

A keveredési rétegvastagság számítása az új magyar transzmissziós szabványban

Diplomamunka

ELTE Meteorológiai Tanszék



Készítette: Kovács Richárd
ELTE Meteorológiai Tanszék

Témavezető: Dr. Baranka Györgyi
Országos Meteorológiai Szolgálat

Konzulens: Dr. Weidinger Tamás egyetemi docens
ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2002.

Tartalomjegyzék

Bevezető	3
1. A planetáris határréteg felépítése és szerepe a légszennyezési folyamatokban	6
1.1. A planetáris határréteg szerkezete	6
1.1.1. A határréteg kormányzóegyenletei	8
1.1.2. A konvektív határréteg	13
1.1.3. A stabilis határréteg	18
1.2. A keveredési rétegvastagság	20
2. A keveredési rétegvastagság modellezése	22
2.1. A meteorológiai preprocesszorok	22
2.1.1. Felszíni energiamérleg meghatározása	23
2.1.2. Szél- és hőmérsékleti profilok megadása	25
2.1.3. Diszperziós együtthatók kiszámítása	26
2.1.4. Keveredési rétegvastagság kiszámítása	26
2.2. A keveredési rétegvastagság paramétrizációja néhány modellben	27
2.2.1. Az amerikai AERMOD modell	28
2.2.2. A keveredési rétegvastagság meghatározására vonatkozó magyar szabvány (MSZ 21457-1-79)	30
2.2.3. A COST 710 ajánlásai	33
3. A keveredési rétegvastagság modellezése az új transzmissziós szabványban	37

3.1. Felszínközeli légréteg dinamikai paramétereinek meghatározása	37
3.2. A keveredési rétegvastagság számítása	41
3.2.1. A stabilis határréteg	41
3.2.2. A konvektív határréteg	43
4. Az tervezett szabvány eredményei, összehasonlító- és érzékenységi vizsgálatok	46
4.1. Számítási módszerek	46
4.2. Ellenőrző számítások, esettanulmányok	48
4.3. Statisztikai megközelítés	56
4.4. Érzékenységvizsgálat	59
Összefoglalás	64
Irodalomjegyzék	66

Bevezető

A szennyezőanyag terjedés modellezése mind a környezetvédelmi tervezési feladatokban, mind a levegőkörnyezet szabályozásában alapvető fontosságú. E modellek a planetáris határrétegben (PHR) írják le a szennyezőanyag eloszlását. A határréteg vastagsága, annak napi menete egyik alapparamétere a terjedési modelleknek. E számításokban a meteorológiai adatok egyben környezetvédelmi adatok is.

A terjedési modellek adatigényeit a meteorológiai preprocesszorok szolgáltatják. Megadják a felszínközeli réteg turbulencia karakterisztikáit, a PHR szél és hőmérsékleti profiljait, a szóródási együtthatókat és a planetáris határréteg (vagy más szavakkal a keveredési réteg) vastagságát. Hazánkban 1998-ban indult meg az a fejlesztő munka amelynek eredményeként 2001-ben elkészült az új generációs transzmissziós szabványrendszer meteorológiai része.

A hat részből álló szabványtervezet rögzíti a – felszínközeli és határrétegbeli – meteorológiai mérésekre vonatkozó követelményeket, megadja a felszínközeli légréteg dinamikai paramétereinek, a keveredési rétegvastagságnak, a szélesség, a szélirány és a hőmérséklet vertikális profiljainak, illetve a diszperziót jellemző mennyiségeknek a számítási módszereit (Baranka et al., 2001a).

A diplomamunka e szabványosítási tevékenységhez kapcsolódik, az elmúlt két évben végzett munkám eredményeit tartalmazza. A keveredési rétegvastagság napi menetének modellezésével foglalkoztam. Részt vettem a szabványtervezet előkészítésében és a számítógépes programfejlesztésben, a felszínközeli réteg turbulencia karakterisztikáit és a keveredési

rétegvastagságot számoló FORTRAN programok elkészítésében. A modellezett keveredési rétegvastagság hazai adatbázison történő ellenőrzése és az eredmények kiértékelése nagyrészt az én feladatomból volt. Elkészítettem az új szabványszövegek Internet-es változatát is, melyet elhelyeztem az ELTE Meteorológiai Tanszék szerverén, megkönnyítve a későbbi felhasználók munkáját. E honlap szerkezetét a dolgozat függelékében ismertetem.

A 72 oldalas, 14 ábrát és 6 táblázatot tartalmazó diplomamunka négy fejezetből áll.

Az első fejezet áttekintést ad a planetáris határréteg felépítéséről, szerepéről a légszennyeződési folyamatokban. Bemutatja a PHR kormányzóegyenleteit, megadja a stabilis és az konvektív határréteg profiljait, modellezési lehetőségeit. Foglalkozik a planetáris határréteg és a keveredési réteg fogalmával, a köztük levő eltérésekkel.

A második fejezet a meteorológiai preprocesszorokról szól a COST 710 ajánlásainak figyelembe vételével (COST Action 710, 1998). Bemutatja a felszíni energiamérleg, a szél, a hőmérséklet és a diszperziós együtthatók vertikális profiljainak meghatározására szolgáló módszereket. A fejezet második része foglalkozik a keveredési rétegvastagság parametrizációs eljárásaival. Ismerteti az Amerikai Környezetvédelmi Hivatal (EPA) modelljében, illetve az 1980-as években készített magyar szabványban (Szepesi, 1982; 1981; Fekete et al., 1983) szereplő módszereket.

A harmadik fejezet a keveredési rétegvastagság számítására kidolgozott új módszert ismerteti. Részletes leírást ad mind a konvektív, mind a stabilis határrétegben történő alkalmazásáról.

A negyedik fejezet a keveredési rétegvastagság napi menetét (órás értékek) számító modell ellenőrzéséről szól. A teszt-adatsor a pestszentlőrinci szinoptikus állomás óránkénti adatait, valamint a rádiószondás felszállásokat (00, 12 UTC) tartalmazza 1996. április-december között. Ekkor tértek át az automata felszíni meteorológiai mérésekre (MILOS 500). Az új modell eredményeit a COST 710 által javasolt számítási módszerekkel (hét a stabilis és hét a konvektív határretegben), a budapesti rádiószondás adatokból számított keveredési rétegvastagsággal, valamint a régi magyar szabvánnyal vetetem össze. Az ellenőrző számítások során készítettem esettanulmányokat és összehasonlító statisztikai vizsgálatokat évszakos bontásban. Elvégeztem a modell érzékenységi vizsgálatát is a bemenő adatokra (a felszíni turbulencia karakterisztikákra).

A diplomamunkát rövid összefoglaló és részletes irodalomjegyzék zárja.

A két részből álló függelék tartalmazza a készülő hazai transzmissziós szabványrendszer tervezett internetes oldalának leírását, valamint a keveredési rétegvastagság meghatározására írt szabvány szövegét.

Végezetül köszönetet mondok mindazoknak akik elősegítették e munka megírását. Köszönet illeti *Dr. Baranka Györgyöt*, az OMSZ munkatársát, aki témavezetőként irányította a munkám, *Dr. Weidinger Tamás* docenst, aki hasznos tanácsokkal látott el mind szakmai mind formai téren és segített a dolgozat végső formába öntésénél. Köszönöm *Barcza Zoltánnak*, hogy elhelyezhettem az ELTE Meteorológiai Tanszék szerverén a tervezett szabványok internetes oldalait.

1. A planetáris határréteg felépítése és szerepe a légszennyezési folyamatokban

A felszíni meteorológiai elemek nagy tér- és időbeli változékonysággal rendelkeznek. A felszín módosító hatása (borítottság, érdesség, vízellátottság, sugárzás-háztartás, stb.) az alsó légrétegekben érvényesül.

A planetáris határréteg az emberi tevékenység színtere. Érezzük a nap melegét, a csípős késő őszi szeleket, az esőt. Hamar megismerjük a helyi széljárásokat, a mikroklimát, és utazásaink során láthatjuk annak változását.

A földfelszín a légkör alsó határfelülete. Az itt lejátszódó kicserélődési folyamatok néhány órás időskálán vizsgálva az alsó 100 – 3000 méter vastag rétegben jellemzőek, létrehozva a *légköri határréteget*. E fölött helyezkedik el az ún. szabad légkör. Itt már nem érvényesül a felszín mechanikus és termikus kényszere. Elhanyagolható a súrlódási erő. A szélfordulásért már a hőmérsékleti mező szerkezete a felelős. Amíg a planetáris határrétegben elsősorban vertikális mozgások a meghatározók, addig a szabad légkör nagyskálájú folyamatait a horizontális instabilitások (barotrop és baroklin) kormányozzák (Götz és Rákoczi, 1981; Green, 1999).

A transzmissziós modellek a planetáris határrétegben írják le a szennyezőanyagok terjedését, ezért is fontos ismernünk e réteg szerkezetét, napi menetét, változásait.

1.1. A planetáris határréteg szerkezete

A planetáris határréteg a troposzféra azon rétege amelyet a felszíni folyamatok – a felszíni súrlódás (termikus és mechanikus kényszer), a párolgás,

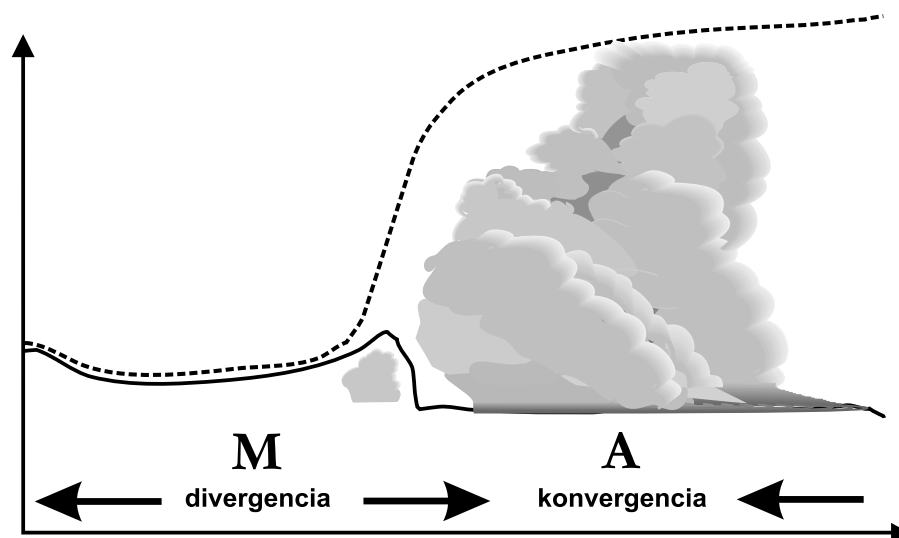
a hőátvitel, a szennyezőanyag kibocsátás és a felszín áramlás módosító hatása – közvetlenül befolyásolnak. A határréteg ezekre a hatásokra rövid – maximum egy óra – időskálán „reagál”. A ténylegesen kialakuló PHR vastagság sok tényező függvénye, ilyen például a felszín típusa, érdessége, vagy energia-háztartása.

A határréteg szerkezete lényegesen eltér az óceánok és a szárazföldek felett. Tengerek és óceánok felett – a nagy hőkapacitás és az SST¹ kis változása miatt – nincs jellegzetes napi menete a PHR vastagságának. A határréteg szerkezetét a terület feletti légtömeg karakterisztikái határozzák meg, így egy-egy frontátvonulás után, a légtömeg megváltozásával változik a határréteg magassága és felépítése is. A rétegvastagság átlagos esetben a nap folyamán mindössze 10 %-ot változik. Kivételt képeznek ez alól azok a területek, amelyek két tengeráramlás határán vannak (inhomogén felszíni hőmérséklet eloszlás). A PHR szerkezetére természetesen hatással vannak a mezoskálájú folyamatok is.

Mind az óceánok, mind a szárazföldek felett vékonyabb a határréteg az anticiklonok (magas légnyomású helyek) felett, mint az alacsony nyomású ciklonális területek felett. A kisebb vastagság általában kevesebb felhőzetel párosul. Amennyiben mégis vannak felhők akkor azok gyakran szépidő cumulusok vagy stracumulusok (Stull, 1988).

Az alacsony nyomású területeken a konvekció a felszínközeli levegőt nagy magasságokba szállíthatja, ilyenkor nehéz meghatározni a határréteg vastagságát. Gyakran a felhőalapot választják önkényesen a réteg felső határának. Így előfordulhat, hogy a modellekben a magas nyomású területeken a vizsgált határréteg vastagabb, mint az alacsony nyomású területek felett (1. ábra).

¹Sea Surface Temperature – a tengerfelszín hőmérséklete.



1. ábra. A határréteg alakulása magas és alacsony nyomású központokban (Stull, 1988 nyomán).

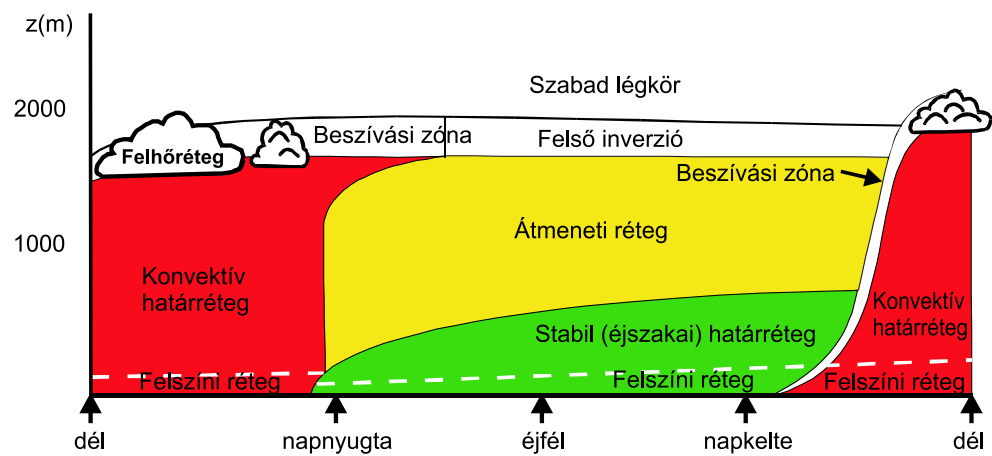
A turbulencia mechanizmusától (mechanikus és termikus) függően két határréteg-rendszer különíthető el, a nappali vagy *konvektív* (CBL²) és az éjszakai vagy *stabilis határréteg* (SBL³). A PHR szerkezetét átlagos napi menetét láthatjuk a 2. ábrán.

1.1.1. A határréteg kormányzóegyenletei

A planetáris határréteg folyamatainak modellezéséhez alapvető fontosságú a kormányzóegyenletek ismerete. A következőkben ezekkel foglalkozunk, bemutatva a hidro-termodinamikai egyenletrendszer határrétegbeli egyszerűsített alakját (Nieuwstadt and Van Dop, 1982; Práger, 1982; Rákóczi, 1988; Stull, 1988). Megjegyezzük, hogy a planetáris határrétegre vonatkozó egyenleteink mind az éjszakai, mind a nappali PHR fejlődését leírják. Ezek

²Convective Boundary Layer – Konvektív határréteg.

³Stable Boundary Layer – Stabilis határréteg.



2. ábra. A határréteg szerkezete, napi menete (Stull, 1988 nyomán).

felhasználásával készülnek a számszerű előrejelzési modellek (Kanamitsu, 1989; Eppel et al., 1995; Horányi et al., 1996). Gyakorlati feladatokban, pl. szabványosítás, az egyenleteket tovább egyszerűsítik, illetve parametrizációs eljárásokat alkalmaznak a határréteg vastagság megadására, vagy a turbulencia karakterisztikák kiszámítására (Baranka et al., 2001b). Nézzük az egyenletek általános alakját!

1. Az állapot egyenlet

$$p = \rho R_d T_v , \tag{1}$$

ahol p a gáz nyomása, ρ a nedves levegő sűrűsége, R_d a száraz levegő gázállandója, T_v a virtuális hőmérséklet.

2. A kontinuitási egyenlet

$$\frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 . \quad (2)$$

Az egyenlet a tömegmegmaradás elvét fejezi ki. A PHR-ben általánosan használt Boussinesq-közelítés a sűrűség változását csak a felhajtóerő számításánál veszi figyelembe. Ezért szerepel itt az összenyomhatatlan közegre vonatkozó egyenlet. A szokásos jelöléseket követve x_i a Descartes-rendszerbeli koordináta-irányokat, U_i pedig a pillanatnyi sebesség komponenseit jelöli.

3. A Navier-Stokes egyenlet

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \epsilon_{ij3} U_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j^2} , \quad (3)$$

ahol balról jobbra haladva a következő tagok találhatóak: a tárolási tag, az advekción tag, a gravitáció hatását leíró tag, a Coriolis tag, a nyomási gradiens erőt leíró tag, valamint a molekuláris viszkozitást kifejező tag (itt ν molekuláris viszkozitási együttható). A f_c a Coriolis-paraméter, értéke 10^{-4} s^{-1} . A Coriolis-erőt az elméleti fizikából ismert Levi-Civita szimbólum ϵ_{ij3} segítségével írtuk fel, elhanyagolva a vertikális sebességet tartalmazó komponensét.

