

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
FÖLDTUDOMÁNY ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY

SZAKDOLGOZAT



**Felhőtlen égbolt infravörös sugárzásának
vizsgálata**

Készítette:

Czelnai Levente
FÖLDTUDOMÁNY ALAPSZAKOS HALLGATÓ

Témavezető:

Dr. Jánosi Imre Miklós
ELTE Komplex Rendszerek Fizikája Tanszék

Tanszéki konzulens:

Dr. Weidinger Tamás
ELTE Meteorológiai Tanszék

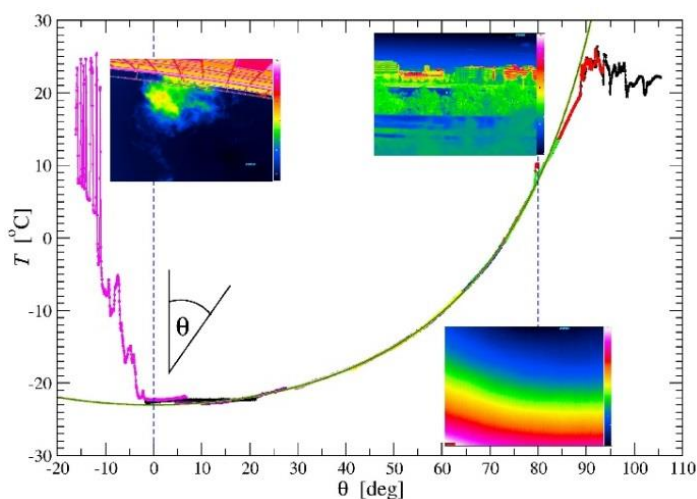
Budapest
2016

TARTALOMJEGYZÉK

Kivonat	3
Bevezetés	4
1. Elméleti háttér	6
1.1. Teljes vízoszlop klimatológiája	6
1.2. Légköri sugárzási átvitel elmélete	8
1.2.1. Egyszerűsített fizikai modell	11
1.3. Abszorpció és emisszió gázokban	12
1.4. Infravörös sugárzás	14
1.4.1. Tiszta égbolt infravörös spektruma	15
1.4.2. Légköri infravörös ablak	16
1.4.3. Fontosabb abszorbeáló gázok az IR tartományban	17
1.4.4. Légköri vízgőz abszorpciója	20
1.4.5. Infravörös sugárzást mérő eszközünk	
- VarioCam Research 680	21
2. Adatok kiértékelése	23
2.1. Mérés leírása	23
2.2. Reprodukciós mérések	26
2.3. Infraképekre alkalmazott modell	27
2.4. Vízgőzprofilok kiértékelése	28
3. Eredmények	35
Összefoglalás	43
Köszönetnyilvánítás	44
Irodalomjegyzék	45

Kivonat

A műszaki és tudományos gyakorlatban használt infravörös tartományban működő kamerák a 7,5–14 μm hullámhossz tartományban működnek. Ez a sáv „atmoszférikus ablak” néven ismert, ahol a légköri abszorpció és emisszió minimálisnak tekinthető. A légtömeg legnagyobb részét alkotó nitrogén és oxigén valóban átlátszó ebben a sávban, így elméletileg a felhőtlen égboltra irányított kamera a világűr kb. $-270\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérsékletét mutatná, ha nem lennének jelen az üvegházhatást okozó összetevők. Ezek közül a legfontosabb a vízgőz. Nem véletlen, hogy a tiszta égbolt látszólagos hőmérsékletét általában az „integrált vízoszlop” magasságával hozzák összefüggésbe (ennek mértéke meleg, párás napokon kb. 40 mm a szélességi fokunkon). Az 1. ábrán egy tipikus mérési eredményt mutatunk be. Jól látható, hogy a felszín közelében, az ELTE látványosi északi épületének a homlokzatán, illetve az égen megjelenő felhőkön sokkal magasabb hőmérsékletek adódnak, mint a tiszta égbolton.



1. ábra: Tiszta égboltról készült hőkamerás felvételsorozat kiértékelése (Budapest, 2014. szept. 17. 13:46 - 13:54 UTC). A vízszintes tengelyen a kamera középpontjának a lokális függőleges iránnyal bezárt szöge látható, a három hőkép a 0, 45, 90 fokos értékekhez tartozik (a színskála teljesen eltérő hőmérsékleti tartományokat reprezentál.) A függőleges tengely Celsius fokokban adja meg a képek középső függőleges

metszetének hőmérsékletét (fehér vonal az alsó hőképen).

A mérési adatok kiértékelése alapján meglepően egyszerű alakú, de nagy pontosságú illesztés írja le a szögfüggést (narancssárga vonal az ábrán):

$$T(\theta) = \frac{T_1}{\cos(\theta/\theta_0)} + T_2. \quad (1)$$

A dolgozat tárgya többek között ennek az illesztésnek a magyarázata, illetve a paraméterek fizikai értelmezése. Munkánk során feldolgoztuk a hőkamerás (jobbára felhőmentes) mérési napokon az OMSZ, valamint a szegedi 2015-ös nyári határréteg mérési expedíció rádiószondás felszállásait. Reményeink szerint az összefüggések feltárása hozzásegíthet ahhoz, hogy a viszonylag olcsó eszköznek számító, nagy felbontású hőkamerák bekerülhessenek a meteorológiai észlelések eszköztárába.

Bevezetés

Az égbolt infravörös tartományban történő észlelése fontos információkkal szolgál az atmoszféra számos paraméteréről, amelyek mind a rövidtávú időjárás, mind a hosszútávú klimatikus előrejelzések szempontjából döntő jelentőségűek lehetnek. A manapság legtöbb információt szolgáltató műholdas mérések mellett továbbra is nagy jelentőségűek a földbázisú észlelések (*Buehler, et al., 2012*). Gondoljunk csak a műholdas észlelések kalibrálására (*Brocard, 2008*), a felhőborítottság becslésére (*Duriscoe, et al., 2007; Smith and Toumi, 2007, 2008; Brocard, 2008*), vagy tiszta égbolt esetén az integrált vízoszlop (a kihullható vízgőztartalom) meghatározására (*Chamberlain, et al., 2000; Brocard, 2008*). Megfelelő kalibrálás esetén az infravörös észlelések akár a légkörben sodródó vulkáni hamu méreteloszlásának meghatározását is lehetővé teszi (*Prata and Bernardo, 2009*). Speciálisan infravörös észlelésre kifejlesztett eszközök például az FTIR (Fourier Transform Infrared Radiometer), TSI (Total Sky Imager), ASIWA (All Sky Infrared Visible Analyser), de egyre elterjedtebben igyekeznek bevetni a sokkal olcsóbbnak számító, de nagy felbontású infravörös kamerákat is (*Smith and Toumi, 2007; Brocard, 2008; Prata and Bernardo, 2009; Riedel and Barta, 2013*).

A szakdolgozat célkitűzése, hogy egy kereskedelmi forgalomban kapható legújabb generációs infravörös kamera (VarioCam Research 680) teljesítőképességét teszteljük a tiszta égbolt sugárzási hőmérsékletének meghatározására. Az irodalomból ismert, hogy a hőmérsékleti értéket elsősorban az integrált vízoszlop határozza meg, sok más mellett, mint pl. a felszín és a légköri határreteg hőmérséklete, szélesség, légköri aeroszol koncentráció, üvegházhatást okozó nyomgázok, stb. (*Chamberlain, et al., 2000; Duriscoe, et al., 2007; Brocard, 2008; Smith and Toumi, 2007, 2008; Prata and Bernardo, 2009*).

Az integrált vízoszlop becslésére elsőként az OMSZ által végzett rádiószondás profilmérések adatait használtuk fel. A budapesti rádiószondás adatok az első mérési sorozatnál, 2014-ben csak 00 UTC-kor álltak rendelkezésre, miközben az észleléseinket helyi időben 14 és 16 óra között végeztük. Ezért a mérés napján és a rákövetkező nap 0 UTC-kor rögzített profilokat is felhasználtuk a vízpára sűrűség becslésére. Voltak olyan napok, amikor 24 órán belül a vízgőztartalom jelentős változását észleltük. Emellett elkerülhetetlen hibaként jelentkezik az is, hogy a profilok nem vertikálisak, a szél

erősségétől függően a meteorológiai ballonok nagy távolságra sodródnak a felbocsájtás helyétől.

Korábbi tudományos diákköri dolgozatomban már sikerült megmagyarázni, a sugárzási hőmérséklet zenitszögtől való függését, valamint sikerült kimutatni a vertikális irányhoz tartozó hőmérsékleti értékek integrált vízoszloppal való kapcsolatát (Czelnai, 2015). A talált kvadratikus összefüggés hasonlít a korábban Brocard (2008) által közölt eredményhez.

A munka folytatásaként Dióssy Miklós eredményeit felhasználva (Dióssy, 2015) két fontos megállapítás alapján indultunk el. Korábban az infraképek által kódolt kinyerhető adatoknak mindössze 0,5%-át használtuk fel az illesztések során, ami jelentős veszteséget jelentett. Ezt figyelembe véve felületi illesztéseket végeztünk az adatainkon, a Dióssy által leírt, sík légkör, illetve a bolygónk görbületét figyelembe vevő függvényvel. A ballonos adatokat összehasonlítva az ERA-Interim adatbázisban tárolt értékekkel, azt tapasztaltuk, hogy nincs jelentős eltérés a két adatsor között. A vízgőzprofilok kiértékelésekor ezt a felismerést felhasználva, a műholdas ERA-Interim adatokat is felhasználtuk a továbbiakban Szeged, illetve Budapest környékére.

Sikerült kiértékelni mind a 18 budapesti (köztük 2 db 2013-as és 16 db 2014-es), valamint 60 szegedi vízgőzprofilt, szemben a korábbi 3-mal, ami jóval pontosabb összefüggést szolgáltatott az optikai mélység becslésére. Az így nyert optikai mélységek, illetve integrált vízoszlopok között feltárt összefüggés egy lineáris csökkenő trendet mutat az optikai mélységben, az integrált vízoszlop növekedésével. Ez érthető is, tekintve a csökkenő optikai mélységgel növekvő elnyelés szerepét.

1. Elméleti háttér

1.1. Teljes vízoszlop klimatológiája

A vízgőz kulcsfontosságú komponens a klímánk szempontjából. Bár légköri előfordulása elenyésző (nyomanyag), a vízgőz a legfontosabb üvegházgázunk, amely 70%-ban felelős a teljes légköri sugárzás elnyeléséért, illetve 60%-ban a természetes üvegházhatásért tiszta égbolt esetén (*Kiehl and Trenberth, 1997; Trenberth and Kiehl, 2009*). Az evaporáció, konvekció, advekció, kondenzáció és precipitáció következtében tér- és időbeli eloszlása nagyon változó, melynek egyik következménye a horizontális és vertikális hőtranszport. Felelős a látens hő szállításáért, s természetszerűleg fontos eleme a hidrológiai ciklusnak is. A vízgőz mérése tehát kulcsfontosságú a meteorológiai gyakorlatban a különböző tér- és időskálákon in-situ és távérzékelési eszközök alkalmazásával.

Az óceánok felett a vízgőztartalom 1,2%-os növekedését figyelték meg minden évtizedben, az 1980-as évek végétől (*Trenberth and Smith, 2005; Trenberth et al., 2007*). Úgy vélik, hogy a vízgőz ilyen módon való pozitív visszacsatolása (növekszik az üvegházhatás) a globális felmelegedés hatására igen jelentős (e.g. *Soden et al., 2002; Forster and Collins, 2004*). Amíg a vízgőz sugárzási kényszere és pozitív visszacsatolása főleg a vertikális eloszlásától, különösen a felső troposzférában levő mennyiségétől függ, az is fontos hogy tudjuk, mennyi vízgőz van az egész oszlopban, s ez hogy járul hozzá a felhő- és csapadékképződéshez (*Soden et al., 2002; Allan et al., 2014*).

A vízgőz az erősen változó gázok közé tartozik, troposzférikus koncentrációja kb. 40 - 40000 ppm, mennyisége jó közelítéssel exponenciálisan csökken a magassággal. Légköri tartózkodási ideje mindössze 10 – 12 nap. Egy térben és időben erősen változékony légköri összetevőről beszélhetünk, ami jelentős behatással bír a Föld energia- és sugárzási háztartására. Koncentrációját befolyásoló tényezők közé tartozik többek között a felszín feletti magasság, az évszak és természetesen az aktuális időjárási helyzet. Forrása az evaporáció a folyók, tavak, tengerek, talaj és az evapostranszpiráció a növények felszínéről.

Mennyiségének kifejezésére használjuk az integrált vízoszlop (angol szakirodalomban: integrated water vapor, röviden: *IWV*) kifejezést, amit a légkör egy oszlopában lévő vízgőz

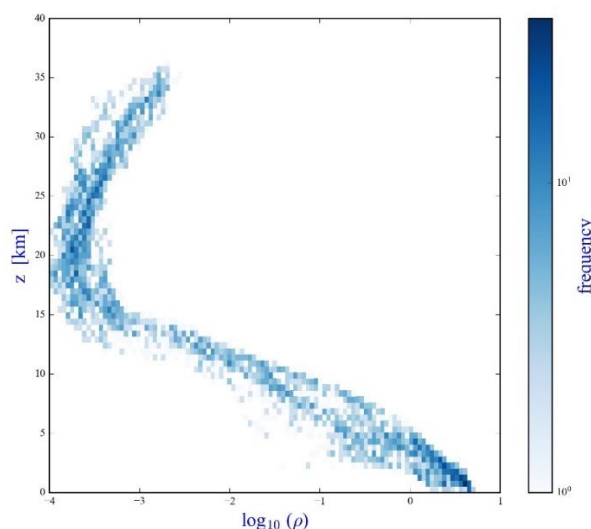
mennyiségével azonosítunk, kg m^{-2} , illetve mm (ez utóbbit IWV/ρ_0 esetén kapjuk, ahol a víz sűrűsége, $\rho_0 = 1000 \text{ kg m}^{-3}$) egységekben kifejezve:

$$IWV = \int_0^{z_{TOA}} \rho_w(z) dz, \quad (2)$$

ahol $\rho_w(z)$ a vízgőz sűrűsége z magasságban, kg m^{-3} -ben kifejezve, 0 a talaj, z_{TOA} a légkör tetejének a magassága. 1 mm IWV megegyezik 1 kg m^{-2} -rel. Gyakran használjuk a kihullható vízgőztartalom kifejezést is. Ennek értéke néhány mm -től akár 40 mm -es értéket is elérhet a nedves klímájú területeken. Bár a Katrina hurrikánban (2005) a kihullható vízgőztartalom elérte a 80 mm -t is, ami hatalmas érték. (Megjegyezném, hogy használják a „total column water vapour”, TCW , „total precipitable water vapour”, $TPWV$, „water vapour path”, WVP elnevezéseket is a szakirodalomban.)

A magasabb légrétegekbe kerülő vízgőzért a konvekció a felelős, amit a felszíni besugárzás által létrejövő függőleges mozgások alakítanak, de szerepet játszik benne a domborzat és a horizontális konvergencia is. A légkör alulról történő melegítésének és a fázisátalakulásnak (latens hőfelszabadulás) a következménye, hogy a troposzférában a magassággal csökken a levegő hőmérséklete, 100 méterenként átlagosan $6,5 \text{ }^\circ\text{C}$ fokkal (standard légkörben).

A troposzféra a homoszféra (az alsó $\sim 80 \text{ km}$ -es légréteg, ahol a légkör összetevőinek aránya állandó) legalsó rétegét képezi. Ez tartalmazza a légköri vízgőz több mint 99% -át, ahogy azt a 2. ábra is mutatja, ami a Föld kialakulása óta jelen van a légkörben.



2. ábra: Vízgőzsűrűség-gyakoriság profil a magasság (z) függvényében, ahol ρ jelöli a ballonos mérések adataiból számított vízsűrűséget (Budapest, 2014. ősz).

1.2. Légköri sugárzási átvitel elmélete

Mivel a légkör és a felszín az elektromágneses sugárzással kölcsönhat, felhasználhatjuk a detektált sugárzást, a légkörnek, illetve a felszín fizikai és kémiai tulajdonságainak, paramétereinek a meghatározásához. Ezen alapul a légköri távérzékelés. A légköri sugárzástan azért is rendkívüli jelentőségű, mivel a Nap a Földön végbemenő minden folyamat forrása, a bejövő napsugárzás, és a kisugárzott rövid- és hosszuhullámú sugárzás aránya, pontosabban a sugárzási mérleg komponensek határozzák meg bolygónk hőmérsékletét.

A Föld a többi belső bolygóhoz hasonlóan (pl. Mars, Vénusz) energiáját a Naptól nyeri, energia-háztartásában nagy szerepe van a Nap (lényegében egy 5785 K hőmérsékletű fekete testnek tekinthető) fotoszférájából érkező sugárzásoknak (IR, UV, látható fény), így a légkör külső határán mért szoláris állandó 1368 W m^{-2} értékét monitorozva műholdakkal, képet kaphatunk a klímaváltozás mértékéről.

A beérkező sugárzás egy része visszaverődik a légkörben, illetve a felszínről. A bolygónk reflektivitását jellemző számot albedo-nak hívjuk (A), ami azt mutatja meg, hogy a beérkező sugárzás hányad része verődik vissza globálisan. Ebből következik, hogy a Naptól jövő rövidhullámú sugárzás egy része el is nyelődik ($1 - A$), amely később hosszuhullámú sugárzás formájában kisugárzódik. Mivel a Föld sugárzási egyensúlyban van, azaz a beérkező és kimenő sugárzás mértéke megegyezik, az átlagos globális hőmérséklet állandó.

Vegyünk egy egyszerűsített példát! Tegyük fel, hogy a légkör egyáltalán nem nyeli el az áthaladó sugárzást. Ekkor kiszámolhatjuk a Föld effektív hőmérsékletét (T_e), a következő módon:

Feltételezve, hogy a bolygókra teljesül a Stefan–Boltzmann-törvény, felírhatjuk, hogy

$$E = \sigma T_e^4, \quad (3)$$

E az egységnyi területre kisugárzott energia, σ a Stephan-Boltzmann konstans ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_e az effektív hőmérséklet. Felírva a beérkező és kimenő sugárzást, a Föld energia-egyensúlyának a figyelembe vételével:

$$4\pi R_p^2 \sigma T_e^4 = \pi R_p^2 (1 - A) F_s, \quad (4)$$

ahol R_p a Föld sugara, F_s pedig a légkör határára érkező napsugárzás. Ebből adódik a hőmérsékletre az alábbi összefüggés:

$$T_e = \left[\frac{(1 - A)F_s}{4\sigma} \right]^{1/4}. \quad (5)$$

Ide behelyettesítve (0,29-es globális albedo-val számolva), a földi effektív hőmérséklet értéke, $T_e = 256$ K lesz. A valóságban viszont az átlagos globális hőmérséklet jóval magasabb ennél, ami a légköri üvegházhatás jelenségével magyarázható.

