

Szabó Andor¹ – Gyöngyösi András Zénó² –
Szalma János³ – Kerekes András⁴

A LÉGKÖRI SEKÉLY KONVEKCIÓ VIZSGÁLATA REPÜLÉSI ADAT- RÖGZÍTŐK ALAPJÁN⁵

A meteorológia és a repülés tudományának fejlődése mindig is szorosan összekapcsolódott. A repülés minden más emberi tevékenységnél nagyobb mértékben és részletességben igényli a pontos meteorológiai adatokat, cserébe hatalmas mennyiségben szolgáltat közvetlen tapasztalatot a légkörből, mely a meteorológia tudományának területe. A két terület összekapcsolódásának szép példája a vitorlázórepülők által jól ismert jelenség, a termikus konvekció esete. A GPS repülési adatrögzítő eszközök ma már minden vitorlázórepülő versenyen jelen vannak. Fejlődésükkel olyan újabb információ halmaz birtokába jutottunk, mely minőségileg egy magasabb szinten képes hozzájárulni a tudományág fejlődéséhez. Írásunk, a téma rövid összefoglalását követően, beszámol egy, a világon egyedülálló fejlesztésről, melynek segítségével automatikusan lehetséges meghatározni a termikus karakterisztikák térbeli változékonyságának és időbeli menetének eloszlását. A módszer használhatóságát egy Magyarországon 2009-ben rendezett vitorlázórepülő világbajnokság példáján keresztül mutatjuk be.

ANALYSIS OF THE ATMOSPHERIC SHALLOW CONVECTION BASED ON FLIGHT RECORDER DATA

The development of meteorology and aviation sciences were always in a positive and mutual interaction. While aviation seeks for meteorological information in such amount and details that is above the needs of any other human activities, it yields in turn direct weather data from the atmosphere in an enormous amount. A nice example to the link of the two fields is thermal convection, a well known and described phenomenon. GPS flight recorders are present at all gliding competitions now days. With the development of such devices a new set of information for the analysis of convection can be captured. This resulted in a new tool for a higher quality assessment of data about thermal updrafts. Following a short introduction to the topic, the development of a new and unique system is described here, which is capable to analyze the spacial and temporal distribution of thermal characteristics. The practical aspects of the method is demonstrated on the example of a gliding world championship, that was held in 2009 in Hungary.

I. BEVEZETÉS

A légköri folyamatokban fontos szerepet játszanak azok a kis skálájú, függőleges irányú mozgásrendszerek, amelyeknek a létrejöttében a döntő szerepet a napsugárzásból érkező, földfelszínen megjelenő energia játssza. Ezen folyamatok során a felmelegedő légrések a magasba emelkednek mellyel párhuzamosan kompenzáló, leszálló légmozgás a troposzféra felsőbb-kö-

¹ ELTE-TTK-fizika Bsc, aub-e@caesar.elte.hu

² ELTE Meteorológiai Tanszék, zeno@nimbus.elte.hu

³ okl. meteorológus, metszalma@gmail.com

⁴ okl. meteorológus, MH GEOSz, kandras58@freemail.hu

⁵ Lektorálta: Dr. Bottyán Zsolt százados, egyetemi docens, Nemzeti Köszolgálati Egyetem Katonai Repülő Tanszék, bottyan.zsolt@uni-nke.hu

zepső rétegeiből levegőt szállít a felszín közelébe. Ezt a jelenséget termikus konvekciónak nevezzük, és az ez által keltett horizontális tengelyű cirkuláció felszálló ágának rövid elnevezése a „termik”. A termikek, kiterjedésüket és időtartamukat tekintve, a légköri mozgásrendszerek skálaanalízisében [13] a mikroskálájú folyamatok közé, (azon belül is a mikro béta skálába) sorolhatóak, ugyanis átlagos jellemző horizontális kiterjedésük néhány 100 m, vertikális méretük általában 1–2 km. A jelenség jellemző időléptéke 10–15 perc, ez az az időtartam, ami alatt a vertikálisan és horizontálisan cirkuláló levegő megtesz egy periodust, de az egyes konvektív cellák fennmaradási ideje néhány perctől akár néhány óráig is eltarthat. A termikus konvekcióhoz kapcsolódó mozgásrendszer közvetlen detektálása meglehetősen körülményes, csak drága és nehezen mozgatható berendezésekkel valósítható meg (pl.: LIDAR: Light Detection And Ranging, wind profiler, radiometer stb.). A vitorlázórepülők és a madarak egyaránt arra használják fel a termikeket, hogy a magasba emelkedjenek és ezáltal nagyobb helyzeti energiára tegyenek szert, saját energiabevitel nélkül, majd ezt az energiát alakítják át mozgási energiává, siklórepülés formájában. Ily módon közvetett információt képesek szolgáltatni a légköri konvekciós folyamatokról.

Meteorológia szempontból azért különös jelentőségű a termikus konvekció, mivel kiemelkedő szerepet játszik a légköri planetáris határréteg létrejöttében, a felszínről a légkörbe jutó energia, vízgőz, vertikális szállításában, valamint felelős a szennyező anyagok és aeroszolok függőleges keveredéséért [11][4], ezentúl fontos szerepe van a mozgásmennyiségek kicserélődésében is [6]. A pusztító zivatarok mély konvekciós cirkulációjának is a termikek a lehetnek többek között a kiváltó okai, cirkulációjának kialakulásában – kedvező meteorológiai körülmények együttes fellépése esetén – a termikek trigger szerepet játszhatnak.

A termik tér- és időbeli eloszlása (erőssége, kiterjedése és időbeli menete) a tapasztalatok szerint nagy területi változékonyságot mutat. Ennek a változékonyságnak az elődleges oka a felszíni inhomogenitásokban keresendő. Ennek vizsgálata jelen munka elsődleges célja.

A cikk első részében ismertetjük a termikus konvekció jelenségét, összefoglaljuk annak elméleti hátterét. Ezt követően a termikek tulajdonságait és az egyes meteorológiai állapotváltozókra gyakorolt hatását tárgyaljuk a vitorlázórepülőktől származó tapasztalatok alapján. Végül a 2009. évben Szegeden megrendezett Vitorlázórepülő Világbajnokságon végrehajtott repülések repülési adatrögzítőiből származó adatok feldolgozásával Magyarország déli régióinak termikus karakterisztikájára készült becslés kerül bemutatásra.

II. ELMÉLETI ALAPOK

A következőkben áttekintésre kerül a jelenség elméleti háttere, a kiváltó meteorológiai hatások számbavétele és a meteorológiai jelenségek termikekre gyakorolt hatásának elemzése.

Termikus konvekció létrejöttének feltételei

A termikus konvekció létrejöttében kulcsfontosságú szerepet játszik a felhajtóerő, azaz a nyomási gradiens erő vertikális komponense. Ez az erő akkor képes felfelé irányuló gyorsító hatást kifejteni egy légrészre, ha az a környezeténél kisebb sűrűségű, azaz magasabb hőmérsékletű. Ekkor a nyomási gradiens erő nagyobb lesz, mint a légrész súlya és felfele irányuló gyorsulást

(áramlást) hoz létre. A felszínnel érintkező levegő hőmérsékletének meghatározója elsődlegesen a Napból érkező energia hasznosulási módja a felszínen.

Felszíni energiaegyensúly

A Földre közepes Nap- Föld távolság esetén a Napból a légkör külső határára merőlegesen elektromágneses sugárzás formájában érkező energia teljesítmény fluxusa 1360 Wm^{-2} [1]. A melegítő hatás szempontjából a legfontosabb hullámhossz tartomány a 10^{-8} és 10^{-4} m közé eső, tehát az UV-, és látható- (rövidhullámú), valamint közeli infravörös (hosszúhullámú) tartomány. A légkörön áthaladó sugárzás egy része a légkör határán és a felhőkről visszaverődik és jelentős része, elsősorban a sztratoszférában elnyelődik, másik része szóródik, azaz a terjedés irányától eltér. A felszínre közvetlenül vagy szórt sugárzás formájában érkező energia egy része visszaverődik, a többi pedig elnyelődik. A visszaverődés mértéke nagymértékben függ a felszín típusától, hiszen egy sötét, neves, fekete talaj nem veri vissza úgy a bejövő sugárzást, mit egy friss havas felület (lásd 1. táblázat). A különböző felszínek visszaverő képességét, azaz a beérkező és visszavert energia arányát albedónak (α) nevezik.

Felület	Albedó (α)	Felület	Albedó (α)
sötét, nedves talaj	0,05	beton	0,1–0,35
világos, száraz talaj	0,4	város (középtérték)	0,15
víz (nagy napmagasság esetén)	0,03–0,045	palatető	0,1
víz (kis napmagasság esetén)	0,1–1	cseréptető	0,1–0,35
aszfalt	0,05–0,2	hó (friss)	0,95
gyümölcsös	0,15–0,2	hó (rég)	0,4–0,7
tundra	0,18–0,25	lombos erdő (leveles)	0,2
kukorica	0,24	tűlevelű erdő	0,05–0,15
gabonafélék	0,21	fű	0,2

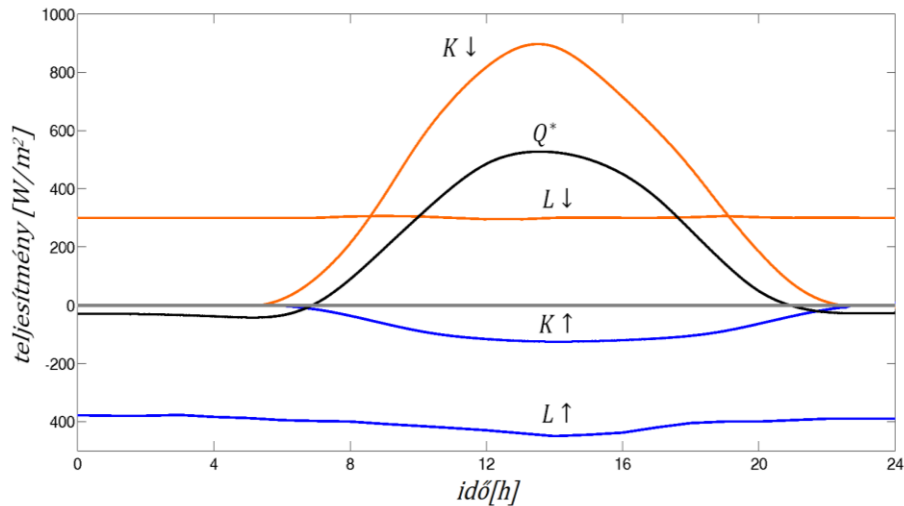
1. táblázat Néhány felszín típus jellemző albedója.

