

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék

Az ózonterhelés becslése csatolt terjedési–ülepedési modellel



Készítette:

JUHÁSZ ÁGOTA

Témavezető:

dr. MÉSZÁROS RÓBERT
(*ELTE Meteorológiai Tanszék*)

Konzulens:

dr. LAGZI ISTVÁN LÁSZLÓ
(*ELTE Fizikai Kémiai Tanszék*)

Budapest, 2006

Tartalomjegyzék

| | |
|---|-----------|
| 1. Bevezetés | 3 |
| 2. A felszínközeli ózon..... | 5 |
| 2.1 A felszínközeli ózon keletkezése és szerepe..... | 5 |
| 2.2 Az ózon hatása az élő szervezetekre | 7 |
| 2.3 A felszínközeli ózonkoncentráció trendje | 8 |
| 3. A terjedési-ülepedési modell..... | 10 |
| 3.1 A terjedési modell | 11 |
| 3.2 A légköri transzport egyenletek | 11 |
| 3.3 Az ülepedési modell | 14 |
| 4. Modellszámítások..... | 21 |
| 4.1 Ózonülepedés különböző növényállományok felett..... | 21 |
| 4.1.1 A sztómafluxus havi menete..... | 21 |
| 4.1.2 A sztómafluxus napi menete..... | 25 |
| 4.2 Számítások szabályos rácson | 28 |
| 4.2.1 Az ózon átlagos ülepedési sebességének eloszlása..... | 30 |
| 4.2.2 A kumulatív ózonfluxus eloszlása | 32 |
| 4.2.3 A kumulatív sztómafluxus és az AOT40 összehasonlítása | 33 |
| 4.3 Érzékenységi vizsgálat..... | 35 |
| 4.4 A modell verifikációja | 37 |
| 4.5 A továbbfejlesztés lehetőségei | 40 |
| 5. Összefoglalás | 42 |
| Irodalmi hivatkozás | 44 |
| Köszönetnyilvánítás..... | 48 |

1. Bevezetés

A troposzférikus ózon (O_3) káros hatása évtizedek óta ismert. E háromatomos oxigénmolekula létrejöttében szerepet játszó prekursor vegyületek növekvő emissziója miatt a felszín közeli ózonkoncentráció Európa nagy részén növekszik (*Hjellbrekke and Solberg, 2002*). Az időjárási helyzet függvényében az ózonkoncentráció menetében rövid, kiugró értékű epizódok, vagy hosszabb ideig fennmaradó magas értékek alakulnak ki Magyarország területén is. Ez mind a mezőgazdasági, mind a természetes növényzetre veszélyes lehet. Az extrém magas értékek látható károsodást okoznak az állományban, míg a magas ózonkoncentráció hosszabb idejű megléte a vegetációs időszak elhúzódásához, anyagcserezavarhoz, levélhaláshoz, korai levélhulláshoz, a termés hozam csökkenéséhez vezethet (*Krupa and Manning, 1988*). E hatás jellemzéseként elterjedten használják azokat az indexeket, melyek az ózonkoncentráció egy adott küszöbérték fölötti összegét adják meg (*Fuhrer et al., 1997*). Az utóbbi években azonban számos tanulmány rámutatott, hogy az ózon tényleges károsító hatása a koncentráció helyett sokkal pontosabban leírható a légkörből a felszínre irányuló fluxussal (*Fuhrer et al., 1997*). Az ózonfluxusnak az a része károsítja a növényzetet, ami a levelek gázcsere nyílásain (sztómákon) keresztül jut el a sejtekig.

Kutatásunk célja az ózon teljes és sztómákon keresztüli fluxusának meghatározása, ezáltal a tényleges ózonterhelés becslése különböző növényállományok felett Magyarországra, valamint az ülepedést befolyásoló meteorológiai elemek hatásainak elemzése.

A modellel történtek már számítások az ózon ülepedésének meghatározására (*Lagzi et al., 2004; Mészáros et al., 2006*), de ezekben a munkákban csak esettanulmányokat mutattak be.

Munkám során az Eötvös Loránd Tudományegyetemen fejlesztett csatolt terjedési-ülepedési modell (*Lagzi et al., 2004*) alkalmazását, érzékenységi vizsgálatát és verifikációját végeztem el. A modell segítségével 1998. júliusra számítottuk az ózon koncentrációjának, ülepedési sebességének és fluxusának menetét Magyarország területére egy szabályos rácson. A rácson öt növényállományt (fűfelszín, mezőgazdasági terület, gyümölcsös, lombhullató erdő és vegyes erdő) és öt fizikai talajféleséget (homok, homokos vályog, vályog, agyagos vályog, agyag) különböztettünk meg. A koncentráció mezők meghatározásához hazai emisszió katasztert használtunk. A meteorológiai adatokat az Országos Meteorológiai Szolgálatnál operatíván futtatott Aladin előrejelzési modell

szolgáltatta. Az ülepedés becsléséhez használt növény- talaj- felszín- és nyomgázfüggő paramétereket szakirodalmi hivatkozásokból vettük. A modellfuttatások eredményeit felhasználva elvégeztem a modell érzékenységi vizsgálatát és verifikációját.

A dolgozat második fejezetében ismertetem az ózon tulajdonságait, keletkezési mechanizmusát, légkörben betöltött szerepét, az élő szervezetekre kifejtett hatását, valamint az ózonkoncentráció trendjét is.

A dolgozat harmadik fejezete mutatja be a becsléshez használt terjedési-ülepedési modellt. Az ózon fluxusát az ülepedési sebesség és az ózonkoncentráció szorzataként számítottuk. Az ülepedési sebességet talaj-, felszín- és légköri paraméterek, illetve állapothatározók felhasználásával egy ellenállás hálózattal becsültük. Az ellenállások számításánál használt, különböző talaj- és felszín típusra jellemző paraméterek értékeit öt magyarországi felszín típusra és öt fizikai talajféleségre adtuk meg. A sztómaellenállást *Jarvis* (1976) képletével parametrizáltuk.

A negyedik fejezet tartalmazza a modellszámításokat. Először bemutatjuk 1998. júliusára a sztómafluxus havi, és átlagos napi menetét az ötféle növényállományra. Táblázatos összefoglalást adunk a különböző növényállományokra vonatkozó átlagos ózon ülepedési sebességről. Ezután a modell által számított ülepedési sebesség térbeli eloszlását és a teljes ózonfluxust ismertetjük a vizsgált időszakra, az alkalmazott szabályos rácson, Magyarország területére. Összehasonlítjuk a korábban használt AOT40 és a tényleges ózonterhelést pontosabban becsülő sztómafluxus térképeket. A továbbiakban bemutatjuk a modell érzékenységi vizsgálatát. Ennek során a modell bemenő légköri állapothatározóit változtattuk a tényleges érték 40%-ától 140%-áig, 20%-os lépésekben, és azt vizsgáltuk, hogy a bemenő adatok megváltoztatása mennyire befolyásolja az ózon átlagos ülepedési sebességét (a modell eredményeit) a különböző növényállományok esetén. Mért ózonfluxus adatsor nem áll rendelkezésünkre az adott időszakban Magyarország területéről, ezért a verifikációt az ülepedési sebességre és (pontbeli) ózonkoncentrációra végeztük el. A negyedik fejezet végén a modell továbbfejlesztésének és pontosításának lehetőségeit, a kutatás folytatásának lehetséges irányát foglaljuk össze.

Az utolsó, ötödik fejezetben összefoglaljuk és rendszerezük a dolgozat legfontosabb eredményeit.

Manapság az egyik legnagyobb környezetvédelmi probléma, az ózonkárosítás és a fotokémiai szmog. A modellszámítások eredményei alapján megadhatjuk a Magyarországot érő környezeti terhelést. Jelen dolgozat hozzájárul az Eötvös Loránd Tudományegyetem TREX (TRAnsport-EXchange) diszperziós modelljének fejlesztéséhez.

2. A felszínközeli ózon

Az ózon, az oxigén fizikai és kémiai tulajdonságokban különböző módosulata, háromatomos oxigénmolekula (O_3). Világoskék színű gáz, már csekély ózommennyiséget tartalmazó levegőnek is jellegzetes szaga van. Forráspontja: $-119,5\text{ }^\circ\text{C}$, olvadáspontja: $-192,5\text{ }^\circ\text{C}$. Igen erélyes oxidáló hatású anyag, a szerves színezékeket elszínteleníti, a mikroorganizmusokat megöli, ezért levegő, víz fertőtlenítésére is használják. Megtalálható Földünk légkörének magasabb rétegeiben (a sztratoszférában), ahol a napfény ultraibolya sugárzásának hatására oxigénmolekulából és oxigénatomból keletkezik, és a felszín közelében (a troposzférában), ahol kémiai reakciók útján jön létre, vagy kisebb mennyiségben a sztratoszférából keveredik le. Mennyiségi eloszlása azonban nem egyenletes, legnagyobb része a légkör 20–30 km-es magasságában található. Egy másodlagos maximum található a felszín közelében, ami nagymértékben károsítja az élő és élettelen környezetet.

Az ózon keletkezése és bomlása állandó folyamat és normál esetben dinamikus egyensúly van közöttük. Az egyensúly eltolódása komoly következményekkel járhat, ugyanis a sztratoszférikus ózon mennyisége csökkenhet, a felszínközeli pedig kritikusan megnőhet. Az ember által kibocsátott szennyezőanyagok megbontják ezt az egyensúlyt. A CFC-k (ChloroFluoroCarbon, Freon) ózonkárosító szerepe 1974-ben derült ki. Ezek a vegyületek a sztratoszférikus ózommennyiség csökkenését okozzák. Az ipari és elsősorban a közlekedésből származó szennyezőanyagok (nitrogén-dioxid, szén-monoxid, illékony szerves vegyületek), az ózon prekursorai ezzel szemben a felszínközeli ózonkoncentráció növekedését eredményezik.

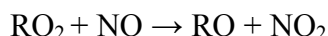
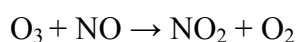
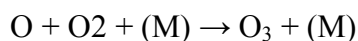
2.1 A felszínközeli ózon keletkezése és szerepe

A troposzférikus ózon a felszínközeli légréteg egyik legfontosabb kémiai vegyülete. Jelentős szerepet játszik kémiai reakciókban, nagy mennyiségben károsítja az élő és élettelen környezetet. Az ózon hozzájárul a globális felmelegedéshez is, a szén-dioxid és a metán után a harmadik legfontosabb antropogén eredetű üvegházgáz. A jövőben kifejtett hatását gyakran annak megvilágításában szemlélik, hogy más nyomgázok, kémiai anyagok koncentrációjának változását és az éghajlatot hogyan alakítja. Jelen kutatásban az ózon felszínre ülepedő mennyiségét, a növényzetet érő tényleges ózonterhelést vizsgáltuk.

A felszínnek nincs közvetlen ózonforrása, hanem a különböző légköri nyomanyagok fotokémiai reakciói során keletkezik. Képződésben részt vevő anyagok: a szén-monoxid (CO), a nitrogén-oxidok (NO_x) és a különféle reaktív szerves anyagok (pl. szénhidrogének).

Az ózon prekursor anyagainak természetes forrásai a villámlás, néhány növény terpén és izoprén termelése, a szerves anyagok bomlásából származó metán. Az emberi tevékenység – fosszilis tüzelő-anyag elégetése, járműmotorok, petrokémia, vegyipar kohászat, fémipar ásványipar, szénbányászat, szénipar, mezőgazdaság és élelmiszeripar – szintén döntő tényező a magas ózonszint kialakulásában (*Haszpra, 1993; Ferenczi és Haszpra, 1998*).

A városi területek reduktív légköréből kikerülve a vidéki területek felett elkezdődhet az ózonképződés fotolízis révén: a nitrogén-dioxid (NO₂) felbomlik és oxigén atom (O) és nitrogén-monoxid (NO) képződik. Az oxigén atom (O) reakcióba lép a levegőben lévő molekuláris oxigénnel (O₂), és kialakul az ózon (O₃). A nitrogén-monoxid reakcióba lép a peroxi-gyökkel (RO₂) és ismét nitrogén-dioxid (NO₂) keletkezik. Az ózon egy részét a nitrogén-monoxid (NO) elbontja a peroxi-gyök (RO₂) koncentrációjától függően.



Ez a reakció-együttes csak akkor történhet meg, ha:

- elegendő sugárzás áll rendelkezésre a hatékony fotolízishez (forró nyári napokon),
- a peroxi-gyökök és a nitrogén-oxidok mennyisége kedvező az ózon kialakulásához.

Nitrogén-dioxid nélkül a reakció nem játszódik le. Ha túl nagy mennyiségű a nitrogén-monoxid, annak feleslegben lévő része nemcsak a peroxi-gyökökkel lép reakcióba, hanem az ózont is bontja. Napfény hiányában nitrogén-monoxid (NO) nem tud újramelegedni, és a képződéshez a peroxi-gyökök (RO₂) mennyisége nem elegendő. A legmagasabb ózonkoncentrációk a prekursor anyagok kibocsátó helyétől távolabbra, több tíz, vagy akár több száz kilométerre alakulhatnak ki.

Fontos tényező a troposzférikus ózon kémiai átalakulásai során az ultraibolya sugárzás. Mivel az elmúlt évtizedek alatt a sztratoszférában található ózon mennyisége csökkent, a Földet érő közeli UV besugárzás megnövekedett. Ennek köszönhető a

felszínközeli ózonképződés, illetve lebomlás felgyorsulása főleg azokon a területeken, ahol nitrogén-monoxid többlet alakul ki. (Debreczeni, 2006).

2.2 Az ózon hatása az élő szervezetekre

Miután az ózon keletkezéséhez napfény szükséges, a legmagasabb ózonkoncentrációk egybeesnek a legtöbb fénykedvelő növény vegetációs időszakával. A növényi testbe a gázcserenyílásokon jut be a háromatomos oxigén, és mivel vízben nem oldódik, más anyagokkal lép kapcsolatba, így számos probléma okozója. Erős reagens hatása révén kilyukasztja a sejtfalakat, a fehérjékkel és a lipidekkel történő reakciók folytán. A fotoszintézis lelassul, ezáltal a növény nem növekszik olyan gyors ütemben. A virág- és termés hozam csökken. Az ózon által legyengített növényeket kevésbé tudnak védekezni a kártevők, vagy az aszály ellen.

Az ózon káros hatása a talajban is megnyilvánul. A nagy ózonterhelés gyengíti a növényi fotoszintézist, visszafogja a szén körforgását, vagyis kevesebb CO₂-t tud a növény tiszta oxigénre alakítani. A légkörből a gyökerek felé irányuló redukált „szénáram” azt eredményezi, hogy a talajban élő mikroorganizmusok sem jutnak megfelelő mennyiségű tápanyaghoz, nem tudnak gyarapodni, növekedni, nem képesek javítani a talajtermelékenységét. A növény nem jut a fejlődéshez szükséges (elegendő) nitrogénhez sem, így ha termés hozamot növelni akarják, akkor többet kell műtrágyázni.



1. kép. Az ózon károsító hatása egy burgonyalevélen (*Solanum tuberosum*)
(Forrás: <http://earthobservatory.nasa.gov>)

A nagy ózonterhelés az emberi szervezetet is megviseli, legyengíti, betegségeket okozhat. A száraz köhögés, szapora légzés, asztmás tünetek, zihálás, émelygés, szemirritáció a magas ózonkoncentráció következményei lehetnek. Bejutva a légutakba, az ózon más molekulákkal reagál, a kötések szétesnek, majd később újra ózon alakul, ez akut gyulladáshoz vezethet. A légszűrő elvesztheti a baktériumok és a mérgező anyagok elleni védekező képességét. Az ózon úgy viselkedik a zsírsavakkal a tüdőben, mint a levegőben. Hozzákapcsolódik a kettőskötésekhez, felbontja azokat, és agresszív gyököket képez, melyek további oxidációhoz vezetnek. Következése a tüdőgyulladás, ami különösen veszélyes az asztmás embereknek, de az egészségeseknek is. Ennek során a tüdőkapacitás csökkenése és gyenge légzés tapasztalható. A tartósan magas ózonkoncentráció kiválthat allergiát, asztmát, hörghurutot, gyengíti az immunrendszert. A magas ózonkoncentráció a gyerekekre még nagyobb veszélyt jelent, mert légzőszerveik védelmi rendszere nem működik teljes kapacitással, a növekedés miatt viszont anyagcseréjük intenzívebb. Az 1. képen az ózon károsító hatása látható egy burgonyalevélen.

2.3 A felszínközeli ózonkoncentráció trendje

Európában az 1930-as és 1950-es évek között az átlagos ózonkoncentráció érték kissé megnövekedett, *20–25 ppb-re*. Az 1950-es években elérte az átlagos *30 ppb-s* értéket (*Tropospheric Ozone Research, 1997*). Az 1970-es évektől mostanáig az ózonszint az északi félteke közepes szélességein folyamatosan emelkedik, és ez az emelkedés körülbelül *0,5–2%/év-es* tendenciát mutat. A dúsulás mértéke nem egyforma, ugyanis az 1970-es és 1980-as évek rendkívüli trendjei után jóval mérsékeltebb adatok születtek egészen a 1990-es évekig (*Oltmans et al., 1998; Logan, 1994*). A növekedés lassúbb mértéke azt mutatja, hogy az 1993-tól tartó időszakban újabb csökkenés következett be. Ez részben az ózonprekursorok kibocsátásának fékezéséről, tiltásáról szóló nemzetközi intézkedéseknek, egyezményeknek köszönhető (pl.: Genfi Egyezmény, 1979). A XXI. század elején Európában *50 ppb* körül mozog az átlagos ózonmennyiség, azaz több mint a duplájára növekedett az elmúlt száz évben. Ez *1,5–1,6%* éves átlagos növekedést jelent (*R. Guicherit, M. Roemer, 2000*).

