1. UVOD

Atmosferski granični sloj (AGS) je donji sloj troposfere koji je u kontaktu sa zemljinom površinom (Glickman, 2000). AGS je prepoznat kao jedna od osnovnih veza u globalnim cirkulacijama kroz koji zemljina površina djeluje na atmosferu, osobito trenjem i razmjenom topline. Stoga je od osnovne važnosti moći razumjeti, mjeriti, parametrizirati, simulirati i predviđati strukturu i svojstva AGS-a.

Visina AGS-a (H), jedna je od njegovih fundamentalnih parametara koji karakteriziraju strukturu graničnog sloja. Mjerenja i predviđanja H imaju mnoge teorijske i praktične primjene kao što je predviđanje koncentracije onečišćujućih tvari, te u prognozi i analizi vremena i klime. Disperzijski modeli onečišćenja zraka primjenjuju se i u urbanim područjima koja su antropogeni izvori topline i onečišćenja (npr. Arya, 1999). Budući da je u gradovima veća populacija i općenito ima više industrije, prognozirane vrijednosti koncentracije onečišćujućih tvari važan su podatak koji treba biti dostupan široj javnosti.

U urbanim područjima H se nalazi pod utjecajem tzv. gradskog toplinskog otoka, povećanog toplinskog kapaciteta i povećane površinske hrapavosti zbog zgrada. Istraživanja su pokazala da je urbana H (H_{Urbana}), znatno viša u uvjetima noćnog stabilnog graničnog sloja (SGS), u usporedbi sa ruralnom H ($H_{Ruralna}$), (Baklanov i Kuchin, 2004). Razlika između urbane i ruralne H, $\Delta H_{UR} = H_{Urbana} - H_{Rura\ln a}$ može biti i do 40 % ili 45 % (Arya, 1999) što iznosi $\Delta H_{UR} \approx 700$ m (Angevine i sur. 1999) a naročito je izraženo u SGS-u. Najveće temperaturne razlike između ruralnih i urbanih područja upravo se i uočavaju u noćnim uvjetima kada gradska toplina može izazvati plitki konvektivni sloj miješanja čak kad je i ruralna okolina potpuno stabilna (npr. Stull, 1988).

Seibert i sur. 1998 izlažu razne načine proračuna H. Metoda koja koristi vertikalni koeficijent turbulentne difuzije za količinu gibanja (K_M), primjenjena je na izlazne podatke HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) modela (Jacobsen i sur. 1995). 'Mehanička' H definirana je kao najniži nivo na kojem je $K_M < 1 m^2 s^{-1}$, gdje je K_M određen Blackadar-ovom metodom (1979) iz gradijent Richardsonovog broja, Ri. Druga metoda

koja se temelji na brzini trenja, u_*, iz modela ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) računa H iz izraza $H = c_1 u_* / f$, gdje je $c_1 = 0.07$ faktor proporcionalnosti, a f Coriolisov parametar (Wotawa i sur. 1996). U ovom radu korištena je metoda integralnog Richardsonovog broja, Ri_B, koja je standardni i često primjenjivani postupak za proračun H iz numeričkih prognostičkih modela (NPM) (npr. Sørensen i sur. 1996; Fay i sur. 1997), kako bi se ispitale mogućnosti i uvjeti njenog korištenja u proračunu H_{Urbana}.

Jedna od slabije istraženih karakteristika Ri_B metode je izbor prikladnog kritičnog integralnog Richardsonovog broja (Ri_{Bc}). Detaljan pregled raznih empiričkih Ri_{Bc} koji su se koristili u praksi dali su Zilitinkevich i Baklanov (2002). Neke od tih vrijednosti su: $0.14 \leq Ri_{Bc} \leq 0.24$ Sørensen i sur. (1996); $0.5 \leq Ri_{Bc} \leq 1$ Mahrt (1981); 0.38 Fay i sur. (1997). Jeričević i sur. (2004) koriste $Ri_{Bc}=0.1$ za proračun H na riječkom području, dok za zagrebačko područje Jeričević i Grisogono (2004) nalaze $Ri_{Bc}=0.3$ kao optimalnu vrijednost na temelju korelacije s radiosondažnim podacima. Pokazano je znatno odstupanje od teorijske vrijednosti $Ri_{Bc} = 0.25$ (vidjeti npr. Taylor (1931), Miles (1961), Stull (1988) ili Grisogono (1994)).

Empirički je pokazano da Ri_{Bc} nema konstantnu vrijednost univerzalno primjenjivu u konvektivnom graničnom sloju (KGS) i SGS-u nad homogenim i nehomogenim površinama. Očito Ri_{Bc} ovisi i o površinskoj hrapavosti, z_0, (npr. Zilitinkevich i Baklanov, 2002) tako da su kritične vrijednosti više za veći z_0. Tako Gryning i Batchvarova (2002b) nalaze Ri_{Bc} oko 0.03 do 0.05 kao najpovoljniju za primjenu nad morem dok npr. Maryion i Best (1992) koriste kritičnu vrijednost gradijent Richardsonovog broja (Ri_c), od 1.3 do 7.2 određenu na temelju radiosondaža na kontinentalnom dijelu Europe. Na temelju njihovih istraživanja teško je donijeti konačni zaključak o Ri_{Bc} i Ri_c.
Teorijska istraživanja upravo i pokazuju da ne postoji teorijski jedinstven Ri_{Bc}, te da turbulencija može postojati kod gotovo bilo koje vrijednosti od Ri (Zilitinkevich i Calanca, 2000). U praktičnoj primjeni moramo odrediti nivo signifikantne turbulencije uvažavajući činjenicu da turbulentni vrtlozi ne iščezavaju u potpunosti već postaju progresivno manji te se njihov utjecaj u procesu miješanja može postupno zanemarivati.

Većina metoda za proračun H razvijena je za primjenu u horizontalno homogenim uvjetima. Budući da se metode u praksi koriste i u nehomogenim uvjetima postoji izuzetna potreba za verifikacijom njihove primjenjivosti u urbanim, nehomogenim uvjetima.

Uvažavajući teoriju i empiriju dosadašnjih istraživanja cilj ovog rada je odrediti Ri_{Bc} vrijednosti primjenjive za urbano područje za KGS i SGS, na temelju dužeg niza radiosondažnih podataka i numeričkog modela čime bi se došlo do znanstveno utemeljenih spoznaja o svojstvima urbanog atmosferskog graničnog sloja. Dio rezultata ovog rada je publiciran u znanstvenom časopisu sa međunarodnom recenzijom (Jeričević i Grisogono, 2005). Budući da se kao alternativni izvor podataka često koriste NPM-i, analizirana su i svojstva modela ALADIN (Aire Limitee Adaptation Dynamique development InterNational) koji se koristi na Državnom hidrometeorološkom zavodu (DHMZ), što bi osim same verifikacije modela moglo imati praktični doprinos disperzijskom modeliranju.

2. METODA

Razne metode koje se koriste za proračun određenih parametara AGS-a, kao što je i H, često su manje ili više sofisticirana pojednostavljenja atmosferskih procesa koji generiraju, održavaju i 'guše' turbulenciju. Izuzetno je važno poznavati osnovna svojstva AGS-a kao i karakteristike primjenjene metodologije u svrhu pravilnog tumačenja dobivenih rezultata.

2.1. Svojstva i podjela atmosferskog graničnog sloja

Osnovna karakteristika AGS-a su turbulentna svojstva, a njih može posjedovati samo viskozni fluid. Razlikujemo laminarna i turbulentna gibanja u viskoznom fluidu. U laminarnom toku polje strujanja, te temperature i koncentracije je pravilno i predvidljivo te varira postupno u prostoru i vremenu. Nasuprot tome, turbulentno strujanje je nepravilno i kaotično, manje ili više slučajno, trodimenzionalno, jako rotacijsko, disipativno i izrazito difuzivno. Turbulentne fluktuacije brzine u AGS-u javljaju se obično na vremenskoj skali od 10^{-3} do 10^{4} s s prostornim varijacijama od 10^{-3} do 10^{4} m.

Osnovno teorijsko pitanje koje su znanstvenici postavljali početkom prošlog stoljeća je na koji način odrediti kada je viskozni fluid turbulentan odnosno laminaran, gdje završava granični sloj, a počinje tzv. slobodna atmosfera? Odgovor prvi daje Prandtl (1905) (prema Arya, 1999) koji predlaže važnu hipotezu graničnog sloja: '... viskozni efekti su signifikantni u slojevima sa čvrstim granicama i u određenim vanjskim slojevima (sloj miješanja, niska mlazna struja) čija debljina $\rightarrow 0$, kako Reynoldsov broj, $\mathrm{Re}=\frac{UL}{v} \rightarrow \infty$, a izvan ovih slojeva viskozni se efekti mogu zanemariti.'. Veličine U i L su karakteristične skale brzine i duljine, a AGS-ovi koji se u prirodi razvijaju imaju veliki Reynoldsov broj od 10^{6} do 10^{9}. Prandtlova hipoteza daje praktičnu i korisnu definiciju graničnog sloja u kojem brzina fluida asimptotski prelazi od 0 sa tla do određene brzine neviskoznog strujanja.

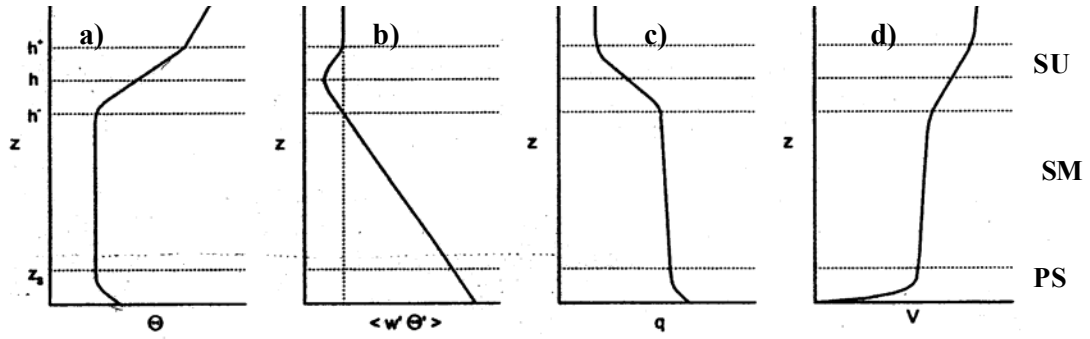
Atmosferska turbulencija proizvodi se u AGS-u dvama osnovnim mehanizmima:

- smicanjem vjetra,
- termički.

Glavni izvor smicanja je trenje sa površinom, ali može postojati i smicanje zbog baroklinosti ili nekog mezoskalnog fenomena (niska mlazna struja, kanalizirano strujanje, međudjelovanje slojeva različitih svojstava). Pozitivni uzgon uglavnom proizvodi tlo, ali ponekad i radijacijsko ohlađivanje uzdignutih slojeva oblaka, dok negativni uzgon predstavlja glavni ponor turbulencije u atmosferi.
Prema dominantnom produkcijskom mehanizmu turbulencije AGS ima dva osnovna režima:

- KGS,
- SGS.

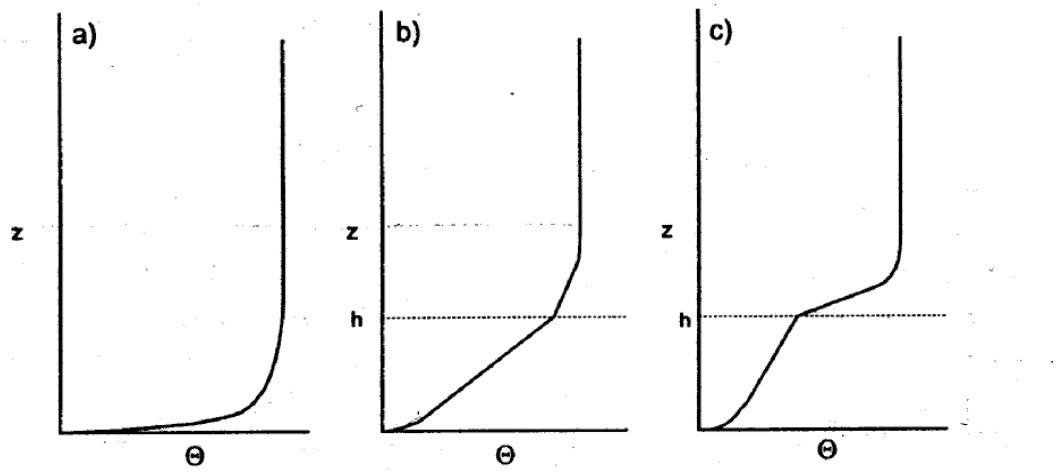
Termalno grijanje inducirano jakom insolacijom uzrokuje pozitivni uzgon na zemljinoj površini. U KGS-u uočavaju se konvektivne strukture (termalne perjanice) koje generiraju intezivnu vertikalnu razmjenu energije i tvari što kao posljedicu ima dobro izmješana svojstva u KGS-u. Miješanje je limitirano u vertikali sa stabilnim slojem (često inverzijom) čija visina varira u ovisnosti o položaju i sezoni. Tipična vrijednost nad Europom je 1-3 km.



Slika 1. Idealizirana struktura KGS-a; vertikalni profili: a) potencijalne temperature, b) turbulentnog toka topline, c) specifične vlažnosti i d) brzine vjetra. PS-prizemni sloj, SM-sloj miješanja, SU-sloj uvlačenja (*entraiment*). Debljina sloja uvlačenja (SU), tj. prijelazne zone između graničnog sloja i slobodne atmosfere je $D=h^{+}-h^{-}$, a h je visina graničnog sloja [Prema Seibert i sur. (1998)].

Tipična struktura KGS-a (slika 1.):

- Površinski sloj (PS): obično iznosi 5-10% ukupnog KGS-a. Karakteriziran je sa super-adijabatičkom stopom opadanja temperature, opadanjem specifične vlažnosti sa visinom i signifikantntm smicanjem vjetra. Ovi se profili meteoroloških varijabli uglavnom mogu dobro opisati pomoću Monin- Obukhove teoruje sličnosti. Turbulentni tokovi (fluksevi) topline, vlažnosti i količine gibanja uzimaju se konstantnim sa visinom.
- Sloj miješanja (SM) iznosi 50-80 % ukupnog KGS-a. Verikalni profili većine meteoroloških varijabli približno su konstantni sa visinom zbog intenzivnog vertikalnog miješanja.
- Sloj uvlačenja (*entrainment*) (SU) iznosi 10-30% ukupnog KGS-a i formira prijelaznu zonu između sloja miješanja i stabilno stratificirane, kvazilaminarne slobodne atmosfere. Karakteriziran je dvama oprečnim procesima, prodorom vlažnih, energetskih termala u stabilni sloj (h^{+}) i uvlačenjem toplog i suhog zraka u sloj miješanja (h^{-}). U tzv. modelima skoka nultog reda (*zero-order jump models*) koji se često koriste u praksi, debljina SU je zanemarena $h= h^{+}= h^{-}$ (Tennekes, 1973). Za SU je tipično: značajan porast temperature, oštri pad specifične vlažnosti, te ponekad i značajno smicanje vjetra.



Slika 2. Tipični vertikalni temperaturni profili u SGS-u u uvjetima a) slabog vjetra i jake stabilnosti b) umjerenog vjetra i c) jakog vjetra. [Prema Seibert i sur. (1998)].

U stabilnim uvjetima u odsutnosti pozitivnog uzgona smicanje vjetra jedini je mehanizam koji generira turbulenciju, a stabilna okolina vezana uz negativni uzgon djeluje kao ponor turbulencije. To kao poslijedicu ima povremenu turbulenciju.

Temperaturni profil SGS-a izrazito je pod utjecajem dugovalnog, radijacijskog ohlađivanja. Obično ovaj proces rezultira formiranjem površinskih temperaturnih inverzija. U uvjetima slabih gradijenata tlaka, slabog prizemnog vjetra (slika 2a) najjači temperaturni gradijenti se javljaju uz površinu, a vertikalni grdijent potencijalne temperature kontinuirano opada visinom. Teško je odrediti visinu SGS-a u ovom slučaju. Ako je mehanička produkcija turbulencije signifikantna, mogu se uočiti bar 2 sloja na što ukazuju i mjerenja i NPM. U donjem sloju profil $\theta(z)$ često je karakteriziran jakim, porastom s visinom zbog međudjelovanja radijacijskog ohlađivanja zemlje i turbulentne razmjene. U gornjem sloju radijacijsko je ohlađivanje atmosfere samo dominantni mehanizam što rezultira u slabijem temperaturnom gradijentu (Seibert i sur., 1998). Kod signifikantne mehaničke produkcije turbulencije mogu se razlučiti bar 2 različita režima unutar SBL-a (slika 2b). U donjem sloju potencijalna temperatura jako raste s visinom, gotovo linearno što je posljedica međudjelovanja radijacijskog ohlađivanja zemljine površine i turbulentne razmjene. Gornji sloj, radijacijsko je ohlađivanje dominantni mehanizam što rezultira u mnogo slabijem temperaturnom gradijentu. U uvjetima jakog

vjetra i slabog radijacijskog ohlađivanja (slika 2c) sloj sa relativno efektivnim mješanjem može se uočiti uz tlo što proizvodi slabi porast temperature sa visinom. Iznad se nalazi plitki sloj oštrog skoka u temperaturi (slika 2c).

Niska mlazna struja uobičajeni je fenomen u SGS-u. Generirana je npr. inercijalnim oscilacijama ageostrofičkog vektora vjetra u slojevima odvojenim od površine (npr. Holton, 1972; Stull, 1988). Maksimalna brzina vjetra javlja se na 100-300 m, 4-7 sati nakon zalaska Sunca.

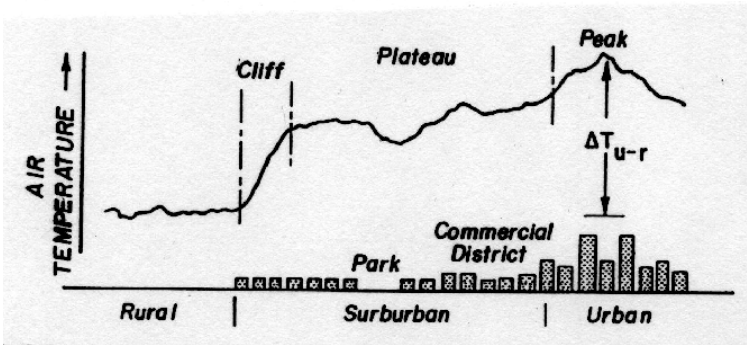
2.2. Urbani utjecaji na okoliš i fizikalne karakteristike strujanja

Urbanizacija, koja uključuje rezidentalni, komercijalni i industrijski razvoj, uzrokuje značajne promjene u radijacijskim, termodinamičkim i aerodinamičkim karakteristikama površine u usporedbi sa ruralnim područjem koje ga obično okružuje (npr. Klaić i sur., 2002). Utjecaji urbanizacije na vrijeme i klimu očituju se u tzv. urbanom graničnom sloju. Mnoge studije o urbanim utjecajima ukazuju na signifikantne promjene u temperaturi površine i zraka, vlažnosti, oborini, magli, vidljivosti, kvaliteti zraka, visini sloja miješanja, strujanju u graničnom sloju i turbulenciji između urbanih i ruralnih područja.