Felhőmentes égbolt sugárzási spektrumát vizsgálva, több szakaszon is, például a 12 – 17 mikrométeres intervallumon, vagy 9,6 mikrométer és 8 mikrométer környékén szakadás figyelhető meg az emisszióban, ami a légkörben található különböző gázok (H_2O , CO_2 , O_3) sugárzáselnyelésének a következménye. Ez azt mutatja meg, hogy azokon a hullámhosszokon, ahol a légköri gázok nem nyelik el a sugárzást, a műhold a felszín, illetve az ahhoz közeli légrétegeket is látja, míg elnyelés esetén a sugárzás a magasabb, hidegebb légrétegekből érkezik. A földfelszínről induló teresztriális sugárzás csapdába esik az elnyelési sávokban, majd újra kisugárzódik (átlagosan 32 K-nel hidegebb légköri területekről, mint a felszín). Ez a hőmérséklet, körülbelül 6 km magasságban van, tehát úgy képzelhetjük el, mintha egy 6 km magasságban lévő rétegen történne meg a kisugárzás, és ez természetesen megegyezik azzal a hőmérséklettel, melyet a Stefan–Boltzmann-törvényből kaptunk a Föld effektív hőmérsékletére. A rövidhullámú sugárzás szempontjából az atmoszféra átlátszó, míg a hosszuhullámú tartományban majdnem teljesen átlátszatlan. A felszínről induló sugárzás csapdába esik – ezt hívják a légköri üvegházhatás jelenségének. Ennek következtében a sugárzás elnyelődik és kibocsátódik a légkörben oda-vissza a különböző molekulák között, míg olyan magasra nem jut, ahol az abszorpció már elhanyagolható, és kijut az űrbe.

Ahhoz, hogy a detektált sugárzás által nyújtott észlelési lehetőségeket feltárhassuk, meg kell vizsgálnunk, hogy a légkör hogyan lép kölcsönhatásba a rajta áthaladó sugárzással. Ahogy korábban említettem, a légkör a beeső sugárzást részben visszaveri (r), elnyeli (ε), illetve átterjeszti (t). A koefficiensek összege az energia-megmaradásnak megfelelően 1, azaz

$$r(\lambda, T) + \varepsilon(\lambda, T) + t(\lambda, T) = 1. \quad (6)$$

A passzív távérzékelés szempontjából kiemelkedő a légköri elnyelés, azaz abszorpció. Azokat a hullámhossz tartományokat, ahol a légköri elnyelődés gyenge, légköri ablakoknak nevezzük. Ebbe tartozik a látható tartomány, az infravörös tartomány egyes részei, valamint a mikrohullámú tartomány. A légkör alapgázainak sugárzás elnyelése alapvetően nem számottevő, a főbb elnyelődés a nyomgázoktól, ózontól, szén-dioxidtól, illetve főleg a vízgőztől ered (lásd, következő fejezet).

A földfelszínről és a légkörből induló elektromágneses sugárzás, légköri ablakok, valamint légkört alkotó gázok elnyelési sávjainak eloszlása lehetőségeket kínál a légkör különböző paramétereinek megfigyelésére a rövid- illetve hosszuhullámú tartományban. A dolgozat témája szempontjából a hosszuhullámú sugárzás, azon belül is a távoli infravörös sugárzás lesz kiemelten fontos.

Műholdas távérzékelés esetén a légköri ablakok jelentősége a földfelszínről, illetve a felhőtetőkről érkező sugárzás detektálása miatt különösen hasznos, míg az elnyelési sávokban a légköri összetevők koncentrációjára vonatkozó információhoz juthatunk (Tánczer, 1988). Míg bizonyos elnyelő összetevők sűrűség-profiljának esetén a műholdas mérések során a légkör vertikális hőmérsékleti profilja határozható meg (de, pl. a CO₂, százalékos aránya 80 - 100 km-ig közel állandó), ugyanakkor a függőleges hőmérséklet eloszlás ismeretében képesek vagyunk a műholdas sugárzásmérés alapján az elnyelő gáz vertikális profiljára következtetni.

A légköri ablakokban képesek vagyunk a műszeren mért sugárzás intenzitásából jó közelítéssel a sugárzó test hőmérsékletére következtetni a mikrohullámú és infravörös tartományokban. Különösen a 11 μm-es hullámhosszon folytatott mérések adnak jó adatokat, tekintve, hogy ekörül a légköri elnyelés minimális. Ezt a hőmérsékletet „sugárzási” hőmérsékletnek nevezzük, melyet lényegében a mért sugárzás invertálásával kapunk. Szokás alkalmazni még az „effektív hőmérséklet” elnevezést is. A számítások mellőzésével a következő alakban adható meg:

$$T_B(\nu) = \frac{h\nu}{k \ln \left(1 + \frac{2h\nu^3}{c^2 I_\nu} \right)}. \quad (7)$$

Itt ν a frekvencia, h a Planck-állandó, k a Boltzmann-állandó, c a fénysebesség I_ν az adott frekvencián mérhető sugárzásintenzitás.

A kamerával mért sugárzás I_λ általános alakja a talajon, λ hullámhosszon a következő alakú (Smith and Toumi, 2007):

$$I_\lambda = \int_0^{x_d^{(0,\infty)}} B(T_z) \frac{1}{\cos \theta} e^{-x_d^{(0,z)1/\cos \theta}} dx_d, \quad (8)$$

ahol $B(T_z)$ a feketetest sugárzás (lásd később) a légkör z magasságából, θ zenitszög (helyi függőlegessel bezárt szög) alatt, x_d pedig az optikai mélységet jelöli a talaj és a légkör z magassága között. Az optikai mélység a következő alakban írható fel:

$$dx_d = -k_\lambda \rho_z dz, \quad (9)$$

ahol k_λ az abszorpciós koefficiens, ρ_z pedig a befogott térrész sűrűsége. A kamera a mért sugárzást integrálja az általa mért összes hullámhosszon, majd átalakítja látszólagos hőmérsékletté. A (8) képletből látható, hogy a mért sugárzás intenzitása nő a zenitszög növekedésével.

1.2.1. Egyszerűsített fizikai modell

A távérzékelési megfigyelések alapja a légkörből érkező elektromágneses sugárzás észlelése, ezért a sugárzási törvények minél pontosabb ismerete kulcsfontosságú a témában való elmélyüléshez.

Egy egyszerűsített modellel (Goody, 1964) vizsgáljuk meg a légköri sugárzási átvitelt, annak elnyelését! A sugárzás átviteli egyenlet a légkörön áthaladó sugárzás megváltozását írja le. A sugárzás intenzitása (I), más néven radiancia azt fejezi ki, hogy mekkora nagyságú sugárzás érkezik egy egységnyi területre, adott térszögből, egy bizonyos frekvencián. Mértékegysége a $W m^{-2} sr^{-1} Hz^{-1}$. Azzal a feltételezéssel élünk, hogy teljesülnek a lokális termodinamikai egyensúly feltételei (tehát az alsó 50 km-es légréteget vizsgáljuk), valamint kizárjuk a légköri aeroszolon, szulfát és egyéb részecskéken való szóródást. Kizárólag a függőleges irányú emissziót és abszorpciót figyelembe véve (mivel a légkör fizikai és kémiai paramétereinek a megváltozása horizontálisan sokkal kisebb mint függőleges irányban), a sugárzás gyengülésére felírhatjuk a

$$-dI = In\sigma_a dz \quad (10)$$

kifejezést, ahol n jelöli az elnyelő részecskék sűrűségét, σ_a abszorpciós tényező pedig egy konstans érték. A fenti egyenlet integrálásával megkapjuk a légkörön, függőlegesen áthaladó sugárzás intenziását.

$$I_t = I_0 \exp \left\{ \int_0^z n \sigma_a dz \right\}. \quad (11)$$

Ennek egyszerűsítése során (n független a magasságtól) jutunk a következő kifejezéshez:

$$I_t = I_0 \exp(-n\sigma_a z), \quad (12)$$

amely a jól ismert Beer–Lambert-törvény. Tekintve, hogy minden anyag, ami elnyel, ki is sugároz energiát, valamint, hogy az emisszió mindig dominánsabb, mint az elnyelés, a következő kifejezést kapjuk, a sugárzás gyengülésére:

$$-dI = In\sigma_a dz - Bn\sigma_a dz, \quad (13)$$

ahol a B a fekete test által kisugárzott (egységnyi felületre, egységnyi szögből, adott hőmérsékleten, egyensúlyi sugárzás esetén) energia spektrális sűrűségfüggvényét jelöli, azaz a Planck-függvény:

$$B(\lambda) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1}, \quad (14)$$

mértékegysége a $\text{W m}^{-3} \text{sr}^{-1}$. Ha ebbe a képletbe behelyettesítjük a Föld átlaghőmérsékletét (288 K), akkor láthatjuk, hogy energiájának több mint 98%-át az 5 és 80 mikrométer közötti hullámhosszokon bocsátja ki.

1.3. Abszorpció és emisszió gázokban

Az abszorpció alapja, hogy egy atom vagy molekula energiaszintje megváltozik, átmegegy egy alacsonyabb energiaszintű alapállapotból (E_j) egy magasabb energiájú gerjesztett állapotba (E_i).

$$E_i - E_j = h\nu. \quad (15)$$

A folyamat során elnyelődés megy végbe, a sugárzási energia hővé alakul, tehát a test hőmérséklete növekszik. Ugyanakkor az emisszió a test hőmérsékletének csökkenésével, és a hő sugárzási energiává alakulásával jár. Az elektromos kisüléssel gerjesztett molekuláris gáz bizonyos hullámhosszon elektromágneses sugárzást bocsát ki. A sugárzási energia elnyelése és kibocsátása függ az atomok, és molekulák szerkezetétől, amit a Bohr-féle 3. posztulátum ír le. Az átmenetek típusai az atomok/molekulák állapotát leíró jellemzőkkel lesznek kapcsolatban. Bár az elektron átmenetekhez tartozó sugárzás energiája a legnagyobb (UV és látható), számunkra nem az elektronehéjakat jellemző állapotok, hanem, a vibrációs és rotációs mozgásokhoz kapcsolódó állapotok lesznek meghatározóak (közeli és távoli IR-ben) az abszorpciós és emissziós vonalak vizsgálatánál.

Az elektromágneses sugárzás és az anyag kölcsönhatása (atomok, molekulák gerjesztése) során létrejövő színeképek fontos információval szolgálnak a különböző elemek

szerkezetéről, különböző molekuláris gázok fizikai és kémiai tulajdonságairól, így pedig a Föld energia-háztartásában, az üvegházhatásban betöltött szerepükről.

Vonalas színe az atomos, illetve ionos összetételű, kis sűrűségű világító gázoknak van, melyek sok, szabálytalan eloszlású vonalából tevődnek össze. Ugyanakkor kisebb felbontóképességű spektroszkópokban kiterjedt, egyik oldalon élesen határolt sávokból álló, ún. sávos színeket is megfigyelhetünk, melyek létrejövésért a gázmolekulák a felelősek („molekula-színeket”).

Az abszorpció/emisszió lényegében energiacsere alapul a gáz molekulái, illetve az elektromágneses mező között, ahol az összenergia a következő formában írható fel:

$$E = E_{rot} + E_{vib} + E_{el} . \quad (16)$$

Itt E_{rot} a mozgási energiája a forgásnak, E_{vib} a mozgási energiája a rezgésnek, E_{el} pedig az elektronok helyzetéből adódó potenciális és kinetikus energia, ún. „elektronenergia” (*Mika and Török, 1968*).

Az elektronkonfiguráció megváltozásához nagy energiájú rövidhullámú sugárzás (UV, látható fény) szükséges, míg az infravörös sugárzás hatására bekövetkező abszorpció a molekulák rezgési és forgási állapotainak a megváltozását okozza. Infravörös spektruma csak a több atomból álló molekuláknak van, mert vibrációs és rotációs mozgást csak ők végezhetnek. Ugyanakkor abszorpciót csak azok a molekulák végeznek, melyek dipólusmomentuma megváltozik a vibrációs és rotációs gerjesztések során. Ezért nincs a kétatomos gázoknak infravörös spektruma (pl. H_2 , O_2 , N_2 , ...).

Mivel a molekulák csak különféle diszkrét energiájú állapotokban lehetnek, a molekulák energiaváltozásai (elektronok mozgási, rezgési és rotációs energiák változásai) diszkréték. Infravörös sugárzás elnyelése esetén a molekulák szerkezetében bekövetkező változást, a rezgési és forgási állapotainak a megváltozása okozza. Ennek az az oka, hogy az atommagok rezgési amplitúdójának a növeléséhez 5 kcal/mol energia szükséges, melyet az infravörös tartomány ($12500 - 333 \text{ cm}^{-1}$) vonalai képviselnek. A rotációs energia növekedését pedig a távoli infravörös és a mikrohullámú sugarak ($333 - 1 \text{ cm}^{-1}$) okozzák.

Tiszta rotációs átmenetről akkor beszélhetünk az infra-, illetve mikrohullámú tartományban, ha a molekula állandó mágneses vagy elektromos dipólusmomentummal

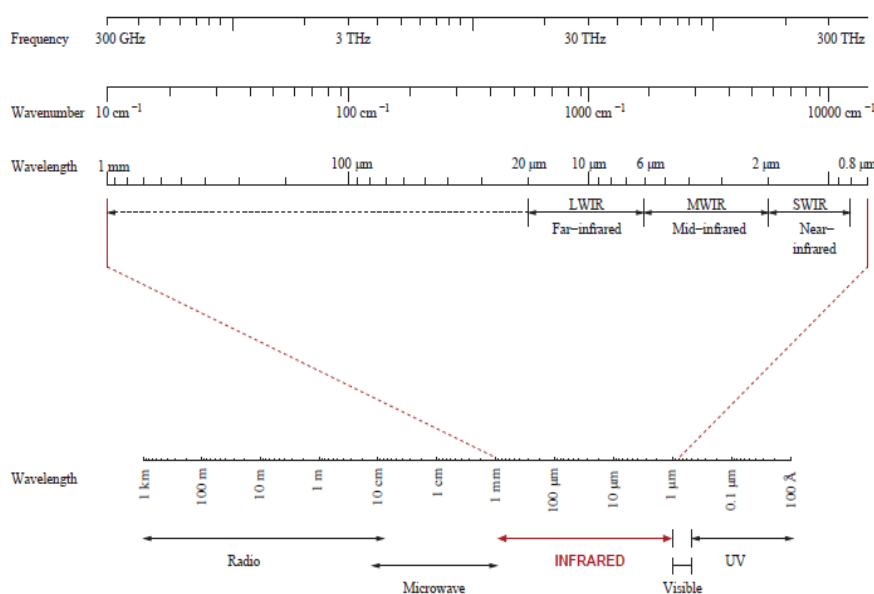
rendelkezik, mint például a vízgőz, ózon, és a dinitrogén-oxid. Változás esetén a dipólmomentumban tiszta vibrációs átmenetet kapunk az infravörös tartományban. Beszélhetünk még vibrációs-rotációs átmenetekről is bizonyos molekulák, mint például a metán és a szén-dioxid esetében. Az átmenetek egyedi jellegét befolyásolja a Doppler-hatás valamint a termikus ütközések.

Termikus gerjesztés során a gerjesztett atomok kb. 10^{-16} s ideig vannak gerjesztett állapotban, de ezalatt az idő alatt is ütköznek másik atomokkal, amik módosítják az energia állapotot, ami az emittált sugárzás fázisában is változásokat okoz, aminek következtében a fázis koherenciája változik az emittált sugárzásnak. Az átmenethez tartozó vonal szélessége megnövekszik, az emittált sugárzások közötti fáziseltolódások valószínűségi eloszlásának következtében. Ezt a termikus szélesedés okozta vonalformát „Lorentz profilnak” nevezzük. Ez a folyamat a termikus ütközések dominálta 40 km alatti tartományon jellemző.

Ugyanakkor a Doppler-hatás lényegében arról szól, hogy ha egy molekula ν_0 frekvencián emittál sugárzást, és közben közeledik, vagy távolodik a megfigyelőtől, akkor ν frekvenciára tolódik ez a ν_0 frekvencia.

1.4. Infravörös sugárzás (IR)

Ahogy a 3. ábra is mutatja, az elektromágneses sugárzás spektrumának 760 nm és 1 mm



3. ábra: Elektromágneses spektrum összefoglalója. (forrás: Brocard, 2008)

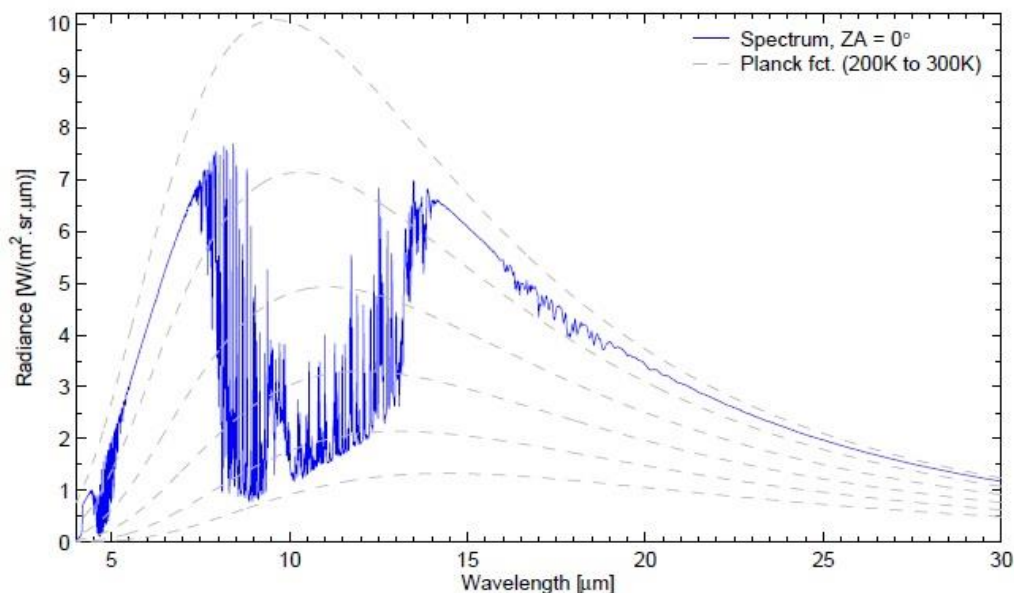
közötti részét, tehát a látható fénynél hosszabb, de a mikrohullámú sugárzásnál rövidebb tartományt értjük alatta. Az infravörös spektrum 3 kategóriára van felosztva:

1. közeli infravörös tartomány: $0,8 - 2 \mu\text{m}$ között
2. közepes infravörös tartomány: $2 - 6 \mu\text{m}$ között
3. távoli infravörös tartomány: $6 \mu\text{m} - 1 \text{mm}$ között, de gyakorlatban a $6 - 20 \mu\text{m}$ közötti tartományra utalunk.

Az itt bemutatott eszköz, az ún. VarioCam infrakamera a többi légekőri távérzékelési eszközhöz hasonlóan a távoli infravörös tartományban mér.

1.4.1. Tiszta égbolt infravörös spektruma

Az infravörös spektrum jellegzetessége a több ezer keskeny abszorpciós/emissziós vonal, a számos légekőri összetevőnek köszönhetően. Tehát elmondható, hogy a légekőri sugárzás nagyban változik a hullámhossz függvényében. A 4. ábrán tiszta égbolt infravörös spektrumát láthatjuk, 0° -os zenitszög mellett. A sugárzás spektruma függ a légekőri nyomás és hőmérséklet értékétől, valamint a légekőri gázok fajtájától, és mennyiségétől.

