

SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET

Maja Telišman Prtenjak

***Numeričko simuliranje obalne cirkulacije
zraka na sjevernom Jadranu***

Disertacija

Voditelj rada:
prof. dr. sc. Branko Grisogono

Zagreb, 2006.

Najtoplje se zahvaljujem prof. dr. sc. Branku Grisogonu na strpljivom i nesebičnom vođenju tijekom izrade ove disertacije. Također se zahvaljujem Državnom hidrometeorološkom zavodu te Hrvatskoj kontroli zračne plovidbe d.o.o na ustupljenim podacima vjetra, temperature zraka i temperature površine mora i tlaka zraka radi njihove analize te usporedbe s rezultatima numeričkih simulacija. Zahvaljujem se doc. dr. sc. Zvjezdani Bencetić Klaić i mr. sc. Danijelu Belušiću s Geofizičkog zavoda i Theodorosu Nitisu sa Sveučilišta *Egean, Mytilene* u Grčkoj na konstruktivnim diskusijama i savjetima te pomoći vezanoj uz rad s mezoskalnim modelom. Zahvaljujem se dr. Josipu Jurasu, prof. dr. sc. Mirku Orliću i dipl. inž. Ivi Lukšiću jer su potaknuli moje zanimanje za dnevne periodičke vjetrove na sjevernom Jadranu. Zahvaljujem se također svim članovima svoje obitelji kao i prijateljima na strpljenju i velikoj podršci u proteklom razdoblju. Rad je izrađen i opremljen uz financijsku pomoć projekata Ministarstva znanosti, obrazovanja i športa: *Sustav atmosfera-Jadran* (0119330) i *Valovi i turbulencija u atmosferi* (0119339).

SADRŽAJ

1. Uvod	5
1.1. Obalna cirkulacija.....	6
1.2. Rezultati dosadašnjih istraživanja obalne cirkulacije u Hrvatskoj..	9
1.3. Otvorena pitanja i cilj istraživanja	13
2. Odabrani skup dana s obalnom cirkulacijom	14
2.1. Područje istraživanja.....	14
2.2. Uvjeti nastanka obalne cirkulacije na Jadranu.....	15
2.3. Odabir dana s pojavom obalne cirkulacije na Jadranu.....	16
2.4. Osnovne karakteristike obalne cirkulacije.....	18
2.5. Hodografi vjetra obalne cirkulacije.....	24
3. Simulacije trodimenzionalnim nehidrostatičkim numeričkim mezoskalnim modelom (MEMO6)	33
3.1. Nehidrostatički numerički mezoskalni model.....	33
3.2. Domena modela, početni i granični uvjeti.....	35
3.3. Simulirana razdoblja.....	36
3.4. Numerički eksperimenti.....	39
4. Rezultati numeričkih simulacija	41
4.1. Usporedba rezultata modela s mjeranjima.....	41
4.2. Osnovne karakteristike prizemnog polja strujanja.....	48
4.3. Specifične strukture prizemnog polja strujanja	53
4.3.1. Mezoskalno vrtloženje u Riječkom zaljevu.....	53
4.3.2. Konvergentne zone nad Istrom i otokom Krkom.....	58
4.3.3. Povratna grana strujanja u obalnoj cirkulaciji nad Rijekom...	63
4.4. Karakteristike graničnog sloja nad glavnim postajama	66
5. Zaključak	75
Literatura	78
Prilog A: Jednadžbe MEMO6 modela.....	83
Prilog B: Simulacije vjetra za razdoblja (A) – (C): Velika domena.....	87
Prilog C: Simulacije vrtloga za (B) i (C) razdoblje: Mala domena.....	94
Sažetak	96
Summary	98
Životopis	100
Popis radova	101

List simbola i skraćenice

ACW – (eng. *anti-clockwise*) zakretanje u suprotnom smjeru od kazaljke na satu

CW – (eng. *clockwise*) zakretanje u smjeru kazaljke na satu

D – divergencija

2D – dvodimenzionalno

ΔT – razlika u temperaturi zraka nad kopnom i površinske temperature mora

f – Coriolis-ov parametar

φ – geografska širina

γ – vertikalni gradijent temperature

H_{ob} – visina cirkulacijske ćelije

H – visina graničnog sloja

h – visina maksimalne brzine smorca

H_s – visina smorca

KE – kinetička energija

KZ – konvergentna zona

MAPE – (eng. *mesoscale available potential energy*) raspoloživa potencijalna energija na mezoskali

PBL – (eng. *planetary boundary layer*) granični sloj

r – koeficijent korelacije

SEV – srednjeeuropsko vrijeme

Θ – potencijalna temperatura

Θ_v – virtualna potencijalna temperatura

T_m – površinska temperatura mora

T_z – temperatura zraka nad kopnom

TKE – turbulentna kinetička energija

3D – trodimenzionalno

ζ – vrtložnost

UTC – vrijeme prema nultom meridijanu

VH – horizontalna brzina smorca

VH_m – maksimalna horizontalna brzina smorca

1. UVOD

Obalna područja su ponegdje vrlo gusto naseljena, a ljudska djelatnost i zdravlje pod stalnim su uplivom lokalnih cirkulacija. Zbog svoje važnosti te zbog svoje fascinantne dinamike, lokalne cirkulacije predstavljaju nepresušni izvor istraživanja. Jedan primjer lokalne cirkulacije je obalna cirkulacija koja nastaje kao glavni produkt površinske nehomogenosti. Do sada su je vrlo intenzivno istraživali mnogi autori kroz dugi niz godina (npr. Defant 1951; Fisher 1961; Physick 1976; Hsu 1988; Simpson 1994; Miller *i sur.* 2003) te stoga postoje brojne opservacijske (npr. Banta *i sur.*, 1993; Finkele *i sur.* 1995; Rogers *i sur.* 1998; Tijm *i sur.* 1999; Soriano *i sur.* 2001), analitičke (npr. Dalu i Pielke 1989) i numeričke (npr. McPherson 1970; Brière 1987; Arritt 1993; Cui *i sur.* 1998; Telišman Prtenjak i Grisogono 2002) studije. Prvi pokušaj numeričkog modeliranja te pojave napravio je Estoque (1962) dvodimenzionalnim (2D) numeričkim modelom, a potom slijede simulacije napravljene realističnjim atmosferskim trodimenzionalnim (3D) modelima.

Prvu 3D studiju napravio je Pielke (1974) za obalnu cirkulaciju na Floridi. Upravo je 3D numerička studija mogla pokazati sav utjecaj horizontalne asimetrije obale južne Floride na obalnu cirkulaciju i kumulusnu konvekciju. Ulrickson i Mass (1990) te Lu i Turco (1995) analizirali su međudjelovanje lokalnih cirkulacija s vjetrom na sinoptičkoj skali da bi odredili uzrok velikog onečišćenja u Los Angelesu. Te studije također su koristile 3D mezoskalne modele te su pratile prijenos onečišćujućih tvari unutar sloja miješanja. Ulogu topografije u 3D razvoju obalne cirkulacije duž centralne obale Kalifornije pokazali su npr. Cui *i sur.* (1998) i Tjernström i Grisogono (2000). Oni su analizirali pojačan razvoj obalne cirkulacije za pojedine smjerove sinoptičkog vjetra te pojavu prizemne mlazne struje paralelne obali. U Japanu, Ohashi i Kida (2002) su ispitivali ponašanje obalne cirkulacije nad složenom topografijom koja uključuje planinsko zaleđe te utjecaje urbanih područja (smještenih na obali i u zaleđu) na lokalne cirkulacije koje imaju znatnu ulogu u prijenosu onečišćenja. Istraživanja koja su proveli Tjernström i Grisogono (1996), Grisogono i Tjernström (1996), i Grisogono *i sur.* (1998) pokazala su glavne 3D karakteristike obalne mlazne struje i obalne cirkulacije duž jugozapadne obale Baltika. Na Mediteranu, pojavu obalne cirkulacije istraživali su Ramis i Romero (1995) simulirajući njenu strukturu i razvoj na Majorci. Melas *i sur.* (1998) analizirali su složenu 3D strukturu obalne cirkulacije u Ateni, a Soriano *i sur.* (2001) u Barceloni. Baldi *i sur.* (1998) i Caballero i Lavagnini (2002) diskutirali su karakteristike lokalnih cirkulacija nad južnom Italijom i nad Rimom. Sve te studije proučavaju različite utjecaje oblika obale i topografije na pojavu i razvoj obalne cirkulacije.

Zaključak je navedenih istraživačkih studija da obalna cirkulacija nad složenim terenom može prodrijeti u zaleđe i biti kanalizirana kroz planinske prijevoje uz znatne promjene u horizontalnoj i vertikalnoj strukturi. U takvim uvjetima može se oformiti višeslojna vertikalna struktura kod koje nema pojave povratne grane strujanja. U prizemnom strujanju javlja se pojačano horizontalno smicanje, mezoskalni vrtlozi ili konvergentne zone (Tjernström i Grisogono 1996). Također pojava vjetra cirkulacije obronka na strmim obalama znatno utječe na početak i dubinu obalne cirkulacije.

Hrvatska obala je izvrstan primjer vrlo razvedene brdovite obale s mnogo otoka (njih više od 1700) i brojnim gradovima. Nagla i nekontrolirana urbanizacija obalnog

dijela može imati negativne posljedice na mikroklimu. Promjene u mikroklimi imaju značajan utjecaj na turizam, ribarstvo, avijaciju te prijenos onečišćenja u zraku i moru.

Postoji nekoliko tipičnih režima strujanja na našoj obali. Dobro poznatu buru i jugo istraživali su brojni autori (npr. Jurčec *i sur.* 1996; Enger i Grisogono 1998; Belušić i Bencetić Klaić 2004). Kao treći tipičan režim strujanja na Jadranu pojavljuje se obalna cirkulacija koja je učestalija u toplom dijelu godine (Orlić *i sur.* 1988). Ona tijekom dana često mijenja smjer zbog djelovanja Coriolisove sile i kanaliziranja. Češće se pojavljuje na južnom dijelu Jadrana (Penzar 1968, 1977). Rezultati opservacijskih studija (Orlić *i sur.* 1988; Telišman Prtenjak 2003) ukazali su na važnost i učestalost (oko 50% dana u ljetnom periodu) obalne cirkulacije koja je pod izrazitim utjecajem terena.

Za razliku od dobro istražene bure i juga, pojava obalne cirkulacije nije toliko sistematski proučavana. Najveći broj studija o obalnoj cirkulaciji klimatološkog je karaktera koje su itekako pomogle u rasvjetljavanju pojave obalne cirkulacije na našoj obali. Rezultati nekih od njih nalaze se u radovima sljedećih autora: Juras (1962), Lukšić (1968, 1989, 1995, 1996), Makjanić (1958), Orlić *i sur.* (1988) i Penzar (1968, 1976, 1977). Pa ipak, primjećuje se relativno skroman broj radova koji se bave modeliranjem obalne cirkulacije u odnosu na statističke studije. Takav omjer ukazuje na potrebu organiziranja detaljnijih (iako i skupih) visinskih i daljinskih mjerjenja same pojave, odnosno na češću primjenu numeričkih modela zbog važnosti lokalne cirkulacije na kvalitetu života u priobalnom dijelu. Koristeći suvremene numeričke metode moguće je u određenoj mjeri nadoknaditi nedostatak daljinskih i visinskih meteoroloških postaja na sjevernom Jadranu te proširiti rezultate klimatoloških studija. Numerički mezoskalni meteorološki model na dinamički konzistentan način povezuje prostorno-vremenska polja strujanja, pa čak i ona polja koja je izuzetno teško mjeriti na terenu. Osim detaljnijeg upoznavanja 3D strukture obalne cirkulacije, rezultati numeričkih studija daju također i kvalitetniju procjenu novih lokacija mjernih postaja. Stoga je cilj ove disertacije sustavno istražiti numeričkim modelom 3D strukturu obalne cirkulacije nad sjevernim Jadranom te na taj način popuniti značajan dio praznine u dosadašnjim rezultatima. U tu svrhu koristi se 3D nehidrostaticki numerički model, MEMO6 kojim se simulira i analizira nekoliko odabralih razdoblja, a dobiveni rezultati se uspoređuju s dostupnim mjerjenjima. Dodatni testovi osjetljivosti u kojima se mijenjaju početna konfiguracija terena i sinoptički uvjeti, daju dodatne informacije o kanaliziranoj struji zraka, vertikalnoj i horizontalnoj strukturi obalne cirkulacije te niskim tranzientnim vrtlozima nad morem. Dio rezultata ovog rada publiciran je u Telišman Prtenjak (2003) i Nitis *i sur.* (2005). U praksi, rezultati ove studije mogu znatno doprinijeti u dalnjim ekološkim istraživanjima, u avijaciji te kontroli prometa, kao i u turizmu.

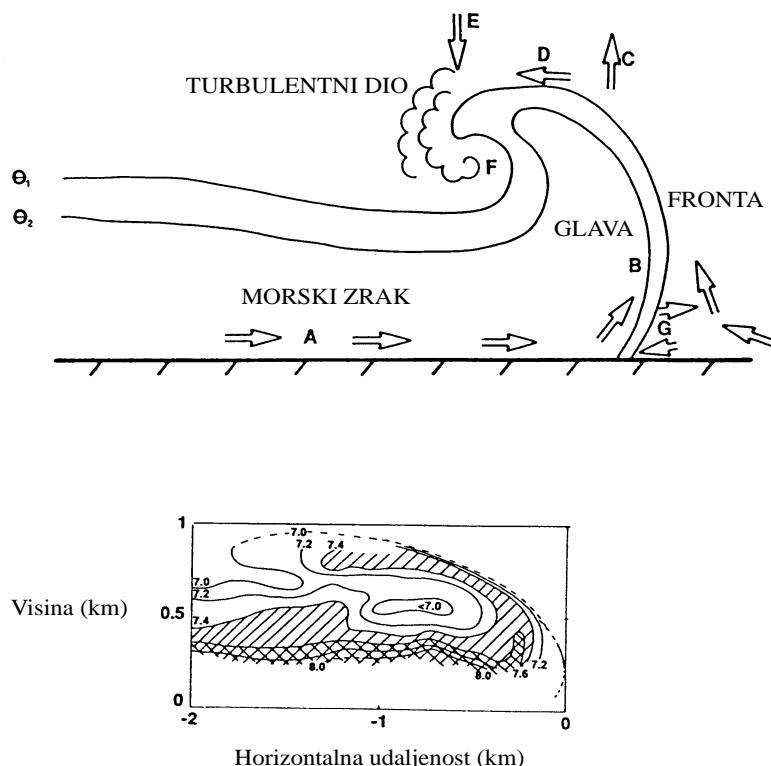
1.1. Obalna cirkulacija

Obalna cirkulacija nastaje zbog razlika u zagrijavanju (danju) odnosno hlađenju (noću) kopna i mora za radijacijskog tipa vremena, osobito u toplijem dijelu godine. Kako se tlo zagrijava jače nego more, nad kopnom dolazi do dizanja toplog zraka blizu obale i do gibanja hladnog zraka koji ga zamjenjuje; *smorac*^{*}. Idealizirano gledano, nad

* Naziv *smorac* i *kopnenjak* koristit će se u ovom radu za dnevne odnosno noćne faze cijelodnevnog ciklusa vjetra uz obalu. Pod pojmom *smorac* podrazumjeva se npr. kombinacija smorca i uzlaznog vjetra obronka i slabog sinoptičkog vjetra.

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

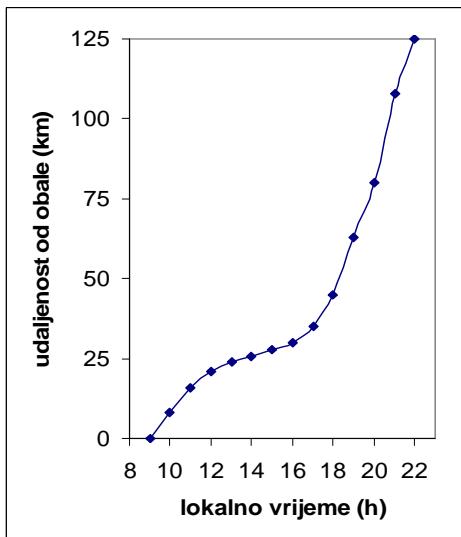
kopnom se zrak dizanjem hlađi približno sve do nivoa na kojem su izobare paralelne ravnoj horizontalnoj podlozi. Na visini se javlja sporija struja u suprotnom smjeru koja puše s kopna prema moru. Tijekom noći situacija je suprotna. Kopno se hlađi jače od mora i stvara se suprotno strujanje. Sada hladan zrak struji s kopna na more; *kopnenjak*, nad morem se zagrijava i uzdiže, i na određenoj se visini vraća natrag prema kopnu gdje se spuštanjem zatvara cirkulacija. Noćni vjetar je slabiji od dnevnog, a i visina noćne cirkulacijske čelije manja je u odnosu na visinu njezinog dnevnog dijela.



Slika 1: a) Dvodimenzionalni shematski prikaz smorca prema Holland i McBride (1989), b) vertikalni presjek omjera miješanja (g/kg) kroz frontu smorca prema Simpson i sur. (1977).

Na Sl. 1a nalazi se shematska 2D dobro razvijena struktura smorca gdje su glavne karakteristike označene velikim slovima od A do G (Holland i McBride 1989). Skica pokazuje linije potencijalne temperature, Θ , relativno gibanje zraka i područje turbulentnog gibanja u smorcu. Donja grana cirkulacije sastoji se od hladnijeg morskog zraka iza podignute 'glave'. Prednja strana te struje zraka naziva se frontom smorca i obično je oko dva puta viša od visine strujanja morskog zraka prema obali. Morski zrak (A) giba se prema fronti i naglo se uspinje uvis (B) uz toplijii zrak nad kopnom ispred fronte. Uzlazno gibanje (C) iznad fronte često je povezano s razvojem kumulusnih oblaka. Povratna grana ulazi u turbulentni dio iza 'glave', a na nju se nastavlja silazno gibanje (E). Intenzitet i širina silaznog gibanja mogu utjecati na lokalno vrijeme u obalnom području. Zrak na većim visinama može biti uvučen u

područje ‘glave’ (F) što je posebno važno za kakvoću zraka. Uslijed trenja na površini dolazi do usporavanja strujanja pri tlu. Pritom dolazi do miješanja hladnijeg morskog zraka s već postojećim toplijim zrakom ispred fronte. Na taj se način stvara turbulencija i neujednačena struktura na donjoj prednjoj strani fronte (G). Slika 1b pokazuje presjek omjera miješanja na temelju mjerjenja kroz frontu smorca te ukazuje na prodiranje suhog zraka s većih visina u cirkulaciju iza područja ‘glave’ (prema Simpson *i sur.* 1977).



Slika 2: Shematski prikaz prodiranja fronte smorca nad kopno (km).

Dnevno kretanje fronte smorca shematski je nacrtano na Sl. 2. Ukoliko postoje povoljni sinoptički uvjeti, smorac će se u jutarnjim satima (od 0800 – 1100 h) razviti čim se uspostavi dovoljno velika razlika između površinskih temperatura kopna i mora. Međutim prilikom njegovog napredovanja nad kopno javlja se usporavanje u ranim poslijepodnevnim satima (1200 - 1600 h). Zrak morskog porijekla, koji struji od obale prema fronti, prima istu količinu senzibilne topoline kao i zrak nad kopnom ispred fronte. Visina sloja miješanja između obale i fronte manja je od one nad kopnom zbog nadolaska hladnijeg i stabilnijeg zraka. Zbog toga se očekuje veći porast temperature morskog zraka u odnosu na porast temperature zraka ispred fronte. Razlika u gustoći (temperaturi) duž fronte se smanjuje tijekom dana te uzrokuje sporije prodiranje cirkulacije. Za vrijeme kasnijih poslijepodnevnih sati (nakon 1700 h), iza fronte, temperatura se počinje smanjivati uslijed dolaska novog morskog zraka kojem se predaje manje senzibilne topoline. Kao posljedica javlja se jačanje gradijenata duž fronte smorca i njeno ubrzanje. Kasnije, nakon 2000 h, može doći do odsijecanja vrtloga morskog zraka koji se nastavlja gibati dublje u unutrašnjost.

Hodografi su jedan od statističkih načina predstavljanja mjerенog vjetra. Uobičajena rotacija teorijskog hodografa za obalnu cirkulaciju na sjevernoj hemisferi je uvek u smjeru kazaljke na satu (eng. *clockwise*, CW) zbog zakretanja Corioliove sile (Haurwitz 1947). Pa ipak, odstupanja od standardnog hodografa u smjeru suprotnom kazaljci na satu (eng. *anti-clockwise*, ACW) zabilježeno je na brojnim postajama (npr. u radovima Kusuda i Abe 1989; Steyn i Kallos 1992; Simpson 1994). Prema rezultatima studija Kusuda i Alpert (1983), ACW rotacija je moguća jedino u blizini strmih razvedenih obala. Dinamičke analize koju su učinili Kusuda i Alpert (1983) te Steyn i

Kallos (1992) pokazale su da je rotacija hodografa kontrolirana ravnotežom sila u horizontalnoj jednadžbi gibanja. Duž Jadrana, ispitivanja mjereno vjetra u Senju također su ukazala na pojavu ACW rotacije (Orlić i sur. 1988; Lukšić 1989; Telišman Prtenjak 2003).