2.2.1. Urbani toplinski otok

Jedan od najčešće mjerenih i najbolje dokumentiranih mikroklimatoloških efekata urbanizacije je porast temperature tla i zraka nad urbanim područjem u usporedbi sa ruralnim okolišem. Zatvorene izoterme nad urbanim i suburbanim područjem uglavnom odvajaju urbana područja od ruralnih. Ova se pojava naziva urbani toplinski otok. Shematski prikaz temperature zraka (slika 3) u uvjetima vedre noći bez vjetra pokazuje tipični 'brežuljak' skoka u temperaturi između ruralno-suburbane granice koju slijedi 'plato' nad većim dijelom suburbanog područja, a zatim 'vrh' nad gradskim središtem (Oke, 1987). Maksimalna razlika između urbane i ruralne temperature, ΔT_{U-R}, određuje intenzitet urbanog toplinskog otoka. Također mogu postojati varijacije u profilu

temperature zbog različite vrste podloge i topografije grada kao što su parkovi, rekreacijska područja, komercijalna i industrijska postrojenja, ali i zbog jezera, rijeka i brežuljaka. Intenzitet urbanog toplinskog otoka ovisi o mnogim faktorima kao što su veličina grada i njegova energetska proizvodnja, geografski položaj, sezona i doba dana kao i sinoptička situacija, te blizina planina i vodenih površina.



Slika 3. Shematski prikaz promjena temperature zraka idući od ruralnog prema urbanom području [Prema Oke (1987)].

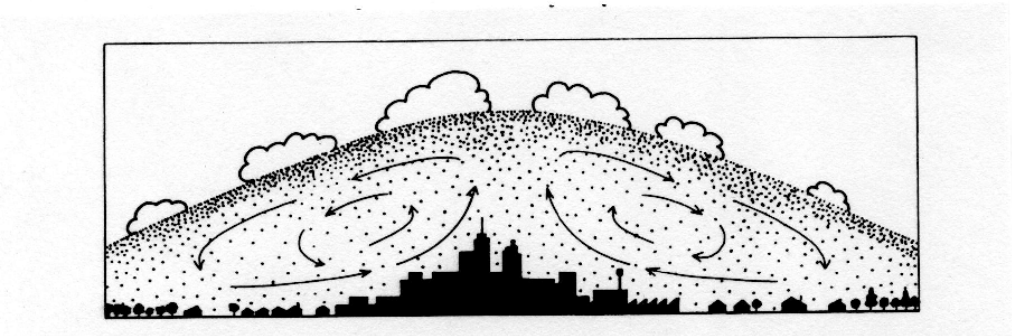
U uvjetima hidrostatski stabilne sinoptičke situacije (radijacijski tip vremena) intenzitet toplinskog otoka ima dnevni hod sa minimumom u podnevnim satima i maksimumom oko ponoći. Uzroci nastajanja urbanog toplinskog otoka su (Oke, 1987):

- Povećanje dolazećeg dugovalnog zračenja ($R_{L\downarrow}$) zbog apsorpcije dugovalnog zračenja tla i re-emisije zbog onečišćene urbane atmosfere
- Smanjenje dugovalnog zračenja tla ($R_{L\uparrow}$) iz uličnih kanjona (*street canyons*)
- Povećanje apsorpcije kratkovalnog zračenja (R_S) zbog albeda u uličnim kanjonima
- Veća dnevna pohrana topline (ΔH_S) zbog termalnih svojstava urbanih materijala (veći toplinski kapacitet) i noćnog toplinskog zračenja
- Povećanje antropogenog zagrijavanja (H_a) zbog emisije (grijanje i hlađenje), transporta i industrije
- smanjene vegetacije.

Ukratko sve ove komponente u energetskoj bilanci urbanog područja izmjenjene su tako da povećavaju efekt toplinskog otoka. Neki od ovih faktora utjecajni su samo u dnevnim uvjetima kada doprinose pohrani topline, a noćno dugovalno toplinsko zračenje je faktor koji utječe na povećanje temperature zraka.

2.2.2. Urbani granični sloj

Urbani granični sloj pod utjectajem je urbanog toplinskog otoka i povećane površinske hrapavosti, z_0. U urbanom području z_0 može varirati od malog djelića metra u predgrađima do nekolilo metara u centru grada. U uvjetima tišine ili slabog vjetra, temperaturne modifikacije graničnog sloja prevladavaju nad efektima povećane površinske hrapavosti. Idealizirana termalno uzrokovana cirkulacija (slika 4) superponirana na slabo pozadinsko strujanje ide prema središtu grada u nižim slojevima i od grada u višim slojevima tako da se zrak diže nad gradskim središtem, a spušta u ruralnom okolišu.



Slika 4. Shematski prikaz termalno uzrokovane cirkulacije nad većim gradom u uvjetima tišina ili slabog vjetra.

Danju ova cirkulacija može doseći bazu najniže inverzije. Struktura i dinamika dnevnog urbanog graničnog sloja slična je KGS-u ruralnog područja, no urbani granični sloj je turbulentniji, topliji, suši i onečišćeniji. Vjetar i potencijalna temperatura imaju karakteristične vertikalne profile KGS-a iznad visine zgrada.

Noću se urbani granični sloj smanjuje na nekoliko stotina metara zbog npr. povećane stabilnosti ali je nad središtem grada mnogo deblji. Kombinacija povišene površinske temperature (toplinski otok) i veće z_0 lako mogu razbiti tipičnu noćnu površinsku inverziju te znatno modificirati noćni granični sloj.

U usporedbi sa snažnim dnevnim varijacijama stabilnosti ruralnog područja, urbane varijacije su male. Urbani granični sloj karakteriziran je jakim miješanjem tijekom cijeloga dana, no H_{Urbana} ima velike dnevne oscilacije. Upravo razlika stabilnosti noćnih ruralnih i urbanih graničnih slojeva objašnjava zašto su površinska strujanja jača u urbanom graničnom sloju.

2.3. Metode Richardsonovog broja

Turbulentna kinetička energija, TKE ($\bar{e}$), je mjera intenziteta turbulencije. Direktno je vezana uz transport količine gibanja, topline i vlažnosti. Često je upravo jednadžba očuvanja TKE polazište u aproksimaciji turbulentne difuzije.

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = \delta_{i3} \frac{g}{\bar{\theta}_v} \left(\overline{u_i' \theta_v'}\right) - \left(\overline{u_i' u_j'}\right) \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial \left(\overline{u_j' e}\right)}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \left(\overline{u_i' p'}\right)}{\partial x_i} - \varepsilon \qquad (1)$$

Lokalna promjena TKE

advekcija TKE srednjim strujanjem

Uzgonska produkcija/ destrukcija

Smicanje

Turbulentni transport TKE

Preraspodjela TKE pertubacijama tlaka

Viskozna disipacija TKE

Individualni članovi u proračunu TKE opisuju fizikalne procese koji generiraju turbulenciju. Relativna ravnoteža tih procesa određuje sposobnost fluida da zadrži turbulentna svojstva ili da laminarno strujanje prijeđe u turbulentno. Na TKE jednadžbi temelje se određeni važni bezdimenzionalni članovi kao i parametri skaliranja, a jedan od takvih parametara je i Richardsonov broj.

Kako bi se naglasio relativni doprinos dvaju osnovnih TKE produkcijsko/destrukcijskih članova, korisno je definirati omjer uzgonska/mehanička produkcija TKE, a to je tzv. fluks Richardsonov broj:

$$R_f = \frac{g}{\theta_0} \overline{w'\theta'} \Big/ \left(\overline{w'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{w'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) \qquad (2)$$

U ovom su izrazu (2) horizontalni doprinosi produkciji smicanja $\left|\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}\right| \cong \left|\frac{\partial \overline{v}}{\partial z}\right| \gg \left|\frac{\partial \overline{w}}{\partial z}\right|$ u TKE su zanemareni.

Fluks Richardsonov broj je mjera relativnih doprinosa uzgonske produkcije/disipacije osrednjene, nerazlučene TKE i njene produkcije odnosno destrukcije vertikalnim smicanjem osrednjenog horizontalnog vjetra.
Koristi se fluks-gradijent shema za parametrizaciju turbulentnih tokova:

$$\overline{w'\theta'} = -K_\theta \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z},\ \overline{w'u'} = -K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z},\ \overline{w'v'} = -K_m \frac{\partial \overline{v}}{\partial z} \tag{3}$$

K_θ - koeficijent turbulentne difuzije za toplinu

K_m - koeficijent turbulentne difuzije za količinu gibanja

Ovakav se način prikaza još naziva zatvaranje 1. reda.
I dok je molekularno miješanje funkcija fluida (ovisi o vrsti fluida), turbulentno miješanje je funkcija strujanja, tj. K_θ, K_m nisu konstante u prostoru i vremenu.

Također $\overline{w'\theta'} < 0$ za $\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} > 0$ odnosno $\overline{w'\theta'} > 0$ za $\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} < 0$.

Uvrštavanjem (3) u (2) $\Rightarrow$

$$R_f = K_\theta \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} \Big/ K_m \left[\left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \overline{v}}{\partial z} \right)^2 \right] =$$

$$= \frac{K_\theta}{K_m} \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} \Big/ \left[\left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \overline{v}}{\partial z} \right)^2 \right] = \frac{K_\theta}{K_m} R_i = P_r^{-1} \cdot R_i \tag{4}$$

gdje je Ri gradijent Richardsonov broj, a P_r^{-1} inverzni Prandtlov turbulentni broj.

$$R_i = \frac{g}{\theta_0}\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z}\Bigg/\left[\left(\frac{\partial\overline{u}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}\right)^2\right] \tag{5}$$

Ri očito ovisi o predznaku $\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z}$:

- Ri>0 za $\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z}$>0 STATIČKI STABILNO
- Ri=0 za $\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z}$=0 STATIČKI NEUTRALNO
- Ri<0 za $\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z}$<0 STATIČKI NESTABILNO

Teorijska kritična vrijednost Richardsonovog broja je 0.25, npr. Dutton (1976). Supstitucijom gradijenata konačnim razlikama Ri ima oblik:

$$R_i = \frac{g(z_j - z_{j-1})}{\overline{\theta}}\frac{\theta_j - \theta_{j-1}}{(u_j - u_{j-1})^2 + (v_j - v_{j-1})^2} \tag{6}$$

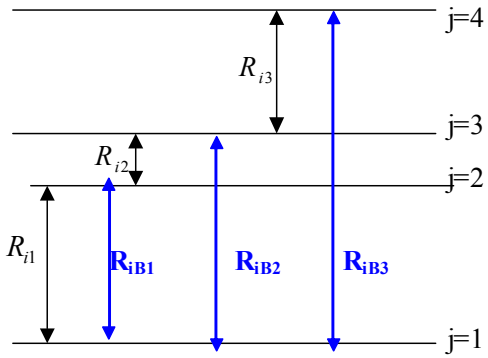
U praksi se često koristi integralni (*bulk*) Richardsonov broj npr. Mahrt (1981), Geleyn (1987), Troen i Mahrt (1986), Sørensen i sur. (1996), Siebert i sur. (2000), Gryning i Batchvarova (2002 a, b), Zilitinkevich i Baklanov (2002) i dr.:

$$R_{iB} = \frac{g(z_j - z_1)}{\overline{\theta}}\frac{\theta_j - \theta_1}{(\Delta u_j)^2 + (\Delta v_j)^2} \qquad \text{j = 2,..., 37 su nivoi proračuna} \tag{7}$$

U praktičnoj upotrebi nalaze se obje formulacije Richardsonovog broja Ri i Ri_B i na slici 5 shematski su prikazane ove metode proračuna. Očito je da je Ri broj vrlo osjetljiv na male fluktuacije u profilu te može doći do podcjenjivanja u proračunu H.

Glavni razlog za praktičnu upotrebu (7) je u samoj definiciji H koja je integralno svojstvo i povezuje procese koji se odvijaju na površini sa procesima na visini, stoga mora obuhvaćati nelokalne efekte. Površina se smatra glavnim izvorom turbulencije sa tokovima produciranim površinskim zračenjem topline i trenjem. Kada računamo H

zapravo određujemo visinu sloja koji se nalazi pod direktnim utjecajem površine i stoga Ri_B nema lokalni karakter.



Slika 5. Shematski prikaz proračuna metodom gradijent Richardsonovog broja, Ri (jedn. (6)), i metodom integralnog Richardsonovog broja, Ri_B (jedn. (7)).

2.4. Holzworth metoda i metoda diskontinuiteta

Kako bi se osigurala objektivnost rezultata Ri_{Bc} primjenjivih u urbanim područjima korištene su dodatne metode za proračun H iz radiosondažnih mjerenja u KGS-u i SGS-u. Za proračun H u KGS-u korištena je Holzworth (1964, 1967) metoda. Osnovna ideja ove metode je da se slijedi krivulja suhe adijabate od izmjerene ili prognozirane površinske maksimalne temperature do njenog sjecišta sa temperaturnim profilom radiosondaže.

Budući da ova metoda nije primjenjiva u SGS-u, H je iz sondaža u 00 UTC određena subjektivno metodom diskontinuiteta vertikalnih profila temperature i vjetra. Tako je H visina najnižeg diskontinuiteta u temperaturnom profilu (Hanna, 1969), te iz profila vjetra H je gornja granica sloja signifikantnog smicanja vjetra (Kitaigorodskii i Joffre, 1988).

3. ULAZNI PODACI

Visina sloja miješanja određena je na temelju jednogodišnjeg (10.04.2003.-10.04.2004.) niza radiosondažnih mjerenja u Zagrebu kao i iz vertikalnih prognostičkih profila pseudo-tempa NPM-a ALADIN za točku mreže najbližu radiosondažnoj postaji Zagreb-Maksimir. Mjerenja se obavljaju u urbanom području te pronalaženje optimalne kritične vrijednosti $Ri_{Bc_sondaža}$ na temelju tih podataka pokazuje urbane efekte u AGS-u. Budući da radiosondaže imaju slabu prostornu i vremensku rezoluciju, često se kao alternativni izvor podataka koriste NPM-i kako bi se omogućio adekvatni ulazni niz u razne disperzijske modele. Izrazito je važno izvršiti verifikaciju modela i pronaći optimalne kritične vrijednosti integralnog Richardsonovog broja Ri_{Bc_ALADIN} čime bi se uvidjelo koliko dobro model obuhvaća urbane efekte te utvrditi pod kojim uvjetima se može proračunavati H metodom Ri_B broja. Pri tome treba imati na umu da mjerenja imaju određena ograničenja i pogreške (npr. točnost, reprezentativnost, rezolucija), a modeli su ograničeni svojim osnovnim pretpostavkama rezolucijom i parametrizacijama.

3.1. Numerički prognostički model ALADIN

Projekt ALADIN predložio je Météo-France, 1990. kao oblik međunarodne suradnje meteoroloških službi centralne i istočne Europe (Geleyn i sur. 1992) u području NPM-a koji su prognostički materijali suvremene meteorologije. ALADIN je spektralni hidrostatski NPM ograničenog područja za kratkoročnu 48-satnu prognozu. Primitivne prognostičke jednadžbe rješavaju se za komponente vjetra, temperaturu, specifičnu vlažnost i površinski tlak uz pomoć semi-implicitne, semi-lagrangeovske integracijske sheme u dva vremenska koraka.

Početni i rubni uvjeti za ALADIN na LACE (Limited Area model for Central Europe) domeni dobivaju se interpolacijom iz analize i prognoze globalnog modela Action Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE), (npr. Marku i Fischer, 1999). Za vrijeme integracije modela meteorološka polja se prilagođavaju na lokalne (površinske)

visoko rezolucijske karakteristike. Spektralni model s primitivnim jednadžbama koristi dvodimenzionalne Fourierove redove. Metode digitalne filtracijske inicijalizacije koriste se kako bi se odstranili visokofrekventni uzgonski valovi. Fizikalne parametrizacije uključuju parametrizaciju vertikalne difuzije (Louis i sur. 1981) sa plitkom konvekcijom (Geleyn, 1987), turbulencije, mikrofizike, međudjelovanja tla i atmosfere itd.
U neutralnom PS-u (donjih 10% od H) turbulencija je parametrizirana konstantnim turbulentnim tokovima u prvih nekoliko metara od tla. Slučajevi kada je PS stabilan ili nestabilan izvode se iz neutralnog PS-a pomoću Monin-Obukhovljeve teorije sličnosti. Međusobno su povezani numerički proračunatim funkcijama (Louis, 1979; Louis i sur. 1981). Iznad PS-a, turbulentni fluksevi se proračunavaju kao difuzijski fluksevi pomoću K-teorije (turbulentni fluksevi su proporcionalni lokalnim gradijentima srednjeg polja). Kako bi se održao kontinuitet sa površinskim fluksevima predpostavlja se ovisnost K o stabilnosti (Louis, 1979; Louis i sur. 1981).

U operativnoj verziji modela koji je korišten u ovom radu nije bila uključena nikakva specifična shema za urbanu parametrizaciju iako sam model ima povećanu površinsku hrapavost nad urbanim područjima.
Hrvatska domena ima 127 točaka u zonalnom (x) i 109 točaka u meridijalnom (y) smjeru (sa zonom ekstenzije 144×120) sa 8 km rezolucijom u oba smjera. Model ALADIN rješava spomenute prognostičke jednadžbe na hibridnoj η koordinati (Simmons i Burridge, 1981) iz čega slijedi da visine nivoa nisu konstantne. Vertikalna rezolucija nije konstantna i nivoi se prosječno nalaze na visinama: 17 m, 65 m, 143 m, 251 m,....., 1673 m, 1977 m, 2306 m itd. Prostorne razlike među nivoima rastu sa visinom što rezultira sa većom prostornom rezolucijom pri tlu. Ove karakteristike modela opisane su u radu Ivatek-Šahdan i Tudor (2004) uključujući i vrlo efikasnu dinamičku adaptaciju polja vjetra (Žagar i Rakovec, 1999).

3.2. Radiosondažni podaci

Radiosondažna mjerenja se u Hrvatskoj obavljaju se dva puta dnevno u 12 i 00 UTC u Zagrebu i Zadru. Ova mjerenja su dio globalne meteorološke mreže koju koordinira WMO (World Meteorological Organisation) tj. Svjetska meteorološka organizacija. Radiosondaže mjere sve osnovne atmosferske varijable od interesa (tlak, vlažnost, temperaturu te brzinu i smjer vjetra) duž cijelog vertikalnog profila, no uglavnom se pohranjuju i čuvaju samo mjerenja na standardnim nivoima tlaka i signifikantnim nivoima temperature i vjetra.

Podaci se mjere svakih 10 sekundi u prvih 5 minuta, svakih 30 sekundi u slijedećih 15 minuta i svakih 1 minutu do kraja sondaže. Prosječna brzina dizanja sonde je 5 m/s. Kako sonda prolazi kroz AGS duž krivulje puta unutar nekoliko minuta osigurava 'fotografski' profil što može biti ograničavajući faktor u proračunu H (npr. Parlange i Brutseart, 1989). Također ako je vremenski korak mjerenja predug neke se jake promjene u profilu mogu umjetno izgladiti. Velike razlike mogu se pojaviti između H proračuntih iz radiosondaža i stvarnog turbulentnog sloja naročito u neutralnim i stabilnim uvjetima. Nadalje, pogreška u radiosondažnim mjerenjima sadrži dvije komponente: a) sondaže uključuju i horizontalnu strukturu b) sondaže su skoro trenutne te zbog toga podliježu slučajnim pogreškama zbog fluktuacija koje uzrokuju turbulentni vrtlozi. Kontaminacija sondaža horizontalnom strukturom može biti signifikantna u urbanim područjima gdje upravo horizontalni gradijenti zbog površinske heterogenosti mogu biti značajni.