A felszínt közvetlenül érő sugárzás mértéke függ a Nap zenittől vett távolságától (θ), az összefüggés a következő módon adható meg:

$$Q = Q_b \cos \theta \quad (2.1)$$

ahol Q a felszínen, Q_b pedig a sugárzás irányára merőleges felületen mért teljesítmény. A Napmagasság napi járásának megfelelően, a talajt érő besugárzás mértékének napi menete az évszaktól függően a maximumát a déli órákban éri el.

Vizsgáljuk meg közelebbről a ciklikusan változó besugárzás által vezérelt energia mérleget a felszínen. Az egyszerűség kedvéért tekintsünk egy vízszintes, homogén és kiterjedt felszín energiamérlegét felhőzet- és ködmentes esetben.



1. ábra A sugárzási mérleg összetevőinek napi menete zavartalan besugárzás esetén.

Megjegyzés: a vízszintes tengelyen az időpontok nem szoláris időben kerültek feltüntetésre

A fenti „ideális” feltételeknek megfelelő hely sugárzási folyamatának összetevőit és azoknak a napi menetét az 1. ábra szemlélteti. A rövidhullámú bejövő sugárzás $K \downarrow$ a szoláris helyi időben délben éri el maximumát. A felszínről visszavert sugárzás $K \uparrow$ a beeső $K \downarrow$ sugárzás mennyiségétől és a felszín albedójától α -tól függ: $K \uparrow = \alpha K \downarrow$, tehát K^* -ra a következő összefüggés áll fenn:

$$K^* = K \downarrow - K \uparrow = K \downarrow (1 - \alpha) \quad (2.2)$$

A légkör által kisugárzott és felszínre érkező hosszuhullámú sugárzás $L \downarrow$ a nap folyamán közel állandó, lényegében csak a légkör átlagos hőmérsékletének és a felhőzetnek a függvénye. A felszín által kibocsátott hosszuhullámú $L \uparrow$ sugárzást a felszíni hőmérséklet és a felszín kibocsátó képessége (emisszivitása) szabályozza. A felszínre vonatkozó hosszuhullámú sugárzási mérleg tehát:

$$L^* = L \downarrow - L \uparrow \quad (2.3)$$

L^* napi menete nem került külön bemutatásra az ábrán, ugyanis értéke rendszerint nullához közeli negatív szám. Ezért általában a rövidhullámú sugárzásnál kisebb mértékben játszik szerepet a termikus konvekció kialakulásában. Így a teljes sugárzási mérleg a talaj felszínén:

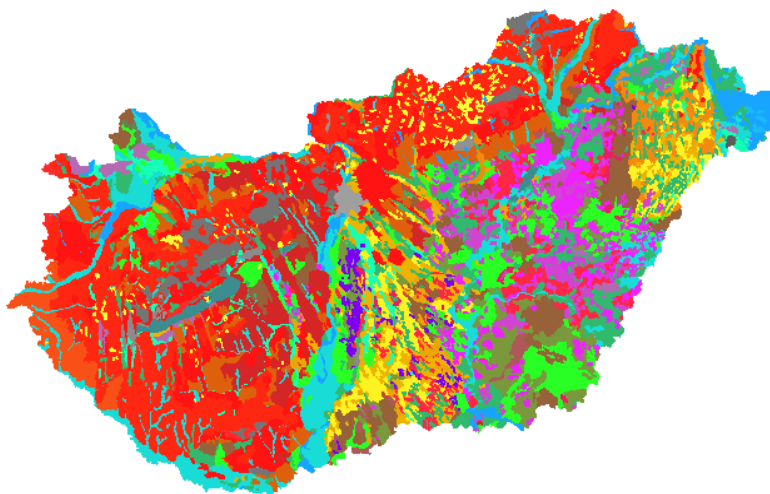
$$Q^* = K^* + L^* \quad (2.4)$$

A 1. ábrán látható, hogy Q^* nem közvetlenül napfelkeltekor vált előjelet, hanem néhány órával az után, hogy a besugárzás megindul a reggeli órákban. Ebből következően a napi minimum hőmérséklet sem akkor következik be, amikor a Nap éppen felkel, hanem egy-két órával később [20]. A napi minimum hőmérséklet beálltának időpontja egyébként nagymértékben függ az évszaktól, a felhőzet mennyiségétől, esetleges köd mértékétől és a talaj tulajdonságaitól. A termikus feláramlások létrejöttéhez a sugárzási egyenlegnek mindenképpen pozitívnak kell lennie, de ez a konvekció megindulásához önmagában még nem elégséges.

Talajfelszín hatásai

A termikus feláramlások kialakulására igen nagy hatással van az, hogy a bejövő energia milyen

típusú talajfelszínre érkezik. A talajnak a termikus konvekció létrejötte szempontjából legfontosabb jellemzői: nedvességtartalom, hővezető képesség, érdesség, és albedó. Ezekről a paraméterektől függ, hogy a bejövő sugárzás energiája mennyire tudja felmelegíteni a felszínt.



2. ábra Magyarország talajtípusai [27]. Az egyes talajokhoz tartozó színek kódok a függelékben találhatóak (A-táblázat)

Az 2. ábra szemlélteti, hazánk talajtípusainak sokféleségét, mely meghatározza az ebből adódó inhomogenitást a termikus karakterisztikák tekintetében is. A termikus konvekció a talajtípuson túl jelentős mértékben függ a talaj nedvességtartalmától. A nedvességnek több olyan tulajdonsága ismert, melyek a termikus konvekció létrejöttének szempontjából igen fontos. Egyik tulajdonsága más természetes anyagokhoz viszonyított kiugró fajhője ($c_v=4176 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Jó hővezető képessége miatt a felszínre érkező energia könnyebben elvezetődik a mélyebb talajrétegek irányába, ami veszteség a felszín melegítése szempontjából. Ezen kívül a párolgáshoz igen sok energiára van szüksége, a víz párolgáshője: 2257 kJ kg^{-1} . A víz melegítése és párolgása során felhasznált energia természetesen nem vész el, csak a kötési energiában elrejtőzik, ezért a vízgőzszállítással a talajfelszínről eltávozó energia áramot látens (azaz rejtett) hőáramnak is nevezzük. Ezzel szemben az energia átvitelnek azt a hányadát, amely a felszín feletti légréteg hőmérsékletének emelésére fordítódik, szenzibilis (azaz érzékelhető) hőáramnak nevezik. Megjegyezzük, hogy fentiekből következik, de a tapasztalat is igazolja, hogy ha a talaj nedvességtartalma nagy és a nap folyamán beérkező sugárzás energiájának a nagy része nedvesség párologtatására fordítódik, akkor ez önmagában elegendő ahhoz, hogy visszafogja, vagy teljes mértékben megakadályozza a termikus konvekció kialakulását [12]. Fontos megemlíteni még a növényzet szerepét. Egyrészt a növények levelei (növénytípustól függően) igen nagy mennyiségű rövidhullámú sugárzást képesek elnyelni és fotoszintézisre fordítani, valamit visszaverni. Itt is fontos megjegyezni, hogy a fotoszintézis során elnyelt energia sem vész el, hanem a növény vázába beépül, és a növény bomlásakor vagy égésével jut vissza ismét a légkörbe. Így vagy úgy, de az energia egy része nem éri el közvetlenül a talajfelszínt. Másrészt pedig a növényzet akár két-háromszor akkora felületen képes párologtatni a vizet, mint az alatta található talajfelszín kiterjedése, ráadásul gyökereivel a talaj mélyebb rétegeiből képes felszívni a vizet a párologtatáshoz [19].

Talajtípus	Fajhő [MJ kg ⁻¹ K ⁻¹]	Hővezető képesség [W m ⁻¹ K ⁻¹]
száraz homokos talaj	0,8	0,3
nedves (telített) homokos talaj	1,48	2,2
száraz agyagos talaj	0,89	0,25
nedves (telített) agyagos talaj	1,55	1,58
száraz tőzeges talaj	1,92	0,06
nedves (telített) tőzeges talaj	3,65	0,5
víz	4,18	0,57
lamináris levegő	1,01	0,025

2. táblázat Talajfajták termális jellemzői összehasonlítva a víz és a száraz levegő jellemzőivel

Légrétegződés szerepe

A felszínen megjelenő belső energia átalakulását konvektív kinetikus energiává a planetáris határréteg légrétegződése vezérli. A vertikális gyorsító hatást a hidrosztatikus felhajtóerő hozza létre, mely akkor irányul felfelé, ha a termik levegője kisebb sűrűségű a környezeténél. A vertikálisan elmozduló légréteg p' nyomása folyamatosan változik, amint alacsonyabb nyomású környezetbe kerül, minden szinten megegyezik a környező levegő p nyomásával. hiszen a légkörben a sztatikus egyensúly állapota uralkodik, a magassággal exponenciális módon csökken a légnyomás. A csökkenő környezeti nyomás hatására az emelkedő termik-levegő kitágul (expandál) és ezáltal mechanikai munkát végez a környezetén. Az ehhez szükséges energiát belső energiájának csökkenése révén képes fedezni, azaz folyamatosan veszít hőmérsékletéből. A vertikálisan felfelé irányuló (felhajtó-) erőhatás addig áll fenn, amíg a fenti folyamat okán bekövetkező hőmérséklet csökkenése nem teszi hűvösebbé, és így módon sűrűbbé a környezeténél [8].