1.2. Rezultati dosadašnjih istraživanja obalne cirkulacije u Hrvatskoj

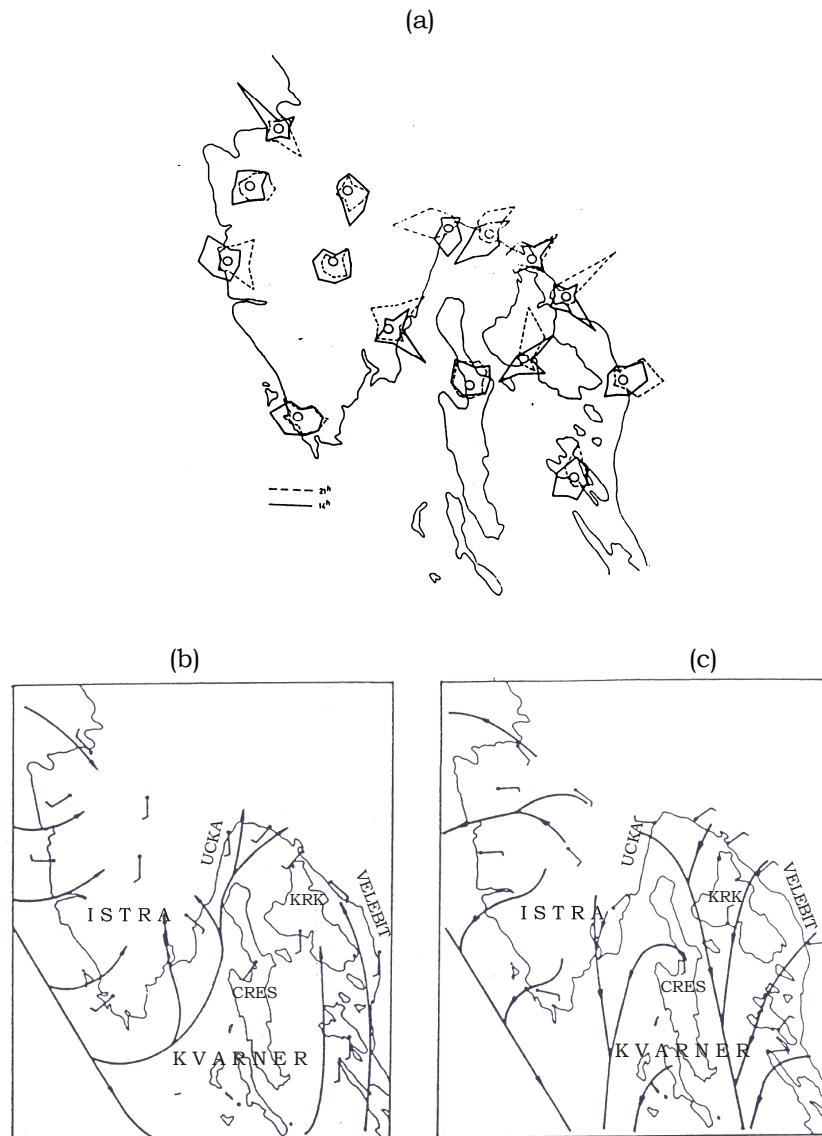
Obalna cirkulacija se istražuje na brojnim meteorološkim postajama duž Jadrana u nizu klimatoloških studija. Prikaz radova može se naći u Telišman Prtenjak (1998/99). Istraživanja su pokazala da se uglavnom javlja za vedra neporemećena vremena u slučaju bezgradijentnog polja tlaka (Penzar 1968). Razvoj je također moguć i u slučaju slabog advektivnog strujanja s kopna uz malu do umjerenu naoblaku. Kod svih navedenih tipova vremena javlja se geostrofička advekcija manja od 30 km h^{-1} na 850 hPa u području Dinarida. Tijekom ljetnih mjeseci na obalnu cirkulaciju na našoj obali utječe i druga grana eteze koja se slijeva južno od Alpa, ide duž osi Jadrana, Jonskim morem do Perzijskog zaljeva. Etezija je zračna struja koja nastaje između azorske anticklone i ljetne depresije tlaka u Aziji nad Turskom. Ona je duž Jadrana sjeverozapadnog (NW) smjera, nije tako jako naglašena (od 1 do 5 bofora), a njen je utjecaj jači na otvorenom moru i na većim visinama (planinskim vrhuncima). U slučaju podudaranja smjerova grane eteze i smorca govorimo o maestralu (Penzar i Makjanić 1978, Poje 1995). Penzar i Makjanić (1978) smatraju da posebne okolnosti mogu pojačati obalnu cirkulaciju ili samo jednu njenu granu. Oni prepostavljaju da planine duž obale pojačavaju cijeli sustav strujanja jer se uz obronke istovremeno razvija i cirkulacija obronka u kojoj vjetar ima isti smjer kao i obalna cirkulacija.

Na južnom Jadranu pojava obalne cirkulacije je češća i većih je energija u odnosu na onu na sjevernom dijelu Jadrana (Penzar i sur. 1988, 1996; Orlić i sur. 1988). Orlić i sur. (1988) su pretpostavili na temelju rotacijske spektralne analize da je uzrok smanjenja energije 24-satne oscilacije vjetra u manjoj razlici između površinskih temperatura kopna i mora prema sjevernom, zatvorenom kraju Jadrana. Oni smatraju da je to posljedica promjene u sunčevoj radijaciji na gornjoj granici atmosfere, povećane naoblake na sjevernom Jadranu, konfiguracije obale i otoka te manje dubine mora. S udaljavanjem od glavne kopnene mase prema pučini, također se uočava smanjenje energije iste periodičke komponente. Unatoč svojoj velikoj učestalosti vjetar obalne cirkulacije ima male energije i nije iskoristiv kao alternativni izvor energije (Penzar i sur. 1988). Često se uočava istovremeno pojavljivanje dvije ili više obalnih cirkulacija. Tako je Lukšić (1968, 1991) analizirao osobine cirkulacijskog sustava u Sutivanu na otoku Braču, gdje se pojavljuju dvije cirkulacije: manja sutivanska i veća kontinentalna koja je vezana uz samu obalu. Za postaju Govedari na otoku Mljetu Lukšić (1995) smatra da postoje čak tri sustava obalne cirkulacije zraka. Prva prevladavajuća odnosi se na relativno veliku i tromu kontinentalnu cirkulaciju. Druga je mljetska cirkulacija, a treći sustav javlja se između dubljeg otvorenog mora na jugoistoku i plićeg mora s poluotokom i otocima na sjeverozapadu. Marić (1998) je izveo nekoliko termodinamičkih kriterija za određivanje dana s "čistim" smorcem, koristeći se višegodišnjim podacima o temperaturi zraka i smjeru i brzini vjetra te je na temelju tih podataka opisao svojstva smorca u Šibeniku. Trošić (2002) je predložila strog kriterij za odabir dana s neporemećenom obalnom cirkulacijom na temelju usporedbe satnih vrijednosti temperature kopna i mora.

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

Rezultati studija Penzar (1968, 1977) i Penzar *i sur.* (1996) su pokazali da uski morski kanali između obale i susjednih otoka kao i male kopnene površine malih otoka (kao na primjer Lastova ili Palagruže) ne dopuštaju potpun razvoj obalne cirkulacije.

Na temelju podataka klimatoloških stanica u 3 termina u razdoblju 1955–1959, Juras (1962) pomoću ruže vjetra uočava na postajama Poreč, Rijeka, Opatija, Kraljevica, Crikvenica, Krk, Rab dobro razvijene obalne cirkulacije (Sl. 3a). Također na temelju podataka vektorskih srednjaka crta strujnice za ovaj dio Jadrana (Sl. 3b, 3c). Jugozapadnjak u Rijeci u 1400 h se oblikuje u Velim Vratima i iz zapadnog i iz južnog

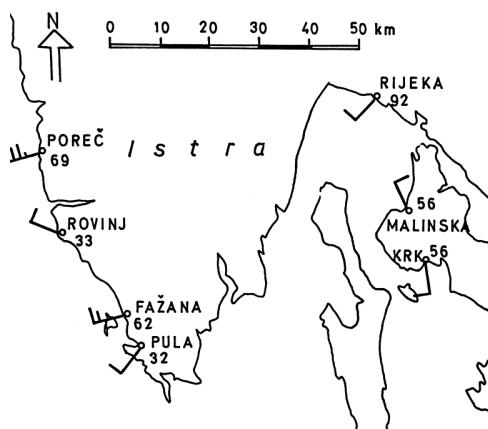


Slika 3: (a) Čestine smjerova vjetra ljeti u Istri i Kvarneru u 1400 h (puna linija) i u 2100 h (isprekidana linija); vektorski srednjaci i strujnice za sjeverni Jadran tijekom ljetnih mjeseci za (b) 1400 h i (c) 2100 h u razdoblju od lipnja do kolovoza 1955-1959 (prema Juras 1962).

vjetra koji ulaze u Kvarner (Penzar *i sur.* 2001). Na pojavu smorca i kopnenjaka na postajama Krk i Rab svakako utječu i veće mase tih otoka, za razliku od slabo

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

razvijene cirkulacije na otoku Cresu (Juras 1962). U morskim kanalima između otoka ili otoka i kopna, smorac pokazuje tendenciju da slijedi smjer tih kanala (npr. u Crikvenici). Općenito se režim strujanja na zapadnoj obali Istre razlikuje od onog na Kvarneru i po stalnosti i po jačini smorca zbog pojačavanja tog lokalnog vjetra općim NW strujanjem zraka (Sl. 4). Uočeno je također da na zapadnoj obali Istre smorac ima veću brzinu od kopnenjaka, za razliku od istočne obale Kvarnera, gdje je situacija suprotna. Vertikalni profili vektorskih srednjaka za Pulu pokazuju visine slojeva smorca i kopnenjaka na Sl. 5.



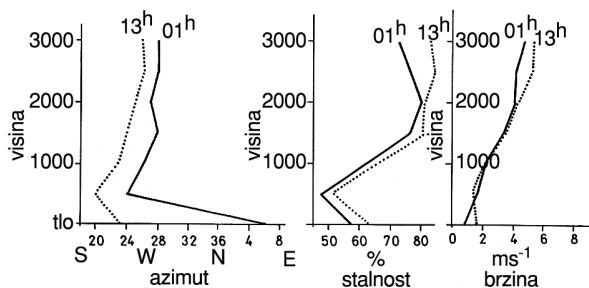
Slika 4: Vektorski srednjaci i stalnost (%) prizemnog vjetra u 1400 h za 30 neporemećenih dana od svibnja do kolovoza 1959-1967. Dugo pero na strelici označuje 1 m s^{-1} , a kratko 0.5 m s^{-1} (prema Lukšić 1989 iz Penzar i sur. 2001).

Makjanić (1966) uočava pojavu smorca u Senju u topлом dijelu godine s maksimalnom čestinom u lipnju te minimalnom u ožujku i listopadu. U svojim kasnijim radovima Makjanić (1976) smatra da razvoj bure može biti potaknut obalnom cirkulacijom. Iako tijekom dana smorac puše prema kopnu te smanjuje tako brzinu bure, noću kopnenjak i bura pušu u istom smjeru, pa se prilikom određenih sinoptičkih uvjeta, kopnenjak može pojačati uslijed prodora hladnog zraka iz zaleđa.

Rezultati studije Orlić *i sur.* (1988) su pokazali da vjetar u Senju danju ima prevladavajuće protusatno zakretanje, za razliku od svih ostalih ispitivanih postaja, na kojima se vjetar mijenja u smjeru kazaljke na satu. Autori smatraju da je uzrok takva ponašanja mezoskalni gradijent tlaka koji je paralelan obali. Lukšić (1989) također pokušava dati odgovor na taj fenomen te daje stroge statističke kriterije za odabir dana s vrlo povoljnim prilikama za razvoj vjetra obalne cirkulacije. U tu svrhu autor koristi podatke o trajanju insolacije, naoblaci, satnim brzinama vjetra i dnevnom hodu tlaka. Pronalazi da na obalnu cirkulaciju, osim vrlo učestale bure, djeluju i uzlazni i silazni vjetar obronka te dolinski i planinski vjetar, čineći tako vrlo složenu sliku i uzrokujući dnevno protusatno zakretanje vjetra. Ustanovljeno je da se smorac javlja s uzlaznim vjetrom obronka kao jugozapadnjak ili s dolinskim vjetrom kao sjeverozapadnjak, a kopnenjak s planinskim vjetrom i slabom burom kao jugoistočnjak ili sa silaznim vjetrom obronka kao slab sjeveroistočnjak. Telišman Prtenjak (2003) je pomoću 4-godišnjeg niza podataka (1999-2002) preliminarno pokazala srednje karakteristike obalne cirkulacije na 10 odabranih postaja u Istri i Kvarneru. Rezultati, osim što su potvrdili dnevnu anticiklonalnu rotaciju vektora vjetra u Senju, pokazali su slično

ponašanje dnevnog vektora vjetra i za Malinsku. Pa ipak, kratkoča niza nije dala klimatološki reprezentativne rezultate.

Nedavno su Pandžić i Likso (2005) primijenili metodu analize glavnih komponenta kao jednog objektivnog pristupa za klasifikaciju tipova strujanja na Jadranu. Koristili su podatke vjetra iz klimatoloških termina (u 0700, 1400, 2100 h), te reanalize 1000 hPa i 850 hPa plohe kao i debljine relativne topografije 850-1000 hPa. Rezultati su ukazali na 11 tipičnih tipova strujanja nad Jadranom koji uključuju između ostalih i eteze, vjetar obalne cirkulacije te njihovo kombinirano međudjelovanje.



Slika 5: Vektorski srednjaci vjetra u Puli u 28 neporemećenih dana u razdoblju 1959-1967. Noćni vjetar (puna linija) iz ENE smjera zahvaća sloj plići od 500 m, a podnevna jugozapadna struja (crtkana linija) je nešto deblja. Iznad 2000 m strujanje je zapadno (prema Lukšić 1989 iz Penzar i sur. 2001).

Modeliranje obalne cirkulacije u Hrvatskoj rađeno je u vrlo malo studija. Makjanić (1958) je u svojoj disertaciji predstavio analitički model smorca na temelju Defantove teorije (Defant 1950). Model se zasniva na ravnoteži između gradijenta tlaka, Coriolisove i lokalne akceleracije i trenja. Simulirani smorac je testiran na podacima postaje u Splitu. Međutim uslijed većeg broja korištenih pretpostavki postoji tek djelomično podudaranje između mjerenja i simulacija. Tako na primjer, zanemarivanjem advektivnih članova u jednadžbama gibanja rezultati daju potpuno simetričnu (nerealnu) cirkulaciju. Primjena 2D numeričkih modela za simuliranje obalne cirkulacije može se naći u npr. Jančijev (1996) i Telišman Prtenjak i Grisogono (2002). Obje studije su teorijskog karaktera. U prvoj se simuliraju osnovne karakteristike obalne cirkulacije numeričkim modelom, a u drugoj studiji se pomoću razvijenog i testiranog modela, ispituje utjecaj hrapavosti podloge na strukturu smorca. Promjene hrapavosti podloge pokazale su nelinarnu vezu između dnevnog razvoja, brzina i prodiranja smorca nad kopno te turbulentne kinetičke energije i turbulentnih tokova. Hrapavost podloge istovremeno utječe na razvoj turbulentnosti unutar sloja miješanja tijekom dana i na smanjenje brzine vjetra unutar površinskog sloja. Pokazalo se da je međusoban neliniaran odnos između ta dva efekta bazičan za visinu i prodiranje smorca nad kopno. Tako je hrapava podloga povećala intenzitet turbulentnosti i visinu graničnog sloja što je posljedično utjecalo na povećanje visine, jačine i brzine prodiranja smorca. Izrazito hrapava podloga znatno je utjecala na dissipaciju brzina smorca u površinskom sloju te je usporila njegovo nadiranje nad kopno. Nedavno je u studiji Nitis i sur. (2005), gdje je i objavljen dio ovog rada, prvi puta simulirana obalna cirkulacija 3D modelom. Rezultati modela su pokazali zadovoljavajuće podudaranje s mjeranjima, što je omogućilo i daljnju analizu određenih mezo-struktura u polju strujanja u ovom radu.

1.3. Otvorena pitanja i cilj istraživanja

Kao što je prikazano u prethodnom poglavlju, rezultati klimatoloških studija znatno su rasvijetlili osnovne karakteristike obalne cirkulacije na našoj obali. Pa ipak prizemna mjerena na meteorološkim postajama ne mogu prikazati opće prostorne karakteristike lokalnih cirkulacija. Bez dodatnih daljinskih mjerena (npr. pilot-balonskih, lidarskih ili sodarskih mjerena) teško možemo predočiti strukturu lokalnih cirkulacija kao što je horizontalna ili vertikalna varijabilnost vjetra i/ili pojava povratne grane strujanja unutar obalne cirkulacije. U tu svrhu primjena testiranih mezoskalnih modela može znatno pridonijeti boljem poznavanju lokalnih cirkulacija.

Ovdje je stoga cilj napraviti detaljnu sistematičnu 3D studiju o polju strujanja nad Istrom i Kvarnerom. Upotrebom dobro provjerenog modela analizira se i horizontalna i vertikalna struktura termički pokretane i topografski modificirane zračne struje u tom dijelu Jadrana za vrijeme nekoliko odabralih anticiklonalnih razdoblja.

Analizirajući prizemna mjerena vjetra, tlaka, temperature te naoblake glavnih postaja kao i upotrebom modela pokušat će se odgovoriti na sljedeća pitanja:

- 1) Koliki je utjecaj planina duž obale na vjetar obalne cirkulacije zbog nastanka vjetra cirkulacije obronka?
- 2) Postoji li smanjenje temperaturne razlike između kopna i mora s višim zemljopisnim širinama duž Jadrana?
- 3) Koliki je utjecaj brojnih otoka na energiju obalne cirkulacije u Istri i Kvarneru?
- 4) Koji je uzrok protusatnog zakretanja dnevnog vjetra u Senju?

2. ODABRANI SKUP DANA S OBALNOM CIRKULACIJOM

Pomoću hodografa možemo dobro ocijeniti vremensku varijabilnost razvoja obalne cirkulacije unutar 24 sata. U tom slučaju, ruža vjetra je neprikladna metoda. Autori (Lukšić 1989; Trošić 2002) koji su izradili dosadašnje hodografe obalne cirkulacije za neke od postaja (Opatija, Senj, Zadar) koristili su relativno mali skup podataka u klimatološkom smislu (Lukšić koristi svega 30 dana za Senj, a Trošić 45 i 67 dana za Opatiju i Zadar). Stoga je ovdje cilj bio izraditi klimatološke 24 satne hodografe glavnih postaja na sjevernom Jadranu te upoznati i neke druge karakteristike kao što su učestalost obalne cirkulacije, vrijeme trajanja smorca i kopnenjaka, vrijeme početka i vrijeme završetka smorca, prosječna jačina smorca i kopnenjaka itd. Ovdje su analizirani podaci postaja: Pula-aerodrom, Opatija, Rijeka, Senj, Malinska, Rijeka-aerodrom, Mali Lošinj, Rab, Zadar te Zadar-aerodrom (Tab. 1 i Sl. 6). Nadalje klimatološka analiza odabranog seta podataka o obalnoj cirkulaciji dat će odgovore i na neka pitanja postavljena u poglavlju 1.3.

2.1. Područje istraživanja

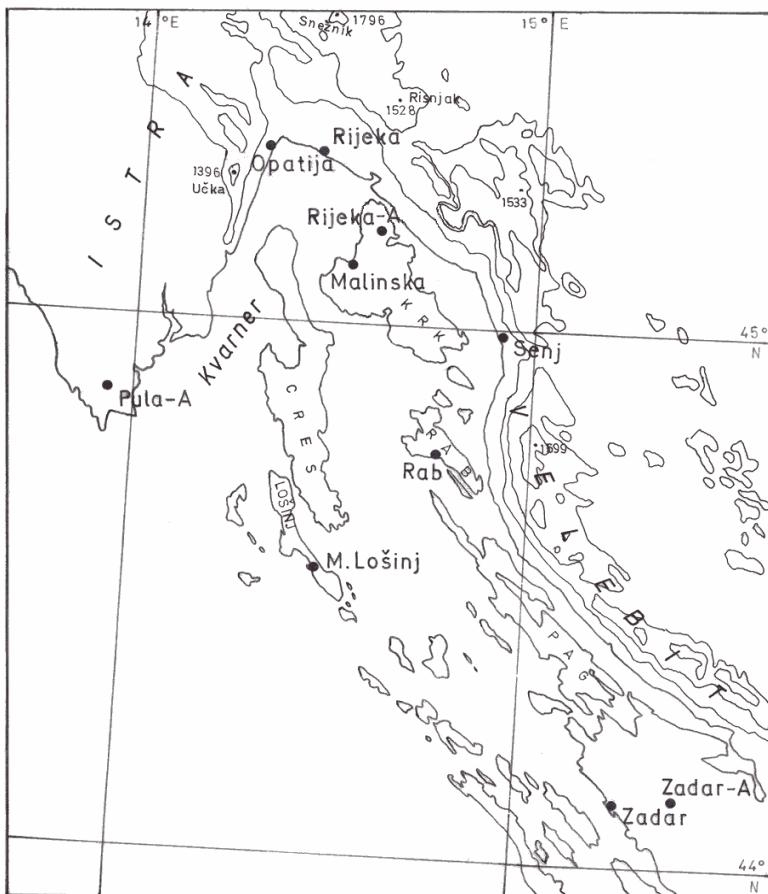
Istra je naš najveći poluotok na Jadranu (3160 km^2) gdje se susreću utjecaji Srednje Europe i Mediterana (Sl. 6). Najviša planina je Učka (1396 m), na samo 10 km udaljenosti od obale mora. Kvarner uključuje otoke Krk, Cres, Lošinj, Rab i Pag, kao i

Tablica 1: Karakteristike glavnih mjernih postaja (zemljopisna širina, zemljopisna dužina, nadmorska visina, udaljenost od obale i visina anemometra).

	postaja	geograf. širina	geograf. dužina	nadmor. visina (m)	udaljenost od obale (km)	visina anemometra (m)
1.	Rijeka	$45^\circ 20'$	$14^\circ 27'$	120	1	10
2.	Opatija	$45^\circ 20'$	$14^\circ 19'$	5	0.01	15
3.	Rijeka-aerodrom	$45^\circ 13'$	$14^\circ 35'$	85	2	9
4.	Malinska	$45^\circ 07'$	$14^\circ 32'$	1	0.1	10
5.	Senj	$45^\circ 00'$	$14^\circ 54'$	26	0.5	10
6.	Pula-aerodrom	$44^\circ 54'$	$13^\circ 55'$	63	10	8
7.	Rab	$44^\circ 45'$	$14^\circ 46'$	24	0.2	15
8.	Mali Lošinj	$44^\circ 32'$	$14^\circ 28'$	53	0.3	10
9.	Zadar	$44^\circ 08'$	$15^\circ 14'$	5	0.03	13
10.	Zadar-aerodrom	$44^\circ 07'$	$15^\circ 23'$	96	8	8

brojne manje otoke i otočiće. Pula-aerodrom je smještena na samom rtu poluotoka 10 km od zapadne obale Istre, na ravnom i otvorenom terenu. Opatija, kao vrlo poznato turističko odredište je na istočnoj obali Istre ispod Učke. Rijeka je najveći grad i luka u tom području smještena na obali Riječkog zaljeva. U neposrednom zaleđu Rijeke uzdižu se planinski lanci Risnjak oko 1500 m i Snježnik do približno 1800 m visine. Jugoistočno od Rijeke nalazi se Velika Kapela (oko 1500 m visine) i Velebit (preko 1600

m visok i 145 km dug). Na samom podnožju planinskog prijevoja Vratnik, tj. u Senjskoj dragi između Velebita i Velike Kapele smješten je Senj, mjesto poznato po buri. Zbog karakteristika terena, zračna struja je često kanalizirana duž Vratnika, odnosno Senjske drage. Na sjevernom dijelu najvećeg otoka u Kvarneru, Krku, smještene su dvije glavne postaje Malinska i Rijeka-aerodrom. Mali Lošinj, mjesto na otoku Lošinju nalazi se u uskoj zoni jugoistočnog dijela velikog zaljeva. Zadar se nalazi u području sjeverne Dalmacije odijeljen od Velebita južnim dijelom Velebitskog kanala i kopnenim područjem Bukovice i Ravnih kotara, niske i blago valovite zaravni. Od otvorenog dijela Jadranskog mora Zadar je od najbližih otoka Pašmana i Ugljana odvojen Zadarskim kanalom. Svega 8 km dalje od Zadra u unutrašnjosti, smještena je postaja Zadar-aerodrom.