4. A nedvesség szállítási egyenlet

$$\frac{\partial q}{\partial t} + U_j \frac{\partial q}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^2} + S_q , \quad (4)$$

ahol q a specifikus nedvesség, v_q a vízgőz molekuláris diffuzivitása, S_q pedig a forrás vagy nyelő tag.

5. A termodinamika első főtétele

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + U_j \frac{\partial \Theta}{\partial x_j} = v_\Theta \frac{\partial^2 \Theta}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial Q^*}{\partial x_j} \right) - \frac{LE}{\rho c_p}, \quad (5)$$

ahol v_Θ a hőre vonatkozó viszkozitási együttható, Q^* a nettó sugárzási tag, c_p az állandó nyomáson vett fajhő, LE a fázisátalakulásból származó látens hőmennyiség.

A termodinamika első főtétele szerint a rendszer belső energiájának megváltozása egyenlő a környezetből a rendszerhez vezetett hőnek és a kompressziós munkának az összegével. Balról jobbra haladva találjuk, a tárolási, az advekciónak, a molekuláris diffúziós, illetve a sugárzással és a látens hővel kapcsolatos forrás tagot. A határretegben általában nem vesszük figyelembe az egyenlet jobb oldalán álló tagokat.

6. A skalár mennyiségek megmaradása

Ez az egyenlet írja le a határretegben a különböző nyomgázok, szennyezőanyagok koncentrációjának változását. Legyen C az adott szennyezőanyag koncentrációja a légkörben. C időbeli változása:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_j \frac{\partial C}{\partial x_j} = v_C \frac{\partial^2 C}{\partial x_j^2} + S_c, \quad (6)$$

ahol v_C az adott szennyezőanyagra vonatkozó viszkozitási együttható, S_c pedig a forrás és nyelő tagok összesített hatása (pl. kémiai reakciók).

lezárás rendje	prognosztikai összefüggés	parametrizált momentum	egyenletek száma	ismeretlenek száma
1.	$\overline{u_i}$	$\overline{u_i u_j}$	3	6
2.	$\overline{u_i u_j}$	$\overline{u_i u_j u_k}$	6	10
3.	$\overline{u_i u_j u_k}$	$\overline{u_i u_j u_k u_l}$	10	15

1. táblázat. A lezárási probléma a sebességfluktuációkkal szemléltetve (a második harmadik és negyedik momentumokra).

A határrétegben – a felszík közeli néhány mm-es réteget leszámítva – nem kell figyelembe venni a molekuláris diffúziót.

A fenti egyenletek a pillanatnyi értékekre vonatkoznak. A meteorológiai folyamatok leírásában az átlagértékekre felírt egyenleteket használjuk. Ekkor – a Reynolds-féle átlagolás szabályai szerint – megjelennek az egyenletekben a második momentumok, vagyis a turbulens tulajdonságszállítás (Práger, 1982, Sull, 1988). Így az egyenletek száma kevesebb lesz mint az ismeretleneké. Ez a *lezárási probléma*.

Attól függően, hogy hány egyenletünk van, s hány változót parametrizálunk, létezik nulladrendű, elsőrendű ill. magasabb rendű lezárási (lásd 1. táblázat). A szokásos jelölés szerint a táblázatban az $U_i = \overline{U_i} + u_i$.

Nulladrendű lezárási esetén egyetlen prognosztikai egyenletet sem hagyunk meg, még az átlagos mennyiségekre vonatkozóakat sem. Az átlagos szél, hőmérséklet, nedvesség és egyéb paramétereket a hely és az idő függvényében adjuk meg (Stull, 1988).

Elsőrendű lezárásról beszélünk, ha a szélre, hőmérsékletre és a specifikus nedvességre vonatkozó egyenleteket tartjuk meg illetve parametrizáljuk a tur-

bulens áramokat. Ide tartozik pl. a K-elmélet, vagy a Monin-Obukhov-féle félempirikus hasonlósági elmélet, illetve a turbulens áramok átlagos mennyiségekkel és az ún. ellenállási paraméterekkel történő modellezése. Ez az egyik legegyszerűbb eljárás. Alkalmazása azonban problémát okoz, ha nem teljesül a horizontálisan homogén és izotróp turbulencia feltételezése, pl. akkor, ha nagyméretű örvények vannak jelen az áramlásban.

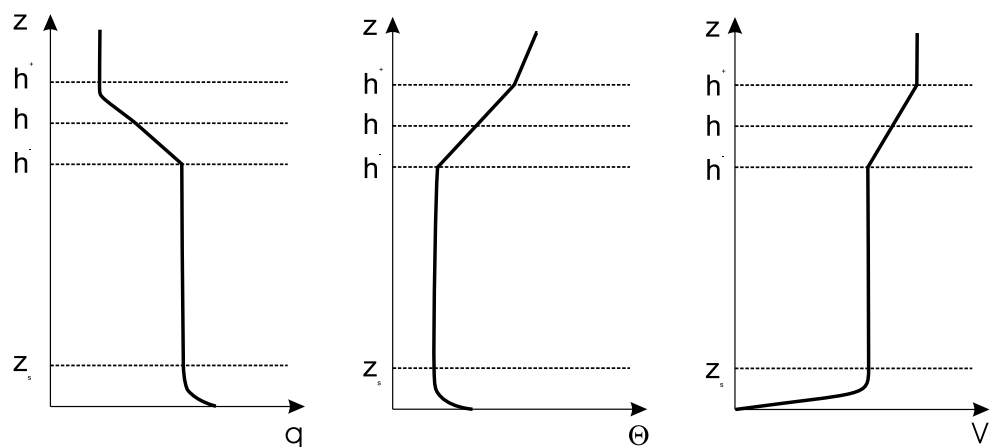
A másfél-rendű lezárás esetén megtartjuk a szélre, hőmérsékletre és specifikus nedvességre, illetve ezek variánciáira vonatkozó egyenleteket. A sebesség komponensek kovarianciáira vonatkozó egyenletek helyett a turbulens kinetikus energia egyenlet (Stull, 1988) oldjuk meg. Ez az ún. $k - \epsilon$ lezárás.

A másodrendű lezárás esetén megoldjuk a második momentumokra vonatkozó egyenleteket, s a harmadik momentumokat parametrizáljuk.

Ismertek magasabb rendű lezárások is. A lezárással tehát lehetővé tesszük, hogy az egyenletrendszerünk megoldható legyen újabb ismeretlenek bevezetése nélkül.

1.1.2. A konvektív határréteg

Az erős napsugárzás okozta felhajtóerő a turbulens folyamatok fő forrása a konvektív határrétegben. Az így létrejött feláramlás következtében a tömeg és az energia vertikális kicserélődése a domináns. A teljes vertikális átkeveredésnek egy stabilis réteg szab határt (például inverzió esetén), melynek magassága nagyban függ az adott helytől és az évszaktól is. Európában a konvektív PHR maximális vastagsága általában néhány száz métertől 2-3 km-es magasságig terjed. A konvektív határrétegben három fő alréteget különböztethetünk meg, melyek elhelyezkedése követhető az 3. ábrán is.



3. ábra. A konvektív határréteg vertikális profiljai (sorban a specifikus nedvesség, a potenciális hőmérséklet és a horizontális szélesség átlagos értékeire). z_s a felszínközeli réteg felső határa, h^- és h^+ a beszívási réteg alsó és felső határa, h a beszívási réteg közepe, a PHR becsült magassága.

A *felszínközeli* réteg a határréteg alsó része, melyben a turbulens fluxusok 10 %-nál kisebb mértékben változnak. Ez a határréteg alsó 5–10 %-át kitevő részt felszínközeli rétegnek (vagy Prandtl-rétegnek illetve állandó fluxusú rétegnek) hívjuk. Itt a turbulens fluxusok állandóságával élünk (ez egy praktikus egyszerűsítés, hiszen a turbulens áramok nagyságát kell meghatározni). Ebben a rétegben a meteorológiai állapotváltozók profiljai – a legtöbb esetben – jól leírhatók a Monin-Obukhov elmélet segítségével (Stull, 1988).

Felfelé haladva következik a CBL legnagyobb hányadát – mintegy 50-80 %-át – elfoglaló *keveredési réteg*. Itt az átlagos meteorológiai elemek vertikális változása csekély az átkeveredésnek köszönhetően. A potenciális hőmérséklet ebben a rétegben szinte egyáltalán nem változik a magassággal.

A szennyezőanyagok transzportfolyamataiban ez a legfontosabb szerepet játszó réteg (lásd 1.2 pont).

A CBL felső része a *beszívási réteg*, ami egy átmeneti zónát alkot a keveredési réteg és a stabilis szerkezetű szabad légkör között. A potenciális hőmérséklet növekedése, a specifikus nedvesség csökkenése és jelentős vertikális szélnyírás jellemzi. Ez a zóna biztosítja a szabad légkör és a határréteg közötti légcserét. Átlagosan 10-30 %-át teszi ki a teljes konvektív határrétegnek, de – különösen a reggeli órákban – a keveredési rétegnél akár vastagabb is lehet.

A konvektív határréteg vertikális szerkezete a nap folyamán a következőképpen alakul.

A kora reggeli órákban (még stabilis PHR) a keveredési réteg kis vertikális kiterjedésű, szélcsendes időben néhányszor tíz, szeles idő esetén néhányszor száz méteres. A PHR vastagsága csak lassan indul növekedésnek, mivel a felette elhelyezkedő stabilis éjszakai határréteg nem engedi a turbulens örvények gyors átkeveredését. Ezt az első fázist gyakran az éjszakai határréteg „*elégetésének*” is nevezik (2. ábra).

Délelőttre a hűvös éjszakai levegő felmelegedik az átmeneti réteg hőmérsékletére. Ekkorra megszűnik a keveredési réteget fedő stabilis zóna, így sokkal gyorsabban vastagodik, $100 - 1000 \text{ m h}^{-1}$ közötti sebességgel (COST Action 710, 1998).

Amikor a feláramlás során a levegő eléri a felső inverziós szintet, a PHR növekedés sebessége újra csökken. Ez a keveredési réteg (ML⁴) alakulásának harmadik fázisa. Ekkor (a délután folyamán) a keveredési réteg vastagsága már alig változik, kisebb ingadozások azonban tapasztalhatók a légbeszívás,

⁴Mixed Layer – keveredési réteg.

illetve a PHR levegőjének szabad légkörbe jutásának köszönhetően.

Estefelé, ahogy a nap lenyugszik, a termikus turbulencia egyre kevésbé marad fenn a disszipációval szemben, a termikus kényszer hiányában a turbulens folyamatok szinte teljesen elhalnak, ekkor a PHR-t már átmeneti réteggé azonosítják.

Nézzük a konvektív planetáris határréteg fejlődését leíró kormányzó egyenleteket! Induljunk ki a pillanatnyi értékekre felírt egyenletekből, végezzük el az átlagolást!

Tekintsük az x mennyiség átlagértékét a következőképpen:

$$\langle \bar{x} \rangle \equiv \frac{1}{z_i} \int_0^{z_i} x \, dz , \quad (7)$$

ahol z_i az a magasság ameddig az átlagértéket akarjuk kiszámítani.

A keveredési rétegvastagság fejlődését leíró (1)–(6) egyenletekben a következő egyszerűsítéseket alkalmazzák. Elhanyagolják a molekuláris diffúziót, a forrás- és nyelő tagokat, a fázisátalakulást és a sugárzási tagot, hidrosztatikus feltételezéssel élnek, a Boussinesq-féle közelítést használják. A (7) szerinti átlagolást alkalmazva majd elvégezve az integrálást adódik a (3)–(5) egyenletek új alakja:

$$z_i \frac{d \langle \bar{\Theta} \rangle}{dt} = \overline{(w' \Theta'_s)} - \overline{(w' \Theta'_{z_i})} , \quad (8)$$

$$z_i \frac{d \langle \bar{q} \rangle}{dt} = \overline{(w' q'_s)} - \overline{(w' q'_{z_i})} , \quad (9)$$

$$z_i \frac{d \langle \bar{U} \rangle}{dt} = \overline{(w' u'_s)} - \overline{(w' u'_{z_i})} - f_c \langle \bar{V}_g - \bar{V} \rangle z_i , \quad (10)$$

$$z_i \frac{d \langle \bar{V} \rangle}{dt} = \overline{(w' v'_s)} - \overline{(w' v'_{z_i})} - f_c \langle \bar{U}_g - \bar{U} \rangle z_i . \quad (11)$$

A kontinuitási egyenlet új alakja⁵:

$$\frac{dz_i}{dt} = w_e + w_L , \quad (12)$$

ahol w_e a beszívási sebesség, w_L pedig a nagyskálájú vertikális mozgások átlagos sebessége, a szokásos jelölés szerint u' , v' , w' a horizontális és vertikális szélsősebesség komponensek fluktuációja, q' , Θ' pedig a specifikus nedvesség és a potenciális hőmérséklet fluktuációja. A fluktuációkat Reynolds-féle átlagolás szabályai szerint kapjuk. Az s alsó index a felszíni értékekre, a z_i pedig a PHR felső határára utal. A közelítésben a légbeszívási zóna vastagságát elhanyagoljuk.

A keveredési réteg napi menete a (8)–(12) egyenletek alapján modellezhető. Ezek közül a leggyakrabban használt az ún. *bulk modell* (réteg modell). Ekkor feltételezzük, hogy egy éles határ (diszkontinuitási felület) található a keveredési réteg teteje és a szabad légkör között. A modell szerint a különböző tulajdonság-áramok lineárisan változnak a konvektív határrétegben, és ugrást szenvednek a PHR tetején. A beszívási zónát elhanyagolhatóan kicsinek vesszük. Így a megmaradási egyenletekből a következő egyszerű formát kapjuk:

$$\frac{\partial \langle \bar{\Theta} \rangle}{\partial t} = \frac{(\overline{w'\Theta'})_s - (\overline{w'\Theta'})_h}{h} , \quad (13)$$

$$\frac{\partial (\Delta\Theta)}{\partial t} = \gamma_\Theta \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} , \quad (14)$$

$$- (\overline{w'\Theta'})_h = \Delta\Theta \frac{\partial h}{\partial t} , \quad (15)$$

⁵Ennek levezetését lásd: Stull, 1988: Boundary Layer Meteorology, 11.2.2.

ahol $\langle \overline{\Theta} \rangle$ az átlagos potenciális hőmérséklet, $(\overline{w'\Theta'})$ a szenzibilis hőáram értéke az adott szinteken, h a keveredési réteg vastagsága, γ_{Θ} pedig a potenciális hőmérséklet vertikális gradiense a szabad légkörben.

A (13) – (15) egyenletekből vezethetőek le a CBL különböző parametrizációi (COST Action 710, 1998). A „bulk modell” az alapja a új magyar szabványban alkalmazott CBL parametrizációnak is.

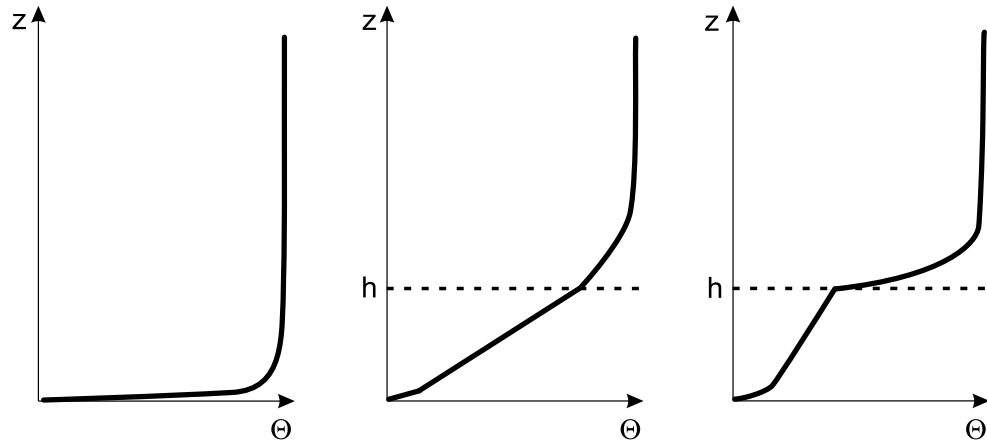
1.1.3. A stabilis határréteg

Stabilis légrétegződés esetén (éjszakai határréteg, SBL) a szélnyírás az egyetlen folyamat ami turbulenciát okozhat. Ebben a rétegben egyensúlyban vannak a turbulenciát keltő és az azt megsemmisítő folyamatok. Mivel a turbulencia gyenge, ezért más hatások, mint például a kisugárzásos hűlés, a gravitációs hullámok, az advekción, az ülepedés szintén befolyásolhatják a réteg szerkezetét. Így többféle stabilis határréteg típust különböztethetünk meg.