Vizsgáljuk meg először az emelkedő száraz levegő viselkedését termodinamikai szempontból. Kiindulásul vegyük figyelembe a termodinamika I. főtétele, mely a rendszer teljes (mechanikai és termodinamikai) energia megmaradását fejezi ki. Ennek tekintetében megadható egy rendszer belső energiájának megváltozása a rendszerrel közölt Q hő és a rendszeren végzett W tárgulási munka ismeretében:

$$Q = dU + W \quad (2.5)$$

A munka felírható a rendszerre ható p nyomás és a dV térfogatváltozás szorzataként is: $W = pdV$. A térfogatot leosztva a légréteg molekulatömegével specifikus térfogatot kapunk (α) így $W = pd\alpha$. A belső energiaváltozás a levegőre vonatkozó hőkapacitás, valamint a légréteg hőmérséklet változásának szorzata: $dU = c_v dT'$. Megjegyzés: a termik levegő T' hőmérséklete nem azonos a környező levegő T hőmérsékletével, ezért a nyomással ellentétben a vesszős jelölést nem lehet elhagyni.

Fentiek figyelembevételével az I. főtétel a következő alakot ölti:

$$Q = c_v dT' + pd\alpha \quad (2.6)$$

Felhasználva az állapotegyenlet ($p\alpha = RT$) deriváltját a lánc szabály alkalmazásával, az összefüggés bal oldalán található második tag, a tágulási munka a következő képen írható fel: $p d\alpha = -\alpha dp + R dT'$, ezt visszahelyettesítve a (2.6) egyenletbe:

$$Q = (c_v + R)dT' - \alpha dp \quad (2.7)$$

Jelöljük c_p -vel a $(c_v + R)$ összeget, amely nem más, mint az állandó nyomáson vett fajhő, hiszen ha a folyamat során nem változik a nyomás, akkor a közölt hő hatására éppen a $c_p dT'$ az energia megváltozás mértéke, amely az entalpiaváltozást [1]. A (2.7) egyenlet bal oldalán szereplő második tag felírható a légköri sztatika alapegyenletének a segítségével, mivel a nyomás változás azonos a környezeti nyomás megváltozásával, ami pedig hidrosztatikus egyensúlyban van: $\alpha dp = -gdz$. Ezek alapján tehát az a (2.7) egyenlet a következő alakot ölti:

$$Q = c_p dT' + gdz \quad (2.8)$$

Felhasználva azt, hogy a légréteg és a környezete közötti hőcsere elhanyagolható és nincs más forrás vagy nyelő tag (adiabatikus feltétel: $Q = 0$), kapjuk:

$$0 = c_p dT' + gdz \quad (2.9)$$

Így az emelkedő légréteg hőmérséklet változására vonatkozó összefüggés:

$$\frac{dT'}{dz} = -\frac{g}{c_p} \quad (2.10)$$

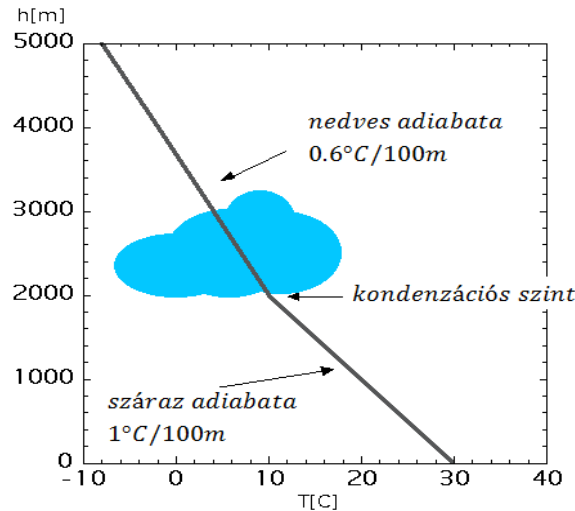
Az (2.10)-es egyenlet bal oldalán szereplő tagot adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek nevezzük, értéke:

$$\Gamma_d \approx 0.98 \text{ K}/100 \text{ m} \quad (2.11)$$

Megjegyzés: a termikus konvekció vizsgálata során a gradiens értéke alatt mindig annak mínusz egyszerűsét szokás érteni, tehát a magassággal csökkenő hőmérséklet számít pozitívnak. Szintén megállapodás, hogy a gradiens mértékét $\text{K}/100 \text{ m}$ -es egységben szokás megadni, így módon a száraz adiabatikus állapotváltozás esetén közel egységnyi a mértéke.

Fenti összefüggés az emelkedő légréteg hőmérséklet változására vonatkozóan csak száraz vagy telítetlen nedves levegő esetén ad megfelelő közelítést. A cumulus felhőzet alapja fölött az adiabatikus feltétel már nem teljesül, melynek oka nem a hőcsere, hanem a kondenzációból származó látens hőfelszabadulás, mely részben fedezi az adiabatikusan expandáló légréteg tágulási munkáját. A telített nedvesen emelkedő (felhő-) levegő hőmérsékletváltozásának termodinamikai útját a (pszeudó-) nedves hőmérsékleti gradiens írja le, melynek mértéke függ az emelkedés során kondenzálódó vízmennyiségtől, tehát áttételesen a nyomástól és a hőmérséklettől. Összefoglalásként elmondható, hogy minél alacsonyabb a felhőalap (tehát minél magasabb a nyomás és a hőmérséklet), annál nagyobb az emelkedés során kondenzálódó vízmennyiség, és annál nagyobb mértékű tágulási munkát képes fedezni a látens hőfelszabadulás. Ennek hatására a nedves adiabata kisebb nagyobb mértékben elmarad⁶ a száraz adiabata értékétől, száraz levegő esetében kisebb (0,8 körüli érték) nedves levegőben nagyobb mértékben (0,6 körüli érték).

⁶ Száraz-hideg levegőben a legkisebb az eltérés, nedves-meleg levegőben a legnagyobb



3. ábra Egy emelkedő légrésezecske útja [26].

Fentiek figyelembevételével, az emelkedő légrészre addig hat pozitív felhajtóerő, amíg a környező levegőre vonatkozó lokális vertikális hőmérsékleti gradiens értéke ($\gamma = \partial T / \partial z$) nem kisebb, az adiabatikusnál. Ez alapján a légrétegződés karakterisztikája lehet stabil, közömbös vagy instabil egyensúlyi állapotú [8]:

$$\begin{aligned} \gamma < \Gamma_a &\rightarrow \text{stabil} \\ \gamma = \Gamma_a &\rightarrow \text{indifferens} \\ \gamma > \Gamma_a &\rightarrow \text{instabil} \end{aligned} \quad (2.12)$$

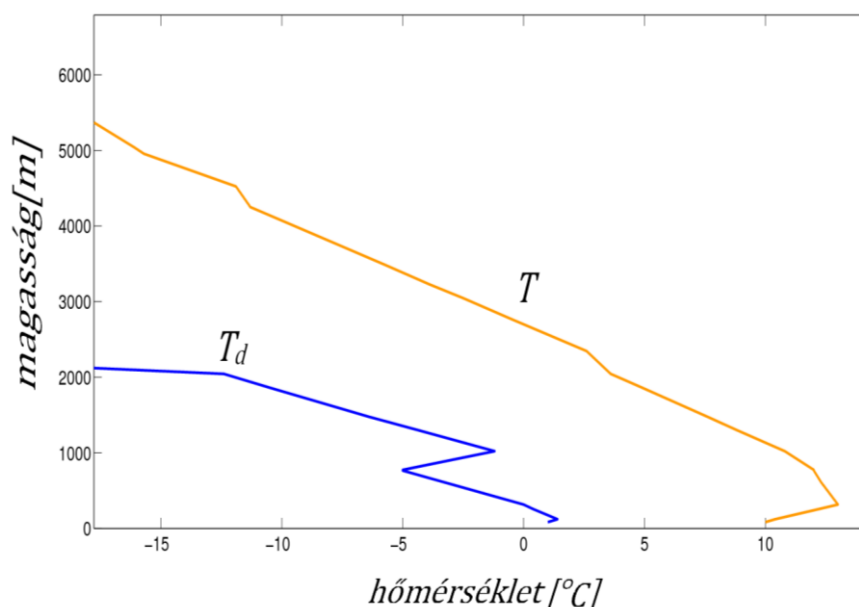
Stabil légrétegződés esetén az emelkedő légrész elmozdulása során egyre hidegebb lesz a környezeténél, rá lefelé irányuló sztatikai felhajtóerő hat (pontosabban fogalmazva a súlya nagyobb lesz, mint a nyomási gradiens erő vertikális komponense, mely minden esetben felfelé irányul), ezért függőleges sebessége csökken, majd visszasüllyed kiindulási szintjére. A stabil légrétegződésben lefelé mozgó légrésezecske ezzel szemben nagyobb ütemben melegszik, és (T') hőmérséklete egyre magasabb lesz, mint az őt egyes szinteken körülvevő levegőé (T), a felhajtó erő lassítja, majd teljesen lefékezi süllyedő mozgását, majd felfelé visszatéríti a kiindulási szintre. Fentiekből látható, hogy konvekció kialakulásának nem kedvez a stabil légállapot. Ilyen esetben (gravitációs) oszcillációs mozgások jönnek létre mely légköri hullámmozgásokat eredményez.