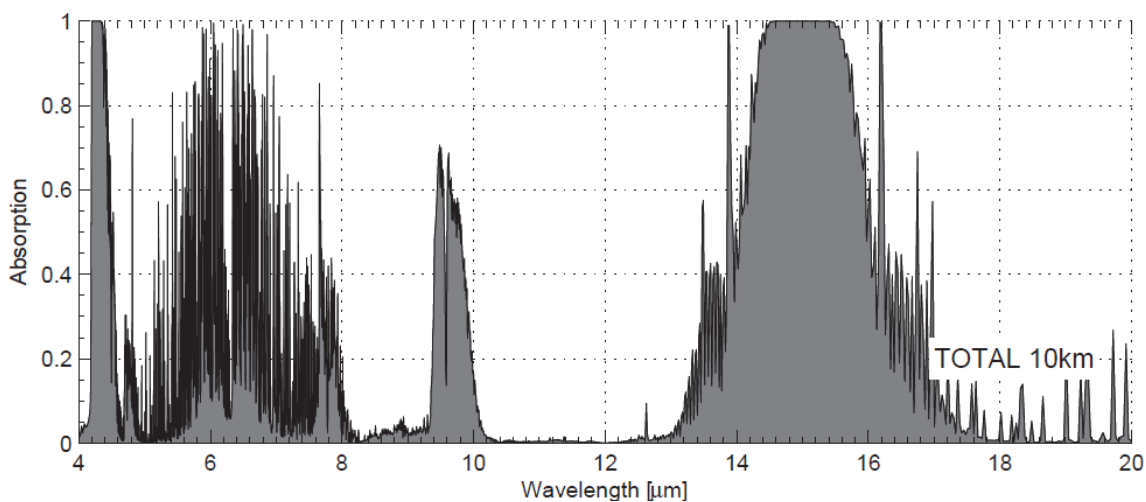


4. ábra: Felhőmentes ég infravörös spektruma (emisszió). Zenitszög: 0° , a szenzor magassága: 570 m. Planck-görbék 200 – 300 K között, 20 K-es lépésekben. (forrás: Brocard, 2008)

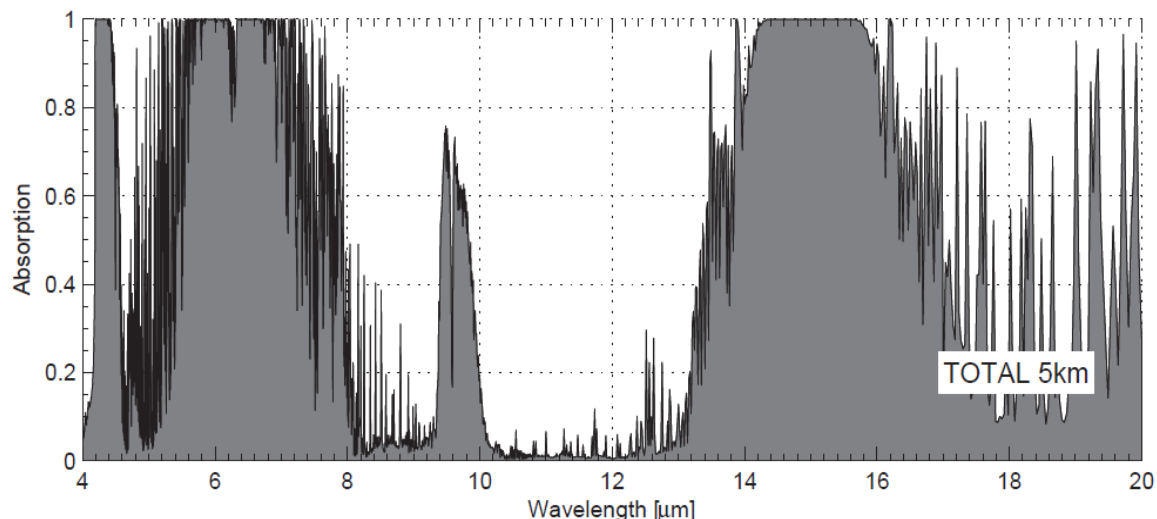
1.4.2. Léggöri infravörös ablak

Az infravörös sugárzás nagy részét tekintve a légkör átlátszatlan, viszont bizonyos hullámhosszokon, a távoli IR tartományban átengedi a sugárzást. Ezeket a részeket hívják „léggöri ablakoknak”. A beérkező elektromágneses sugárzás nem nyelődik el a gázmolekulákon, hanem nagyjából akadálytalanul áthalad. Az infravörös tartományban ez a 7,5 - 14 μm közötti tartományt jelenti. Ez az a része a távoli infravörös sugárzásnak, amit a távérzékelő eszközök is kihasználnak, tekintve a gyenge elnyelődést. Az 5. ábrán a léggöri elnyelést figyelhetjük meg a 4 - 20 μm -es tartományban. Az abszorpciós spektrum a tengerszinten, 5 km-en, valamint 10 km-es magasságban mutatja az elnyelődés mértékét. Megfigyelhetjük az elnyelés csökkenését a magasság függvényében. Ennek oka a tengerszinten lévő magasabb nyomás valamint a gázok, mint például a vízgőz magasabb koncentrációja.

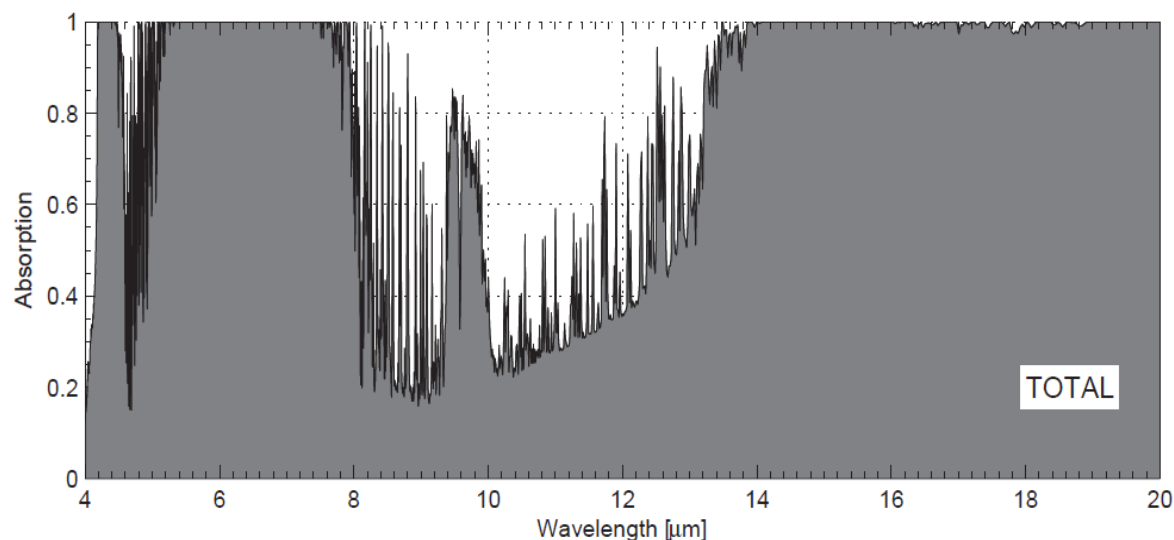
Bizonyos hullámhosszokon, mint például 9 - 10 μm között az abszorpció nem változik jelentősen a magassággal, hiszen ez a sáv a sztratoszférikus ózon elnyelési tartománya is egyben, ami jóval felette van az ábrán jelölt legmagasabb, 10 km-es vizsgálati pontnál. Ugyanakkor a 17 μm -nél nagyobb abszorpciós hullámhosszok esetében, amik a vízgőz rotációs átmenetéhez tartoznak, a magassággal párhuzamosan csökkenő tendenciát fedezhetünk fel az elnyelésben, tekintve a csökkenő vízgőztartalmat.



(a) Teljes elnyelés 10 km-en



(b) Teljes elnyelés 5 km-en



(c) Teljes elnyelés a felszínen

5. ábra: Abszorpciós spektrum különböző magasságokban. Zenitszög: 0° . Szenzor magassága (a) 10 km, (b) 5 km, (c) 0 m. CLOUDIA nevű szoftverrel készült. (forrás: Brocard, 2008)

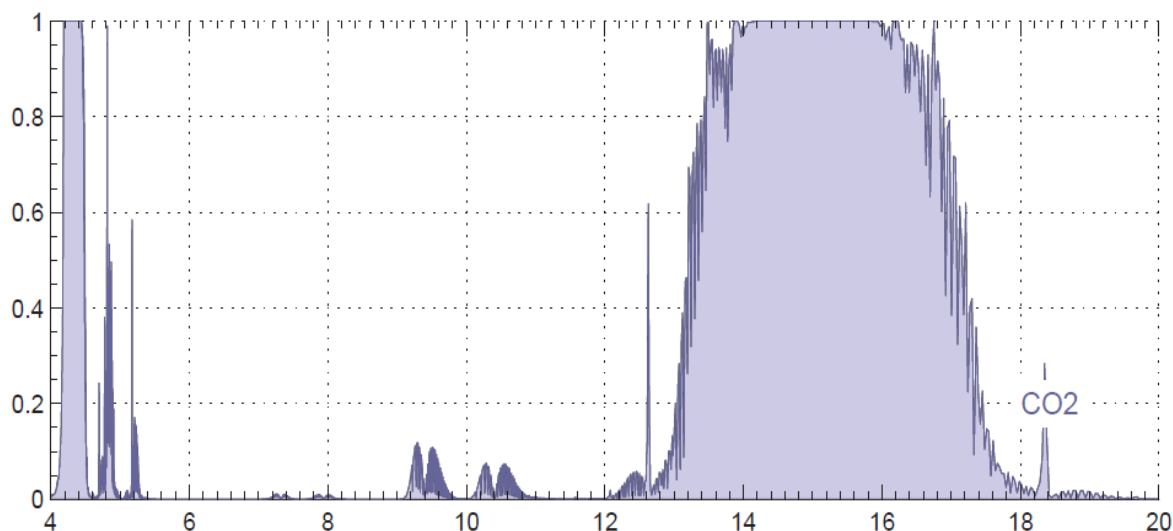
1.4.3. Fontosabb abszorbeáló gázok az IR tartományban

A világűr hőmérséklete kb. -270°C , míg az égbolton mért hőmérséklet ennél jóval magasabb. A jelenség mögött a már korábban megemlített légköri üvegházhatás áll, amely a felszín és légkör energia-háztartásába szól bele, oly módon, hogy a légköri abszorbeáló gázok gerjesztési (forgási, rezgési, orientációs) frekvenciáinak köszönhetően az infravörös sugárzás egy részét elnyelve a Földet lakhatóvá teszik, ezáltal $\sim 15^\circ\text{C}$ -os globális átlaghőmérsékletet okozva a felszín közelében. Ide tartoznak, a teljesség igénye nélkül, a

vízgőz H_2O , szén-dioxid CO_2 , ózon O_3 , metán CH_4 , és dinitrogén-oxid N_2O . Ezek közül a vízgőz a legjelentősebb elnyelő.

Szén-dioxid CO_2

A 6. ábrán láthatók a szén-dioxid elnyelési sávjai. Jellegzetessége a széles abszorpciós sáv 13 - 17,5 μm között. Ez a 15 μm körül fellépő erős vibrációs-rotációs átmenetnek köszönhető, amely felső határt szab az infravörös légköri ablaknak. Ezen kívül jelentősebb elnyelési sávjai találhatók 4 - 5,5 μm között, valamint 9,5 - 10,5 μm között is.



6. ábra: A CO_2 abszorpciós spektruma. Zenitszög: 0° . Szenzor magassága: 0 m. (forrás Brocard, 2008)

Ózon O_3

A 7. ábrán láthatjuk az ózon elnyelési sávjait. Gyengébb elnyelő a szén-dioxidnál, ugyanakkor erős elnyelést produkál a 8,7 - 10,2 μm közötti tartományon. Két másik elnyelési sávja is van az infra tartományban. Az egyik 4,8 μm , a másik pedig egy gyengébb, de szélesebb sáv 12,5 - 16 μm között.

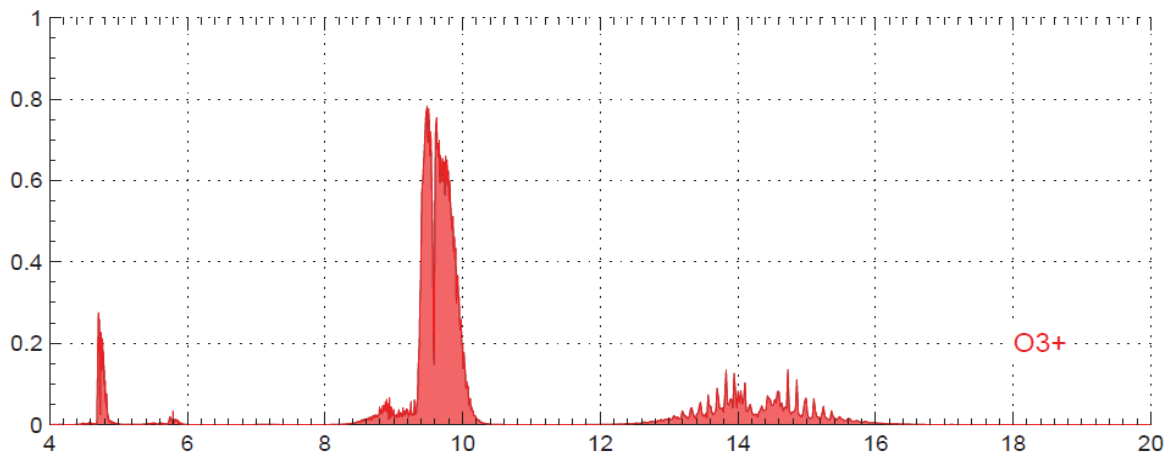
Metán CH_4

A 8. ábrán láthatjuk a metán elnyelési sávjait a 6 - 8,4 μm közötti tartományban, egy erősebb elnyeléssel a 7,2 - 8,3 μm közötti részben.

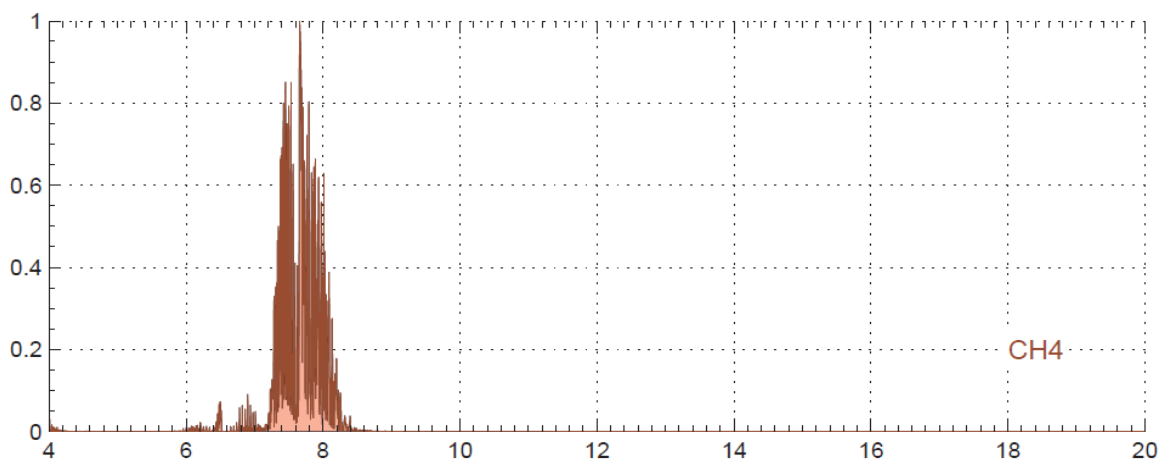
Dinitrogén-oxid N_2O

A 9. ábrán tüntettük fel a dinitrogén-oxid abszorpciós vonalait. Három tartományt tudunk megkülönböztetni, az egyik 4,5 μm környékén egy erős, szűk sávot képez, a második egy szélesebb sáv 7,5 - 8,8 μm között, erősebb elnyeléssel a 7,6 - 8,1 μm közötti szakaszon,

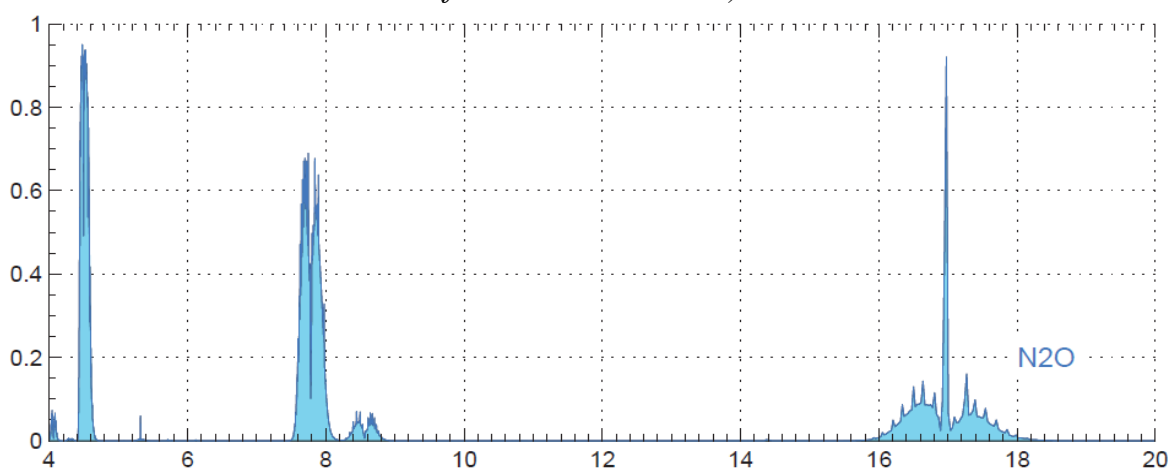
míg a harmadik tartomány egy széles gyenge elnyelődést mutat a 16 - 18 μm közötti részen, egy erős, szűk csúccsal 17 μm -nél.



7. ábra: Az O₃ abszorpciós spektruma. Zenitszög: 0°. Szenzor magassága: 0 m.
(forrás: Brocard, 2008)



8. ábra: Abszorpciós spektruma a CH₄-nek. Zenitszög: 0°. Szenzor magassága: 0 m.
(forrás: Brocard, 2008)



9. ábra: Az N₂O abszorpciós spektruma. Zenitszög: 0°. Szenzor magassága: 0 m.
(forrás: Brocard, 2008)

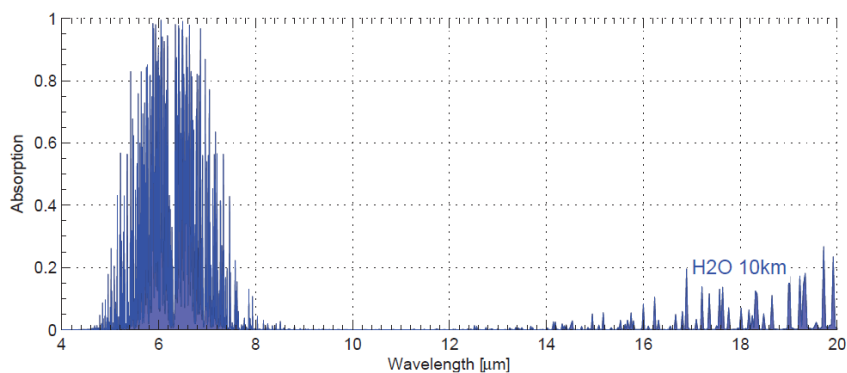
1.4.4. Léggöri vízgőz abszorpciója

Az abszorpciós spektrumát a 10. ábra szemlélteti. Az CO₂, N₂O, CH₄, és O₃ molekulákkal ellentétben a vízgőznek az egész infravörös spektrumon vannak elnyelési sávjai, melyek erőssége nagyban függ a hullámhossztól. A legerősebb elnyelést a 4,5 - 8,5 μm közötti tartományban tapasztalhatjuk, illetve a 15 μm-nél nagyobb hullámhosszoknál. Tudván a troposzférikus vízgőz jellegzetes exponenciális sűrűség eloszlását a magassággal, érthető, hogy az elnyelés is a magasság függvényében csökken.