A vertikális potenciális hőmérsékleti profil függ a hosszúhullámú kisugárzástól az SBL-ben. Kis nyomási gradiens, gyenge felszíni szél, és kis mechanikus turbulencia esetén a legnagyobb potenciális hőmérsékleti gradiens általában a felszín közelében jelentkezik (4. ábra). A potenciális hőmérséklet exponenciálisan csökken a magassággal.

Amíg a konvektív határrétegben a hidrotermodinamikai egyenletrendszerből levezetett modell volt az alapja a PHR vastagság kiszámításának, addig a stabilis határréteg fejlődését, magasságát empirikus formulák írják le. Alapvetően kétféle megközelítés terjedt el.

Az első esetben a rétegvastagság változása a felszínközeli légréteg dina-



4. ábra. A stabilis határréteg vertikális hőmérsékleti profilja gyenge, közepes és erős szélben (Stull, 1988 nyomán).

mikai paramétereitől függ (u_* , L_* , T_*). A két legelterjedtebb diagnosztikai egyenlet:

$$h = \frac{c_1 u_*}{f}, \quad (16)$$

illetve (17)

$$h = c_2 \left(\frac{u_* L_*}{f} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (18)$$

A másik módszer amellyel az SBL alakulását parametrizálhatjuk a *Richardson-szám*on alapul. A Richardson-szám nagysága a turbulens energia csökkenésére vagy növekedésére vonatkozó kritérium, melynek kritikus értéke Ri_c a jelenlegi kutatások alapján 0,04 és 1 közé esik (e kritikus érték felett már a szabad légkör folyamatai a meghatározók, nem pedig a felszín mechanikus kényszeré). Az új magyar szabványban az Ri_c értéke 0,25.

1.2. A keveredési rétegvastagság

A keveredési rétegvastagság fontos bemenő adat a transzmissziós modellekben. Ez adja meg azt a réteget, ahol jelentős a turbulens diszperzió, ahol a szennyezőanyagok felhalmozódnak. A keveredési rétegvastagság definíciója korántsem egyértelmű. A szakirodalomban egymástól különböző meghatározások is találhatók:

1. A keveredési rétegvastagság földfelszíntől számítva annak a légköri rétegnek a vastagsága, amelyben a szennyezőanyagok – feltételezés szerint – a *konvekció miatt átkeverednek* (Meteorológia – Műszaki Értelmező Szótár, 1986).
2. A felszín feletti azon réteg, melyben *erőteljes vertikális átkeveredés* figyelhető meg (Holzworth, 1972).
3. A keveredési rétegvastagság jelöli a *stabilis és a kevésbé stabilis levegő határán* azt a réteget, amelyben a szennyezőanyagok átkeveredhetnek (Maughan et al., 1982).
4. Azt a magasságot jelöli, amilyen magasra eljuthatnak a szennyezőanyagok – az átkeveredés során – egy *viszonylag rövid, 1-2 órás periódus* alatt (Baxter, 1991).
5. A keveredési rétegvastagság a felszín feletti légréteg azon magassága, amelybe a bekerült szennyezőanyagok és egyéb alkotóelemek, a *konvekció és a mechanikus turbulencia következtében körülbelül fél órás időskálán vertikálisan átkeverednek* (COST Action 710, 1998).

Látható, hogy a fenti definíciók mind-mind különböző megközelítésből vizsgálják a rétegvastagságot, de közös bennük, hogy a keveredési rétegben meghatározó a turbulens átkeveredés; pontos számítási algoritmust viszont egyik definíció alapján sem lehet készíteni. Az új magyar szabványtervezet – és ezáltal e diplomamunka is – a COST 710-es projekt által ajánlott és követett (5.) meghatározást veszi alapul.

A 3. ábrát megvizsgálva láthatjuk, hogy a keveredési rétegvastagság definíciójában fontos szerepet játszik a beszívási zóna, ugyanis ennek vertikális kiterjedése miatt, két rétegvastagságot is definiálhatunk. Jelöljük ezeket h^- -szal és h^+ -szal. A keveredési rétegvastagságot (h) a h^- és h^+ középértékeként szoktuk megadni. A különböző, gyakorlatban alkalmazott modellekben azonban elhanyagolják a beszívási zóna vastagságát ($\Delta h_E = (h^+ - h^-) \approx 0$) is.

A határréteg kutatás fontos elméleti kérdései közé tartozik a beszívási zóna szerkezetének és fejlődésének a leírása, a határréteg és a szabad légkör közötti kölcsönhatás és anyagáramlás modellezése, valamint a határréteg magasságváltozása és a felszíni turbulencia karakterisztikák közötti kölcsönhatások feltárása. A PHR modellek ugyanis a felszínközeli réteg turbulencia karakterisztikáinak ismeretében adják meg a határréteg fejlődését, figyelmen kívül hagyva a kölcsönhatásokat (Baranka et al., 2001b).

2. A keveredési rétegvastagság modellezése

A konvektív és a stabilis határréteg folyamatainak ismerete hozzájárul a szennyezőanyagok terjedésének pontosabb modellezéséhez.

A rendszeresen mért meteorológiai paraméterek nem szolgáltatják teljes egészében a diszperziós modellek bemenő adatait. A vertikális profilok (szél, hőmérséklet, szóródás, háttér-koncentráció) meghatározására gyakran különböző interpolációs eljárásokat alkalmaznak.

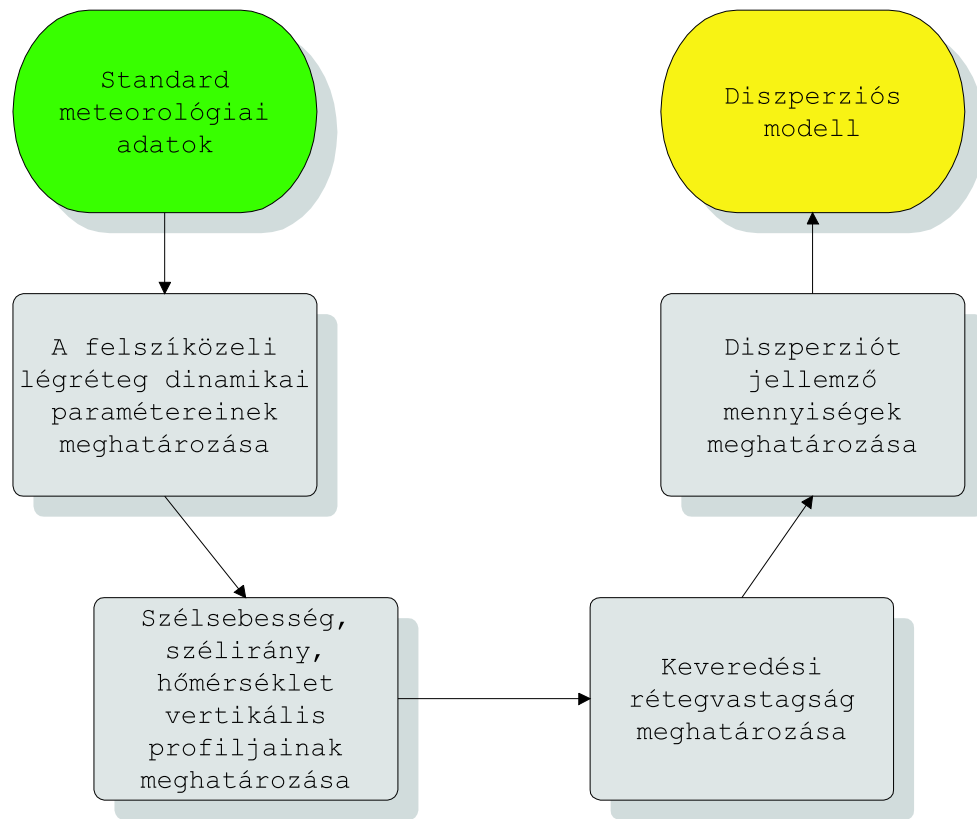
A keveredést a légköri turbulencia szabályozza, ezért a modelleknek implicit vagy explicit módon információra van szükségük a turbulencia erősségéről. Fontos bemenő paraméter a szennyezőanyag forrás intenzitása, a légköri stabilitás és az áramlási mező szerkezete is.

E fejezetben elsőként a szennyezőanyag terjedés modellezésében alkalmazott meteorológiai preprocesszor felépítéséről lesz szó, majd a keveredési rétegvastagság számítási módszereit ismertetem.

2.1. A meteorológiai preprocesszorok

A preprocesszor (adatelőkészítés) az a számítási eljárás, amely során a mért meteorológiai adatokból előállítják a diszperziós modell bemenő adatait. Az adatelőkészítés során fellépő hibák (pl. a kezdeti adatmezők bizonytalansága), illetve a módszerválasztásból (pl. interpolációs eljárás) származó bizonytalanságok gyakran összevethetőek, vagy akár nagyobb fontossággal bírnak, mint a diszperziós modellben előforduló közelítési hibák. Elengedhetetlen, hogy a bemenő adatokat egységes módon adjuk meg, ha össze akarjuk hasonlítani a különböző terjedési modellek eredményeit.

A meteorológiai preprocesszor négy fő részből áll, ezek a felszíni energia-



5. ábra. A meteorológiai preprocessor működésének vázlatos képe.

mérleg meghatározása, a PHR vertikális profiljainak előállítás, a keveredési rétegvastagság és a diszperziós együtthatók kiszámítása.

2.1.1. Felszíni energiamérleg meghatározása

A diszperziós modellek bemenő adatai között szerepelnek a felszínközeli réteg turbulencia karakterisztikái. E mennyiségeket a felszíni energiamérleg modellezésén keresztül határozzák meg (Ács and Kovács, 2001; Práger et al., 2000).

A felszíni energiamérleg egyenlet:

$$R_n = H + LE + G, \quad (19)$$

ahol az R_n a sugárzási egyenleg, H a szenzibilis hőáram, LE a latens hőáram, G pedig a talajba jutó hőáram.

A sugárzási egyenleget vagy közvetlen mérésekből kapják, vagy a globál-sugárzás, a felszíni hőmérséklet illetve az albedó ismeretében parametrizálják (lásd 3.1. fejezet is).

A talajba jutó hőáram értékét a $G = c_g R_n$ adja meg, ahol (c_g egy talaj-típustól függő állandó, alacsony vegetációra jó közelítéssel 0,1).

Az energiamérleg egyenletből kiindulva a felszíni ellenállások ismeretében a Penman-Monteith egyenlet (20) felhasználásával is kiszámíthatjuk a latens és a szenzibilis hőáramot.

$$LE = \frac{(R_n - G) r_a \left(\frac{\Delta}{\gamma_p} \right) + (e_s(T) - e) \frac{\rho c_p}{\gamma_p}}{r_s + \left(1 + \left(\frac{\Delta}{\gamma_p} \right) \right) r_a}, \quad (20)$$

ahol r_a az aerodinamikai ellenállás, Δ a telítési gőznyomás változása a hőmérséklet szerint $\left(\frac{\partial e_s}{\partial T} \right)$, a Clausius-Clapeyron egyenlet alapján, γ_p a pszichrometrikus állandó, r_s a felszíni ellenállás, amit a különböző parametrizációs eljárásokkal lehet meghatározni. T a hőmérséklet, $e_s(T)$ a telítési gőznyomás, e pedig a tényleges gőznyomás értéke ($e_s(T) - e$ pedig a telítési hiány).

A modell alkalmazásához szükséges, hogy az adott helyre és időpontra rendelkezésre álljanak a standard meteorológiai adatok mért vagy interpolált

értékei. Megjegyezzük, hogy a szenzibilis ill. látens hőáramot közvetlen mérésekből is megadhatjuk, illetve a Monin-Obukhov elmélet alapján kiszámíthatjuk, ha rendelkezésre állnak a gradiens mérések. A dinamikus sebességet a szélesség és a szenzibilis hőáram ismeretében a Monin-Obukhov elmélet alapján számítjuk. Ehhez ismernünk kell az univerzális függvények integrál alakját is (Práger et al., 2000; Ács és Kovács, 2001).

2.1.2. Szél- és hőmérsékleti profilok megadása

A vertikális profilok kiszámítására alkalmas algoritmusok közül azokat érdemes megvizsgálni melyek általánosan alkalmazhatóak (nem egy adott hely, helyzet leírására készültek) és a szükséges bemenő adataik rendszeres mérésekből származnak. A *Monin-Obukhov hasonlósági elmélet* ezeknek a kritériumoknak megfelel. Az elmélet a felszínközeli réteg (körülbelül a határréteg alsó 10 %-a) profiljainak megadására szolgál.

A szélesség és hőmérséklet vertikális profilját dimenziómentes mennyiségek bevezetésével és a hasonlósági elméletben használt univerzális függvények (Ψ) megadásával írják le (Baranka et al., 2001b). A formulákban az egyik legfontosabb paraméter a z_0 érdességi magasság. Ennek kis pontatlansága is nagy hibákat eredményezhet (Weidinger et al., 2000).

Az új magyar szabványban alkalmazott számítási módszerekről és ezek ellenőrzéséről (a felszín és a 850 hPa közötti réteg szél és hőmérsékleti profiljainak a meghatározása) Mikó (2000) diplomamunkájában olvashatunk bővebben.

2.1.3. Diszperziós együtthatók kiszámítása

A szennyezőanyagok terjedését, hígulását jellemző mennyiségek közül a legfontosabbak a szóródási együtthatók. Az újabban kidolgozott diszperziós algoritmusokban ezek számítása kétféleképpen lehetséges.

Az első megközelítésben a sűrűlási sebesség (u_*), Monin-Obukhov hossz (L_*), a konvektív sebesség vagy más néven Deardorff-sebesség (w_*) és a keveredési rétegvastagság (h) segítségével történik meghatározásuk. Ezen az eljárás alapul például a dán OML (*Operationelle Meteorologiske Luftvalitetsmodeller, Berkovicz et al., 1985*), az angol UK/ADMS (*Atmospheric Dispersion Modelling Systems, Carruthers et al., 1993*) vagy az amerikai HPDM modell (*Hybrid Plume Dispersion Model, Hanna and Chang, 1992; 1993*).

A másik módszer a szélesebbesség-szórás profilok és a lagrange-i időskála segítségével számítja ki a diszperziós együtthatókat. Ennek az előnye abban rejlik, hogy ha rendelkezésre állnak a kiindulási profilok, akkor nincs szükség a felszínípustól (albedótól, nedvesség-tartalomtól, érdességi magasságtól) függő további korrekciókra.

2.1.4. Keveredési rétegvastagság kiszámítása

A határrétegbe kibocsátott anyagok a turbulencia miatt horizontálisan és vertikálisan is elkeverednek. A keveredési rétegvastagság h meghatározza azt a magasságot, ahol a szennyezőanyagok és egyéb részecskék átkeverednek⁶, ezért alapvető fontosságú a diszperziós modellekben.

Kétféleképpen is megkaphatjuk h értékét. Az első kategória a közvet-

⁶A pontos definíciót lásd a 1.2 fejezetben.

len méréseken alapul. Mérhetjük *rádiószonda* segítségével, ennek azonban az a hátránya, hogy naponta csak kétszer áll rendelkezésre (00 UTC és 12 UTC-kor), tehát az így mért érték inkább csak referenciaként szolgálhat. *Lidarok* (lézer fény-nyaláb) segítségével akár néhány perces gyakorisággal is mérhetjük a keveredési rétegvastagságot. A lidarok tulajdonképpen aeroszol ill. nyomgáz koncentrációt mérnek a légkörben, és mivel a keveredési réteg tetején a koncentráció értékben ugrás tapasztalható, így könnyen meghatározhatjuk a réteg vastagságát. E a módszer hibája, hogy a mért adatokat korrigálni kell illetve, nem tudhatjuk biztosan, hogy az adott szinten mért koncentráció a vertikális átkeveredésnek vagy az advekciónak, esetleg korábbi felhalmozódásnak köszönhető-e.

Folyamatos PHR profilmérések nem állnak rendelkezésre, ezért a keveredési rétegvastagság meghatározásában a mérés helyett modellezni kell. Megkülönböztetjük a stabilis illetve a konvektív PHR-ben alkalmazható módszereket. A konvektív határrétegbeli számítások általában a (13) – (15) egyenleteken alapulnak, míg a stabilis határrétegben a 1.1.3. fejezetben ismertettek alapján számolhatunk.

2.2. A keveredési rétegvastagság paramétrizációja néhány modellben

A következőkben bemutatjuk a keveredési rétegvastagság meghatározását az USA Környezetvédelmi Hivatalánál alkalmazott diszperziós modellben, illetve a hazai transzmissziós szabványban (MSZ 21457-1-79), majd megismerkedünk a COST 710 program célkitűzéseivel, illetve a keveredési rétegvastagság paramétrizációjára tett javaslataival. Ezek szolgáltatják az alapot

a diplomamunkában bemutatásra kerülő számítási eljárásnak.

2.2.1. Az amerikai AERMOD modell

1991-ben az Amerikai Meteorológiai Társaság (AMS) és az EPA⁷ elindított egy programot, melynek célja a határréteg-kutatásban elért legújabb eredmények bevezetése a diszperziós modellekbe. Így született meg az AERMOD rendszer (AERMOD, 1998).