Indifferens rétegződés esetén a vertikálisan elmozduló légrész és környezetének hőmérséklet különbsége nem változik az elmozdulás során, tehát a vertikális áthelyeződés mindaddig változatlanul folytatódik, amíg a körülmények fenn állnak.

Instabil vagy labilis légrétegződés esetén nyugalmi helyzetéből vertikálisan kimozdított légrész gyorsulva távolodik egyensúlyi helyzetéből, hiszen emelkedés esetén egyre melegebb, süllyedéskor pedig egyre hidegebb lesz, mint az őt éppen körülvevő levegő. Ez a helyzet csak időlegesen és csak korlátozott kiterjedésben állhat fenn.

A légrétegződésre vonatkozóan információt elsősorban direkt méréssel szerezhetünk. Ezeket a méréseket hidrogénnel töltött léggömbökre erősített, hőmérséklet, nedvesség és légnyomás detektálására alkalmas berendezésekkel, úgynevezett időjárási szondákkal lehet elvégezni. Ezeket

az észleléseket a Föld számos pontján bizonyos rendszerességgel (12 illetve 24 óránként) végrehajtott felszállások formájában végzik. Az így nyert információ alkalmas arra, hogy tudomást szerezzünk a légkör adott területén a pillanatnyilag uralkodó légállapotról, de tekintve azt, hogy a mérések bonyolultak és költségesek, térben és időben csak viszonylag ritkán állnak rendelkezésre (4. ábra).

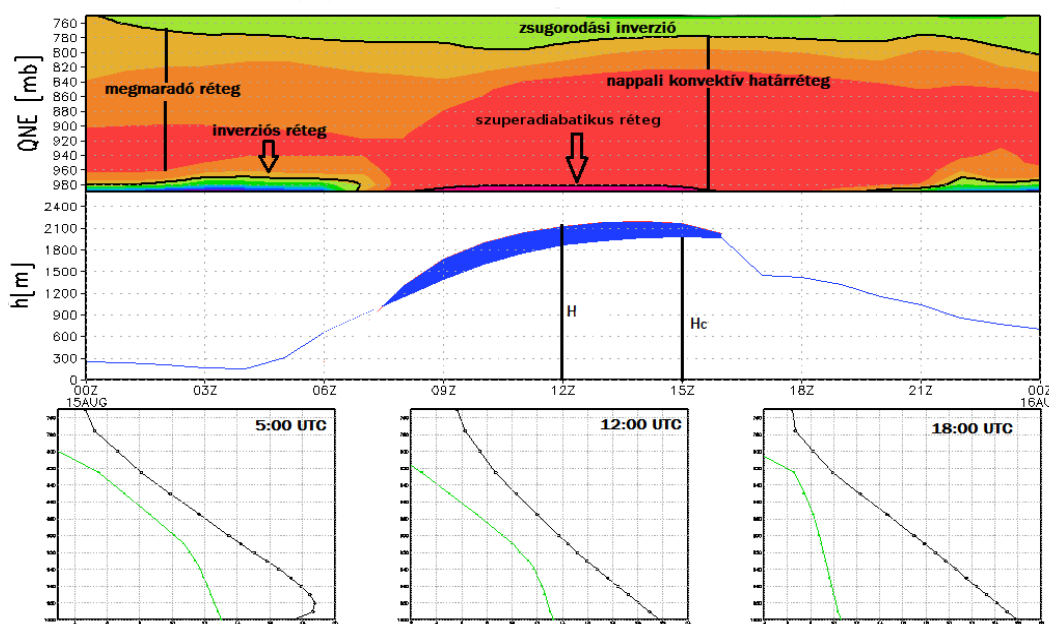


4. ábra Egy ballonszondás felszállás alkalmával⁷ mért hőmérsékleti (T) és a harmatpont (T_d) profil

A légrétegződés jellegzetes magassági menetét bemutató ábrán látható, hogy a talajfelszín közelében az éjszakai órákban a talaj hűtő hatására egy fordított (inverziós) hőmérsékleti menetű réteg alakul ki. Ez az úgynevezett éjszakai inverzió rendkívül stabil légállapotú, melynek feloszlásáig konvekció nem tud kialakulni. A feloszlás a nappali órákban a talaj melegedésével következik be. A talajinverzió kialakulását az éjszakai órákban végbemenő sugárzási folyamatok vezérlik, mely a felszíni karakterisztikáktól nagymértékben függ.

A meteorológiai modellek ma már kellő pontossággal adnak információt a légállapotról a meteorológiai szonda felszállásoktól távoli területekre vonatkozóan akár a szonda kibocsátásának időpontját követő 12–24 órában is. Ennek segítségével lehetőségünk van modell adatok alapján vizsgálni a konvekció kialakulásához szükséges légrétegződés fejlődését (5. ábra)

⁷ 2009 augusztus 28 00UTC Szeged



5. ábra A konvektív határreteg, és a felhőzet fejlődése egy nap folyamán. H a konvekciós szint (felhőtető), H_c pedig a kondenzációs szint (felhőalap) magassága. (2009. 08. 15) a WRF időjárási modell adatai alapján.

A reggeli órákban bekövetkező sugárzási egyenleg előjel váltásakor meginduló talajközeli melegedés hatására a talajinverzió alulról feloszlik, és a teljes réteg átmelegedéséhez szükséges energiamennyiség bevitelét követően a felszínközeli hőmérséklet (T_2) eléri azt az értéket, mely a konvekció beindulásához szükséges (termikkiváltó- azaz trigger-hőmérséklet). A jellegzetes napi menet szerint, egy derült nyári napon a minimum hőmérséklet elérése, és a sugárzási kényszer előjel váltása a napkeltét követő 2–3 órán belül következik be, míg a trigger hőmérsékletet általában a késő délelőtti vagy kora délutáni időpontban (helyi időben 11 és 13 óra között) éri el a T_2 [11]. Egyes esetekben megfigyelhető, hogy már reggel 9 óra előtt beindul a konvektív aktivitás, máskor még derült, felhőmentes esetben sem keletkeznek termikek, csak a napi maximumhőmérséklet idején, délután 2–3 óra körül. A talajinverzió feloszlására a szakzsargon szemléletesen úgy hivatkozik, hogy az állapotgörbe „kirúgja” magát. Ezt a folyamatot az 5. ábra felső része, illetve az alsó „virtuális szonda” állapotgörbék szemléltetik modell adatok alapján.

A nappali konvektív határreteg összeomlását követően, a határretegből létrejött ún. **megmaradó réteget** (melyet a felszínről az inverziós réteg leválaszt és a zsugorodási inverzió alatt található, és amely egészen a következő napi konvektív aktivitás kezdetéig fennmarad, ha a légoszlop stabilitását az advekció⁸ jelentősen nem befolyásolja), közel indifferens légállapot jellemzi. Ennek a rétegnek az átlagos lokális hőmérsékleti gradiense és vastagsága meghatározó az elkövetkező napi várható konvekcióra vonatkozóan. Minél közelebb van a lokális gradiens az adiabatikushoz, annál kevesebb energia kell annak aktiválásához, illetve annál aktívabb lesz a konvekció azonos energiabevitel (besugárzás) esetén [12].

A konvekciónak, függőleges irányban, gyakran a **zsugorodási inverzió** szab határt, mely általában egy stabil légállapotú réteg, amely akár inverziós hőmérsékleti menetet is felvehet. Ennek a

⁸ Vízszintes irányú légmozgás

stabil rétegnek a létrejötte oka az anticiklon cirkulációs rendszerében jellemző ereszkedő légmozgás következtében végbemenő melegedés: a felső troposzférából leszüremkedő légtömeg adiabatikus kompressziós melegedése folytán magasabb (potenciális) hőmérsékletre tesz szert, mint a konvektív határréteg alulról emelkedő (és adiabatikus expanzióval hűlő) légrésezecskéi. Ez a melegebb levegő „rárétegződik” a planetáris határrétegre, és stabilitásával lezárja a további vertikális mozgásokat. Ezt a magassági szintet, mely a felszínről eredő, (sekély-) konvekció vertikális kiterjedését megszabja, **konvekciós szintnek** nevezik. A zsugorodási inverzió gyengülése, vagy megszűnése az anticiklon öregedésével és fokozatos leépülésével összekapcsolódó folyamat. Ebben a fázisában az anticiklonnak a termikek függőleges kiterjedésének már semmi nem szab gátat, és akár – megfelelő feltételek esetén – a troposzféra teljes vastagságára kiterjedő (mély-) konvekció lép fel, ami pusztító zivatarokkal is együtt járhat.

A konvekciós szint magassága egy derült nyári napon a Kárpát-medencében általában 1700–2500 m [1] között alakul, de anticiklon fennállásának esetén, ahol a zsugorodási inverzió nagyon erős, gyakran „lenyomódik” 1000 m-ig, vagy akár az alá is. Aszályos években azonban nem ritka a 3500 m fölötti száraz termikes konvekciós szint sem.

Amennyiben a nappali felmelegedés nem elég erős (felhőzet árnyékoló hatása vagy valamely advektív hatás következtében) a konvekciós szint magassága nem feltétlenül éri el az inverziós szintet. A napi menetet illetően, a trigger hőmérséklet elérését követően a konvekciós szint „belerobban” az előző napról megmaradó határrétegbe, majd a hőmérséklet további lassú növekedésével általában lassan tovább emelkedik a T_2 , és ezzel együtt a felhőalap. A CU szint napi menete jellemzően néhány száz méter, de egyes esetekben, amikor például légtömeg csere zajlik, akár 1000 m-t meghaladó felhőalap növekedés is megfigyelhető egy délután leforgása alatt.