A nyári ózon-koncentráció legmagasabb értékei Közép-Európa délkeleti területére tehetőek (*Tropospheric Ozone Research, 1997*).

Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat légköri háttérszennyezettség megfigyelésével kapcsolatos tevékenysége a hetvenes évek elején indult. 1990-től az ország

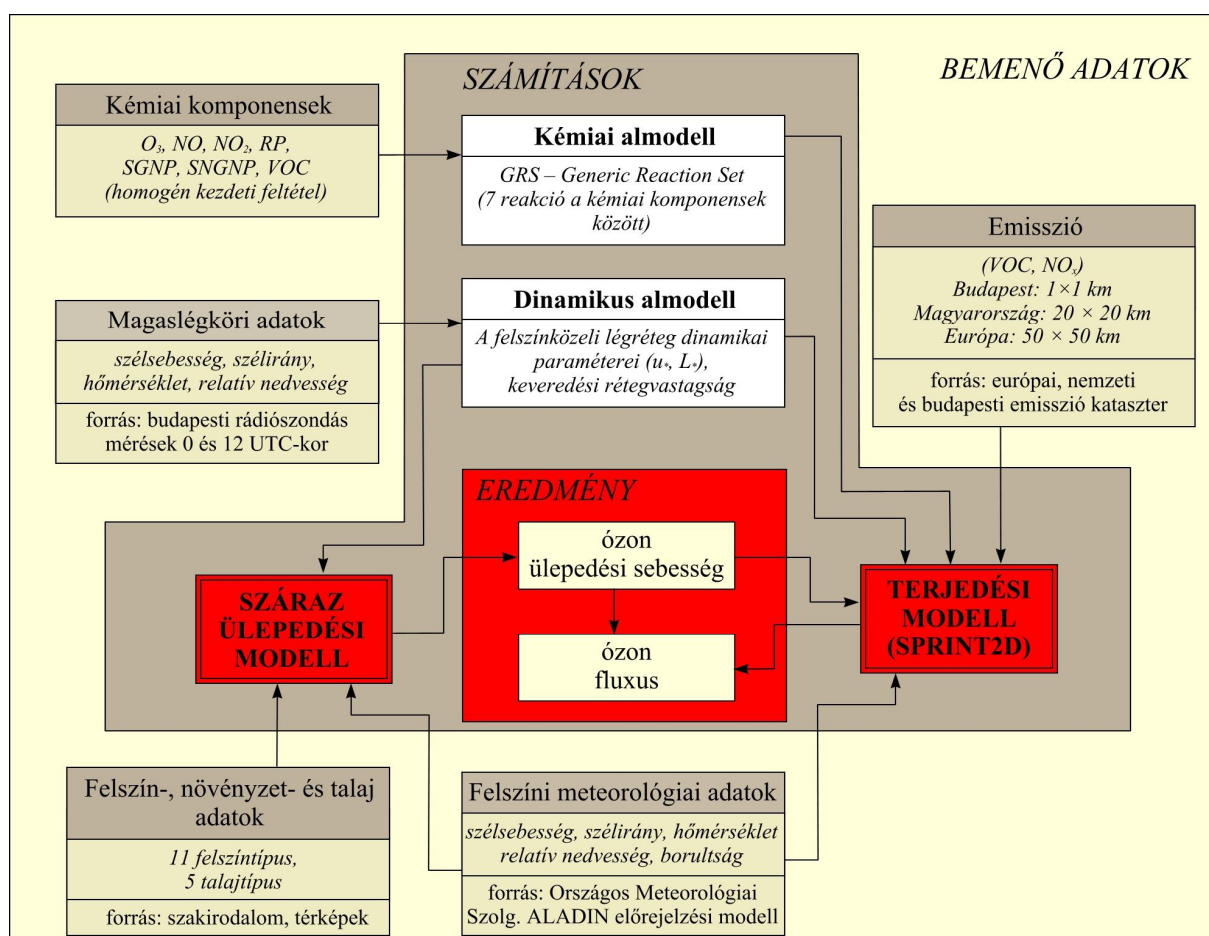
négy pontján (Farkasfa, Hortobágy, K-pusztá, Nyírjes) végez folyamatos felszinközeli ózonméréseket. A magyarországi mérések elemzésének első lépése (*Bozó and Weidinger, 1995; Ferenczi és Haszpra, 1998*) 1997-ig történt meg. Ezen vizsgálatok során az derült ki, hogy a magyarországi troposzférikus ózon koncentrációja igen magas értékeket ér el. Ezek főleg a nyári hónapokban kiugróak (átlagosan 55 ppb), télen valamivel alacsonyabbak (átlagosan 25 ppb). Összességében azonban folyamatos emelkedés volt tapasztalható (*Debreczeni, 2006*).

Az 1990-től 2004-ig K-pusztán mért ózonkoncentráció adatsor feldolgozásának eredményei azt mutatják, hogy a nemzetközi megszorító intézkedések ellenére nem történt jelentős változás az ózonkoncentráció trendjében. A mérőhelyen még mindig változatlanul magas értékeket regisztrálnak, és a határérték túllépések is gyakoriak. Az ózon koncentrációja a nyári hónapokban éri el a maximumát (60 ppb) a kora délutáni órákban, télen pedig a minimumát (15 ppb) a kora reggeli órákban. Az átmeneti évszakok (tavasz, ősz) ózon-koncentrációja átlagosan 40 ppb. Vizsgálatok azt bizonyítják, hogy magas ózonkoncentráció, illetve határérték túllépések elsősorban anticiklonális időjárási helyzetekben fordulnak elő (*Debreczeni, 2006*).

A troposzférikus ózonnál szerzett ismereteink rávilágítanak arra, hogy környezeti és egészségügyi szempontjából is fontos légszennyezőről van szó, melynek mennyiségét, időbeli változását nem szabad figyelmen kívül hagyni. Ezért is válik hasznossá az ózonterhelés becslése.

3. A terjedési-ülepedési modell

Kutatásunk során a felszínközeli ózon ülepedését, valamint a különböző felszín típusokat ért ózonterhelés tér- és időbeli változását határoztuk meg. Az Eötvös Loránd Tudományegyetemen fejlesztett csatolt terjedési-ülepedési modell, mellyel a számításokat végeztük, tetszőleges helyen és időpontban képes becsülni az ózon koncentrációját és a tényleges ózonterhelést.



1. ábra. A csatolt terjedési-ülepedési modell folyamatábrája (a modell 11 felszín típusra tud számításokat végezni, munkánkban öt domináns felszín típusot vizsgáltunk)

Az 1. ábrán a csatolt terjedési-ülepedési modell folyamatábrája látható. A bemenő adatok: a kémiai komponensek, emisszió, magaslégköri adatok, felszín-, növényzet- és talaj paraméterek, valamint a felszíni meteorológiai adatok. A kémiai és a dinamikus almodell számításai után, a száraz ülepedési és a terjedési modell megadja az ózon ülepedési sebességét, valamint az ózonfluxus értékét.

3.1 A terjedési modell leírása

Az általunk használt modell első változatát a Leedsi Egyetemen dolgozták ki a Kémia Tanszék (School of Chemistry), a Tüzelőanyag és Energia Tanszék (Department of Fuel and Energy) és a Számítástudományi Tanszék (School of Computer Science) együttműködésében. Az eredeti modell alkalmas volt pontforrásokból kibocsátott légszennyezők terjedésének leírására, továbbá igazolták, hogy a modellel vizsgálni lehet az Egyesült Királyság regionális léptékű levegőszennyezettségét is. A modellben a meteorológiai adatok nem voltak hely- és légrétegfüggők. Az alkalmazott szélmező homogén és állandó szerkezetű volt a szimuláció teljes ideje alatt. A meteorológiai adatok időben egy trigonometrikus függvény szerint változtak, ami figyelmen kívül hagyta a földrajzi helyzetet és azt, hogy az év melyik időszakában vagyunk. A légréteg stabilitását egy állandó paraméterrel jellemezték, továbbá a keveredési réteg vastagságára szezonális átlagos magasságot használtak. A kutatásuk célja az volt, hogy a Számítástudományi Tanszéken Martin Berzins vezetésével kidolgozott új, a kor kihívásinak és követelményeinek maximálisan megfelelő, numerikus megoldó eljárás hatékonyságát vizsgálják összetett és bonyolult problémák megoldására. A modell részletes leírását a következő alfejezet tartalmazza.

3.2 Légeköri transzport egyenletek

Az anyagfajták légeköri terjedését és átalakulásait a *légeköri transzport egyenlettel* (1) írjuk le, amely a következő tagokból áll: a szélmező hatását leíró advekción tag, a turbulens örvények hatását leíró turbulens diffúziós tag, az anyagfajták kibocsátását leíró emissziós tag, az anyagfajták egyfajta nyelőit reprezentáló száraz és nedves ülepedési tag, valamint az anyagfajták kémiai keletkezését és fogyását leíró kémiai forrástag. A légszennyezők terjedését, nyelőit és forrásait kétdimenziós térben másodrendű parciális differenciálegyenlet-rendszerrel lehet leírni, ami megfelelő kezdeti- és peremfeltételekkel, egyértelműen meghatározza az anyagfajták térbeli és időbeli eloszlását és változását. A parciális differenciálegyenleteket megfelelően megválasztott numerikus módszerekkel kell megoldani. Az anyagfajták időbeli és térbeli eloszlását az alábbi egyenletekkel lehet leírni:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial c_i}{\partial t} &= && \text{a termelődési sebesség} \\
-\frac{\partial(uc_i)}{\partial x} - \frac{\partial(vc_i)}{\partial y} &+ && \text{advekción} \\
+\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial c_i}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial c_i}{\partial y}\right) & && \text{vízszintes turbulens diffúzió} \\
+R(c_1, c_2, \dots, c_n) &+ && \text{kémiai reakció} \\
+E_i &- && \text{emisszió} \\
-(k_{sz} + k_{ni})c_i & && \text{száraz és nedves ülepedés}
\end{aligned} \tag{1}$$

ahol c_i az i -edik anyagfajta koncentrációja, u és v a vízszintes szélesség x illetve y irányú komponensei, K_x és K_y a turbulens diffúziós együtthatók, k_{sz} és k_{ni} az i -dik anyagfajta tartozó száraz és nedves ülepedési együtthatók. E_i az i -dik anyagfajta emissziós forrásait leíró tag, R_i pedig a kémiai forrást, amely az i -edik anyagfajta reakcióit írja le.

A légkör függőleges rétegződését négy, egymással párhuzamos légréteg leírásával vesszük figyelembe. Mindegyik rétegben függőleges irányban a koncentrációkat homogénnek tételezzük fel. A rétegek vastagsága a nap folyamán meteorológiai hatások miatt változik. Ez a négy légréteg a földközeli, a keveredési, a tároló, valamint a szabad troposzférát megjelenítő felső réteg.

Földközeli réteg: a földfelszíntől számított 50 méterig helyezkedik el. Itt a turbulens áramlások állandónak tekinthetők. A közlekedési és a legtöbb területi, illetve az alacsonyabb pontforrások által kibocsátott légszennyezők ebbe a rétegbe kerülnek.

Keveredési réteg: a földközeli réteg fölött található. A keveredési réteg a talajközeli hőmérsékleti inverzió alatti konvektív határréteg. Elsősorban a sugárzási viszonyok, illetve az antropogén hő hatására keletkezik. Ennek megfelelően a réteg vastagságának jelentős méretű napi, illetve évszakos változása van. Az Északi Félgömbön közepes földrajzi szélességeken az év folyamán legmagasabb értékét július – augusztusban, legalacsonyabb értékét január – februárban éri el. A nap folyamán a keveredési rétegvastagság csúcspontja délután, legalacsonyabb értéke a hajnali órákban fordul elő. A rétegben kialakuló intenzív turbulens mozgások a kibocsátott szennyezőanyagokat átkeverik. Ezért első közelítésben feltételezhető, hogy a szennyezőanyagok a keveredési rétegben homogén eloszlásúak lesznek. A réteg vastagsága a modellben éjszaka állandó, a földfelszín

felmelegedésének hatására napfelkelte után növekedni kezd, napközben állandó vastagságú, és az esti órákban hirtelen csökken. A földközeli és a keveredési réteg közötti anyagtranszport függőleges turbulens diffúzióval valósul meg. A többi légréteg között nem tételezünk fel függőleges turbulens diffúziót. Ellenben, amikor a keveredési réteg behatol a fölötte lévő rétegekbe, a rétegek között az anyagfajták cserélődnek.

Tárolóréteg: a keveredési réteg fölött helyezkedik el 1000 m magasságig, vastagsága változhat a keveredési réteg vastagságának növekedése miatt. Ebből a rétegből az átkeveredés következtében a következő nappali időszakban az anyagfajták egy része visszakerül a keveredési rétegbe. Modellünkben a légszennyezők kicserélődése a két réteg között csak átkeveredéssel valósulhat meg. A nappali órákban, amennyiben a keveredési réteg meghaladja az 1000 m-t (a tárolóréteg felső határát), ez a réteg eltűnik.

Szabad-troposzféra-réteg: a tárolóréteg fölött – amennyiben az létezik – helyezkedik el 3000 m magasságig. Vastagsága változó attól függően, hogy a keveredési réteg meghaladja-e az 1000 m magasságot. Az anyagfajták cseréje a szabadtroposzféra-réteg és a keveredési réteg között szintén átkeveredéssel jöhet létre.

Az elsődleges légszennyezők természetes és antropogén eredetűek is lehetnek. Ezeknek aránya és térbeli eloszlása a különféle elsődleges légszennyező-anyagoknál eltérő. Az elsődleges légszennyezők emissziója térbeli eloszlásának és összetételének ismerete nélkülözhetetlen a fotokémiai szmog kialakulásának és térbeli eloszlásának pontos leírásához. Az általunk használt emisszióeltár alapja az 1999-es *EMEP* (**E**uropean **M**onitoring and **E**valuation **P**rogram, <http://www.emep.int/>) adatok, amelyek a szén-monoxidra, a nem-metán szénhidrogénekre és a nitrogén-oxidokra vonatkoznak.

A toposzférában lejátszódó kémiai folyamatok során sok anyagfajta nagyon sok reakcióban vesz részt. Például az MCM mechanizmus legújabb változata 4500 anyagfajta 12600 reakcióját tartalmazza, noha ez is csak egy kis részét írja le a légkörkémiai folyamatoknak (<http://www.chem.leeds.ac.uk/Atmospheric/MCM/mcmproj.html>).

A megfelelő anyagfajták és reakciók figyelembe vételének módja döntően befolyásolja a modell futási idejét. Ezért fontos a nagy mechanizmusok redukciója olyan mechanizmusokká, amelyek kevesebb anyagfajta és reakciót tartalmaznak, de a fotokémiai szmog kialakulásában jelentős szerepet játszó anyagfajták időbeli változását viszonylag kis hibával írják le. Ilyen egyszerűsített gázfázisú kémiai mechanizmus, amely a fotokémiai ózonképződést írja le a troposzférában az úgynevezett GRS mechanizmus (Generic Reaction Set), amely hét anyagfajta és ezen anyagfajták hét reakcióját tartalmazza. Ezzel az egyszerű mechanizmussal gyorsabban lehet szimulálni a légkörkémiai folyamatokat, mint

bonyolultabb és összetettebb mechanizmusok felhasználásával. A GRS tartalmazza a troposzféra-kémia alapvető folyamatait, így a gyors nitrogén-oxid – ózon egyensúlyt és az illékony szerves komponensek (VOC) lassúbb reakcióit. A rendszer a kémiai átalakulási időskálák különbözősége miatt merev lesz, ezért megoldása speciális, jól megválasztott numerikus módszert igényel.

A relatív páratartalom, a borultság, a hőmérséklet, valamint a szélesség x és y komponensei meghatározására az *ALADIN* meteorológiai modell által számított adatokat használjuk fel, amelyek időbeli felbontása 6 óra, térbeli felbontása $0,1 \times 0,15$ fok. A borultság kivételével az összes meteorológiai állapotot meghatározó hely-, és rétegfüggő. Az *ALADIN* modell egy nemzetközi együttműködés keretében kidolgozott korlátos tartományú spektrális előrejelző modell, amelyet rövidtávú (48 óra) előrejelzések készítésére fejlesztettek ki. A meteorológiai előrejelző programok alapja a légkör hidrodinamikai egyenletrendszerének megoldása. A modell legfontosabb tulajdonságai a következők: a modell tartománya lefedi egész Közép-Európát (földrajzi szélesség $43,1^\circ$ – $52,0^\circ$ és földrajzi hosszúság $10,35^\circ$ – $25,1^\circ$), vízszintes felbontása 6,5 km, és a függőleges rétegződés leírásakor 37 szintet használ. A kezdeti feltételek meghatározására az interpolációt és a határfeltételek korrekcióját 3 óránként alkalmazza a francia *ARPEGE* globális modell eredményeiből. A modell futtatása naponta kétszer (00 és 12 UTC-kor) 48 órás időintervallumra történik. A modell eredményeinek utófeldolgozását a modell futtatása első 36 órájában óránként, majd 3 óránként hajtják végre.