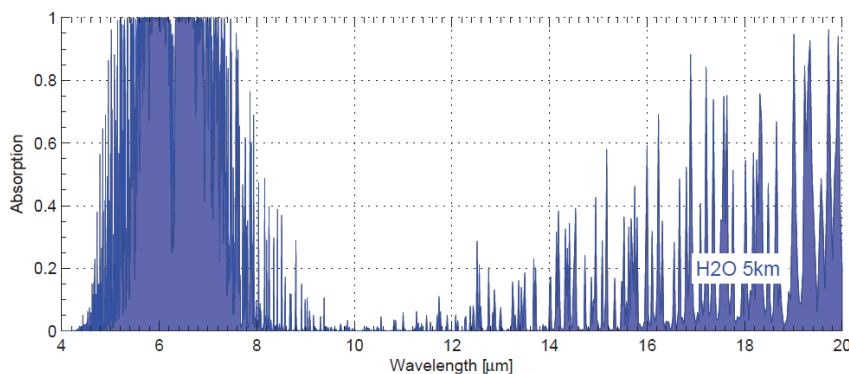
Tekintve a vízgőz fontos szerepét az infravörös sugárzásban, a tiszta égbolt sugárzási hőmérséklete is nagyban függ a troposzférikus vízgőztartalomtól. Az általunk használthoz hasonló infrakamerával (VarioCam Research 270) különböző léggöri körülmények között készített, egy éves mérési periódus adatait felhasználva *Brocard (2008)* által feltárt empirikus összefüggést a sugárzási hőmérséklet és az integrált vízoszlop között a következő formula fejezi ki:

$$T_B = -0,178I WV^2 + 9,53I WV + 121,4 , \quad (17)$$

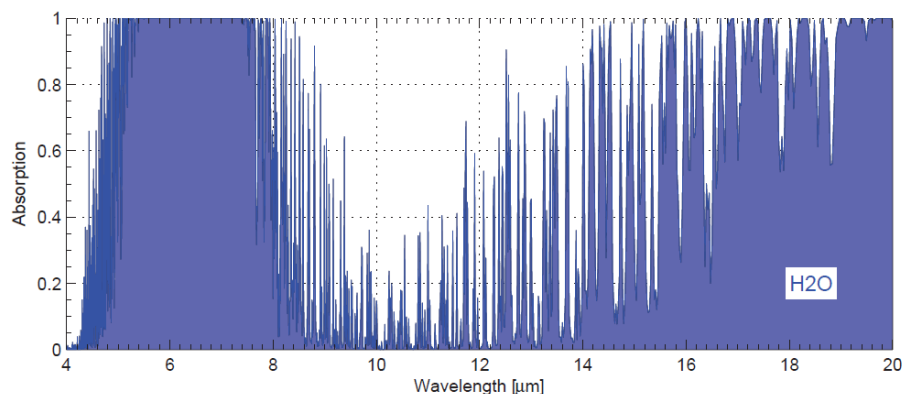
ahol T_B a tiszta égbolt effektív hőmérsékletét jelöli Kelvin-ben, $I WV$ pedig az integrált vízoszlop mm-ben kifejezve (lásd. 11. ábra).



(a)

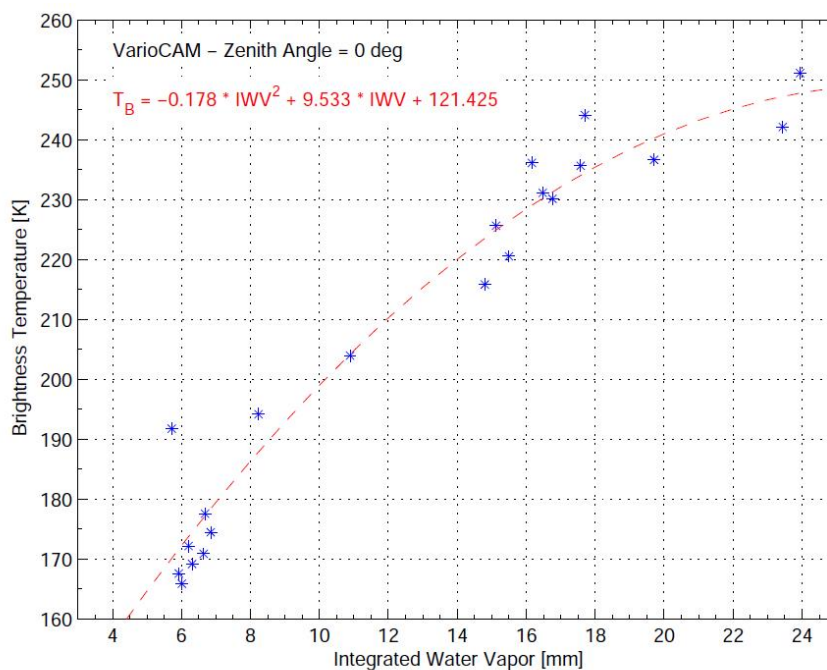


(b)



(c)

10. ábra: Abszorpciós spektruma a vízgőznek. Zenitszög: 0° . Szenzor magassága: (a) 10 km, (b) 5 km, (c) 0 m. (forrás: Brocard (2008))



11. ábra: Tiszta égbolt látszólagos hőmérséklete az integrált vízoszlop függvényében. Zenitszög: 0° . A látszólagos hőmérséklet a VarioCam Research 270 nevű infrakamerával lett meghatározva, míg az IWV értékeket egy TROWARA nevű mikrohullámú radiométer adataiból nyerték ki. 2007 áprilisa, és 2008 májusa közötti mérések. (forrás: Brocard, 2008)

1.4.4. Infravörös sugárzást mérő eszközünk – VarioCam Research 680

Az olyan paraméterek, mint például a felhőborítottság, a tiszta égbolt sugárzási hőmérséklete, vagy éppen a felhők sugárzási hőmérséklete mind jelentős hatással vannak a Föld sugárzási egyensúlyára, a hidrológiai ciklusra (Groisman et al., 2004) és fontos bemenő paramétereket jelentenek a klímamodellekben (Wielicki et al., 1995). Ezért az olyan műszerek fejlesztése, melyek folyamatos, megbízható, éjjel és nappal is egyformán

hatékony adatokat szolgáltathatnak, felértékelődött. Ez meglehetősen komplex feladatot jelent; különböző légköri állapotokat, látószögeket, felhőformákat, stb. figyelembe kell venni az ilyen automata adatszolgáltató rendszerek létrehozásakor. Számos műszer létezik a hosszúhullámú sugárzás detektálására, s a légköri távérzékelésre, mint például az „Institute of Applied Physics” (University of Bern) által működtetett TROWARA mikrohullámú sugárzást mérő eszköz, valamint annak továbbfejlesztett változata, az IR tartományban is észlelő ún. ASMUWARA műszer. A földfelszínről végzett megfigyelések esetében, a függőleges irányú lidaroknál és radaroknál azonban sokkal hatékonyabb térbeli felbontást kapunk látható tartományban működő kamerarendszerek alkalmazásával (pl. Whole Sky Imager-WSI), vagy az infratartományban is mérő kamerákkal (pl. az általunk is használt VarioCam).

Az általam a mérésekhez használt eszköz, egy 7,5 - 11 μm közötti tartományban mérő műszer, közönséges nevén infrakamera. Szokás még infravörös hőmérőnek is nevezni. Az infravörös hőmérőnek köszönhetően a távoli, forró, vagy esetleg mozgó tárgyak hőmérsékletét is megtudjuk mérni. Az égboltot vizsgálva pedig a troposzféra átlaghőmérsékletét mérhetjük, ezáltal például információt kapva az üvegházhatásról, illetve a települések hő- és fényszennyezéséről, ami akár 170 km-ről is detektálható (*Duriscoe, et al., 2007*). Ugyanakkor a felhők hőmérsékletét vizsgálva a vízgőz kondenzációját figyelhetjük meg, ami a harmatpontra szolgáltat adatokat.

A műszer érzékelője az objektum által kibocsájtott, valamint az általa visszavert sugárzást érzékeli, amit hőmérsékletértékekké alakít át. Tekintve, hogy a hőmérséklet változik a magassággal, a hőmérő által befogott kúpos térrészből számított érték egy átlagérték, a levegő hőmérsékletének az átlaga, egy effektív hőmérséklet.

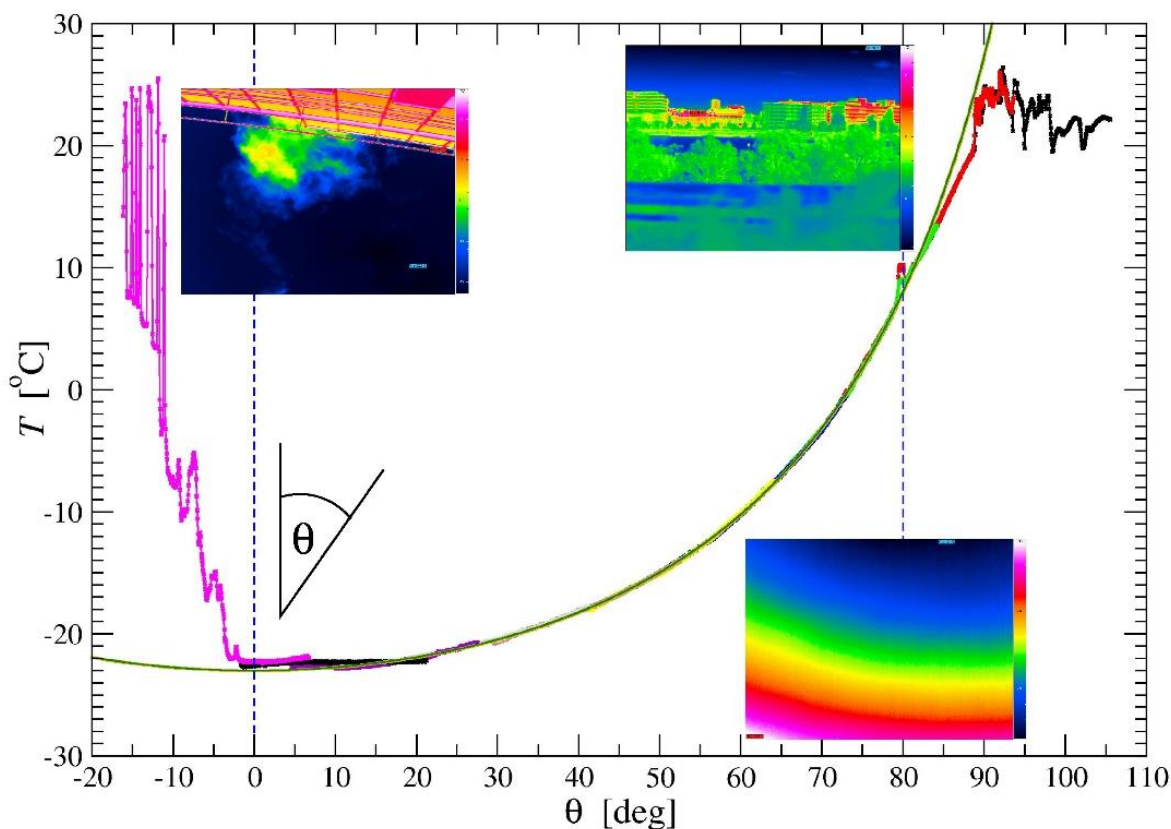
A kamera paraméterei a következők: 640 \times 480-as felbontásban tud infravörös képet rögzíteni, ahol az optika látószöge 30° vízszintesen és 23° függőlegesen. A mért hőmérséklet abszolút pontossága ± 1 K, de a pixelek egymáshoz viszonyított relatív pontossága jobb, mint 0,08 K.

2. Adatok kiértékelése

2.1. Mérés leírása

A méréseket két helyszínen, Budapesten, az ELTE TTK teraszán, 2014 őszén valamint a szegedi repülőtéren, 2015 nyarán végeztem el. A feladatom a felhőtlen, tiszta égbolt látszólagos hőmérsékletének meghatározása volt, amely során felvételeket készítettem az infravörös tartományban mérni képes, fentebb említett kamerával az égbolt egy részéről. Budapesten a keleti horizonttól egészen a zenitig bezárólag 10 fokenként készítettem képeket. A szöget egy a kamera oldalához rögzített szögmérővel és egy függőőnnel állítottam be.

Mivel a hosszuhullámú sugárzás fő forrása a légkör víztartalma, a mért hőmérséklet elsősorban az irányszög mentén elhelyezkedő páráréteg vastagságától függ. Így a légkör hiányában, körülbelül a világűr 2 K-es hőmérsékletét mérnénk. Tekintve, hogy a troposzféra vastagsága elhanyagolható a Föld sugarának méretéhez képest, első közelítésként a zenitszög függését $1/\cos\theta$ alakú függvény írja le.

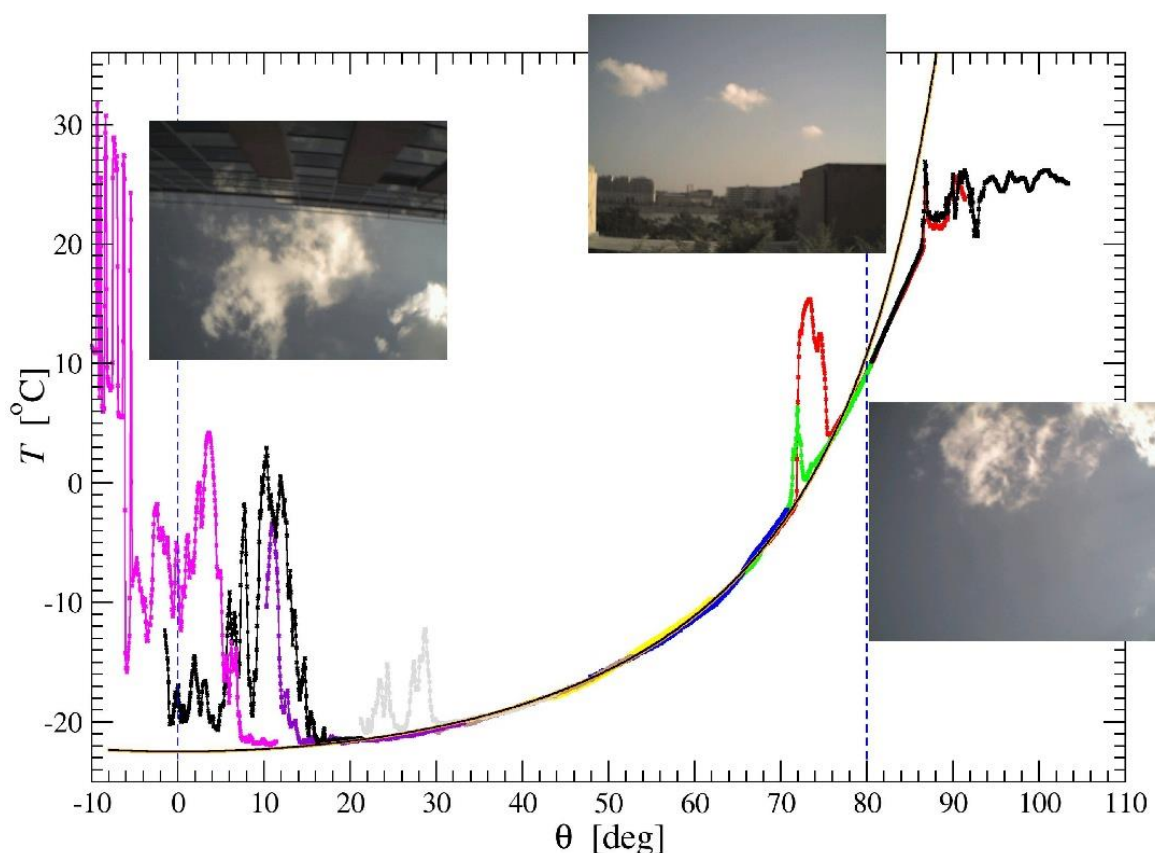


12. ábra: Tiszta égbolt sugárzási hőmérséklete a zenitszög függvényében.

Az ábrán látható profilt több infra felvételtől készítettük. A 640×480 -as felbontásban minden pixel 1 hőmérsékleti adatot tartalmaz. A 640 pixel irányában a középső 3 oszlop, tehát a 319-320-321-es oszlopokat kiszedtük és átlagoltuk, majd a kamera objektívének állásából, és az optika nyílásszögéből meghatároztuk az adott pixel zenitszögét, ahol 480 pixel 23° -nak felel meg. Az illesztést a $[0^\circ, 80^\circ]$ -os tartományban végeztük, tekintve, hogy a terasz korlátja, illetve az ELTE épülete eltakarták az égboltot. Az illesztett függvény paraméterezése a következő volt:

$$T(\theta) = \frac{T_1}{\cos(\theta/\theta_0)} + T_2. \quad (18)$$

Látható az infravörös ablakban mért alacsony hőmérséklet a 12. ábrán, a képen nem láthatók élesen kirajzolódó formák, melegebb területű tartományok, tekintve a felhők hiányát. Az enyhe hőmérsékleti gradiens az egyre nagyobb zenitszögek esetén a hosszabb optikai úthosszaknak tudható be. A horizonthoz közel a mért hőmérsékletértékek magasabbak, mint kisebb zenitszög mellett. Ez egyértelmű, tekintve, hogy a felszín közelében a leghosszabb az optikai úthossz, valamint közrejátszik a hőszennyezés és a légszennyezés miatt a planetáris határrétegben legnagyobb koncentrációban előforduló aeroszolok és egyéb szennyezők is.