Míg a termik aktivitás kezdeti időpontja viszonylag könnyen meghatározható a trigger hőmérséklet és a T_2 előrejelzett napi menetének ismeretében, a konvekció végének időpontjára vonatkozóan sokkal nehezebb becsléseket szolgáltatni. Az elméleti alapokból következően a felszíni energia mérleg negatív előjelűvé válásakor ugyanis elvileg megszűnik az energia utánpótlás, mely a konvekciót fenntartja, mégis, a tapasztalatok szerint nem a felszíni hőmérséklet napi maximum elérésének idején ér véget a termik aktivitás, hanem jóval később. A termik aktivitás vége sokszor órákkal a délutáni csúcshőmérsékleteket követően, sőt egyes esetekben a napnyugta környékén következik be. Ezt sok száz késődélután végződő sikeres vitorlázórepülés is igazolja [9][10].

III. TERMIKUS KARAKTERISZTIKÁK MEGHATÁROZÁSA REPÜLÉSI ADATRÖGZÍTŐK ALAPJÁN

A termikus konvekciót, mint azt az előző fejezetekben is láttuk, igen nagymértékben befolyásolja a felszín, amit a modellek nem tudnak kellő mértékben reprezentálni. Ezen téren még igen nagy lehetőség van a további fejlesztésekre. A termikus feláramlások vizsgálatának egy másik lehetséges módját a sportrepülés elterjedése tette lehetővé. Ugyanis azok a repülő eszközök, amelyek ezt a jelenséget felhasználják, közvetlen megfigyelést (lényegében megannyi „termik-detektálást”) tesznek lehetővé. Korábban a vitorlázó repülőgépek magasság-író berendezései által rögzített barogramok kiértékelésével nyílt lehetőség a repülésekből származó információk

számszerű vizsgálatára. Az ilyen berendezések által rögzített grafikon a légnyomást regisztrálta az idő függvényében. A repülés során folyamatosan változó magasság együtt járt a légnyomás változásával, az emelkedési szakaszok során rögzített görbékből következtetni lehetett a feláramlási sebességre. Az ilyen adatrögzítők hazai feldolgozását elsőként Szalma János és munkatársai végezték el 1957-ben, az 1956 augusztus 1–19-es időszakból származó barogrammok kiértékelését hajtották végre [5]. A feldolgozás során meghatározták az egyes napokra a termikus feláramlások erősségének napi menetét.

A következő ilyen jellegű vizsgálatot Ruzsiczky Pál végezte 1990-ben, az 1981–1983-ban megrendezett vitorlázórepülő versenyekről származó barografikus információkat dolgozta fel statisztikai módszerekkel [7]. Az eredmény ebben az esetben is a termikus konvekció karakterisztikáinak a meghatározása volt.

Számos külföldi kísérlet is napvilágot látott az elmúlt néhány évben, amelyek szintén a termikus feláramlások karakterisztikáját hivatottak meghatározni a vitorlázópilóták számára [24][25]. Ezen térképek közül van, amelyik kizárólag empirikus alapon nyugszik, míg más módszerek figyelembe veszik a talaj tulajdonságait is.

A technika rohamos fejlődésével és a GPS elterjedésével lehetővé vált a sportrepülő eszközök számára, hogy ne csupán a magasságuk kerüljön rögzítésre az idő függvényében, hanem időkoordinátáik mellett a repülési pálya pontjaihoz tartozó földrajzi és magassági adatok is másodperc nagyságrendű rögzítési gyakorisággal. Írásunkban beszámolunk a GPS-rögzítőkből származó adatok statisztikai módszer segítségével történő feldolgozásával Magyarország déli régióinak termikus sajátosságairól szóló kiértékeléséről.

Adatok feldolgozása

Az egyes vitorlázó repülőgépek napi trajektóriája (útvonala) GPS pozíció és barometrikus magassági adatok rögzítésével kerül eltárolásra adatbázisban. Az adatbázis fejléce tartalmazza az adott repülőgép, a repülés és pilóta adatait (dátum, név, típus stb.). A fájlok további rekordjai a repülőgép tér és időbeli helyzetét rögzítik (a rögzítés időbeli gyakorisága az adatrögzítőben állítható, a legtöbb adatrögzítőre a 8–12 másodperces rögzítési gyakoriság jellemző). Azok a sorok, amelyek a repülőgép helyzetét és az ehhez tartozó időpontot rögzítik a következő képen néznek ki:

```
B1124324621599N01950780EA0096501008
B1124404621545N01950910EA0097901024
B1124484621485N01950754EA0099501040
B1124564621546N01950844EA0102001066
B1125044621419N01950822EA0103301078
B1125124621484N01950734EA0104601094
B1125204621431N01950876EA0105701106
```

3. táblázat A GPS-adatbázis részlete

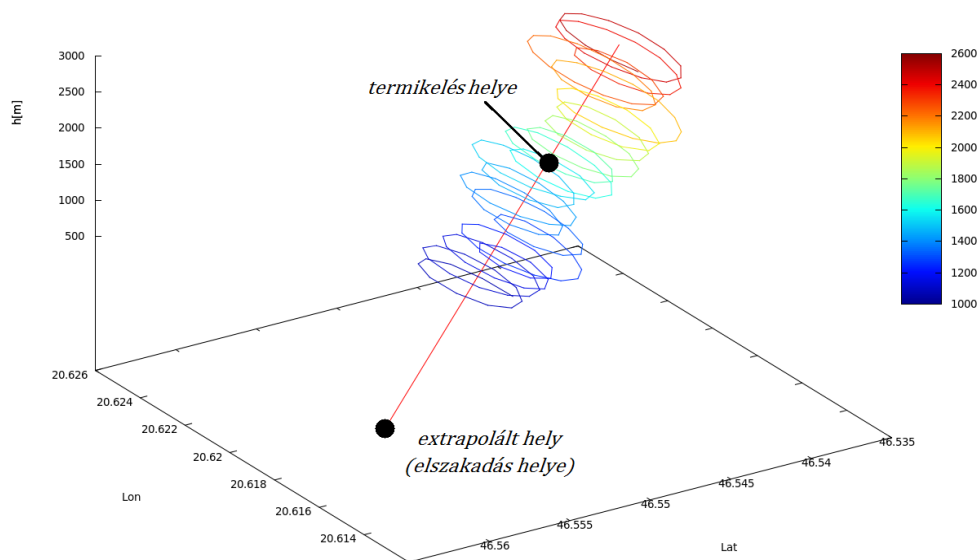
Az egyes sorok a következő tagokra bonthatók fel (első sor): **B 112432 4621599N 01950780E A 00965 01008**, és az egyes tagok a következőket jelentik:

- **B:** a B-vel kezdődő rekordok tartalmazzák a tér és idő koordinátákat
- **112432:** időpont, 11:24:32

- **4621599N:** 46 fok 21,599 perc északi szélesség
- **01950780E:** 19 fok 5,0780 perc keleti hosszúság
- **A:** a rekordnak van érvényes magasság értéke
- **00965:** légnyomásból meghatározott magasság 965 m
- **01008:** GPS-által meghatározott magasság 1008 m

A felhasznált fájlok a Szegeden, 2009 nyarán megrendezett Vitorlázó Világbajnokságon résztvevő repülőgépek adatrögzítőiből származnak⁹. A két hétig tartó versenyről összesen 2027 db állomány áll rendelkezésre, ez közel 8,5 millió helyrögzítési pontot jelent. Ennek a hatalmas adatmennyiségnek a feldolgozása egy Perl nyelven megírt programmal¹⁰ történt, amibe kisebb módosítások kerültek bele. Az eredeti program futtatása során képes meghatározni a repülés során végrehajtott emelkedések földrajzi helyét, az emelkedések kezdeti magasságát, a magasságnyerés nagyságát, a köröző repülés során végrehajtott körök számát, a feláramlásban eltöltött időt és időpontját.

A program továbbfejlesztésre került a magasság és a felszállás helyétől vett távolság hányadosának, az úgynevezett siklószám meghatározásának lehetőségével, mellyel kiszűrhetőek a vizsgálat szempontjából irreleváns adatok. Továbbá miután e program a földrajzi helyre vonatkozóan csupán az emelkedés megkezdésének helyét volt képes megadni, de nem volt alkalmas arra, hogy a termik „gyökerét”, azaz azt a földrajzi pontot lokalizálja, ahonnan a feláramlás elszakadt, ezért szükséges volt a termiket a földfelszín közelébe extrapolálni, ezzel pontosítva a későbbi feldolgozást (6. ábra).



6. ábra Egy példa a repülési pálya extrapolációjával kapott trigger pont (termik kiváltó hely) meghatározására.

Példa a továbbfejlesztett szoftver kimenet egy részletére:

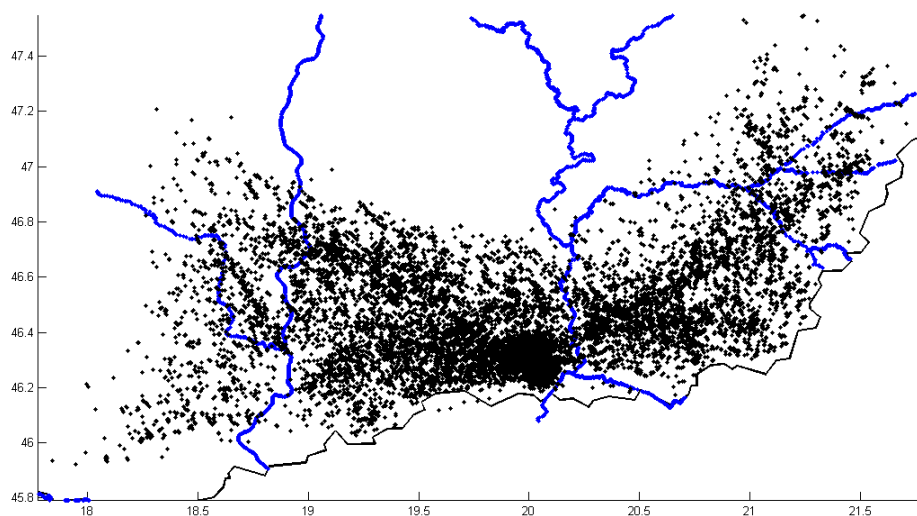
⁹5. Női Vitorlázó Világbajnokság, valamint az azt követő általános Világbajnokság előkészítő versenyén, a 4. Flatland Cup nemzetközi vitorlázó bajnokság során, Szeged térségében valamint a Dél-Alföldön 2009. július 24. és augusztus 22. között keletkezett repülési adatrögzítőkből származó információk.