Za proračun H korištena su mjerenja na standardnim i signifikantnim nivoima. Kako bi koristili temperaturu, vjetar i visinu na svim nivoma izvršena je jednostavna linearna interpolacija po visini između nivoa. Uzmemo li da je nivo x na koji je potrebno izvršiti interpolaciju potencijalne temperature između nivoa 1 i 2 na kojima imamo mjerenja, slijedi:

$$\theta_x = \theta_1 - (\theta_1 - \theta_2) \cdot \frac{p_1 - p_x}{p_1 - p_2}, \tag{8}$$

jednadžba (8) predpostavlja da su vertikalni gradijenti prikazani konačnim razlikama između nivoa 1 i x, te 1 i 2 jednaki, odnosno:

$$\frac{\Delta\theta_{12}}{\Delta p_{12}} \approx \frac{\Delta\theta_{1x}}{\Delta p_{1x}}. \tag{9}$$

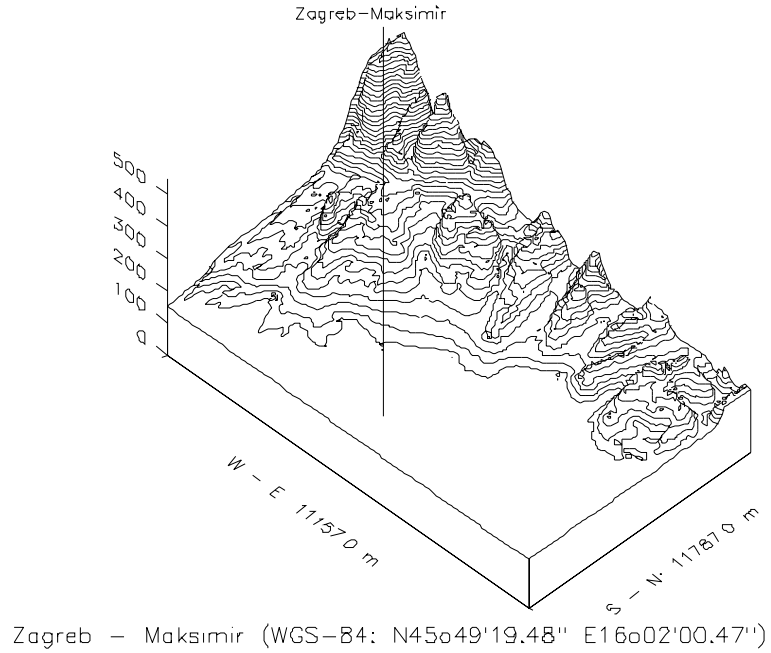
Točnost jednadžbe (9) raste kako $\Delta p \to 0$. Mjerenja imaju tipičnu rezoluciju od 100 do 1000 m, te se točnost proračuna H može izraziti:

$$H = H_{prora;unata} \pm \frac{\Delta z}{2} \tag{10}$$

gdje je Δz rezolucija sa približnim vrijednostima od 50 m za prvih 5 min mjerenja, 150 u slijedećih 15 min te oko 300 m do kraja puta sonde. Samim time pogreške su nominalno manje u nižim nivoima, < 150 m. Signifikantni nivoi izdvojeni su iz mjerenja ukoliko vertikalni profil temperature ili relativne vlažnosti odstupa značajno od pravca. Drugim riječima, temperatura i relativna vlažnost mogu se uzeti da variraju linearno sa visinom između signifikantnih nivoa. Dakle, podaci na standardnim i signifikantnim nivoima su prihvatljivi u proračunu H. No, za niske H uvijek postoji velika nesigurnost u njihovom određivanju (npr. Grisogono i sur. 1998; Mahrt, 1998), te bi se također mogle koristiti i tzv. 'sirove' sondaže koje imaju veću rezoluciju.

3.3. Urbano Zagrebačko područje

Radiosondažna mjerenja obavljaju se u Zagrebu od 1956. kada je okoliš bio uglavnom ruralan sa urbanim centrom na zapadu. Zbog urbanizacije i razvoja grada u posljednih 50 godina danas je to područje urbano sa tvornicama, zgradama, obiteljskim kućama. Prema snimanju terena koje je napravljeno 26.1.1995. (Bajić i sur. 1996) dan je opis lokacije. Teren je ravan, a sa sjeverozapadne strane su obronci Medvednice na udaljenosti 2-3 km visine 300-500 m, Sljeme visine približno 1 km je udaljeno 10 km od postaje (slika 6).



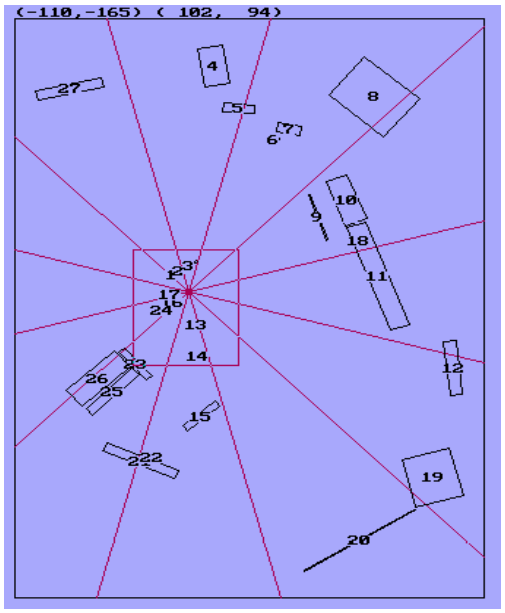
Slika 6. Topografija oko postaje Zagreb Maksimir (Bajić i sur. 1996)

Oko postaje snimljeno je 27 objekata. Postaja je smještena u urbanoj sredini u istočnom dijelu grada. U neposrednoj blizini sa zapadne strane 30 m od anemografa su tenis tereni i zgrade visine 4-7 m (slika 7). Na jugozapadu se nalazi kompleks zgrada tvornice Kraš visine 20-30 m na udaljenosti 200-250 m. Zgrada opservatorija je udaljena 70 m prema jugu. Iza nje se nalaze obiteljske kuće i drveće udaljeno 400 m. Na jugoistoku je tvornica DTR i drveće udaljeno 600-650 m. Na sjeveroistočnoj strani su zgrade Auto-Dubrave

visine 40-45 m udaljene 350-400 m i obiteljske kuće udaljene 500 m. Na sjeveru je zgrada bolnice i crkva na udaljenosti 400-500 m visine 15-20 m. Na sjeverozapadu su zgrade Agronomskog fakulteta i drveće udaljeno 500 m. Na sjeverozapadno-zapadnoj strani nalazi se park Maksimir.

Prema tome, blizina tenis terena i okolnih zgrada na zapadu kao i visoke prepreke na jugozapadu utječu na strujanje zraka i od 20-47% smanjuju brzinu vjetra procjenjeno modelom WA^SP (Mortensen i sur. 1993) u studiji (Bajić i sur. 1996). Medvednica također modificira vjetar iz sjeverozapadnih i sjeveroistočnih smjerova.

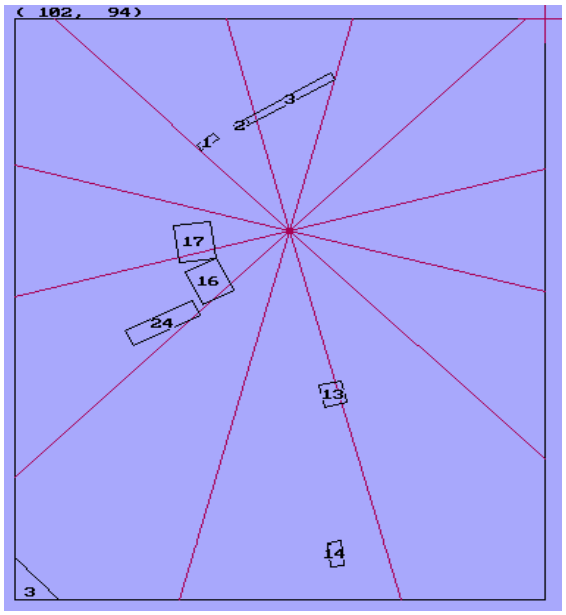
a)



1295 m

944 m

b)



259 m

212 m

1 i **2** – drvo,
3 – drveće,
4 - zgrada bolnice,
5 – crkva,
6 - zgrada Crvenog križa,
7 –zgrada,
8 - kvart obiteljskih kuća,
9 - drvored ispred Auto-Dubrave,
10 - zgrada Auto-Dubrave,
11 - niža zgrada Auto-Dubrave,
12 - remiza tramvaja,
13 - zgrada Opservatorija,
14 - mala zgrada u kojoj se čuva vodik,
15 – zgrada,
16 - tenis tereni,
17 - zgrada uz tenis terene,
18 - dimnjak na zgradi Auto-Dubrave,
19 - zgrada DTR,
20 – drveće,
21 - kvart obiteljskih kuća,
22 – jablanovi,
23 - mala zgrada ispred Kraša - diskont,
24 - tenis tereni,
25 - viša zgrada Kraša,
26 - niža zgrada Kraša,
27 - agronomski fakultet.

Slika 7. Položaj objekata u blizini anemografa u Zagreb Maksimiru na površini oko anemografa a) 944 m×1295 m i b) 212 m×259 m [Prema Bajić i sur. (1996)].

Proračunata površinska hrapavost ovog područja od nekoliko km^2 prema Wind Atlas Analysis and Application Program WA^{S}P-User's Guide (Mortensen i sur. 1993) je $0.8 \leq z_0 \leq 1$ m.

3.4. Algoritam proračuna visine sloja miješanja

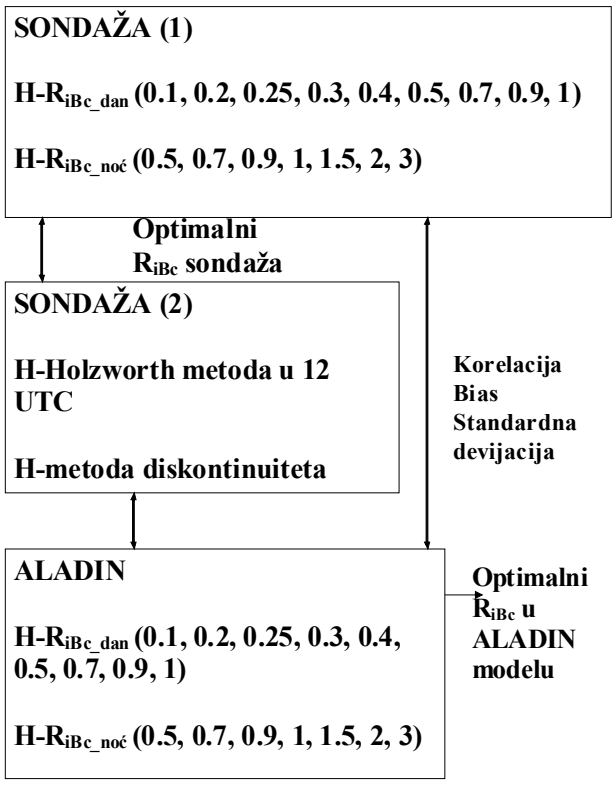
Satne vrijednosti H proračunate su pomoću jednadžbe (7) tako što se Ri_B računao na svim nivoima modela, za svako pokretanje modela u analiziranom razdoblju za Zagreb-Maksimir, Hrvatska. Proračunata dvodimenzionalna polja $Ri_B(z,t)$ uspoređivana su sa Ri_{Bc} počevši od prvog nivoa modela prema višim nivoima sve dok nije ispunjen uvjet $Ri_B (z_j, t) \geq Ri_{Bc.}$

Upravo se nivo z_j uzima kao H (t). Vremenski niz visina sloja miješanja, H(t) određen je istim postupkom za t= 0, 1, 2, 3,....,48 h izlaza modela.

Za isto razdoblje, na istoj lokaciji H je također određena iz radiosondažnih podataka u 00 i 12 UTC. Za mjerene i prognozirane podatke korišteni su isti kritični uvjeti koji su se samo razlikovali za KGS i SGS. Tako su u dnevnim uvjetima H proračunate uz uvjete Ri_{Bc} = 0.1, 0.2, 0.25, 0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 0.9 i 1, a za noć korištene su Ri_{Bc} = 0.5, 0.7, 0.9, 1, 1.5, 2 i 3.

Osim metodom integralnog Richardsonovog broja H je iz radiosondažnih podataka proračunata i Holzworth metodom (1964, 1967) u 12 UTC, te subjektivno iz vertikalnih profila vjetra (Kitaigorodskii i Joffre, 1988) i temperature (Hanna, 1969) za 00 UTC tzv. metodom diskontinuiteta.

Konačno su svi proračunati nizovi vrijednosti od H međusobno korelirani, te su određene njihove standardne devijacije i odstupanja (Pavlić, 1988). Ovakav postupak, shematski prikazan na slici 8, omogućuje određivanje optimalne 'mjerene' i modelirane Ri_{Bc} vrijednosti u urbanom području u KGS-u i SGS-u.



Slika 8. Shematski prikaz algoritma proračuna H iz sondaža i iz ALADIN modela, prikazane su metode i kritični uvjeti primjenjeni na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.

4. REZULTATI I DISKUSIJA

4.1. Verifikacija visine atmosferskog graničnog sloja pomoću raznih vrijednosti kritičnog integralnog Richardsonovog broja

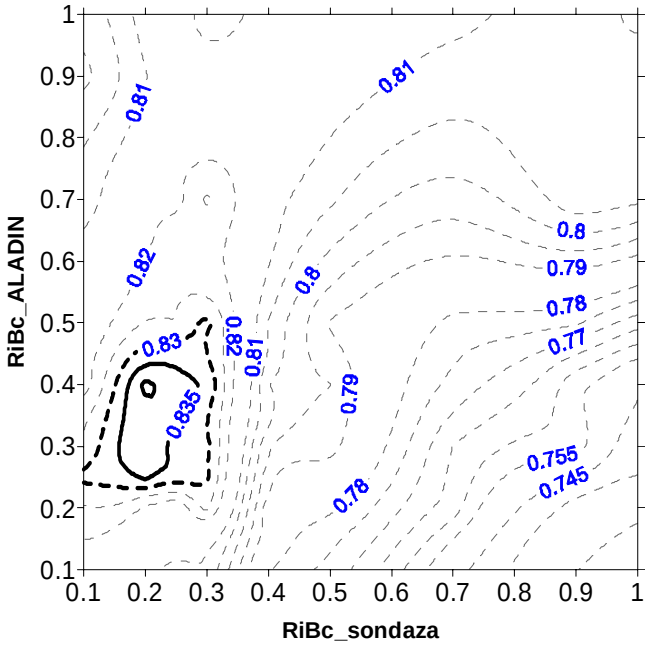
Traženje optimalne vrijednosti od Ri_{Bc} nije jednostavan zadatak. Prethodne studije i znanstveni radovi koriste različite vrijednosti za razne izvore podataka (sondaže ili NPM), za različite hrapavosti terena (urbana ili ruralna područja), ali također i za KGS i SGS. Iz ovih rezultata slijedi da Ri_{Bc} može varirati, no pitanje je koliko i pod kojim uvjetima? Osnovni cilj je pronaći najpovoljniji Ri_{Bc} za urbano područje $Ri_{Bc_sondaža}$ primjenom integralne Richardsonove metode na radio sondažne podatke, odnosno Ri_{Bc_ALADIN} primjenom na NPM podatke.

Proračunati su koeficijenti korelacije, standardne devijacije i odstupanja između nizova vrijednosti od H određenih iz sondaža i iz modela uz različite vrijednosti Ri_{Bc}.

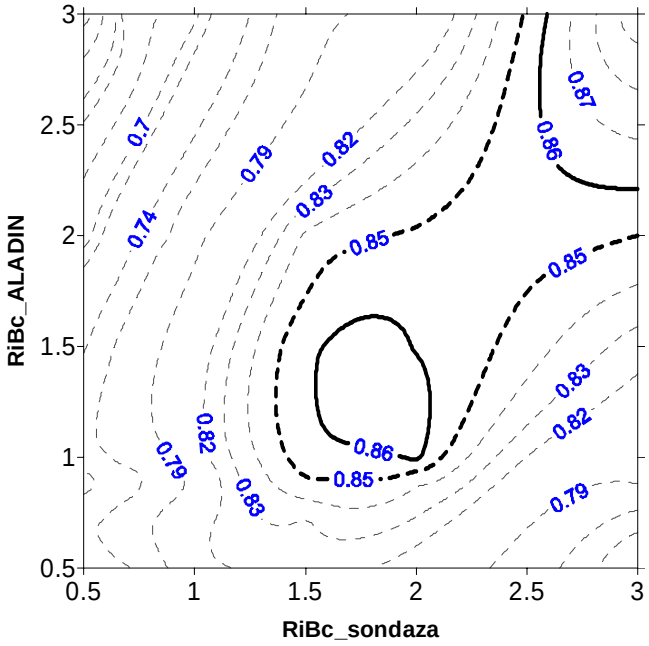
Na slici 9 prikazani su dnevni, a na slici 10 noćni koeficijenti korelacije. Optimalne dnevne vrijednosti Ri_{Bc} prema području najviših vrijednosti koeficijenta korelacije za sondaže nalaze se u intervalu $0.2 \leq Ri_{Bc_sondaža} \leq 0.3$, a za model $0.2 < Ri_{Bc_ALADIN} < 0.5$. Prema ovim rezultatima ALADIN podcjenjuje $H_{sondaža}$, zbog čega maksimalnim vrijednostima koeficijenta korelacije odgovaraju niže vrijednosti $Ri_{Bc_sondaža}$ uz odgovarajuće više vrijednosti od Ri_{Bc_ALADIN}. No, svakako je i izbor više vrijednosti u ALADIN-u ograničen što je dobro prikazano na slici 9. Za $Ri_{Bc_ALADIN} < 0.7$, korelacija opada sa porastom $Ri_{Bc_sondaža}$ prema 1. Ali za $Ri_{Bc_ALADIN} \geq 0.7$ korelacije su neosjetljive na vrijednosti od $Ri_{Bc_sondaža}$ i imaju približno konstantnu vrijednost od 0.81. Optimalne noćne vrijednosti nalaze se u intervalu $1.5 < Ri_{Bc_sondaža} \leq 2$ za mjerenja, i $1 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 1.5$ za model.