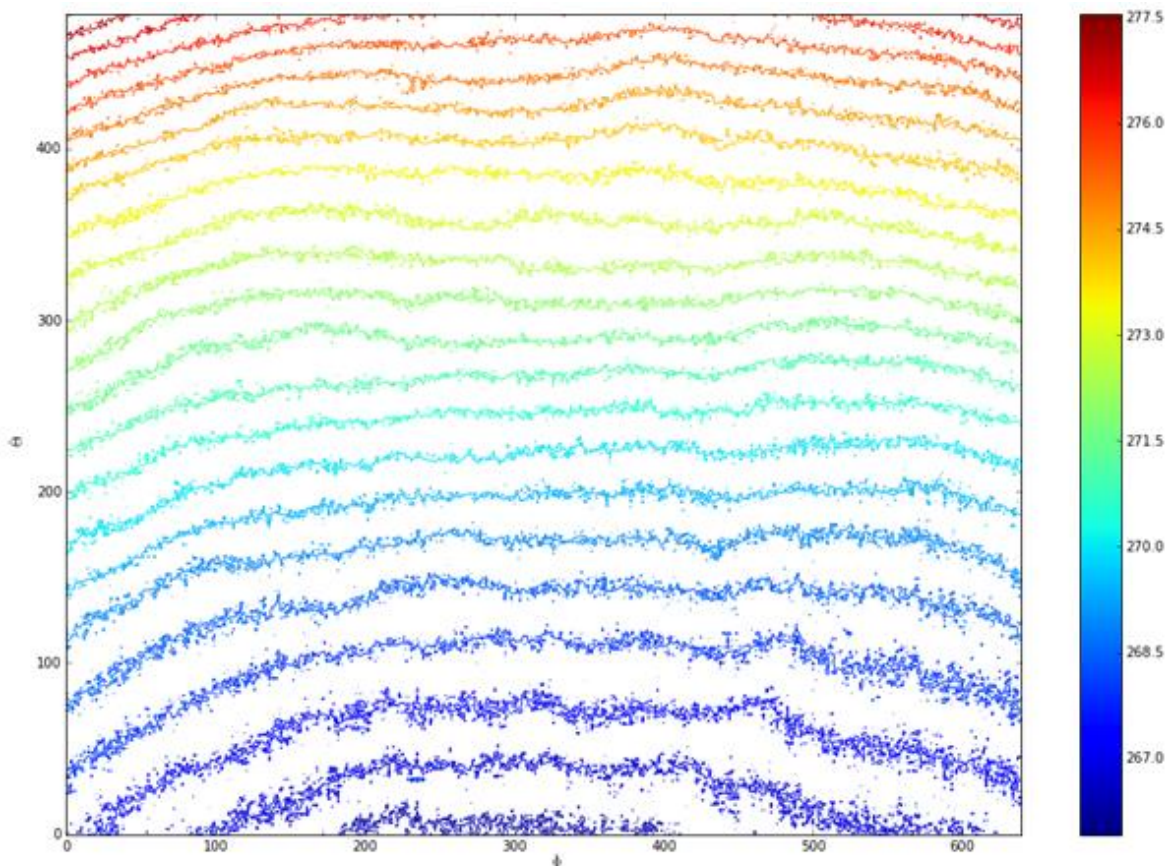


13. ábra: Enyhén gomolyfelhős tiszta égbolt sugárzási hőmérséklete a zenitszög függvényében.

A 13. ábrán észrevehető, hogy a felhők hőmérséklete jóval nagyobb a tiszta égbolténál. A víz kondenzációja miatt a felhőalap hőmérséklete közelítőleg megegyezik a harmatponttal.

A korábbi infravörös képeken észrevehető szabályos mintázatot (pl. 12. ábra 80°-os zenitszöghöz tartozó kép) a Nap-Antinap tengellyel hozzák összefüggésbe (Horváth and Varjú, 2004). Egy ebből adódó ötlet folytán a szegedi méréseket már a Napnak háttal végeztem el, a Nap-Antinap tengely mentén, 10 fokonként. A szegedi képek kiértékelésénél, mivel nem nagyon volt tereptárgy (a mérések a repülőtéren folytak), ezért az illesztést a [0,80] fokos tartományon tudtuk végrehajtani. Ahogy a következő ábrán is látható, a hőmérsékleti adatok szimmetrikus elrendeződésűek a tengelyre vonatkozóan.

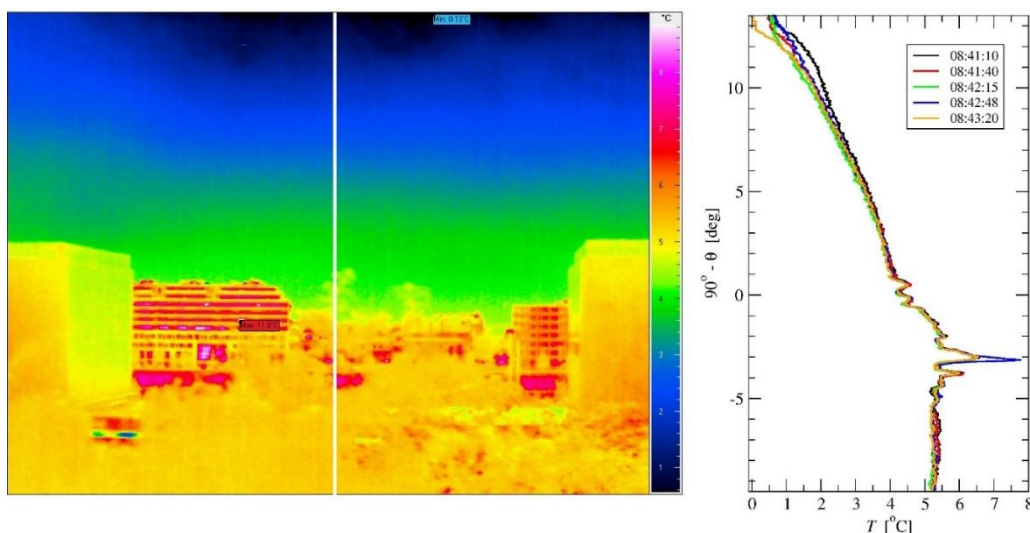
Fontos megjegyzés, hogy míg a budapesti kamerás mérések több hónapot fednek le (2014. szept.-nov.) elszórtan, addig a szegedi repülőtéren készített felvételek, lényegesen kisebb időszakra koncentrálnak (2015. júl. 07. - 17.).



14. ábra: Tiszta égbolt hőmérséklete (K), Nap-Antinap tengely mentén. Zenitszög: 20°.
A szögfüggés mindkét irányban pixel egységekben látható.
(Szeged, 2015. júl. 07. 11:45 - 11:50 UTC)

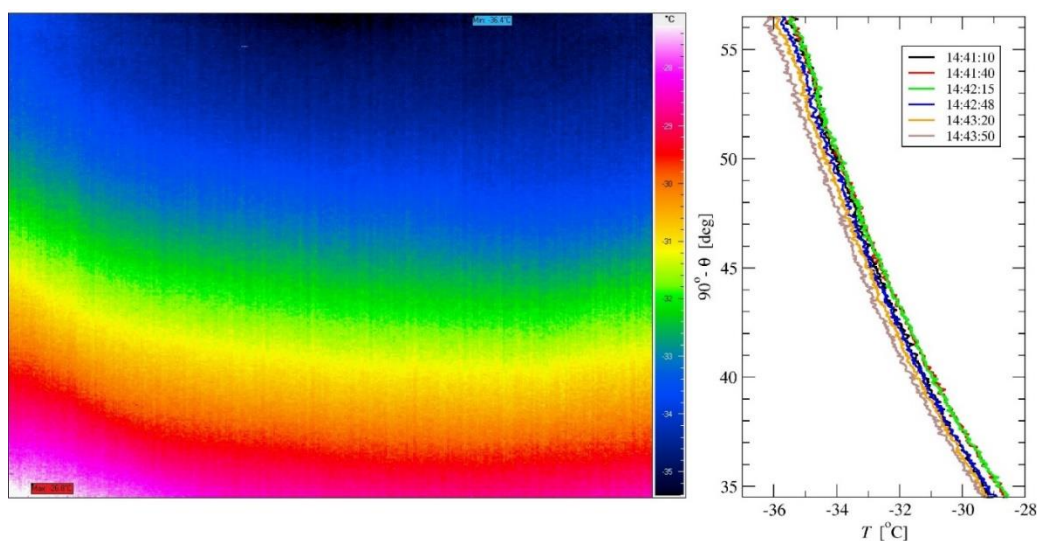
2.2. Reprodukciós mérések

Rögzített zenitszögeken képeket készítettünk, minden mérés után a kamerát újraindítva, amely során mindig újra kalibrálta magát. Az így kapott budapesti adatokat a 15. ábra szemlélteti, ahol a 90° -os zenitszög alatti fodrozódást a városi hősziget jelenségének tudhatjuk be, míg a szignifikáns eltérés a mérések között azzal magyarázható, hogy egy erős dinamikus változás zajlott le a felszín közeli keveredési rétegben, az alatt a kis idő alatt (kb. fél perc), ami a mérések között eltelt.



15. ábra: Reprodukciós mérések (5 db.). Zenitszög: 90° .
(Budapest, 2014. nov. 02. 15:41 – 15:43 UTC)

A 16. ábrán már a tiszta égboltot figyelhetjük meg. Itt nincs semmiféle anomália, a mérési eredmények beleesnek a kamera műszaki paramétereit megadó ± 1 K-es hibahatárba.



16. ábra: Reprodukciós mérések felhőtlen égbolton (6 db.). Zenitszög: 45° .
(Budapest, 2014. nov. 02. 15:41 – 15:43 UTC)

2.3. Infraképekre alkalmazott modell

Kezdetben, tekintve, hogy a számunkra lényeges információt hordozó légkör, csupán 10 - 15 km vastag, ami a Föld sugarához (~6371 km) képest elhanyagolható, a légkör vastagságának az elméleti szögfüggését ($l_0(\theta)$) eltekintve a görbülettől, $1/\cos\theta$ alakban kerestük. Összefoglalásként, a sík, illetve görbületes közelítését az $l_0(\theta)$ függvénynek, egy korábbi munka (Dióssy, 2015) nyomán a következő alakban írhatjuk fel:

$$l_0(\theta) = (R - R_0)/\cos \theta, \quad (19)$$

$$l_0(\theta) = \sqrt{R_0^2(\cos \theta)^2 + R^2 - R_0^2} - R_0 \cos \theta, \quad (20)$$

ahol R jelöli a Föld sugarát a légkör határáig, R_0 pedig a felszínre vonatkozó érték.

A munka második lépéseként a mérések kiértékelésénél felhasználtuk azt az észrevételt, hogy a korábbi módszerünk során túl sok információt veszítettünk el azáltal, hogy csak a kép középső 3 oszlopának átlagát véve számoltunk (Dióssy, 2015). Ebből kifolyólag bevezettünk (Dióssy, 2015) két különböző felületi illesztést, melyek sokkal pontosabb modelljét adják vissza a mért adatainknak. A légkör görbületével számoló, elméleti felületi illesztésünk a következő formában adható meg:

$$l_0(\theta, \varphi) = \frac{-R_0 \cos \theta \sin \varphi + \sqrt{R_0^2(\cos \theta)^2(\sin \varphi)^2 - R_0^2(\sin \theta)^2(\cos \varphi)^2 - R_0^2(\sin \varphi)^2 + R^2(\sin \theta)^2(\cos \varphi)^2 + R^2(\sin \varphi)^2}}{(\sin \theta)^2(\cos \varphi)^2 + (\sin \varphi)^2}. \quad (21)$$

Tekintve, hogy $T_0, T_{OR} \sim l_0(\theta, \varphi)$, az elméleti felületünk egy konstansal ($a = 1 \text{ K km}^{-1}$) való szorzásával és egy b paraméter hozzáadásával kapjuk a mért hőmérsékleti adatokra illeszkedő görbénket, amely sík közelítés esetén a következő formában adódik:

$$T_0 = a \left(\frac{1}{\sin \varphi} \frac{R - R_0}{\cos \theta / \theta_0} \right) + b, \quad (22)$$

melyet, figyelembe véve az optikai mélység torzító hatását (θ_0 paraméter):

$$T_0 = \frac{a}{\sin(\varphi + \Delta\varphi) \cos[(\theta - \Delta\theta)/\theta_0]} + b, \quad (23)$$

alakban írhatunk. A képletekben megjelenő φ , illetve θ paraméterek jelölik az észlelés irányszögét, illetve a zenitszögét. A $\Delta\varphi$ illetve $\Delta\theta$ kifejezések a Nap-Antinap tengelytől való eltérést, valamint a nullafokos zenitszög esetén a mérés függőlegestől eltérő irányát mutatják.

Ha figyelembe vesszük a légkör görbületét is, akkor a korábban bevezetett elméleti felület felhasználásával, a következő alakban írhatjuk a modellünket:

$$T_{OR} = al_0(\theta, \varphi) + b, \quad (24)$$

melyet átalakítva, a korábbihoz hasonló módon kapjuk a mérések kiértékelése során használt másik formulát:

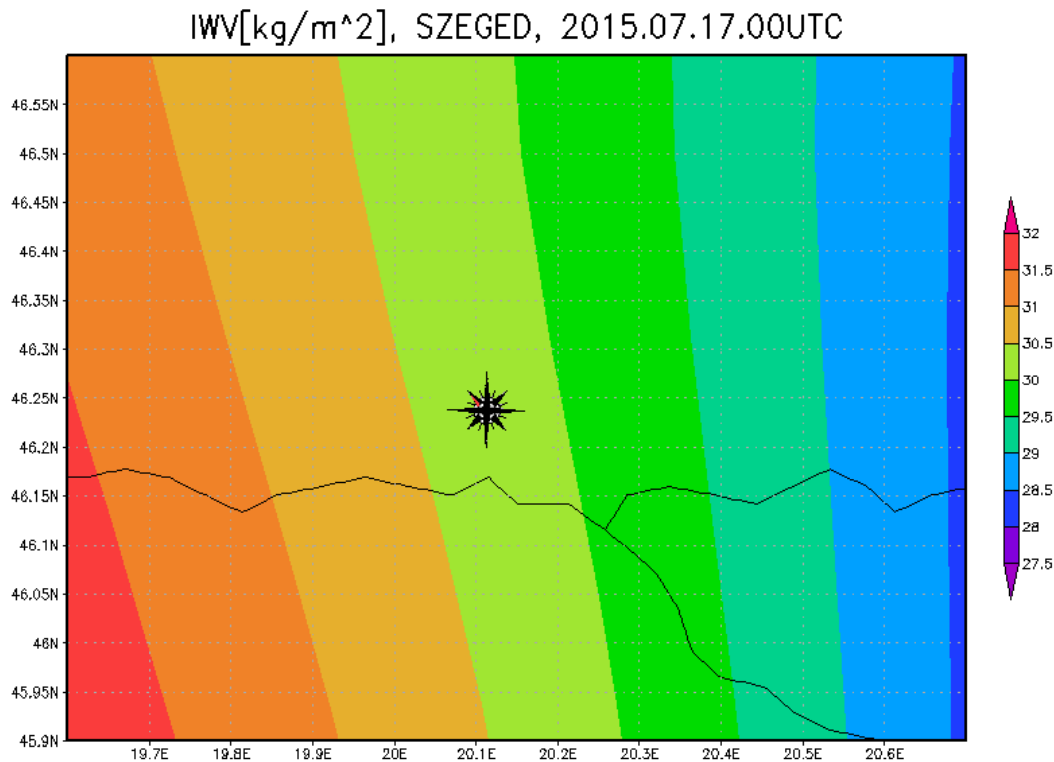
$$T_{OR}(\theta, \varphi) = a \left(\frac{-R_0 \cos\theta / \theta_R \sin\varphi + \left[R_0^2 (\cos\theta / \theta_R)^2 (\sin\varphi)^2 - R_0^2 (\sin\theta / \theta_R)^2 (\cos\varphi)^2 - R_0^2 (\sin\varphi)^2 \right]^{1/2}}{(\sin\theta / \theta_R)^2 (\cos\varphi)^2 + (\sin\varphi)^2} \right) + b. \quad (25)$$

Erős konzisztenciát tapasztaltunk az illesztett függvény paramétereinek az összege, tehát a látszólagos hőmérséklet, valamint a nullafokos zenitszöghöz tartozó infrakép hőmérsékleteinek az átlaga között, az eltérés sosem volt nagyobb, mint 0,1 K. Ezenkívül egy erős korreláció ($\sim 0,9$) is megfigyelhető a paraméterek között.

2.4. Vízgőz profilok kiértékelése

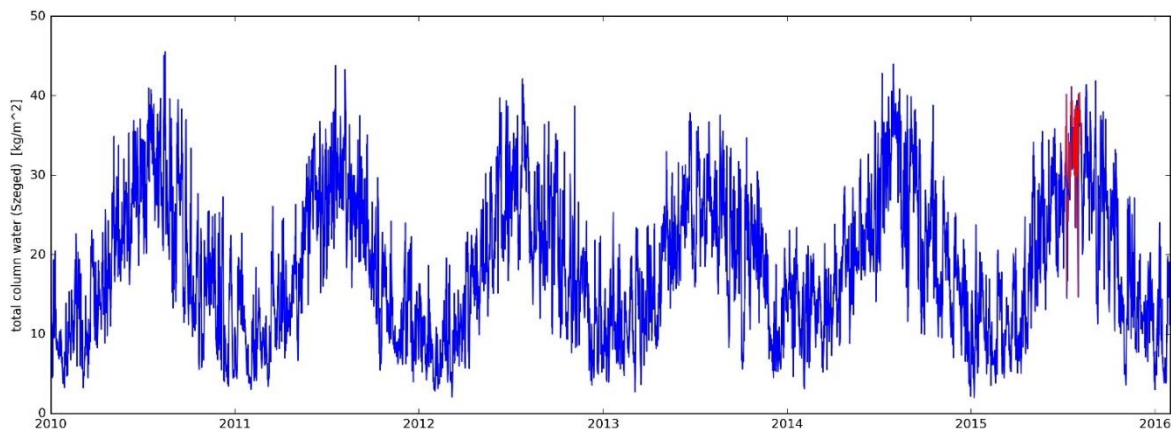
Brocard (2008) nyomán elsősorban a teljes vízoszlop (*IWV*) és az égbolt sugárzási hőmérséklete között keresünk kapcsolatot. Az előbbi mennyiséget első körben, az OMSZ pestszentlőrinci mérőállomásán, minden nap éjfélkor történő rádiószondás profilmérések alapján próbáltuk meghatározni. A Pestszentlőrinci rádiószondás profilokból származtatott integrált vízoszlop, illetve az ERA-Interim adatbázisából kinyert mennyiségek összehasonlításából Budapest térségére kiderült, hogy kis hibahatáron belül ezek a mennyiségek megegyeznek. Számításainkban ennek megfelelően Budapest és Szeged környékére az ERA-Interim adatokat is felhasználtuk.

Mindkét esetben a város körüli 4 rácspont helyén felvett integrált vízgőzoszlop értékek súlyozott átlagát számoltuk ki. Tekintve, hogy Szegeden a kamerás mérések a nap különböző időszakain zajlottak, 6 óránkénti felbontású adatokkal dolgoztunk, míg Budapest esetében a 12 órához tartozó értékeket használtuk fel. A következő ábra egy Szeged környékére vonatkozó, mérési nap eredményeit mutatja. Az integrált vízoszlop területi változékonysága ezen a mérési napon volt a legjelentősebb.



17. ábra: ERA-Interim adatbázisból nyert, Szeged körüli integrált vízoszlop területi eloszlása mm-ben. Az iránytű jelzi a kamera helyét és irányát (piros vonal).

Viszonyítási pontként Szeged térségére vonatkozóan mellékeltem egy 5 éves adatsort, amelyen a teljes vízoszlop változékonyságát láthatjuk. Megfigyelhető az évszakos változás



18. ábra: Szeged környékén az IWW 5 éves értékeinek változása mm-ben

a vízoszlop alakulásában, a mérésünk időpontjában lévő 30 mm körüli értékek pedig teljes egészében hasonlóságot mutatnak a kapott adatokkal.