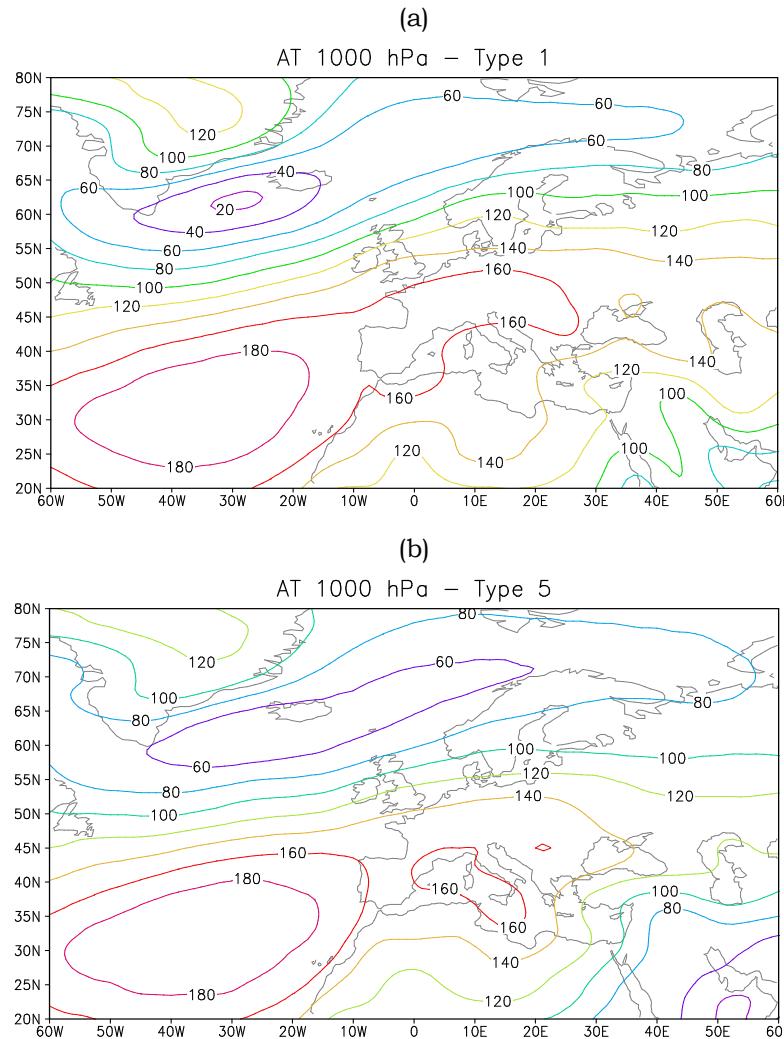
Slika 6: Prikaz Istre i Kvarnera te glavnih postaja čiji se podaci koriste u analizi (Pula-A = Pula-aerodrom, Opatija, Rijeka, Senj, Malinska, Rijeka-A = Rijeka-aerodrom, M. Lošinj = Mali Lošinj, Rab, Zadar, Zadar-A = Zadar-aerodrom). Konture terena iscrtane su svakih 500 m.

2.2. Uvjeti nastanka obalne cirkulacije na Jadranu

Ljeti se formiraju dva barička sustava značajna za strujanje na Jadranu: Azorska anticiklona i područje niskog tlaka u Aziji nad Turskom. Tada se javlja sjeverozapadni vjetar (etezija) izraženiji na otvornom moru nego uz obalu. U takvim uvjetima kada je

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

malen utjecaj vjetra sinoptičkih razmjera, na obali dominira razvoj obalnih cirkulacija. Penzar (1968) također pronalazi da je njezin razvoj moguć i u slučaju slabog advektivnog strujanja s kopna u slučaju male do umjerene naoblake. Pandžić i Likso (2005) prikazali su objektivnom metodom uvjete velike skale koji pogoduju razvoju noćnog (Sl. 7a) i dnevног (Sl. 7b) dijela obalne cirkulacije. Greben polja tlaka Azorske antiklone dolazi do Jadrana uz formiranje gotovo bezgradijentnog prizemnog polja tlaka nad našom obalom.



Slika 7: Tipična raspodjela 1000 hPa plohe (u gpm) za (a) pojavu tipa 1, kopnenjaka i (b) pojavu tipa 5, smorca (iz Pandžić i Likso 2005).

2.3. Odabir dana s pojavom obalne cirkulacije na Jadranu

Moguće je na nekoliko načina selektirati dane s obalnom cirkulacijom iz niza raspoloživih podataka (Lukšić 1989; Borne *i sur.* 1998; Marić 1998; Furberg *i sur.* 2002). Ovdje će se selekcija dana s obalnom cirkulacijom raditi na temelju prizemnih satnih mjerjenja na deset odabranih glavnih postaja. Korišteni su brzina i smjer vjetra, tlak zraka na postajama koji je reduciran na razinu mora, temperatura zraka nad

kopnom (T_z) i površinska temperatura mora (T_m) te naoblaka od lipnja do rujna iz razdoblja 1991-2004. Borne *i sur.* (1998) i Furberg *i sur.* (2002) istaknuli su kao glavni kriterij odabira dana s obalnom cirkulacijom dnevnu promjenu smjera vjetra. Stoga se ovdje koriste sljedeći uvjeti za selekciju dana s obalnom cirkulacijom:

- (I) tijekom noći, u većini satnih termina vjetar puše od obale ili prevladavaju tišine;
- (II) tijekom dana, vjetar puše prema obali barem četiri uzastopna sata ukazujući na stalnost smorca (što je posebno važno kod malih brzina vjetra).

Intervali idealnih smjerova za vjetar koji puše okomito prema obali ili od obale određen je subjektivno prema položaju protezanja obale na svakoj postaji. Centralna (idealna) os puhanja more-kopno za sve postaje nalazi se u Tab. 2. Strujanjem smorca i kopnenjaka smatraju se sva strujanja koja se nalaze u intervalu oko idealne centralne osi za $\pm 90^\circ$.

Tablica 2: Centralni (idealni) smjerovi smorca i kopnenjaka te intervali smjerova za smorac i kopnenjak po postajama. Za Pulu-aerodrom i Rijeka-aerodrom gleda se položaj najbliže obale.

	postaja	centralni smjer smorca	centralni smjer kopnenjaka	interval smjerova za smorac	interval smjerova za kopnenjak
1.	Rijeka	205°	25°	115-295°	295-115°
2.	Opatija	105°	285°	15-195°	195-15°
3.	Rijeka-aerodrom	270°	90°	180-360°	360-180°
4.	Malinska	320°	140°	230-50°	50-230°
5.	Senj	253°	73°	163-343°	343-163°
6.	Pula-aerodrom	230°	50°	140-320°	320-140°
7.	Rab	200°	20°	110-290°	290-110°
8.	Mali Lošinj	225°	45°	135-315°	315-135°
9.	Zadar	230°	50°	140-320°	320-140°
10.	Zadar- aerodrom	230°	50°	140-320°	320-140°

Također je važno isključiti dane s većim utjecajem sinoptičke skale (prolazak fronti ili ciklona nad našom obalom). To je moguće ukoliko se isključe dani kod kojih je:

- (III) dnevna amplitudne tlaka zraka veća od 5 hPa;
- (IV) $N \geq 4/10$, gdje je N dnevna srednja naoblaka;
- (V) dnevna temperaturna razlika kopno-more, $\Delta T = T_{zM} - T_{mM} < 3^\circ\text{C}$, gdje je T_{zM} dnevni maksimum T_z na 2 m visine, a T_{mM} je dnevna T_m . Na postajama Malinska i Zadar, gdje postoje satna mjerena T_m , T_{mM} je maksimalna mjerena T_m . Na ostalim postajama za T_{mM} se koristi dnevna T_m u 1400 h. U Malinskoj i Zadru, odstupanja T_m u 1400 h i maksimalne dnevne T_m manja su od 0.3%. Na temelju ovog odnosa, ukoliko nema satnih mjerena T_m , smatram da je T_m u 1400 h vrlo dobra aproksimacija njezine maksimalne vrijednosti.

Prema Borne *i sur.* (1998) temperaturna razlika između kopna i mora od 3°C je dovoljna da potakne razvoj obalne cirkulacije. Iako Lukšić (1989) koristi vrlo strog kriterij za naoblaku kod selekcije dana sa smorcem, dobro je poznata veza između pojave fronte smorca i niske grudaste naoblake (npr. Simpson 1994; Baker *i sur.* 2001; Miller *i sur.* 2003). Penzar (1968) također pronalazi pojavu obalne cirkulacije kod male ili umjerene naoblake. S obzirom na dosadašnja saznanja formiran je kriterij (V).

Treba napomenuti da se T_m ne mjeri na svim obalnim postajama. Stoga se u analizi podataka na postaji Rijeka koriste podaci T_m postaje Opatija. Aerodromske

postaje nalaze se na nekoliko kilometara udaljenosti od obale pa se za njih koriste podaci najbližih postaja, za postaju Rijeka-aerodrom podaci Malinske, za postaju Pula-aerodrom podaci Pule i za postaju Zadar-aerodrom podaci o T_m u Zadru. Svi podaci odgovaraju srednjeeuropskom vremenu (SEV).

Tablica 3: Broj dostupnih dana, broj odabranih dana prema kriterijima iz pog. 2.3. za dostupna razdoblja po postajama.

	postaja	broj dostupnih dana	broj odabranih dana	dostupno razdoblje
1.	Rijeka	1528	795	1991-2003
2.	Opatija	603	362	1997-2001
3.	Rijeka-aerodrom	877	483	1997-2004
4.	Malinska	611	336	1997-2003
5.	Senj	1225	453	1992-2003
6.	Pula-aerodrom	853	418	1997-2004
7.	Rab	855	479	1995-2003
8.	Mali Lošinj	896	403	1995-2003
9.	Zadar	998	619	1995-2003
10.	Zadar-aerodrom	482	299	2001-2004

Namjera je bila upotrebom gore navedenih kriterija (unatoč njihovom subjektivnom karakteru) dobiti što je moguće veću bazu dana s obalnom cirkulacijom radi izrade što vjerodostojnije klimatološke analize obalne cirkulacije na sjevernom dijelu Jadrana (Tab. 3). Neke karakteristike obalne cirkulacije na postajama dobit će se usporedbom ukupnog i odabranog skupa dana s mjeranjima.

2.4. Osnovne karakteristike obalne cirkulacije

Tablica 4 pokazuje nekoliko parametara koji opisuju prostorne klimatološke karakteristike obalne cirkulacije za istraživano ljetno razdoblje 1991-2004. Glavna pokretačka sila za razvoj obalne cirkulacije je ΔT . Na Sl. 8a i 8b prikazani su srednji dnevni hodovi T_z i T_m za Malinsku i Zadar u čitavom razdoblju. Tijekom dana veće T_z u usporedbi s T_m , uzrokuju stvaranje lokalnog gradijenta tlaka, a time i smorac. Tijekom noći, osobito u ranim jutarnjim satima, toplija površina mora u odnosu na hladnije kopno izaziva strujanje prema moru.

Usporedba srednjaka dnevnih vrijednosti ΔT pokazuje da su najveće ΔT na postajama Senj i Zadar-aerodrom dok su najmanje na postajama Pula-aerodrom i Mali Lošinj. Najmanja ΔT na Pula-aerodromu je uglavnom zbog visoke T_{mM} (Sl. 8c i 8d). Smještaj same postaje na samom vrhu poluotoka koji je okružen s morem s tri strane svijeta; istoka, juga i zapada također doprinosi u manjoj izmjerenoj T_{zM} . Postaja je udaljena 10 km od obale pa bi se mogla očekivati veća dnevna amplituda T_z od izmjerene. Mala ΔT na postaji Mali Lošinj u Tab. 4 je također zbog relativno visoke T_{mM} i niže T_{zM} jer je postaja smještena na vrlo uskom dijelu otoka te je okrenuta prema otvorenom dijelu Jadrana. Najveće vrijednosti ΔT u Senju potječu od malih vrijednosti T_{mM} , a ne od naročito zagrijanog tla (Sl. 8c i 8d). Klimatološke analize raspodjele ljetnih T_m duž sjevernog Jadrana ukazale su na skoro uniformnu raspodjelu sa singularnom točkom u blizini Senja (Supić i Orlić 1992). Rezultati su pokazali da odstupanje odnosno smanjenje T_m može biti u kolovozu do 3.5 °C uspoređujući s drugim

lokalitetima na sjevernom Jadranu. Niske i blago valovite zaravni u području Zadar-aerodroma omogućuju veće dnevno zagrijavanje, ali i noćno hlađenje, odnosno više T_{zM} (Sl. 8c i 8d).

Tablica 4: Srednje dnevne razlike u temperaturi zraka nad kopnom i površinske temperature mora, ΔT za ukupan skup i selektiran skup dana s obalnom cirkulacijom tijekom ljetnih mjeseci 1991-2004. Procijenjena je srednja visina konvektivnog graničnog sloja, H (m) (vidi jed. (1)), učestalost dana s obalnom cirkulacijom (%) i srednje trajanje smorca u satima po postajama za isto razdoblje. U zadnjem retku nalazi se koeficijent korelacijske, r između veličine svakog stupca i zemljopisne širine.

postaja	srednja ΔT ($^{\circ}\text{C}$) početni skup dana	Procjena srednje H (m)	učestalost (%)	srednje trajanje smorca (h)
1. Rijeka	3.8	5.7	1400	52
2. Opatija	4.7	6.0	1500	60
3. Rijeka-aerodrom	5.0	5.7	1400	55
4. Malinska	5.0	5.7	1400	55
5. Senj	6.9	7.2	1800	37
6. Pula-aerodrom	2.9	4.2	1100	49
7. Rab	4.0	5.0	1300	56
8. Mali Lošinj	3.4	4.5	1100	45
9. Zadar	4.6	5.6	1400	62
10. Zadar- aerodrom	6.2	7.6	1900	62
Koeficijent korelacijske (r)	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1

Analiza mjerjenja nije ukazala na značajniju ovisnost ΔT o zemljopisnoj širini (koeficijent korelacijske, r (φ , ΔT) = -0.1 u Tab. 4) jer ΔT izrazito ovisi o lokalnim karakteristikama terena. Kriteriji kojima se vršila selekcija početnih mjerjenja omogućili su izbacivanje dana s jačim sinoptičkim poremećajima. Stoga se usporedbom maksimuma u srednjem hodu temperature zraka (ΔT_z) i površinske temperature mora (ΔT_m) prije i poslije selekcije može približno vidjeti utjecaj sinoptičkih poremećaja (Sl. 8). Prema krivuljama, maksimumi srednje T_z i dnevne T_m tijekom dana rastu prema zatvorenom dijelu jadranskog bazena (r (φ , ΔT_z) = 0.5; r (φ , ΔT_m) = 0.5). To znači da su one na tom dijelu pod češćim utjecajem poremećaja velike skale što se podudara sa zaključkom Orlić i sur. (1988). Usaporede li se srednje ΔT prije i poslije selekcije (Tab. 4), na postajama unutar Riječkog zaljeva i Velebitskog kanala (Opatija, Rijeka, Rijeka-aerodrom, Malinska, Senj) postoji izrazit utjecaj sinoptičkih poremećaja na ΔT (r = 0.9) koji drugdje nije uočen. Ovaj rezultat je u skladu i s raspodjelom prosječne naoblake u kolovozu nad Jadranom koja pokazuje najveću naoblaku upravo na zatvorenom dijelu sjevernog Jadrana (Sl. 4.20 u Penzar i sur. 2001).

Visina konvektivnog graničnog sloja, H (eng. *Planetary Boundary Layer, PBL*) nad kopnom procijenjena je na temelju srednjaka dnevne razlike ΔT odabranog skupa. Pretpostavka je da će na vrhu *PBL-a*, potencijalna temperatura zraka nad kopnom (Θ_k) i nad morem (Θ_m) imati iste vrijednosti ($\Theta_k(H) = \Theta_m(H)$) (Brière 1987; Telišman Prtenjak i Grisogono 2002). Kako je zrak iznad kopna danju topliji i manje gustoće od morskog, prilikom dizanja on se adijabatski hlađi, a Θ ostaje sačuvana (Θ_k (visina termometra) = $\Theta_k(H)$). Zrak iznad mora je staticki stabilniji te Θ raste 0.4 K svakih 100 m:

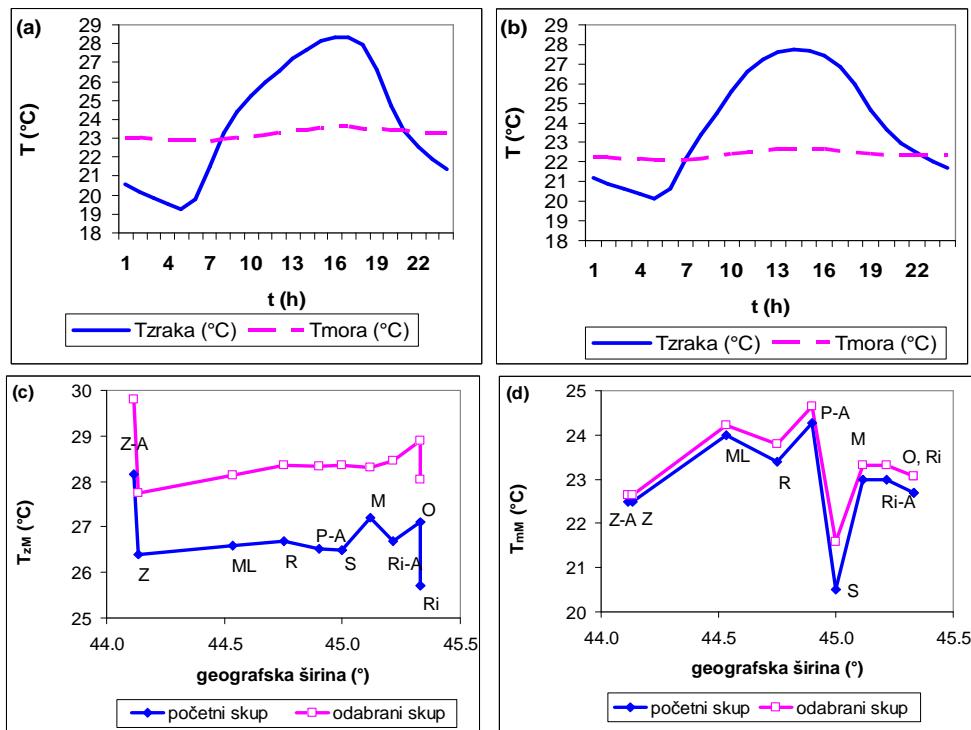
Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

$$\Theta_m(H) = \Theta_m(\text{visina termometra}) + 0.4 \text{ K}/100 \text{ m} * H = \Theta_k(\text{visina termometra})$$

Vertikalni gradijent Θ staticki stabilnog morskog zraka procijenjen je na temelju mjerena koja su izveli Finkele *i sur.* (1995) i Stephan *i sur.* (1999) i numeričkih simulacija (vidi Sl. 1 u Telišman Prtenjak i Grisogono 2002). Rezultati pokazuju da se porast Θ visinom kreće od približno 0.35 K/100 m do približno 0.45 K/100 m. Na visini termometra možemo izjednačiti T i ΔT s Θ i $\Delta\Theta$. Ove prepostavke daju izraz za procjenu visine H :

$$H = \frac{\Delta\Theta}{0.4 \text{ K}} \cdot \frac{100 \text{ m}}{100 \text{ m}} . \quad (1)$$

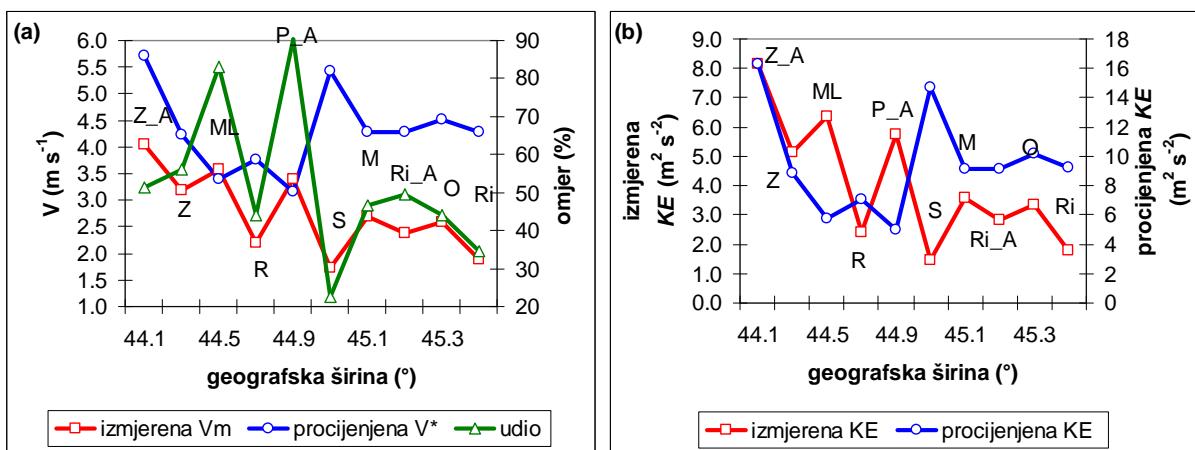
Vrijednosti dobivene gornjim izrazom variraju od 1100 m za Pulu-aerodrom do 1900 m za Zadar-aerodrom s prostornim varijacijama od postaje do postaje (Tab. 4). Vrijednost za Pulu-aerodrom dobro se podudara s visinom PBL -a na Sl. 5 te s visinama PBL -a na drugim lokalitetima npr. obala Baltika (Tjernström i Grisogono 1996).



Slika 8: Srednji dnevni hodovi temperature zraka nad kopnjem T_z (°C) i površinske temperature mora T_m (°C) za ljetne mjesece u razdoblju 1991.-2004. za (a) Malinsku i (b) Zadar. Maksimumi srednjeg dnevnog hoda: (c) T_{zM} (°C) i (d) T_{mM} (°C) u ovisnosti o zemljopisnoj širini prije (kružići) i nakon (kvadratići) odabira. Kratice na grafovima predstavljaju postaje poredane od juga prema sjeveru: Z-A (Zadar-aerodrom), Z (Zadar), ML (Mali Lošinj), R (Rab), P-A (Pula-aerodrom), S (Senj), M (Malinska), Ri-A (Rijeka-aerodrom), O (Opatija) i Ri (Rijeka).