Dijagrami raspršenja između $H_{sondaža}$ i H_{ALADIN} za $Ri_{Bc_sondaža}$ i Ri_{Bc_ALADIN} koji imaju maksimalni koeficijent korelacije prikazani su na slici 11 za dnevne, konvektivne uvjete te na slici 12 za noć. Za KGS maksimalni koeficijent korelacije je $r_{KGS}=0.84$ za

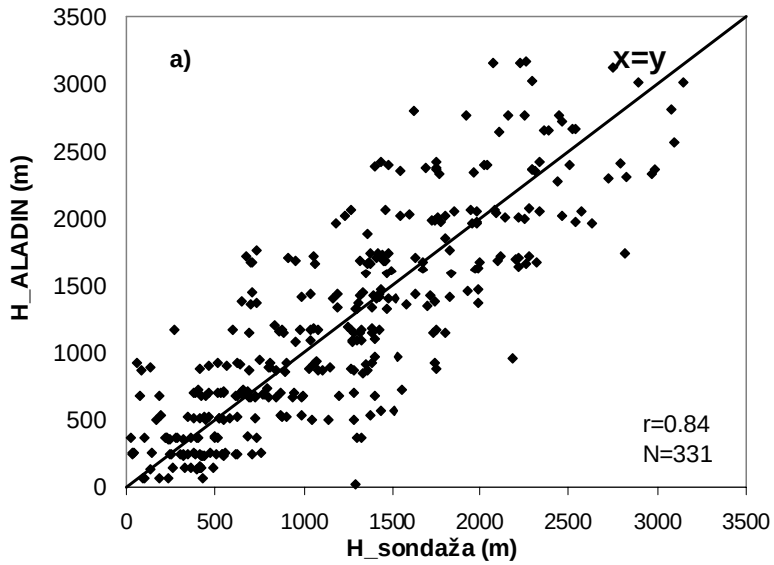
$(Ri_{Bc_sondaža}, Ri_{Bc_ALADIN})_{dan}$ = (0.2, 0.4), i za SGS r_{SGS}=0.86 za $(Ri_{Bc_sondaža}, Ri_{Bc_ALADIN})_{noć}$ = (1.5, 1.5).



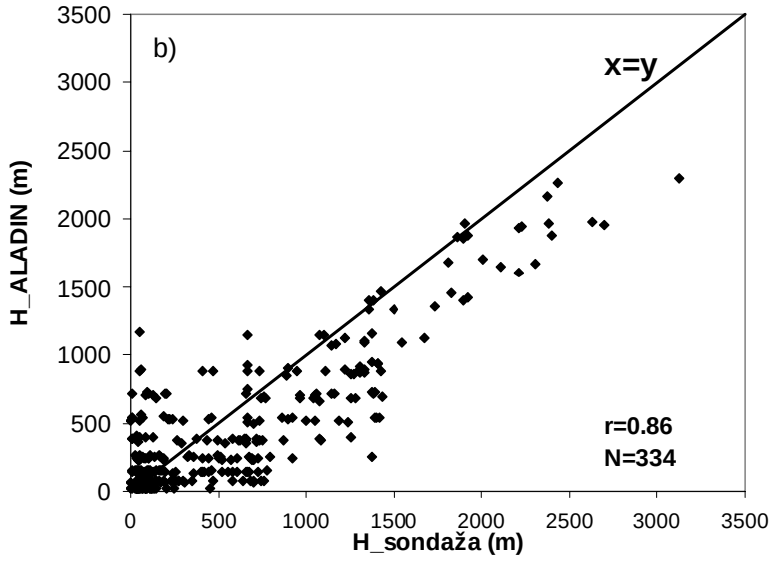
Slika 9. Koeficijenti korelacije između $H_{sondaža}$ i H_{ALADIN} proračunati uz različite Ri_{Bc} u 12 UTC na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.



Slika 10. Koeficijenti korelacije između $H_{sondaža}$ i H_{ALADIN} proračunati uz različite Ri_{Bc} u 00 UTC na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.

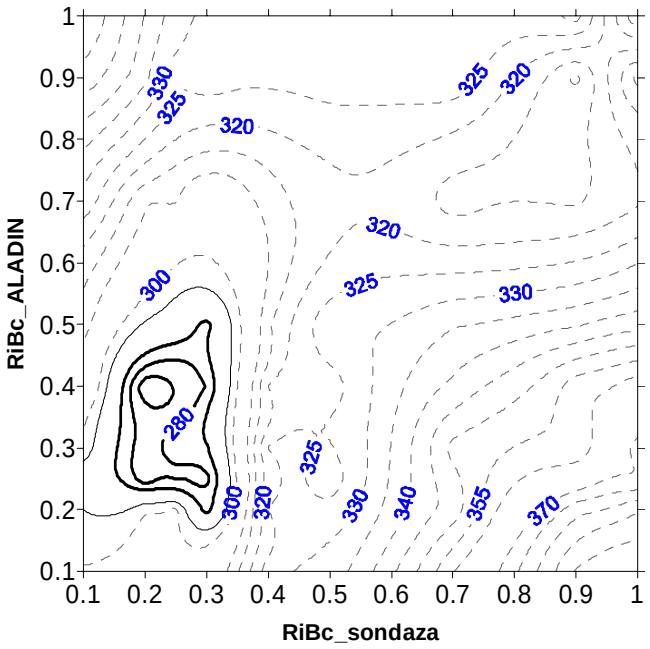


Slika 11. Dijagram raspršenja između $H_{sondaža}$ i H_{ALADIN} u 12 UTC uz optimalni dnevni kritični uvjet $(Ri_{Bc_sondaža}, Ri_{Bc_ALADIN})_{dan}$ = (0.2, 0.4) na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.

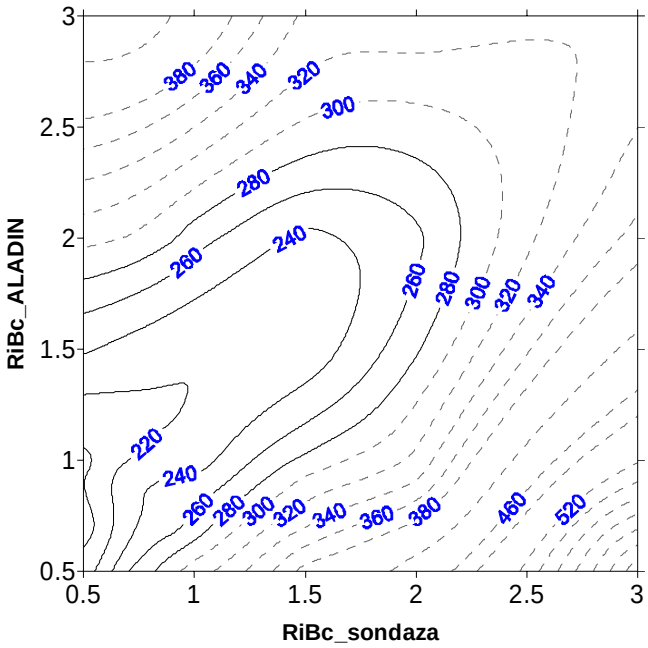


Slika 12. Dijagram raspršenja između $H_{sondaža}$ i H_{ALADIN} u 00 UTC uz optimalni noćni kritični uvjet $(Ri_{Bc_sondaža}, Ri_{Bc_ALADIN})_{noć}$ = (1.5, 1.5) na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.

Kako bi odredili najbolju kombinaciju kritičnih vrijednosti također trebamo uzeti u obzir standardne devijacije i odstupanja. Za kombinaciju ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN}) koja ima najviše vrijednosti koeficijenta korelacije logično je očekivati male standardne devijacije i odstupanje. Standardne devijacije razlika $\Delta H = H_{sondaža} - H_{ALADIN}$ prikazane su na Slici 13 za dan te na Slici 14 za noć. Slika 13 potvrđuje da za ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN}) $_{dan}$= (0.2, 0.4) imamo minimum koji iznosi 271.5 m. Standardna devijacija za noć za ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN}) $_{noć}$= (1.5, 1.5) je 227.5 m. Minimalna standardna devijacija dobija se za interval $0.5 \leq Ri_{Bc} < 2.5$, i za sondaže i za model.

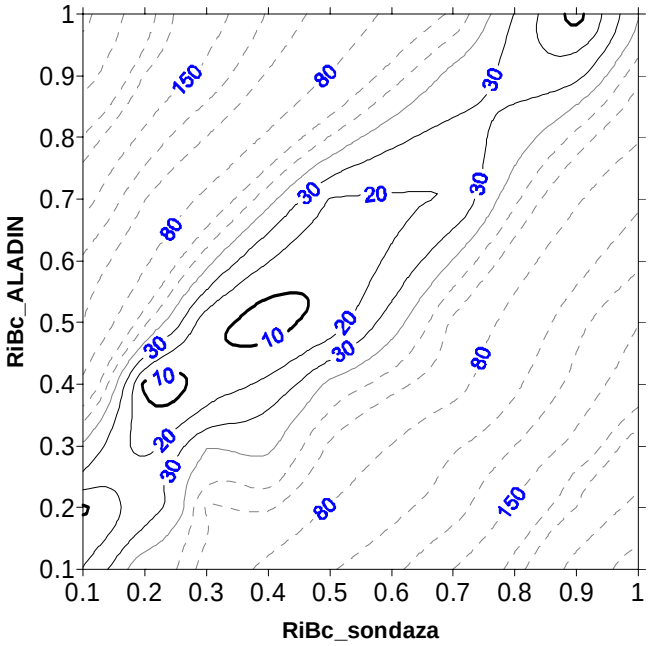


Slika 13. Standardne devijacije razlika $\Delta H = |H_{sondaza} - H_{ALADIN}|$ u metrima za 12 UTC na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.

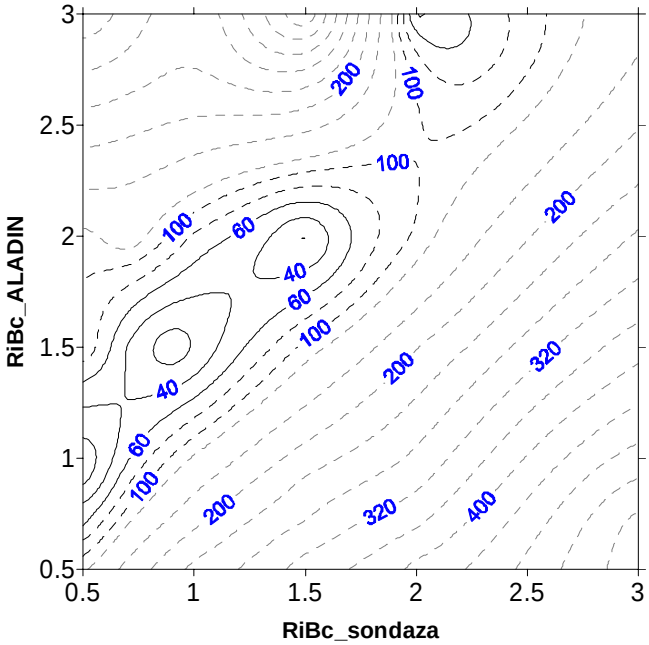


Slika 14. Standardne devijacije razlika $\Delta H = \left| H_{sondaza} - H_{ALADIN} \right|$ u metrima za 00 UTC na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.

Apsolutna vrijednost odstupanja, $\left| BIAS \right| = \left| \overline{H}_{sondaža} - \overline{H}_{ALADIN} \right|$, prikazana je za dan na Slici 15 i za noć na Slici 16. U KGS-u minimalno apsolutno odstupanje imamo za $0.2 \leq Ri_{Bc_sondaža} < 0.5$, i $0.3 < Ri_{Bc_ALADIN} < 0.6$. Nadalje je to odstupanje u SGS-u najmanje za $0.5 < Ri_{Bc_sondaža} < 2$, and $1 < Ri_{Bc_ALADIN} < 2$. Ovi rezultati potvrđuju dobar odabir Ri_{Bc_ALADIN} i $Ri_{Bc_sondaža}$.



Slika 15. Apsolutno odstupanje, $|BIAS| = |\overline{H}_{sondaza} - \overline{H}_{ALADIN}|$ u metrima za 12 UTC na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.



Slika 16. Apsolutno odstupanje, $|BIAS| = |\overline{H}_{sondaza} - \overline{H}_{ALADIN}|$ u metrima za 00 UTC na skupu podataka od 10.04.2003.-10.04.2004. u Zagrebu.

Kao što smo i pretpostavili, maksimalnom koeficijentu korelacije odgovaraju minimalna standardna devijacija i odstupanje. Na temelju ovih rezultata koji su prikazani na slikama od 9-16 može se donjeti odluka o optimalnoj vrijednosti Ri_{Bc}. To su u KGS-u ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN}) $_{dan}$= (0.2, 0.4), a SGS-u ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN}) $_{noć}$= (1.5, 1.5).

4.1.1. Sezonska analiza urbane visine atmosferskog graničnog sloja

Sezonska varijabilnost od H zanimljiv je podatak. Za analizirani jednogodišnji skup podataka proračunate su sezonske srednje vrijednosti, koeficijenti korelacije, odstupanja i standardna devijacije za Zagreb. Vrijednosti su dane posebno za 12 UTC uz optimalne kritične vrijednosti ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN}) $_{dan}$= (0.2, 0.4) u Tablici 1 i za 00 UTC uz ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN}) $_{noć}$= (1.5, 1.5) u Tablici 2.

Statističke vrijednosti u 12 UTC su realne i očekivane sa višim srednjim H u toplijem dijelu godine. Uz ($Ri_{Bc_sondaža}$, Ri_{Bc_ALADIN})$_{dan}$ = (0.2, 0.4) model prema vrijednostima odstupanja precjenjuje $H_{_sondaža}$, te bi se za Ri_{Bc_ALADIN} u toplijem dijelu godine mogla uzeti i niža vrijednost od 0.4 iz optimalnog intervala $0.2 < Ri_{Bc_ALADIN} < 0.5$.

U 00 UTC se srednje H proračunate iz mjerenja znatno ističu zimi kada $\overline{H}_{sondaža}$ iznosi 716 m, te bi se ovo također trebalo dodatno istražiti. Nasuprot tome ljetni srednjaci izrazito su mali. Sva odstupanja su pozitivna što pokazuje da model izrazito podcjenjuje H u 00 UTC u svim sezonama.

Tablica 1. Statističke vrijednosti od H u 12 UTC po sezonama i za godinu proračunate iz mjerenja i iz ALADIN modela na temelju podataka 10.04.2003-10.04.2004 za Zagreb

	proljeće	**ljeto**	**jesen**	**zima**	**godina**
$\overline{H}$ **sondaža (m)**	1611.1	1710.2	768.8	807.7	1205.5
$\overline{H}$ **ALADIN (m)**	1779.8	1724.7	724.3	717.8	1212.8
Koeficijent korelacije (m)	0.77	0.67	0.74	0.81	0.84
Odstupanje (m)	-168.7	-14.5	44.5	89.9	-7.3
Standardna devijacija (m)	298.0	297.3	232.7	227.2	271.5

Tablica 2. Statističke vrijednosti od H u 00 UTC po sezonama i za godinu proračunate iz mjerenja i iz ALADIN modela na temelju podataka 10.04.2003-10.04.2004 za Zagreb

	proljeće	**ljeto**	**jesen**	**zima**	**godina**
$\overline{H}$ **sondaža (m)**	550.7	379.2	576.7	716.6	555.7
$\overline{H}$ **ALADIN (m)**	433.2	295.2	472.8	591.3	448.2
Koeficijent korelacije (m)	0.88	0.80	0.81	0.89	0.86
Odstupanje (m)	117.5	83.98	103.9	125.3	107.5
Standardna devijacija (m)	232.4	235.0	225.1	215.0	227.5

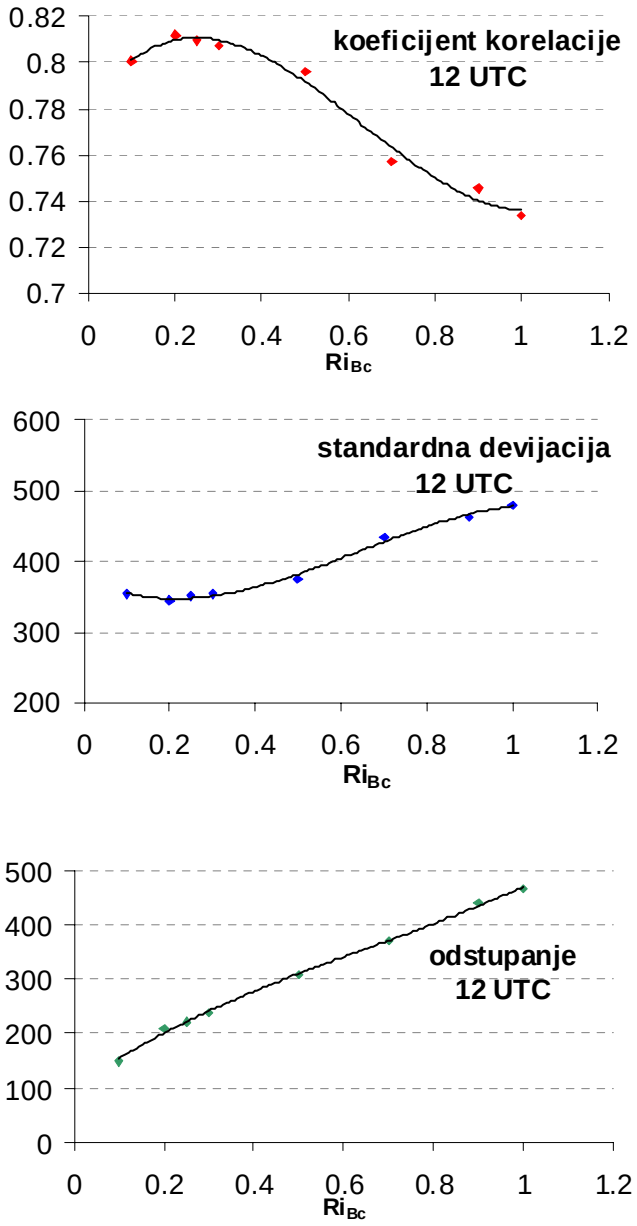
4.2. Holzworth metoda i subjektivno određivanje visine atmosferskog graničnog sloja

Kako bi potvrdili rezultate dobivene Ri_B metodom te se uvjerili da nije došlo do međusobne prilagodbe u pogreškama između skupa mjerenih i modeliranih rezultata korištene su dodatne, neovisne metode za proračun H iz radiosondažnih mjerenja u 12 UTC Holzworth metodom (1964, 1967), te u 00 UTC iz vertikalnih profila vjetra (Kitaigorodskii i Joffre, 1988) i temperature (Hanna, 1969).
Dobivene $H_{Holzworth}$ korelirane su sa H_{ALADIN} i $H_{sondaža}$ proračunate metodom integralnog Richardsonovog broja uz različite Ri_{Bc} vrijednosti. Cilj je pronaći maksimalni koeficijent korelacije i minimalnu standardnu devijaciju i odstupanje između $H_{Holzworth}$ i H_{ALADIN}, odnosno $H_{Holzworth}$ i $H_{sondaža}$. Rezultati za $H_{Holzworth}$ i $H_{sondaža}$ u 12 UTC prikazani su na slici 17, a za 00 UTC na slici 18.