Az AERMOD-hoz két preprocessor kapcsolódik, az első az AERMET, mely a mért adatokból, felszíni karakterisztikákból kiszámolja a határréteg paramétereit (pl. a rétegvastagságot), a másik pedig az AERMAP amely a felszín milyenségével kapcsolatos adatokat ad meg (6. ábra). A diplomamunka e fejezetében megvizsgáljuk az AERMET keveredési rétegvastagságra vonatkozó számítási eljárását.

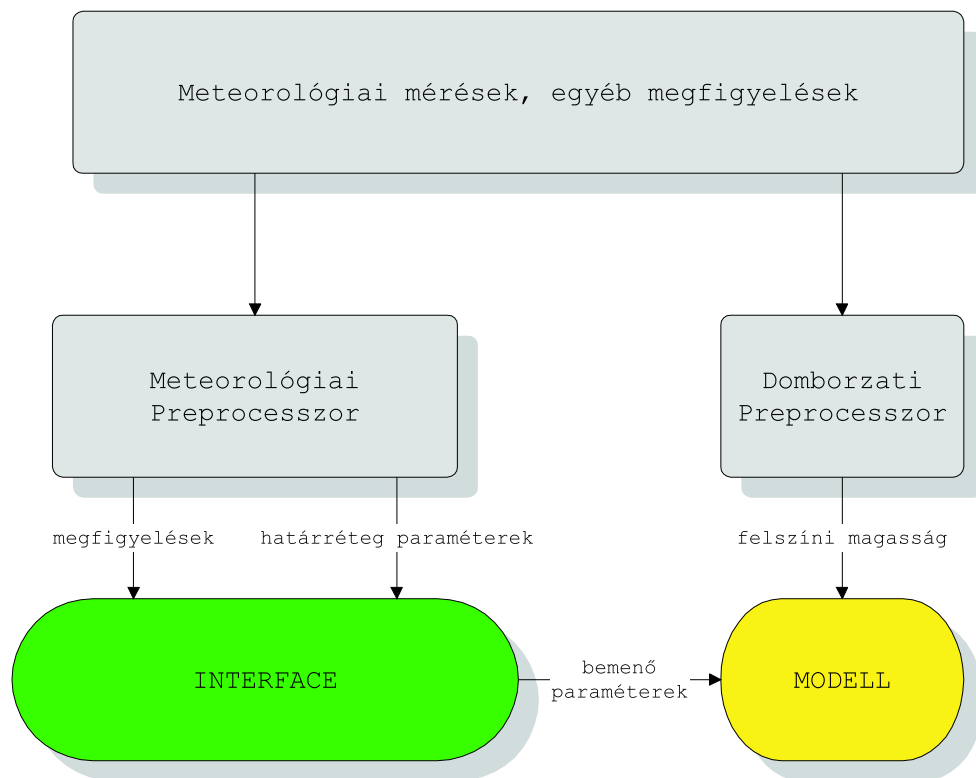
A modell külön parametrizálja a stabilis és a konvektív határréteget. A konvektív határrétegben (CBL) alkalmazott számítás egy egyszerű egydimenziós energia-egyensúlyi modellen alapul melyet Carson (1973) dolgozott ki és Weil and Brower (1983) módosított. A kiindulási egyenlet:

$$h \Theta(h) - \int_0^h \Theta(z) dz = (1 + 2A) \int_0^t \frac{H(t')}{\rho c_p} dt' , \quad (21)$$

ahol $\Theta(h)$ a potenciális hőmérséklet értéke a keveredési réteg tetején h magasságban. $H(t)$ a szenzibilis hőáram a felszínközeli rétegben, t az idő, A egy állandó amit Deardorff (1980) alapján 0,2-nek választottak.

A stabilis határrétegben (SBL) a mechanikus keveredési rétegvastagság

⁷Environmental Protection Agency - Az USA Környezetvédelmi Hivatala.



6. ábra. Az AERMOD modell felépítése.

számítására a preprocessor, Zilitinkevich (1972) által megadott formulát használja.

$$h = 0,4 \left(\frac{u_* L_*}{f} \right). \quad (22)$$

A fenti egyenletet elsősorban stabilis határrétegben alkalmazzák, az AERMET mégis használja a nappali időszakokban is. Ekkor a konvektív (21) és mechanikus (22) esetben számolt kétféle rétegvastagság közül azonban mindig a nagyobbat veszi figyelembe. Így oldható meg, hogy a keveredési rétegvastagság menete folyamatos legyen.

A modell simításokat is tartalmaz, hogy elkerülje a hirtelen felszíni szélesség csökkenés okozta valószerűtlen keveredési rétegvastagság változásokat.

2.2.2. A keveredési rétegvastagság meghatározására vonatkozó magyar szabvány (MSZ 21457-1-79)

A légszennyezőanyagok transzmissziójának szakszerű vizsgálata hazánkban az 1960-as években indult meg. A munka eredménye az 1980-as évek elején bevezetett szabványrendszer lett, mely megfelelt az akkori nemzetközi tudományos szintnek és ma is használható.

A szabványrendszer tíz szabványt tartalmaz, melyeket három osztályba sorolhatunk (Mikó, 2000). A levegőtisztaság-védelem alapfogalmait rögzítő MSZ 21460-2-85-ös szabvány az első csoportba tartozik.

Négy szabvány írja le a transzmissziós paraméterek számítási módszereit. Megadják a Gauss-modellhez szükséges bemenő meteorológiai adatokat.

A harmadik csoportba tartozó öt szabvány a légszennyezőanyagok transzmissziójával foglalkozik. Ezek közül három a különböző szennyezőanyag-

források hatásait (pontforrás, területi forrás vagy éppen összetett forrás), a negyedik a transzmissziós adatbázis meghatározásával kapcsolatos információkat adja meg. Külön szabvány ismerteti az effektív kéménymagasság kiszámítását. (A tényleges kéménymagassághoz hozzáadja a járulékos kéménymagasságot, ami a füstfáklya kibocsátást követő kémény fölé történő emelkedési magassága.)

A keveredési rétegvastagság parametrizációját leíró szabvány a második csoport tagja. A szabványmódszer akkor alkalmazható, ha csapadékmentes az idő, a terület ritkán beépített, a hőmérsékleti gradiens nem haladja meg az $1\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$ -t és ha nem vonul át hidegfront a vizsgált terület felett.

A módszer lényege, hogy meghatároz egy napi maximális keveredési rétegvastagságot h_{max} a napi maximális léghőmérsékletből, és az éjszakai rádiószondás felszállásból (ott lesz a maximális keveredési rétegvastagság ahol az éjszakai rádiószondás felszállás hőmérséklete megegyezik a felszínről induló T_{max} hőmérsékletű, száraz adiabatikusan emelkedő légréteg hőmérsékletével. Ezután a szabvány megadja a legkisebb (éjjeli) rétegvastagságot.

$$h_e = \left(\frac{2 Q l}{U \rho c_p \alpha} \right), \quad (23)$$

ahol Q a vizsgált terület antropogén hőemissziója ($W\text{ m}^{-2}$), l a vizsgált terület sugara (m), U a szélesebbség éjszakai középértéke ($m\text{ s}^{-1}$), α pedig a száraz adiabatikus és a ritkán beépített terület függőleges hőmérsékleti gradiense közötti különbség ($K/100\text{ m}$). h_e értékét legalább 30 méternek kell venni.

Nézzük a keveredési rétegvastagság napi menetét a szabvány szerint! 0 óra és napfelkelte között a $h = h_e$ helyettesítést kell alkalmazni. Napfelkel-

tétől napnyugtáig h_{max} és h_e felhasználásával a szabvány a következőképpen számol:

$$h = \frac{T_n - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} (h_{max} - h_e) + h_e , \quad (24)$$

ahol T_n a vizsgált óra hőmérséklete, T_{min} a napi minimális hőmérséklet, T_{max} a napi maximális hőmérséklet.

Az éjszakai időszakra a következő parametrizáció érvényes:

$$h = h_{ny} + \left(k \frac{\Delta h}{\Delta t} \right) , \quad (25)$$

ahol

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{h_e^* - h_{ny}}{t_{24} - t_{ny}} . \quad (26)$$

h_{ny} a keveredési rétegvastagság napnyugtát követő első órában, k a vizsgált óra és a napnyugta utáni első óra közötti különbség, h_e^* a rákövetkező nap éjszakai keveredési rétegvastagsága, t_{24} az éjféle időpont, t_{ny} a napnyugta idejét követő első óra.

A fenti egyenletek tehát megadják a keveredési rétegvastagságot méterben. Amennyiben a bemenő adatok egy része hiányozna, akkor azokat az átlagértékekkel kell helyettesíteni. Ha a szükséges adatok több, mint fele hiányzik, akkor pedig a h_{max} és a h_e értékét legalább három évre vonatkozó átlagértékekkel kell helyettesíteni; a keveredési rétegvastagság napi menetét pedig e két érték közötti lineáris interpolációval kell meghatározni.

2.2.3. A COST 710 ajánlásai

A nyolcvanas évek második felétől az Európai Unió országaiban egyre inkább a hibrid-Gauss füstfáklya modellt alkalmazzák a diszperziós modellekben (COST Action 710, 1998). A modellekhez szükséges bemenő adatokat szolgáltató preprocessorok számítási eljárásainak kiválasztása, a módszerek tesztelése és fejlesztése volt a feladata a COST Action 710-nek⁸. Az 1994 és 1997 közötti programban 16 európai ország vett részt. Magyarországot négyen képviselték. Az eredményeket összefoglaló tanulmány 1998-ban jelent meg.

A COST 710 célkitűzései széleskörű vizsgálatokat követeltek meg, ezért a munkát felosztották négy részre és kijelöltek négy munkacsoportot. Az alábbiakban megadom a négy munkacsoport feladatát és összefoglalom megállapításaikat.

1. Az első munkacsoport a *felszíni energiamérleg* számításával foglalkozott (2.1.1). Megállapította, hogy a Monin-Obukhov elmélet – bár horizontálisan homogén és izotróp turbulencia leírására fejlesztették ki – megfelelő pontosságot biztosít. A szinoptikus mérőhálózat a számítási eljárásoknak megfelelő adatokat biztosít. A munkacsoport összegzése alapján a számítási eljárások egymással összehasonlíthatók és jó eredményt szolgáltatnak, de vannak időjárási helyzetek amikor csak körültekintéssel alkalmazhatóak.

Az energiamérleg számításokban a legtöbbször által alkalmazott – a Priestley-Taylor egyenlet megoldásán alapuló – modellt ajánlják, me-

⁸COST – European Co-operation in the field of Scientific and Technical Research (Európai Kutatási és Technológia-fejlesztési Együttműködés).

lyet Holtslag and Van Ulden (1982; 1983) dolgozott ki. Az univerzális függvények alakjára közel húsz különböző formula létezik (Weidinger et al., 2000), a munkacsoport által javasoltak: a stabilis esetre Businger et al. (1971) illetve Beljaars and Holtslag (1991), a labilis esetre pedig Businger et al. (1971) által megalkotott függvények.

A numerikus modellek is számítják az energiamérleg komponenseket, azonban ezeket csak megfelelő modell output statisztikák után lehet alkalmazni a diszperziós számításokban.

2. A második munkacsoport a *keveredési rétegvastagság* meghatározásával foglalkozott. Kétféle módszert említettek, a méréseken (pl. rádioszonda, sodar, lidar) illetve a modellezésen alapulót. Amennyiben rendelkezésre állnak a megfelelő eszközök, akkor mérni kell.

A vertikális szondázás során a keveredési réteg magassága a legalsó inverziós réteg magasságánál van. Gyenge inverzió esetén a különböző mérőeszközök miatt akár 25 %-os különbségek is jelentkezhetnek (pl. Hanna et al., 1985).

A konvektív keveredési rétegvastagság meghatározásánál a legmegbízhatóbb a „bulk modell” (lásd 1.1.2). A stabilis határrétegben jelentős mechanikus turbulencia esetére már nem ilyen egyértelmű a helyzet. A legtöbb módszer a hasonlósági elméletet veszi alapul (u_*, L_*, T_*) . Azonban ezeknél felvetődhet az a probléma, hogy valóban elég-e ha csak a felszíni paramétereiktől tesszük függővé a keveredési réteg magasságát. A munkacsoport ajánlásai alapján érdemesebb egy másfajta megközelítést választani. A kritikus Richardson-számon alapuló módszerek jobb eredményt adnak, viszont ezek több bemenő adatot igényelnek, melyek

nem mindig állnak rendelkezésre. A numerikus modellek használata lehet a jövőbeli megoldás. Amíg a rendszeresen mért vertikális profilok illetve a numerikus modellek nem állnak rendelkezésre, addig a hasonlósági elméleten alapuló módszereket kell alkalmazni, figyelembe véve azt, hogy – különösen az alacsony földrajzi szélességeknél – a formulák Coriolis-paramétertől (f) való függése valószerűtlen.

3. A harmadik munkacsoport a szél, hőmérséklet és a horizontális illetve vertikális szélesség-szórás profiljaival foglalkozott. Az ajánlások inkább elméleti szempontokra támaszkodnak, mint kísérleti tapasztalatokra. Ez különösen igaz a felszínközeli réteg hőmérsékleti profiljára és a szélesség-szórás profilokra a felszínközeli réteg felett.

A kiemelt parametrizációk a Monin-Obukhov elméleten alapulnak. Alkalmazhatósági körük mégis limitált, a felszínípustól és sok más körülménytől is függ, ezért körültekintően kell bánni az eredményekkel.

A szélesség-profilhoz 200 méteres magasságig alkalmazható formulát ajánlanak. E magasság felett a szélesség konstansnak tekinthető.

A szélirány-profil meghatározására nem adnak javaslatot. Érdeemes megvizsgálni a már meglévő több éves adatsorokat, majd empirikus összefüggéseket keresni a z/L_* dimenziómentes magassággal.

A hőmérsékleti profilt leíró formulákat csak az alsó 100 méterre javasolnak, e felett a hosszú adatsorokból való becslés várhatóan jobb eredményt ad.

4. A negyedik munkacsoport a komplex felszínek felett jelentkező modellezési problémákat vizsgálta. Nem fogalmazott meg ajánlásokat, e terü-

leten további vizsgálatok szükségesek. A jelentés felsorolja a gyakorlatban is alkalmazott áramlási modelleket, azonban kifejti, hogy ezek kis térségekre ($< 10 \times 10 \text{ km}^2$) már kevésbé megbízhatóak, mivel az akadályok mögötti szélmezőt nem írják le megfelelően. A javasolt továbblépés iránya a központi, egységes és nemzetközileg elfogadott meteorológiai adatbázisok létrehozása, az ezeken alapuló numerikus modellek fejlesztése.

A COST 710 projekt fontos lépés volt a diszperziós modellek harmonizációja, az egységes bemenő adatok biztosítása, a modellek összehasonlíthatósága felé.

3. A keveredési rétegvastagság modellezése az új transzmissziós szabványban

A keveredési rétegvastagság meghatározása különbözőképpen történik az éjszakai (stabilis) és a nappali (konvektív) időszakokban. Éjjel empirikus formulák alkalmazásával számolunk, míg a konvektív esetben egy modellel (a keveredési rétegvastagság időbeli változását leíró differenciál egyenletet megoldásával) kapjuk meg az eredményt. A számítások során szükségünk van a standard meteorológiai adatokon kívül a felszínközeli réteg dinamikai paramétereire is. Az új transzmissziós szabványtervezet által ajánlott számítási módszerek és az ezekhez szükséges bemenő adatok biztosításáról szól a fejezet.

3.1. Felszínközeli légréteg dinamikai paramétereinek meghatározása

A keveredési rétegvastagság meghatározásához, a felszínközeli réteg szél- és hőmérsékleti profiljának a megadásához és a turbulens szóródás modellezéséhez is szükségünk van a felszínközeli réteg dinamikai paramétereire (u_* , T_* , L_*). A következőkben ezek meghatározását ismertetem.