Orlić *i sur.* (1988) pokušali su objasniti smanjenje energije obalne cirkulacije prema sjeveru uspoređujući mjerena na postajama duž cijelog Jadranu (Pula, Rijeka, Senj, Zadar, Split i Dubrovnik). Oni smatraju da je glavni uzrok opadanja energije,

smanjenje u ΔT . Iako se ovdje obrađuju postaje samo na sjevernom dijelu jadranske obale pokušat će se utvrditi opravdanost navedene tvrdnje. Kao prvo treba provjeriti postoji li ovisnost energije obalne cirkulacije i zemljopisne širine. Stoga se za svaku postaju u selektiranom skupu dana s obalnom cirkulacijom odredio maksimum u srednjem dnevnom hodu skalarne brzine smorca, V_m (na visini anemometra, Sl. 9a), a kvadrat te veličine, pomnožen s $\frac{1}{2}$ kao mjera kinetičke energije (KE) vjetra nacrtan je na Sl. 9b. Može se vidjeti da nakon selekcije postoji opće (linearno) opadanje KE s porastom zemljopisne širine što je u skladu s rezultatima Orlić *i sur.* (1988). Koeficijent korelacije između KE i zemljopisne širine iznosi -0.7. U tom trendu, postaje Mali Lošinj i Pula-aerodrom imaju najveće KE unatoč najmanjim srednjim ΔT . Njihova zemljopisna dužina je najzapadnija u odnosu na ostale postaje i pokazuju da osim ovisnosti KE o zemljopisnoj širini treba voditi računa i o ovisnosti KE o udaljenosti od obale.



Slika 9: (a) Ovisnost izmjerjenog maksimuma u srednjem dnevnom hodu skalarne prizemne brzine vjetra, V_m , (kvadratići), procijenjene brzine, V_* prema jed. (2) (kružići) te njihovog omjera (trokutići) o zemljopisnoj širini. (b) Ovisnost srednje izmjerene (kvadratići) i procijenjene, jed. (3) (kružići) kinetičke energije (KE) o zemljopisnoj širini. Koeficijent korelacije između srednje izmjerene KE i zemljopisne širine iznosi -0.7, a između procijenjene KE i zemljopisne širine -0.2. Kratice na grafovima predstavljaju postaje poredane od juga prema sjeveru: Z-A (Zadar-aerodrom), Z (Zadar), ML (Mali Lošinj), R (Rab), P-A (Pula-aerodrom), S (Senj), M (Malinska), Ri-A (Rijeka-aerodrom), O (Opatija) i Ri (Rijeka).

Za svaku postaju možemo procijeniti raspoloživu potencijalnu energiju na mezoskali (eng. *Mesoscale Available Potential Energy, MAPE*) na temelju srednjeg ΔT selektiranog skupa (Green i Dalu 1980; Brière 1987; Dalu 1996). Energetika smorca pretpostavlja da se *MAPE* prevodi u *KE* distribuirajući se kroz čitavu visinu *PBL*. Na temelju tih pretpostavki Green i Dalu (1980) definirali su prosječnu karakterističnu brzinu smorca, V_* , pomoću:

$$V_* \approx \left(0.11 \cdot \frac{g \cdot H^2 \cdot \gamma}{\Theta_k} \right)^{1/2}, \quad (2)$$

gdje je g akceleracija sile teže, Θ_k potencijalna temperatura nad kopnom te $\gamma = 2.5$ K km^{-1} . Na Sl. 9 prikazana je i procijenjena KE koja se računa kao:

$$KE_* = \frac{1}{2} V_*^2. \quad (3)$$

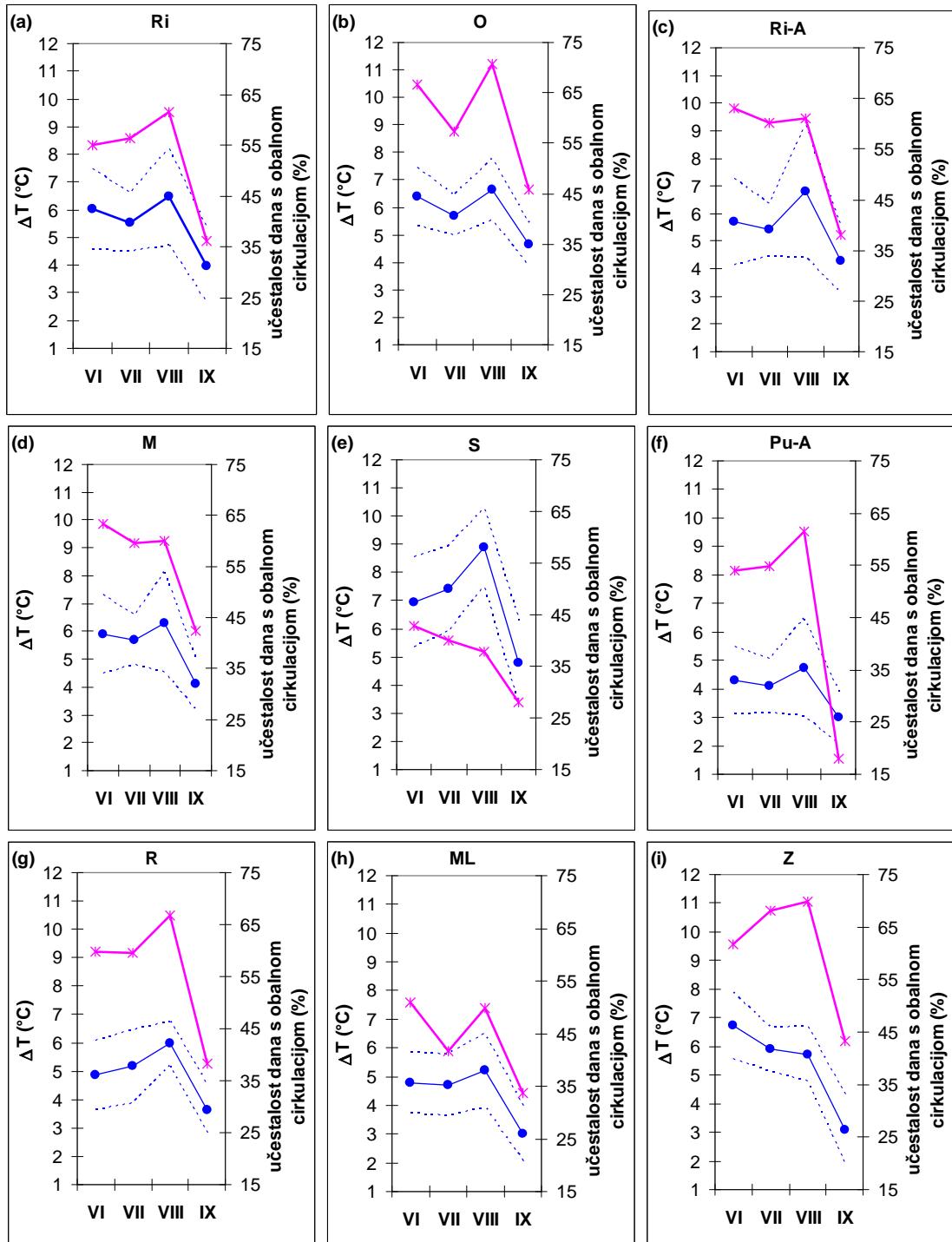
S obzirom na korištene pretpostavke, procijenjena brzina V_* odnosno KE_* najviše ovise o H (tj. $\Delta\Theta$) i Θ . Rezultati pokazuju da se procijenjena KE_* ne smanjuje prema sjeveru za razliku od izmjerene KE . Tako su npr. procijenjene KE_* za Zadar i Opatiju te Rijeku vrlo slične. Karakteristična brzina V_* više odgovara maksimalnoj brzini smorca koja se obično javlja na visinama između 100 i 300 m. Što je visina smorca manja (a time i H), to su mjerene vrijednosti vjetra (na 10 m) bliže maksimalnim vrijednostima po visini. Prema rezultatima, postaje Pula-aerodrom i Mali Lošinj imaju najniži H (vidi Tab. 4) te su odstupanja između izmjerene V_m i procijenjene V_* najmanja (vidi omjer na Sl. 9a). Na postajama s planinskim zaleđem može se očekivati mnogo veća maksimalna brzina smorca od izmjerene na visini anemometra. Ova tvrdnja dodatno će se ispitivati u poglavljju 4.3. Drugi razlog odstupanja proizlazi iz samih kriterija odabira. Najvjerojatnije na najudaljenijem Malom Lošinju postoji veći udio NW vjetra, etezijski u ukupnom zapisu mjerenoj vjetra, koji pojačava smorac. Etezija se javlja u istim uvjetima kada i obalna cirkulacija i nemoguće ju je izdvojiti ovdje korištenim kriterijima iz opće slike za neku postaju.

U Tab. 4, parametri kojima se također opisuju prostorno-vremenske karakteristike obalne cirkulacije su *učestalost* pojavljivanja dana s obalnom cirkulacijom i srednje *trajanje* smorca u satima. Prema rezultatima u Tab. 4 obalna cirkulacija je najčešća u Opatiji i Zadru, odnosno na Zadar-aerodromu. Relativno visoka učestalost obalne cirkulacije i visoka stalnost vjetra u Opatiji posljedica je međudjelovanja lokalnih cirkulacija koje su generirane vrlo strmom obalom (kao što sugerira Sl. 6). Sličan efekt se uočava i u Rijeci. Kao i u slučaju etezijskih kriterija odabira ne mogu razlučiti pojavu obalne cirkulacije od pojave vjetra cirkulacije obronka jer isti uvjeti pogoduju njihovom istovremenom razvoju.

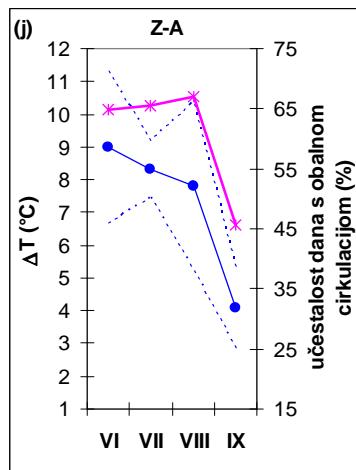
Usporedbe radi, prosječna učestalost u intervalu 40-60% dana za vrijeme ljetnih mjeseci dobro se podudara s pojmom obalne cirkulacije na Sardiniji (oko 40% prema Furberg i sur. 2002) i ponešto je niža od one na Majorci koju su spomenuli Ramis i Romero (1995). Oni govore o 80% učestalosti pojave obalne cirkulacije u srpnju i 76% učestalosti u kolovozu.

Prosječno smorac započinje oko 0800 h i traje do 1900 h s manjim prostornim i vremenskim razlikama (Tab. 4). Takvo trajanje smorca također se dobro podudara s rezultatima Furberg i sur. (2002). Autori napominju srednje trajanje smorca u intervalu od 8-9 sati za vrijeme ljetnog perioda (od 0800 h do 1800 h). Najduže prosječno trajanje smorca zabilježeno je u Malinskoj i Zadru (11 sati). U Senju je uočen najkraći i najrjeđi smorac unatoč visokoj srednjoj ΔT . Utjecaji kanaliziranja vjetra duž Vratnika te uzduž Velebitskog kanala igraju vrlo veliku ulogu u tipičnom strujanju u Senju. Kako je postaja smještena u podnožju planina, udio bure u godišnjem zapisu vjetra je izuzetno visoko zastupljen što istovremeno smanjuje mogućnost razvoja lokalnih termičkih cirkulacija (Lukšić 1989).

Slika 10 prikazuje mjesečni srednjak dnevne vrijednosti ΔT i mjesecnu srednju učestalost dana s obalnom cirkulacijom. U hodovima srednjaka dnevnih vrijednosti ΔT po mjesecima može se vidjeti da skoro sve postaje imaju glavni maksimum u kolovozu, osim postaja Zadar i Zadar-aerodrom kod kojih su maksimumi zabilježeni u lipnju. Maksimalne vrijednosti variraju od onih najnižih za Pulu-aerodrom do onih najvećih za Senj za oko 5 °C u prosjeku. Postaje koje su smještene sjevernije u promatranoj



Slika 10: Mjesečni srednjak dnevne temperaturne razlike kopno-more (ΔT) ($^{\circ}\text{C}$) (kružići) unutar intervala \pm standardna devijacija (isprekidana linija) i učestalost dana s obalnom cirkulacijom po mjesecima (%) (zvjezdice) za lipanj, srpanj, kolovoz i rujan (1991.-2004.); (a) Rijeka (Ri), (b) Opatija (O), (c) Rijeka-aerodrom (Ri-A), (d) Malinska (M), (e) Senj (S), (f) Pula-aerodrom (P-A), (g) Rab (R), (h) Mali Lošinj (ML), (i) Zadar (Z) i (j) Zadar-aerodrom (Z-A).



Slika 10: (nastavak).

domeni (postaje Rijeka, Opatija, Rijeka-aerodrom, Malinska i Pula-aerodrom) imaju sekundarni maksimum u lipnju. Razlog je oblačniji srpanj od kolovoza u prosjeku na tom dijelu Jadrana (Penzar i sur. 2001). Prevladavajuće najveća ΔT u kolovozu podudara se s najvećim vrijednostima mjesečnih srednjaka dnevnih maksimuma T_z i T_m koje su također zabilježene u kolovozu na svim postajama (i za početni i za odabran skup dana).

Krivulje učestalosti dana s obalnom cirkulacijom po mjesecima prate formu krivulja ΔT po mjesecima. Ova dva parametra (učestalost i ΔT) su visoko korelirana na gotovo svim postajama s r višim od 0.8. Izuzetak je Senj ($r = 0.7$) s nižim, ali još uvijek značajnim koeficijentom korelacije. Iako ΔT postiže glavni maksimum u kolovozu, postoji određeno vremensko razilaženje u postizanju maksimuma učestalosti obalne cirkulacije u odnosu na maksimum ΔT . Na postajama Rijeka, Opatija, Pula-aerodrom i Rab maksimumi se podudaraju te je obalna cirkulacija najučestalija u kolovozu. U području sjeverne Dalmacije (Sl. 10i i 10j) unatoč najvećem ΔT u lipnju, obalna cirkulacija je također najučestalija u kolovozu. Malinsku, Rijeku-aerodrom, Senj i Mali Lošinj karakterizira najučestalija obalna cirkulacija u lipnju, a frekvencija takvih dana se smanjuje tijekom ljetnih mjeseci. Takva učestalost obalne cirkulacije u Senju podudara se s dosadašnjim rezultatima (Makjanić 1966). Sve postaje pokazuju naglo smanjenje u broju dana s obalnom cirkulacijom s kolovoza na rujan (Sl. 10).

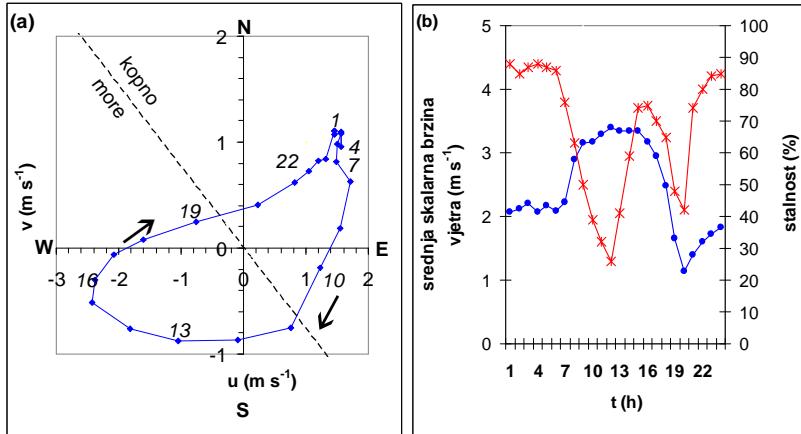
Statistika dana s obalnom cirkulacijom po mjesecima podudara se s dobivenim rezultatima za Sardiniju (Furberg i sur. 2002).

2.5. Hodografi vjetra obalne cirkulacije

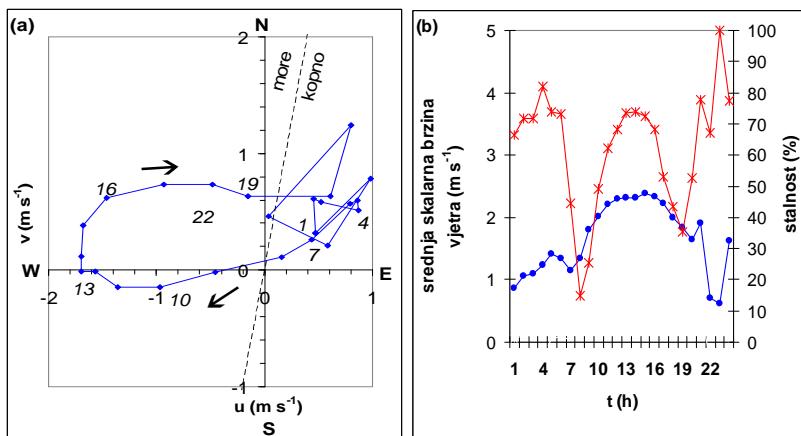
Hodografi su ovdje grupirani prema sličnim svojstvima u nekoliko skupina, a ovdje su predstavljeni rezultati njihove analize.

Prvu grupu hodografa CW rotacije čine postaje na kojima je zabilježeno kasnije pojavljivanje smorca s većom stalnošću (Pula-aerodrom, Rijeka-aerodrom, Mali Lošinj). Spomenute postaje karakterizira specifičan položaj koji je pod utjecajem morske površine s više strana. Prema rezultatima (Sl. 11-13) smjer vektora vjetra tijekom noći je uglavnom NE-NNE. Noćni smjer vjetra vrlo visoke stalnosti (viša od 70%) upućuje na pojavu kopnenjaka s brzinama od 1 m s^{-1} do 2 m s^{-1} . Mala stalnost u kasnijim

jutarnjim satima (od 0900 do 1200 h) pokazuje razdoblje promjene noćnog i dnevnog režima, odnosno izmjenu kopnenjaka i smorca. Poslijepodne, za postaje Pula-aerodrom i Mali Lošinj, smorac iz SW-WSW smjera postaje sve jači, a brzina se povećava za oko 75% u usporedbi s brzinom kopnenjaka (oko 3.5 m s^{-1}). Za Rijeku-aerodrom, dnevni zapadni vjetar puše skoro 10 sati i ima dvostruko veće brzine od noćnog vjetra.



Slika 11: Pula-aerodrom. (a) Klimatološki hodograf vjetra (m s^{-1}) izračunat za odabrani skup dana s obalnom cirkulacijom za razdoblje 1991.-2004. Vektor vjetra usmjerjen je prema ishodištu koordinatnog sustava. Crtkane linije označavaju smjer pružanja najbliže obale. Strelice upućuju na smjer rotacije tijekom dana, a brojevi predstavljaju lokalno vrijeme. (b) Stalnost vjetra (%) (zvjezdice) i skalarni srednjak vjetra (m s^{-1}) za odabrani skup dana s obalnom cirkulacijom (kružici).

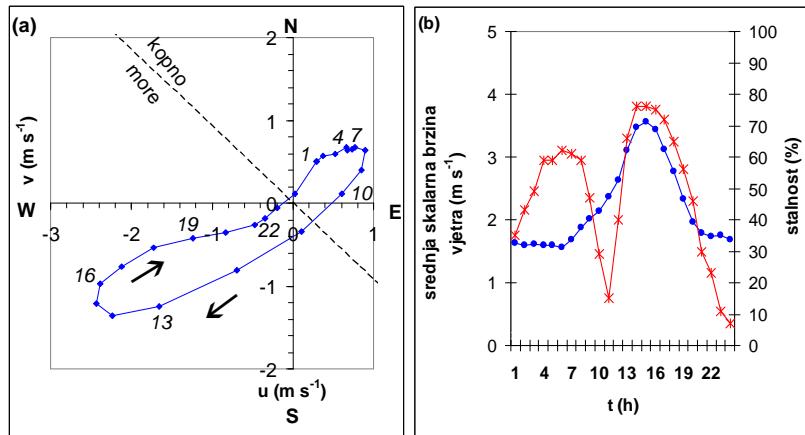


Slika 12: Isto kao na Sl. 11 samo za Rijeku-aerodrom.

Razlog za kasniju stalnost smorca na postaji Pula-aerodrom proizlazi iz samog položaja postaje na rtu poluotoka. Tamo lako može doći do interakcije nekoliko sustava obalnih cirkulacija koji se razvijaju na zapadnim, južnim i istočnim obalama Istre. Smorci iz južnog i jugoistočnog smjera usporavaju napredovanje zapadnog smorca oko podneva. Tijekom dana dolazi do jačanja zapadnog smorca koji s vremenom nadvlada preostale lokalne cirkulacije što se vidi i u izgledu hodografa i visokoj stalnosti (Sl. 11).

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

Udaljenost postaja Pula i Pula aerodrom nije velika te se uočava podudaranje dosadašnjih rezultata za Pulu (Sl. 3-5) i rezultata dobivenih za Pulu-aerodrom.



Slika 13: Isto kao na Sl. 11 samo za Mali Lošinj.

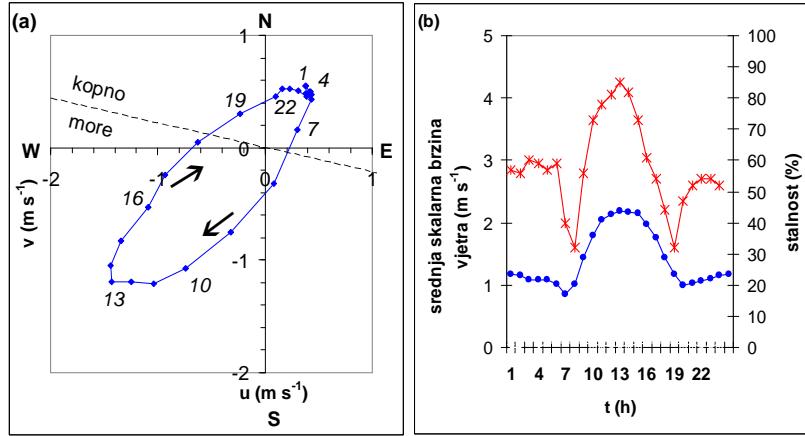
Poznato je da veličina i oblik otoka igraju vrlo važnu ulogu u razvoju obalne cirkulacije (Mahrer i Segal 1985). Slično kao na postaji Pula-aerodrom, razvoj smorca na postajama Rijeka-aerodrom i Mali Lošinj započinje relativno kasno oko podneva. Uska otočna zona oko postaja potiče razvoj smorca i na E i na W obali otoka u isto vrijeme prije podneva. Međudjelovanje tih struja zraka koje pušu prema obali uočava se na hodografima postaja kao vjetar male brzine s malom stalnošću do 1100 h u Rijeci-aerodromu (Sl. 12) i do 1200 h za Mali Lošinj (Sl. 13). Takav rezultat se podudara sa zaključcima studije koju su izradili Xian i Pielke (1991) koji napominju da se čelije smorca nad malim otocima uobičajeno susreću prijepodne i da je intenzitet konačnog smorca slab.