Visszatérve a pezsztentlőrinci rádiószondás adatok kiértékelésére, a számolások a következőképpen történtek. Mivel az infravörös kamerával történő mérések általában kora

délután (14 - 15 óra körül) zajlottak, ezért az előző nap éjféli, és az aznapi éjféli profilokat is kiértékeltek. A számunkra fontos vízpára sűrűség számítással került meghatározásra, az alábbi egyenlet alapján (Hall et al., 2015):

$$\rho_w = \frac{6,112 \times \exp\left(\frac{17,67 \times T}{T + 243,5}\right) \times rh \times 2,1674}{T + 273,15} \quad (26)$$

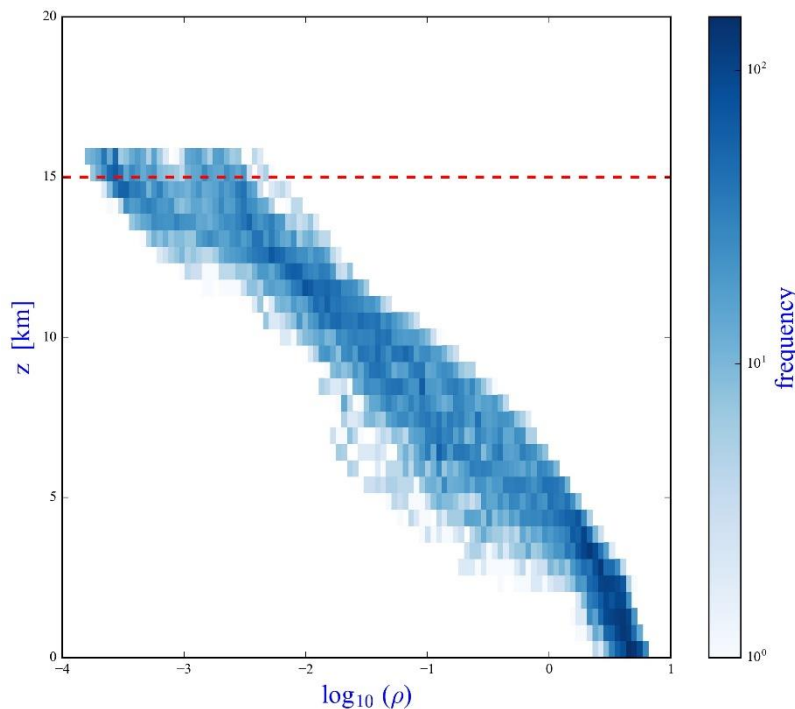
Ez a formula az ideális gáztörvény alapján készült, ezért csak a hőmérsékletet ($^{\circ}\text{C}$ egységekben) és a relatív páratartalmat (%) használja fel, a nyomás számítással kerül meghatározásra a következő módon. A vízpára telítési nyomása (100%-os relatív páratartalom esetén) a Magnus–Tetens-formula segítségével a következő alakban adható meg (Murray, 1967; Wilson):

$$p_{sat} = 6,112 \times \exp\left(\frac{17,67 \times T}{T + 243,5}\right) \quad (27)$$

A p nyomás tetszőleges rh relatív páratartalom esetén:

$$p = 6,112 \times \left(\frac{rh}{100}\right) \times \exp\left(\frac{17,67 \times T}{T + 243,5}\right) \quad (28)$$

A (26) formula eredménye g m^{-3} egységekben adódik, -30°C és 35°C között 0,1% pontosságú, ami a céljainknak az egyéb pontatlanságok figyelembe vétele mellett teljesen megfelel. A 20e ábra sűrűség profilja e szerint a képlet alapján lett meghatározva.



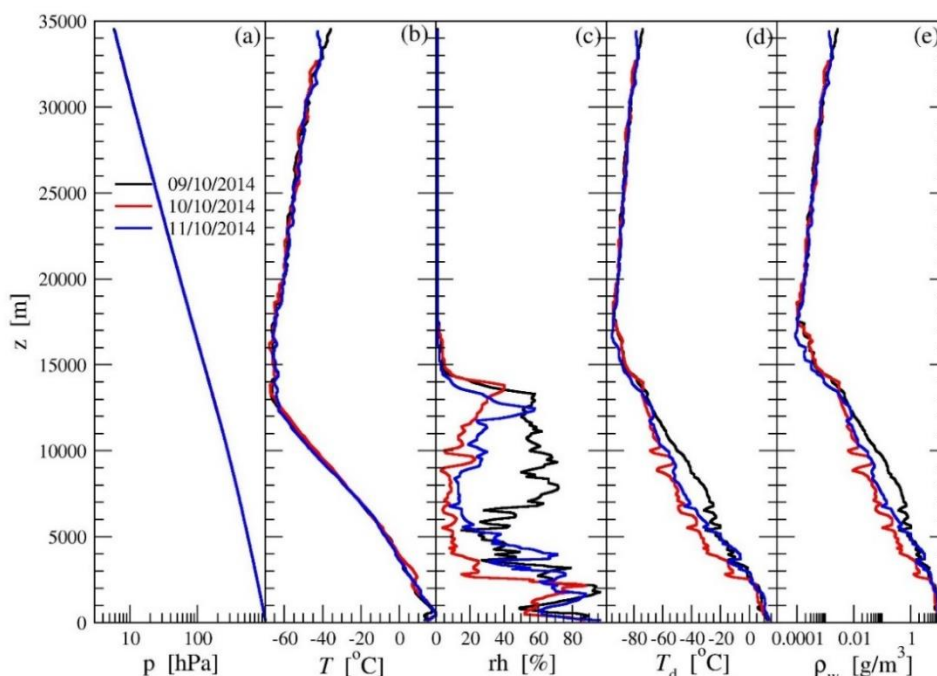
A szegedi repülőtéri ballonos mérések kiértékelése is hasonlóan zajlott. Az összes szegedi ballonos mérésekből (00 és 12 UTC-s júliusi mérések) számolt vízsűrűség gyakoriságának magasság szerinti változását láthatjuk a 19. ábrán.

19. ábra: Rádiószondás mérésekből 15 km

magasságig interpolációval számított vízgőz sűrűség gyakoriságának magasság szerinti változása. Az interpoláció során 50 m-es felbontású adatokat kaptunk. Látható a fél-logaritmikus grafikonon ábrázolt adatok közel exponenciális csökkenése a magassággal. (Szeged, 2015. júl. 00 – 12 UTC)

A 20. ábra jól szemlélteti, hogy a relatív páratartalom milyen nagyot tud változni 24 óra alatt (fekete, kék és piros görbék a 20c ábrán), ez jelentős pontatlanságot okoz a teljes légköri vízoszlop becslésénél.

A 21. ábra közel egy évvel később (Pestszentlőrinc, 2014. okt. 16 - 17. 00 UTC), két további egymást követő nap megfelelő profiljait mutatja be. Itt a 24 óra alatt bekövetkezett változások sokkal kisebbek. A 22. ábra valójában megegyezik a 21e ábra görbéivel. A nyújtott skálán történt ábrázolás jól szemlélteti, hogy az alsó 15 km vastag légrétegben az abszolút víztartalom nagyjából exponenciálisan csökken a magasság függvényében (ez felel meg az ábrán fordított tengelyekre illesztett, egyenesekkel ábrázolt logaritmikus függésnek).

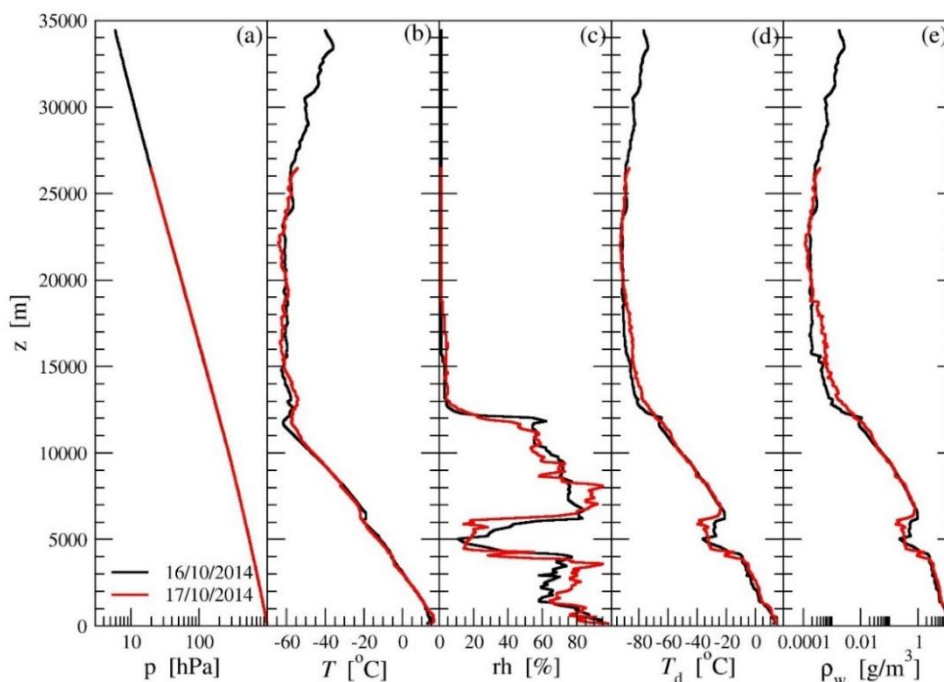


20. ábra: Három egymást követő (Pestszentlőrinc, 2014. okt. 09 - 10 - 11) nap éjjélkor (00 UTC) történt rádiószondás légköri profil méréseinek adatai, dátumok az (a) ábrán is. Az (a) nyomásprofil, és az (e) sűrűségprofil esetén a vízszintes skálák logaritmikusak, ahol p a nyomás, T a hőmérséklet, rh a relatív páratartalom, T_d a harmatponti hőmérséklet, ρ_w a vízgőz sűrűsége a (26) egyenlet alapján számítva.

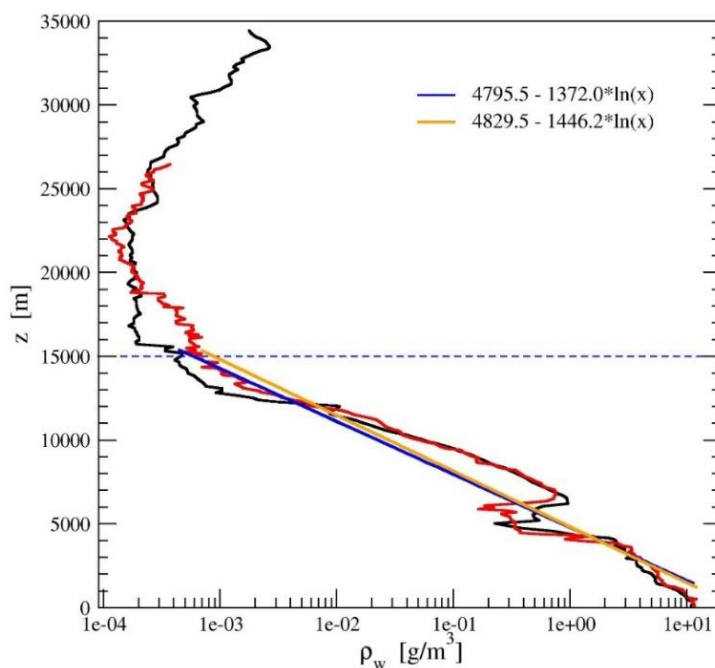
A rendelkezésünkre álló 18 budapesti és 60 szegedi számított sűrűség profil mindegyikére elvégeztük az exponenciális illesztést:

$$\rho_{fit}(z) = A_0 e^{-z/z_0}, \quad (29)$$

ahol A_0 jelöli az amplitúdó faktort, z_0 pedig az ún. csillapítási tényező. Ennek hibáját úgy ellenőriztük, hogy meghatároztuk a $\rho_w(z)$ profil numerikus integráljaként



21. ábra: Pestszentlőrinci rádiószondás adatok (2014. okt. 16 – 17. 00 UTC). Nyomás, hőmérséklet, relatív nedvesség, harmatpont, sűrűség (balról jobbra haladva).

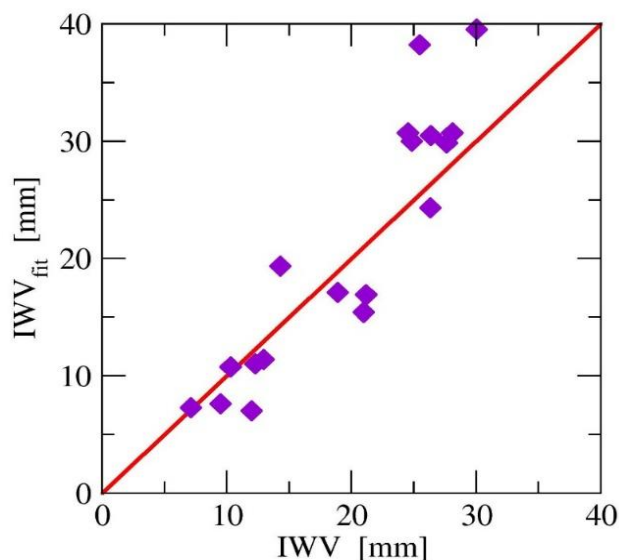


22. ábra: Abszolút nedvesség változása a magassággal, valamint a rá illesztett függvény. (Pestszentlőrinc, 2014. okt. 16 – 17. 00 UTC)

adódó teljes vízoszlopot (IWV , lásd (1) egyenlet), valamint az illesztett (29) exponenciális függvények z szerinti integrálját (IWV_{fit}). A 23. ábrán látható, hogy a vízsűrűsége illesztett (29) exponenciális függvény jó közelítéssel ugyanazokat az integrált értékeket adja. Szisztematikus eltérés nagy IWV értékek esetén található (föülbecslés). Az exponenciális függvény a végtelenben cseng le nulla értékre (az atmoszféra felső határa

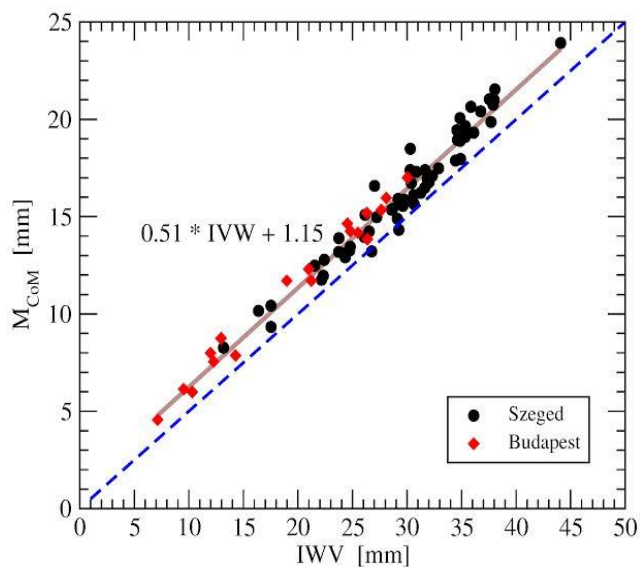
nem definiált), ezért meghatároztunk egy karakterisztikus magasság értéket (súlyponti magasság, *CoM-height*), és az ahhoz tartozó integrált tömeget (M_{CoM}) is:

$$CoM - height = \frac{\int_0^{\infty} \rho_z(z)z dz}{\int_0^{\infty} \rho_z(z)dz}. \quad (30)$$



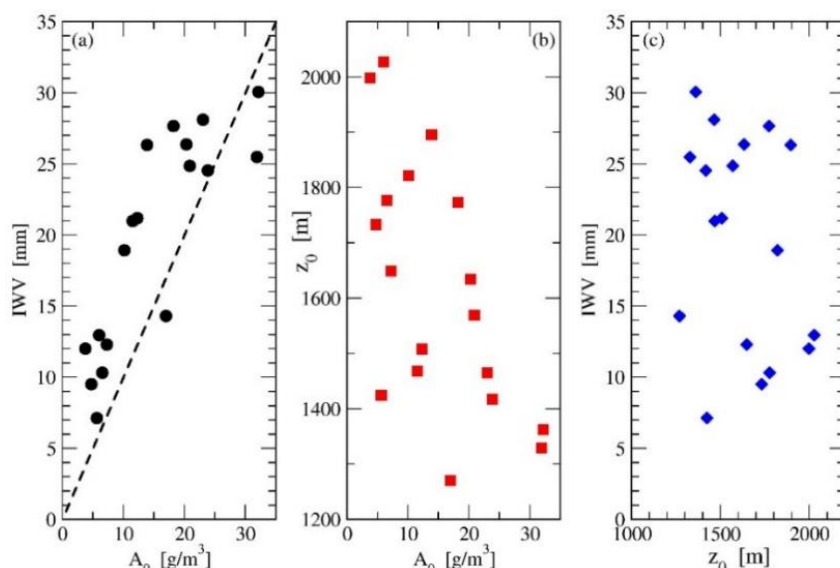
23. ábra: Integrált vízoszlop, és az illesztett függvény közti korreláció vizsgálata. (Budapest, 2014. ősz)

A szegedi rádiószondás profilokból meghatározott súlyponti tömeg, és az Era-Interim adatbázisból nyert teljes vízoszlopok szórásdiagramját mutatja a 24. ábra. Látható, hogy a ballonos mérésekből számított súlyponti tömegek szisztematikusan magasabbak az adatbázisból nyert értékeknél.

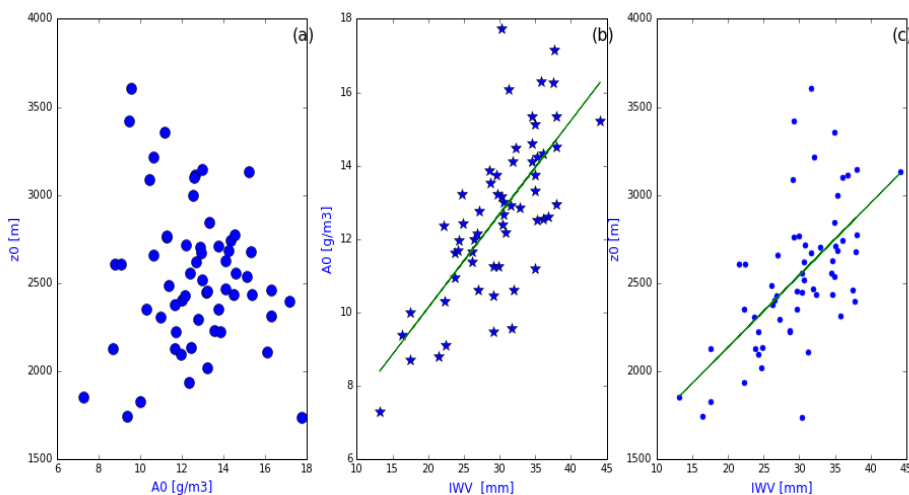


24. ábra: Súlyponti tömeg a teljes vízoszlop függvényében. A kék szaggatott vonal meredeksége $\frac{1}{2}$. (Szeged, 2015. július)

Ami az illesztett paraméterek és az empirikus integrált vízoszlop közötti összefüggést illeti, a budapesti mérések esetén gyenge korreláció a (29) egyenlet A_0 amplitúdó faktora, és az IWV értékek között mutatkozik (25a ábra). Ugyanakkor a szegedi mérések kiértékelése eredményeként az A_0 amplitúdó faktor, ill. z_0 csillapítási tényező és az IWV értékek között korreláció mutatkozik (25a ábra).