Az új transzmissziós szabványban a COST 710 ajánlásainak megfelelően az energia-mérleg komponensek meghatározása a Holtslag és van Ulden féle (Holtslag and van Ulden 1982; 1983) módszer alapján történik. Sík felszín felett, csupasz talajra (alacsony és magas vegetációra) ad megbízható eredményeket. A tervezett szabvány tartalmazza a városi terület illetve hó- és vízfelszín felett történő számítási eljárást is (Práger et al., 2000). Ezekkel a

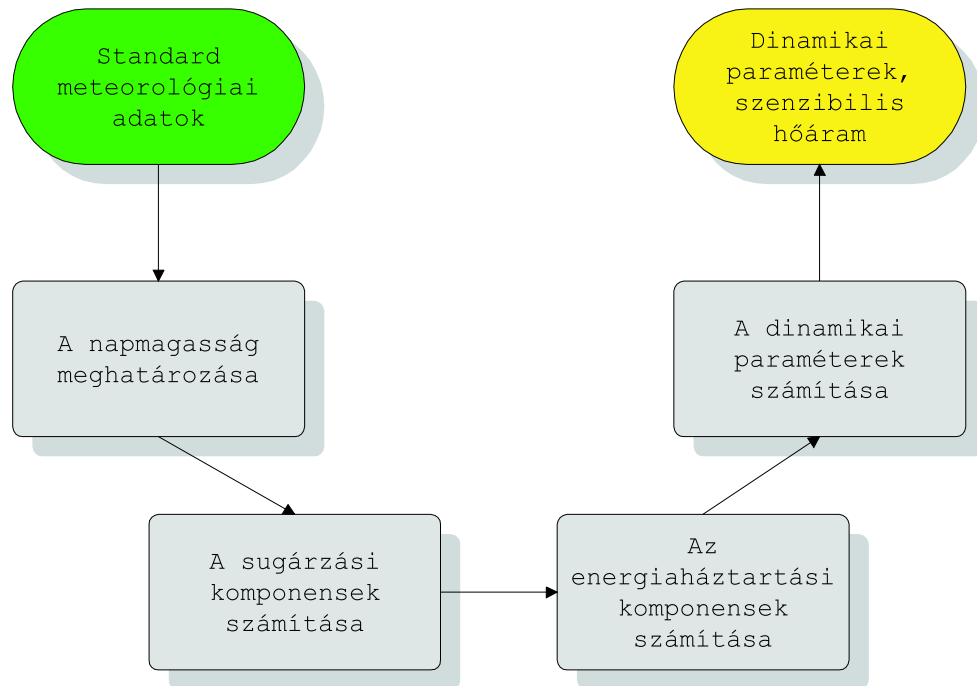
felszín típusokkal a diplomamunka nem foglalkozik.

Inhomogén felszínek feletti számításokra a szabványtervezet – és a COST 710 munkacsoportja – nem ad ajánlásokat, mivel pontos, ellenőrzött számítási eljárások nem ismertek. A következőkben ismertetem az új szabvány egyes pontjait, főbb számítási eljárásait.

Célunk a dinamikus hőmérséklet (T_*), a súrlódási sebesség (u_*), a Monin-Obukhov hossz (L_*) és a szenzibilis hőáram (H) meghatározása. E paraméterek segítségével tudjuk majd megadni a további bemenő adatokat a diszperziós modellekhez.

A felszínközeli réteg dinamikai paramétereit leíró új szabványtervezet a következő fizikai mennyiségek kiszámítására ad lehetőséget:

1. globálsugárzás a nappali órákban,
2. rövidhullámú sugárzási egyenleg a nappali órákban,
3. hosszúhullámú sugárzási egyenleg a nappali órákban,
4. sugárzási egyenleg a nappali órákban,
5. talajba jutó hőáram a nappali órákban,
6. latens hőáram a nappali órákban,
7. szenzibilis hőáram a nappali és éjszakai órákban,
8. dinamikus hőmérséklet a nappali és éjszakai órákban,
9. súrlódási sebesség a nappali és éjszakai órákban,
10. Monin-Obukhov hossz a nappali és éjszakai órákban.



7. ábra. A felszínközeli légréteg dinamikai paramétereinek meghatározása.

A számítás menete a 7. ábrán látható. Mivel a globálsugárzás gyakran rendelkezésre áll mérési adatokból, ezért annak becslésére nincs mindig szükség. A folyamatábrán látható csoportok közül a sugárzási komponensek közé a globálsugárzás és a sugárzási egyenleg (rövid- hosszúhullámú és a teljes), az energiaháztartási komponensek közé pedig a talajba jutó hőáram, a szenzibilis és a látens hőáram tartozik. A dinamikai paraméterek a dinamikus hőmérséklet, a surlódási sebesség és a Monin-Obukhov hossz.

A számítások a felszíni energiamérleg egyenleten alapulnak (27). A sugárzási egyenleg egyenlő a szenzibilis, látens és a talajba jutó hőáram összegével.

$$R_n = H + LE + G . \quad (27)$$

Elttekintünk az advekciónól és a turbulenciát homogénnek és izotrópnak feltételezzük. Ezért például frontátvonuláskor a számítások pontatlan eredményt adhatnak, azonban mivel a frontok felhőzettel párosulnak ezért kis abszolút értékű a sugárzási egyenleg, így kicsi a becslés hibája.

A globálsugárzás parametrizációjához – többek között – szükség van a földrajzi szélességre és a borultságra (Práger et al., 2000; Mészáros et al., 2002). Ezt a parametrizációt alkalmazza az amerikai HPDM modell is. Az ebből számolt sugárzási egyenleg:

$$R_n = \frac{(1 - A)S + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3}, \quad (28)$$

ahol A az albedó, S a globálsugárzás, c_1 a hosszúhullámú sugárzási állandó ($5,31 \cdot 10^{-13} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-6}$), σ a Stefan-Boltzmann állandó ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), c_2 a felhőzeti állandó (60 W m^{-2}) és c_3 a felszíni melegedési állandó (0,12).

A fenti egyenletben szükségünk van a felszíni albedóra, amelyet a nyári illetve a téli félévben a szabvány a felszín típusától függően ad meg. Az így kapott sugárzási egyenleg segítségével számolhatjuk az energiaháztartási komponenseket (talajba jutó (G), látens (LE) és szenzibilis hőáram (H)).

$$G = c_g R_n, \quad (29)$$

$$LE = \frac{\alpha}{1 + (\gamma/s)} (R_n - G) + B \quad (30)$$

$$H = \frac{(1 - \alpha) + (\gamma/s)}{1 + (\gamma/s)} (R_n - G) - B, \quad (31)$$

A talajba jutó hőáram 0, ha a felszín hó, minden más esetben a c_g és a teljes sugárzási egyenleg szorzata. c_g értéke a felszín típusától függ, ala-

csony vegetáció felett pl. 0,1. A látens és szenzibilis hőáram képletében B egy felszínfüggő empirikus állandó, hófelszínre 0, egyébként 20 W m^{-2} . A pszichrometrikus arány közelítő formulája pedig $\gamma/s = 1,44 (0,942^t)$, ahol a t a léghőmérséklet Celsius-fokban.

Éjszaka a szenzibilis hőáramot a dinamikus hőmérséklet és a surlódási sebesség segítségével parametrizáljuk.

A dinamikai paraméterek meghatározása a Monin-Obukhov hasonlósági elméleten alapul. A standard földfelszíni szélesebbesség és a szenzibilis hőáram segítségével adott univerzális függvények mellett a dinamikus hőmérséklet, a surlódási sebesség és a Monin-Obukhov hossz számítható (lásd *A légszennyező anyagok transzmissziós szabványainak korszerűsítése – A felszínközeli légréteg dinamikai paramétereinek számítása standard meteorológiai adatokból című Szabvány-tervezet*, Práger et al., 2000).

Az így meghatározott paraméterek képezik az alapját a keveredési rétegvastagság-számításnak, ezért a diplomamunka készítése során e szabvány FORTRAN programját is elkészítettem.

3.2. A keveredési rétegvastagság számítása

A keveredési rétegvastagság meghatározására a légköri turbulencia két fő fajtája – azaz a mechanikus- és a termikus turbulencia – szerint eltérő módszereket kell alkalmazni.

3.2.1. A stabilis határréteg

Éjjel, amennyiben rendelkezésre állnak a rendszeres magaslégköri mérések (00 UTC-kor), a COST 710 javaslata alapján a Richardson-szám meghatá-

rozásán alapul a készülő hazai szabvány.

$$h = Ri_c \frac{(\Delta u^2)}{\beta \Delta \Theta_v}, \quad (32)$$

ahol β a stabilitási paraméter a nehézségi gyorsulás és a keveredési réteg átlagos hőmérsékletének hányadosa.

A kritikus Richardson-szám értékére a szakirodalom többfelét is javasol (COST Action 710, 1998). Joffre (1981) úgy találta, hogy Ri_c értéke függ a hf/u_* -tól, amennyiben ez kicsi ($\leq 0,1$) akkor az Ri_c 0,25 körüli, ha azonban 0,3-nél nagyobb akkor a kritikus Richardson-szám elérheti a 7-et is. Az új magyar szabvány – a tesztelések eredményeképpen – Holtslag et al. (1990) által javasolt értékét használja, 0,25-öt.

Amennyiben hiányoznak a magaslégköri mérések, akkor az éjjeli réteg-vastagságot a Monin-Obukhov elmélet alapján kell parametrizálni. Stabilis illetve nem stabilis esetben a COST 710 projekt ajánlásainak megfelelően járunk el.

$$h = c_* \sqrt{\frac{u_* L_*}{f}}, \quad (33)$$

$$h = c \frac{u_*}{f}. \quad (34)$$

A stabilis esetre vonatkozó számításban a c_* – Dörnbrack (1989) javaslata szerint – 0,35, a nem stabilis esetben a c – Clarke (1970) számításai alapján – 0,2 értéket veszi fel.

3.2.2. A konvektív határréteg

A 1.1.2 fejezetben levezetett (13) – (15) egyenletekből kiindulva készítette el Batchvarova and Gryning (1991) a termikus turbulencia okozta rétegvastagság változást leíró közönséges differenciál-egyenletét.

$$\frac{\partial h}{\partial t} = (1 + 2A) \frac{-u_* T_*}{\gamma_\Theta h} + 2 B \frac{u_*^3}{\gamma_\Theta \beta h^2}, \quad (35)$$

ahol h a keveredési rétegvastagság (m), A és B állandók, γ_Θ a keveredési réteg feletti potenciális hőmérsékleti gradiens, β pedig a stabilitási paraméter.

A fenti differenciál egyenletnek létezik analitikus megoldása (36).

$$t_1 - t_2 = \frac{1}{C_3} \left[\frac{1}{2} (Ch + D)^2 - 2D(Ch + D) + D^2 \ln(Ch + D) \right]_{h_1}^{h_2}, \quad (36)$$

ahol

$$C = \frac{(1 + 2A)(-u_* T_*)}{\gamma_\Theta},$$

$$D = \frac{2Bu_*^3}{\gamma_\Theta \beta}.$$

t_1 a kiindulási időpont (s),

t_2 a vizsgált időpont (s),

h_1 keveredési rétegvastagság a t_1 időpontban (m),

h_2 keveredési rétegvastagság a t_2 időpontban (m).

A és B értékét 0,2 és 2,5-ben határozhatjuk meg. A $\Delta\Theta_m$ potenciális hőmérsékleti ugrás a (15) egyenletből számítható (35) felhasználásával.

A keveredési rétegvastagság változását leíró egyenletben szereplő, a keveredési rétegvastagság feletti γ_Θ potenciális hőmérsékleti gradienst a rádiószondás mérésekből előállított $\gamma_{\Theta m}$ felhasználásával kell megadni figyelembe

véve a keveredési réteg felső határára számított potenciális hőmérsékleti ugrás $\Delta\Theta_m$ kritikus értékeit.

A keveredési réteg felső határára számított potenciális hőmérsékleti ugrás a (15) és (35) egyenletek felhasználásával:

$$\Delta\Theta_m = \frac{Ah - \kappa BL_*}{(1 + 2A)h - \kappa BL_*} \gamma_{\Theta_m} h . \quad (37)$$

γ_{Θ_m} az adott nap 00 UTC-s magaslégköri méréséből a 925 hPa és a 850 hPa-os szint között meghatározott potenciális hőmérsékleti gradiens. Ha a nap folyamán a keveredési réteg magassága nem érte el a 925 hPa-os szintet, akkor a potenciális hőmérsékleti gradienst a 12 UTC-kor mért rádiószonda adatokból a 925 hPa és a 850 hPa-os szint között kell meghatározni. A potenciális hőmérsékleti ugrás kritikus értékeivel korrigált új értékek:

$$\Delta\Theta_m^{uj} = \Delta\Theta_m \quad ,\text{ha} \quad 0,5 \leq \Delta\Theta_m \leq 2,0 \text{ (K)},$$

$$\Delta\Theta_m^{uj} = 0,5(0,5 + \Delta\Theta_m) \quad ,\text{ha} \quad \Delta\Theta_m < 0,5 \text{ (K)},$$

$$\Delta\Theta_m^{uj} = 0,5(2,0 + \Delta\Theta_m) \quad ,\text{ha} \quad \Delta\Theta_m > 2,0 \text{ (K)},$$

$$\Delta\Theta_m^{uj} = 2,5 \quad ,\text{ha} \quad \Delta\Theta_m > 2,5 \text{ (K)}.$$

A keveredési réteg felső határára így kiszámított $\Delta\Theta_m := \Delta\Theta_m^{uj}$ potenciális hőmérsékleti ugrás alkalmazásával kerül kiszámításra a modellbeli potenciális hőmérsékleti gradiens:

$$\gamma_{\Theta_m} = \frac{(1 + 2A)h - \kappa BL_*}{Ah^2 - \kappa BL_*h} \Delta\Theta_m . \quad (38)$$

A termikus turbulencia által létrehozott keveredési rétegvastagság időbeli változását leíró differenciál-egyenlet megoldása iterációval történik. Megfelelően kicsi magasságlépcsőt ($h_2 - h_1$) választva a keveredési rétegvastagság fokozatos növelésével kell ellenőrizni az egyenlet teljesülését.

A korrekció folyamatát illetve a számítások pontos menetét a II. Függelékben tekinthetjük meg, mely tartalmazza tervezett szabvány teljes szövegét.

4. Az tervezett szabvány eredményei, összehasonlító- és érzékenységi vizsgálatok

Ahhoz, hogy megállapíthassuk, hogy az új transzmissziós szabvány hogy követi a keveredési rétegvastagság napi menetét, elkészítettem a tervezett szabvány FORTRAN programját. Megírtam a felszínközeli réteg dinamikai paramétereit előállító programot is, hiszen ez szolgáltatta a modell futtatásához szükséges kezdeti adatokat. A futtatásokat a pestszentlőrinci meteorológiai állomás (12843) 1996 április – decemberi szinoptikus mérései és a rádiószondás felszállások (00 és 12 UTC) adatai alapján végeztem. A modelleredményeket és az ezekből levonható észrevételeket, megjegyzéseket tartalmazza a fejezet.

4.1. Számítási módszerek

A keveredési rétegvastagságot négy különböző módszerrel határoztam meg az összehasonlító vizsgálatokhoz. Tekintsük át röviden az egyes eljárásokat!

Az új szabványtervezetben a keveredési rétegvastagság számításához szükséges bemenő adatokat a 2. táblázat tartalmazza. A bemenő adatok előállítása után az éjszakai órákban a Richardson-számos módszert alkalmaztam, mivel rendelkezésre álltak a rádiószondás mérések. A nappali órákban, amikor a termikus turbulencia dominált, a Batchvarova and Gryning (1991) által javasolt formulát használtam. A keveredési rétegvastagságra vonatkozó új szabványtervezetet a *Függelék*ben olvashatjuk.

Az egységes adatbázis (szinoptikus mérések, felszínközeli réteg karakterisztikái, magaslégköri adatok) elkészítése is e diplomamunka feladata volt.

Jel	Megnevezés	Mértékegység
T_{2m} , t_{2m}	Standard földfelszíni léghőmérséklet	K , $^{\circ}C$
$T_{d,2m}$, $t_{d,2m}$	Standard földfelszíni harmatpont	K , $^{\circ}C$
p_0	Standard földfelszíni légnyomás	Pa
ρ_d	Száraz levegő sűrűsége	$kg\ m^{-3}$
ρ	Nedves levegő sűrűsége	$kg\ m^{-3}$
ρ_v	Légkörben levő vízgőz sűrűsége	$kg\ m^{-3}$
r	Keverési arány, $r = \rho_v / \rho_d$	$kg\ kg^{-1}$
L_*	Monin-Obuhov hossz	m
T_*	Dinamikus hőmérséklet	K
u_*	Súrlódási sebesség	$m\ s^{-1}$

2. táblázat. A keveredési rétegvastagság számításához szükséges felszíni adatok.

Beprogramoztam az MSZ 21457-1-79 szabvány módszert (az ún. régi szabványt). Az óránkénti számításokat Fekete et al. (1983) alapján a szinoptikus mérések és a rádiószondás felszállás alapján végeztem.

Szintén elkészítettem a COST Action 710 (1998) ajánlásaiban szereplő más meteorológiai preprocesszorok (ún. más módszerek) által használt keveredési rétegvastagságot számító eljárások FORTRAN nyelvű programját. Hét-hét parametrizációt programoztam be, mind a stabilis mind a konvektív PHR leírására. Az egyes modellek alapegyenleteit és szakirodalmi hivatkozásait a 3.–4. táblázatokban közlöm.

Meghatároztam a keveredési rétegvastagságot a rádiószondás adatok feldolgozásával (Matyasovszky and Weidinger, 1998). A nappali órákban az a magasság volt a keveredési réteg magassága, ahol a teljes hőmérsékleti gradiens már kisebb volt, mint $0,83\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Éjszaka az első inverziós szint adta a keveredési rétegvastagságot. Az így kapott értékeket referenciapontoknak tekinthetjük az adott órára vonatkozólag.

4.2. Ellenőrző számítások, esettanulmányok

A szabványt többféleképpen teszteltem. Meghatároztam a keveredési rétegvastagság értékét 1996 áprilisától december végéig minden órára.

