve támogatta szakdolgozatom elkészülését a hét bármely napján, mindemellett maximalitásra ösztönzött.

Ezen kívül szeretném megköszönni Aninak, hogy mindig szakított rám időt, mind munka, mind kikapcsolódás terén.

Végül, de nem utolsó sorban köszönettel tartozom családomnak és barátaimnak a kitartó támogatásért, türelemért.

9. Irodalomjegyzék

- Abdou, K., Parker, D. J., Brooks, B., Kalthoff, N., Lebel, T., 2010: The diurnal cycle of lower boundary-layer wind in the West African monsoon. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 136(s1), 66–76.
- Arfeuille, G., Quintanilla-Montoya, A. L., Viesca González, F. C., Zizumbo Villarreal, L., 2015: Observational Characteristics of Low-Level Jets in Central Western Mexico. *Boundary-Layer Meteorology*, 155(3), 483–500.
- Baas, P., Bosveld, F. C., Klein Baltink, H., Holtslag, A. A. M., 2009: A Climatology of Nocturnal Low-Level Jets at Cabauw. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(8), 1627–1642.
- Balmez, M., Georgescu, F., 2015: The low-level jet for Bucharest's Airports – A study of its characteristics in winter season between 1959 and 1982. *Romanian Reports in Physics*, 67(2), 638–652.
- Banta, R. M., Newsom, R. K., Lundquist, J. K., Pichugina, Y. L., Coulter, R. L., Mahrt, L., 2002: Nocturnal Low-Level Jet Characteristics Over Kansas During Cases-99. *Boundary-Layer Meteorology*, 105(2), 221–252.
- Banta, R. M., Pichugina, Y. L., Newsom, R. K., 2003: Relationship between Low-Level Jet Properties and Turbulence Kinetic Energy in the Nocturnal Stable Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(20), 2549–2555.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 38(5), 283–290.
- Bodolai, I., Jakus, E., 1970: A Jet Model of the Warm Sector. *Időjárás*, 74, 239–244.
- Bodolai, I., Jakus, E., 1974: Vertikális szélnyírás alacsonyszinti jetekben. *Időjárás*, 78(1), 5–15.
- Bodolai, I., Jakus, E., 1975: Alacsonyszinti jet-ek anticiklonokban. *Időjárás*, 79(1), 5–16.
- Bonner, W. D., 1966: Case Study of Thunderstorm Activity in Relation of the Low-Level Jet. *Monthly Weather Review*, 94(3), 176–178.
- Bonner, W. D., 1968: Climatology of the Low Level Jet. *Monthly Weather Review*, 96(12), 833–850.
- Bonner, W. D., Esbensen, S., Greenberg, R., 1968: Kinematics of the Low-Level Jet. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 7(3), 339–347.
- Bonner, W. D., Winninghoff, F., 1969: Satellite Studies of Clouds and Cloud Bands near the Low-Level Jet. *Monthly Weather Review*, 97(7), 490–500.
- Bottyán, Zs., Sárközi, Sz., 1999: Az alacsonyszintű "orkáncsatorna", mint repülésre veszélyes időjárási tényező. Egy repülőgépkatasztrófa lehetséges magyarázata. *Repüléstudományi Közlemények*, 11(26), 53–62.
- Buajitti, K., Blackadar, A. K., 1957: Theoretical studies of diurnal wind-structure variations in the planetary boundary layer. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 83(358), 486–500.
- Conangla, L., Cuxart, J., 2006: On the Turbulence in the Upper Part of the Low-Level Jet: An Experimental and Numerical Study. *Boundary-Layer Meteorology*, 118(2), 379–400.
- Djuric, D., Ladwig, D. S., 1983: Southerly Low-Level Jet in the Winter Cyclones of the Southwestern Great Plains. *Monthly Weather Review*, 111(11), 2275–2281.
- Emeis, F., 2011: *Surface-Based Remote Sensing of the Atmospheric Boundary Layer*. Springer, Dordrecht Heidelberg London New York, 174 p.
- Gera, N., Gupta, N. C., Mohanan, V., Gera, B. S., Sodar studies of air pollution meteorology over Delhi. *International Journal of Scientific & Engineering Research*, 4(8), 1805–1811.