Nažalost, na postaji Rijeka-aerodrom postoji određen nedostatak mjerena tijekom noći zbog načina rada meteorološke službe na aerodromu.

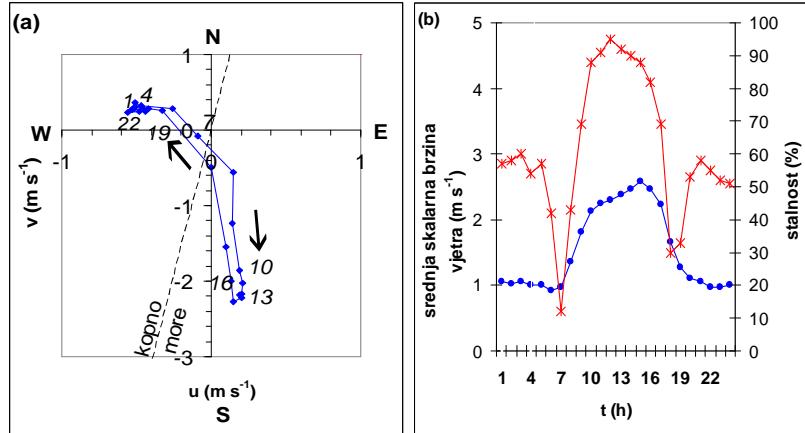
Maksimalne brzine smorca na postajama zabilježene su u različito doba godine: tako je na postaji Pula-aerodrom pojava maksimuma iznosi 8 m s^{-1} (20.06.2001. i 13.07.1997.), na postajama Rijeka-aerodrom u kolovozu i iznosi 6.2 m s^{-1} (04.08.2000.) te u Malom Lošinju 8.0 m s^{-1} (11.08.1996.).

Postaja Rab je još jedna meteorološka postaja smještena na otoku, gdje je pronađena učestalost lokalne cirkulacije od 56%. Hodograf pokazuje dosta pravilnu izmjenu dnevnog i noćnog režima obalne cirkulacije (Sl. 14). Noćne vrijednosti brzine vjetra od oko 1 m s^{-1} iz NE zamiru u ranim jutarnjim satima. Smorac, koji je uglavnom SW smjera, započinje u 0800 h. Traje skoro 10 sati te danju smorac dostiže dvostruko veće vrijednosti brzine od kopnenjaka. Zbog veće površine otoka Raba na mjernoj postaji ne uočava se interakcija više sustava obalnih cirkulacija. Najveća zabilježena brzina smorca u promatranom razdoblju izmjerena je u kolovozu (29.08.2000.) te iznosi 5.5 m s^{-1} .

Druga grupa hodografa koja imaju CW rotaciju (Sl. 15 i 16) je na postajama koje su smještene u podnožju planina. Iza Opatije se uzdiže Učka, a postaja u Rijeci je smještena u sjevernom dijelu grada s brežuljkastim zaleđem. Na navedenim postajama treba očekivati često međudjelovanje lokalnih cirkulacija kao što su obalna cirkulacija i cirkulacija obronka. Maksimalne zabilježene brzine vjetra su u lipnju, a iznose 8 m s^{-1} (10.06.2001.) u Opatiji i 5.3 m s^{-1} (23.06.1993.) u Rijeci.



Slika 14: Isto kao na Sl. 11 samo za Rab.



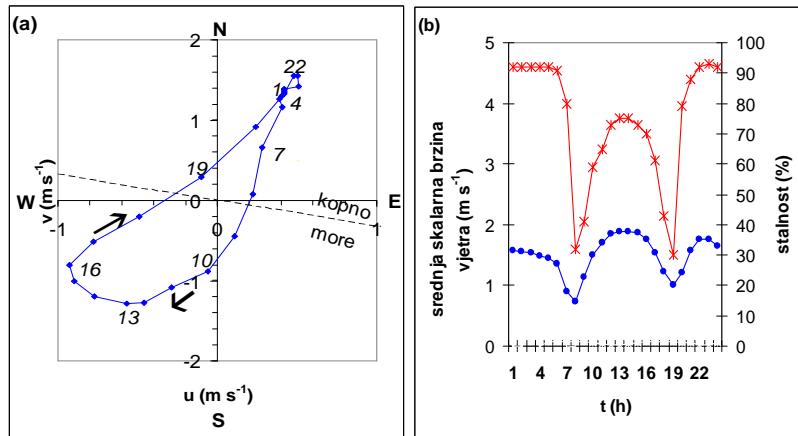
Slika 15: Isto kao na Sl. 11 samo za Opatiju.

Kao što se vidi na Sl. 15 (Opatija), noćni vjetar (od 1900 do 0600 h) je iz W-WNW smjera te puše skoro okomito na obalu. Brzine kopnenjaka su male, oko 1 m s^{-1} , unatoč činjenici da postoji superpozicija između kopnenjaka i silaznog vjetra obronka. Smorac počinje puhati prema obali nakon 0700 h. Relativno rani početak dnevnog lokanog vjetra na koje utječe brdovito zaleđe, kontinuirano jača te puše iz SSE smjera za vrijeme popodnevnih sati sve do 1800 h. Brzine vjetra su oko 2.5 m s^{-1} , 2.5 puta veće od noćnih vrijednosti te imaju visoku stalnost (oko 80%). Na Opatiju utječe kanalizirane struje zraka između otoka Cresa i Istre te planinski usjek između Učke i Risnjaka. Zbog toga dnevni vjetar ne puše okomito na obalu, već iz SSE smjera.

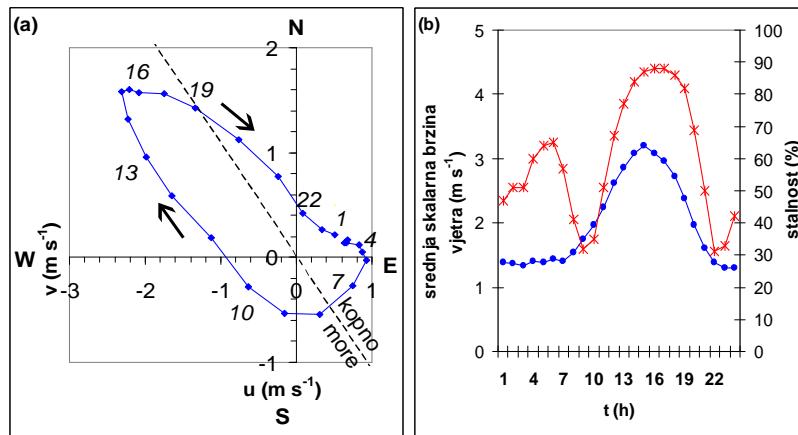
Na Sl. 16 (Rijeka), vektori vjetra dolaze iz NE tijekom noći (od 1900 h do 0700 h). Brzine koje odgovaraju struji zraka kao superpoziciji kopnenjaka i silaznog vjetra su oko 1.5 m s^{-1} vrlo visoke stalnosti (većom od 80%). Nakon kratkotrajne tišine, dnevni vjetar prema obali koji čine smorac i uzlazni vjetar obronka započinje kao S, a završava kao W vjetar. Brzine vjetra su vrlo izjednačene tijekom čitavog dana.

Rezultati za Opatiju i Rijeku slažu se s rezultatima na Sl. 3 i 4. Također postoji podudaranje dnevnog (1400 h) i noćnog vektora vjetra (2100h + 0700 h) s onima za Rijeku koje su dobili Pandžić i Likso (2005).

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu



Slika 16: Isto kao na Sl. 11 samo za Rijeku.

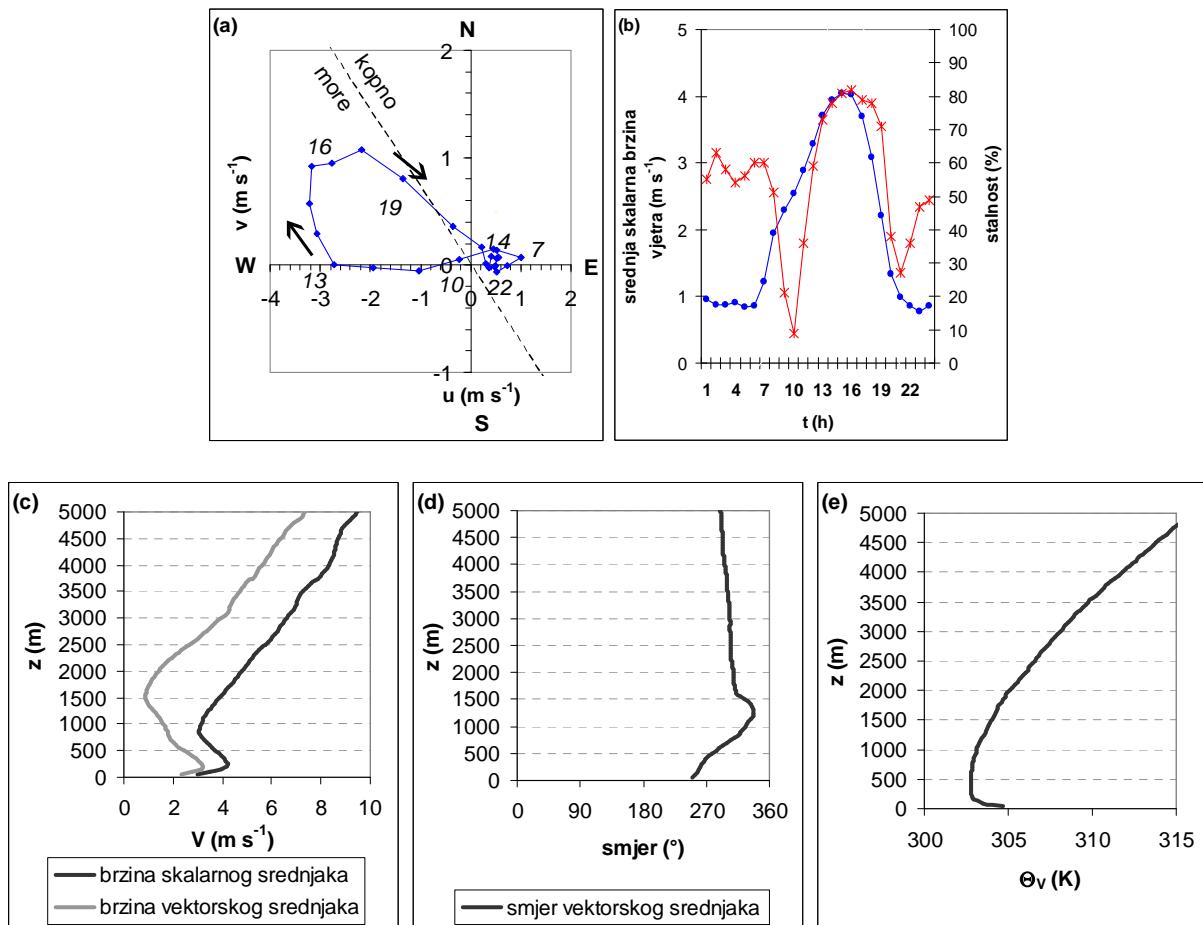


Slika 17: Isto kao na Sl. 11 samo za Zadar.

Preostale postaje na kojima je još uočena CW rotacija su Zadar i Zadar-aerodrom. Od 2200 do 0700 h prevladavajući vjetar je istočni, malih je brzina i puše prema moru uz relativno visoku stalnost na obje postaje (Sl. 17, 18). Smorac započinje u Zadru oko 0900 h (Sl. 17a i 17b) dok na 8 km udaljenoj postaji Zadar-aerodrom (Sl. 18), puhanje smorca nije značajnije prije 1200 h. To znači da je potrebno neko vrijeme da se smorac razvije i prodre dublje nad kopno. Na obje postaje vjetar puše u početku okomito na obalu kao slab zapadnjak. Tijekom dana vjetar počinje snažnije puhati brzinama od oko 2.5 m s⁻¹. Zadarski kanal ima utjecaja na izduženost dnevnog hodografa na obali (Sl. 17a i 17b). Lukšić (1996) je analizirao režim strujanja za tu postaju u tri klimatološka termina te je također naveo veliku čestinu vjetra NW smjera u 1400 h. Razlike između dviju bliskih postaja su u jačini vjetra (smorac snažnije puše na postaji Zadar-aerodrom) te deformaciji dnevnog hodografa. Zbog kanaliziranja zraka, hodograf u Zadru ima oblik izdužene elipse. Maksimalne zabilježene brzine vjetra su u srpnju od 7.2 m s⁻¹ (28.07.1996.) u Zadru te u kolovozu od 7.7 m s⁻¹ (31.08.2003.) na postaji Zadar-aerodrom.

Radiosondaža Zadar/Zemunik je u neposrednoj blizini postaje Zadar-aerodroma na oko 6 km od Zadra. Dostupne radiosondaže u 12 UTC za odabrane dane s obalnom cirkulacijom za Zadar-aerodrom (njih 52 u razdoblju 2002-2004) omogućile su

procjenu dodatnih karakteristika obalne cirkulacije. Procjenjivala se srednja visina smorca, H_s , srednja visina PBL-a, H_{PBL} , srednja maksimalna brzina smorca, VH_m i srednja visina maksimalne brzine smorca, h (Tab. 5 i Sl. 18c – 18e). Za procjenu visina koristili su se profili smjera i brzine vjetra, relativne vlažnosti i virtualne potencijalne temperature, Θ_v . Visina H_{PBL} (u 1200 UTC) dobro se podudara s H (prema jed. (1)) na temelju srednjeg ΔT za Zadar-aerodrom (u 1200 UTC) za dane s radiosondažom. U 1200 UTC određena je i prizemna skalarna brzina vjetra, V koja iznosi 3.4 m s^{-1} . Njena usporedba sa srednjom VH_m pokazuje povećanje površinske brzine za oko 20% unutar prvih 250 m što se dobro slaže s rezultatima numeričkih studija (npr. Tjernström i Grisogono 1996; Telišman Prtenjak i Grisogono 2002). Visina prosječne obalne cirkulacije u Zadar/Zemuniku u 1200 UTC uglavnom se dobro podudara s visinom PBL-a, oko 1800 m. Prema profilima, prosječan smorac se prostire unutar prvih 750 m, a na njega se nastavlja povratna grana strujanja u sljedećih 1000 m. Iznad obalne cirkulacije puše NW vjetar.

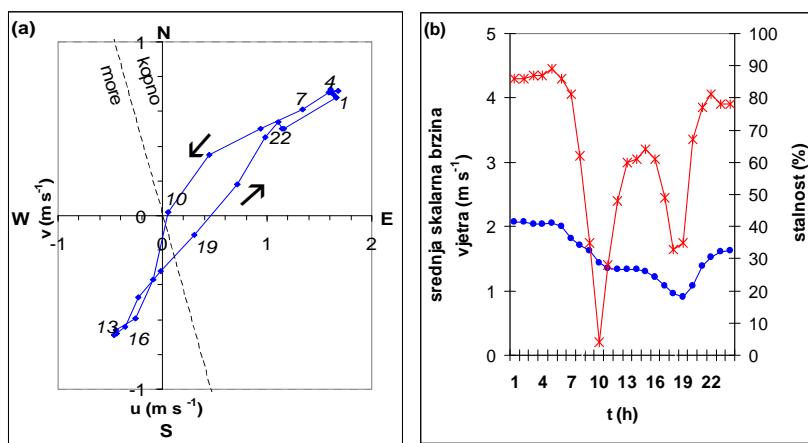


Slika 18: (a,b) Isto kao na Sl. 11 samo za Zadar-aerodrom. Usrednjeni profili 52 radiosondaže za Zadar/Zemunik u 1200 UTC za dane s obalnom cirkulacijom: (c) brzina vjetra skalarnog srednjaka (crna linija) i brzina vektorskog srednjaka vjetra (m s^{-1}), (d) smjer vektorskog srednjaka vjetra ($^\circ$) i (e) virtualna potencijalna temperatura, Θ_v (K).

Tablica 5: Srednje vertikalne karakteristike obalne cirkulacije za Zadar/Zemunik u 1200 UTC na temelju 52 dostupne radiosondaže: srednja visina smorca, H_s (m), srednja visina PBL-a, H_{PBL} (m), srednja maksimalna brzina smorca, VH_m ($m\ s^{-1}$), srednja visina maksimalne brzine smorca, h (m), visina PBL-a prema jed. (1), H , temperaturna razlika kopno-more, ΔT ($^{\circ}C$) u 1200 UTC i srednja prizemna skalarna brzina vjetra, V ($m\ s^{-1}$) za dane s radiosondažom.

	H_s (m)	H_{PBL} (m)	VH_m ($m\ s^{-1}$)	h (m)	H (m)	ΔT ($^{\circ}C$)	V ($m\ s^{-1}$)
Zadar/ Zemunik	750	1800	4.3	250	1900	7.7	3.4

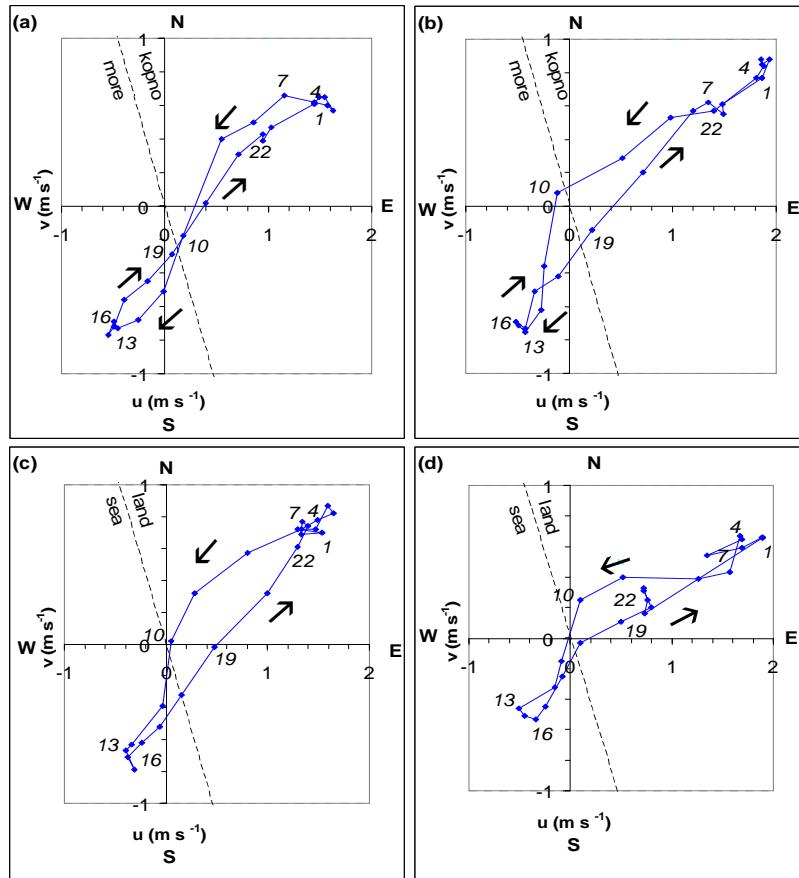
Postaje kod kojih je primijećena ACW rotacija hodografa su Senj i Malinska. Maksimalna brzina vjetra izmjerena je u istom mjesecu, kolovozu i to $8.1\ m\ s^{-1}$ (04.08.2000.) u Malinskoj i samo $3.8\ m\ s^{-1}$ (19.08.2002.) u Senju.



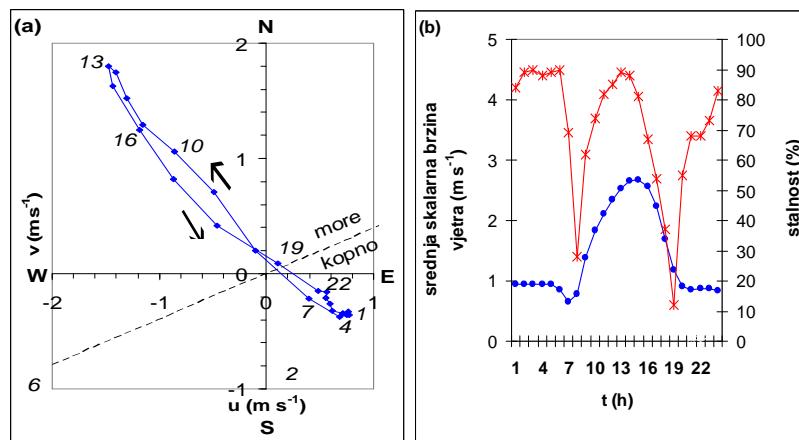
Slika 19: Isto kao na Sl. 11 samo za Senj.

Lukšić (1989) je analizirao hodograf za Senj dobiven za razdoblje 1959 – 1967. Za analizu je koristio vrlo stroge kriterije za odabir dana s obalnom cirkulacijom što je konačno dalo svega 30 odabranih dana. U međuvremenu postaja je premještena na obližnju lokaciju. Ovdje se stoga ponovo radi analiza podataka, a hodograf je prikazan na Sl. 19. Tijekom noći (od 2000 do 0900 h), klimatološki vektori vjetra u Senju su NE smjera s vrlo visokom stalnošću predstavljajući združeni kopnenjak, silazni vjetar obronka i planinski vjetar. Dvostruko slabija dnevna SSW struja zraka predstavlja združeni smorac, uzlazni vjetar obronka i dolinski vjetar. Na ovoj postaji, već je prije uočeno ACW zakretanje vjetra tijekom dana (Orlić i sur. 1988, Lukšić 1989). Na Sl. 19, uglavnom prevladava ACW zakretanje što je u skladu s dosadašnjim saznanjima. Vektorski srednjaci za 1400 i 2100 h dobro se podudaraju s onima na Sl. 3, ali i s onima koje su dobili Pandžić i Likso (2005).

Ako se prikažu hodografi odvojeno po mjesecima, uočava se da se u Senju tijekom kolovoza i rujna češće uspostavlja ACW rotacija (Sl. 20). Vjerljiv uzrok mjesecnoj varijabilnosti ACW rotacija je takozvana "zaljevska" cirkulacija koja se razvija nad Kvarnerom, istočno od Istre (Lukšić 1989). Cirkulacija nad Kvarnerom nastaje zbog značajne površine koju pokrivaju otoci. Tijekom dana temperatura zraka se povećava u tom području u usporedbi s temperaturom zraka na jugu dok je noću situacija suprotna. Niži slojevi zraka "zaljevske" cirkulacije struje s juga prema zaljevu sredinom dana te u suprotnom smjeru tijekom noći (vidi Sl. 3). Lukšić (1989) je



Slika 20: Klimatološki hodograf vjetra u Senju ($m s^{-1}$) po mjesecima tijekom 1992.-2003.: (a) lipanj, (b) srpanj, (c) kolovoz, (d) rujan. Ostalo je isto kao i na Sl. 11.