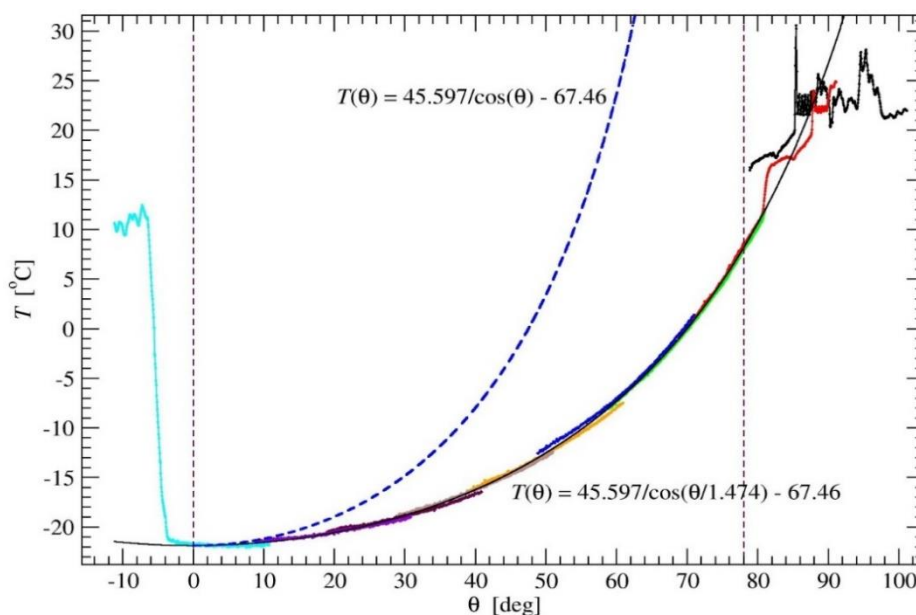
25. ábra: A (29) egyenlet A_0 és z_0 illesztett adatainak összefüggése a rádiószondás profilmérésekből (Budapest, 2014 ősz) meghatározott integrált vízoszloppal ((a) és (c) ábra), valamint a keresztösszefüggés szórási diagramja ((b) ábra).



26. ábra: Lásd 25-ös ábra, a szegedi adatokra (2015. július).

3. Eredmények

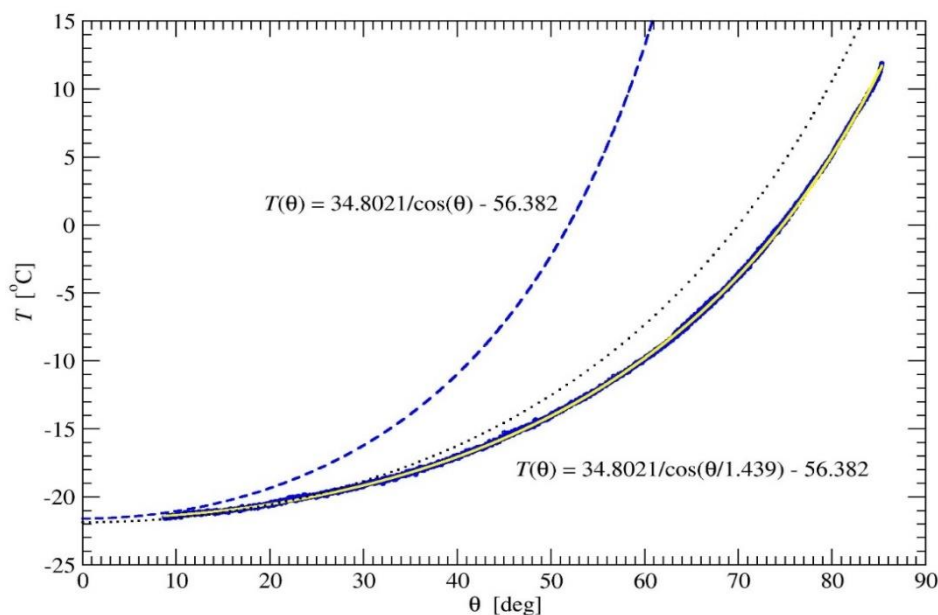
A korábban ismertetett hipotézis szerint, azaz, hogy a légkör sugárzási hőmérséklete a légoszlopban jelen lévő teljes vízgőzmenyiség, és így az általa emittált IR sugárzás függvénye, a méréseink kiértékelésekor egy inverz koszinuszos összefüggést vártunk a zenitszög függvényében. Ugyanakkor a nemlineáris (18) egydimenziós illesztésünk egy nem tisztán koszinuszos összefüggést mutatott, több paraméter megjelenésével. A 27. ábrán látható, hogy a kék szaggatott vonal transzformációjával megkapjuk a mért adatokra illesztett görbét. Az így kapott görbe sokkal kevésbé meredek, egyre nagyobb szögek esetén egyre jobban eltávolodik, s ugyanazokhoz a szögértékekhez kisebb hőmérsékleti értékek tartoznak. Ezek alapján feltételezhetjük, hogy az itt megjelenő θ_0 paraméter az optikai mélységgel lehet kapcsolatban, ami a légoszlopban jelen lévő abszorbeáló gázok, mint például a vízgőz, sugárzás elnyelését fejezik ki. Ennek értelmében minél nagyobb az optikai úthossz, annál erősebben jelentkezik ez a torzító hatás.



27. ábra: Nyers mérési adatok (színes görbeszakaszok), a (18) egyenlet illesztése (vékony fekete vonal), valamint egy tiszta inverz koszinuszos függvény T_1 és T_2 illesztett értékekkel (kék szaggatott vonal).

(Budapest, 2014. 09. 18. 15:12 - 15:17 UTC)

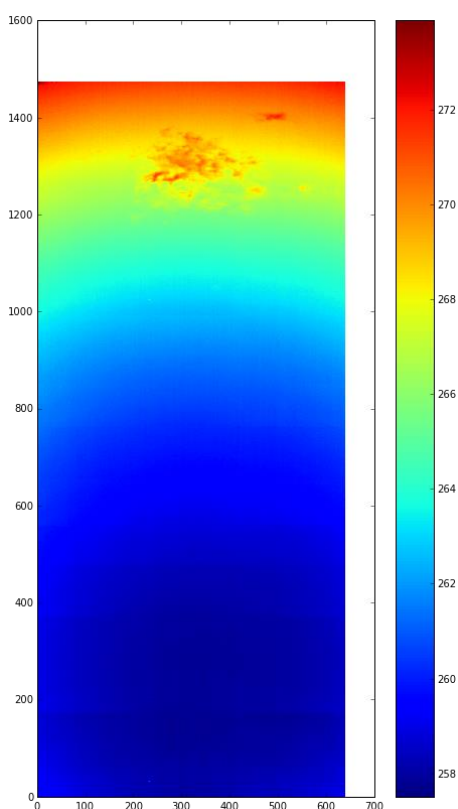
Mielőtt az optikai mélység magyarázatára térnénk, egy technikai részletet mutatunk be a 28. ábrán. A különböző zenitszögeknél rögzített profil darabok két okból nem illeszkednek tökéletesen: egyrészt a szögmérés hibája, másrészt a 2.2. szakaszban tárgyalt reprodukációs hiba miatt. Ezt részben lehet korrigálni a szakaszok egymásra csúsztatásával, amivel a



28. ábra: A 27. ábrán látható nyers adatok korrigált változatára történő illesztés. A pontozott vonal a 27. ábra illesztését jelöli.

28. ábrán feltüntetett folytonos mérési adatsort kapjuk. Az illesztett paraméterek nem kis mértékben térnek el a nyers adatokétól, de a nyers adatok tökéletlen illeszkedése semmiképpen nem magyarázza a tiszta inverz koszinuszos függvénytől való eltérést.

A felületi illesztések elvégzéséhez összefűztük az egy mérési időponthoz tartozó különböző zenitszög értékeken készített képeket, ezáltal pontosabb eredményeket kapva az



illesztett függvény paramétereire. Az illesztés során első lépésként a mérési pontatlanság miatt, a fentihez hasonlóan korrekcióra kényszerültünk. A képek tökéletes összefűzése az átfedő területek euklideszi illetve Manhattan normájának (Gisbert, 2007) számolásával történt. Az így összefűzött képek a szegedi mérések (2015. július) esetén, akár 8 képet is jelenthetnek.

29. ábra: Összefűzött IR tartományban készült mozaik kép, a zenit alul található. (Szeged, 2015. júl. 07. 11:45 - 11:50 UTC)

Az észlelési ponttól nagy távolságból érkező sugárzás jelentős optikai úthosszat tesz meg, természetes, hogy egy része elnyelődik, illetve kiszóródik. A Beer–Lambert-törvény értelmében közelítőleg exponenciális csillapodást várunk a detektált sugárzásban (Modest, 2003):

$$I(x) = I_0 \times \exp\left(-\frac{x}{x_d}\right), \quad (31)$$

ahol x az észlelő ponttól mért távolságot, x_d az optikai mélységet jelöli. Ahogy látni fogjuk, ez a feltevésünk jó magyarázatul szolgál a kamera által kapott hőmérsékletadatokra illesztett egydimenziós függvényünk alakjára vonatkozóan.

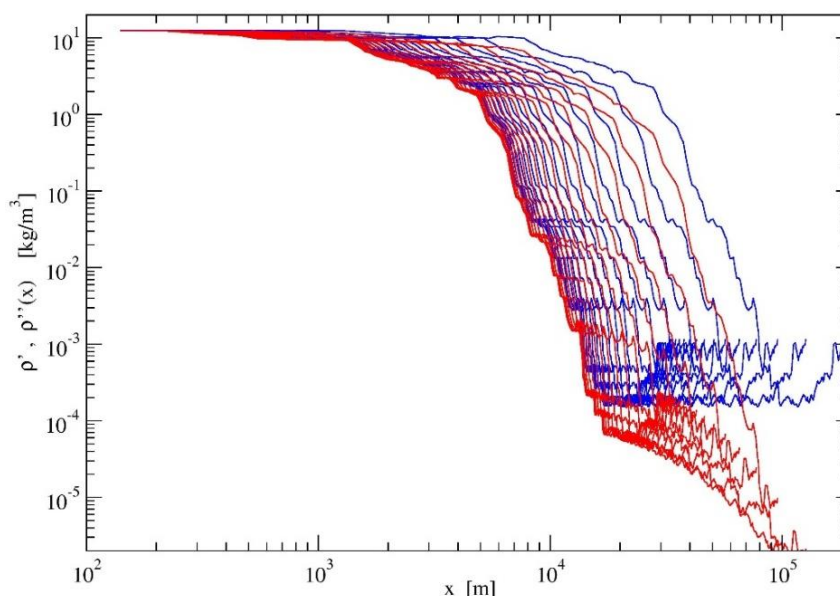
A (31) egyenlet tesztelését két lépésben végezhetjük el. Először a különböző zenitszögekhez tartozó budapesti vízpára sűrűség profilokat transzformáljuk a szögértékeknek megfelelő módon:

$$\rho'(x) = \rho\left(\frac{z}{\cos \theta_i}\right). \quad (32)$$

Itt θ_i értékeit 5° -onként változtattuk a $[0^\circ, 80^\circ]$ intervallumban (kék görbesereg a 30. ábrán). Második lépés a (31) Beer–Lambert-egyenlet szerinti transzformáció:

$$\rho''(x) = \rho'(x) \exp\left(-\frac{x}{x_d}\right). \quad (33)$$

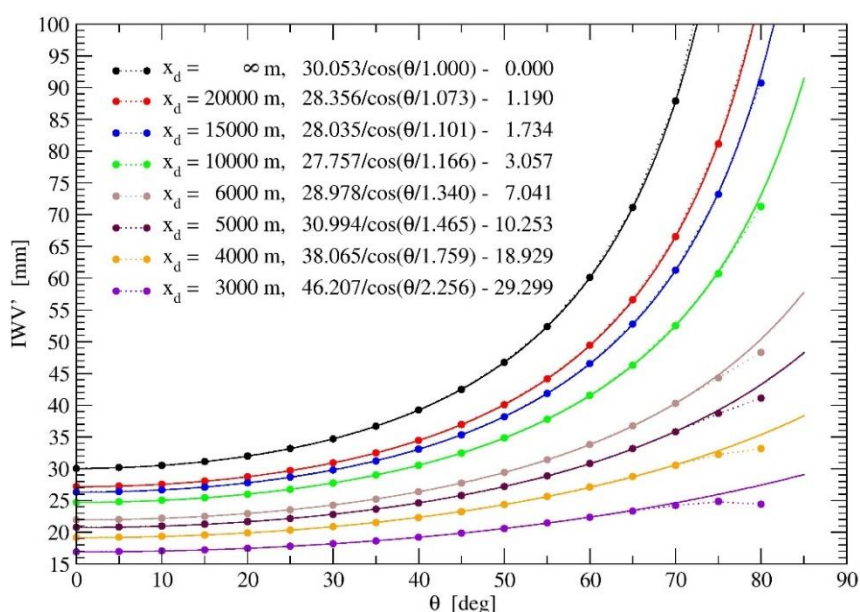
Ennek során a tipikus optikai mélységeket $x_d = 3000, 4000, 5000, 6000, 10000, 15000, 20000$ m értékeken rögzítettük (piros görbesereg a 30. ábrán $x_d = 20000$ m)



30. ábra: Különböző zenitszögeknek megfelelő transzformált ρ' sűrűségprofilok 5° -os lépésekben $0 - 80^\circ$ -ig (kék görbesereg, (32) egyenlet). A (33) egyenlettel transzformált ρ'' sűrűségprofilok ($x_d = 20000$ m, piros görbesereg). Mindkét tengely logaritmikus. (Pestszentlőrinc, 2014. okt. 14. 00 UTC)

A két lépéses transzformáció után kiszámított IWW' integrál értékei valóban a (18) nyújtott inverz koszinuszos összefüggéssel illeszthetők (31. ábra). Ezen jól látható, hogy minél kisebb az optikai mélység (erősebb elnyelés esete), annál „laposabb” a nyújtott inverz koszinuszos illesztés. Emellett kisebb optikai mélységek és nagy zenitszögek esetén a sima illesztett függvénytől jellegzetes eltérés (letörés) látható, ez a viselkedés megfigyelhető a mérési adatokon is (lásd: a 12. és 13. ábra). A 32. ábra szerint a különböző mért sűrűség profilokhoz nem tartozik egy univerzálisan illeszthető függvény, de a mérési hibák figyelembe vételével egy közelítő illesztés határozható meg az összes pontot felhasználva:

$$\theta_0 - 1 = \frac{1}{(0.00086x_d - 1,514)}. \quad (34)$$

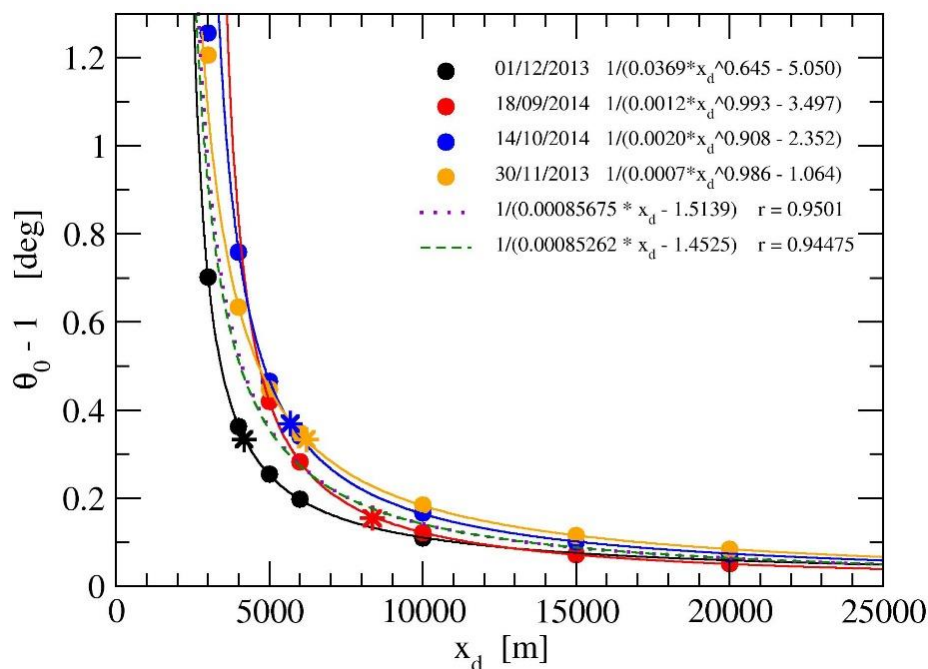


31. ábra: A két lépéses transzformáció eredménye különböző rögzített x_d optikai mélységek esetén. Az illesztett paraméterek az ábrán láthatóak.
(Pestszentlőrinc, 2014. okt. 14. 00 UTC)

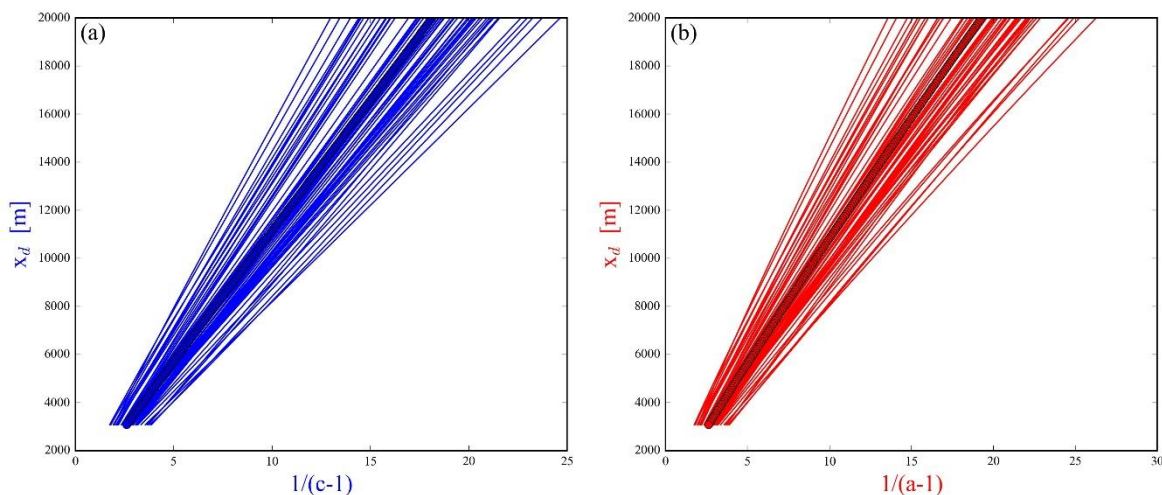
A transzformáció után kapott látszólagos vízszlopokra illesztett nyújtott inverz koszinuszos függvényt tovább gondolva, egy a Föld görbületét is beleszámító egydimenziós illesztést (20) is elvégeztünk. Az ebből adódó összefüggést az optikai mélységre és a θ_0 paraméterre a 33b ábra szemlélteti.