Elsőként bemutatom a keveredési rétegvastagság napi menetét négy, két napos periódusra. Az időszakokat úgy választottam, hogy az minden évszak középső hónapjának középső két napja legyen (15 – 16). Mivel az általam

$h = c_1 \frac{u_*}{f}$	Clarke (1970)
$h = c_2 \sqrt{\frac{u_* L_*}{f}}$	Joffre (1981)
$h = c U_{10}$	Koracin and Berkowicz (1988)
$h = c U_{10}^{3/2}$	Nieuwstadt (1984)
$h = c_* u_*^{3/2}$	Venkatram (1980)
$h = c L_*$	Mahrt et al. (1982)
$h = 0.3 \frac{u_*/f}{1+1.9 h/L_*}$	Nieuwstadt and Tennekes (1981)

3. táblázat. Stabilis esetre vonatkozó parametrizációk.

$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\langle w'\theta' \rangle_0}{\gamma_\Theta h}$	Lyra et al. (1992)
$\frac{\partial h}{\partial t} = A \frac{\langle w'\theta' \rangle_0}{\Delta\Theta}$	Deardorff (1980)
$\frac{\partial h}{\partial t} = (1 + A) \frac{\langle w'\theta' \rangle_0}{\gamma_\Theta h}$	Deardorff (1972)
$\frac{\partial h}{\partial t} = (1 + 2A) \frac{\langle w'\theta' \rangle_0}{\gamma_\Theta h}$	Betts (1973)
$\frac{\partial h}{\partial t} = A \frac{\langle w'\theta' \rangle_0}{\Delta\Theta} + B \frac{u_*^3}{\beta h \Delta\Theta}$	Tennekes (1973)
$\frac{\partial h}{\partial t} = A \frac{\langle w'\theta' \rangle_0}{\gamma_\Theta h} + B \frac{u_*^3}{\gamma_\Theta} \beta h^2$	Kolarova et al. (1989)
$\frac{\partial h}{\partial t} = (1 + 2A) \frac{\langle w'\theta' \rangle_0}{\gamma_\Theta h} + 2B \frac{u_*^3}{\gamma_\Theta} \beta h^2$	Gryning and Batchvarova (1990)

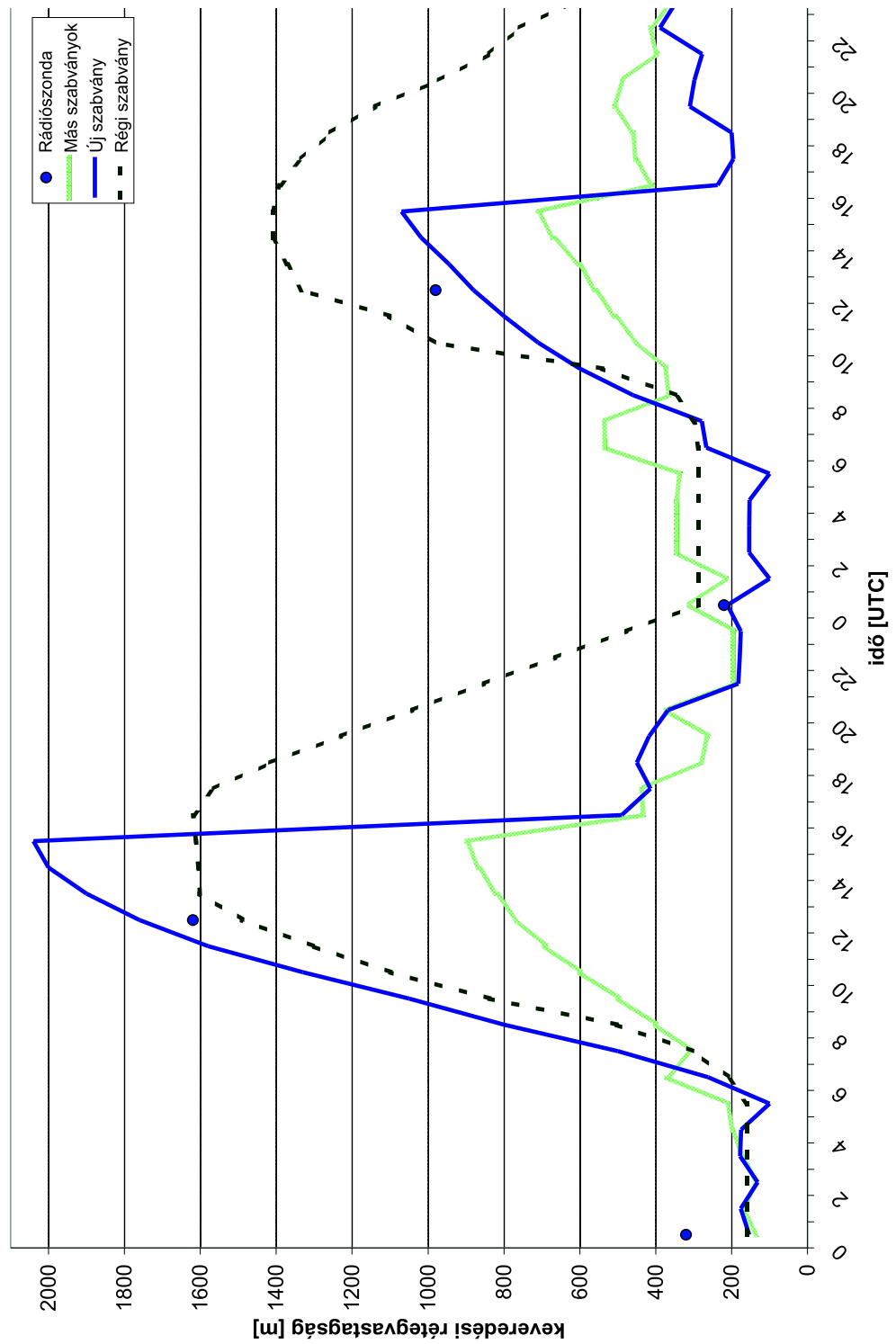
4. táblázat. Konvektív esetre vonatkozó parametrizációk.

használt adatbázis 1996 áprilisától indult, ezért a januári hónap helyett a decemberit változtattam. A különböző módszerekkel számított keveredési rétegvastagság meneteit a (8) – (11) ábrák szemléltetik.

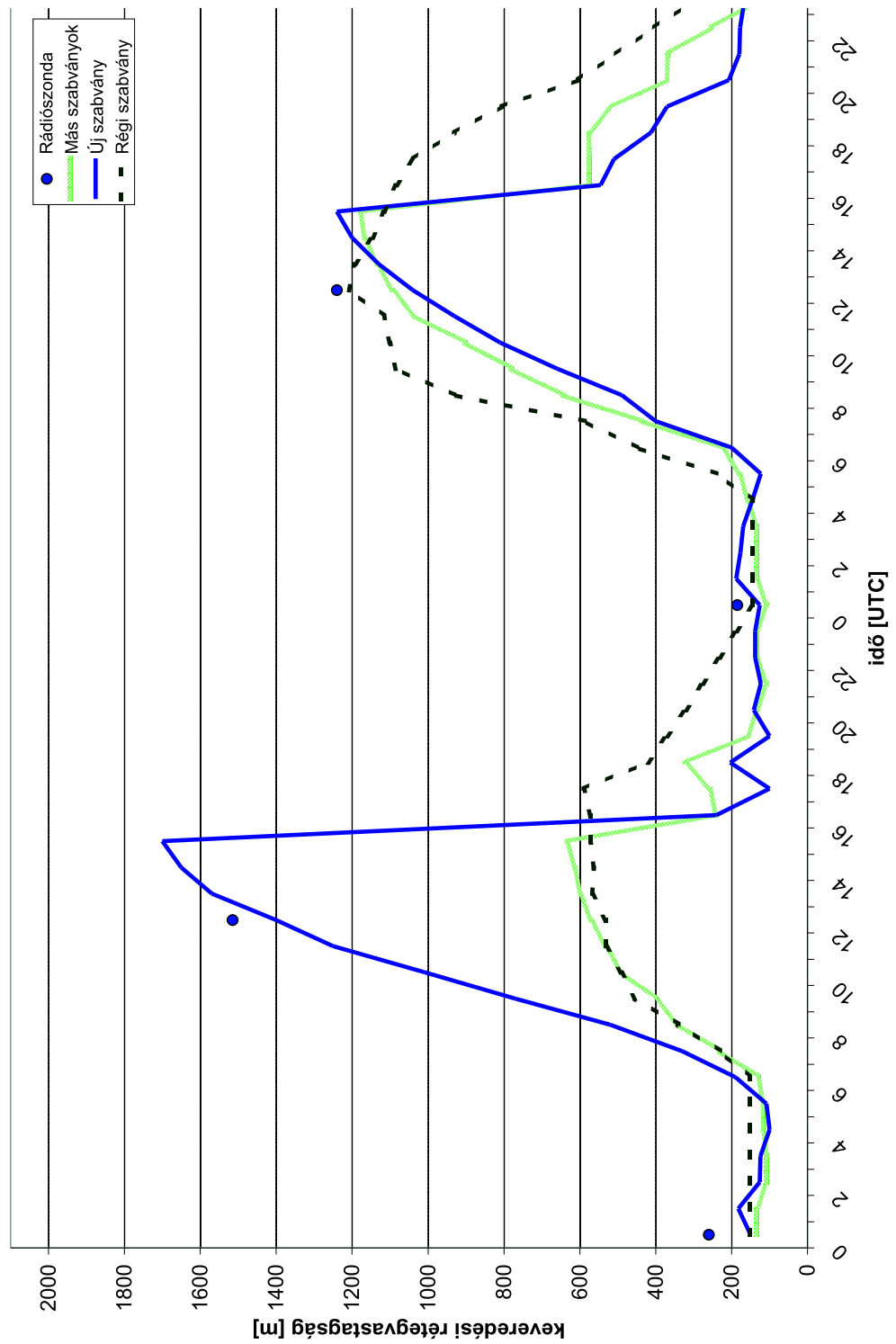
Nézzük meg a fent említett időszakok időjárási helyzetét! Április 15–16-án Közép-Európában az időjárást egy ciklon határozta meg, melynek középpontja a Balkán-félsziget felett húzódott. A Kárpát-medencében erősen felhős, szeles, hűvös idő volt, 5-10 fok volt a nappali maximum hőmérséklet. Július 15–16-án a Kárpát-medence felett többnyire derült, napos idő volt, eső elvétve fordult csak elő. A hőmérséklet 23-25 fok körül alakult.

Október 15–16-án többnyire napos idő volt, időnkénti felhősödés azonban nyugaton előfordult. Az ország felett egy nagy kiterjedésű anticiklon helyezkedett el, a hőmérséklet 12-15 fok körül alakult.

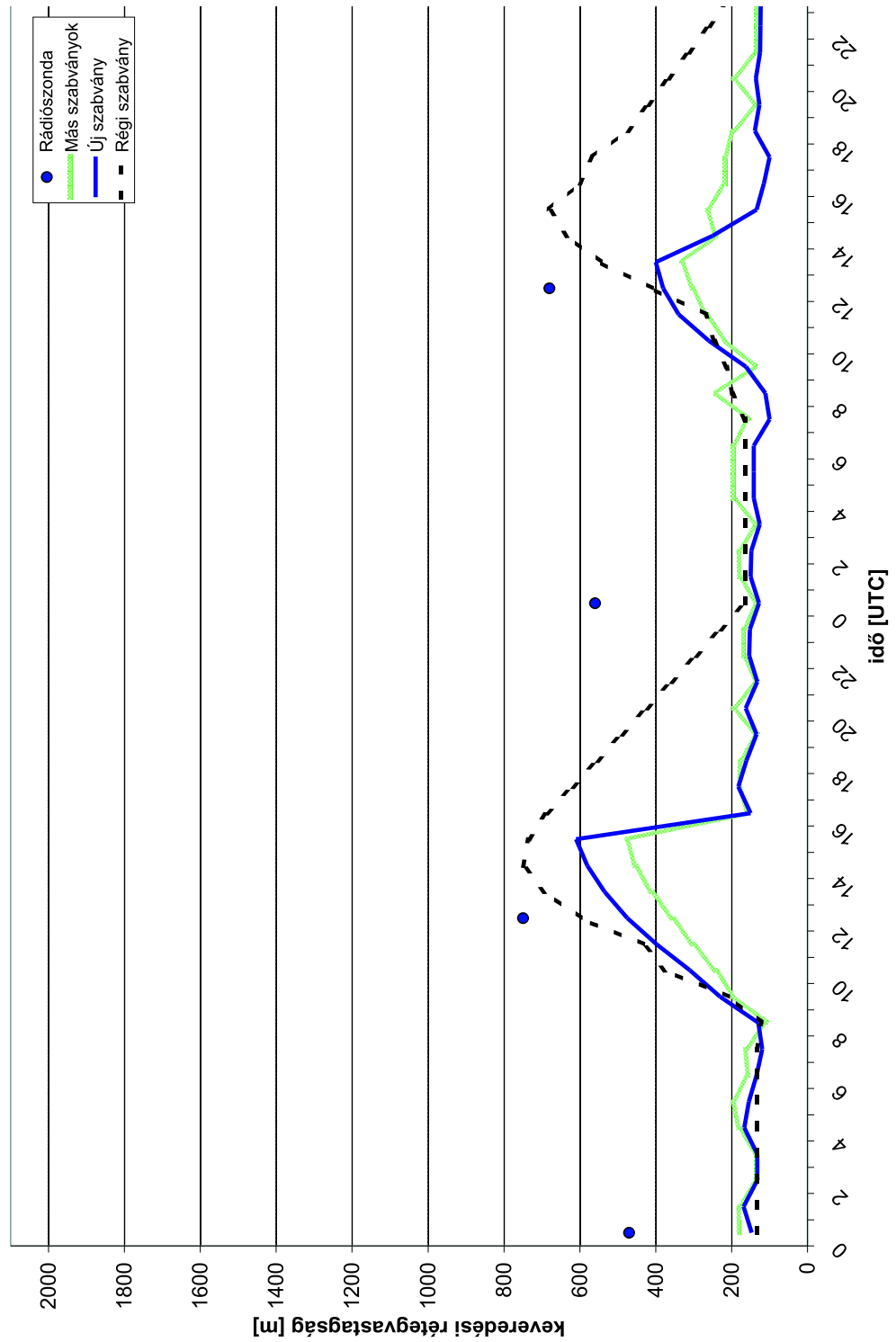
December 15–16-án Magyarország felett egy többközpontú ciklon-rendszer húzódott, melynek hatására a nyugati és északkeleti országrészben tartósan borult volt az ég, gyenge hidegfronti hatás volt jellemző. A hőmérséklet csúcértéke 6-8 fok körül volt.



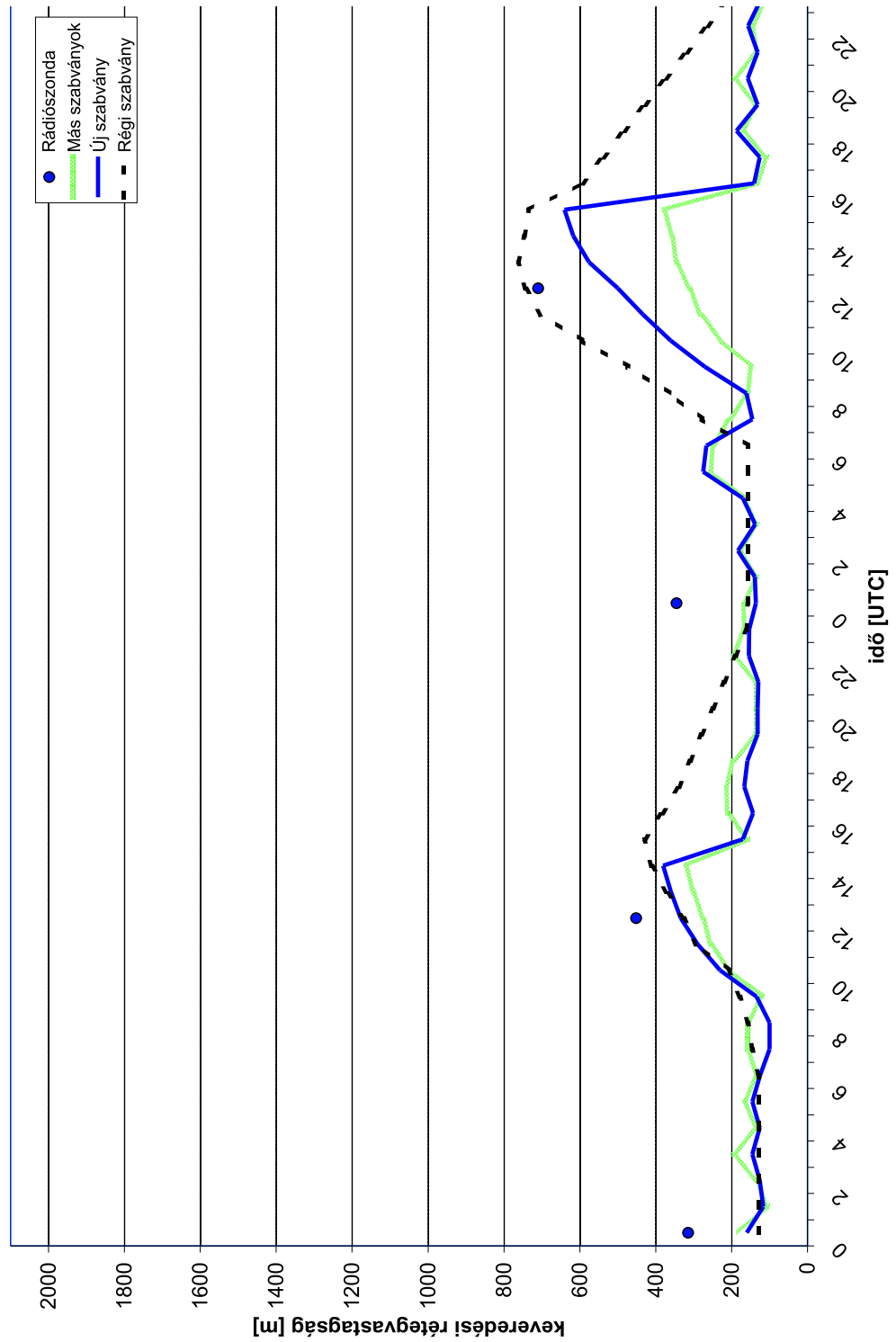
8. ábra. A keveredési rétegvastagság alakulása 1996. április 15–16-án.