Slika 21: Isto kao na Sl. 11 samo za Malinsku.

pronašao da su u srpnju najpogodniji uvjeti nastanka "zaljevske" cirkulacije. "Zaljevska" cirkulacija u blizini Senja ima smjer strujanja paralelan obali: SSE danju i NNW noću. Smjerovi strujanja u "zaljevskoj" cirkulaciji poništavaju ili smanjuju utjecaj lokalnih dnevnih gradijenata tlaka paralelnih obali koji podržavaju ACW ponašanje.

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

Stoga u kolovozu ili rujnu, kada je "zaljevska" cirkulacija slabije razvijena ili je nema, ACW zakretanje u Senju je učestalije.

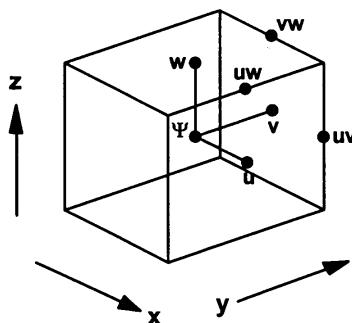
Na Sl. 21 za Malinsku, tijekom noći vektori vjetra su SE smjera te ukazuju na puhanje slabog vjetra gotovo okomito na obalu s 90% stalnošću. Nakon zatišja u 0800 h, smorac se počinje razvijati iz NW te doseže brzine od skoro 3 m s^{-1} koje su trostruko veće od noćnih. Kao i postaja Senj, Malinska pokazuje prevladavajuću ACW rotaciju koja do sada nije zabilježena.

Gledajući sve postaje, mjerena pokazuju da smorac uglavnom postiže maksimalne brzine između 1400 i 1500 h. Senj je jedina postaja na kojoj brzine smorca dosežu maksimum u 1100 h (zbog popodnevног kanaliziranja vjetra duž Velebitskog kanala), a noćni lokalni vjetar je jači od dnevnog. Najjači smorac zabilježen je na postaji Zadar-aerodrom, dok je najslabiji u Senju. Iznosi prosječnog smorca uglavnom se dobro slažu s mjeranjima na drugim lokalitetima umjerenih širina: za Sardiniju gdje se uobičajeno kreću od $2 - 4 \text{ m s}^{-1}$ (Furberg *i sur.* 2002) i oko 4 m s^{-1} za sjevernu Francusku (Bigot *i Planchon* 2003).

3. SIMULACIJE TRODIMENZIONALnim NEHIDROSTATIČKIM NUMERIČKIM MEZOSKALNIM MODELOM (MEMO6)

3.1. Nehidrostatički numerički mezoskalni model

Za numeričke simulacije korišten je 3D nehidrostatički MEzoskalni MOdel (MEMO6). Do sada se primjenjivao u studijama koje su proučavale različite mezoskalne pojave na lokacijama diljem Europe kao što su na primjer Barcelona, Graz, Atena, Solun, Lisabon i Zagreb. Model se koristio za proučavanje strujanja u priobalnom dijelu (npr. Sandvik 1998; Caballero i Lavagnini 2002) ili onečišćenja (npr. Moussiopoulos *i sur.* 1997; Toll i Baldasano 2000; Soriano *i sur.* 2001). Rezultati su pokazali da model uspješno simulira plitke mezoskalne fenomene bez kondenzacije kao što su lokalne cirkulacije za vrijeme anticiklonalnih situacija (npr. Bencetić Klaić *i sur.* 2002, Telišman Prtenjak *i sur.* 2006) ili bure (Belušić i Bencetić Klaić 2004). Zbog njegove brojne dokumentacije (Moussiopoulos 1994; Kunz i Moussiopoulos 1995), ovdje će biti prikazan samo njegov kraći opis.



Slika 22: Shematski prikaz računanja veličina u mrežnom volumenu za pomaknutu Arakawa C mrežu. Zonalna (u), merdionalna (v) i vertikalna (w) komponenta brzine vjetra su brzine vjetra u x -, y - i z - smjeru dok Ψ predstavlja skalare.

U modelu se koriste jednadžba kontinuiteta, prognostičke jednadžbe gibanja za zonalnu (u) i merdionalnu (v) horizontalnu i vertikalnu (w) komponentu brzine vjetra, te prognostičke jednadžbe za Θ , specifičnu vlažnost i turbulentnu kinetičku energiju (TKE) (vidi jed. (A1)-(A5) u Prilogu A). Jednadžbe se rješavaju numeričkim putem konačnim razlikama u pomaknutoj Arakawa C mreži (Sl. 22). Vremenska diskretizacija jednadžbi bazira se na eksplicitnoj shemi drugog reda (Adams-Bashforth shemi). Termodinamičke varijable predstavljaju zbroj osnovnog i perturbiranog stanja (jed. (A6)-(A8)). Perturbacija mezoskalnog tlaka sastoji se od tri komponente (a) horizontalnog gradijenta tlaka veće skale, (b) hidrostatičkog i (c) nehidrostatičkog dijela (jed. (A9)) koji se rješava implicitno. Advekcijski članovi su aproksimirani TVD (eng. total-variation-diminishing) shemom drugog reda (Harten 1986), a za vertikalnu

turbulentnu difuziju se koristi Crank-Nicholson-ova metoda drugog reda točnosti. U modelu koordinatni sustav prati topografiju (npr. Pielke 2002). Tako je vertikalna koordinata koja prati topografiju:

$$\eta \equiv H \cdot (z - h(x, y)) / (H - h(x, y)) \quad (4)$$

gdje su (x, y, z) koordinate Kartezijevog koordinatnog sustava, H visina modela, a $h(x, y)$ visina terena.

Ulazni parametri mogu biti radiosondažna i/ili prizemna mjerena, odnosno podaci simulacija većih modela, a učitavaju se u intervalima ovisnim o njihovoj dostupnosti. Početno polje vjetra u modelu se inicijalizira objektivnom analizom prema Moussiopoulos i Flassak (1989), a polje skalara se interpolira prema Flassak (1990).

Na gornjoj granici su primjenjeni Neumann-ovi rubni uvjeti za horizontalne komponente brzine i Θ (što znači da su derivacije tih veličina na gornjoj granici jednake nekoj konstanti). Sprečavanje refleksije na gornjoj granici za hidrostaticki dio mezoskalne perturbacije tlaka uvelike se osigurava radijacijskim uvjetom. Time je vertikalno propagirajućim internim težinskim valovima dozvoljeno da napuste domenu modela (Klemp i Durran 1983). Za nehidrostaticki dio mezoskalne perturbacije tlaka koriste se homogeni Dirichlet-ovi uvjeti (p_{nh} (gornja granica) = 0) jer se na velikim visinama nehidrostaticki efekti tlaka mogu zanemariti (npr. Flassak 1990; Moussiopoulos 1994).

Na bočnim granicama modela, refleksija i deformacija vala se smanjuje upotrebom proširenih radijacijskih uvjeta (Carpenter 1982) koji omogućavaju ne samo širenje poremećaja van domene kroz granicu, već i nametanje rubnih uvjeta izvana. Za nehidrostaticki dio perturbacije tlaka koriste se homogeni Neumann-ovi granični uvjeti. (derivacija p_{nh} na bočnim granicama = 0). Time se postiglo da promjena tlaka ne utječe na komponente brzine vjetra koje su okomite na granicu (npr. Moussiopoulos 1994).

Donja granica modela podudara se s visinom koja odgovara duljini hrapavosti. Osim za nehidrostaticki dio mezoskalne perturbacije tlaka, koji je definiran nehomogenim Neumann-ovim uvjetima, donji granični uvjeti za sve ostale varijable se računaju na bazi Monin-Obukhovljeve teorije sličnosti (npr. Moussiopoulos 1987). Jednadžba površinske bilance zračenja rješava se na površini tla za dobivanje površinske temperature i vlažnosti (Sandvik 1998):

$$R_0 \downarrow -R_0 \uparrow +S_0 \downarrow -S_0 \uparrow -Q_s - Q_0 - L_0 - Q_A = 0 \quad (5)$$

U jed. (5) R se odnosi na dugovalno ($R_0 \uparrow \sim T_0^4$), a S na kratkovalno zračenje. Tok topline u tlu je označen s Q_s ; Q_0 i L_0 su tokovi senzibilne i latentne topline u atmosferi, a Q_A je tok antropogene topline. Jed. (5) rješava se pomoću Newton-ove iterativne metode. Za proračun temperature tla koristi se jednodimenzionalna jednadžba vođenja topline u tlu. Vlažnost u tlu se parametrizira prema Deardorf (1978). Prognostička jednadžba za specifičnu vlažnost zraka rješava se bez uvažavanja kondenzacije:

$$q = \alpha q_s + (1 - \alpha) q_2 \quad (6)$$

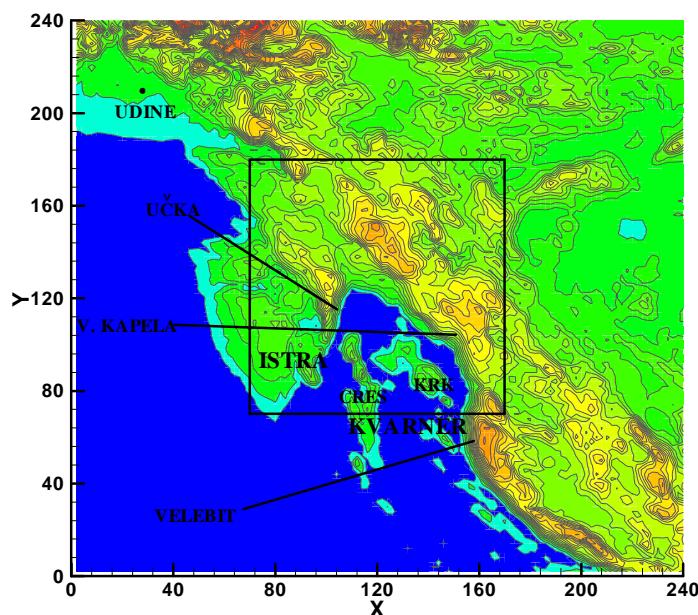
gdje je α parametar evaporacije koji varira između 0 i 1 (za vodu $\alpha = 1$, a za suho tlo $\alpha = 0$), q_s je zasićena vlažnost zraka i q_2 je vlažnost koja se računa na najnižem nivou modela iznad tla. Tijekom simulacije T_m je konstantna.

Zračenje i turbulentni tokovi su procesi koji su parametrizirani u modelu. Zračenje se računa pomoću sheme koja se zasniva na Stefan-Boltzman-ovom zakonu za dugovalno zračenje, a za kratkovalno zračenje se koristi implicitna višeslojna metoda prema Moussiopoulos (1987). TKE se računa u modelu radi vjerodostojnijeg modeliranja turbulentnih efekata koji se nužno pojavljuju u PBL-u. Turbulentni efekti prisutni su u jednadžbama gibanja i jednadžbi za Θ odnosno specifičnu vlažnost. Članovi turbulentne razmjene u jed. (A2)-(A5) (vidi prilog A) povezani su s TKE te se računaju pomoću pojednostavljene sheme višeg reda zatvaranja (npr. Moussiopoulos 1994; Kunz i Moussiopoulos 1995). Parametrizacija turbulentnih tokova prikazana je u Prilogu A (jed. (A13)-(A24)).

Podaci o topografiji i vrsti podlage isti su kao i u studijama Bencetić Klaić i Nitis (2002), Bencetić Klaić *i sur.* (2002), te Nitis *i sur.* (2005). Detaljna topografija za promatrano područje je dobivena iz GTOPO baze podataka (Bliss i Olsen 1996) s horizontalnom rezolucijom od aproksimativno 1 km, a bazira se na podacima *Global Land Cover Database*. U MEMO6 modelu postoje sedam tipova površina: vodene površine, suho tlo, tlo s malo vegetacije, obradive površine, šume, suburbane i urbane površine.

3.2. Domena modela, granični i početni uvjeti

Domena modela MEMO6 pokriva Istru i Kvarner (Sl. 23). U modelu postoji veća domena koja pokriva $240 \times 240 \text{ km}^2$ s horizontalnom rezolucijom $\Delta x = \Delta y = 2 \text{ km}$, te ugniježđena manja domena $100 \times 100 \text{ km}^2$ s finijom horizontalnom rezolucijom $\Delta x = \Delta y = 1 \text{ km}$. Vrh modela nalazi se na 8 km koristeći pri tome 27 vertikalnih nivoa. Vertikalna rezolucija ide od 20 m pri tlu do 1100 m na vrhu modela omogućujući najbolju razlučivost u manjim visinama. Centar obje domene smješten je u Rijeci (Sl. 23).



Slika 23: Istra i Kvarner u grubljoj ($240 \times 240 \text{ km}^2$) i finoj ($100 \times 100 \text{ km}^2$) domeni modela koja odgovara kvadratu na slici. Konture topografije iscrtane su svakih 100 m započevši od 0 m pa sve do 2000 m visine.

Za pokretanje modela koriste se radiosondaže iz Udina te vertikalni profili vjetra i temperature iz NWP ALADIN/LACE modela s 12 km horizontalnom rezolucijom (npr. Bubnova *i sur.* 1995; Ivatek-Šahdan i Tudor 2004). Učitavaju se svakih 12 sati te se osim za početne uvjete, profili odnosno radiosondaže ujedno koriste i za granične uvjete tijekom simulacija.

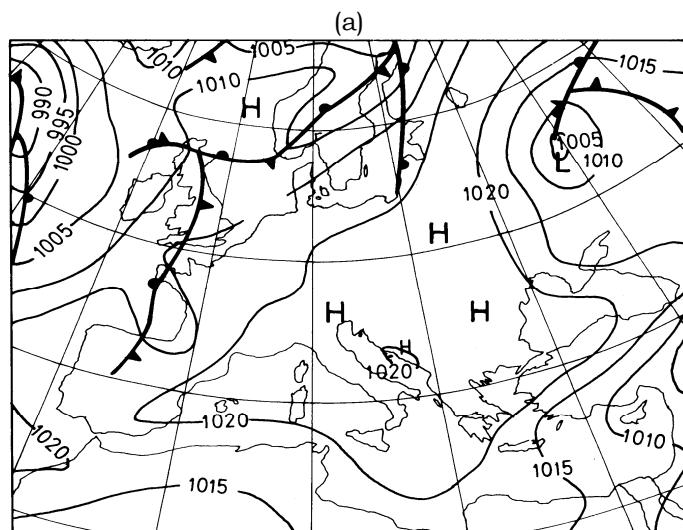
3.3. Simulirana razdoblja

Numeričkim modelom pokušat će se ispitati 3D struktura obalne cirkulacije na sjevernom Jadranu. Zbog toga je bilo potrebno odabrati razdoblja kada se ona formira barem na većini mjernih postaja u promatranom području bez znatnijeg utjecaja sinoptičkog vjetra. Simulirana su tri razdoblja koja su odabrana iz selektiranog skupa dana s obalnom cirkulacijom (vidi poglavlje 2.3). Odabrana razdoblja su: razdoblje (A) od 18. do 20. lipnja 2000., razdoblje (B) od 25. do 28. lipnja 1999. i razdoblje (C) od 05. do 08. rujna 1999.

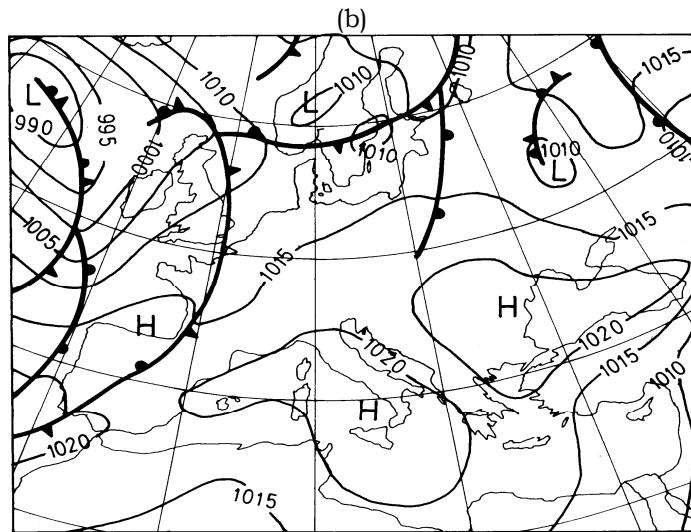
Radi boljeg razumijevanja rezultata simulacija, bit će ukratko prikazani sinoptički uvjeti tijekom razdoblja (A)-(C).

- Razdoblje (A): 18. – 20. lipnja 2000. godine**

Tijekom ovog razdoblja polje visokog tlaka dominira nad većim dijelom Europe (Sl. 24). Nad sjevernim dijelom Jadrana, iznad 850 hPa plohe čitavo vrijeme puše sjeverni vjetar. U prizemnom sloju 18. i 19. lipnja, ispod 850 hPa, vjetar se mijenja od zapadnog prema sjeverozapadnom, te od zapadnog prema jugozapadnom 20. lipnja, a brzine vjetra u *PBL*-u poprimaju vrijednosti od 2 m s^{-1} do 4 m s^{-1} (Sl. 25). U području istraživanja, srednja relativna vlažnost zraka u prvih 2 km iznosila je 60%. Noćni profil temperature ukazuje na stabilan *PBL* nad Udinama koji se transformira u konvektivni *PBL* tijekom dana (Sl. 25c). Iznad *PBL*-a pa sve do vrha troposfere, zrak je statički stabilan uz $\partial\Theta / \partial z = 4.5 \text{ K km}^{-1}$.



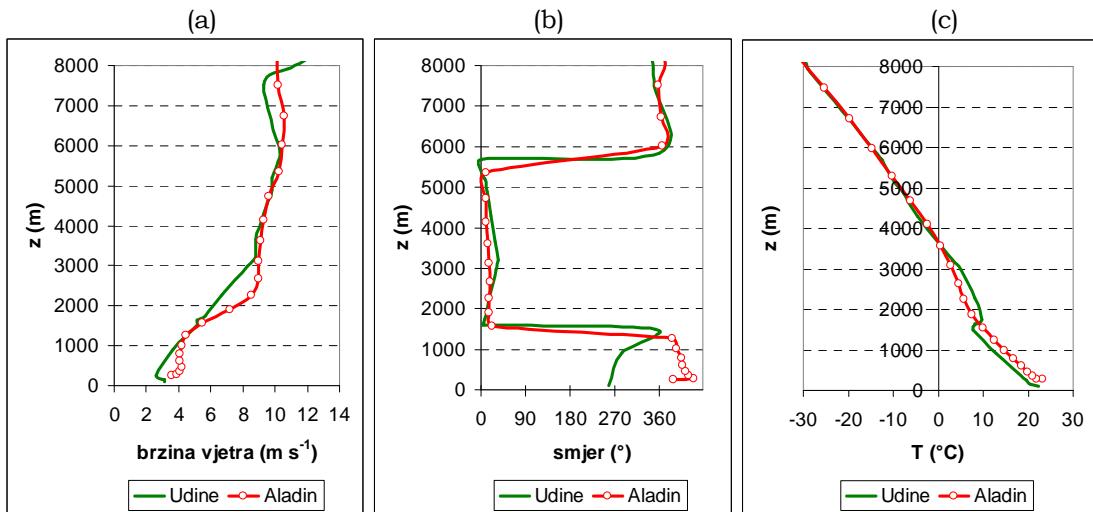
Slika 24: Prizemne sinoptičke karte za Europu u (a) 0000 UTC i (b) 1200 UTC za 20. lipnja 2000.



Slika 24: (nastavak).

Prizemne sinoptičke karte za 20. lipnja 2000. pokazuju relativno dobro poklapanje s tipičnom raspodjelom tlaka koja pogoduje razvoju noćnog i dnevnog dijela obalne cirkulacije (Sl. 7 i 24).

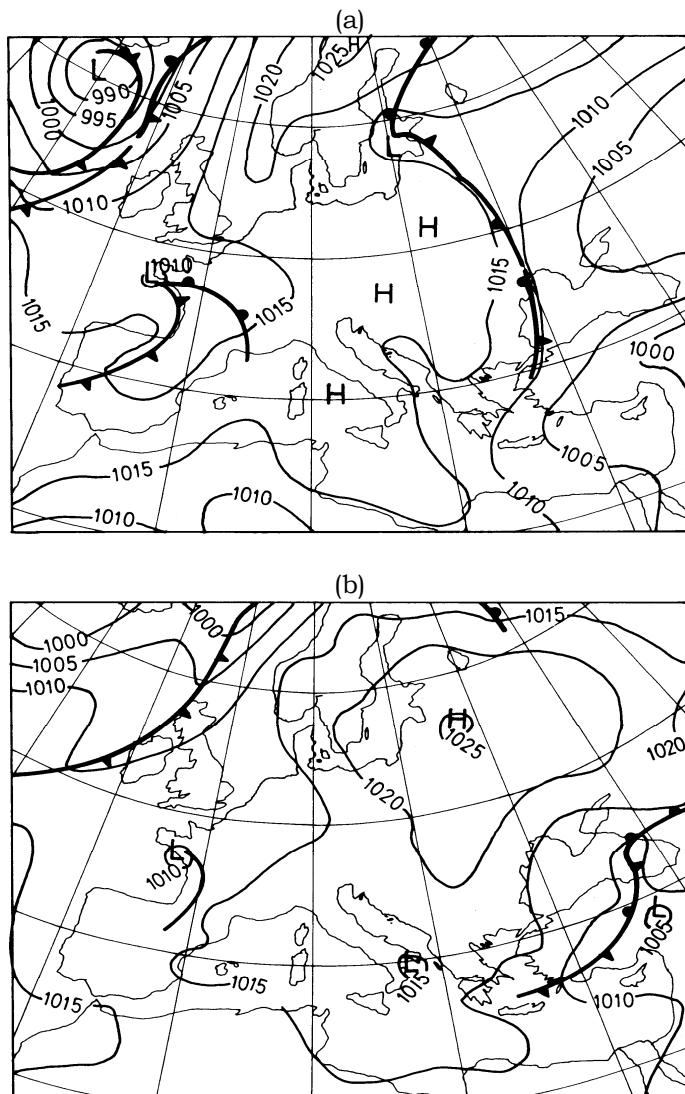
Na glavnim postajama u Riječkom zaljevu, maksimalna izmjerena ΔT iznosila je 7°C dok je maksimalna skalarna brzina vjetra (V_m), zabilježena u Opatiji, dosegla 6 m s^{-1} . Omjer navedenih veličina, $V_m^2 / |R \cdot \Delta T|$ uz univerzalnu plinsku konstantnu za suhi zrak, R , mnogo je manji od 1, pokazujući da je glavni pokretački uzrok mezoskalnog procesa termičkog porijekla (npr. Pielke 2002). To je potvrda da je razdoblje za simulaciju dobro odabранo.