¹⁰Az eredeti nyílt forráskódú, GPLIGC nevű szoftver termik feldolgozó szkriptjét a fejlesztő, Hannes Krueger hozzájárulásával jelen mű szerzői módosították és alakították a vizsgálat céljainak megfelelően.

φ	λ	w	h	Δh	n	Δt	t	d	ϵ
46,34752	19,96695	0,27	2128	88	12	332	11,824	14,96	7,03
46,30737	20,01467	0,38	2190	76	7	200	11,920	9,15	4,18
46,45913	19,55563	1,66	1354	325	8	196	12,320	48,60	35,89
46,48702	19,81993	1,77	1060	615	15	348	12,562	34,80	32,83
46,42717	20,04832	2,46	1427	413	7	168	12,727	20,74	14,54
46,39895	20,66107	1,48	1326	148	4	100	13,113	46,76	35,26
46,38845	20,67924	2,19	1587	184	4	84	13,147	47,41	29,88
46,41949	21,05744	3,34	1603	561	7	168	13,408	76,01	47,42

4. táblázat φ [decimális fok]: északi szélesség (extrapolált), λ [decimális fok]: keleti hosszúság (extrapolált), $w[\text{ms}^{-1}]$: feláramlás erőssége, $h[\text{m}]$: termikfogás magassága, $\Delta h[\text{m}]$: termikkel nyert magasság, $n[\text{db}]$: termikben megtett körök száma, $\Delta t[\text{s}]$: termikben eltöltött idő, t [tized óra]: termikelés időpontja, $d[\text{km}]$: termik távolsága a starthelytől, ϵ : siklószám

Ezekből az adatokból a későbbi becslés számára hasznos információk: helykoordináta, és az ezekhez rendelt időpont, valamint a feláramlás erőssége. Tehát, minden egyes w értékhez hozzá rendelhető egy-egy x, y, t tér-idő koordináta. Ezekből a $w(x, y, t)$ pontokból, körülbelül 25000 feláramlást tartalmazó adatbázis generáltunk (7. ábra), amelynek további feldolgozásához az előző mintájára Perl nyelven írt saját fejlesztésű programok kerültek alkalmazásra.



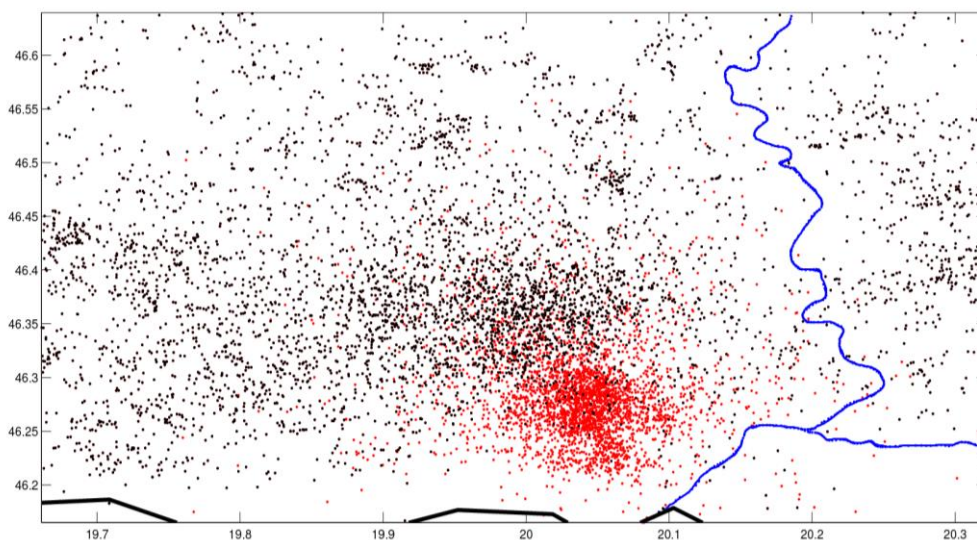
7. ábra feláramlások elhelyezkedése

Pontok leválogatása

Mint az a 7. ábrán is látható, a feláramlási zónák a kiindulási repülőtér, LHUD Szeged környékén igen sűrűn helyezkednek el. Azonban itt nagy számban találhatóak a vizsgálatunk szempontjából irreleváns adatok („helyezés”, azaz a feladatra indulás előtti, kis hatékonyságú várakozás, időtöltés a levegőben), melyeket valamilyen módon ki kell szűrni az adatbázisból.

A pontok kiválogatása, szűrése azért szükséges, mivel a későbbi becslés során torzíthatják az eredményt. A leválogatás siklószám (ϵ) és időpont (t) alapján történt, a módszernél azt kötöttük ki, hogy az adott termikhez tartozó siklószám és időpont értéke külön-külön legyen nagyobb egy

bizonyos ϵ és t értéknél. Ha a repülőgép elegendően távol és magasan jár a repülőtértől, de mégis t időpontot megelőző időben, akkor a siklószám elegendően nagy lesz ahhoz, hogy ne kerüljön leválogatásra, ha viszont a starthely közelében van, de már tényleges távrepülésen, akkor a siklószám ugyan kicsi lesz, de az időpont feltétel miatt nem kerül leválogatásra. Így a leválogatás után körülbelül 20000 pont maradt meg az eredeti, körülbelül 25000 pontból.



8. ábra Leválogatott pontok (piros pontok)

Pontok normálása

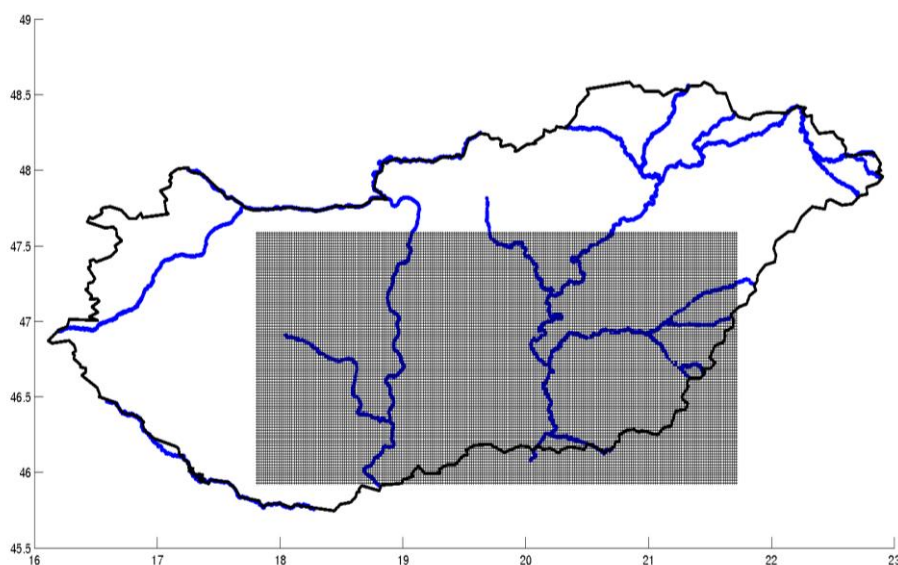
A termik aktivitás erősségét egy-egy nap folyamán, ahogyan az az előző fejezetben is látható volt, periodikus kényszerek alakítják. Ez a napi kényszer változik az egyes évek, évszakok, de még a különböző napok során is, hiszen a kényszerek szempontjából sincs két egyforma év vagy nap (aszályos évek időjárása teljesen más, mint a csapadékos éveké a termikus aktivitás szempontjából). A termikus feláramlás nem úgy zajlik le egy tavaszi napon, mint ahogyan egy nyári vagy egy őszi napon, de még két egymást követő napon sem ugyanaz a feláramlás napi menete, maximális erőssége vagy periódusa.

Ezért a különböző napokat valamilyen módon összehasonlíthatóvá kívántuk tenni, hogy a napok közötti változékonyság ne okozzon torzítást a területi eloszlásban: ha egyik nap gyengébb időjárásban repült a mezőny (pl.: a felhőzet mennyisége miatt gyengébb sugárzási kényszer miatt), attól még nem kell gyengébbnek tekinteni azt a területet, mely fölött a repülés zajlott ahhoz képest, amely fölött egy erősebb napon történtek a repülések.

A normálást oly módon végeztük, hogy minden repülőgép útvonala során érintett feláramlások vertikális sebessége leosztásra került a legerősebb feláramlás sebességével, amelyet a pilóta érintett. Így nem csak a különböző napok, hanem a különböző repülőgéptípusok által tapasztalt értékek is összehasonlíthatóak. Ezzel az eljárással a normált w értékek 1 és 0 közötti értékeket vesznek fel. A másik lehetőség ugyanezen a módszeren alapul, csak a maximális érték helyett az útvonalra jellemző átlagos w értékkel történik az osztás, így az értékek az útvonalakra jellemző átlag körül oszlanak el. Bármely eljárást követően a normált vertikális sebességek területi eloszlása csupán a felszíni inhomogenitásból származik.