9. ábra. A keveredési rétegvastagság alakulása 1996. július 15–16-án.



10. ábra. A keveredési rétegvastagság alakulása 1996. október 15–16-án.



11. ábra. A keveredési rétegvastagság alakulása 1996. december 15–16-án.

Az időjárás helyzetek bemutatása után nézzük a (8) – (11) ábrákat!

Ha megfigyeljük az új magyar szabvány által számított eredményeket, láthatjuk az éjjeli és a nappali számítási módszerek közötti alapvető különbséget. Nappal a termikus turbulencia által egyszer már „elfoglalt” terület napnyugtáig a keveredési réteghez tartozik, azaz a nappali változásban nem lehetnek ingadozások, a rétegvastagság szigorúan monoton növekszik, a délután folyamán természetesen már kisebb sebességgel egészen a besugárzás megszűnéséig. Éjszaka ez nem így van. A mechanikus turbulencia, illetve a dinamikai paraméterek óránkénti változása lehetővé teszi a rétegvastagság kisméretű ingadozását.

Az őszi és téli esetekben sokkal alacsonyabb a nappali határréteg, mint a nyáriban. Ez annak tudható be, hogy kevesebb a besugárzásos órák száma.

Vizsgáljuk meg a konvektív határrétegre vonatkozó eredményeket! Összehasonlítva az ábrákon található különböző számítási módszereket, láthatjuk, hogy az új magyar szabvány a tavaszi és a nyári vizsgált két-két napra nagyobb értéket adott a nappali maximumnak, mint a régi szabvány. A COST 710 ajánlásai alapján készített más parametrizációk átlaga lényegesen alábecsülte a rádiószondás mérésekből számított keveredési rétegvastagságot. Az őszi és téli esetben a régi magyar szabvány közelítette meg legjobban a mérésekből számított rétegvastagságot. Megjegyezzük, hogy ha az egész hónapot elemezzük, akkor már az új magyar szabványtervezet bizonyul jobbnak. Megvizsgáltam ugyanis a teljes október–decemberi időszakot és azt találtam, hogy az esetek körülbelül 65 %-ban a régi magyar szabvány alulmarad az újhoz és a rádiószondás mérésekhez képest.

A COST 710 által javasolt más számítási módszerek átlaga minden eset-

ben az összes többinél kisebb eredményt adott. Ez annak tudható be, hogy az átlagolásba bekerültek olyan módszerek is melyek – megfigyeléseim szerint – a többihez képest akár 40 %-kal kisebb eredményeket adtak.

A stabilis határretegben nem figyelhetők meg ilyen nagy különbségek. Más a rendszer dinamikája. Nem mondhatjuk el általánosan, hogy az egyik módszer kevésbé közelítené meg a rádiószondás mérések eredményeit, mint a másik. A módszerek különbözőségéből adódóan, a legkevésbé a régi magyar szabvány eredményei illeszkednek a többi görbéhez. Amennyiben azonban megnézzük, hogy a 00 UTC-s mérésekhez hogyan igazodnak a modelleredmények, láthatjuk, hogy az őszi és téli esetekben az eltérések elérhetik a 200 – 400 métert, ami jelentős. Az új magyar szabvány eredményei és a COST 710 által javasolt más számítási módszerek átlaga között nincs határozott különbség, 100 – 200 méterrel térnek el egymástól.

4.3. Statisztikai megközelítés

Ahhoz, hogy ne csak néhány kiragadott nap eredményeiből kelljen véleményt alkotnunk az új szabványtervezetről, statisztikai feldolgozásokat is végeztünk a négy évszak egy-egy hónapjában.

Az 5. és a 6. táblázat az április, július, október és december hónapra a főterminusokra számított keveredési rétegvastagságok átlagát és szórásait mutatja be, a rádiószondás mérések, a régi szabvány, az új szabványmódszer és a COST 710 ajánlásai között szereplő módszerek átlagos értékei alapján. A normál betűvel szedett értékek és átlagok, a félkövér betűvel írtak pedig ezek szórásai.

hónap	óra	új	mérés	régi	COST
4	0	164,7	302,4	277,9	135,2
		211,4	278,0	234,6	135,2
4	6	118,4		117,7	173,5
		79,3		76,0	173,5
4	12	956,4	1433,3	971,2	650,5
		533,8	220,8	498,8	650,5
4	18	244,0		352,4	222,6
		404,0		490,6	222,6
7	0	153,6	404,2	241,1	140,1
		127,3	303,9	73,8	105,2
7	6	239,6		263,1	334,4
		155,5		230,0	660,0
7	12	1349,4	1427,5	1098,3	698,4
		536,7	160,0	494,5	633,0
7	18	303,5		413,5	284,7
		597,6		500,9	228,3

5. táblázat. A főterminusokra vonatkozó átlagos keveredési rétegvastagság értékek és **szórásaik** az új szabványtervezetben, a rádiószondás mérések, a régi szabvány és a COST 710 alapján (1996 április és július).

hónap	óra	új	mérés	régi	COST
10	0	140,1 37,5	335,9 255,3	164,7 32,7	143,9 61,9
10	6	110,9 33,4		110,2 107,0	153,0 69,3
10	12	842,0 711,7	892,0 198,9	621,1 317,3	334,9 156,6
10	18	240,8 277,4		423,2 244,9	157,1 85,2
12	0	140,2 76,8	298,2 200,0	133,5 14,9	133,2 72,6
12	6	208,8 223,8		180,3 78,2	139,8 64,2
12	12	335,8 144,8	412,5 173,5	413,5 191,4	167,4 75,7
12	18	283,1 460,5		334,5 104,6	126,6 50,2

6. táblázat. A főterminusokra vonatkozó átlagos keveredési rétegvastagság értékek és **szórásaik** az új szabványtervezetben, a rádiószondás mérések, a régi szabvány és a COST 710 alapján (1996 október és december).

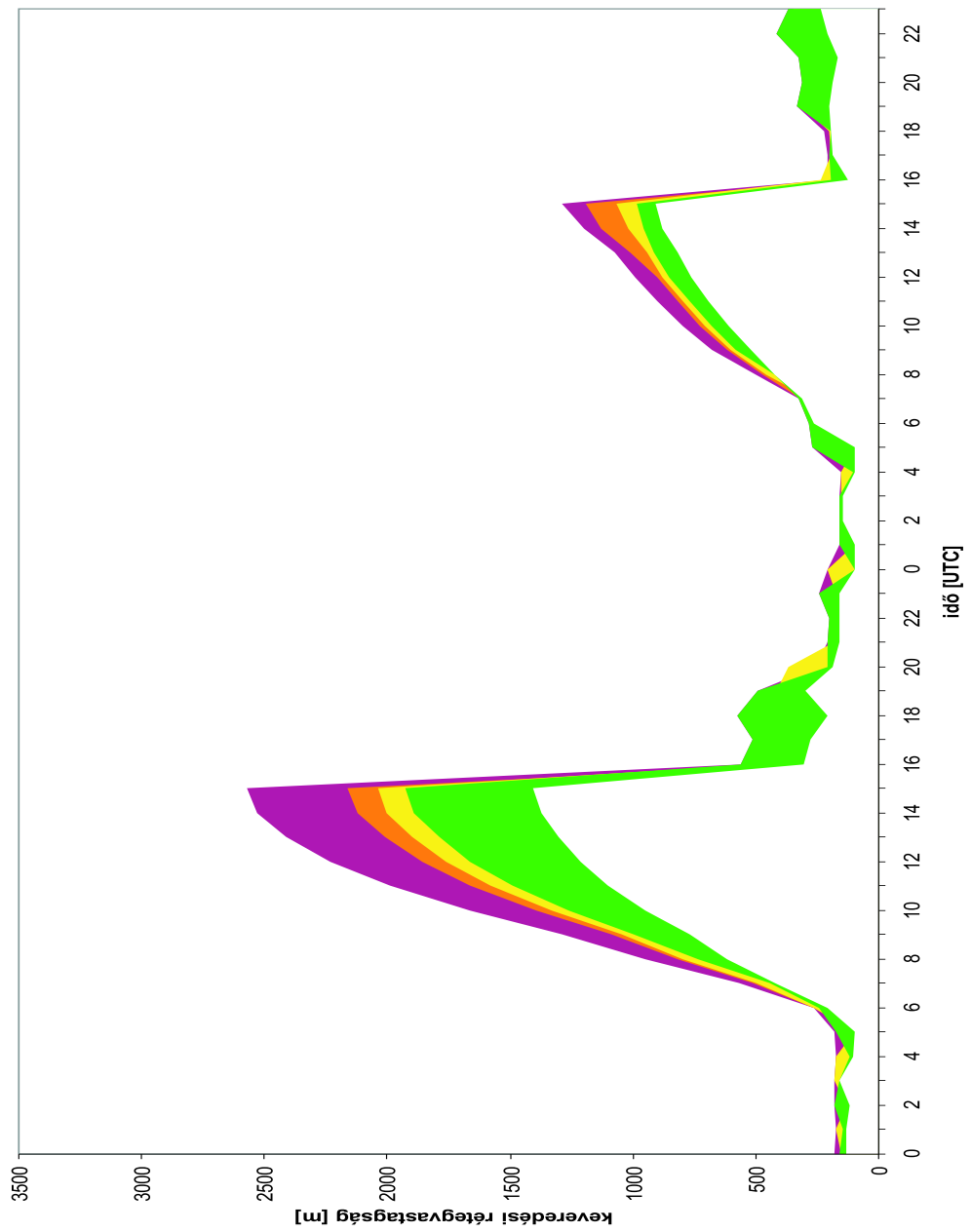
Az esettanulmányokhoz hasonló következtetéseket vonhatunk le itt is. A rádiószondás méréseket a legjobban az új magyar szabvány közelíti meg, emögött – ha csak a maximum értéket figyeljük – a régi magyar szabvány, majd messze elmaradva (néhol akár 800 méterrel is) az egyéb módszerek átlaga található.

Az 00 UTC-s éjszakai minimumokat tekintve a különbség nem ennyire szembe-tűnő. Ez olvasható le a szórás értékekből is, melyek különösen éjszaka kicsik. A nap folyamán rádiószondás mérésekből kapott szórások sokkal kisebb ingadozást mutatnak, mint a modellek többsége. Éjjel azonban megfordul a helyzet, az új magyar szabvány eredményei például 100 m alatti szórásokat mutatnak, szemben a mérések 200 m körüli szórás értékével.

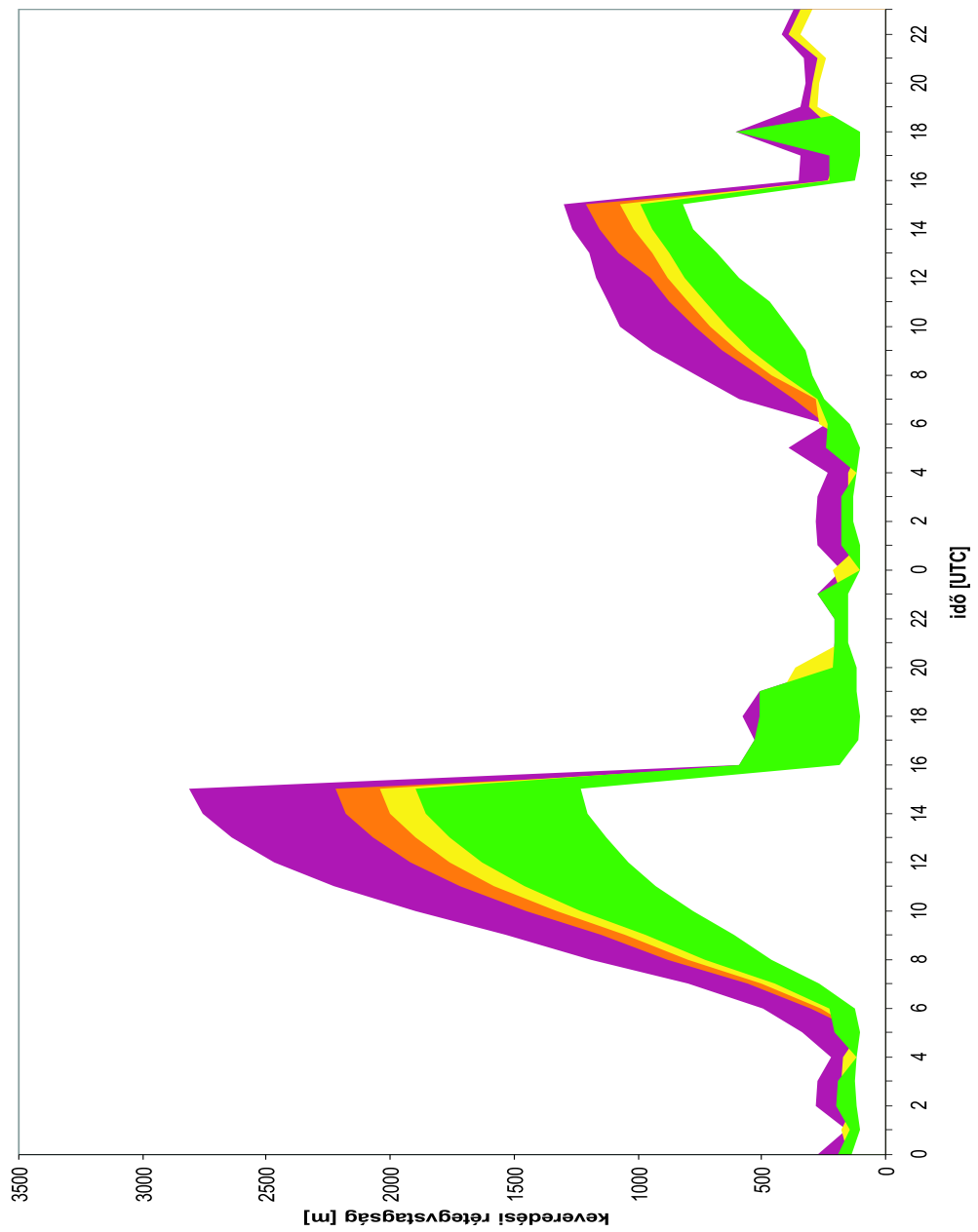
Megfigyelhetjük, hogy COST 710 ajánlásai alapján számolt szórás értékek mindig kicsik. Ez az átlagolásnak köszönhető, hiszen így a kiugró, extrém értékeket minden esetben kiküszöböltük.