Slika 25: Vertikalni profili radiosondaža nad Udinama (puna linija) i srednjaka profila ALADIN/LACE modela (kružići) za 18. lipnja 2000 u 1200 UTC: (a) brzina vjetra, (b) smjer vjetra i (c) temperatura. Ovi profili predstavljaju ulazne podatke za numeričke simulacije razdoblja (A). Radi manje stvarne razlike u smjerovima, smjerovima I. kvadranta dodano je 360° .

- **Razdoblje (B): 25. – 28. lipnja 1999. godine**

Nad sjevernim Jadranom vlada bezgradijentno polje (Sl. 26a). Visinski vjetar nad Udinama je vrlo sličan visinskom vjetru iz prethodnog razdoblja; sjeverozapadnog je smjera 25.06., a zapadnog 26.06 i 27.06. te jugozapadnog 28.06. U prizemnom sloju u 0000 UTC prevladavaju SE smjerovi, dok je u 1200 UTC prizemno strujanje uglavnom SW smjera za sve dane (Sl. 27). Brzine vjetra su manje od 5 m s^{-1} u prvih 2000 m (Sl. 27). Profil temperature je gotovo linearan s $\partial\Theta/\partial z = 4.0 \text{ K km}^{-1}$.

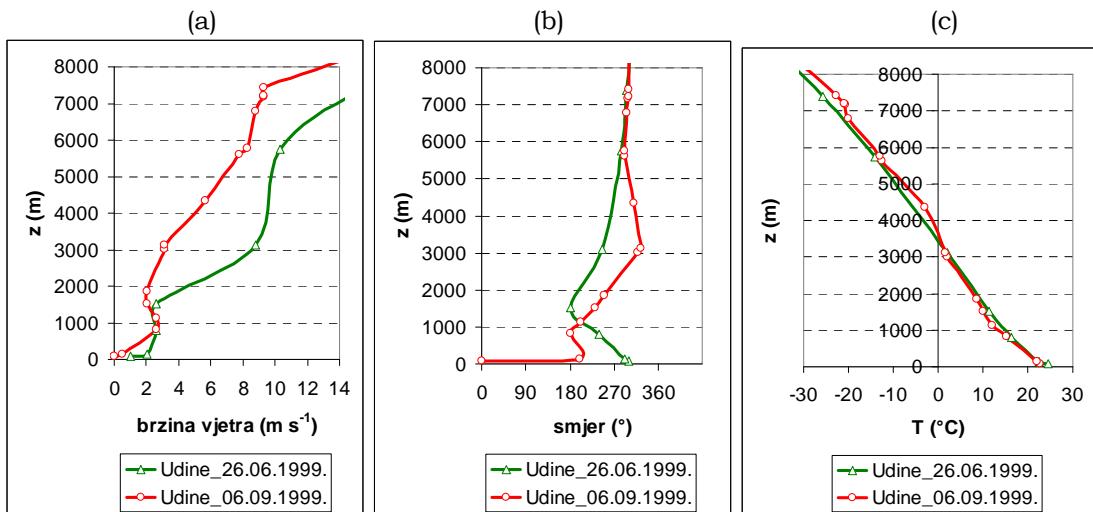


Slika 26: Prizemna sinoptička karta za Europu u 0000 UTC za (a) 26. lipnja 1999. i (b) 06. rujna 1999.

- **Razdoblje (C): 05. – 07. rujna 1999. godine**

Kao i za razdoblje (B), tijekom razdoblja (C), nad sjevernim Jadranom formirano je bezgradijentno polje tlaka (Sl. 26b). Iznad 850 hPa plohe puše uglavnom zapadni

vjetar, što pokazuje da sva tri slučaja imaju vrlo slično visinsko strujanje. Nad Udinama vjetar mijenja smjer u prizemnom sloju ispod 850 hPa. Tako je E smjera 5. rujna, SE smjera 6. rujna te SW smjera 7. rujna uz brzine vjetra ispod 5 m s^{-1} u prvih 4000 m (Sl. 27). Profil temperature se mijenja linearno prema $\partial\Theta/\partial z = 4.0 \text{ K km}^{-1}$.



Slika 27: Vertikalni profili radiosondaža nad Udinama za 26. lipnja 1999. u 1200 UTC iz razdoblja (B) (trokutići) i 6. rujna 1999. u 1200 UTC iz razdoblja (C) (kružići) za (a) brzinu vjetra, (b) smjer vjetra i (c) temperaturu. Radi manje stvarne razlike u smjerovima, smjerovima I kvadranta dodano je 360° .

3.4. Numerički eksperimenti

Osim simulacija razdoblja (A)-(C), izvedene su i dodatne numeričke simulacije s obzirom da je cilj procijeniti utjecaj i topografije i sinoptičkog vjetra na mezoskalno polje strujanja. Takav je pristup u procjeni različitih dinamičkih procesa dosta raširen, posebice u slučaju razvedene obale (npr. Ramis i Romero 1995; Grisogono i Tjernström 1996; Darby *i sur.* 2002). Odabранo je pet testova osjetljivosti (Tab. 6), a svi su izvedeni za razdoblje (A) (Telišman Prtenjak *i sur.* 2006).

Tablica 6: Testovi osjetljivosti. Za vrijeme idealiziranih početnih i graničnih uvjeta nema sinoptičkog vjetra, a gradijent potencijalne temperature je konstantan i iznosi 4 K km^{-1} .

Idealizirana topografija znači da maksimalna visina terena ne prelazi 10 m.

Test	Početni i granični uvjeti	Visina terena	otoci
kontrolni slučaj	Podaci ALADIN/LACE modela	Realna	Da
T0	Realni – radiosondaže Udina	Realna	Da
T1	Podaci ALADIN/LACE modela	Realna	Ne
T2	Podaci ALADIN/LACE modela	Idealizirana	Ne
T3	Podaci ALADIN/LACE modela	Idealizirana	Da
T4	Idealizirani	Realna	Da

Kontrolni slučaj je osnovna simulacija razdoblja (A) s ulaznim podacima ALADIN/LACE modela i realnom topografijom. Test T0 predstavlja simulaciju s

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

realnom topografijom i radiosondažama iz Udina pomoću koje se pokušava procijeniti osjetljivost modela na ulazne podatke. Općenito se profili brzine vjetra ALADIN/LACE modela i radiosondaža Udine slažu dosta dobro (Sl. 25). Veće razlike postoje u smjeru vjetra i u temperaturi ispod 1500 m. U tom sloju maksimalna relativna odstupanja su oko 30%. U gornjim slojevima, podudaranje u profilima je vrlo dobro, a maksimalna relativna odstupanja su manja od 10%. Iz početne topografije u T1 testu otoci su zamijenjeni morskom površinom te je tako omogućena procjena njihovog utjecaja na strujanje. U zamijenjenim točkama uzima se duljina hrapavosti za vodenu površinu. Simulacije T2 i T3 koriste idealiziranu topografiju u kojoj maksimalna visina terena ne prelazi 10 m. Topografija u T2 testu, za razliku od one u T3 testu, ne sadrži otoke. Pomoću T4 testa ispituje se sinoptički utjecaj na mezoskalno strujanje. Utjecaj velike skale je eliminiran tako što je brzina sinoptičkog vjetra postavljena na nulu, a $\partial\Theta/\partial z = 4.0 \text{ K km}^{-1}$. Ti profili se koriste i kao početni i kao granični uvjeti. U T4 testu, ostali parametri su nepromijenjeni u odnosu na kontrolni slučaj.

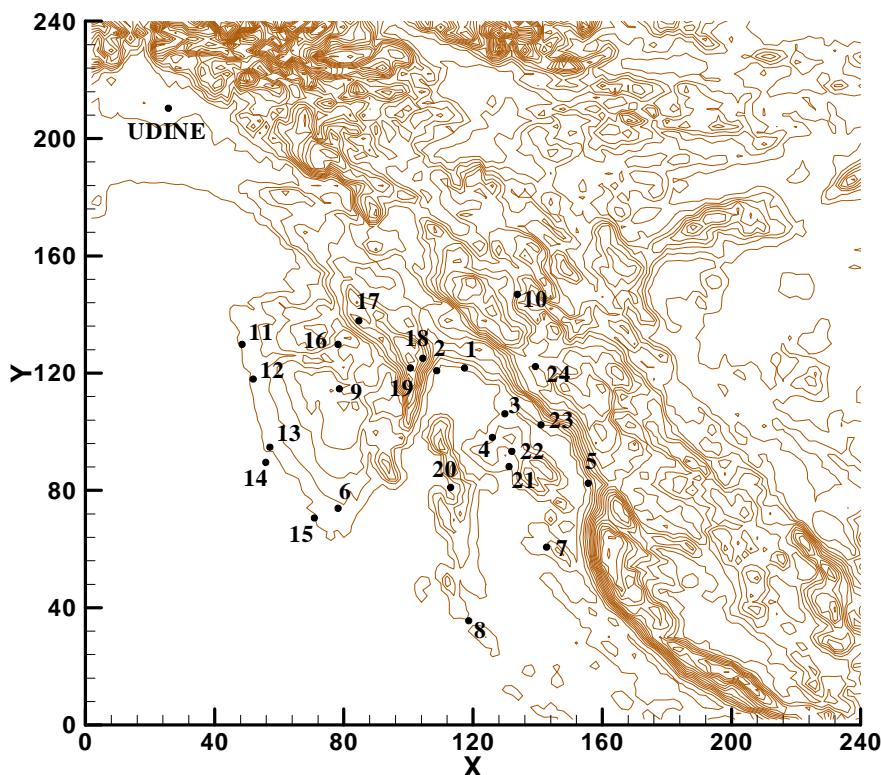
Razdoblja (B) i (C) simulirani su pomoću radiosondaža iz Udina kao i test T0 (vidi položaj postaje na Sl. 28).

Konstantna T_m u modelu procijenjena je na temelju njenih mjerena te je iznosila za lipanske simulacije 20.5°C , a za rujansku 21°C .

4. REZULTATI NUMERIČKIH SIMULACIJA

4.1. Usporedba rezultata modela s mjeranjima

Radi procijene uspješnosti simuliranja mezoskalnog polja vjetra modelom, napravljena je usporedba s dostupnim mjeranjima za sva tri razdoblja. U tu svrhu se koriste prizemna mjerena vjetra glavnih i klimatoloških meteoroloških postaja smještenih u Istri i Kvarneru te radiosondaža iz Udina (Sl. 28). Glavne meteorološke postaje označene su brojevima od 1 do 10, a klimatološke postaje brojevima od 11 do 24. Zemljopisni položaj nekih glavnih meteoroloških postaja nalazi se u Tab. 1, a položaji preostalih postaja nalaze se u Tab. 7.



Slika 28: Glavne meteorološke i klimatološke stanice čiji su podaci korišteni u usporedbi s rezultatima modela. Glavne meteorološke postaje označene su brojevima od 1 do 10, a klimatološke postaje brojevima od 11 do 24. Zemljopisni položaji postaja od 1 do 8 nalaze se u Tab. 1, a zemljopisni položaji preostalih u Tab. 7.

- **Razdoblje (A): 18. – 20. lipnja 2000. godine**

Na Sl. 29 prikazana je usporedba rezultata simuliranog polja strujanja kontrolnog slučaja i mjerenoj vjetri u 1400 h i 2100 h. Idealno poklapanje rezultata dalo bi točku na punoj liniji. Rombovi označavaju usporedbu modela s mjerenjima glavnih meteoroloških postaja, a trokutići usporedbu modela s mjerenjima klimatoloških

postaja. Radi postizanja manje stvarne razlike u smjerovima ($|smjer(mjereni) - smjer(modelirani)| \leq 180^\circ$), mjerenum smjerovima je dodano 360° prema potrebi.

Tablica 7: Karakteristike mjernih postaja (zemljopisna širina, zemljopisna dužina, nadmorska visina) označenih brojevima od 9 do 24 na Sl. 28 čiji podaci se koriste za verifikaciju modela.

postaja	geograf. širina	geograf. dužina	visina (m)	postaja	geograf. širina	geograf. dužina	visina (m)
9. Pazin	$45^\circ 14'$	$13^\circ 56'$	291	17. Abrami	$45^\circ 26'$	$13^\circ 56'$	85
10. Parg	$45^\circ 36'$	$14^\circ 38'$	863	18. Vrh Učke	$45^\circ 17'$	$14^\circ 12'$	1372
11. Celega	$45^\circ 20'$	$13^\circ 35'$	20	19. Čepić	$45^\circ 12'$	$14^\circ 09'$	30
12. Poreč	$45^\circ 13'$	$13^\circ 36'$	15	20. Cres	$44^\circ 57'$	$14^\circ 25'$	5
13. Rovinj	$45^\circ 06'$	$13^\circ 38'$	20	21. Krk	$45^\circ 02'$	$14^\circ 35'$	9
14. Sv. Ivan na Pučini	$45^\circ 03'$	$13^\circ 37'$	8	22. Ponikve	$45^\circ 04'$	$14^\circ 35'$	25
15. Pula	$44^\circ 52'$	$13^\circ 51'$	43	23. Crikvenica	$45^\circ 10'$	$14^\circ 42'$	2
16. Botonega	$45^\circ 20'$	$13^\circ 55'$	50	24. Vrelo Ličanke	$45^\circ 20'$	$14^\circ 43'$	750

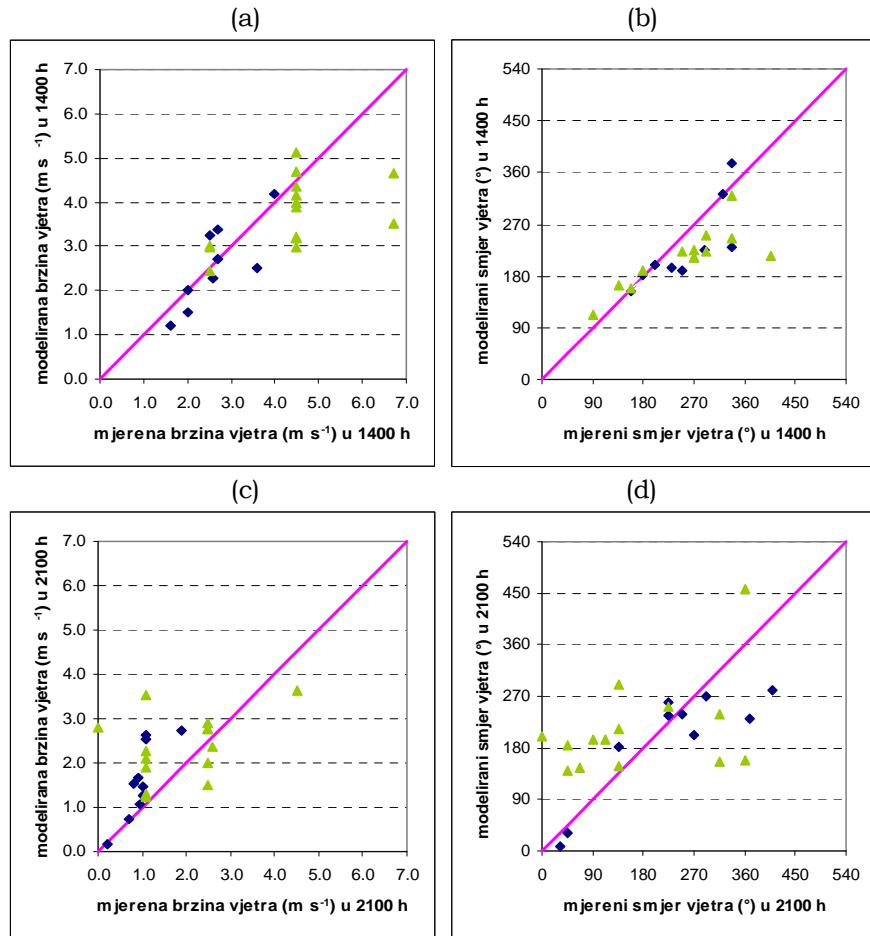
U 1400 h, usporedjeni parovi brzine i smjera vjetra nalaze se uglavnom blizu punih linija što ukazuje da postoji dobro poklapanje mjerena i modela (Sl. 29). Model ponešto podcjenjuje brzine kada se uspoređuje s mjeranjima klimatoloških postaja. Razlog leži u procjeni jačine vjetra prema Beaufortovi ljestvici na klimatološkim postajama. Vrijednosti su prevedene u $m\ s^{-1}$ prema relativno grubom obrascu: $0\ Bf = 0\ m\ s^{-1}$, $1\ Bf = 1.1\ m\ s^{-1}$, $2\ Bf = 2.5\ m\ s^{-1}$, $3\ Bf = 4.5\ m\ s^{-1}$ te $4\ Bf = 6.7\ m\ s^{-1}$. Suprotno dnevnoj situaciji, u 2100 h, brzine vjetra u modelu precjenjuju mjerena. Noćni smjer je lošije simuliran od dnevnog, što posebno pokazuje usporedba s podacima klimatoloških postaja. Ovakvo noćno ponašanje modela je očekivano jer je općenito teško modelirati brzine vjetra manje od $2\ m\ s^{-1}$. Kod tako malih vrijednosti, mjereni vjetar je izuzetno varijabilan, dok modelirani vjetar pokazuje karakteristike organiziranog strujanja; kopnenjaka i silaznog vjetra obronka. Teško je modelom koji ima konstantnu T_m i izglađenu visinu terena simulirati točno sve procese na maloj skali (posebno na onoj manjoj od 1 km). I upotreba Monin-Obukhovljeve teorije sličnosti pri parametrizaciji turbulentnih tokova kod malih brzina vjetra i u stabilnim situacijama ima svoja ograničenja. Slično ponašanje modela pronađeno je i u Bencetić Klaic i Nitis (2002). S obzirom na ograničenja samih mjerena te nedostatke modela, smatram da Sl. 29 pokazuje zadovoljavajuće poklapanje modela i mjerena.

Na Sl. 30 prikazana je usporedba T0 testa i mjerena. Model se u usporedbi s mjeranjima slično ponaša kao i u kontrolnom slučaju. Preko dana postoji određeno podcjenjivanje modela mjernih brzina vjetra, te tijekom noći njihovo malo precjenjivanje. Noću, smjerovi pokazuju veći rasap oko idealnog podudaranja.

Osim prostornog podudaranja, prikazana je također i vremenska usporedba polja strujanja kontrolnog slučaja i T0 testa za Rijeku (centar domene) s mjeranjima za 20. lipnja 2000. (Sl. 31). Model vrlo dobro simulira pojavu relativno slabe obalne cirkulacije u Rijeci, iako postoji rano jutarnje precjenjivanje brzine vjetra. Razlog odstupanja su ponovo male mjerene brzine vjetra. Podudaranje simuliranog i mjerene smjera vjetra je izuzetno dobro. Nema znatnijih razlika između dva simulirana strujanja; kontrolnog slučaja i T0 testa.

Radiosondaže u Udinama usporedjene su s modeliranim profilima za isti dan (Sl. 32). U 0000 UTC, profil brzine vjetra T0 testa vrlo dobro se slaže s mjeranjima. Kontrolni slučaj podcjenjuje brzine na većim visinama. U 1200 UTC, oba modelirana

profila se vrlo dobro poklapaju s radiosondažom. Profili smjera vjetra obje simulacije dosta vjerno simuliraju mjerena tijekom čitavog dana (Sl. 32).



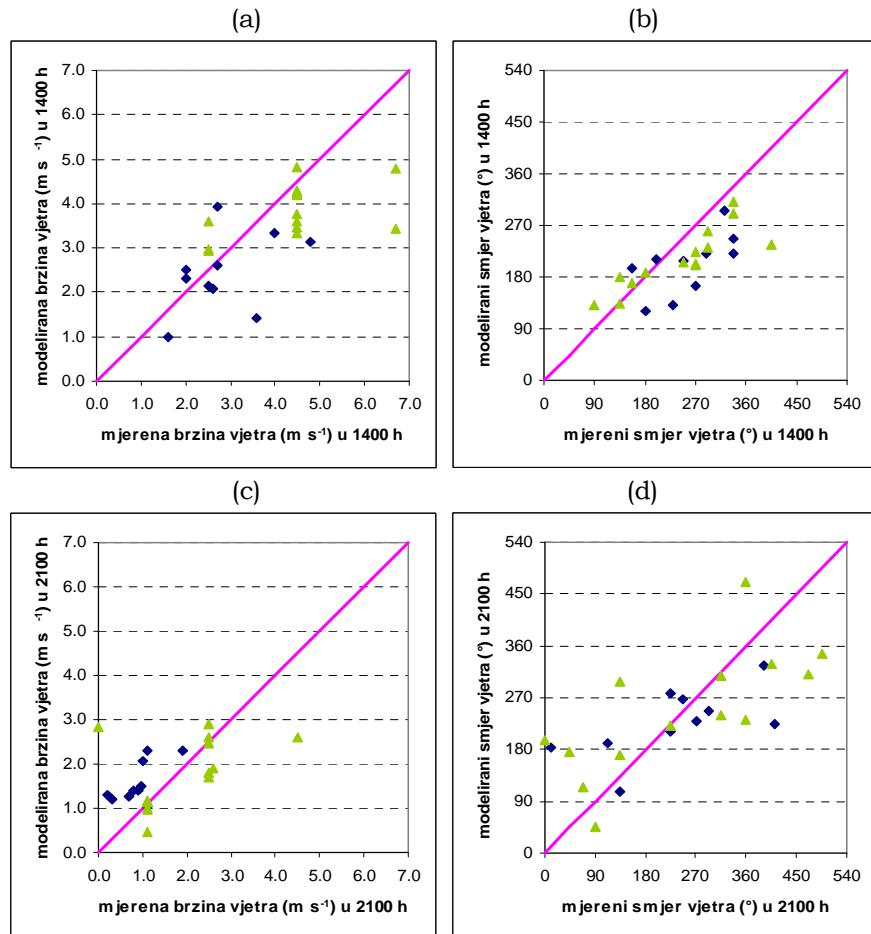
Slika 29: Usporedba mjerene i simulirane vjetra za razdoblje (A) – kontrolni slučaj: glavne postaje; rombovi, klimatološke postaje; trokutići. (a,b) brzina i smjer vjetra za 1400 h i (c,d) brzina i smjer vjetra u 2100 h. Radi postizanja manje stvarne razlike u smjerovima $(| \text{smjer(mjereni)} | - | \text{smjer(modelirani)} | \leq 180^{\circ})$, mjerenim smjerovima je dodano 360° prema potrebi. Puna linija znači idealno poklapanje mjerena i simulacija.