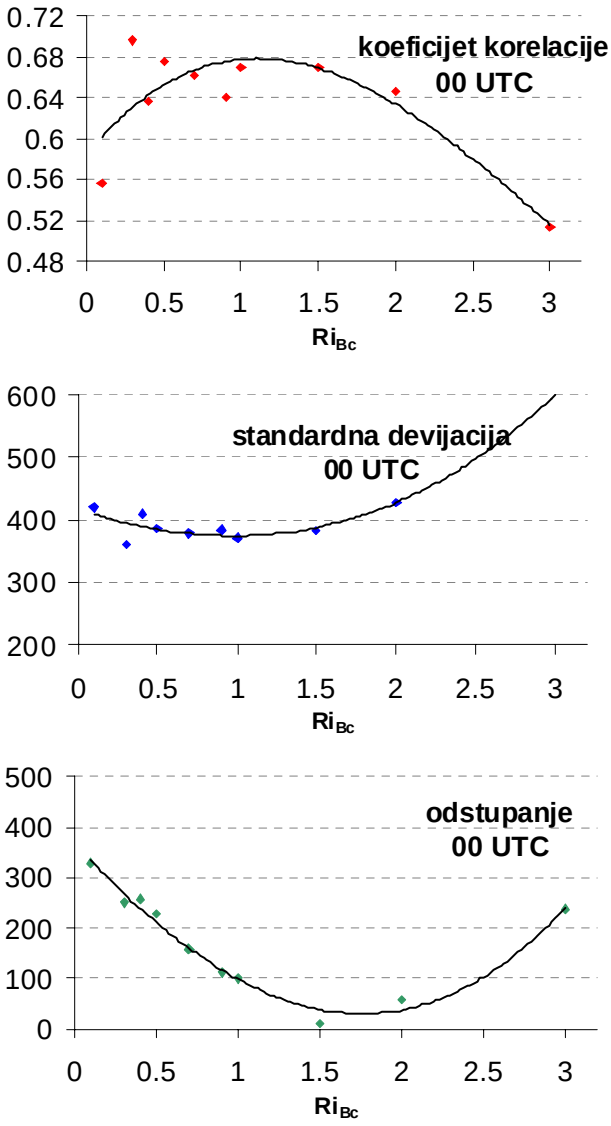
Za mjerenja u KGS-u vidimo iz slike 17 da se maksimalna korelacija dobija za interval $0.1 \leq Ri_{Bc_sondaža} \leq 0.3$. Ovaj rezultat se može usporediti sa slikom 9. Optimalna vrijednost $Ri_{Bc_sondaža}$ je jednaka prethodnim rezultatima. Potvrđen je zaključak da u konvektivnim uvjetima $Ri_{Bc_sondaža}$ ne odstupa značajno od teorijske vrijednosti 0.25 čak ni u urbanim područjima. Kada procesi uzgona dominiraju u generaciji turbulencije drugi utjecaji na Ri_{Bc} ne pridonose u procjeni H. U stabilnim uvjetima, slika 18, najbolji se rezultati postižu za $0.7 \leq Ri_{Bc_sondaža} \leq 2$ čime je pomak prema višim kritičnim vrijednostima u stabilnim uvjetima potvrđen. Optimalna vrijednost u SGS-u je $Ri_{Bc_sondaža}=1.5$ što odgovara rezultatima na slici 10, a pripadajuće odstupanje iznosi samo 13.2 m.

Za modelirane vrijednosti u KGS-u rezultati su na slici 19 potvrđujući dva važna zaključka do kojih se došlo na temelju rezultata Ri_B metode (slika 11), a to su: potreba za višim Ri_{Bc} u NPM-u, ovdje $0.4 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 0.7$, i značajni pad koeficijenta korelacije za $Ri_{Bc_ALADIN} > 0.7$. Usporedbom rezultata na slici 11 i slici 19 može se uočiti da je sada korelacija manja i manje osjetljiva za podatke NPM-a što je posljedica upotrebe različitih metodologija (metode integralnog Richardsonovog broja i Holzworth metode) u proračunu H.

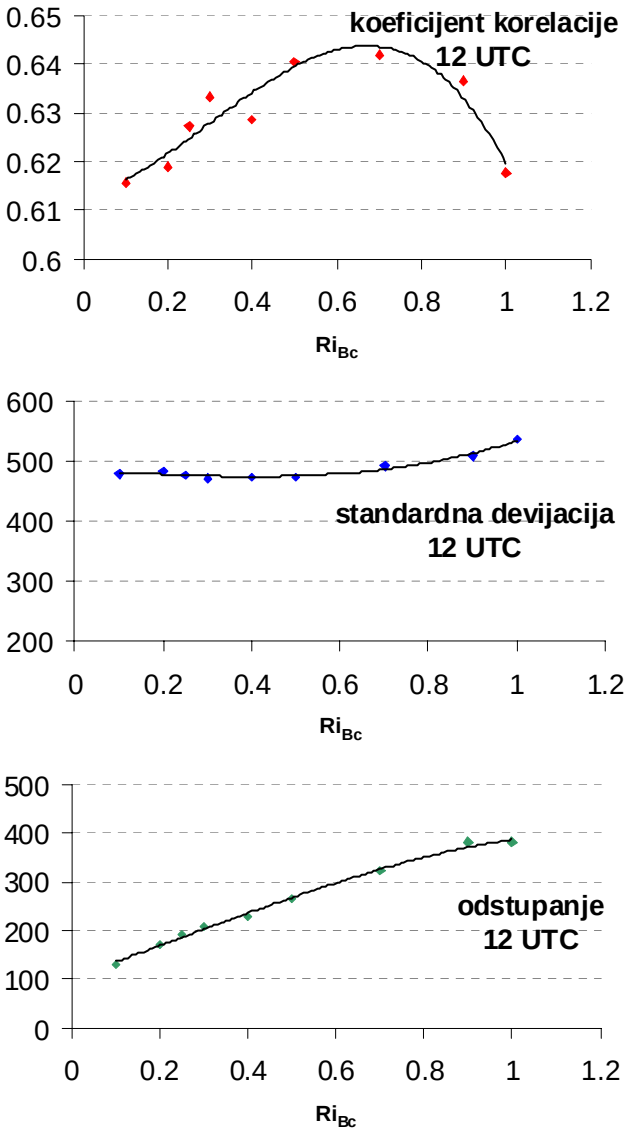
Vrijednosti standardne devijacije i odstupanja u skladu su sa ovim rezultatima. Značajne su standardne devijacije na slici 19 za model u 12 UTC, koje su visoke i relativno neosjetljive na odabir kritične vrijednosti te se ne mogu smatrati dobrom statističkom veličinom za odabir Ri_{Bc} u ovom slučaju. Osim toga, u konvektivnim uvjetima i kod mjerenja i modela pokazalo se da odstupanje daje samo tendenciju ka većim vrijednostima uz veće Ri_{Bc}. U SGS-u, slika 20, koeficijent korelacije i standardna devijacija daju $0.7 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 2$ što odgovara prethodnim zaključcima. Ipak odstupanje ima tendenciju ka još višim vrijednostima Ri_{Bc_ALADIN} te pokazuje izraziti minimum za $1.5 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 2.5$.



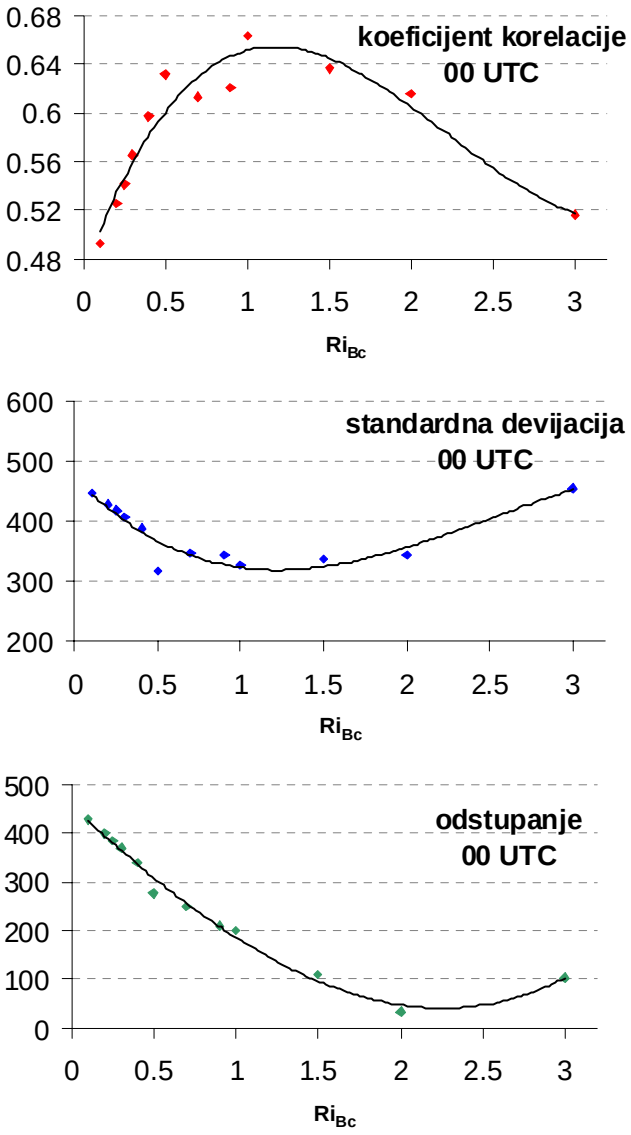
Slika 17. Koeficijent korelacije, standardna devijacija i odstupanje proračunati između H određenih Ri_B metodom i H proračunatih Holzworth metodom (vidi poglavlje 2.4.) iz radiosondažnih podataka u 12 UTC od 10.04.2003.-10.0.4.2004. u Zagrebu.



Slika 18. Koeficijent korelacije, standardna devijacija i odstupanje proračunati između H određenih Ri_B metodom i H proračunatih metodom diskontinuiteta vertikalnih profila (vidi poglavlje 2.4.) iz radiosondažnih podataka u 00 UTC od 10.04.2003.-10.0.4.2004. u Zagrebu.



Slika 19. Koeficijent korelacije, standardna devijacija i odstupanje proračunati između H određenih Ri_B metodom iz ALADIN modela i H proračunatih Holzworth metodom (vidi poglavlje 2.4.) iz radiosondažnih podataka u 12 UTC od 10.04.2003.-10.0.4.2004. u Zagrebu.



Slika 20. Koeficijent korelacije, standardna devijacija i odstupanje proračunati između H određenih Ri_B metodom iz ALADIN modela i H proračunatih metodom diskontinuiteta vertikalnih profila (vidi poglavlje 2.4.) iz radiosondažnih podataka u 00 UTC od 10.04.2003.-10.0.4.2004. u Zagrebu.

4.3. Vertikalne varijacije integralnog Richardsonovog broja i odvajanje trenjem u numeričkim prognostičkim modelima

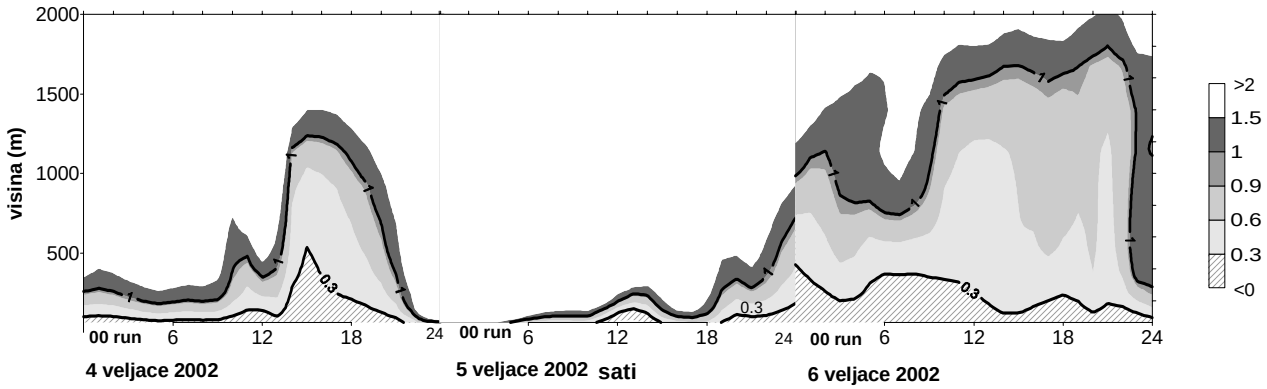
Prognostička vrijednost od Ri_B može biti korisno oruđe u analizi svojstava određenog NPM-a. U ovom su radu analizirane su dnevne i sezonske vertikalne varijacije od Ri_B, $\frac{\partial Ri_B}{\partial z}$ te je uočena važna pojava tzv. '*frictional decoupling*', (FD) tj. odvajanje trenjem, koja može dovesti do numeričke nestabilnosti u modelu.

Pojava FD-a povezana je sa porastom stabilnosti kada dolazi do laminarizacije strujanja uz površinu. Javlja se kad trenje (engl. *friction*) ne djeluje, protivno očekivanju, kao dominantni generator turbulentnih tokova, a npr. redistribucija tlakom nije uključena ili je slabo parametrizirana. Uočava se kod npr. jakih kontrasta u svojstvima između kopna i mora (npr. Smedman i sur. 1997) kada se integracijom lokalnog gradijenta vjetra prema površini rezultira u vrijednostima z_0 nekoliko redova veličine manjim od onih koje odgovaraju dinamički izglađenom strujanju. Slično pokazuju i Mahrt i sur. (2001) za strujanja od obale prema moru kada topli zrak struji iznad hladne površine mora te su turbulencija i površinska napetost nadjačani tzv. kvazi-FD-om. Pri strujanju toplog zraka nad hladnijom površinom, napetost, TKE i z_0 opadaju za red veličine u prvih par kilometara od obale što je u suprotnosti sa manje stabilnim, gotovo neutralnim i nestabilnim situacijama kada je to opadanje postupnije. Ovdje je FD uočeno također kada je topliji zrak strujao nad hladnijom površinom (zima) i kada je brzina vjetra u izrazu za Ri_B bila manja od 1 ms^{-1}.

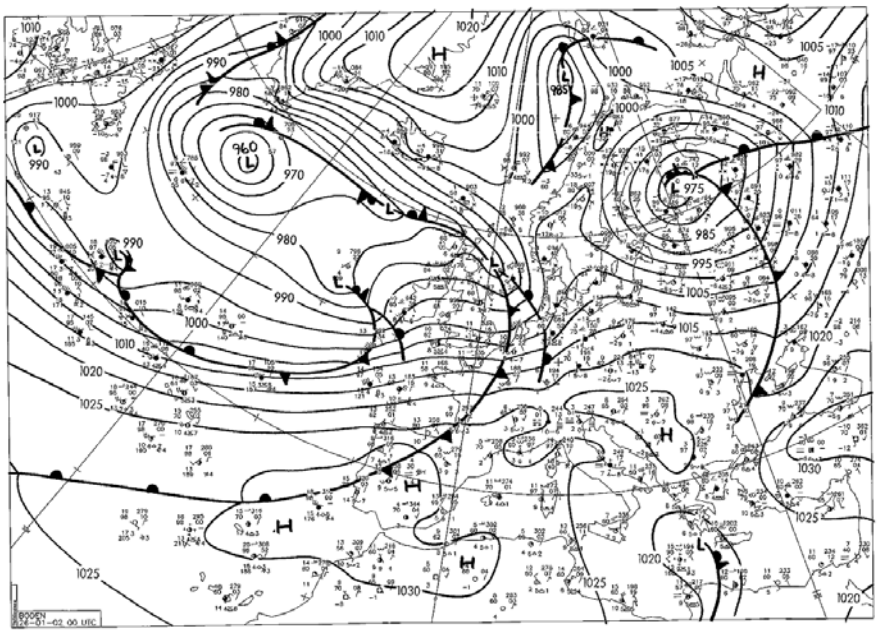
Rezultati za tri zimska dana (slika 21) i za tri ljetna dana (slika 26) predstavljaju tipični dnevni razvoj od Ri_B, počevši od 00 UTC. Odabrane su dvije kritične vrijednosti Ri_{Bc}= 0.3, i Ri_{Bc}= 1 koje su na ovim slikama označene debelim crnim krivuljama koje ilustriraju H i pokazuju osjetljivost modela na sezonsku varijabilnost od H. Pri prijelazu u novi dan krivulje su diskontinuirane zbog reinicijalizacije modela.

Na slici 21. možemo vidjeti realni dnevni razvoj od H u zimskim uvjetima. Razlika između H određenih pomoću Ri_{Bc}= 0.3, i Ri_{Bc}= 1 u SGS-u je oko 100 m, dok ta razlika u

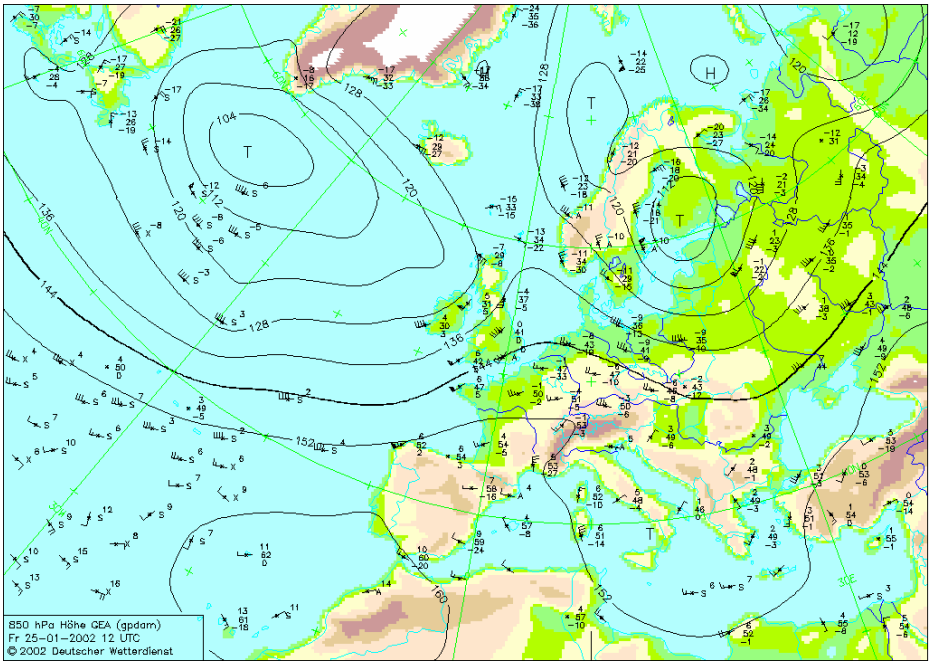
KGS-u može biti viša od 1000 m. Ponovo je ovim naglašena važnost dobrog odabira Ri_{Bc}. Sinoptička situacija 4. i 5. veljače 2002. bila je karakterizirana dugim stabilnim razdobljim uz maglu i nisku stratificiranu naoblaku. Ovakva situacija uzrokovana je poljem visokog tlaka zraka sa središtem nad Hrvatskom i relativno toplim NW strujanjem zraka sa Atlantskog oceana u višim slojevima. Stabilno razdoblje završava 6. veljače 2002. sa približavanjem Genovske ciklone i jačanjem SW strujanja. Također je iz slike 21. očito da $\frac{\partial Ri_B}{\partial z}$ odstupa za 6. veljače 2002 u usporedbi sa prethodna dva dana. Sinoptičke situacije za zimu prikazane su na slikama 22-25.