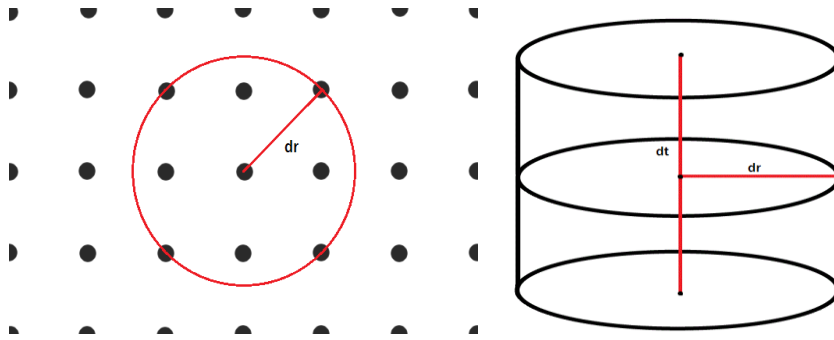
Diszkretizáció, rácspont körüli pontok meghatározása

A termikus karakterisztikák eloszlását a területet lefedő diszkrét rács egyes pontjaira határoztuk meg (9. ábra). A rácshálózat térbeli felbontását 2 km értékűnek választottuk, mely biztosítja, hogy kellően finom képet kapjunk a felszíni inhomogenitás hatásáról, de még elegendő számú adattal becsülhessünk minden pontra vonatkozó értéket. Az időbeli felbontást UTC 10:00 és 18:00 óra között 60 perces lépésközzel adtuk meg. Délelőtti 10 óra előtti időpontból is meglehetősen sok adat állt rendelkezésre, azonban ezek nagy része kiszűrésre került az előzőekben vázolt feltételrendszer alapján. A 18 óra utáni adatok már szintén nem reprezentálják a termikus viszonyokat kellőképpen, hiszen ekkor már mezőny nagy része leszállt, vagy a leszállás előtti fázisban tartózkodott.



9. ábra 2 km felbontású térbeli diszkrét rács elhelyezkedése: 220 x 95 rácspont, mely lefedi a repülések során tapasztalt feláramlások területét

Egy adott rácspontra vonatkozó statisztikai becslés esetében azon $w(x, y, t)$ adatokat vettük figyelembe a nap egy időpontjára vonatkozóan, melyek a pont dr sugarú környezetében, és az adott időpont körüli dt hosszúságú időtartamból származik. Az x, y, t térben ezek a tartományok egy-egy dr sugarú és dt magasságú hangerként képzelhetők el, melyek közepén a rácspont illetve az időpont koordinátái állnak (10. ábra bal oldali panel). A dr távolság a rácspontok közötti átló nagysága (10. ábra jobb oldali panel). Így a rácspontok köré rajzolt körök kissé fedésbe kerültek, ha a dr -t ennél kisebbre választjuk, előfordulhat, hogy maradnak felületek, amik a körön kívül esnek, azonban, ha ennél nagyobb, akkor olyan pontok is belekerülhetnek a hengerbe, amelyek nagyon messze esnek a rácsponttól.



10. ábra Rácspont körüli dr sugarú kör és tér-idő henger

A számítások során egy mátrixba kerültek azon pontok, amelyek a hengeren belülre estek. A tér és időbeli rácspontok száma a 8 idő intervallummal és 220×95 térbeli rácsponttal, összesen 8×20900 , azaz 167200 elemű tömb, aminek egyes pontjai meghatározására a hengeren belüli adatokat vettük figyelembe a következő módon.

Becslés

A termikus feláramlások erőssége adott pontban és helyen felírható egy elméleti $f(x, y, t)$ eloszlás függvény és egy $z(x, y, t)$ zajfüggvény összegeként. A $z(x, y, t)$ zajfüggvény reprezentálja a pilóták és a repülőgépek közötti különbségekből származó hibát, azt, hogy az egyes pilóták nem mind egyformán képesek kihasználni a feláramlásokat, valamint hogy a feláramlások időbeli periodikusságát milyen szerencséivel találták el a versenyzők. Tehát:

$$w(x, y, t) = f(x, y, t) + z(x, y, t) \quad (3.1)$$

Az $f(x, y, t)$ függvény, ami leírja a területi és az időbeli változásokat felbontható időbeli és térbeli, normális eloszlású tagra: azaz egy egydimenziós időbeli és egy kétdimenziós térbeli függvényre. Így a j -edik rácspontra a következő statisztikai módszerrel történik a becslés:

$$\overline{w}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \exp\left(-b \frac{r_{ij}}{dr}\right) \exp(-h|t_{ij}|) w_i \quad (3.2)$$

ahol:

$$r_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2} \quad (3.3)$$

azaz, a két pont távolsága és:

$$t_{ij} = t_j - t_i \quad (3.4)$$

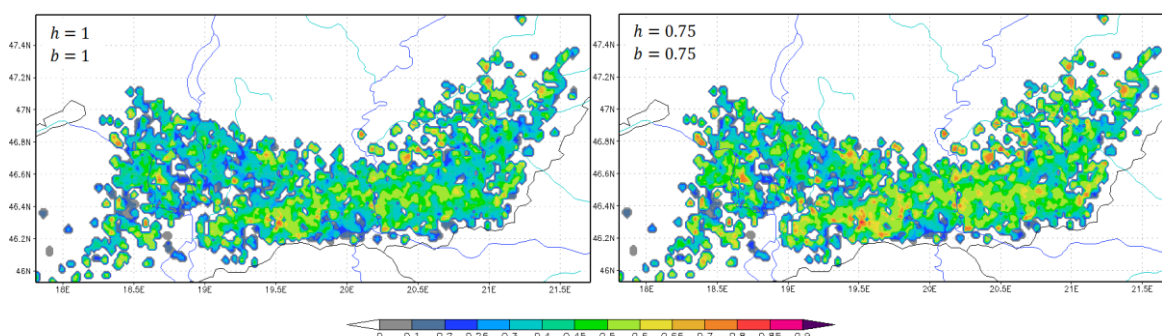
Az i indexszel jelölt értékek az egyes feláramlásokhoz tartozó tér és időkoordináták, azok a pontok melyek a rácspont körül találhatóak, a j indexszel jelöltek pedig a rácsponthoz tartozó koordináták, így az (3.2)-es egyenlet értelmében minden egyes rácspontra meghatározható egy várható érték a rácspont körüli pontok alapján. Azokat a mért pontokat, amelyek közelebb esnek a rácsponthoz mind térben mind időben azokat a módszer nagyobb súllyal veszi figyelembe, mint a távolabb lévőket. Azt hogy melyik pont mekkora súllyal legyen figyelembe véve, a h és b paraméterekkel szabályozható.

Eredmények

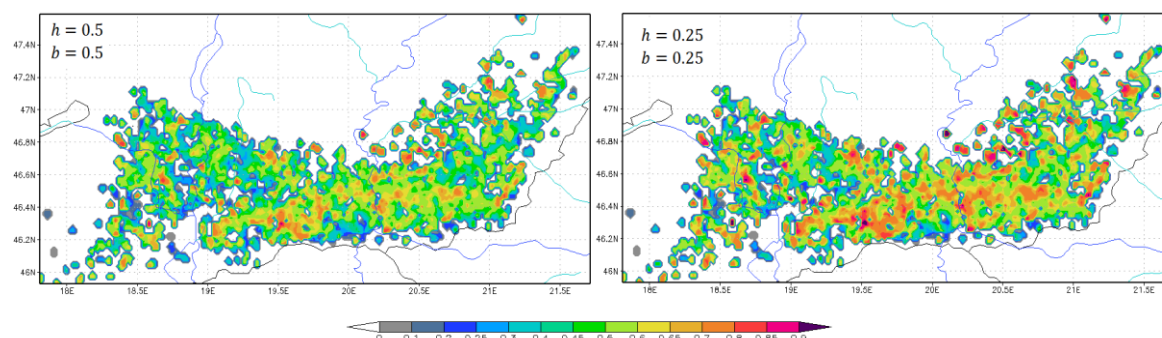
Egy futtatás az előző fejezetekben említett rács és időpontok számával, valamint a rendelkezésre álló adatmennyiséggel jellemzően egy-másfél órát vett igénybe a DELL T610 Power Edge számítógépen.

Térbeli menetek

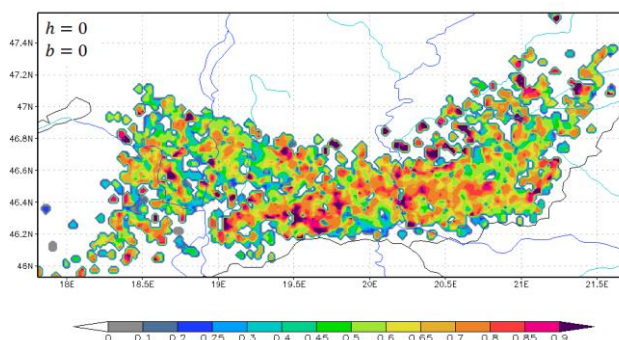
A becslés paraméter megválasztása függvényében a területjellegéről kapott kép változik (11/a, b, c. ábra): h -val és b -vel minél inkább nullához tartva egyre nagyobb súllyal vesszük figyelembe a távolabbi pontokat, és fordítva.