Az *ALADIN* adatainak felhasználásával a meteorológiai adatokat egy standard *NAG* (National Algorithm Group, Anglia, <http://www.nag.co.uk/>) interpolációs rutinnal számítottuk a háromszögrács minden rácspontjában. A modell a meteorológiai adatokat, kivéve a szél irányát és nagyságát, a közbenső időpontokban a két rendelkezésre álló adatsor közötti lineáris interpolációval számítja.

3.3 Az ülepedési modell

A száraz ülepedés során a nyomgázt a felszín közelében kialakuló turbulens áramlás szállítja a légkörből a különböző felszínre. Az egyes felszínek ózonfelfogó képessége azonban eltérő. Az ülepedést a meteorológiai elemek, a vizsgált nyomonanyag mennyisége, fizikai és kémiai tulajdonságai, valamint a felszín is befolyásolja.

Az ózonfluxust ($\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) az ülepedési sebesség (m s^{-1}) és az ózonkoncentráció ($\mu\text{g m}^{-3}$) szorzataként számítja a modell:

$$F = v_d \cdot c, \quad (2)$$

ahol F az ózonfluxus, v_d az ülepedési sebesség, c az ózonkoncentráció.

Az ülepedési sebességet az ülepedést akadályozó ellenállások eredőjének reciproka adja meg. Ezek az ellenállások az aerodinamikai ellenállás (R_a), a kvázi-lamináris határréteg ellenállása (R_b), valamint a felszíni ellenállás (R_c). Az aerodinamikai ellenállás a turbulencia és a molekuláris diffúzió által végzett szállítást gátolja az állomány feletti légtérben. A kvázi-lamináris határréteg ellenállás a momentum és a szennyezőanyag transzportjának különbségét fejezi ki, a felszín feletti vékony réteg ellenállása. Számításukat *Mészáros* (2002) alapján végeztük.

A felszíni ellenállás a következő formában írható le:

$$R_c = \frac{1}{(R_{st} + R_{mes})^{-1} + (R_s)^{-1} + (R_{cut})^{-1}}, \quad (3)$$

ahol R_{st} a sztóma ellenállás (s m^{-1}), R_{mes} a mezofill réteg ellenállása (s m^{-1}), R_{cut} a kutikula ellenállása (s m^{-1}), R_s a talaj ellenállása (s m^{-1}). Ózonra $R_{mes} = 0$, R_{cut} és R_s fajtafüggetlen állandók, értékeiket szakirodalmi hivatkozásokból vettük (*Wesely*, 1989; *Brook et al.*, 1999; *Zhang et al.*, 2002).

A sztómaellenállást *Jarvis* (1976) képletével parametrizáljuk:

$$R_{st} = r_{st,min} \frac{1 + b_{st} PAR^{-1}}{f_t(t) f_e(e) f_\theta(\theta) f_{D,i}}, \quad (4)$$

ahol $r_{st,min}$ a minimális sztóma ellenállás, b_{st} egy vegetációfüggő állandó, PAR (W m^{-2}) a fotoszintetikusan aktív sugárzás, $f_t(t)$ a hőmérsékleti stressz, $f_e(e)$ a légnedvességi stressz, $f_\theta(\theta)$ a talajnedvességi stressz hatását leíró függvények (*Baldocchi et al.*, 1987; *Hicks et al.*, 1987). A korrekciós függvények értéke 0 és 1 között változik. $f_{D,i}$ az ózonra vonatkozó molekuláris diffuzivitás aránya, (azt fejezi ki, hogy az ózon sztómákon keresztül történő szállítása, milyen mértékben tér el a vízgőz szállításától) értéke ózonra, $f_{D,i} = 0.625$ (*Wesely*,

1989). A fotoszintetikusan aktív sugárzás a látható sugárzás 400 és 700 nm közötti hullámhossz tartománya. A sztómák nyitottsága függ a sugárzás intenzitásától (*Baldocchi et al.*, 1987; *Jarvis*, 1976), ezért a modellek az állományon belüli sugárzás módosulását is figyelembe véve (*Norman*, 1979) a sztóma ellenállás meghatározásánál a növényzetet napsütötte és árnyékolt részre bontják:

$$R_{st} = \frac{I}{G_{st}(PAR) f_t(t) f_e(e) f_\theta(\theta) f_{D,i}}, \quad (5)$$

ahol $G_{st}(PAR)$ a sztómák vezetőképessége a fotoszintetikusan aktív sugárzás függvényében:

$$G_{st}(PAR) = \frac{LAI_s}{r_{st}(PAR_s)} + \frac{LAI_{sh}}{r_{st}(PAR_{sh})}, \quad (6)$$

Az egyenletben szereplő LAI_s , LAI_{sh} a teljes levélfelületi index (LAI) napsütötte és árnyékolt része, a PAR_s , PAR_{sh} a teljes fotoszintetikusan aktív sugárzás (PAR) napsütötte és árnyékolt részre.

LAI_s , LAI_{sh} , PAR_s és PAR_{sh} értékeket *Zhang et al.* (2001) parametrizációja alapján vettük figyelembe. A részellenállás tag a következő formában írható le:

$$r_{st}(PAR) = r_{st,min} (1 + b_{st} / PAR), \quad (7)$$

$r_{st,min}$, b_{st} és LAI értékeit *Lagzi et al.* (2004) prezentációjából vettük figyelembe.

A hőmérsékleti korrekció az állományra jellemző hőmérsékleti értékekkel adható meg:

$$f_t = \frac{t - t_{min}}{t_{opt} - t_{min}} \cdot \left(\frac{t_{max} - t}{t_{max} - t_{opt}} \right)^{b_t}, \quad (8)$$

és

$$b_t = \frac{t_{max} - t_{opt}}{t_{max} - t_{min}}, \quad (9)$$

ahol a t_{min} , t_{opt} és t_{max} a vegetációtól függő minimum, maximum és optimális (amelynél a sztóma teljesen nyitott) hőmérséklet. (A hőmérsékleteket °C-ban adtuk meg).

A légnedvességi korrekciós tag a telítési hiány alapján parametrizálható:

$$f_e = 1 - b_e \cdot (e_s - e), \quad (10)$$

ahol b_e vegetáció típusától függő konstans (Brook et al., 1999), e és e_s a tényleges vízgőznyomás és a telítési vízgőznyomás a t hőmérsékleten.

A talajnedvességi függvény értékét a számított talajnedvesség alapján adjuk meg napi bontásban:

$$f_\theta = \begin{cases} 1 & \text{if } \theta > \theta_f \\ \max\left\{\frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w}, 0.05\right\} & \text{if } \theta_w < \theta \leq \theta_f \\ 0.05 & \text{if } \theta \leq \theta_w \end{cases}, \quad (11)$$

ahol a θ_w és a θ_f a fizikai talajféleségétől függő hervadásponthoz és a szabadföldi vízkapacitás. θ_w és θ_f értékeit az egyes talajféleségekre Ács (2003) munkájából vettük. A talajvíztartalom (θ) számítása a csöbör modellel történt (Szinyei és Vincze, 2005; Mészáros et al., 2006).

A sztómaellenállás számításánál használt fajtafüggő állandók értékeit a 1. táblázat tartalmazza. Az egyes stresszfüggvények alakjait különböző felszíntípusok esetén a 2. ábra mutatja. A sztómafluxus meghatározása Mészáros et al. (2006) alapján történt.

Feltételezzük, hogy az ózonfluxus a referencia magasság és az állomány teteje között állandó, ezek alapján a teljes ózonfluxus a következőképpen írható le:

$$F_t = c_r (R_a + R_b + R_c)^{-1} = c_c R_c^{-1}, \quad (12)$$

ahol a c_r az ózonkoncentráció a referencia magasságban, c_c az ózonkoncentráció az állomány tetejének magasságában, R_a , R_b és R_c rendre az aerodinamikai, a kvázi-lamináris réteg, és az állomány ellenállása (Lagzi et al., 2004). A sztómafluxust az állomány tetejére vonatkozó teljes ózonfluxus részeként számítjuk:

$$F_{st} = c_c R_{st}^{-1}. \quad (13)$$

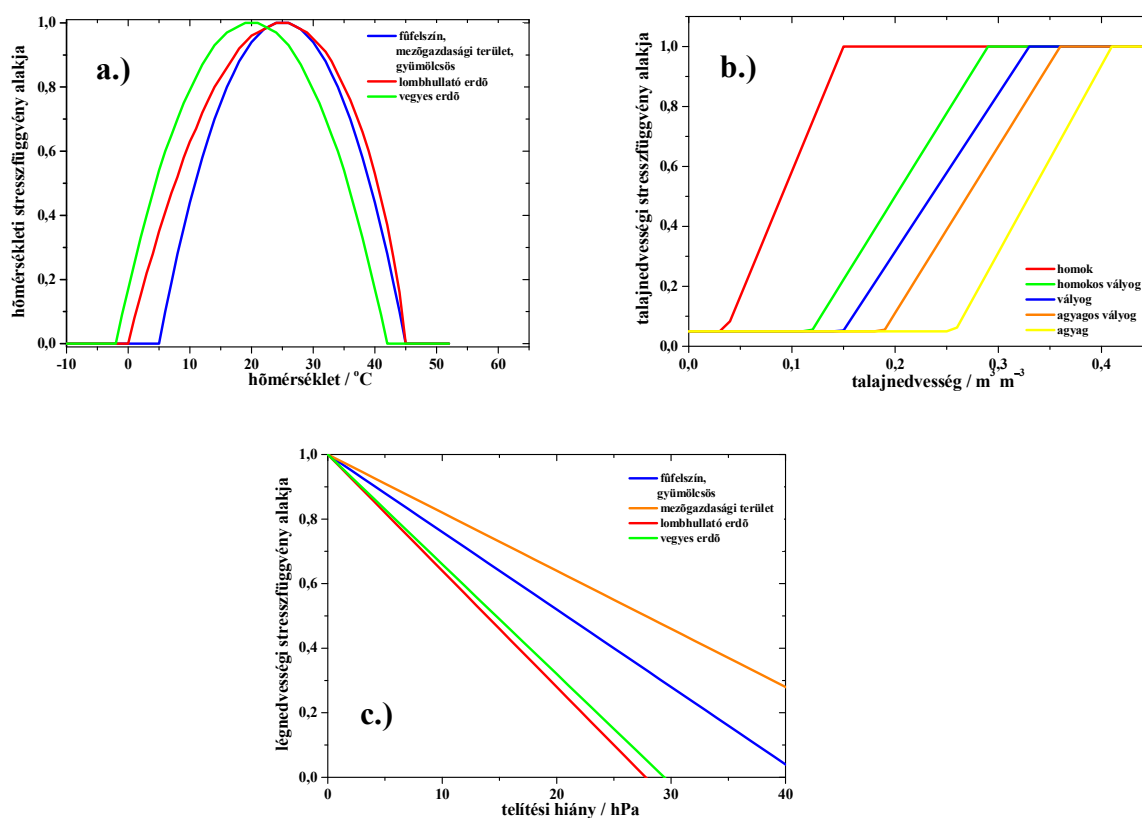
ahol R_{st} a sztómaellenállás. A 12. és 13. egyenlet alapján meghatározható a sztómafluxus:

$$F_{st} = F_t R_c R_{st}^{-1}. \quad (14)$$

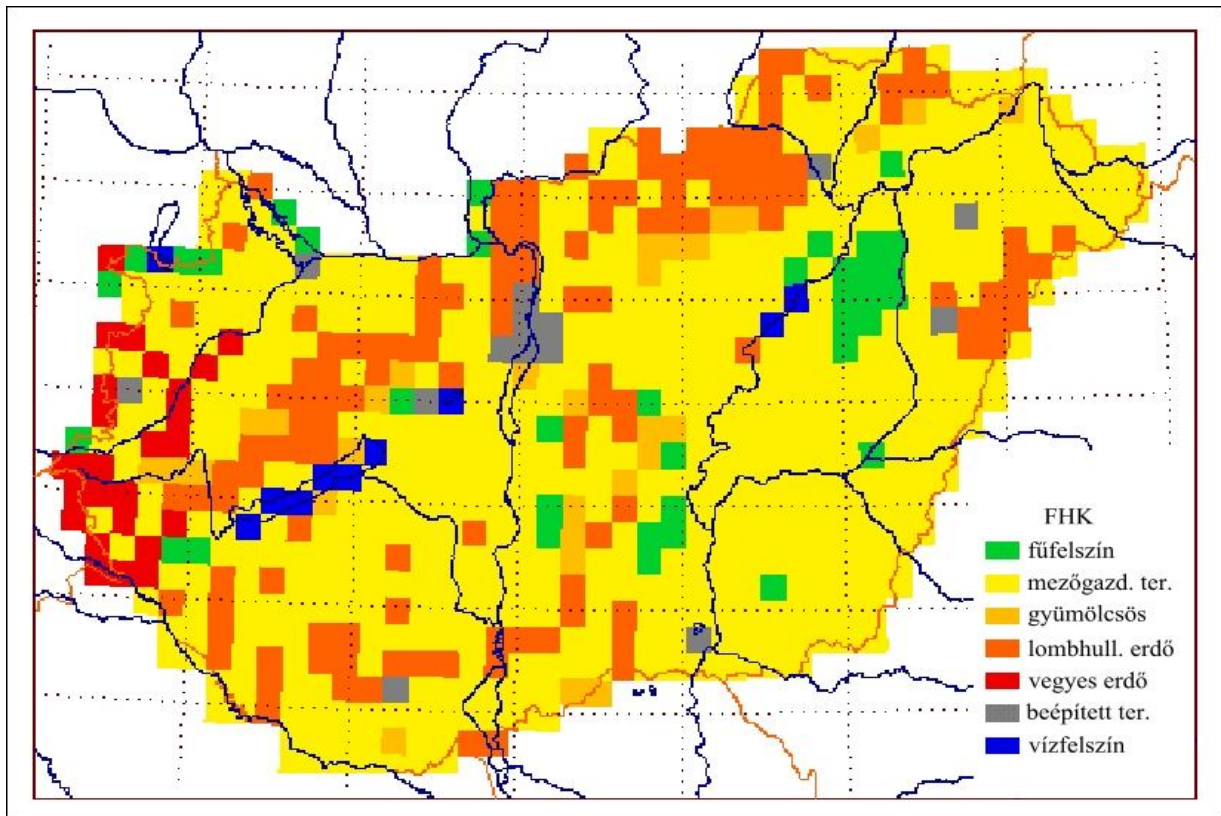
1. táblázat. A sztóma ellenállás parametrizációjánál használt állandók

| Felszintípus: | $r_{st,min}$ (sm^{-1}) | b_{st} (Wm^{-2}) | t_{min} ($^{\circ}C$) | t_{max} ($^{\circ}C$) | t_{opt} ($^{\circ}C$) | b_e (hPa^{-1}) |
|-----------------------|-------------------------------|---------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------|
| fűfelszín | 50 | 20 | 5 | 45 | 25 | 0,024 |
| mezőgazdasági terület | 100 | 60 | 5 | 45 | 25 | 0,018 |
| gyümölcsös | 100 | 60 | 5 | 45 | 25 | 0,024 |
| lombhullató erdő | 150 | 45 | 0 | 45 | 25 | 0,036 |
| vegyes erdő | 200 | 42 | -2 | 42 | 20 | 0,034 |

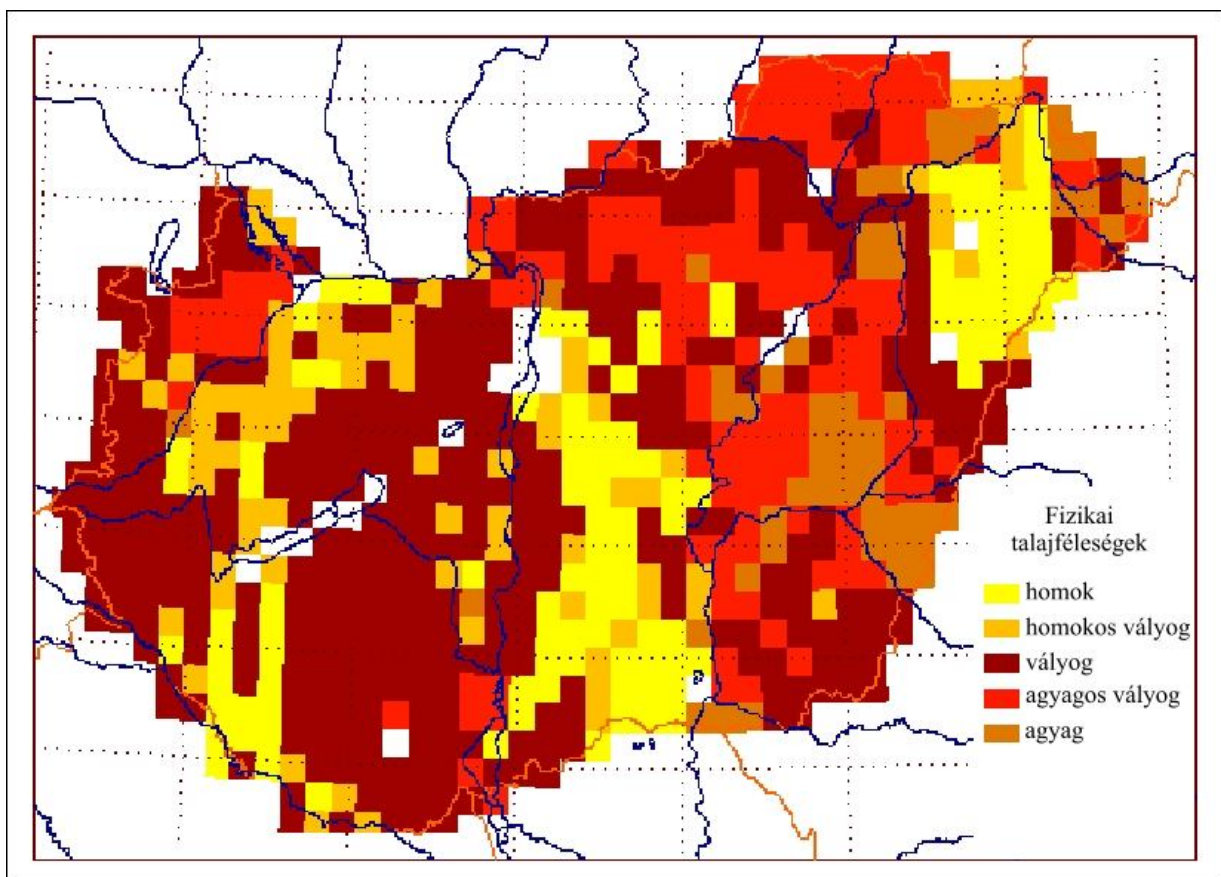
Források: Baldocchi et al., 1987; Hicks et al., 1987; Wesely, 1989; Meyers et al., 1998; Brook et al. 1999, Emberson et al., 2000a; 2000b; Smith et al., 2000; Zhang et al., 2002