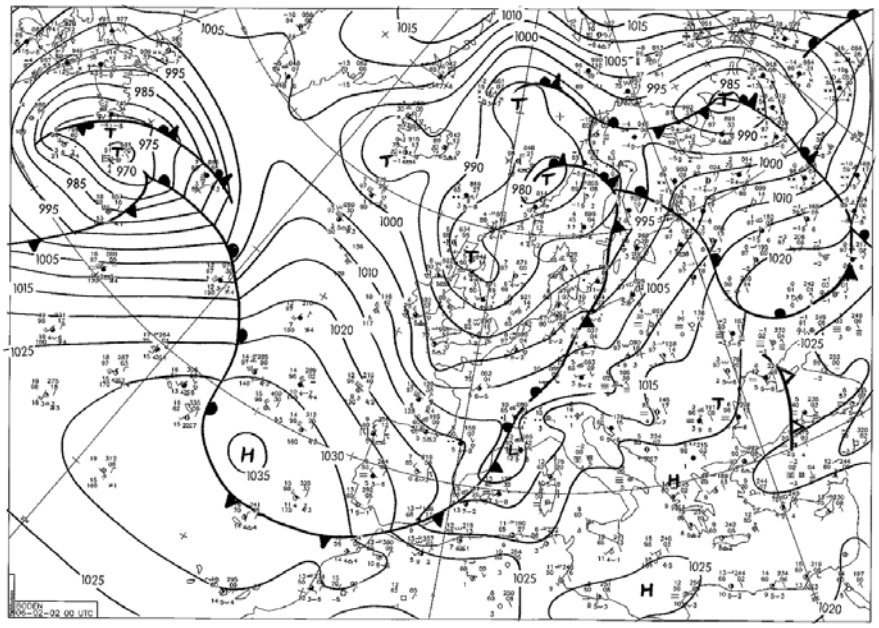
Slika 21. Prostorno vremenski razvoj integralnog Richardsonovog broja Ri_B proračunatog iz ALADIN-a za tri zimska dana u 2002 za Zagreb. Kritične vrijednosti od Ri_{Bc}=0.3 i Ri_{Bc}=1 označene su debljom crnom krivuljom, a predstavljaju visinu sloja miješanja H.



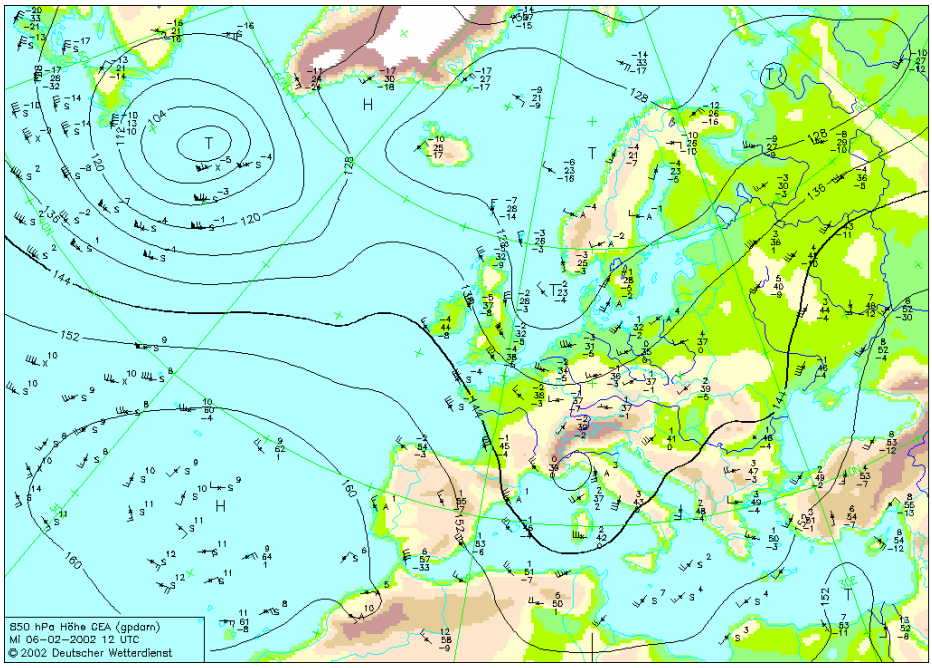
Slika 22. Prizemna sinoptička karta 26.01.2002. u 00 UTC.



Slika 23. Sinoptička karta na 850 hPa plohi za 25.01.2002 u 12 UTC.



Slika 24. Prizemna sinoptička karta 6.02.2002. u 00 UTC.

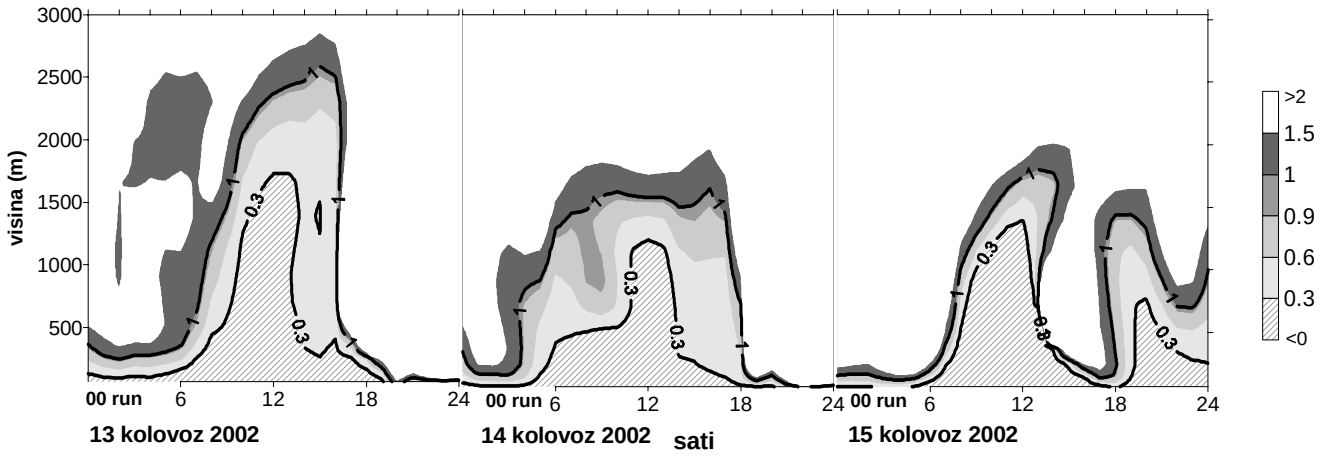


Slika 25. Sinoptička karta na 850 hPa plohi za 6.02.2002 u 12 UTC.

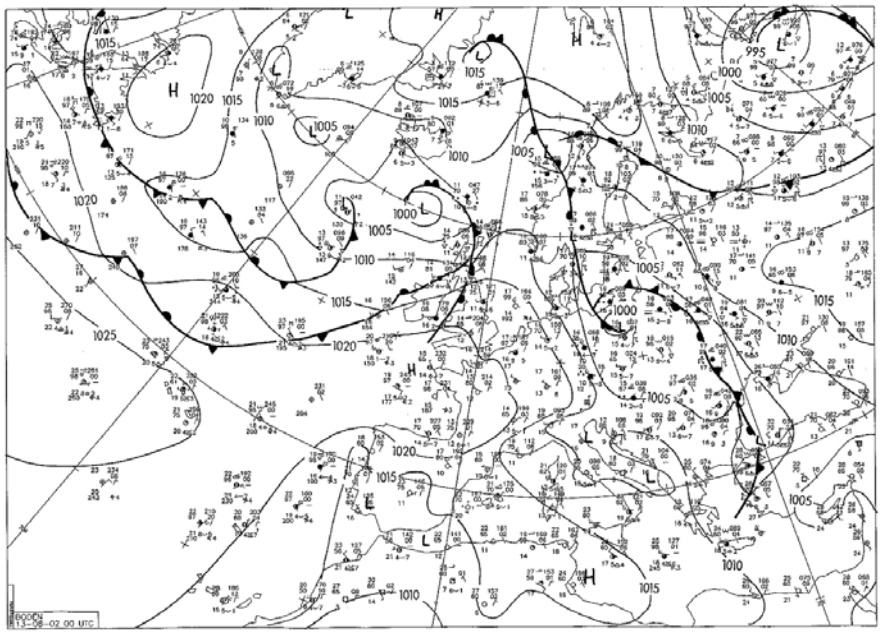
Ljetni dani na slici 26. pokazuju više vrijednosti od H što je bilo i očekivano. Visinska ciklona zapadno od Zagreba utjecala je na vrijeme 13. kolovoza 2002. te je u takvim uvjetima u naše krajeve pritjecao vlažan, nestabilan i relativno topao zrak sa jugozapada. Slijedećeg dana došlo je do stabilizacije sinoptičke situacije, te je vrijeme 14. i 15. kolovoza bilo sunčano i toplo.

Sinoptičke situacije za ljetno razdoblje prikazane su na slikama 27.-32. Može se uočiti nerealna noćna konvekcija na slici 26. u noći 15. kolovoza što je vjerojatno pogreška modela. Prethodna analiza ovakvih situacija i njihovo isključivanje iz analize donekle bi povećala korelaciju i smanjila odstupanja, no u ovom radu reprezentativnost modela je pretpostavljena, a razmatrani niz dovoljno je dug da ovakve pogreške nemaju signifikantni utjecaj na rezultate.

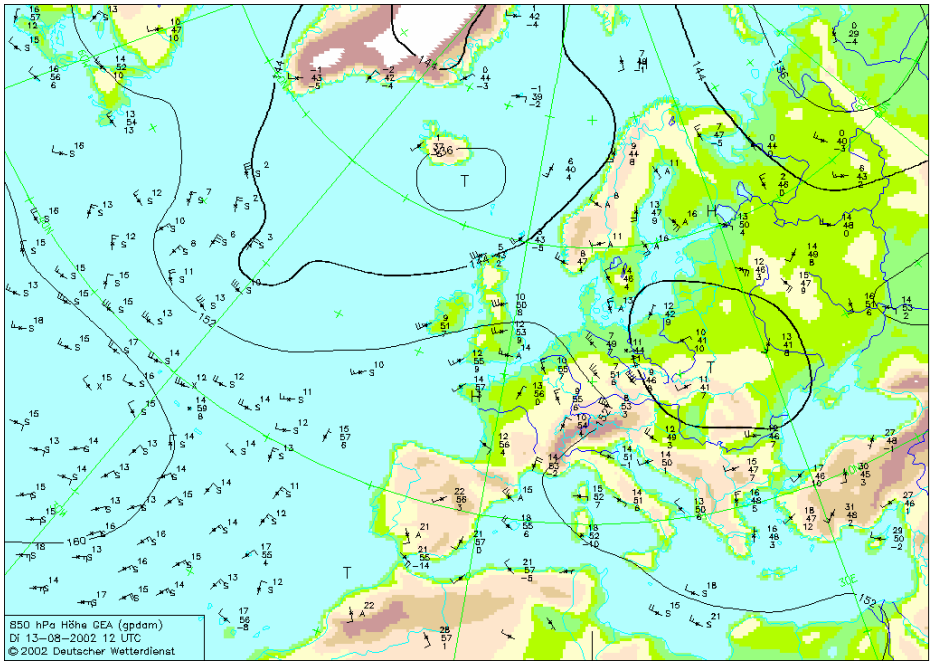
Može se uočiti izrazita stabilizacija graničnog sloja sa vrijednostima $Ri_B>2$ u ALADIN-u od površine do zadnjeg nivoa oko ponoći između 4. i 5. veljače na slici 21, te za ljetne dane oko ponoći slika 26. Ova situacija upućuje na jedan od važnih još uvijek nerješenih problema u parametrizaciji turbulencije kada strujanje slabi, $U \approx 0$, $\partial U/\partial z \rightarrow 0$ i $Ri \rightarrow \infty$ (npr. Mahrt, 1998; Zilitinkevich i Calanca, 2000; Grisogono i Oerlemans, 2001) što dovodi do FD u gotovo svim NPM-a pa tako i u ALADIN-u.



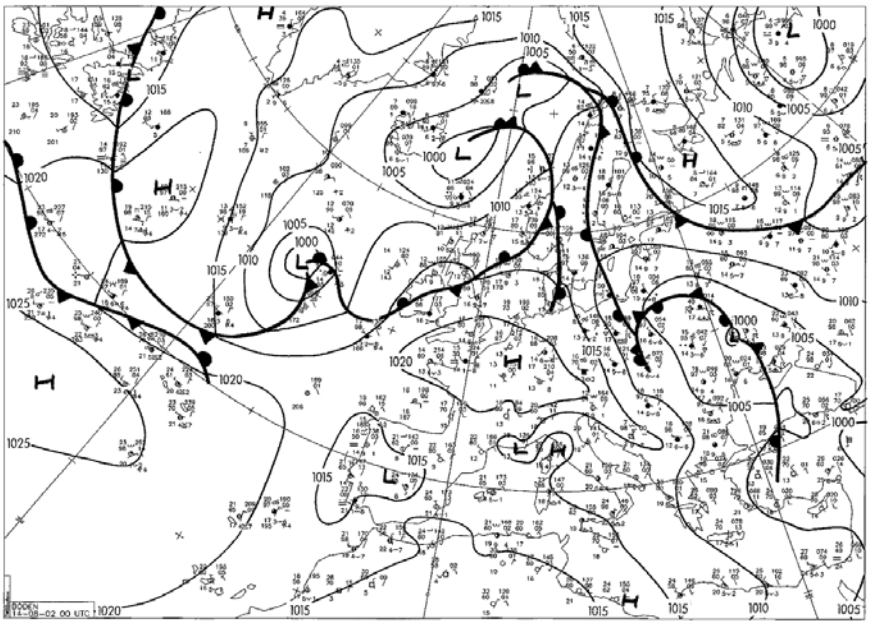
Slika 26. Prostorno vremenski razvoj integralnog Richardsonovog broja Ri_B proračunatog iz ALADIN-a za tri ljetna dana u 2002 za Zagreb. Kritične vrijednosti od $Ri_{Bc}=0.3$ i $Ri_{Bc}=1$ označene su debljom crnom krivuljom, a predstavljaju visinu sloja miješanja H.



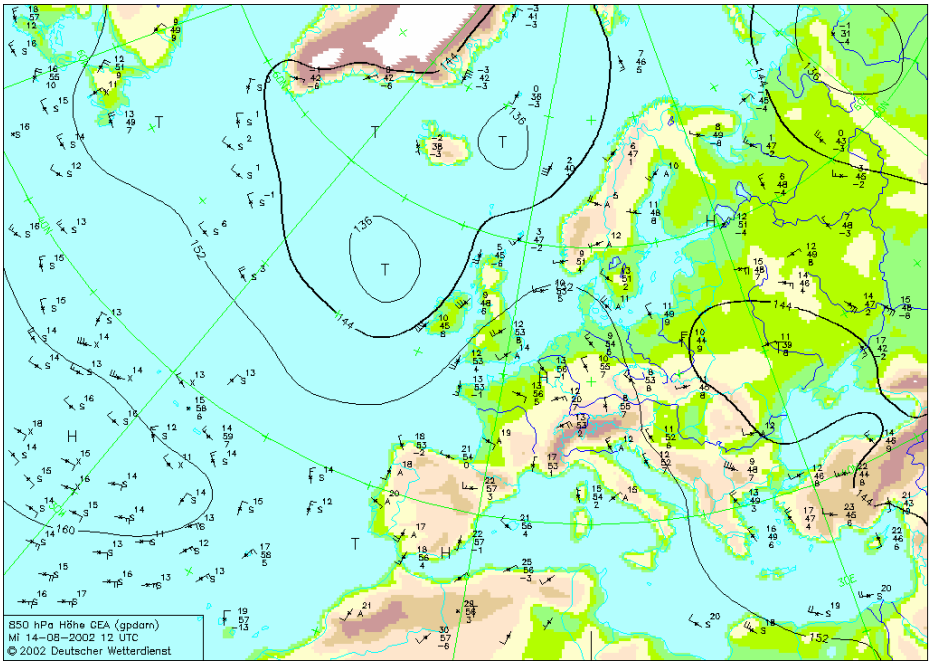
Slika 27. Prizemna sinoptička karta 13.08.2002. u 00 UTC.



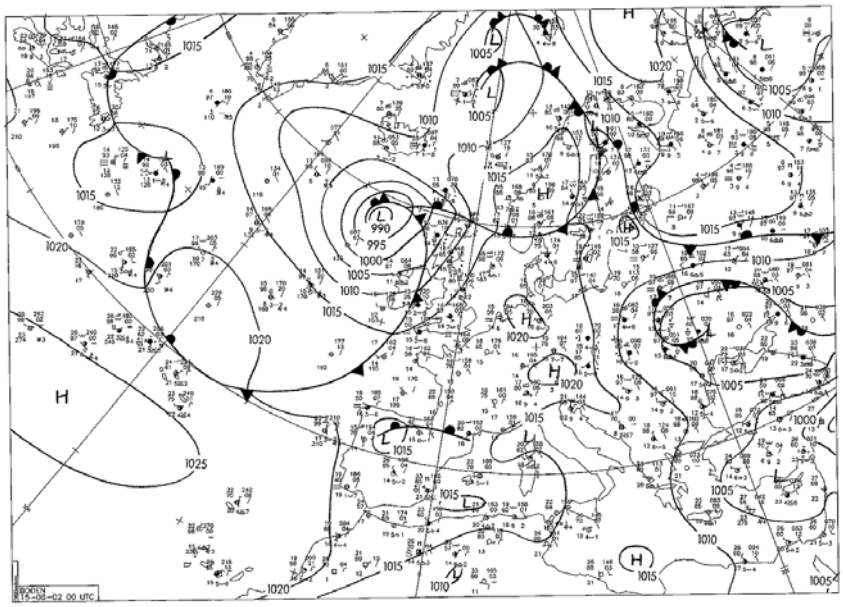
Slika 28. Sinoptička karta na 850 hPa plohi za 13.08.2002. u 12 UTC.



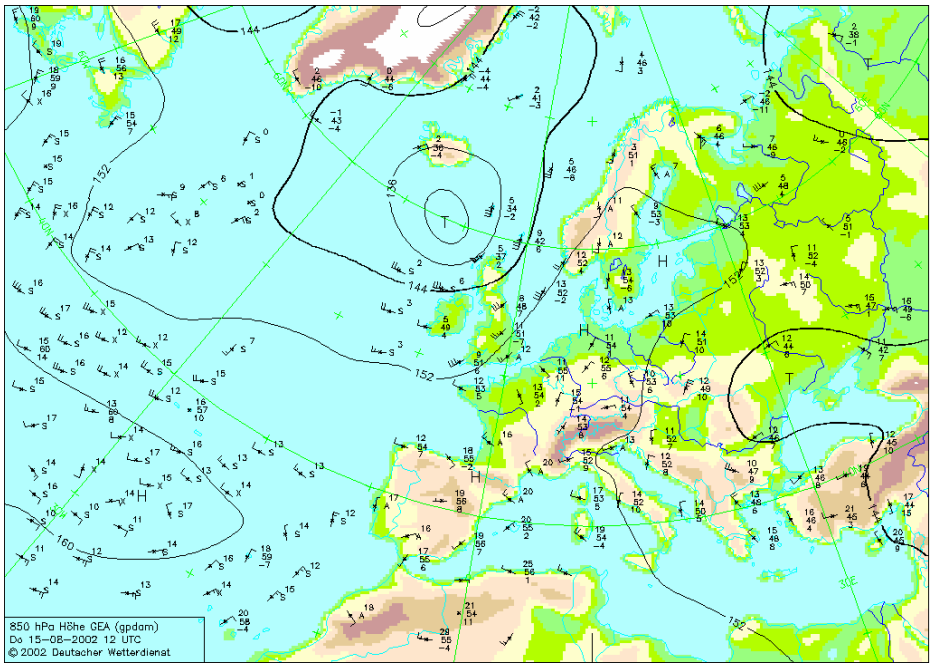
Slika 29. Prizemna sinoptička karta 14.08.2002. u 00 UTC.