Ahogy a 33. ábra is mutatja, ugyanaz az összefüggés a θ_0 paraméter és az optikai mélység között kifejezhető a (34) formula átalakításával, amely során az optikai mélységekre kapunk egy effektív összefüggést, a következő formában:

$$x_d = \frac{1088,65}{\theta_0 - 1} + 275,8. \quad (35)$$



32. ábra: Négy mért sűrűség profil két lépéses transzformációja után számított θ_0 illetett paraméterek különböző x_d optikai mélységek esetén (színes korongok). A színes csillagok a közvetlen mérésre illesztett értékeket jelölik. A lila szaggatott vonal a (34) egyenletet ábrázolja, a zöld pedig egy hasonló inverz függvény illesztés a két legfelső pont kizárásával, a paraméterek alig térnek el.
(Pestszentlőrinc, 2013. dec. 01., nov. 30., 2014. szept. 18., nov. 14. 00 UTC)

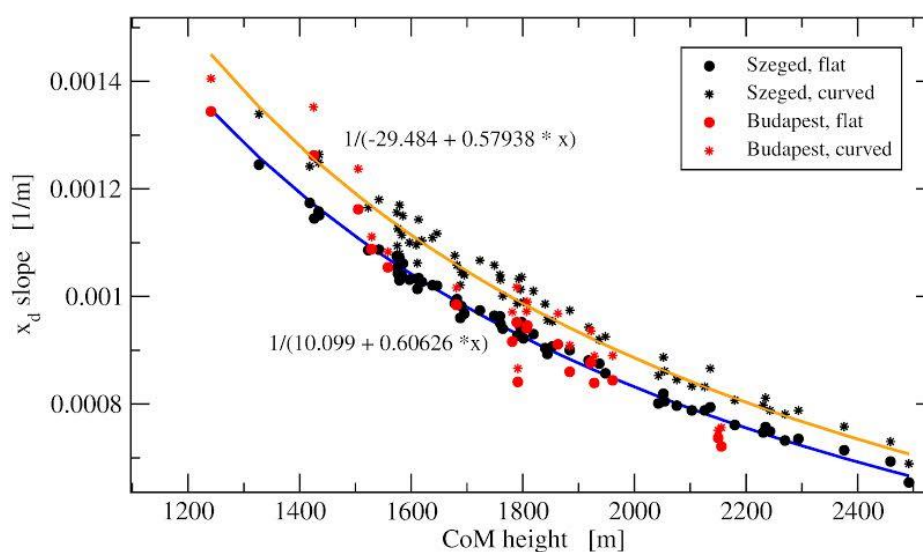


33. ábra: A (34)-es egyenlet átalakításával kapott, 60 db szegedi rádiószondás profil (2014. július) kétlépéses transzformációja után ábrázolt optikai mélységek (x_d) és a hozzájuk tartozó θ_0 paraméterek függvényének lineáris kapcsolata. Az ábrán a 'c' paraméter jelöli a sík illesztés θ_0 paramétereit, míg az 'a' jelöli a görbületes fittet. A két ábrán jelölt vastag, egy közös egyenes jelöli az összes profil átlagából kapott összefüggést.

A képletben (35) megjelenő paraméterek az összes feldolgozott szegedi profilra illesztett lineáris fit paramétereinek átlagértékeivel egyeznek meg (sík közelítés esetén). Ugyanakkor, ahogy a bevezetőben is említettem, a vízkoncentráció jelentős adott napra

vonatkozó változékonysága miatt az adott napra kapott optikai mélységek jelentősen különböznek.

A (34) egyenlet jobb oldalának nevezőjében lévő lineáris összefüggést illesztettük az összes adatra a 33. ábrán. Az eredményül kapott egyedi meredekség értékek érdekes összefüggést mutatnak a súlyponti magasság függvényében. Ezt ábrázolja a 34. ábra. Minél alacsonyabban helyezkedik el a vízoszlop legnagyobb része (alacsony súlyponti magasság), annál nagyobb lesz a (34) egyenletben szereplő meredekség faktor. Ráadásul itt is egy inverz összefüggést találunk, melyet a 34. ábra folytonos vonalai illusztrálnak (kék a sík közelítés, narancssárga pedig a görbült troposzféra esete).



34. ábra: Optikai mélységhez tartozó meredekségfaktorok (lásd (34) egyenlet) a súlyponti magasság (CoM height) függvényében. A folytonos vonalak inverz függvény illesztést jelölnek.

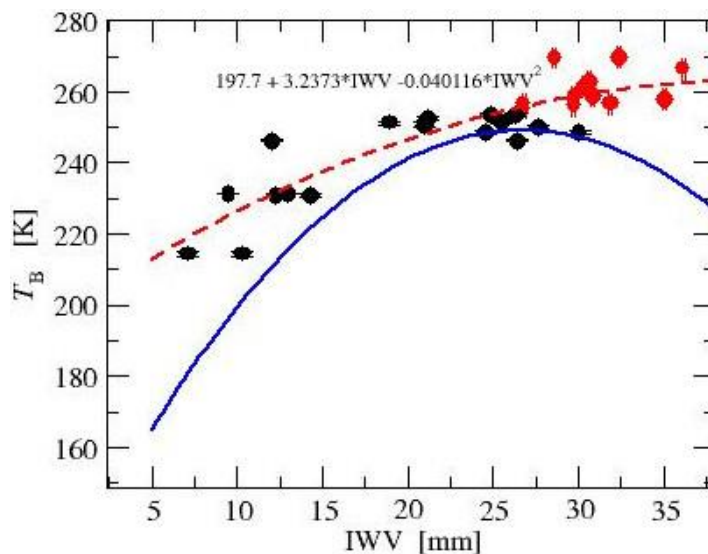
Eredeti célunk a T_B látszólagos éghőmérséklet és az IWV integrált vízoszlop közötti összefüggés vizsgálata volt. A (17) nyújtott inverz koszinuszos illesztések esetén T_B definíció szerint a 0° zenitszöghöz (függőleges irányhoz) tartozó érték, amely az illesztett függvényünk (23) paramétereinek $a + b$ (másnéven T_{amp} és T_{shift}) összegeként adódik. A végeredmény a 35. ábrán látható. Tekintve, hogy a szegedi méréseink egy szűk intervallumot fednek le július első feléből (szemben a budapesti mérésekkel, melyek 3 hónapon át elszórva történtek), a hozzájuk tartozó integrált vízoszlop nagysága 30 mm körül ingadozik.

Míg a hőmérsékletek hibája néhány tized fok, addig az integrált vízoszlop bizonytalansága, melyet napjában kétszer (00 és 12 UTC) történt profilmérések alapján határoztunk meg,

jóval nagyobb. A Brocard (2008) által tesztelt (17) kvadratikus illesztés a 35. ábrán kék folytonos vonallal látható. Saját kvadratikus illesztésünk eredménye:

$$T_B = -0,040116I WV^2 + 3,2373I WV + 197,7. \quad (36)$$

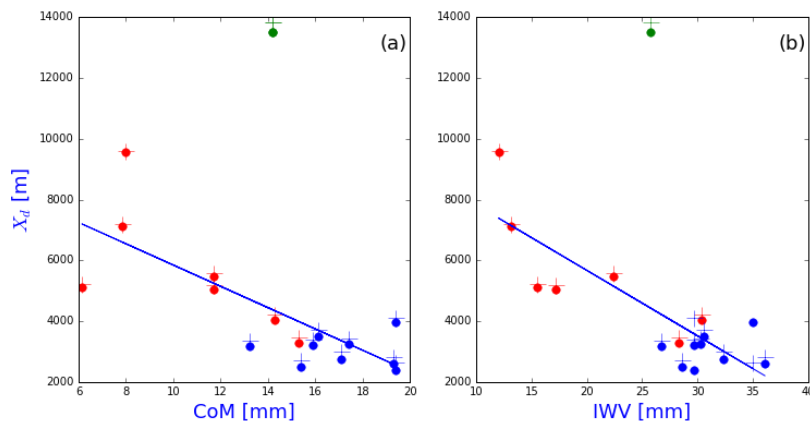
A két illesztés paramétereinek értékei ugyanazon nagyságrendbe esnek, de megjegyezzük, hogy fizikai értelmezésükre Brocard sem tett kísérletet.



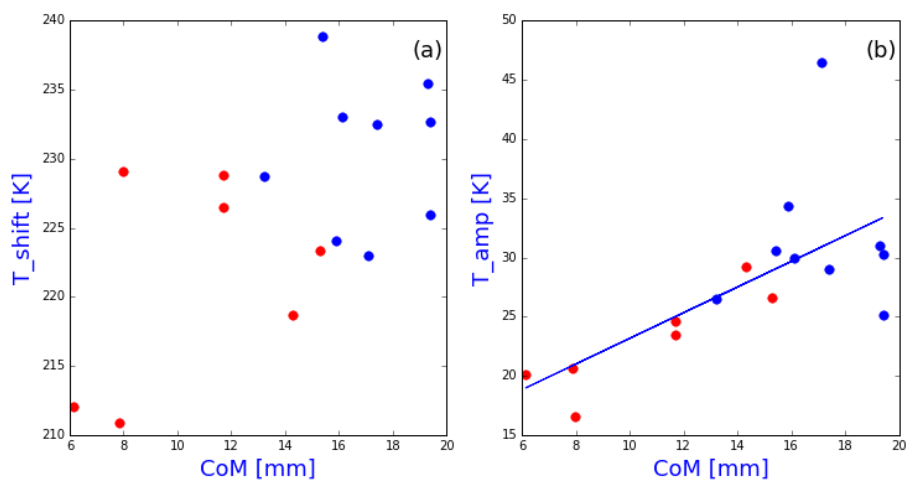
35. ábra: Az illesztés során kapott sugárzási hőmérsékletek (T_B), valamint a rádiószondás profilok által számolt integrált vízoszlop értékek ($I WV$) 0° -os zenitszög mellett (fekete pöttyök budapesti, piros pöttyök szegedi eredményeket mutatnak). A piros szaggatott vonal az általunk végzett mérésekre illesztett kvadratikus formula (36), a kék folytonos pedig a Brocard (2008) által használt illesztés (17).

Korábbi munkánkban, amikor egyedül a budapesti mérések álltak rendelkezésünkre, nem találtunk összefüggést a teljes vízoszlop, illetve az optikai mélység között. Ugyanakkor, a szegedi mérések kiértékelésével kapott, közös 36. ábra azt mutatja, hogy az x_d optikai mélység (lásd (31) egyenlet) monoton csökken a teljes vízoszlop függvényében, azaz a légkör egyre kevésbé átlátszó az infravörös spektrális tartományban.

Ugyanakkor megjegyeznénk, a rádiószondás profilokból történő vízoszlop becslésnek két nagy hibája is van. Az első, hogy a profilok messze nem függőleges irányba kerülnek meghatározásra, a szélviszonyoktól függően a meteorológiai léggömbök egy mérés során akár 100 – 200 km - t is sodródhatnak vízszintes irányba. A másik jelentős hibaforrás, hogy az infravörös kamerás mérés és a nedvesség profil meghatározás között jó esetben is több órás különbség van, s ismert, hogy ezalatt a kicsi idő alatt is az $I WV$ integrált vízoszlop akár kétszeresére nőhet, vagy felére eshet (Bastin et al., 2006).



36. ábra: Optikai mélység a CoM, illetve az integrált vízoszlop függvényében. Pirossal jelölt budapesti, késsel jelölt szegedi adatok. A zölddel jelölt kiugró érték egy szegedi mérés feldolgozása. Az ábrán látható pöttyök a sík közelítés alapján számolt (35) értékeket jelölik, míg a keresztek a görbületes illesztésből eredeztethetők.



37. ábra: A (23) egyenlet T_{amp} , T_{shift} paramétereinek függése az integrált vízoszlop tömegközépponti magasság integrált tömegétől. A piros pöttyök a budapesti, a kék pöttyök pedig a szegedi mérésekből kapott paramétereket jelölik. A kék folytonos vonal emelkedő lineáris trendet sugall.

Érdekes összefüggést tár fel a 37(b) ábra. Úgy tűnik, hogy a (23) illesztő T_{amp} paramétere függ a teljes vízoszloptól, míg a T_{shift} -ről ezt nem lehet kijelenteni.

Az egyéb illesztett paraméterek között statisztikai összefüggést egyelőre nem sikerült találnunk, úgy tűnik, hogy jelentősen nagyobb számú mérés kiértékelése szükséges, ezek esetleges feltárásához.

Összefoglalás

Munkánk során elkezdtük különböző meteorológiai körülmények között az égbolton mérhető infravörös sugárzás vizsgálatát egy nagy felbontású hőkamerával. A függőleges irányhoz (0° -os zenitszöghöz) tartozó sugárzási hőmérsékletet nem közvetlen méréssel határoztuk meg, hanem a sugárzás intenzitásának szögfüggését kihasználva egy nyújtott inverz koszinuszos függvény illesztésével. A korábbi, mások által végzett vizsgálatok ezt a hőmérsékleti értéket elsősorban az integrált légköri vízoszlop nagyságával hozták kapcsolatba. Ezen mennyiség meghatározására az OMSZ által rendelkezésünkre bocsájtott, valamint az ELTE Meteorológiai Tanszéke által szervezett szegedi intenzív mérési periódus rádiószondás profil adatait használtuk fel. A hőmérséklet és relatív páratartalom adatokból egy egyszerű zárt formula segítségével a vízpára sűrűségprofilját kiszámoltuk, ennek numerikus integrálja jó becslést ad a teljes vízoszlop nagyságára.

A nyújtott inverz koszinuszos szögfüggés eredetére a Beer–Lambert-törvény szerinti intenzitás csillapodást tételeztük fel. A mért profilok két lépéses transzformációjával igazoltuk, hogy valóban jó magyarázatul szolgál ez a feltevés. Az eredményül kapott optikai mélység nagysága és egyéb légköri, illetve sugárzási paraméterek közötti összefüggés vizsgálata folyamatban van.

A végeredmény nagyjából egyezik egy korábbi infravörös kamerával végzett mérési sorozatból kapott összefüggéssel, mely szerint az integrált légköri vízoszlop és a sugárzási hőmérséklet között egy kvadratikussal leírható kapcsolat áll fenn.

A munka folytatásaként először is több mérés elvégzését és kiértékelését tervezzük. Igyekszünk kapcsolatot találni a mérési adatokból kinyerhető illesztett paraméterek és légköri időjárási jellemzők között.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni Dr. Jánosi Imre tanár úrnak, a sok segítséget, amit témavezetóként nyújtott mind a jelen dolgozatban, mind pedig az ennek alapját képező Tudományos Diákköri munkámban.

Sok köszönet Dióssy Miklós egyetemi hallgatónak, aki kiindulási alapot teremtett észrevételeivel a TDK munkám továbbviteléhez, az általa felírt összefüggések nagyon hasznosnak bizonyultak a későbbi munka során.

Köszönet Bozó Lászlónak (OMSZ, az MTA rendes tagja), aki a pestszentlőrinci rádiószondás profilokat elérhetővé téve segítette munkánkat, valamint Tordai Ágoston egyetemi hallgatónak, aki segédkezett a szegedi profilok feldolgozásánál.

Végül pedig szeretnék köszönetet mondani Dr. Weidinger Tamás tanár úrnak is, aki lehetővé tette a Szegedre tervezett mérési expedíció keretében, hogy infrakamerás megfigyeléseket végezhessenek.

Irodalomjegyzék

- Allan, R. P., C. Liu, N. G. Loeb, M. D. Palmer, M. Roberts, D. Smith, P.-L. Vidale, 2014: Changes in global net radiative imbalance 1985-2012. *Geophysical Research Letters*, **15**, 5588-5597.
- Bastin, S., C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski, F. Masson, 2006: Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE IOP2. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 167-182.
- Brocard, E., 2008: *Ground-based remote sensing of the troposphere in the thermal infrared*. Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, Bern.
- Buehler, S. A., S. Östman, C. Melsheimer, G. Holl, et al., 2012: A multi – instrument comparison of integrated water vapour measurements at a high latitude site. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 10925 – 10943.
- Chamberlain, M. A., M. C. B. Ashley, M. G. Burton, A. Phillips, J. W. V. Storey, 2000: Mid infrared observing conditions at the south pole. *The Astrophysical Journal*, **535**, 501-511.
- Czelnai, L., 2015: *Felhőtlen égbolt infravörös sugárzásának vizsgálata*. TDK dolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Dióssy, M., 2015: *Felhőtlen égbolt infravörös sugárzásának vizsgálata*. Mérési jegyzőkönyv, ELTE Komplex Rendszerek Haladó Laboratórium, Budapest.
- Duriscoe, D. M., Ch. B. Luginbuhl, Ch. A. Moore, 2007: Measuring night-sky brightness with a wide-field CCD camera. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, **119**, 192-213.
- Forster, P. M. de, M. Collins, 2004: Quantifying the water vapour feedback associated with post –Pinatubo global cooling. *Climate Dynamics*, **23**, 207-214.
- Gisbert, S.: *Numerikus Matematika* (Typotex, Budapest 2007).
- Goody, R. M.: *Atmospheric Radiation, I.: Theoretical Basis* (Clarendon Press, Oxford 1964).
- Groisman, P. Y., R. W. Knight, D. R. Easterling, T. R. Karl, G. C. Hegerl, V. N. Razuvaev, 2004: Trends in intense precipitation in the Climate Record. *Journal of Climate*, **18**, 1326-1350.
- Hall, S. J., J. Learned, B. Rudell, K. L. Larson, J. Cavender-Bares, N. Bettez, P. M. Groffman, J. M. Grove, J. B. Heffernan, S. E. Hobbie, J. L. Morse, C. Neill, K. C. Nelson, J. P. M. O'Neil-Dunne, L. Ogden, D. E. Pataki, W. D. Pearse, C. Polsky, R. Roy Chowdhury, M. K. Steele, T. L. E. Trammell, 2016: Convergence of microclimate in residential landscapes across diverse cities in the United States. *Landscape Ecology*, **1**, 101-117.
- Horváth, G., Varjú, D.: *Polarized Light in Animal Vision* (Springer Verlag, Berlin 2004)
- Kiehl, J. T., K. E. Trenberth, 1997: Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 197-208.
- Mika, J., Török, T.: *Emissziós szinképelemzés I.* (Akadémiai kiadó, Budapest 1968)
- Modest, M. F.: *Radiative Heat Transfer*. (Academic Press, San Diego 2003)
- Murray, F. W., 1967: On the computation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, **6**, 203-204.
- Prata, A. J. C. Bernardo, 2009: Retrieval of volcanic ash particle size, mass and optical depth from a ground-based thermal infrared camera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **186**, 91-107.
- Riedel, M., Zs. Barta, 2013: Az égbolt hőmérsékletének mérése az üvegházhatás vizsgálatára a fizikatanárok CERN – i tanulmányútján. *Fizikai Szemle*, **LXIII**, 133-136.
- Smith, S., R. Toumi, 2007: Measuring cloud cover and brightness temperature with a ground-based thermal infrared camera. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 683-693.
- Smith, S., R. Toumi, 2008: Direct observation of cloud forcing by ground-based thermal imaging. *Geophysical Research Letters*, **35**, 1-4.
- Soden, B. J., R. T. Wetherald, G. L. Stenchikov, A. Robock, 2002: Global Cooling After the Eruption of Mount Pinatubo: A Test of Climate Feedback by Water Vapor. *Science*, **5568**, 727-730.
- Tánczer, T.: *Műholdmeteorológia* (Akadémiai kiadó, Budapest 1988).
- Trenberth, K. E., J. Fasullo, L. Smith, 2005: Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate Dynamics*, **24**, 741-758.
- Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, J. Fasullo, 2007: Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology - Special Section*, **8**, 758-769.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, J. Kiehl, 2009: Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**, 311-324.
- Wielicki, B. A., R. D. Cess, M. D. King, D. A. Randall, and E. F. Harrison, 1995: Mission to Planet Earth: Role of Clouds and Radiation in Climate. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **11**, 2125-2153
- Wilson, J. D., 2013: Saturation vapor pressure formulations.
http://faculty.eas.ualberta.ca/jdwilson/EAS372_13/Vomel_CIRES_satvpformulae.html