2. ábra. A (a): hőmérsékleti, (b): talajnedvességi, (c): légnedvességi stresszfüggvények alakja a különböző felszínhasznosítási kategóriák, illetve fizikai talajfélésegek esetén



3. ábra. Felszínhasznosítási kategóriák területi eloszlása Magyarországra (Forrás: Magyarország Nemzeti Atlasza, 1989)



4. ábra. Fizikai talajfélések területi eloszlása Magyarországra (Forrás: Várallyay et al., 1980)

Az 3. ábrán az ötféle felszínhasznosítási kategóriát, valamint a beépített területeket és a vízfelületeket tüntették fel Magyarországra (*Forrás: Magyarország Nemzeti Atlasza, 1989*). Az egyes rácsokon a legnagyobb részarányú felszínhasznosítási kategóriát vettük figyelembe. Ezen térkép alapján az ország legnagyobb része mezőgazdasági terület, középhegységeinkben és a Mecsekben a lombhullató erdő míg a Zalai-dombságon, az Alpokalja térségében és Kemenesháton a vegyes erdő a jellemző növénycsoportosulás. Összefüggő fűfelszín a Hortobágyon található, a gyümölcsös területek többsége pedig a középhegységek, és a dombságok déli lankáin, valamint elszórtan a Duna-Tisza között fordulnak elő.

A 4. ábrán a fizikai talajféleségek térbeli eloszlása látható Magyarországra (*Várallyay et al., 1980*). Az egyes rácsokon ez esetben is a legnagyobb részarányú fizikai talajféleséget vettük figyelembe. A Dunántúl nagy részén, és a Viharsarokban a vályog a domináns talajféleség, Nagy-Sárrét és Kis-Sárrét összefüggő agyagos terület. Agyagos- vályog található a Rábaközben, a Nagykunságon, valamint az Északi-Középhegység egyes részein. Nyírség, Kiskunság és Belső-Somogy homokos területek, míg homokos-vályog a jellemző a Marcal-medencében és a Duna-Tisza köze néhány részén.

4. Modellszámítások

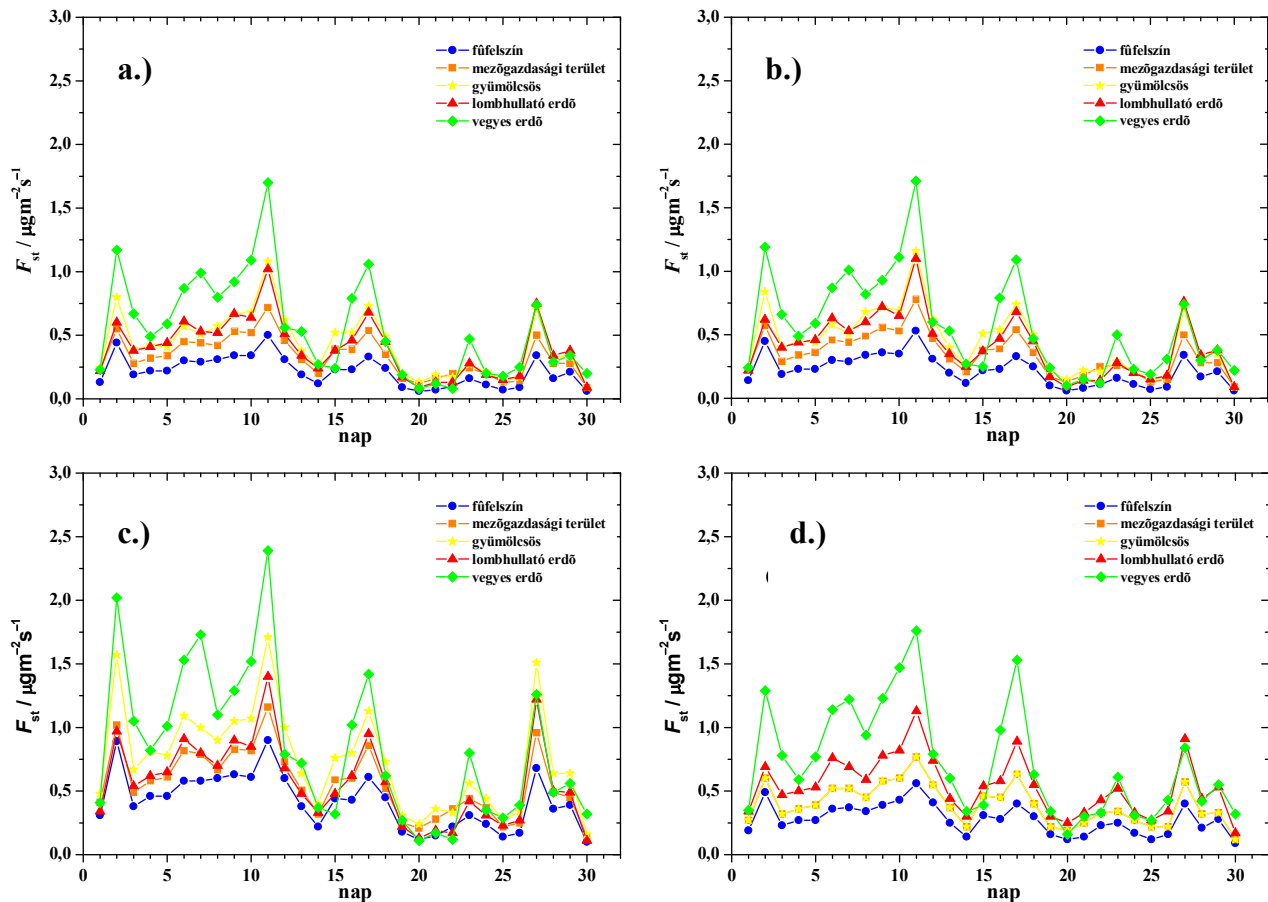
A második fejezetben bemutatott csatolt terjedési-üledési modellel Magyarország területére 1998. júliusára végeztünk számításokat. Azért volt célszerű egy nyári hónapot vizsgálni, mert tudjuk, hogy az ózonkoncentráció leginkább az anticiklonális helyzetekben, nyári melegben, az év folyamán a maximális globálsugárzási időszakban nő. Miután az ózon különböző növényállományokra történő üledését vizsgáljuk, a vegetációs időszakot kellett figyelembe vennünk. Megadtuk az ózonkoncentráció, az üledési sebesség, a teljes fluxus és a sztómafluxus vizsgált időszakra vonatkozó havi és átlagos napi menetét. Különböző kezdeti feltételeket választva elemeztük a hőmérséklet, a relatív páratartalom és a talajnedvesség üledést befolyásoló hatását. További összehasonlításokat végeztünk és elemeztük az eltéréseket.

4.1 Ózonüledés különböző növényállományok felett

Ebben az alfejezetben bemutatjuk egy teljes hónapra (1998. július) az ózon koncentrációjának, valamint üledésének értékét és időbeli változékonyságát különböző felszíntípusok felett. Elemezzük a hőmérséklet, a relatív páratartalom és a talajnedvesség üledést befolyásoló hatását.

4.1.1 A sztómafluxus havi menete

A következő ábrákon (5.a.,b.,c.,d.) a sztómafluxus havi menetét látjuk, különböző növényállományok felett az egyes stresszes esetekre vonatkozóan. A tényleges eset felel meg a valós helyzetnek, vagyis, amikor a sztómák nyitottságát egyidejűleg befolyásolja a hőmérséklet, a relatív páratartalom és a talajnedvesség. Optimális esetben az egyes állapotátározók nem gátolják a légcserenyílasokon történő gázcsereét. A növények számára optimális környezeti feltételek (ekkor a stresszfüggvények értéke: 1) ritkán, vagy egyáltalán nem fordulnak elő a természetben. A vizsgálat során három fiktív esetet is vizsgáltunk. Ekkor a modellben egyenként kikapcsoltuk az egyes stresszhatásokat (azaz külön-külön optimálisnak feltételeztük azokat).



5. ábra. A sztómafluxus havi menete (12 UTC, átlag) különböző növényállományok felett (a.): tényleges, (b.): hőmérsékleti stressz nélküli, (c.): talajnedvességi stressz nélküli és (d.): légnedvességi stressz nélküli esetben

Minden esetben elmondható, hogy a sztómafluxus legmagasabb értékei a vegyes erdő, a legalacsonyabbak pedig a fűfelszín esetén lépnek fel. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy magas állomány esetén nagyobb a felfogó felszín (LAI), és az érdeesebb felület is kisebb aerodinamikai ellenállást fejt ki az üledő ózonnal szemben. Az ábrák alapján elmondható, hogy a modell a talajnedvességi stresszre a legérzékenyebb, mivel ezen stressz nélküli esetben tapasztaltuk a legnagyobb eltérést a tényleges állapothoz képest. Ezután rendre a légnedvesség, majd a hőmérsékleti stressz nélküli állapotok következnek. Amikor csökken a talaj nedvességtartalma, a növény a sztómák zárásával védi magát a kiszáradástól, ezáltal az ózon sem tud a gázcserenyílásokon keresztül bejutni a növényi testbe. Minden esetben megfigyelhető, hogy a sztómafluxus értéke sorrendben a következő növényállományok szerint csökken: a maximum a vegyes erdőnél van, ezt követi a gyümölcsös, majd a lombhullató erdő, a mezőgazdasági terület, végül a fűfelszín. A legalacsonyabb sztómafluxust mindenütt a tényleges állapotban láthatjuk, ekkor egyik

körülmény sem optimális a növényzet számára, a modell minden stresszes esettel számol. A modell legkevésbé a hőmérsékleti stressz nélküli állapotra érzékeny, ezek a görbék majdnem teljesen együtt haladnak a tényleges esetet leíró görbékkel. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy más hónapokban a hőmérsékleti stressz hatása jobban érvényesülhet, esetenként a légnedvesség és talajnedvesség hatását is fölülmúlhatja, de a vizsgált időszakban a hőmérséklet az ülepedés számára az optimális értékekhez közeli volt. A sztómafluxusok magasabb értékei a hónap első felében jelennek meg, július 20-tól az értékek visszaesnek, ami az időjárási körülményekkel magyarázható.

A 5.a. ábrán a tényleges esetet jelenítettük meg. Ekkor a sztómafluxus a legmagasabb értéket ($\sim 1,8 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) a vegyes-erdő felett éri el a hónap közepén. A legtöbb esetben az értékek $0,3\text{--}0,7 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ között változnak, és az egyes növényállományok közötti ülepedést illetően nincs markáns eltérés.

A maximális értékeket ($\sim 2,6 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) akkor kaptuk, amikor a modell optimálisnak tekinti a talajnedvesség állapotát (5.c.ábra), ekkor a gyümölcsös, a lombhullató erdő, és a mezőgazdasági terület esetében is tapasztaltunk $1 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ feletti értékekkel. Az 5.b. és az 5.d. ábrán látható hőmérsékleti stressz nélküli, valamint a légnedvességi stressz nélküli esetekben a görbék szinte azonosan futnak az egyes növényállományok tekintetében és a maximális értékek ($\sim 1,8 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) között sincs nagy eltérés. Elmondhatjuk, hogy 1998. júliusában a talajnedvesség volt a legfontosabb ülepedést befolyásoló tényező a modell szerint.

Az 2. táblázatban a 12 UTC-re kapott modelleredmények átlagait tüntettük föl. Az öt vizsgált növényállományra a négy különböző esetre megadtuk a sztómafluxus átlagos, minimum és maximum értékeit. A legmagasabb értéket ekkor is a vegyes erdő esetén, a talajnedvességi stressz nélküli állapotban kaptuk. Az átlag $0,80 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$, a minimum $0,11 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$, a maximum $2,39 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Legalacsonyabb érték fűfelszín felett tényleges esetben lép fel, ekkor az átlag $0,20 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$, a minimum $0,06 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$, a maximum $0,50 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

A 3. táblázatban a 12 UTC-s tényleges ülepedési sebességek szerepelnek a különböző felszínhasznosítási kategóriák tekintetében. Hasonlóakat mondhatunk, mint a sztómafluxus értékeinek vizsgálatakor: a fűfelszín esetén adódtak a legkisebb értékek. A lombhullató erdő esetén az átlagos ülepedési sebesség $0,2 \text{ cm s}^{-1}$ -mal meghaladja a fű feletti értéket. A mezőgazdasági terület, a gyümölcsös, és a vegyes erdőnél $0,38\text{--}0,68 \text{ cm s}^{-1}$ között változik az ülepedési sebesség. Ez egyrészt a magasabb növényállomány nagyobb érdességével

magyarázható, ami nagyobb aerodinamikai turbulenciát okoz, ezáltal az ülepedés intenzívebb. Másrészt a levélfelületi-index is nagyobb az erdő esetén, ami szintén növeli a kiülepedő mennyiséget.

2. táblázat. A sztómafluxus átlagos, minimális és maximális értékei (12 UTC) 1998. júliusában a különböző felszínhasznosítási kategóriák szerint tényleges esetben, valamint légnedvességi, talajnedvességi, illetve hőmérsékleti stressz nélkül

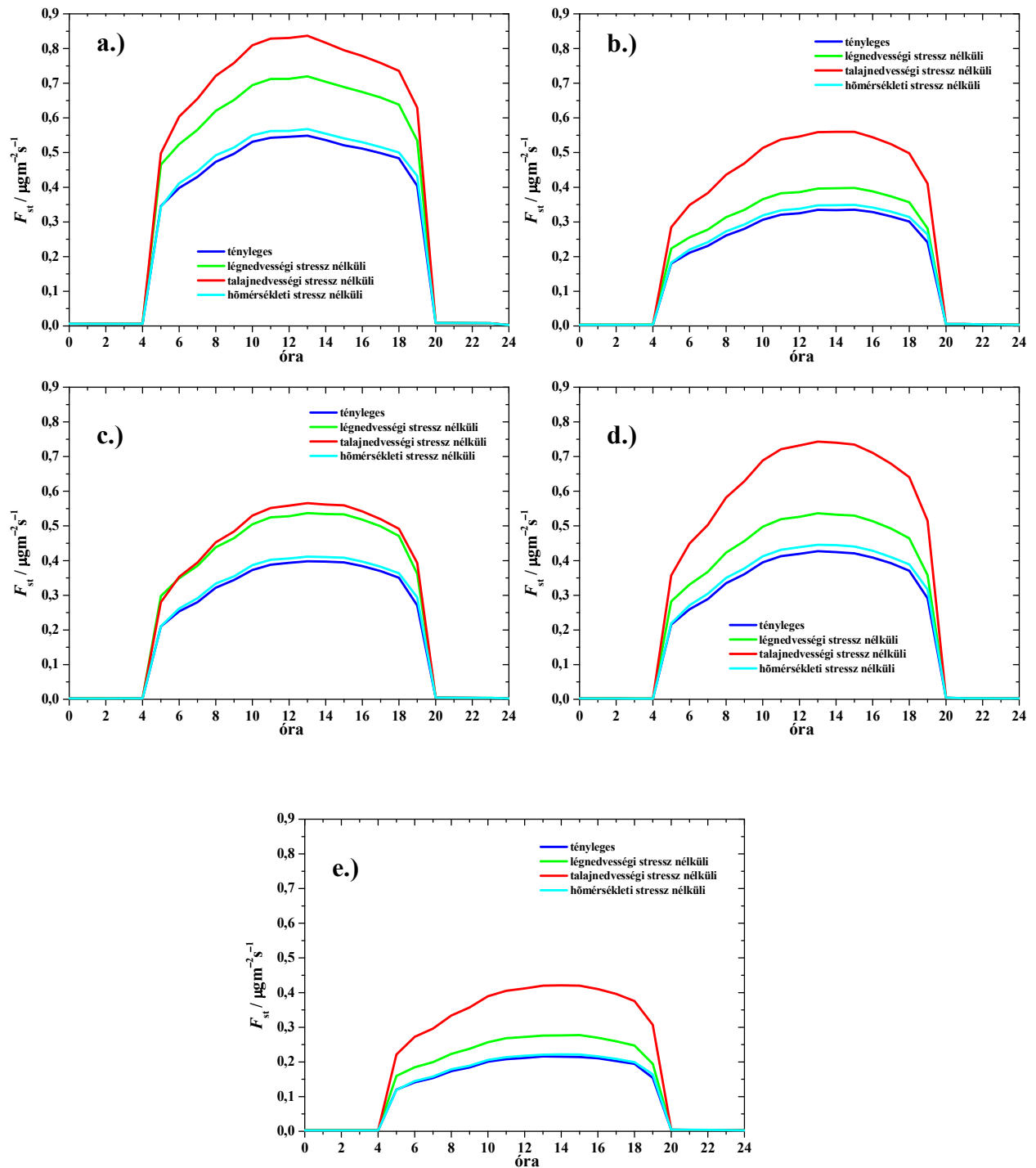
| Állomány | Sztómafluxus 12 UTC / $\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ / (1998. július) (átlag, minimum , maximum) | | | |
|------------------------------|--|------------------------------|--------------------------------|-----------------------------|
| | tényleges | légnedvességi stressz nélkül | talajnedvességi stressz nélkül | hőmérsékleti stressz nélkül |
| <i>fű</i> | 0,20 0,06 0,50 | 0,26 0,09 0,56 | 0,40 0,10 0,90 | 0,21 0,06 0,53 |
| <i>mezőgazdasági terület</i> | 0,31 0,09 0,72 | 0,37 0,12 0,77 | 0,53 0,14 1,16 | 0,33 0,09 0,78 |
| <i>gyümölcsös</i> | 0,41 0,09 1,08 | 0,51 0,14 1,18 | 0,71 0,16 1,71 | 0,42 0,09 1,16 |
| <i>lombhullató erdő</i> | 0,39 0,09 1,02 | 0,52 0,17 1,13 | 0,54 0,11 1,4 | 0,39 0,09 1,1 |
| <i>vegyes erdő</i> | 0,53 0,08 1,70 | 0,69 0,16 1,76 | 0,80 0,11 2,39 | 0,54 0,10 1,71 |