Slika 30. Sinoptička karta na 850 hPa plohi za 14.08.2002. u 12 UTC.

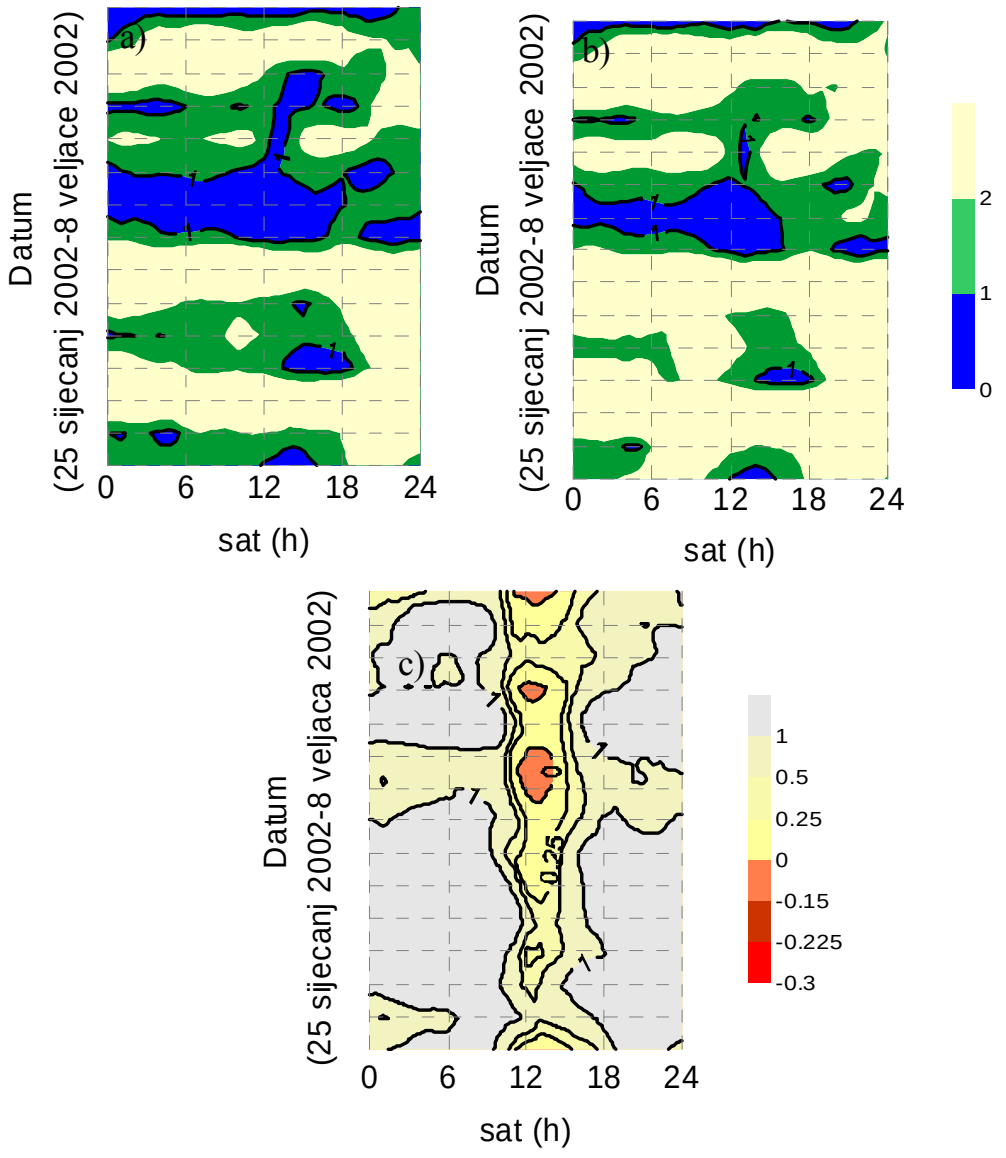


Slika 31. Prizemna sinoptička karta 15.08.2002. u 00 UTC.

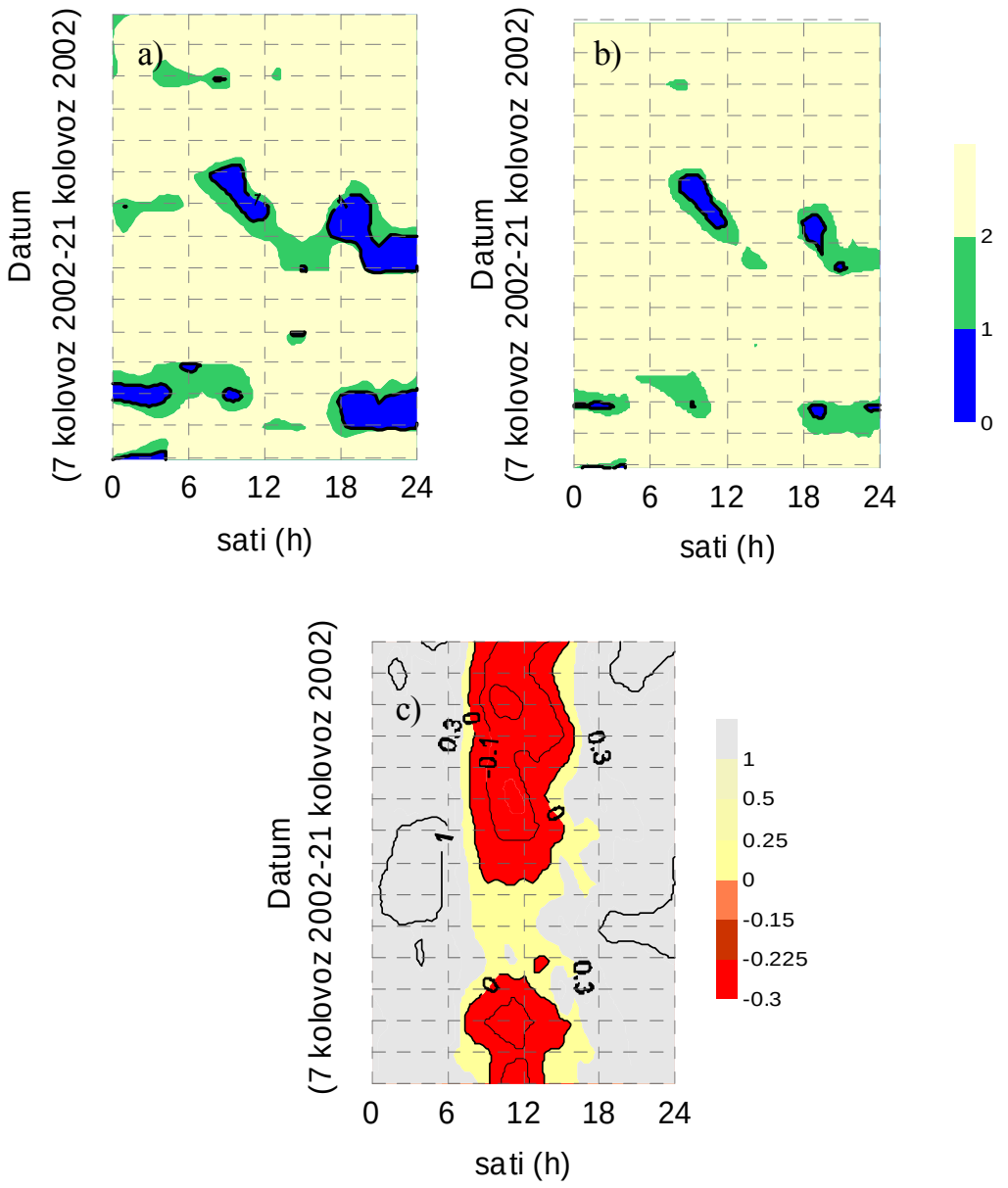


Slika 32. Sinoptička karta na 850 hPa plohi za 15.08.2002. u 12 UTC.

Vremenski prikaz zimskog razdoblja u 2002. modeliranog kvadrata vjetra v^2 (m^2s^{-2}) na 10 m dan je na slici 33a kao i na prvom nivou modela, slika 33b. U modelu se vjetar i temperatura interpoliraju sa površine na prvi nivo pomoću teorije sličnosti (npr. Businger i sur. 1971). Područja gdje je $v^2 < 1$ m^2s^{-2} tj. područja koja mogu dovesti do FD-a označena su plavom bojom. Vertikalni temperaturni gradijent između dva prva nivoa u modelu prikazan je na slici 33c. Isto je napravljeno za ljetno razdoblje u 2002. i rezultati su na slici 34. Usporedbom slika 33 i 34 očito je da veća vjerojatnost za FD zimi.



Slika 33. Odvajanje trenjem (*frictional decoupling*, FD) u ALADIN modelu za analizirano zimsko razdoblje od 25. siječnja-8. veljače 2002. u Zagrebu: a) modelirani kvardrat vjetra v^2 (m^2s^{-2}) na 10 m, b) na prvom nivou modela i c) vertikalni temperaturni gradijent $\frac{\partial T}{\partial z}$ između prvog i drugog nivoa modela. Plava područja na a) i b) sa odgovarajućim područjem $\frac{\partial T}{\partial z} > 0$ na c) mogu dovesti do FD pojave.



Slika 34. Odvajanje trenjem (*frictional decoupling*, FD) u ALADIN modelu za analizirano zimsko razdoblje od 7. -21. kolovoza 2002. u Zagrebu: a) modelirani kvardrat vjetra v^2 (m^2s^{-2}) na 10 m, b) na prvom nivou modela i c) vertikalni temperaturni gradijent $\frac{\partial T}{\partial z}$ između prvog i drugog nivoa modela. Plava područja na a) i b) sa odgovarajućim područjem $\frac{\partial T}{\partial z} > 0$ na c) mogu dovesti do FD pojave.

5. ZAKLJUČCI

U ovom magistarskom radu pokazana je mogućnost prilagodbe metodologije integralnog Richardsonovog broja za proračun H modifikacijom Ri_{Bc} vrijednosti. Ove su prilagodbe izrazito važne u urbanim područjima kako bi se H mogla računati iz mjerenja i iz rezultata raznih NPM-a (Jeričević i Grisogono, 2005). Procjenjeni optimalni intervali Ri_{Bc} vrijednosti na temelju nekoliko stotina H određenih iz radiosondažnih podataka kao i iz modela, ukazuju na činjenicu da su odstupanja od teorijske Ri_{Bc} =0.25 ograničena uprkos širokom spektru raznih Ri_{Bc} koji se koriste u praksi.

Procjenjene Ri_{Bc} vrijednosti posebno su razmatrane za radiosondažna mjerenja $Ri_{Bc_sondaže}$ i za model Ri_{Bc_ALADIN} u KGS-u i SGS-u. Urbana $Ri_{Bc_sondaža}$ odražava realne procese koji se odvijaju u AGS-u. S druge strane Ri_{Bc_ALADIN} u usporedbi sa $Ri_{Bc_sondaža}$ ilustrira koliko dobro model pokazuje fizikalne procese u AGS-u čime se može poboljšati kvaliteta prognostičkih varijabli. Verifikacija modela je važna, naročito u AGS-u zbog mnogih praktičnih primjena rezultata modela kako u disperzijskom modeliranju tako i šire.

Kao što se moglo i očekivati, primjenom metode Ri_B broja na radiosondažne podatke $Ri_{Bc_sondaža}$ u KGS-u ne odstupa značajno od teorijske vrijednosti čak ni u urbanim područjima. No, u SGS-u, kada su dominirajući turbulentni vrtlozi relativno mali, $Ri_{Bc_sondaža}$ mora biti viša; ovdje je pokazano da je optimalni interval za urbano područje $1.5 < Ri_{Bc_sondaža} \leq 2$. Upravo ove više kritične vrijednosti pokazuju urbane utjecaje: toplinski otok, povećani toplinski kapacitet i povećanu površinsku hrapavost.

Rezultati iz ALADIN-a u KGS-u pokazuju tendenciju ka višim Ri_{Bc}. Na temelju H proračunatih sa Ri_B metodom, jednako kao i sa Holzworth metodom zaključujemo da je u KGS-u $Ri_{Bc_ALADIN} \leq 0.7$. Optimalna 'urbana' kritična vrijednost u modelu je Ri_{Bc_ALADIN} = 0.4 sa odgovarajućim koeficijentom korelacije r_{KGS}=0.84. Viši KGS Ri_{Bc_ALADIN} ukazuje na sustavno podcjenjivanje H u konvektivnim uvjetima, a razloga može biti više i moraju biti dodatno istraženi. Jedna od bitnih činjenica je da u ovoj operativnoj verziji

modela nisu bile uključene urbane parametrizacije, ali i da su parametrizacije turbulencije koje su se koristile u modelu 1. reda zatvaranja što dodatno pojednostavljuje turbulentne procese u graničnom sloju. U SGS-u interval $1 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 1.5$ je optimalan kada se koreliraju H iz modela i mjerenja proračunate Ri_B metodom, a $0.7 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 2$ kada je H određena subjektivno iz diskontinuiteta vertikalnih profila mjerenja u SGS-u. Maksimalni koeficijent korelacije u SGS-u je r_{SGS}=0.86 za $(Ri_{Bc_sondaža}, Ri_{Bc_ALADIN})_{noć}$ = (1.5, 1.5). Ovi rezultati pokazuju da stratificirana noćna turbulencija koja se javlja na relativno malim skalama u usporedbi sa dnevnim vrtlozima zahtjeva više vrijednosti od Ri_{Bc}. To je u skladu sa rezultima npr. Stull (1988) ili Zilitinkevich i Calanca (2000) koji ukazuju na efekt histereze kod Ri_{Bc} pri prijelazu iz laminarnog strujanja u turbulentno i obrnuto.

Zaključeno je da najprimjereniji izbor Ri_{Bc} na temelju radiosondažnih podataka može ovisiti o raznim topografskim utjecajima, urbanim efektima kao i o vertikalnoj rezoluciji podataka iz kojih se računa $Ri_{B.}$ Nadalje, sezonske i dnevne varijacije se moraju uzeti u obzir kao i razni ne lokalni efekti imajući na umu efekt histereze na $Ri_{Bc.}$ No, Ri_{Bc} iz podataka modela uglavnom ovisi o parametrizacijama koje se koriste u modelu kao i o ostalim karakteristikama modela (rezolucija, iskoristivost tla i sl.). Također Ri_B može jako ovisiti o karakteristikama površine (npr. Vogelezang i Holtslag, 1996), a kako je ALADIN ograničen fiksnom mrežom to ima utjecaj na vrijednosti od $Ri_{B.}$ Činjenica je da valjanost i realističnost rezultata ovisi o svojstvima modela. Zbog različitih svojstava numeričkih modela određena odstupanja od kritičnih vrijednosti određenih iz ALADIN-a su svakako moguće, no značajna odstupanja bez prethodne statističke verifikacije nisu fizikalno opravdana i ukazuju na nedostatke samog modela.

Pokazano je da Ri_{Bc} raste sa porastom stabilnosti. No, u jako stabilnim uvjetima dolazi do pojave tzv. odvajanje trenjem (*frictional decoupling,* FD) u modelu. Perzistentni FD može dovesti do numeričke nestabilnosti i treba biti isključen iz modela, naročito u SGS-u. U svakoj FD situaciji, jednostavan parametar, kao što su npr. razni oblici Ri broja čine se nedovoljni u određivanju H, koja je u realnim uvjetima funkcija određenih dodatnih parametara. U mnogim NPM-a pa tako i u ALADIN-u teorija sličnosti koja se

primjenjuje tretira atmosferu kao neturbulentnu za jako veliki Ri_B. Svakako da turbulentni vrtlozi ne 'nestaju' čak i uz jako velik Ri_B (Zilitinkevich i Calanca, 2000; Grisogono i Oerlemans, 2001). Površinska hrapavost utječe na produkciju turbulencije, površinsku napetost i konačan oblik profila vjetra (npr. Telišman i Grisogono, 2002; Klaić i sur. 2002; Gryning i Batchvarova 2002a). Budući da je trenje glavni uzrok turbulencije u SGS-u i od posebnog je značaja u urbanim područjima, određene korekcijske funkcije pri primjeni Ri_B metode bi se mogle koristiti u budućnosti (npr. Zilitinkevich i sur. 2002).

Proračunate sezonske srednje vrijednosti od H uz optimalne Ri_{Bc} za Zagreb su očekivane u konvektivnim uvjetima s višim vrijednostima u toplijem dijelu godine i nižim u hladnijem kako za mjerenja tako i za model. Zanimljivo je da je srednja zimska H proračunata iz mjerenja nešto viša od jesenske. Duži niz podataka pokazao bi da li su te niske, jesenske H posljedica lokalnih klimatoloških karakteristika (stagnacijski periodi karakterizirani maglom i niskom slojevitom naoblakom) ili karakteristika analizirane godine. U stabilnim uvjetima srednje vrijednosti od H više su u hladnijem razdoblju. Niski ljetni srednjaci od H posljedica su stabilnih ljetnih uvjeta sa slabim vjetrom i izrazitim dugovalnim ohlađivanjem tla kada je efektivno miješanje minimalno (poglavlje 2.1., slika 2a). Također se ovi rezultati uglavnom slažu sa srednjim sezonskim H vrijednostima u 00 UTC proračunatih na temelju ALADIN podataka za Maksimir (Jeričević i sur. 2004) gdje su srednje jesenske i proljetne vrijednosti od H nadmašivale ljetne čak i uz Ri_{Bc}=0.1. No i ovdje se također radi o kraćem razdoblju te se ne bi mogli izvući neki značajniji zaključci vezani uz klimatologiju H. Svakako treba naglasiti i urbane utjecaje u SGS-u koji povećavaju vrijednosti od H i do 40 % (Arya, 1999; Angevine i sur. 1999).

Metoda Ri_B broja može se koristiti u nehomogenim, urbanim uvjetima u KGS-u i SGS-u u numeričkim prognostičkim modelima, a implementirana je i u praktičnoj upotrebi na DHMZ-u (Jeričević i sur. 2004).

POPIS SKRAĆENICA

ALADIN - Aire Limitee Adaptation Dynamique development InterNational- numerički prognostički model za ograničeno područje

AGS- atmosferski granični sloj

ARPEGE – Action Recherche Petite Echelle Grande Echelle - globalni model

DHMZ -Državni hidrometeorološki zavod

ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts-europski centar za srednjoročnu prognozu vremena

f -Coriolisov parametar

FD- *frictional decoupling*, odvajanje trenjem

H –visina atmosferskog graničnog sloja; visina sloja miješanja

H_a - antropogeno zagrijavanje

H_{ALADIN} - visina atmosferskog graničnog sloja procjenjena iz ALADIN modela

HIRLAM -High Resolution Limited Area Model- model visoke rezolucije za ograničeno područje

$H_{Holzworth}$ - visina atmosferskog graničnog sloja dobivena Holzworth metodom u 12 UTC i metodom diskontinuiteta u 00 UTC.