- Guedalia, D., Ntsila, A., Druilhet, A., Fontan, J., 1980: Monitoring of the Atmospheric Stability above an Urban and Suburban Site Using Sodar and Radon Measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 19(7), 839–848.
- Helmis, C. G., Halios, Ch. H., Asimakopoulos, D. N., 2002: A study of Low Level Jet characteristics using a Sodar-RASS profiling system. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 6, 2811–2813.
- Hoecker, W. H., 1963: Three Southerly Low-Level Jet Systems Delineated by the Weather Bureau Special Pibal Network of 1961. *Monthly Weather Review*, 91(10), 573–582.
- Holton, J. R., 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus*, 19(2), 199–205.
- Horváth, L., 1978: *Repülési Meteorológia*. Tankönyvkiadó, Budapest. 285 p.
- Jakus, E., 1971: Alacsonyszinti jet-ek a Kárpátmedencében. *Időjárás*, 75, 158–171.
- Kallistratova, M. A., Kouznetsov, R. D., Kramar, V. F., Kuznetsov, D. D., 2013: Profiles of Wind Speed Variances within Nocturnal Low-Level Jets Observed with a Sodar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(9), 1970–1977.
- Kallistratova, M., Kouznetsov, R. D., Kuznetsov, D. D., Kuznetsova, I. N., Nakhaev, M., Chirokova, G., 2009: Summertime low-level jet characteristics measured by sodars over rural and urban areas. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(3), 289–295.
- Markowski, P., Richardson, Y., 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, PA, USA, 430 p.
- 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. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 35(4), 166–170.
- Mészáros, R., 2013: *Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 205 p.
- Nagy, J., Gyarmati, Gy., Dombai, F., 1998: Radarok az időjárás megfigyelésében. *A Természet Világa* 1998/I. különszáma, 25–27.
- Németh, P., 1998: A légkör függőleges szondázása. *A Természet Világa* 1998/I. különszáma, 22–24.
- Parish, T. R., 2000: Forcing of the Summertime Low-Level Jet along the California Coast. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 39(12), 2421–2433.
- Sándor, V., és Wantuch, F., 2005: *Repülésmeteorológia*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 272 p.
- Scintec AG, 2015: *Scintec Flat Array Sodars – Training Manual*. Scintec AG, Rottenburg, Germany, 26 p.
- Shapiro, A., Fedorovich, E., 2010: Analytical description of a nocturnal low-level jet. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 136(650), 1255–1262.
- Stensrud, D. J., 1996: Importance of Low-Level Jets to Climate: A Review. *Journal of Climate*, 9(8), 1698–1711.
- Tél, T., 2006: A repülés. *Természet Világa*, 137(7), 295–297.
- Weaver, S. J., Nigam, S., 2008: Variability of the Great Plains Low-Level Jet: Large-Scale Circulation Context and Hydroclimate Impacts. *Journal of Climate*, 21(7), 1532–1551.
- Weill, A., Klapisz, C., Strauss, B., Baudin, F., Jaupart, C., 1980: Measuring Heat Flux and Structure Functions of Temperature Fluctuations with an Acoustic Doppler Sodar. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 19(2), 199–205.

Wexler, H., 1961: A Boundary Layer Interpretation of the Low-Level Jet. *Tellus*, 13(3), 368–378.

World Meteorological Organization, 2008: *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8, Geneva.

Internetes hivatkozások:

http://www.met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/

<http://www.weather.uwyo.edu>

NYILATKOZAT

Név: Tóth Boglárka

ELTE Természettudományi Kar, szak: Földtudományi BSc, Meteorológus szakirány

NEPTUN azonosító: DEZFVP

Szakedolgozat címe: A planetáris határréteg szélviszonyainak vizsgálata Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren

A **szakedolgozat** 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, 2018.

a hallgató aláírása