3. táblázat. Az ülepedési sebesség átlagos, minimális és maximális értékei a különböző felszínhasznosítási kategóriák szerint, tényleges esetben (12 UTC) 1998. júliusában

| Állomány | Ülepedési sebesség 12 UTC, tényleges eset / cm s^{-1} / (1998. július) (átlag, minimum , maximum) |
|------------------------------|--|
| <i>fű</i> | 0,38 0,23 0,46 |
| <i>mezőgazdasági terület</i> | 0,52 0,40 0,59 |
| <i>gyümölcsös</i> | 0,50 0,37 0,61 |
| <i>lombhullató erdő</i> | 0,58 0,41 0,68 |
| <i>vegyes erdő</i> | 0,53 0,38 0,68 |

4.1.2 A sztómafluxus napi menete

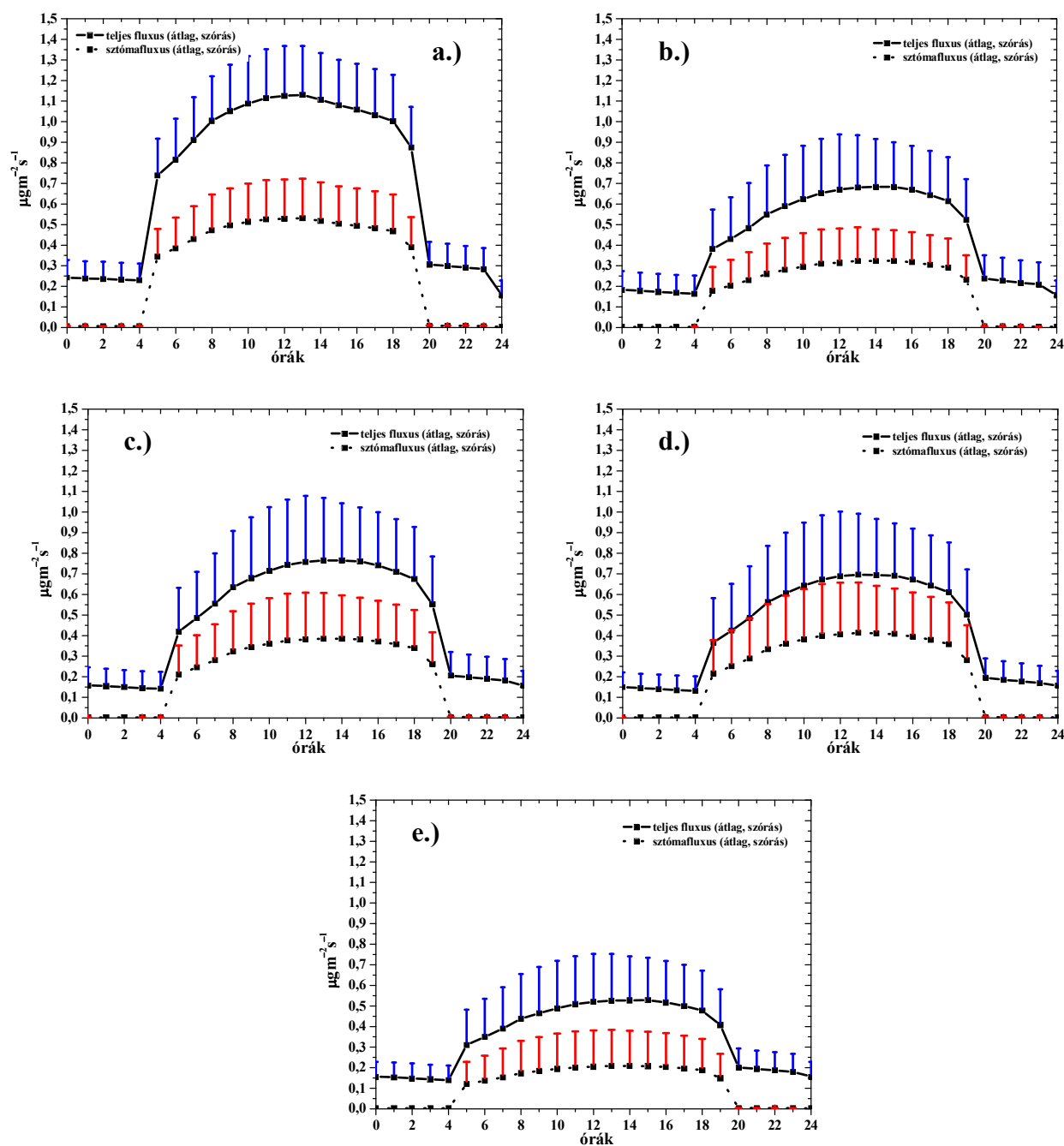
A következő ábrákon (6.a.,b.,c.,d.,e.) az egyes növényállományok feletti sztómafluxusok napi menetét jelenítettük meg a stresszhatások vizsgálatának tükrében. Az éjszakai órákban a modellben a sztómákat zártnak vettük, ilyenkor a sztómákon keresztüli fluxus $0 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Minden esetben elmondható, hogy a modell a talajnedvességi stresszre a legérzékenyebb, és legkevésbé a hőmérsékleti stressz nélkülire. A tényleges sztómafluxus a hőmérsékleti stressz nélküli esethez áll a legközelebb, mert a nyári hónapokban a hőmérséklet közel optimálisnak tekinthető a növényzet számára, így ezen állapototározónak van a legkisebb hatása a gázcsere nyitottságára, ezáltal az ülepedés mértékére. A mezőgazdasági terület, a gyümölcsös és a fűfelszín esetén, talajnedvességi stressz nélkül számolva, a modell kétszer olyan nagy értékeket ad, mint a tényleges esetben. Érdekes megfigyelnünk, hogy az ülepedés mértékének tekintetében legjobban eltérő két állományra (vegyes erdő, illetve fűfelszín) a sztómafluxus értékei hogyan alakulnak. A magas erdő esetén a tényleges helyzetben kapott legkisebb értékek, a fűfelszínre vonatkozó legnagyobb sztómafluxussal (talajnedvességi stressz nélküli állapotában) közel azonos nagyságúak ($0,4\text{--}0,5 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$). A lombhullató erdőnél a talajnedvességi stressz és a légnedvességi stressz hatása közel azonosnak adódott. Ez azzal magyarázható, hogy a lombhullató erdő elsősorban a hegyvidéki területeken fordul elő, ahol megfelelő víztartalom és talajnedvesség áll rendelkezésre, ezért egyik stressz sem gátolja nagymértékben a sztómán keresztüli ülepedést.



6. ábra. A sztómafluxus átlagos napi menete (a.): vegyes erdőre, (b.): mezőgazdasági területre, (c.): lombhullató erdőre, (d.): gyümölcsösre, (e.): fűfelszínre

A 7.a., b., c., d., e. ábrákon az egyes növényállományokra vonatkozó teljes fluxus, és a sztómafluxus napi menetei láthatóak (átlag és szórás) a tényleges esetben. Éjszaka a fluxus értékei alacsonyok, hiszen termikus turbulencia a sugárzás hiánya miatt nincs, a mechanikai turbulencia pedig gyenge. Éjjel a modellben a sztómák teljesen zártak, így a sztómafluxus értéke: $0 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. A nappali és az éjszakai órák közti különbségek a fluxus és a

sztómafluxus értékében is, a lombhullató erdő, valamint a vegyes erdő esetén a legmarkánsabbak.



7. ábra. A teljes fluxus és a sztómafluxus napi menete (a.): vegyes erdőre, (b.): mezőgazdasági területre, (c.): lombhullató erdőre, (d.): gyümölcsösre, (e.): fűfelszínre

Napfelkeltekor a teljes és sztómafluxus is növekszik a besugárzás üteméhez hasonlóan, napnyugtához közeledve pedig csökken. Nappal, az intenzív turbulens átkeveredés és a növényzet anyagcseréje miatt az ülepedés nagyobb. A sztómafluxus és a fluxus aránya minden esetben körülbelül 50%. Míg fűfelszín esetén a teljes fluxus értéke

$0,5 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ a sztómafluxusé pedig $0,2 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$, a vegyes erdőnél ezek az értékek rendre $1,18 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ és $0,5 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. A szórások megjelenítése arra szolgál, hogy az egyes felszínhasznosítási kategóriák területi részarányát is figyelembe vegyünk. A legnagyobb szórások ($0,4 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$), a legkevesebb rácspontra jellemző, vagyis a Magyarországon legkisebb területet képviselő gyümölcsös és lombhullató erdő esetén adódtak. A mezőgazdasági terület, a vegyes erdő, és a fűfelszín esetén $0,2 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ körüli a szórás nagysága.

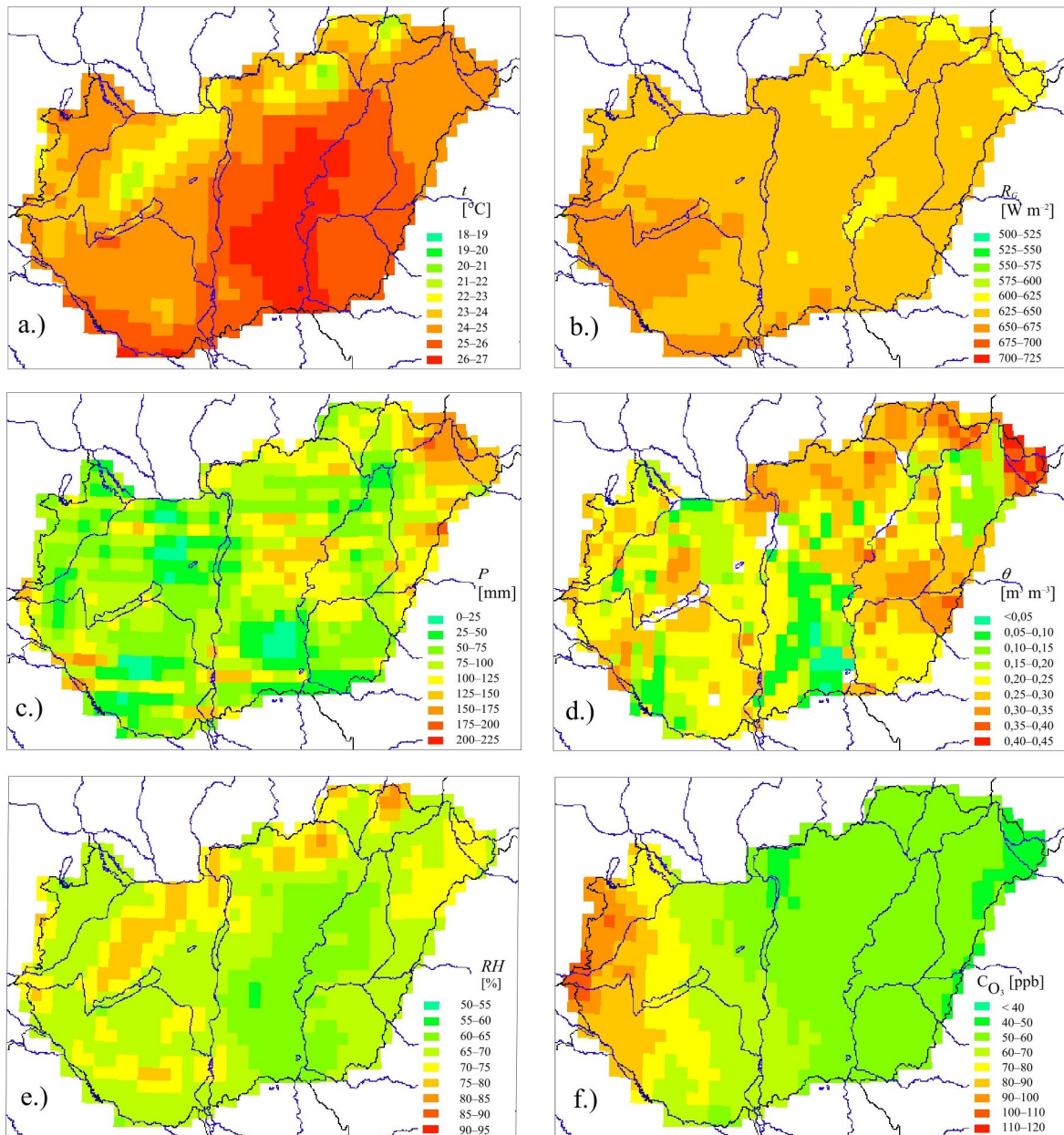
Összességében elmondhatjuk, hogy az ülepedés az éjjeli órákban kis mértékű, a sztómák zártak, így a különböző növényállományok esetén nincs eltérés. Nappali órákban, amikor az ózon a légcsere nyílásokon keresztül jut a növényi testbe, az ülepedést leginkább a sztómaellenállás befolyásolja, ez pedig a talajnedvességre a legérzékenyebb. Amikor megfelelő a vízellátottság, a növény sztómái nyitottak, ezáltal az ülepedés intenzívebb. Stresszes esetben a növény a légcsere nyílásainak a zárásával védekezik a kiszáradás ellen, ezzel gátolva a sztómafluxust.

4.2 Számítások szabályos rácson

Az ülepedés területi meghatározásának egyik módja a szabályos rácson történő számítás (*Brook et al.*, 1999; *Smith et al.*, 2000; *Zhang et al.*, 2002). A modell térbeli kiterjesztésénél az Országos Meteorológiai Szolgálatnál alkalmazott ALADIN előrejelzési modell rácshálózatát használtuk (*Horányi et al.*, 1996). A számításokhoz ismernünk kell a rácson a meteorológiai adatokat, az ózonkoncentrációt, valamint a felszín- és talajparamétereket (az egyes rácokra a legnagyobb részarányú felszínhasznosítási kategóriákat és fizikai talajféleségeket vettük figyelembe).

A légköri állapotváltozók átlagos értékeit a vizsgált hónapra a 8.a., b., c., d., e., f. ábra tartalmazza. Magyarország legmelegebb része 1998. júliusában, a Kiskunság, és a Nagykunság volt, ahol a havi, nappali átlaghőmérséklet elérte a $26\text{--}27^\circ\text{C}$ -ot. Az Alföld többi területén $25\text{--}26^\circ\text{C}$ volt a jellemző. A leghűvösebb vidékek a középhegységek, azon belül is az Északi-Bakony, a Bükk és a Zempléni-hegység. A globálisugárzás területi eloszlása viszonylag homogén volt, országszerte $625\text{--}650 \text{ W m}^{-2}$. Ezalól kivételt képeztek a Dunántúli-dombság egyes részei, ahol ennél nagyobb ($650\text{--}675 \text{ W m}^{-2}$), és az Északi-középhegység, valamint a Tiszazug, ahol pedig kisebb ($600\text{--}625 \text{ W m}^{-2}$) értékű volt az átlagos besugárzás.

A hónapban a legtöbb csapadék (150–175 mm) hazánk észak-keleti csücskében hullott. Elszórtan az ország déli részein, valamint a Tápió-vidék, és a Jászság területén is 125–150 mm eső esett. A legkevesebb csapadékot (0–25 mm) Bugacon, és Somogy-megye bizonyos részein mérték. Magyarország többi táján 50–100 mm-nyi volt a lehullott csapadék mennyisége.