ΔH_S -dnevna pohrana topline

$H_{Ruralna}$- visina atmosferskog graničnog sloja u ruralnom području

$H_{sondaža}$- visina atmosferskog graničnog sloja procjenjena iz sondaža

H_{Urbana}-visina atmosferskog graničnog sloja u urbanom području

ΔH_{UR}- razlika između urbane i ruralne visine sloja miješanja

KGS-konvektivni granični sloj

K_M - vertikalni koeficijent turbulentne difuzije za količinu gibanja

LACE - Limited Area model for Central Europe- model ograničenog područja za centralnu Europu

NPM-numerički prognostički model

Re – Reynoldsov broj

Ri - gradijent Richardsonov broj

Ri_{Bc} - kritični integralni Richardsonov broj

Ri_{Bc_dan} - kritični integralni Richardsonov broj korišten u dnevnim uvjetima

$Ri_{Bc_noć}$ - kritični integralni Richardsonov broj korišten u noćnim uvjetima

Ri_{Bc_ALADIN} - kritični integralni Richardsonov broj primjenjen na podacima ALADIN modela

$Ri_{Bc_sondaža}$ - kritični integralni Richardsonov broj primjenjen na radiosondažnim podacima

Ri_c -kritični gradijent Richardsonov broj

r_{KGS} – koeficijent korelacije u konvektivnim uvjetima KGS

r_{SGS} – koeficijent korelacije u stabilnim uvjetima SGS

$R_{L\downarrow}$ -dolazeće dugovalno zračenje

$R_{L\uparrow}$ -dugovalno zračenje tla

R_S - kratkovalno zračenje

PS - površinski sloj

SM - sloj miješanja

SU – sloj uvlačenja

SGS- stabilni granični sloj

TKE ($\bar{e}$) - turbulentna kinetička energija

ΔT_{U-R} - razlika između urbane i ruralne temperature zraka

u_* - brzina trenja

z_0 - površinska hrapavost

WA^{S}P- Wind Atlas Analysis and application program

WMO - World Meteorological Organisation, Svjetska meteorološka organizacija.

Literatura

Angevine, W.M., White, A.B., Senff, C.J., Trainer, M., Banta, R.M. i Ayoub, M.A. 1999. Urban-rural contrasts in mixing heights and cloudiness over Nashville in 1999. *J. Geophys. Res.* **108**, 10.1029/2001JD001061, AAC 3-1 - AAC 3-10, 2003.

Arya, S.P. 1999. *Air pollution meteorology and dispersion.* 1st edn. Oxford University Press, New York.

Bajić, A., Vučetić, V., Viher, M. i Cividini, B. 1996. *Vjetar i energetski potencijal u Hrvatskoj*. Tehnička nota, DHMZ, pp 167.

Baklanov, A. i Kuchin, A. 2004. The mixing height in urban areas: comparative study for Copenhagen. Atmos. *Chem. Phys. Discuss.* **4**, 2839-2866.

Blackadar, A. K. 1979. High resolution models of the planetary boundary layer. In Advances in Environmental Science and Engineering, Vol. 1, J.R. Pfafflin and E. N. Ziegler, Eds., Gordon and Breach Science Publishers, New York, 50-85. (Prema Pielke, 2002)

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

Dutton, J.A. 1976. The ceaseless wind. An introduction to the theory of atmospheric motion. McGraw-Hill, New York.

Fay, B., Schrodin, R., Jacobsen, I. i Engelbart, D. 1997. Validation of mixing heights derived from the operational NWP models at the German Weather Service. EUROSAP Workshop Proceedings on the Determination of the H-Current Progress and Problems. (ed. S.-E. Gryning), Risø-R-997 (EN), pp. 55-58.

Geleyn, J.F. 1987. Use of a modified Richardson number for parameterizing the effect of shallow convection. *Short and medium range numerical weather prediction.* (ed. Z. Matsuno), Special volume o*f J. Meteor. Soc. Japan*, 141-149.

Geleyn, J.F., Banciu, D., Bubnova, R., Ihasz, I., Ivanovici, V., Le Moigne, P. i Radnoti, G. 1992. *The International Project ALADIN : Summary of Events October 1992 - October 1993*. LAM *Newsletter* **23**.

Glickman, T.S. 2000. *Glossary of Meteorology*, 2nd Ed., Amer. Meteor. Soc., Boston, 855 pp.

Grisogono, B.: 1994, 'A Curvature Effect on the Critical Richardson Number', *Hrv. Meteor. Časopis* **29**, 43-46.

Grisogono, B., L. Ström i M. Tjernström, 1998: Small-scale variability in the coastal atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol*. **88**, 23-46.

Grisogono, B. i Oerlemans, J.: 2001, A theory for the estimation of surface fluxes in simple katabatic flows. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc*. **127**, 2725-2739.

Gryning, S.-E. i Batchvarova, E. 2002a. Marine boundary layer and turbulent fluxes over the baltic sea: measurements and modelling. *Boundary-Layer Meteorol*. **103**, 29-47.

Gryning, S.-E. i Batchvarova, E.: 2002b, *Marine Boundary-Layer Height Estimated from NWP Model Output*, 8th Int. Conf. On Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes, Sofia, 14-17, October 2002.

Hanna, S.R. 1969. The thikness of the planetary boundary layer, *Atmos. Environm.* **3**, 519-536.

Holton J.R. 1972. *An introduction to dynamic meteorology*, Academic Press, New York.

Holzworth, C.G. 1964. Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Mon. Wea. Rev.* **92**, 235-242.

Holzworth, C.G. 1967. Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in United States. *J. Appl. Meteorol.* **6**, 1039-1044.

Ivatek-Šahdan, S. i Tudor, M. 2004. Use of high-resolution dynamical adaptation in operational suite and research impact studies. *Meteorol. Z.* Vol. 13, No. 2, 99-108.

Jacobsen, H.A., Berge, E., Iversen, T., i Skalin, R. 1995. *Status of the Development of the Multilayer Eulerian Model*, EMEP/MSC-W Note 3/95.

Jeričević A. i Grisogono, B. 2004. Mixing height computation from a numerical weather prediction model**,** *Proceedings form 9th Int. Conf. On Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*, Garmisch-Partenkirchen, Germany 1-4 Jun 2004., 265-269.

Jeričević, A., Špoler Čanić K. i Vidič S**.** 2004. The prediction of mixing height and stability in complex orography**,** *Hrv. Meteor. Časopis* **39** (U tisku).

Jeričević, A. i Grisogono, B. 2005. The critical bulk Richardson number in urban areas: verification and application in a NWP model, *Tellus A* (Accepted).

Kitaigorodskii, S.A. i Joffre, S.M. 1988. In search of a simple scaling for the height of the stratified atmospheric boundary layer, *Tellus* **40A**, 419-433.

Klaić Z.B., Nitis T., Kos I. i Moussiopoulos N. 2002. Modification of the local winds due to hypothetical urbanization of the Zagreb surroundings, *Meteorol. Atmos. Phys.* **79**, 1-12.

Louis, J.F. 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary-Layer Meteorol.* **17,** 102-187**.**

Louis, J.F., Tiedke, M. i Geleyn, J.F. 1981. A short history of PBL parameterization at ECMWF', *Proceedings from the ECMWF Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization', 59-80 November 1981*, 59-79.

Mahrt, L. 1981. Modelling the Depth of the Stable Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorol.* **21**, 3-19.

Mahrt, L. 1998. Stratified atmospheric boundary layers and breakdown models. *Theor. Comp. Fluid Dyn*. **11**, 263-279.

Mahrt, L., Vickers, D., Sun, J., Crawford, T., Crescenti, G. i Frederickson, P. 2001. Surface stress in offshore flow and quasi-frictional decoupling. *J. Geophys. Res*. **106**, 20 629-20 639.

Marku, M. i Fischer, C. 1999. Evaluation of semi-linear or linear grids in ARPEGE-ALADIN. *LAM Newsletter* **28**, 151-153.

Maryion, R.H. i Best, M.J. 1992. *'NAME', 'ATMES' and the Boundary Layer Problem*, U.K. met. Office (APR) Turbulence and Diffusion Note, No. 204.

Miles, J.W. 1961. 'On the Stability of Heterogeneous Shear Flows' *J. Fluid Mech.* **10**, 496-508.

Mortensen, N.G., Landberg, L., Troen, L. i Petersen, E.L. 1993. WASP user's guide, Risø National Labaratory, Roskilde, Denmark, 209 pp.

Oke, T.R. 1987. *Boundary Layer Climates*, 2nd edn, Halsted, New York.

Parlange, M.B. i Brutsaert, W. 1989. Are radiosonde time scales appropriate to characterize boundary layer wind profiles? *J. Atmos. Sci*. **29**, 249-255.

Pavlić, I. 1988. *Statistička teorija i primjena,* IV izdanje, Tehnička knjiga, Zagreb, pp 343.

Pielke, R.A. 2002. *Mesoscale Meteorological Modeling*, 2nd edn, Academic Press, London, pp 672.

Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S.-E., Joffre, S., Rasmussen, A., i Tercier, Ph. 1998. Mixing Height Determination for Dispersion Modelling Report of Working Group 2, u *COST Action 710- Final Report. Harmonisation in the Pre-Processing of Meteorological Data for Atmospheric Dispersion Models*, EUR 18195 EN, 120 pp.

Sørensen, J.H., Rasmussen, A. i Svensmark, H. 1996. Forecast of atmospheric boundary-layer height for ETEX real-time dispersion modelling. *Phys. Chem. Earth.* **21**, 435-439.

Simmons, A.J. i Burridge, D.M. 1981. An energy and angular momentum conserving vertical finite difference scheme and hybrid vertical coordinate. *Mon. Wea. Rev*. **109**, 758-766.

Smedman, A-S., Högström, U. i Bergström, H. 1997. The turbulence regime of a very stable marine airflow with quasi-frictional decoupling. *J. Geophys. Res.* **102 (C9)**, 21049-21059.

Stull, R.B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 666 pp.

Taylor, G.I. 1931. 'Effects of Variation in Density on the Stability of Superimposed Streams of Fluids'*, Proc. Roy. Soc. (Lond.), Ser. A* **132**, 499-523.

Telišman, P.T. i Grisogono, B. 2002. Idealized numerical simulations of diurnal sea breeze characteristics over a step change in roughness. *Meteorol. Z.* **11**, 345-360.

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

Troen, IB. and Mahrt, L. 1986. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorol.* **37**, 129-148.

Vogelezang, D.H.P. i Holtslag, A.A.M. 1996. Evaluations and model impacts of alternative boundary layer height formulations. *Boundary-Layer Meteorol.* **81**, 245-269.

Zilitinkevich, S. i Calanca, P. 2000. An Extended Theory for the Stably Stratified Atmospheric Boundary Layer, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **126**, 1913-1923.

Zilitinkevich, S. i Baklanov, A. 2002. Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications. *Boundary-Layer Meteorol*. **105**, 389-409.

Wotawa, G., Stohl, A. i Kromp-Kolb, H.1996. Parameterization of the Planetary Boundary Layer over Europe: A Data Comparison between the Observation-based OML Preprocessor and ECMWF Model Data, *Contr. Atmos. Phys*. **69**, 273-284.

Žagar, M. i Rakovec, J. 1999. Small scale surface wind prediction using dynamical adaptation. *Tellus* **51A**, 489-504.

SAŽETAK

Disperzijski modeli širenja onečišćivača zahtjevaju satne vrijednosti visine sloja miješanja (H) koja označava postojanje turbulentnog miješanja. Urbana područja, koja su obično industrijski razvijena, imaju H viša nego ruralna područja te se uobičajene metode koje se koriste za proračun H ne bi trebale primjenjivati pod istim uvjetima kao u homogenim uvjetima. U ovom radu korištena je metoda integralnog Richardsonovog broja (Ri_B) kako bi se odredila H nad Zagrebom, Hrvatska. Istraženi su urbani utjecaji na vrijednost kritičnog integralnog Richardsonovog broja (Ri_{Bc}) pomoću raznih vrijednosti u konvektivnom graničnom sloju (KGS) i stabilnom graničnom sloju (SGS). ALADIN numerički prognostički model (NPM) za ograničeno područje za kratkoročnu 48-satnu prognozu korišten je kako bi se osigurali ulazni podaci. Drugi izvor podataka su radiosondaže. Skupovi modeliranih i mjerenih H međusobno su uspoređeni, te su proračunati koeficijenti korelacije, standardne devijacije i odstupanja na velikom skupu podataka kako bi se odredili intervali vrijednosti od Ri_{Bc} koji se mogu primjeniti u urbanim područjima. Optimalne dnevne vrijednosti Ri_{Bc} prema području najviših vrijednosti koeficijenta korelacije za sondaže nalaze se u intervalu $0.2 \leq Ri_{Bc_sondaža} \leq 0.3$, a za model $0.2 < Ri_{Bc_ALADIN} < 0.5$. Optimalne noćne vrijednosti nalaze se u intervalu $1.5 < Ri_{Bc_sondaža} \leq 2$ za mjerenja, i $1 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 1.5$ za model.

Pokazano je da se Ri_B metoda može koristiti u urbanim područjima, te da Ri_{Bc} ima određena ograničenja u varijabilnosti unatoč širokom spektru praktičnih vrijednosti koje se koriste. Uočen je i značajni porast od Ri_{Bc} u SGS-u kako u modelu tako i kod mjerenja što je posljedica povećane površinske hrapavosti u urbanim područjima. Pomoću H verificiran je i NPM ALADIN. U izrazito stabilnom graničnom sloju uočeno je laminiziranje strujanja što je posljedica slabljenja strujanja koje rezultira u jako velikim vrijednostima od Ri_B.

SUMMARY

Dispersion models require hourly values of the mixing height (H) that indicates the existence and vertical extent of turbulent mixing. Urban areas, which are usually industrial areas too, have H higher than rural areas and commonly used methods for deriving H should not be applied under the same conditions as in homogeneous conditions. The bulk Richardson number (Ri_B) method was applied to determine H over Zagreb, Croatia. Impact of urban areas on the choice of critical values of bulk Richardson number (Ri_{Bc}) was explored and different values were used for convective boundary layer (CBL) and for stable boundary layer (SBL). ALADIN, a limited area numerical weather prediction (NWP) model for short-range 48-hour forecasts was used to provide one set of input parameters. Another input set comes from radio soundings. The values of H, the modelled and based on measurements are compared, and the correlation coefficient as well as standard deviation and bias were calculated on a large data set to determine Ri_{Bc} ranges applicable in urban areas. The optimal daytime Ri_{Bc}, with the maximum correlation coefficient, for the soundings is $0.2 \leq Ri_{Bc_soundings} \leq 0.3$, and for the model is $0.2 < Ri_{Bc_ALADIN} < 0.5$.The optimal night time critical values are $1.5 < Ri_{Bc_soundings} \leq 2$, and $1 \leq Ri_{Bc_ALADIN} \leq 1.5$.

It is shown that Ri_B method can be used in urban areas and that urban Ri_{Bc} should have certain limitations despite of a wide spectrum of practical values used today. Significantly increased Ri_{Bc} values in SBL were determined from the NWP and soundings data, which is the consequence of increased surface roughness in the urban area. The verification of ALADIN through the determination of H was also done. Decoupling from the surface in the very SBL was detected as a consequence of the flow ease resulting in Ri_B becoming very large.

ŽIVOTOPIS

Rođena sam 28.06.1973. u Brčkom, djevojačko prezime Peljto. Osnovnu i srednju školu pohađala sam u Splitu gdje sam završila Matematičko informatički obrazovni centar 1992. godine. Iste godine upisala sam Prirodoslovno-matematički fakultet u Zagrebu, gdje sam diplomirala 1999. sa temom: 'Proračun putanje česti zraka metodom Chena i Smitha', a iz toga je objavljen i rad u časopisu Geofozika u koautorstvu sa voditeljicom radnje Dr.sc. Zvjezdanom Bencetić Klaić. Poslijediplomski studij Geofizike upisala sam 2001. godine

Od 2001. godine zaposlena sam na Državnom hidrometeorološkom zavodu u odsjeku za meteorološka istraživanja i razvoj, u odjelu za kakvoću zraka. Jedan od osnovnih poslova je istraživanje prostorne i vremenske ovisnosti onečišćenja atmosfere i okoliša o meteorološkim uvjetima, te modeliranje atmosfere (regionalni i daljinski prijenosi polutanata).

Od 2002 sudjelujem na projektu: 'Oluje i prirodne katastrofe u Hrvatskoj' koji financira Ministarstvo znanosti i tehnologije.

Stručno usavršavanje dobila sam na nekoliko radionica i seminara:

-‘ALATNET Seminar on the Numerical Methods and NWP applications', Kranjska Gora, Slovenia, 27. May, - 06. Jun, 2002.,

-'12th ALADIN Workshop', Medulin, Croatia, 3-6 Jun.2002.,

-'VIIth International symposium in waste management', Zagreb, Croatia, 13.-15.11.2002., 2003,

-'Air Pollution Issues & Simulation Modeling', Catania, Italy, 13-17 September 2003.,

-ECMWF Seminar: 'Recent developments in numerical methods for atmospheric and ocean modelling', 6-10 September, 2004 Reading, UK

POPIS RADOVA

Časopisi:

Izvorni znanstveni radovi

Peljto (Jeričević) A. i Klaić B.Z., 1998. Accidental release of hydrogen sulfide in Nagilengel, Hungary on November 14, 1998- A trajectory study. *Geofizika* Vol. **16-17**, 1999-2000, 43-51.

Jeričević A., Špoler Čanić K. i Vidič S., 2004. The prediction of mixing height and stability in complex orography. *Hrv. Meteor. Časopis* **39.** (U tisku)

Jeričević, A. i Grisogono, B. 2005. The critical bulk Richardson number in urban areas: verification and application in a NWP model., *Tellus A* (Accepted).

Prethodna priopćenja

Kos I., Belušić D., **Jeričević A.**, Horvath K., Koračin D. i Telišman Prtenjak M., 2004. A Description of Atmospheric Lagrangian Particle Stochastic (ALPS) Dispersion Model. *Geofizika* Vol **21**, 37-52.

Jeričević, A., Čanić, Š.K., Tomšić, D., Žibrat, Z., Kraljević L. i Grisogono B. 2005. Sodar and radio sounding measurements at Zadar, Croatia. *Hrv. Meteor. Časopis* **40**, 312-315.

Znanstveni skupovi:

Jeričević A. i Grisogono B., 2004. *Mixing height computation from a numerical weather prediction model*. Proceedings form 9th Int. Conf. On Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes, Garmisch-Partenkirchen, Germany 1-4 Jun 2004., 265-269.

Belušić D., Koračin D., Kos I., **Jeričević A**., i Horvath K., 2004. Simulations of the turbulence and dispersion processes in a coastal region**.** 11th Conference on Mountain Meteorology and the Annual Mesoscale Alpine Program (MAP), Bartlett, NH, USA, 21-25.06.2004.