4.4. Érzékenységvizsgálat

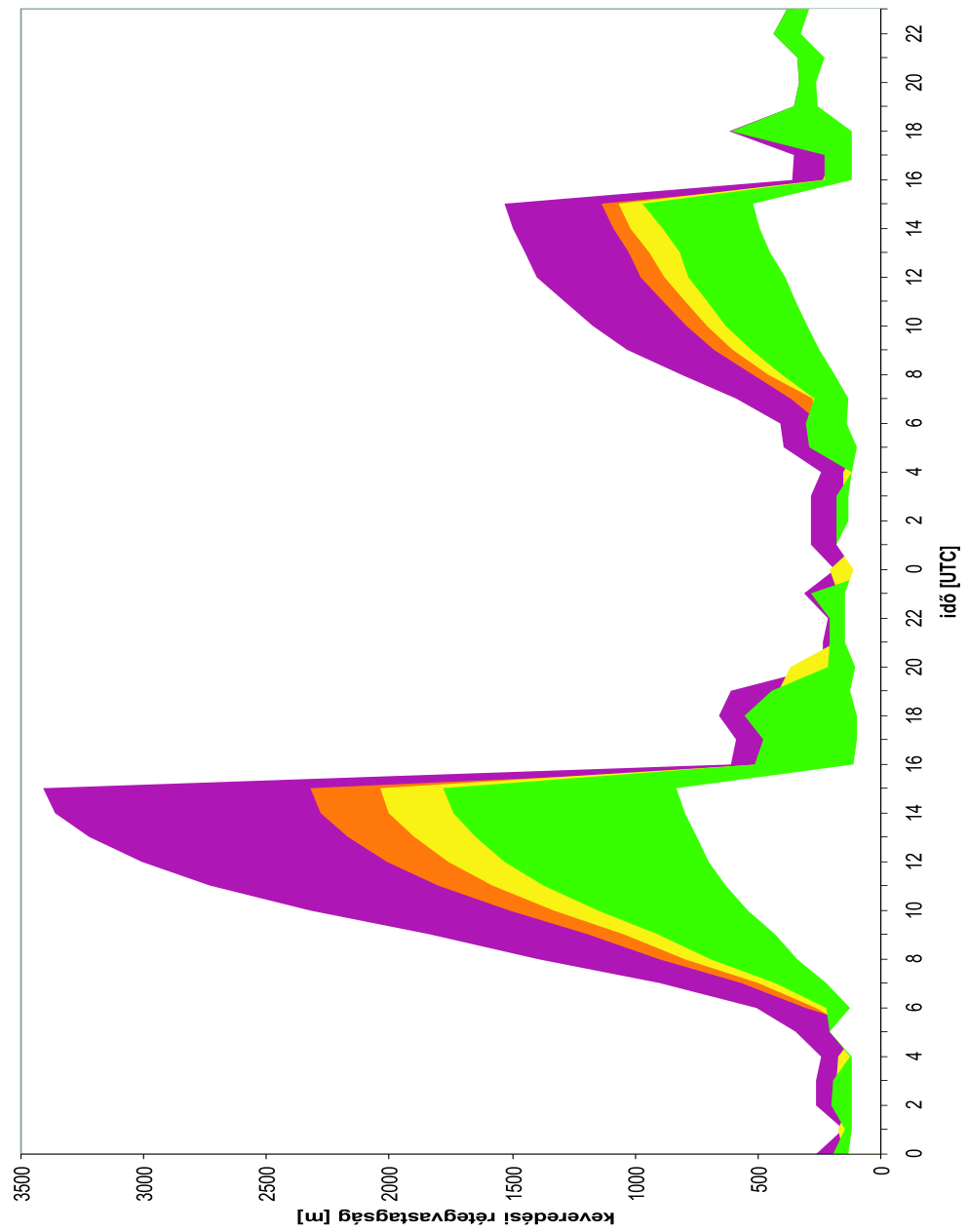
Az új szabvány által javasolt számítási eljárások megbízhatóságát megvizsgálhatjuk úgy is, hogy a bemenő paramétereket módosítjuk. Mivel közöttük a három legfontosabb dinamikai paraméter (u_* , T_* , L_*), ezért ezek módosításával vizsgáltam a keveredési rétegvastagság változásait. A Monin-Obukhov hossz kiszámolható a surlódási sebesség és a dinamikus hőmérséklet ismeretében, ezért ezt külön nem változtattam. Három futtatásban sorban $\pm 10\%$, $\pm 30\%$ és $\pm 50\%$ -kal változtattam külön-külön majd egyszerre a surlódási sebességet és a dinamikus hőmérsékletet (12)–(14).



12. ábra. A keveredési rétegvastagság alakulása a dinamikus hőmérséklet pozitív és negatív irányban történő változtatásával (1996 július 15-16.). A lila tartomány a 50-10 %-os, a piros 10-0 %-os növelést, a sárga 0-10 %-os, a zöld pedig 10-50 %-os csökkentést jelenti.



13. ábra. A keveredési rétegvastagság alakulása a surlódási sebesség pozitív és negatív irányban történő változtatásával (1996 július 15-16.). A lila tartomány a 50-10 %-os, a piros 10-0 %-os növelést, a sárga 0-10 %-os, a zöld pedig 10-50 %-os csökkentést jelenti.



14. ábra. A keveredési rétegvastagság alakulása a surlódási sebesség és dinamikus hőmérséklet pozitív és negatív irányban történő változtatásával (1996 július 15-16.). A lila tartomány a 50-10 %-os, a piros 10-0 %-os növelést, a sárga 0-10 %-os, a zöld pedig 10-50 %-os csökkentést jelenti.

Láthatjuk, hogy a nappali időszakban, az u_* -ra érzékenyebb a modell, mint a dinamikus hőmérsékletre.

Ha mindkét paramétert 50 %-kal növeljük, akkor a kiindulási értéktől vett különbségek már nagyon szembeesőek (közel kétszeres értéket kapunk a délutáni órákban). Természetesen az 50 %-os eltérés a számítási eljárásról ad információt, a valóságban ekkora hiba nem lehetséges.

A 10 %-os futtatás eredményeit külön megvizsgálva, azt találtam, hogy ekkor hozzávetőlegesen 4-5 %-os változékonyság figyelhető meg. Azaz a sur-lódási sebesség és a dinamikus hőmérséklet hibahatárán belül kis eltérések tapasztalhatók az eredményekben.

Összefoglalás

A megfelelő levegő-környezetgazdálkodás alapja a korszerű szabályozási módszerek kidolgozása és alkalmazása. A Magyarországon jelenleg érvényben lévő transzmissziós szabványok az 1980-as években készültek. A számítógépes kapacitás növekedése, a hibrid Gauss-modellek megjelenése szükségessé tette, a korábbi módszerek felülvizsgálatát.

Az új generációs szabványok kialakítását célzó kutató-fejlesztő munka 1998-ban indult, a cél az új szabványrendszer elméleti és gyakorlati alapjának megteremtése volt. Ennek eredményeképpen született meg *A légszennyező anyagok transzmissziós szabványainak korszerűsítése* (Práger et al., 2000) című munka. Ebbe a K+F tevékenységbe 2000 elején kapcsolódtam be. Feladatom a keveredési rétegvastagság számítási módszerének beprogramozása és az ellenőrző számítások elvégzése volt. E munka keretében négy keveredési rétegvastagságot számító eljárás számítógépes FORTRAN nyelvű programját készítettem el (az érvényben lévő magyar szabványét, az új generációs szabványtervezetét, a rádiószondás méréseken alapuló modellét és a COST 710 ajánlásai alapján vett módszereket).

A diplomamunkámban első részében elméleti áttekintést adtam a planétáris határréteg felépítéséről, napi menetéről. Meghatároztam a keveredési rétegvastagság fogalmát, leírtam a modellezésének lehetőségeit. Ismertettem a keveredési rétegvastagság és a felszínközeli dinamikai paraméterek számítási módszereit. Bemutattam más országok erre vonatkozó módszereit is. Részletesen ismertettem a dinamikai paraméterekre és a rétegvastagságra vonatkozó új szabványtervezetét. A keveredési rétegvastagság menetét négy esettanulmánnyal szemléltettem. Elvégeztem a különböző számítási módsze-

rek összehasonlítását, megadtam a keveredési rétegvastagság havi átlagértékeit és szórásait.

Összefoglalóan elmondható, hogy az általam vizsgált szabvány megfelel a COST 710 ajánlásainak.

A transzmissziós szabványosítás következő fázisa a további hazai adatsorokon való tesztelés, klimatológiai feldolgozások elvégzése, s egy központi transzmissziós adatbázis kialakítása.

Irodalomjegyzék

Ács, F. and Kovács, M., 2001: The surface aerodynamic transfer parameterization method SAPA: description and performance analyses. *Időjárás*, 105., No 3., 165-182.

AERMOD, 1998: Description of Model Formulation. Editors: Cimorelli, A.J., Perry, S.G., Venkatram, A., Weil, J.C., Paine, R.J., Wilson, R.B., Lee, R.F. and Peters, W.D.

Baranka Gy., Weidinger T. és Mészáros R., 2001a: A hazai transzmissziós szabványok számítási módszereinek megújítása. *Energiagazdálkodás*, Vol. 42., No. 5, 4-9.

Baranka Gy., Weidinger T., Mészáros R., Mikó R. és Kovács R., 2001a: A planetáris határréteg szerkezete, szél- és hőmérsékleti profiljai. *Meteorológiai Tudományos Napok 2001*, Országos Meteorológiai Szolgálat kiadványa, 109-119.

Batchvarova, E. and Gryning, S.E., 1991: Applied model for the growth of the daytime mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 56, 261-274.

Baxter, R.A., 1991: Determination of mixing heights from data collected during 1985 SCCAMP field program. *J. Appl. Meteorol.*, 30, 598-606.

Beljaars, A.C.M. and Holtslag, A.A.M., 1991: Flux parametrization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteorol.*, 32, 327-341.

Berkowicz, R., Olesen, H.R. and Torp, U., 1985: The Danish gaussian air pollution model (OML): Description, test and sensitivity analysis in view

of regulatory applications. Preprints of the 15th NATO/CCMS ITM on Air Pollution modeling and its applications, April 15-19. 1985, St. Louis, USA.

Betts, A.K., 1973: Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 99, 178-196.

Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. and Bradley, E.F., 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.

Carruthers, D., Thomson, D., Britter, R.E. and Hunt, J.C.R., 1993: Description of the United Kingdom Atmospheric Dispersion Modeling System (ADMS). In Proc. CEC Workshop on Objectives on Next Generation of Practical Short-range Atmospheric Dispersion Models. Riso National Laboratory, Denmark.

Carson, D.J., 1973: The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 105, 811-827.

Clarke, R.H., 1970: Observational studies in the atmospheric boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 96, 91-114.

COST Action 710, 1998: Final Report. Harmonisation of the pre-processing of the meteorological data for atmospheric dispersion models. EUR 18195 EN. Editors: Fisher, B.E.A., Erbrink, J.J., Finardi, S., Jeannet, P., Joffre, S., Morselli, M.G., Pechinger, U., Seibert, P. and Thomson, D.J.

Deardorff, J.W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in General Circulation Models. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 93-106.

Deardorff, J.W., 1980: Progress in Understanding Entrainment at the Top of a Mixed Layer. In Workshop on the Planetary Boundary Layer. J.C. Wyngaard, Ed., AMS, Boston, MA.

Dörnbrack, A., 1989: Approximative Berechnung turbulenter Flüsse und des Tensors der turbulenten Diffusion auf der Grundlage einer Schliessung 2. Ordnung. Dissertation, Humboldt-Univ. Berlin.

Eppel, D.P., Kapitza, H., Claussen, M., Jacob, D., Koch, W., Levkov, L., Mengelkamp, H.-T. and Wermann, N., 1995: The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA. Part II: Parameterizations and Applications. Beitr. Phys. Atmosph., 68, 15-41.

Fekete K., Popovics M. és Szepesi D., 1983: Légszennyező anyagok transzmissziójának meghatározása. Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai LV. Kötet, Budapest.

Götz G., Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest.

Green, J., 1999: Atmospheric Dynamics. Cambridge University Press.

Gryning, S.E. and Batchvarova, E., 1990: Simple model of the daytime boundary layer height. Proc. 9th AMS Symp. Turb. and Diff., 379-382.

Hanna, S.R., Burkhardt, C.L. and Paine, R.J., 1985: Mixing height uncertainties. Proc. 7th AMS Symp. Turb. & Diff., Boulder, 82-85.

Hanna, S.R. and Chang, J.C., 1992: Hybrid Plume Dispersion Model (HPDM) Improvements and Testing at three field sites. Sigma Research Corporation.

- Hanna, S.R. and Chang, J.C., 1993: Hybrid Plume Dispersion Model (HPDM) improvements and testing at three field sites. *Atmospheric Environment*, 27A, 1491-1508.
- Holtslag, A.A.M. and van Ulden, A.P., 1982: Simple Estimates of Night-Time Surface Fluxes from routine Weather Data. KNMI Scientific Report.
- Holtslag, A.A.M. and van Ulden, A.P., 1983: A Simple Scheme for Day-time Estimates of the Surface Fluxes from routine Weather Data. KNMI Scientific Report.
- Holtslag, A.A.M., De Bruin, E.I.F. and Pan, H.L., 1990: A high resolution air mass transformation model for short range weather forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1561-1575.
- Holzworth, C.G., 1972: Mixing depths, wind speeds, and potential for urban pollutions throughout the contiguous United States. EPA, Office of Air Programs Publ. AP-101.
- Horányi, A., Ihász, I. and Radnóti, G., 1996 : APREGGE/ALADIN: A numerical weather prediction model for Central-Europe with the Participation of the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, Vol. 100., No. 4., 277-302.
- Joffre, S.M., 1981: The physics of the mechanically driven atmospheric boundary layer as an example of air-sea ice interaction. Univ. of Helsinki, Dept. of Meteorol. Rep. No. 20, 75 pp.
- Kanamitsu, M., 1989: Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. *Weather and Forecasting*, 4, 335-342.

Kolarova, M., Yordanov, D., Sirakov, D., Dzholov, G., Karadzhov, D. and Aleksandrov, L., 1989: Parametrizatsiya konvektivnogo planetarnogo pogranchnogo sloya. *Fiz. Atmos. i Okeana* 25, 659-664.

Koracin, D. and Berkowicz, R., 1988: Nocturnal boundary layer height: observations by acoustic sounders and prediction in terms of surface layer parameters. *Boundary-Layer Meteorology*, 43, 65-83.

Lyra, R., Druilhet, A., Benech, B., Bouka Biona, C., 1992: Dynamics above a dense equatorial rain forest from the surface boundary layer to the free atmosphere. *J. Geophys. Res.* 97, 12,953-12,965.

Mahrt, L., André, J.C. and Heald, R.C., 1982: On the depth of the nocturnal boundary layer. *J. Appl. Meteorol.* 21, 90-92.

Maughan, R.A., Spanton, A.M., Williams, M.L. 1982: An analysis of the frequency distribution of sodar derived mixing heights classified by atmospheric stability. *Atmospheric Environment*, 16, 1209-1218.

Matyasovszky, I. and Weidinger, T., 1998: Characterizing air pollution potential over Budapest using macrocirculation types. *Időjárás*, 102, 219-237.

Meteorológia – Műszaki Értelmező Szótár, 1986. Szerkesztette: Czelnai R. és Szepesi Dezsőné. Akadémiai Kiadó, Budapest.

Mészáros R., Horváth L., Weidinger T. és Ács F., 2002: A troposzférikus ózon száraz üllepedésének mérése és modellezése. MTA kiadványsorozat, Megjelenés alatt.

Mikó R., 2001: A planetáris határréteg szél és hőmérséklet profiljai a szennyezőanyagok új transzmissziós szabványrendszerében. Diplomamunka. ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest.

MSZ 21457-1-79, 1980: Légszennyező anyagok transzmissziós paramétereit – A keveredési réteg vastagságának meghatározása. Magyar Szabvány.

MSZ 21460-2-85, 1985: A légszennyező anyagok transzmissziójának alapfogalmai. Magyar Szabvány.

Nieuwstadt, F.T.M. and Tennekes, H., 1981: A rate equation for the nocturnal boundary layer height. *J. Atmos. Sci.* 38, 1418-1428

Nieuwstadt, F.T.M. and Van Dop, H. (editors), 1982: *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling. A course held in The Hague, 21-25 September 1981*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, London.

Nieuwstadt, F.T.M., 1984: Some aspects of the turbulent stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 30, 31-55

Práger T., 1982: *Numerikus prognosztika I. Egyetemi Jegyzet*, Tankönyvkiadó, Budapest.

Práger, T., Baranka, Gy., Mészáros, R., és Weidinger, T. 2000: *A légszennyező anyagok transzmissziós szabványainak korszerűsítése, I., II.* Készült a Környezetvédelmi Minisztérium és az Országos Meteorológiai Szolgálat megállapodása alapján. Budapest, 2000. október.

Rákóczi F., 1988: *A planetáris határréteg. Egyetemi jegyzet. Tankönyvkiadó, Budapest. 188 oldal.*

Stull, R.B., 1988: An Introduction to Boundary Layer. Kluwer Academic Publisher.

Szepesi D., 1981: A levegőkörnyezet tervezése. Műszaki könyvkiadó. Budapest.

Szepesi D., 1982: A légköri kén nagytávolságú transzmissziója. Az Országos Meteorológiai Intézet hivatalos kiadványa LI. kötet, Budapest.

Tennekes, H., 1973: A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. J. Atmos. Sci. 30, 558-567

Venkatram, A., 1980: Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations. Boundary-Layer Meteorology, 19, 481-485.

Weidinger, T., Pinto, J. and Horváth, L., 2000: Effects of uncertainties in universal functions, roughness length, and displacement height on the calculation of surface layer fluxes. Meteorologische Zeitschrift, 9, No. 3., 139-154.

Weil, J.C. and Brower, R.P., 1984: An updated gaussian plume model for tall stacks. J. Air. Poll., Control Assoc., 34, 818-827.

Zilitinkevich, S.S., 1972: On the determination of the height of the Ekman boundary layer. Boundary Layer Meteorology, 3, 141-145.