8. ábra. Az (a.): átlagos hőmérséklet*, (b.): átlagos globálsugárzás, (c.): havi csapadékösszeg, (d.): átlagos talajnedvesség tartalom *, (e.): átlagos relatív páratartalom*, (f.): átlagos ózonkoncentráció * Magyarországon 1998. júliusára (*: amikor a globálsugárzás értéke nagyobb, mint $50 W m^{-2}$)

A maximális talajvíztartalom a Szamosközben fordult elő ($0,35\text{--}0,40\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$), míg az Északi-középhegységben, a Tiszántúlon és a Bakonyban $0,25\text{--}0,35\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ volt. A legalacsonyabb értékek a Kiskunság területén adódtak ($0,05\text{--}0,10\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$). A légnedvességi térképre tekintve viszonylag homogén képet látunk. A relatív páratartalom 75–80% a középhegységeink nagy részén. A dombvidékeken, hegylankákon 70–75%. Az ország többi táján pedig 60–70%.

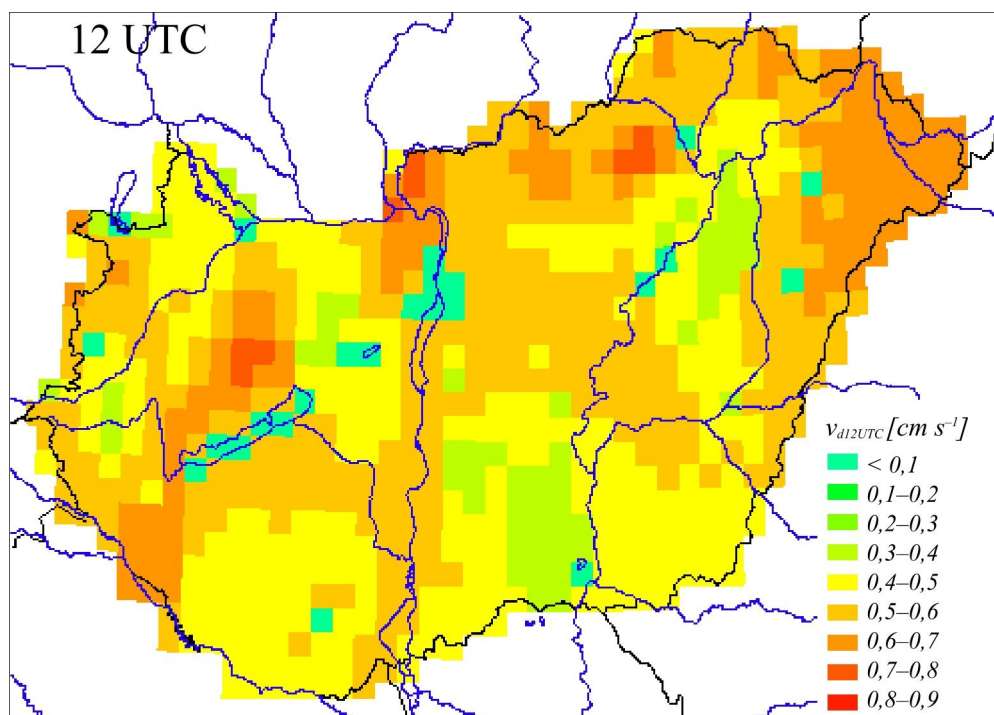
A legnagyobb ózonkoncentrációt az ország nyugati határszélein tapasztaltuk (80–110 ppb). Ez valószínűleg a Bécs környéki ipari területnek köszönhető. Kisebb mértékben Budapest hatása is megjelenik az ózonkoncentráció-eloszlás térképen. A magas ózonkoncentrációk ugyanis általában nem ott alakulnak ki, ahol az ózon keletkezésében résztvevő anyagok kibocsátása a legnagyobb mértékű (városok, ipari létesítmények), hanem ezen területektől távolabb. Ugyanis a szennyezőanyag csóvákban lejátszódó reakciók bizonyos időt igényelnek, így az ózonkoncentráció maximumok az emissziós területektől távolabb lépnek fel (*Gladstone et al.*, 1991; *Haszpra*, 1994), másrészt a városok erősen reduktív légköre gyors ózonkoncentráció csökkenést eredményez (*Sándor*, 1996).

Kelet felé haladva a koncentráció csökkent, a Duna-Tisza közén, Északi-középhegységen és a Tiszántúlon egységesen 50–60 ppb, a keleti határszéleken 40–60 ppb volt.

4.2.1 Az ózon átlagos ülepedési sebességének eloszlása

A 9. ábrán az ózon átlagos ülepedési sebességek értékeit tüntettük fel 12 UTC-re. Az ülepedési sebességet a rendelkezésre álló meteorológiai adatok alapján 00 és 12 UTC-re és a nappali időszakra a 12 UTC-s értékkel számoltunk, míg éjszaka a 00 UTC-s értéket vettük figyelembe.

A legmagasabb ülepedési sebességek középhegységeinkben, azon belül is a Börzsönyben, a Bükkben és a Bakonyban adódtak a vizsgált időszak során ($0,8\text{--}0,9\text{ cm s}^{-1}$). Ezekén a területeken a lombhullató erdő, valamint a vályogos talaj a domináns. A meteorológiai mezők alapján itt adódtak a legoptimálisabb körülmények (hőmérséklet: 21–23°C, talajnedvesség: $0,25\text{--}0,30\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$, légnedvesség: 75–80%) a növényzet számára. Intenzívnek mondható az ülepedés mértéke a Dunántúli-dombság, a Jászság, a Gödöllői-dombság, a Tápíó-vidék térségében, ahol a mezőgazdasági terület és a vályogos talaj a jellemző.



9. ábra. Az ózon átlagos ülepedési sebességének eloszlása Magyarországra területére 1998. júliusban 12 UTC-kor

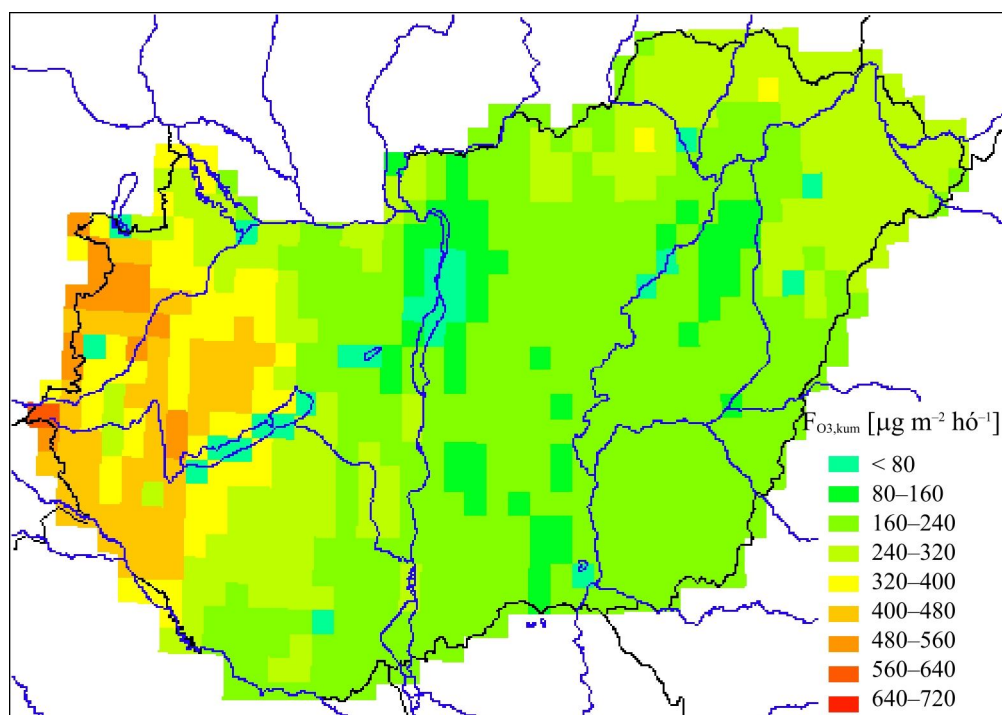
Megvizsgáltuk a Nyírségre és a Kiskunságra ülepedő ózon mennyiségében kapott különbséget. Mindkét országrészben homokos a talaj (a homok rossz víztartó, így a talajnedvességi stressz nagyon erős) és mezőgazdasági hasznosítású a terület, mégis míg az előbbinél viszonylag magas értékeket kaptunk ($0,6\text{--}0,8\text{ cm s}^{-1}$), az utóbbinál csupán $0,3\text{--}0,5\text{ cm s}^{-1}$ -t. A meteorológiai mezők vizsgálata magyarázatot adhat a kapott eredményekre. Az átlagos hőmérsékletben nem tapasztaltunk markáns eltérést a két országrész között, ellenben a Nyírségben a relatív légnedvesség 10%-kal, a csapadék 75 mm-rel, a talajnedvesség $0,1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ -rel meghaladta a kiskunsági értékeket. Ezek az időjárási körülmények kedvezőbbek a növényeknek. A déli országrészben tehát kimutatható a vizsgált időszakokra a légnedvességi és talajnedvességi stressz ülepedést gátló hatása.

Alacsony értékeket ($0,3\text{--}0,4\text{ cm s}^{-1}$) kaptunk a Hortobágyra, Sárrétre, és a Kiskunságra. Hortobágyon van az országban a legnagyobb összefüggő fűfelszín, ennek kicsiny érdessége miatt az aerodinamikai ellenállás nagy, ezáltal az ülepedés erősebben akadályozott, mint az érdesebb felületek esetén. A legalacsonyabb értékeket a nagy felszíni ellenállású városokra és vízfelszínekre kaptuk.

4.2.2 A kumulatív ózonfluxus eloszlása

A ózonfluxus térképek az ülepedési sebesség térképekhez képest kissé módosulnak az ózonkoncentráció eloszlás függvényében. A 10. ábra a nappali órákra (globálsugárzás $> 50 \text{ W m}^{-2}$) vonatkozó kumulatív ózonfluxus térbeli eloszlását mutatja. A legnagyobb ózonterhelés az ország nyugati határszéleit érte a vizsgált időszakban ($400\text{--}640 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$). Ez a közeli bécsi ipari övezetnek tudható be, ahol az ózon keletkezéséhez szükséges prekursor anyagok emissziója nagy, és mint már láttuk a vegyes erdő, és a vályogos talaj jelenléte is a nagyobb ülepedésnek kedvez. Az észak-keleti országrészben és a Somogyi-dombság területén $240\text{--}320 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$ volt a teljes fluxus. Ezek a relatív magas értékek az előbbi esetben a jó vízellátottsággal, míg az utóbbiban a viszonylag magasabb koncentrációval magyarázhatók.

Az ország többi területén aránylag homogén, $160\text{--}240 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$ a terhelés mértéke, néhány kisebb körzetben (pl. a Hortobágy és a Duna-Tisza-köze egyes részein) a talaj, a felszín és a meteorológiai állapotok összetett hatásaként ennél is alacsonyabb értékeket kaptunk.



10. ábra. A teljes kumulatív ózonfluxus eloszlása Magyarország területére 1998. július (amikor a globálsugárzás, nagyobb, mint 50 W m^{-2})

4.2.3 A kumulatív sztómafluxus és az AOT40 összehasonlítása

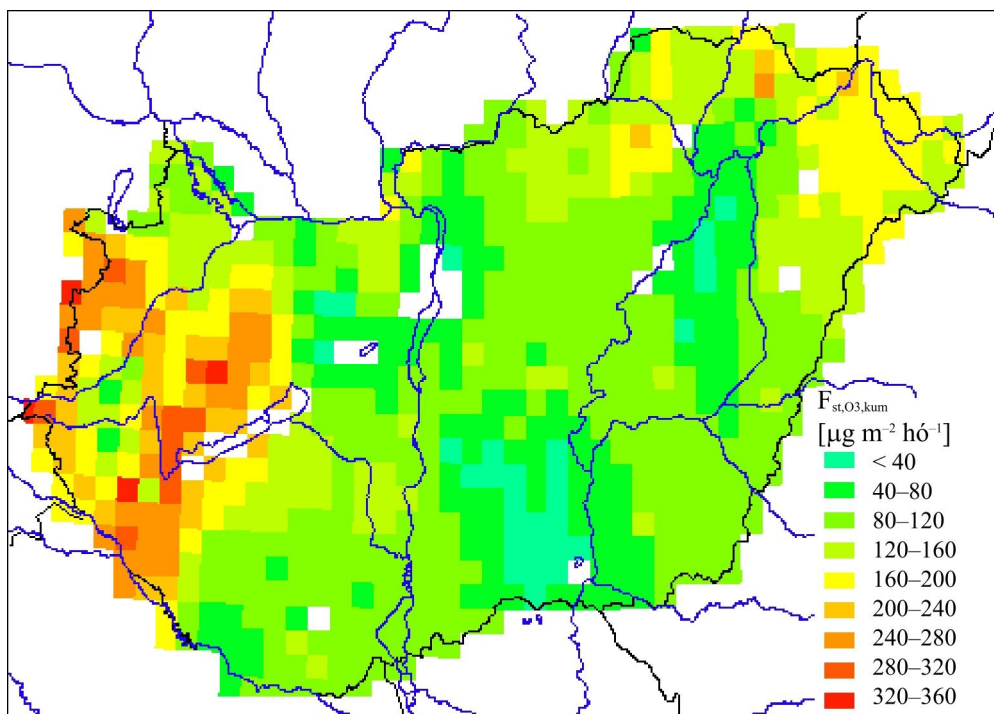
A 11. ábrán a kumulatív sztómafluxus térbeli eloszlása látható a vizsgált hónapra. A 12. ábrán az ózonterhelés becslésére használt küszöbérték, az AOT40, ugyanezen időszakra vonatkozó értékeit tüntettük föl. Ez a mérőszám az óras 40 ppb koncentráció fölötti értékeket összegzi egy megadott időszakra. Minkét ábrán a vizsgált hónap azon óras értékeit vettük figyelembe, amikor a globálsugárzás meghaladta az 50 W m^{-2} -t, mert ez az az időszak, amikor a növényzet anyagcsere folyamata a legaktívabb.

A 11. és a 12. ábra közti különbség rávilágít arra, hogy a korábban elterjedten használt AOT40 és a sztómafluxus – vagyis a ténylegesen a növénybe jutó károsító ózon mennyisége – eltérhet. A tényleges terhelést az az ózommennyiség fejt ki a növényre, amely a légcserenyílásokon keresztül bejutva károsítja a sejteket.

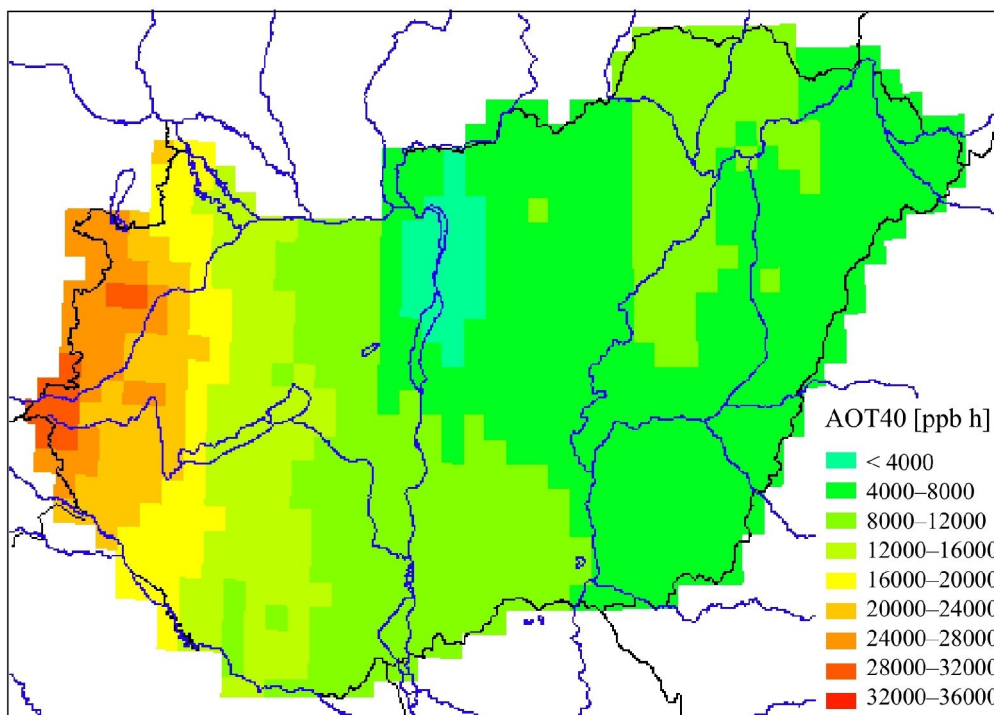
Az AOT40 térkép alapján az Alpokalján, a Kemenesháton, és különösen a Vasi-Hegyháton magas a növényzetet érő ózondózis ($20\,000\text{--}32\,000 \text{ ppb h hónap}^{-1}$). A kísérleti tapasztalatok szerint 3000 ppb h-s AOT40 érték a májustól júliusig tartó intenzív növekedés idején már kb. 5%-os csökkenést okoz a búzatermésben (Debreczeni, 2006). Az adott hónapban tapasztalt értékek ezt az egész ország területén meghaladták. A kumulatív sztómafluxus legmagasabb értékei az Alpokalja, a Zalai-dombság és a Bakony egyes területeire estek, ($240\text{--}360 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$), ezekben a régiókban a vályog, homokos vályog dominál, vagyis azok a talajfélések, melyek kevésbé érzékenyek a nyári hónapban gyakori alacsonyabb talajnedvességre, ezáltal a ülepedés intenzívebb lehet. Másrészt ezekben a régiókban az ülepedési sebesség és az ózonkoncentráció is magasabb értékeket mutatott.