11/a. ábra 13:30-hoz tartozó feláramlás erősség térképek különböző h és b paraméterek alkalmazásával



11/b. ábra 13:30-hoz tartozó feláramlás erősség térképek különböző h és b paraméterek alkalmazásával

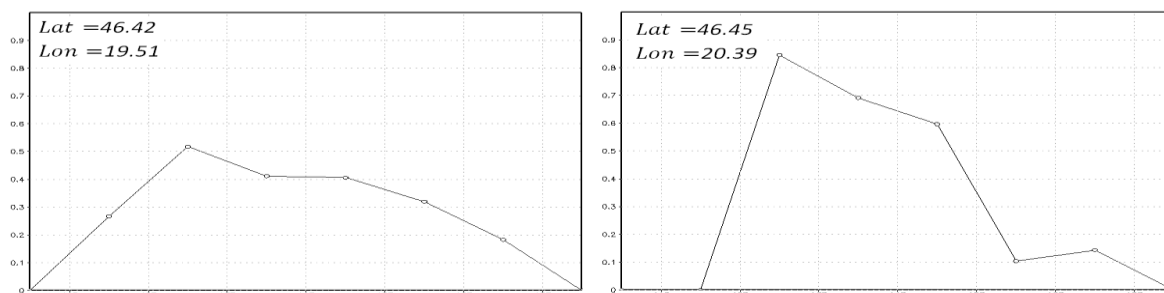


11/c. ábra 13:30-hoz tartozó feláramlás erősség térképek különböző h és b paraméterek alkalmazásával

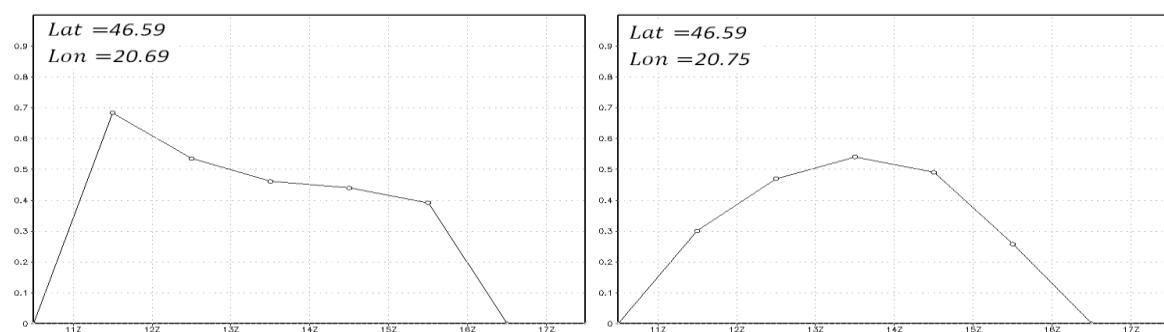
A terület szélein, valamint az egyes különálló pontok környezetében nagy hibák adódhatnak. Ugyanis ezek a területek nem rendelkeznek olyan jó lefedettséggel, mint a Duna-Tisza köze, vagy a Tiszántúl nyugati, illetve déli része.

Időbeli menetek

A módszerrel nem csupán a térbeli, hanem az egyes rácspontokra jellemző időbeli menet is meghatározható, így összehasonlíthatóvá válnak az egyes rácstartományokra jellemző napi menetek (maximális erősség, hullámhossz).



12/a. ábra Termikek erősségének időbeli menete különböző helyeken ($h=0,5$; $b=0,5$)



12/b. ábra Termikek erősségének időbeli menete különböző helyeken ($h=0,5$; $b=0,5$)

IV. ÖSSZEFOGLALÁS ÉS TOVÁBBI TERVEK

Kialakításra került egy informatikai rendszer, mely vitorlázó repülési rögzítők adataiból képes generálni a területre vonatkozó termikus sajátosságok tér-időbeli eloszlását. A rendszert a 2009.-i vitorlázórepülő VB adatain teszteltük, elvégeztük a statisztikai módszer érzékenységvizsgálatát és bemutattuk az első eredmények diszkusszióját. A közeljövő feladata lesz a módszer kiterjesztése bővebb adatbázisra, és a teljes országot lefedő, időpont függő eloszlási térkép létrehozása. A termikus karakteristikák eloszlás térképének felhasználásával kísérletet teszünk a WRF időjárás előrejelző modell napi termik előrejelzési algoritmusának fejlesztésére is. A módszer iránt nemzetközi érdeklődés jelentkezett, ezért megvizsgáljuk annak kiterjesztési lehetőségét Európa és a Világ más vitorlázórepülő terepeire is. Eredményeinkről – terveink szerint még ebben az évben – a hazai meteorológiai szaksajtó és nemzetközi, vitorlázórepülő és siklóernyős fórumokon adunk számot.

Köszönetnyilvánítás

A vizsgálatokhoz szükséges számításokat a TÁMOP-4.2.1.B-11/2/KMR-2-11-0001 "Kritikus infrastruktúra védelmi kutatások" pályázat "Adatintegráció" alprogram "A pilóta nélküli repülő eszközök komplex meteorológiai támogatásának kidolgozása" Kiemelt Kutatási Terület (KKT) számítógépén kerültek integrálásra. Illetve szeretnénk köszönetet mondani Matyasovszky Istvánnak a statisztikai modell kidolgozásában nyújtott segítségével.

	Víz
	Köves és földes kopárak
	Kovárványos barna erdőtalajok
	Csernozjom-barna erdőtalajok
	Csernozjom jellegű homoktalajok
	Mészlepedékes csernozjomok
	Alföldi mészlepedékes csernozjomok
	Mélyben sós alföldi mészlepedékes csernozjomok
	Réti csernozjomok
	Mélyben sós réti csernozjomok
	Mélyben szolonyeces réti csernozjomok
	Terasz csernozjomok
	Futóhomok
	Szoloncsák-szolonyecek
	Réti szolonyecek
	Sztyeppesedő réti szolonyecek
	Szolonyeces réti talajok
	Réti talajok
	Réti öntéstalajok
	Lápos réti talajok
	Síkláp talajok
	Lecsapolt és telkesített síkláp talajok
	Hunuszos homok talajok
	Mocsári erdők talajai
	Fiatal, nyers öntéstalajok
	Rendzina talajok
	Erubáz talajok, nyiroktalajok
	Savanyú, nem podzolos barna erdőtalajok
	Agyagbemosódásos barna erdőtalajok
	Pszudoglejes barna erdőtalajok
	Ranann-féle barna erdőtalajok

A-táblázat. Magyarországi talajtípusok

FELHASZNÁLT IRODALOM

- [1] CZELNAI Rudolf - GÖTZ Gusztáv - IVÁNYI Zsuzsanna: Bevezetés a Meteorológiába I-III, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 1991.
- [2] TARDOS Béla: Sportrepülőknél a Léggörőről, Magyar Repülő Szövetség, Budapest, 1955.
- [3] UNGER János - SÜMEGHY Zoltán: Környezeti Klimatológia, Szegedi Tudományegyetem TTK Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Szeged, 2002.
- [4] GÖTZ Gusztáv - SZALAY Gabriella: A Konvektív Folyamatok Előrejelzéseinek Elméleti Alapjai és Gyakorlati Módszerei, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 1977.
- [5] SZALMA János: Termikus feláramlások és cumulus felhőképződés különböző időjárási helyzetekben (1956. aug. 1-19), Budapest, 1957.
- [6] SZALMA János.: A termik kialakulásának sajátosságai és előrejelzésének lehetősége a Kárpát-medencében. Meteorológus Napok a M. Tud. Akadémián 1979
- [7] RUZSICZKY Pál: A termikus konvekció karakterisztikáinak vizsgálati lehetősége repülési információk alapján, Budapest, 1990.
- [8] GÖTZ Gusztáv - RÁKÓCZI Ferenc: A Dinamikus meteorológia alapjai, Tankönyvkiadó, Budapest, 1981.
- [9] WMO: Weather Forecasting for Soaring Flight WMO-No. 1083, 2009.
- [10] WMO: Weather Forecasting for Soaring Flight WMO-No. 158, 1993.
- [11] Roland B. STULL: An Introduction to Boundary Layer Meteorology ,Atmospheric Sciences Library, 1988.
- [12] LENSCHOW, DH: The Role of Thermals in the Convective Boundary Layer; Boundary Layer Meteorology, 1980.
- [13] ORLANSKI, I. :A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes Bull.
- [14] Amer. Meteorol. Soc. 56, 527-530, 1975



-
- [15] MITSUTA, YASUSHI, Satoshi UCHIDA,:Convective Motion in the Cumulus Subcloud Layer. J. Climate Appl. Meteor. 24, 993–1000,1985
 - [16] CORBY, J. A.: The airflow over mountans, Journal of the Royal Meteorological Society, 1954.
 - [17] CRUETTE, D., Expermental study of mountain lee-waves by means of satelite photograpgs and aircraft measurments, Tellus, Vol.28, 1976
 - [18] KUTTNER, J.: Cloudbands in the Earth's atmosphere, Tellus, Vol. 23, 1971.
 - [19] REINHARDT, M. E.: Aerologische Strukturen am Alpennordrand nach Flugzeugsondierungen Annalen der Meteorologie No.5, 1971.
 - [20] D. PIGOTT, ADAM and Charles BLACK: Gliding: A handbook on soaring flight, London, 1967.
 - [21] BUZ, A. I.: Meteorological conditions for soaring flight, Transactions of the U.S.S.R. Hydrometeorological Centre, Vol.162, 1975.
 - [22] ARNOLD, ABRAHAM: A Lapse Rate Depiction for Clear Air Convection, Journal of Applied Meteorology, 1976.
 - [23] <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
 - [24] <http://www.aviationweather.ws>
 - [25] <http://glidinghotspots.eu>
 - [26] <http://www.xcskies.com>
 - [27] http://hercules.gcsu.edu/~sdatta/home/teaching/hydro/slides/lapse_rate.gif (2013. március 9.)
 - [28] <http://www.enfo.hu/gis/korinfo/> (2012 november 11.)