A kétféle mérőszám eltérésére az ország északkeleti részén, a Hajdúság és Nyírség területén látjuk a legszembeötlőbb példát. Itt az AOT40 térkép alapján nem következettünk nagy terhelésre, de a sztómafluxus térképe már jelentős ózonülepedést mutat ($160\text{--}200 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$). Ez esetben az alacsonyabb koncentráció mellé magas ülepedési sebesség járult. A sztómafluxus legalacsonyabb értékeit a Hortobágy és a Kiskunság területein kaptuk. Előbbi esetben az alacsony növényzet (fű) az utóbbiban pedig a talajtípus (homok) miatt kapott alacsony ülepedési sebességgel magyarázható a kis mértékű ózonterhelés. Ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy hasonló körülmények mellett eltérő értékek is adódhatnak (pl. homoktalaj esetén nagyobb mértékű is lehet az ülepedés, mint a vizsgált időszakra a Nyírségben). A talaj- és felszíntípus, az időjárási körülmények együttesen egy bonyolult kapcsolatrendszeren keresztül hatnak egymásra és az ülepedésre. Az egyes tényezők

hatásainak mértéke ezért térben és időben változhat és azok pontosabb meghatározása további kutatásokat igényel.



11. ábra. A kumulatív sztómafluxus eloszlása Magyarországra területére 1998. július (amikor a globálsugárzás, nagyobb, mint 50 W m^{-2})



12. ábra. Az AOT40 eloszlása Magyarországra területére 1998. júliusában (amikor a globálsugárzás, nagyobb, mint 50 W m^{-2})

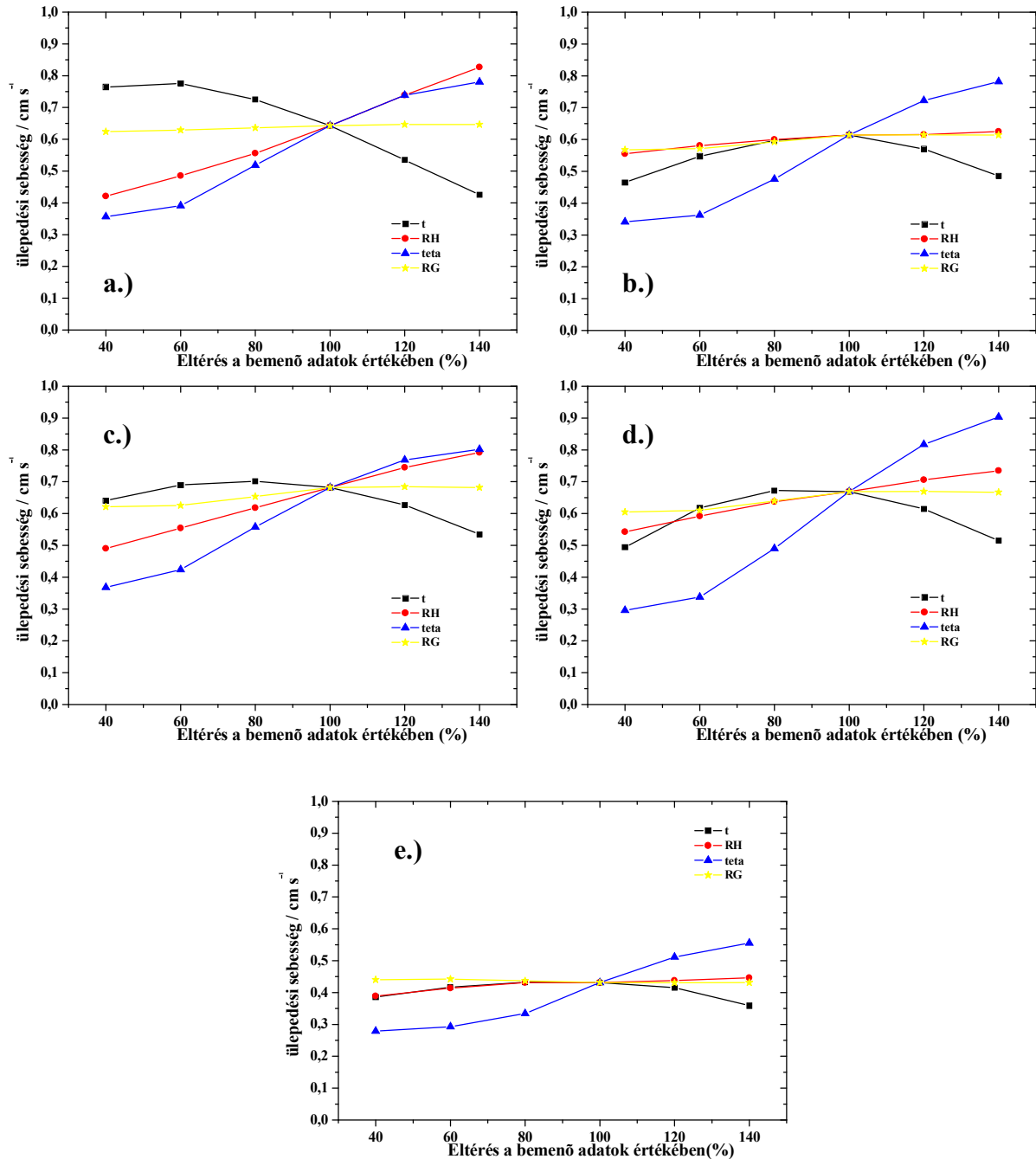
4. 3 Érzékenységi vizsgálat

A vizsgált periódusra, 1998. júliusára elvégeztük az ötféle növényállományra az érzékenységi vizsgálatokat (13. ábra). Megnéztük, hogy a hőmérséklet (t), a légnedvesség (RH), a talajnedvesség ($teta$) és a globálsugárzás (RG) értékeinek megváltoztatásával milyen mértékben változik az ózon ülepedési sebessége a különböző növényállományok felett. A vizsgálatok során a 12 UTC-s adatok átlagait használtuk. Az állapothatározókat a tényleges érték 40%-a és 140%-a között változtattuk 20%-os lépésenként. Az eredmények egy konkrét hónapra, az azt jellemző időjárási helyzetre vonatkoznak, mégis jól jellemzik az ülepedés függését a meteorológiai állapotoktól.

Az ülepedés sebessége a talajnedvesség csökkentésére és növelésére mutatta a legnagyobb érzékenységet. Ahogy a talaj egyre szárazabbá válik, a növénynek gazdálkodnia kell a rendelkezésére álló vízmennyiséggel, ezért a sztómaít zárja a kiszáradás elkerülése végett, ez pedig az ülepedési sebesség csökkenését eredményezi. Ha a növény elegendő vizet tud felhasználni az életfolyamataihoz, vagyis a talaj megfelelő nedvességű számára, akkor a légcsere nyitottak, az ülepedés mértéke nagyobb. A talajnedvesség 20–40%-os csökkentésével markánsan visszaesett az ülepedés sebessége (20–40%-kal), 60%-os redukálással már kisebb mértékű a visszaesés az előbbi intervallumokéhoz képest, hiszen akkor már „kritikusan” száraz a talaj. A vegyes erdőt és a lombhullató erdőt vizsgálva, ha 40%-kal növeltük a talaj víztartalmát, akkor a 20%-kal nőtt az ülepedés sebessége is, fordított esetben, vagyis ugyanilyen arányú csökkentésnél, mindkét állományra 40%-os visszaesést mutatott az ülepedés. A gyümölcsös és a fűfelszín különösen érzékeny a talaj víztartalmára az ülepedés mértékének tekintetében, ugyanis a 40%-os csökkentéshez, az előbbinél 50%-os, az utóbbinál 40%-os visszaesést mutatott, és az ugyanilyen mértékű növelés mindkét növénycsoportnál 40%-os növekedést eredményezett. A legnagyobb részarányban előforduló felszínhasznosítási kategória, a mezőgazdasági terület, hasonló érzékenységet mutatott az erdőkhöz (40%-os talajnedvesség-tartalom növekedésnél 30%-kal volt intenzívebb az ülepedési sebesség, ugyanekkora csökkentés esetén 40%-kal csökkent).

A hőmérséklet bármely irányú megváltozása negatívan hatott az ülepedés mértékére a mezőgazdasági terület, a gyümölcsös és a fűfelszín esetén. Ez arra enged következtetni, hogy ezen állományok számára a júliusi átlaghőmérséklet ideális volt. Fűfelszínél a hőmérséklet csökkentése szinte alig befolyásolta az ülepedés mértékét. 40%-os fokozása 10%-kal redukálta az ülepedést. A mezőgazdasági területnél az ülepedés sebessége 40%-os

csökkentésnél ugyanolyan mértékben változott (kisebb lett), mintha 20%-os növelésnél, 60%-os redukálás pedig 40%-os fokozásnak felelt meg az ülepedés csökkenését illetően. A gyümölcsösnél az előbbihez hasonló volt a helyzet.



13. ábra. Az ülepedési sebesség változása a bemenő adatok változtatásának hatására (a.): vegyes erdő, b.): mezőgazdasági terület, (c.): lombhullató erdő, (d.): gyümölcsös, (e.): fűfelszín esetén

A hőmérséklet változása fordított arányban módosította az ülepedés mértékét a vegyes erdő és a lombhullató erdő esetén. 1998. júliusa meleg nyári hónap volt, így a hőmérséklet

csökkentése jobban kedvezett az erdőállománynak, melyeknek anyagcseréje szűkebb hőmérsékleti tartományon belül valósul meg, mint más növényállományok esetén. A vegyes erdő esetén aktívabb anyagcsere valósult meg az alacsonyabb (számára optimális) hőmérsékleten. Ezt az mutatja, hogy ez az egyetlen állomány, amelynél még 60%-os csökkentés is 20%-os ülepedési sebesség fokozódást jelentett.

A relatív nedvesség csökkentésével, az ülepedési sebesség is csökkent, ez főként a vegyes erdő, a lombhullató erdő és a gyümölcsös esetén volt látványos. Ha a telítési hiány növekszik, a déli, kora délutáni órákban, akkor a gázcsereenyílások jobban összezáródnak, hogy csökkentsék a párologtatás általi vízveszteségüket. A lombhullató és a vegyes erdő esetén 40%-os páratartam-csökkentés, körülbelül $0,15 \text{ cm s}^{-1}$ -mal (20%-kal) csökkentette az ülepedési sebességet. Ha a telítési hiány csökkent, hasonló mértékben növekedett az ülepedési sebesség nagysága.

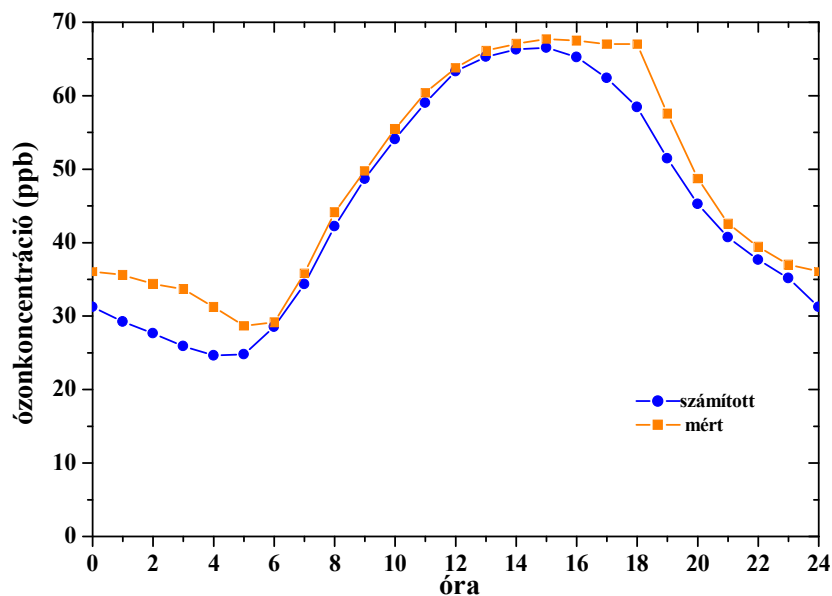
A globálsugárzás értékében történő változás minden vizsgált felszín típus esetén csak minimális mértékben befolyásolta az ülepedés mértékét az adott hónapban.

4.4 A modell verifikációja

A becsült ózonterhelés bizonytalansága a bemenő adatok és a modell parametrizációk bizonytalanságából származik. A modell által számolt ózonkoncentrációt összevetettük a K-pusztai mérőállomáson (14. ábra) mért adatokkal 1998. júliusára. Az eredményeket a 15. ábra mutatja. Látható, hogy a számított és a mért görbék menete jó egyezést mutat. Az ózonkoncentráció maximális mért értéke 14 UTC környékén tapasztalható (68 ppb). Az éjszakai órákban a napsugárzás hiánya miatt az ózon koncentrációja lecsökkent (30 ppb). A modell minimálisan, de alulbecsli az ózonkoncentráció értékeket. Megjegyezzük, hogy egy-egy napon az átlagoshoz képest jóval nagyobb eltérések is adódtak a mért és modellezett koncentrációk között. E tapasztalt eltérések oka az, hogy a mérések egy adott pontra vonatkoznak, ahol helyi hatások is alakítják a koncentráció menetét, míg a modellszámítást egy rácsnégyzetre végeztük.



14. ábra. A K-pusztai mérőállomás földrajzi elhelyezkedése



15. ábra. A mért (narancssárga vonal) és számított (kék vonal) ózonkoncentráció menet a K-pusztai mérőállomáson 1998. július

Az ülepedési fluxus verifikációja nehéz, mert az bonyolult mikrometeorológiai méréseket igényel, s a vizsgált időszakra ilyen adatsor az ózon fluxusára nem állt rendelkezésünkre. Ehelyett a modell által számított ülepedési sebesség értékeket hasonlítottuk össze a szakirodalomban közölt mért adatokkal.

Összességében 4. táblázatban feltüntetett modell által számolt ülepedési sebesség a 12 UTC-s átlagot, és az attól való minimális, és maximális eltérést (változást) jelenti 1998.

júliusára. A szakirodalomban nyári időszakra találtunk mérési eredményeket, vagy teljes napra, vagy éjszakára, vagy nappali időszakra. A modell – a lombhullató erdő kivételével, ahol $0,09 \text{ cm s}^{-1}$ -mal kisebb értéket adott a teljes napra mérthez képest (Zhang et al., 1996) – kissé felülbecsülte az ülepedési sebesség átlagos értékeit. Az eltérés a mért és a modellezett értékek között átlagosan $0,11 \text{ cm s}^{-1}$ volt. A legjobb egyezést a vegyes erdő esetén találtuk, az eltérés a Zhang et al. (2002) által publikált mért értékhez képest mindössze $0,03 \text{ cm s}^{-1}$ (meg kell jegyeznünk, hogy a hivatkozásban teljes napi ülepedési sebességről van szó, nem csak a 12 UTC-ről).

A legnagyobb eltérést ($0,17 \text{ cm s}^{-1}$) a gyümölcsösre kaptuk, jóllehet, a szakirodalomban jegyzett mérést (Zhang et al., 2002) teljes napra, szőlőre végezték, modell pedig általánosan gyümölcsösre számolt. A mezőgazdasági területet a kukorica jelenti a szakirodalmi hivatkozásban (Baldocchi et al., 1987), az eltérés $0,1 \text{ cm s}^{-1}$.

4. táblázat. A modellezett ülepedési sebesség értékek (cm s^{-1}) összehasonlítva a szakirodalomban feltüntetett mért adatokkal

| Felszín | Nyár | | | | Modelleredmények Magyarországra 1998. július (12 UTC) | |
|---------------------|-------|-----------|----------------------------------|------------|---|-----------|
| | átlag | változás | forrás | időszak | átlag | változás |
| fű | 0,20 | 0,05–0,2 | Padro (1996) | teljes nap | 0,38 | 0,23–0,46 |
| | 0,24 | | Meyers et al. (1998) | nappal | | |
| | 0,34 | 0,15–0,53 | Zhang et al. (2002) | teljes nap | | |
| mg-i terület | 0,42 | 0,2–0,7 | Baldocchi et al. (1987)-kukorica | nappal | 0,52 | 0,40–0,59 |
| | 0,32 | | Meyers et al. (1998)-kukorica | teljes nap | | |
| gyümölcsös | | 0,3–0,5 | Walton et al. (1997)-gyümölcsös | nappal | 0,50 | 0,37–0,61 |
| | 0,33 | 0,05–0,2 | Zhang et al. (2002)-szőlő | éjszaka | | |
| | 0,30 | 0,15–0,51 | Zhang et al. (1996)-szőlő | teljes nap | | |
| lombhullató erdő | 0,67 | 0,22–1,12 | Zhang et al. (2002) | teljes nap | 0,58 | 0,41–0,68 |
| | 0,67 | 0,19–0,83 | Meyers and Baldocchi (1988) | nappal | | |
| vegyes erdő | 0,50 | 0,14–0,86 | Zhang et al. (2002) | teljes nap | 0,53 | 0,38–0,68 |

Általánosságban elmondhatjuk, hogy a modell által adott változás intervalluma mindenütt kisebb, mint a mért értékek ingadozásának nagysága. Míg a vegyes erdőnél a becsült érték nagyon jól egyezett a mért értékkel, addig a változás nagysága a mérések szerint ennél az állománynál a legnagyobb ($0,14\text{--}0,86 \text{ cm s}^{-1}$). A modell által számolt ingadozás a többi állományoz képest szintén itt a legjelentősebb, de a mért értékek középső tartományába esik ($0,38\text{--}0,68 \text{ cm s}^{-1}$). A modell- és a mért értékek is viszonylag szűk határok között ingadoznak a fű és a gyümölcsös között. A lombhullató erdőnél, ahol az

átlagos ülepedési sebességre, teljes napra alulbecslést tapasztaltunk, a változásban nappalra azt látjuk, hogy az alsó értékhatár felülbecsült, hisz itt az éjszakai gyenge ülepedési sebességet nem számolunk.

Összeségében a 4. táblázatból jól látszik, hogy modellünk az irodalmi hivatkozásokban megadotthoz hasonló értékeket számolt, mind a változásokat, mind az átlagokat tekintve. Az ülepedési sebesség nagyságrendje minden állományra jól egyezik. Az eltérések a gyümölcsös és a mezőgazdasági terület esetén abból adódhatnak, hogy a szakirodalmi hivatkozásban szereplő mérések szőlő, és kukorica felett történtek.

4.5 A továbbfejlesztés lehetőségei

További célunk a modelleredmények pontosítása, a bemenő adatok bizonytalanságainak csökkentése, ennek lehetőségeit a következő pontokban foglaltunk össze:

- A felszín és a növényparaméterek pontosítása:

A modellben használt talaj- és növény paramétereket elsősorban szakirodalmi hivatkozásokból vettük. Közülük az ellenállás paraméterek, különösen a különböző növények sztómaellenállásának pontosítása javíthatná a modell eredményét.

- A felszínhasznosítási és talajtérképek pontosítása:

Az egyes rácpontokban a legnagyobb részarányú felszín-, és talajtípusra végeztük el a számításokat. Azonban a különböző felszín típusok és talajféleségek feletti ülepedés mértéke akár egy nagyságrenddel is eltérhet egymástól, ezért pontosabb eredményeket kapnánk, ha részletesebb térképekkel dolgoznánk.

- A terjedési-ülepedési modell kiterjesztése más nyomgázokra:

A modell kisebb változtatásokkal alkalmas egyéb nyomgázok (SO₂, HNO₃) száraz ülepedésének meghatározására is. Ekkor a vizsgált nyomgáztól függő bemenő paramétereket kell megváltoztatni.

- A számítások más időszakra is:

A számításokat 1998. júliusára végeztük, amikor eredményeink szerint a talajnedvesség befolyásolja leginkább az ózon növényekre való ülepedését. Elsősorban, azért vizsgáltuk ezt a hónapot, mert ez vegetációs időszak közepe, és a nyári anticiklonális helyzetekben dúsul fel leginkább az ózon a levegőben. Érdeemes lenne azonban más hónapokra is elvégezni a számításokat, azaz időbeli kiterjesztést végezni. Kiderülne, hogy az év más részében nem a

talajnedvességre, hanem például a hőmérsékletre, vagy a légnedvességre érzékenyebb az ülepedés.

5. Összefoglalás

Munkánkban az Eötvös Loránd Tudományegyetemen fejlesztett csatolt terjedési–ülepedési modellt alkalmaztuk (Lagzi *et al.*, 2004). Kutatásunk célja az ózon teljes és sztómákon keresztüli fluxusának meghatározása, ezáltal a tényleges ózonterhelés becslése különböző növényállományok felett Magyarországra 1998. júliusára, valamint az ülepedést befolyásoló meteorológiai elemek hatásainak elemzése. A rácson öt növényállományt és öt fizikai talajféleséget különböztünk meg.

Munkámmal a csatolt terjedési–ülepedési modell fejlesztésébe és alkalmazásába kapcsolódtam be. Meghatároztuk egy teljes hónapra (1998. július) az ózon koncentrációjának, valamint ülepedésének nagyságát és időbeli változékonyságát különböző felszíntípusok felett. Egy szabályos rácstra becsültük a Magyarországot érő ózonterhelés térbeli eloszlását.

Kiszámítottuk a teljes fluxust, és a sztómafluxust a különböző felszínhasznosítási kategóriákra. Összehasonlítottuk az ötféle növényállomány ózonterhelését napi és havi bontásban. Megmutattuk, hogy a sztómafluxus és az AOT40 értékei hogyan változnak Magyarország területére. Érzékenységi vizsgálatot végeztünk 1998. júliusára. Mérési adatok, illetve szakirodalmi hivatkozás alapján ellenőriztük a modellszámításainkat.

Eredményeinket a következő pontokban foglaljuk össze:

1. A vizsgált nyári hónapban az ózonülepedést leginkább a talajvíztartalom mennyisége határozta meg. Az ülepedés a sztómákon keresztül történik, melyeknek nyitottsága nagyban függ a vízellátottságtól. 1998. júliusában a vizsgált stresszhatások közül (légnedvességi,-talajnedvességi,-hőmérsékleti) a hőmérsékleti stressz befolyásolta legkevésbé az ózon ülepedésének mértékét. Ez azért lehet, mert a vegetációs időszak ezen szakaszában a növények számára az optimálishoz közeli volt a hőmérséklet.
2. A sztómafluxusnak napi menete van, napfelkeltekor értéke emelkedik, a maximumot, a kora délutáni órákban éri el és aztán ismét lecsökken, a modell a sztómafluxust $0 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ -nak feltételezi éjszaka.
3. Ami az átlagos (12 UTC) ülepedési sebességeket illeti, a lombhullató erdő felett a legintenzívebb ($0,58 \text{ cm s}^{-1}$), ezt követi a vegyes erdő ($0,53 \text{ cm s}^{-1}$), majd a mezőgazdasági terület ($0,52 \text{ cm s}^{-1}$), gyümölcsös ($0,50 \text{ cm s}^{-1}$), és a fűfelszín ($0,38 \text{ cm s}^{-1}$).

4. A legnagyobb átlagos (12 UTC) sztómafluxus ($0,80 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) minden esetben a vegyes erdő felett talajnedvességi stressz nélküli esetben, a legkisebb pedig ($0,20 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) a fűfelszín esetén tényleges esetben van. Ez azért lehet így, mert a fű kisebb felfogó felszín és kevésbé érdes felület. A tényleges eset, pedig minden stresszel számol, vagyis a sztómáknak még jobban védeniük kell a növényt a kiszáradás ellen.
5. A rácson való számítás során a vizsgált időszakban a legnagyobb ülepedési sebességet a Dunántúli-középhegységben, az Északi-középhegységben és a Nyírségben ($0,6\text{--}0,8 \text{ cm s}^{-1}$) a legalacsonyabbat ($0,2\text{--}0,3 \text{ cm s}^{-1}$) a Kiskunság és a Hortobágy területére kaptuk.
6. A teljes sztómafluxus az ózonkoncentráció miatt kissé módosultabb képet mutat, mint az ülepedési sebesség térképe. Ezek szerint a legnagyobb terhelés a nyugati országhatárt éri ($400\text{--}560 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$), a legkisebb pedig ($240\text{--}320 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$) az ország észak-keleti területét.
7. A legfontosabb eredményünk, hogy a sztómafluxus, a terhelés becslésére korábban használt AOT40-hez képest pontosabb becslést ad a növények károsításának tekintetében. A vizsgált hónapban például a Nyírség térségén az AOT40 alapján a növényzetet nem éri nagy terhelés, ugyanakkor a sztómafluxus magas ($160\text{--}200 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$).
8. Az érzékenységi vizsgálat arra enged következtetni, hogy a vizsgált nyári hónapban a talajnedvesség módosítására változik legérzékenyebben az ülepedés sebessége. A hőmérséklet változtatására a vegyes esdő és a lombhullató erdő feletti ózonülepedés reagál a legérzékenyebben, mert ezen állományok anyagcseréje szűkebb hőmérsékleti tartományon belül valósul meg, mint a másik háromé. A globálsugárzás változtatása csekély mértékben hat a kimenő adatra.
9. A verifikáció azt bizonyítja, hogy míg a modell kissé felülbecsli az ülepedési sebességet, az ózonkoncentrációt alulbecsli.

A dolgozatban bemutatott eredmények, valamint a modell érzékenységi vizsgálata hozzájárulnak az Eötvös Loránd Tudományegyetem TREX (TRansport-EXchange) diszperziós modelljének fejlesztéséhez.

Irodalmi hivatkozás

- Ács, F., 2003. On the relationship between the spatial variability of soil properties and transpiration. *Időjárás* 107, 257–272.
- Baldocchi, D. D., Hicks, B. B., Camara, P., 1987. A canopy stomatal resistance model for gaseous deposition to vegetated canopies. *Atmospheric Environment* 21, 91–101.
- Bozó, L., Weidinger, T., 1995. Tropospheric ozone measurements over Hungary in the 19th century. *Ambio* 23 (2), 129–130.
- Brook, J.R., Zhang, L., Di-Giovanni, F., Padro, J., 1999. Description and evaluation of a model of deposition velocities for routine estimates of air pollutant dry deposition over North America. Part I: model development. *Atmospheric Environment* 33, 5037–5051.
- Debreczeni, V., 2006. A felszínközeli hatter-ózonkoncentráció trendje Magyarországon. *Diplomamunka*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Emberson, L. D., Simpson, D., Tuovinen, J.-P., Ashmore, M. R., Cambridge, H. M., 2000a. Towards a model of ozone deposition and stomatal uptake over Europe. EMEP MSC-W Note 6/00.
- Emberson, L. D., Ashmore, M. R., Cambridge, H. M., Simpson, D., Tuovinen, J.-P., 2000b. Modelling stomatal ozone flux across Europe. *Atmospheric Pollution* 109, 403–413.
- Ferenczi, Z., Haszpra, L., 1998. A troposzférikus ózon koncentrációjának alakulása Magyarországon. *Légekör* 1998/1, 23–28.
- Fuhrer, J., Skärby, L., Ashmore, M. R., 1997. Critical levels for ozone effects on vegetation in Europe. *Environmental Pollution* 97, 91–106.
- Gladstone, K. P., Niki, H., Shepson, P. B., Bottenheim, J. W., Schiff, H. I., Sandhu, H. S., 1991. Photochemical oxidant concentrations in two Canadian prairie cities: model evaluation. *Atmospheric Environment* 25B, 243–254.
- Guicherit, R., Roemer, M., 2000. Tropospheric ozone trends. *Chemosphere–Global Change Science* 2, 167–183.
- Haszpra, L., 1993. Munkaértekezlet a troposzférikus ózon kutatásáról. *Légekör* 1993/2. 30–33.
- Haszpra, L., 1994. Jelentés az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság és az Országos Meteorológiai Szolgálat Légekörfizikai Intézete között létrejött MEC–92–0007 számú szerződés teljesítéséről. Országos Meteorológiai Szolgálat, Légekörfizikai Intézet, 35.

- Hicks, B. B., Baldocchi, D. D., Meyers, T. P., Hosker, R. P. Matt, D. R., 1987. A preliminary multiple resistance routine for deriving dry deposition velocities from measured quantities. *Water, Air and Soil Pollution* 36, 311–330.
- Hjellbrekke, A-G., Solberg, S., 2002. Ozone measurements 2000. *EMEP/CCC-Report 5/2002*.
- Horányi, A., Ihász, I., Radnóti, G., 1996. ARPEGE/ALADIN: A numerical Weather prediction model for Central-Europe with the participation of the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás* 100, 277–301.
- Jarvis, P. G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B* 273, 593–610.
- Krupa, S. V., Manning, W. J., 1988. Atmospheric ozone: formation and effects on vegetation. *Environmental Pollution* 50, 101–137.
- Lagzi I., Kármán, D., Turányi, T., Tomlin, A. S., Haszpra, L., 2004. Simulation of the dispersion of nuclear contamination using an adaptive Eulerian grid model, *Journal Environmental Radioactivity* 75, 59–82.
- Lagzi, I., Mészáros, R., Horváth, L., Tomlin, A., Weidinger, T., Turányi, T., Ács, F., Haszpra, L., 2004. Modelling ozone fluxes over Hungary. *Atmospheric Environment* 38, 6211-6222
- Logan, J. A., 1994. Trends in the vertical distribution of ozone: an analysis of ozonesonde data. *Journal of Geophysical Research* 99, 25553–25585.
- Magyarország Nemzeti Atlasza, 1989. Cartographia Kiadó, Budapest
- Mészáros R., 2002. A felszínközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszíntípusok felett. *Doktori értekezés*. ELTE TTK, Meteorológiai Könyvtár, Budapest.
- Mészáros, R., Szinyei, D., Vincze, Cs., Lagzi, I., Turányi, T., Haszpra, L., Tomlin A. S., 2006. Effect of the soil wetness state on the stomatal ozone fluxes over Hungary. *Int. J. Environment and Pollution* (in press)
- Meyers, T. P., Finkelstein, P., Clarke, J., Ellestad, T. G., Sims, P. F., 1998. A multilayer model for inferring dry deposition using standard meteorological measurements. *Journal of Geophysical Research* 103, 22645–22661.
- Meyers, T. P., Baldocchi, D.D., 1988. A comparison of models for deriving dry deposition fluxes of O₃, and SO₂ to a forest canopy. *Tellus* 40B, 270-284.

- Norman, J. M., 1979. modeling the complete crop canopy. In: Modification of the aerial environment of crops (Eds.:Barfield, B.J., Gerber, J.F.). *ASAE Monograph 2*, Michigan: St. Joseph, 249–277.
- Oltmans, S. J., Lefohn, A. S., Scheel, H. E., Harris, J. M., Levy, H., Galbally, I. E., Brunke, E. G., Meyer, C. P., Lathrop, J. A., Johnson, B. J., Shadwick, D. S., Cuevas, E., Schmidlin, F. J., Tarasick, D. W., Claude, H., Kerr, J. B., Uchino, O., Mohnen, V., 1998. Trends of ozone in the troposphere. *Geophysical Research Letters* 25, 139–142.
- Padro, J., 1996. Summary of ozone dry deposition velocity measurements and model estimates over vineyard, cotton, grass and deciduous forest in summer. *Atmospheric Environment* 30, 2363–2369.
- Sándor, V. 1996. Tropozsférikus ózon, fotokémiai szmog. In: *Természet Világa I. különszám* (szerk: Starr, Gy.) 21–23.
- Smith, R. I., Fowler, D., Sutton, M. A., Flechard, C. and Coyle, M., 2000. Regional estimation of pollutant gas dry deposition in the UK: model description, sensitivity analyses and outputs. *Atmospheric Environment* 34, 3757–3777.
- Szinyei, D., Vincze, Cs., 2005. Talajnedvesség-becselő modell tesztelése és alkalmazása magyarországi adatsorokon. XXV. FiFöMa OTDK Konferencia, ELTE TTK, Budapest.
- Tropospheric Ozone Research*, 1997: Spatial and Temporal Variability of Tropospheric Ozone over Europe. *Chapter 2*.
- Várallyay, Gy., Szűcs, L., Murányi, A., Rajkai, K., Zilahy, P., 1980. Map of soil factors determining the agro-ecological potential of Hungary (1:100 000) II. *Agrokémia és Talajtan* 29, 35–76. (In Hungarian.)
- Walton, S., Gallagher, M. W., Choularton, T. W., Duyzer, J., 1997. Ozone and NO₂ exchange to fruit orchards. *Atmospheric Environment* 31, 2767–2776.
- Wesely, M. L., 1989. Parameterization of surface resistances to gaseous dry deposition in regional-scale numerical models. *Atmospheric Environment* 23, 1293–1304.
- Zhang, L., Padro, J., Walmsley, J. L., 1996. A multi-layer model vs single-layer models and observed O₃ dry deposition velocities. *Atmospheric Environment* 25, 1689–1704.
- Zhang, L., Moran, M. D., Brook, J. R., 2001. A comparison of models to estimate in-canopy photosynthetically active radiation and their influence on canopy stomatal resistance. *Atmospheric Environment* 35, 4463–4470.

Zhang, L., Moran, M. D., Makar, P. A., Brook, R., Gong, S., 2002. Modelling gaseous dry deposition in AURAMS: a unified regional air-quality modelling system. *Atmospheric Environment* 36, 537–560.

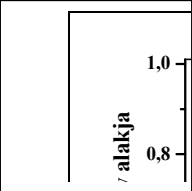
Internetes források:

<http://www.earthobservatory.nasa.gov/>

<http://www.emep.int/>

<http://www.chem.leeds.ac.uk/Atmospheric/MCM/mcmproj.html>

<http://www.nag.co.uk/>



Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondok dr. Ács Ferencnek (ELTE Meteorológiai Tanszék), dr. Haszpra Lászlónak (Országos Meteorológiai Szolgálat), dr. Horányi Andrásnak (Országos Meteorológiai Szolgálat), Szinyei Dalmának, és Vincze Csillának segítő közreműködésükért, hasznos tanácsaikért.

Köszönöm a családomnak a sok türelmet, biztatást, támogatást.

Külön köszönöm témavezetőimnek dr. Mészáros Róbertnek (ELTE Meteorológiai Tanszék), dr. Lagzi István Lászlónak (ELTE Fizikai–Kémiai Tanszék) a sok-sok segítséget.