Slike 29-32 ukazuju da unatoč odstupanjima početnih ulaznih parametara, nema većih i značajnijih razlika u izlaznim rezultatima modela kontrolnog slučaja i T0 testa za razdoblje (A). Početni ulazni profili brzine vjetra pokazuju maksimalno relativno odstupanje od 25% oko 4500 m (Sl. 25). Veće, iako ne i velike razlike, postoje i u ulaznim profilima smjera vjetra i u profilima temperature ispod 1500 m. U tom sloju maksimalna relativna odstupanja u ulaznim podacima iznose oko 35% za smjer vjetra i oko 30% za temperaturu (Sl. 25). Odstupanja ukazuju na najvjerojatniji veći lokalni utjecaj okolne topografije na radiosondaže: npr. utjecaj lokalnih termičkih cirkulacija i urbanih efekata u graničnom sloju.

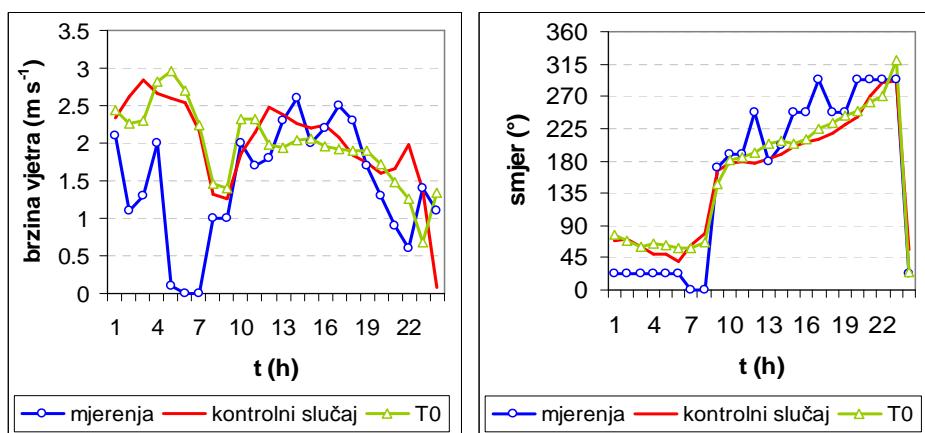
Pa ipak, rezultati, ponešto iznenadjujuće, pokazuju da simulacije pokretane samo radiosondažama nad Udinama mogu vrlo dobro simulirati polje strujanja nad sjevernim Jadranom za vrijeme sličnih anticiklonalnih situacija. U tom slučaju, i

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

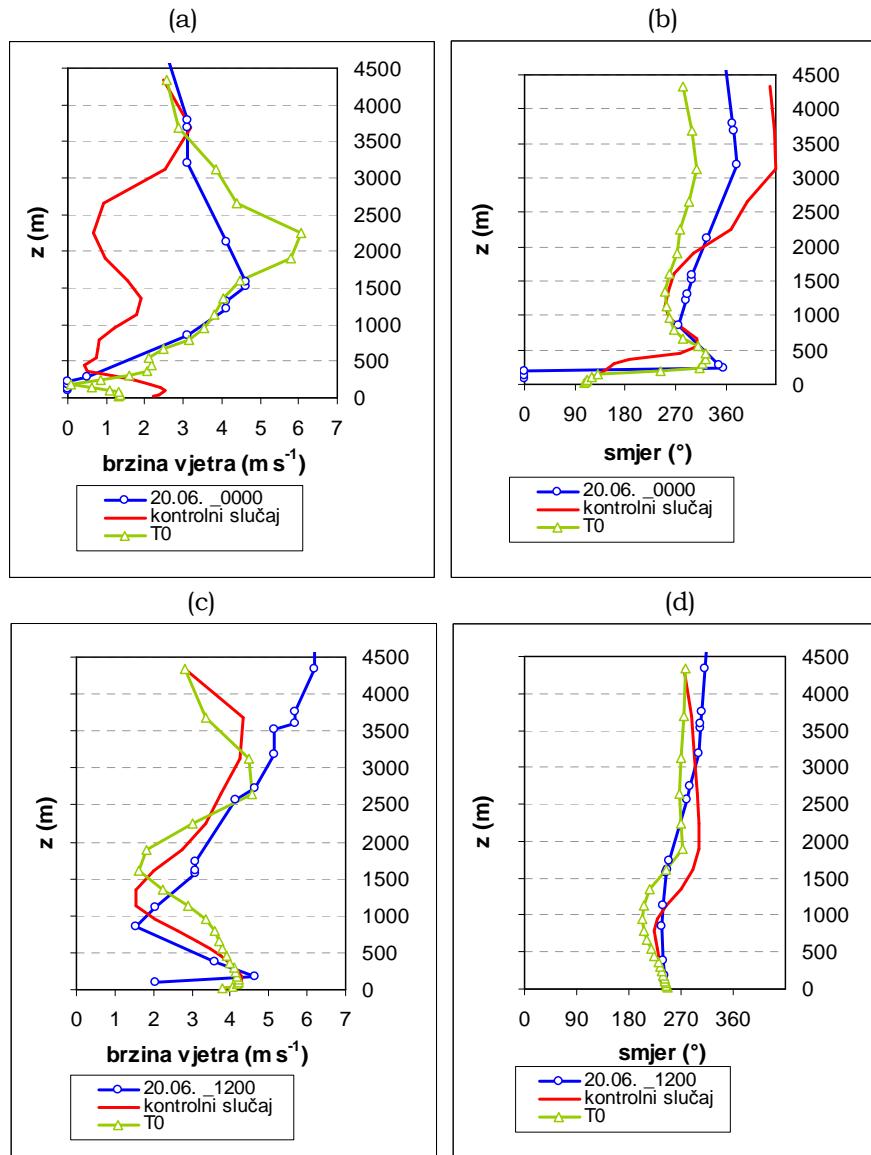
lokalni topografski i termički efekti nadvladavaju utjecaj sinoptičke skale na konačno polje strujanja.



Slika 30: Isto kao i na Sl. 29 osim za T0 test.



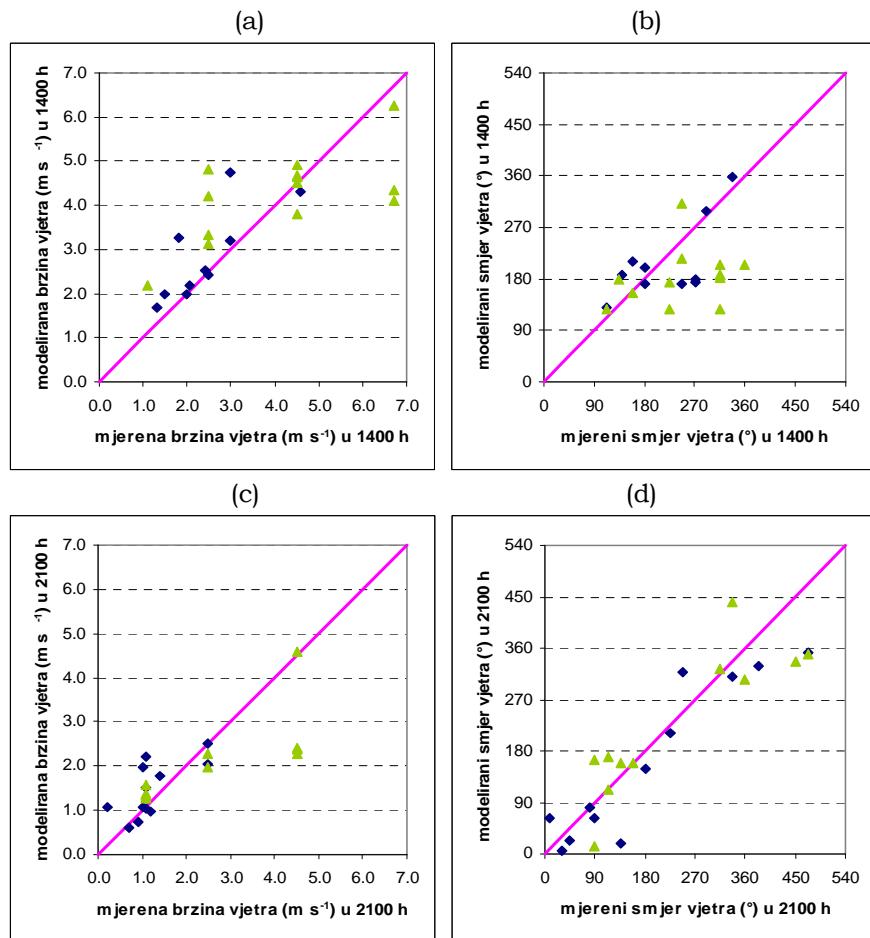
Slika 31: Usporedba mjerenog (kružići) te modeliranog vjetra kontrolnog slučaja (puna linija) i T0 testa (trokutići) za 20 lipnja 2000. u Rijeci.



Slika 32: Usporedba mjereneih (kružići) te modeliranih profila vjetra za 20. lipnja 2000. u Udinama. Kontrolni slučaj (puna linija) i T0 test (trokutići) (a,b) u 0000 UTC i (c,d) u 1200 UTC. Radi postizanja manje stvarne razlike u smjerovima, mjerenim smjerovima i smjerovima kontrolnog slučaja dodano je 360° prema potrebi.

- **Razdoblje (B): 25. – 28. lipnja 1999. godine**

Simulirano polje vjetra u razdoblju (B) uspoređeno je na Sl. 33 s dostupnim mjernjima. Tijekom ove simulacije postoji dosta dobro podudaranje modelirane i mjerene brzine vjetra. Za razliku od prethodne simulacije, model nije podcenjivao brzine vjetra danju odnosno precjenjivao noću. Dnevni smjer vjetra je simuliran nešto lošije od noćnog.



Slika 33: Isto kao i na Sl. 29 osim za razdoblje (B).

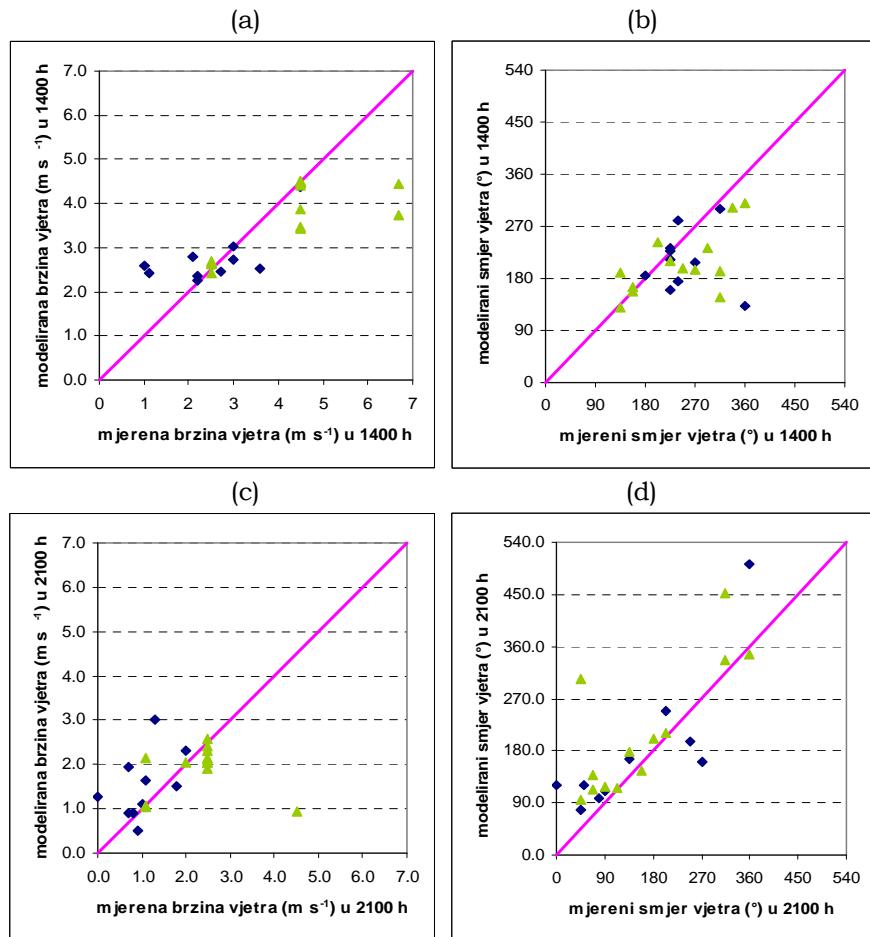
- **Razdoblje (C): 05. – 07. rujna 1999. godine**

Usporedba simuliranog polja strujanja i mjerena tijekom razdoblja (C) nalaze se na Sl. 34. Model kao i u simulaciji razdoblja (A), podcjenjuje dnevne mjerene brzine (brzine uglavnom mjerene na klimatološkim postajama) te precjenjuje noćne mjerene brzine. Tijekom ovog razdoblja, bolje je simuliran noćni smjer vjetra od dnevnog.

Usporedba mjerena s rezultatima modela je dobra, posebice tijekom dana. U studiji koju su napravili Nitis *i sur.* (2005), autori računaju korijen srednje kvadratne greške (eng. *root mean square error, RMSE*) i indeks sličnosti radi procijene uspješnosti modeliranja vjetra i temperature. *RMSE* je korijen srednjih kvadrata razlika simuliranih i mjerene vrijednosti. Indeks sličnosti koji je "sličan" koeficijentu korelacije određuje stupanj do kojeg je mjerena vrijednost točno procijenjena simuliranim vrijednošću. Vrijednosti indeksa slaganja varira od 0.0 koja predstavlja potpuno neslaganje između mjerene i modelirane vrijednosti do 1.0 koja predstavlja njihovo idealno podudaranje. Tako za razdoblje (A), *RMSE* za brzinu vjetra iznosi 2.1 m s⁻¹, za smjer vjetra 86.4° te za temperaturu 2.9 °C. Indeks slaganja za brzinu vjetra je 0.5, za smjer vjetra 0.6 i za temperaturu 0.8. Najbolje simulirana brzina i smjer vjetra je u Puli, brzina vjetra najlošije je simulirana za Senj, a najlošiji simulirani smjer vjetra je u Pazinu. Temperatura je općenito dobro simulirana s najlošijim rezultatima za

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

Pazin. Statistički parametri za ostala dva razdoblja uglavnom su slični navedenima za razdoblje (A). Rezultati statističke obrade MEMO6 modela (Nitis *i sur.* 2005) za sva tri ovdje spomenuta simulirana razdoblja, odgovaraju rezultatima drugih studija (Ulrickson i Mass 1990; Cai i Steyn 2000; Mangia *i sur.* 2004). Ulrickson i Mass (1990) primijenili su mezoskalni model za simuliranje strujanja zraka ljeti u Los Angelesu. Cai i Steyn (2000) koriste CSU-RAMS model te proučavaju smorac u *Fraser* dolini u Kanadi tijekom 17.-20. srpnja 1985., a Mangia *i sur.* (2004) istim modelom simuliraju polje strujanja nad poluotokom Salento u Italiji od 2. do 4. lipnja 1998. Prve dvije studije dobile su mnogo točnije simuliranu temperaturu danju te točniji dnevni prizemni vjetar. Tijekom noći, modeli su općenito precjenjivali vjetar i nisu uspjevali u potpunosti reproducirati slabo strujanje kopnenjaka. Što se tiče temperature noću, model je također slabije reproducirao mjerena. Rezultati statističke analize u Mangia *i sur.* (2004), pokazali su da je RMSE za brzinu vjetra varirao od 1 do 3 $m\ s^{-1}$, za smjer od 50° do 70° i za temperaturu oko 2,4 °C. Stoga se može zaključiti da je točnost simuliranja MEMO6 modelom podjednaka točnosti drugih modela kojima se proučavala obalna cirkulacija.



Slika 34: Isto kao i na Sl. 29 osim za razdoblje (C).

4.2. Osnovne karakteristike prizemnog polja strujanja

Ovdje će biti prikazani rezultati numeričkih simulacija mezoskalnog prizemnog polja strujanja u velikoj domeni modela za sva tri razdoblja.

- **Razdoblje (A): 18. – 20. lipnja 2000. godine**

Polje vjetra za 19. i 20. lipnja međusobno je slično, a model zadovoljavajuće simulira polje strujanja tijekom oba dana (Nitis *i sur.* 2005). Kako je cilj upoznati se sa specifičnim strukturama u polju vjetra, ograničit ćemo se na diskusiju rezultata za 20. lipnja 2000. (Telišman Prtenjak *i sur.* 2006). Tog je dana uočena jasna pravilna periodička izmjena strujanja na obali na većini postaja.

Raspodjela prizemnog vjetra u velikoj domeni na 10 m visine iznad tla prikazana je na Sl. 35. Kvadrat na slici označava malu domenu modela. U 0400 h (Sl. 35a), nad kopnjom vjetar je dosta nehomogen zbog složenosti terena. Nad Istrom uglavnom prevladava slab vjetar oko 3 m s^{-1} . Jače strujanje zraka javlja se niz Učku, niz Velebit i u unutrašnjosti: u Gorskom Kotaru i Lici s maksimalnim brzinama od oko 7 m s^{-1} . Silazno strujanje niz obalne planine superponira se na slab kopnenjak stvarajući kao konačan rezultat sjeveroistočni vjetar prema Velim Vratima. To je strujanje povezano s dva manja ciklonalna vrtloga; jedan veći u Riječkom zaljevu te drugi manji između Istre i otoka Cresa.

U 1000 h počinju se razvijati obalne cirkulacije i to nad Rijekom i Opatijom te nad zapadnim odnosno jugoistočnim obalama Istre, Sl. 35b. Nad otokom Krkom, posebno nad njegovim južnim dijelom istovremeno se formira još jedna obalna cirkulacija. Otok Cres, osobito njegova istočna strana također je pod uplivom lokalne cirkulacije. Kako sinoptički uvjeti pogoduju razvoju obalne cirkulacije tako pogoduju i stvaranju uzlaznog vjetra obronka (kod Rijeke i Opatije). Nakon 1200 h, dolazi do jačanja lokalnih cirkulacija s pojmom nekoliko vrlo izraženih konvergentnih zona (KZ) u polju strujanja. Duža i šira KZ formira se duž Istre, dok se manje formiraju nad otokom Krkom, Sl. 35c. Između otoka Krka i Velike Kapele, u Velebitskom kanalu, javlja se kanalizirana struja zraka. Ukoliko se usporede klimatološki podaci (strujnice) na Sl. 3 s modeliranim vjetrom na Sl. 35c vidi se da je simulirano polje strujanja vrlo dobro reproduciralo prosječan ljetni dnevni režim puhanja smorca nad sjevernim Jadranom. Položaj veće KZ u simulaciji također se podudara s rezultatima klimatoloških strujnica. U Riječkom zaljevu u poslijepodnevnim satima javlja se mezoskalni vrtlog anticiklonalne rotacije. On je posljedica kanaliziranja struje zraka kroz Vela Vrata između otoka Cresa i istočne obale Istre. Potpuno formirana dnevna prizemna struja zraka ostaje u svojoj razvijenoj fazi nekoliko sati, Sl. 35c i 35d. Nakon 2100 h započinje zamiranje smorca te periodička izmjena u kopnenjak. Treba istaknuti da je 2100 h u doba ljetnog solsticija oko 1 sat nakon zalaska Sunca tako da je polje strujanja na Sl. 35d sličnije "dnevnoj cirkulaciji" koja je jača i traje duže u lipnju od one u razdoblju (C).

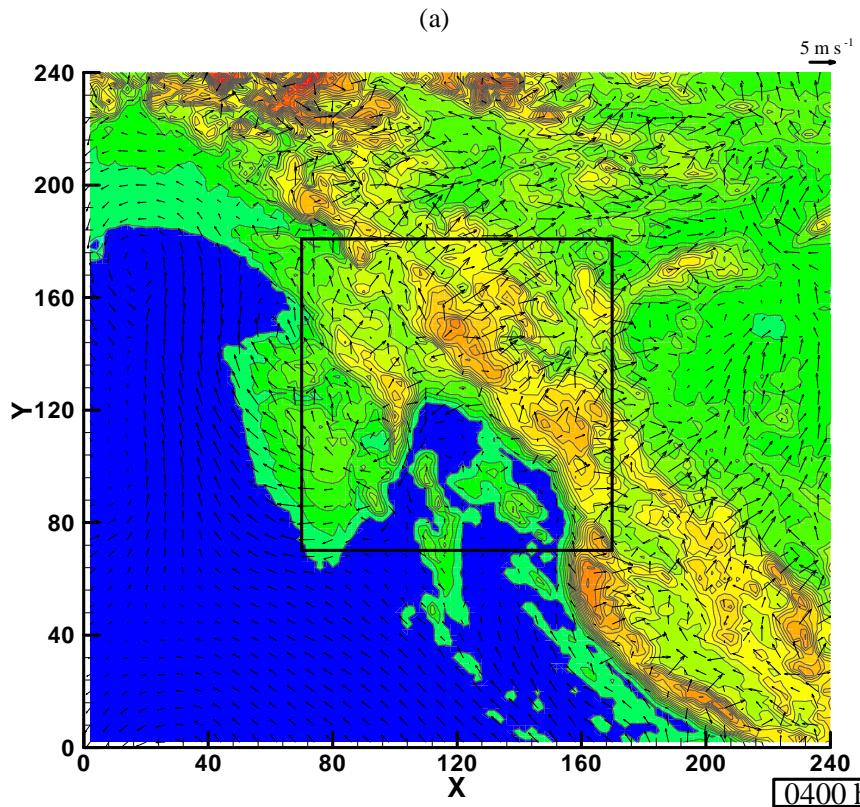
Struktura vjetra na kraju dana nacrtana je na Sl. 35e. U 2100 h, počinje puhati silazni vjetar obronka niz Učku, a unutar Riječkog zaljeva je i dalje prisutan anticiklonalni vrtlog. Nad Istrom, ostaci KZ još uvijek postoje na istočnim obalama uz slab zapadni vjetar koji puše sve do 2200 h. U 2400 h stvara se slab kopnenjak na zapadnim i jugoistočnim obalama Istre. Unutar Riječkog zaljeva pojavljuje se ponovo mezoskalni vrtlog ciklonalne rotacije. Vrtloženje unutar Riječkog zaljeva koje je kvazi-

periodičko tijekom 24 sata još nije zabilježeno. Pa ipak, pojava vrtloga se može naslutiti u rijetkim prizemnim mjerjenjima vjetra (Sl. 36).

Sve navedene karakteristike polja vjetra kao što su vrtlozi, KZ i kanaliziranje vjetra u Velim Vratima i Velebitskom kanalu uočeno je i za prethodno simulirani dan, 19. lipnja.

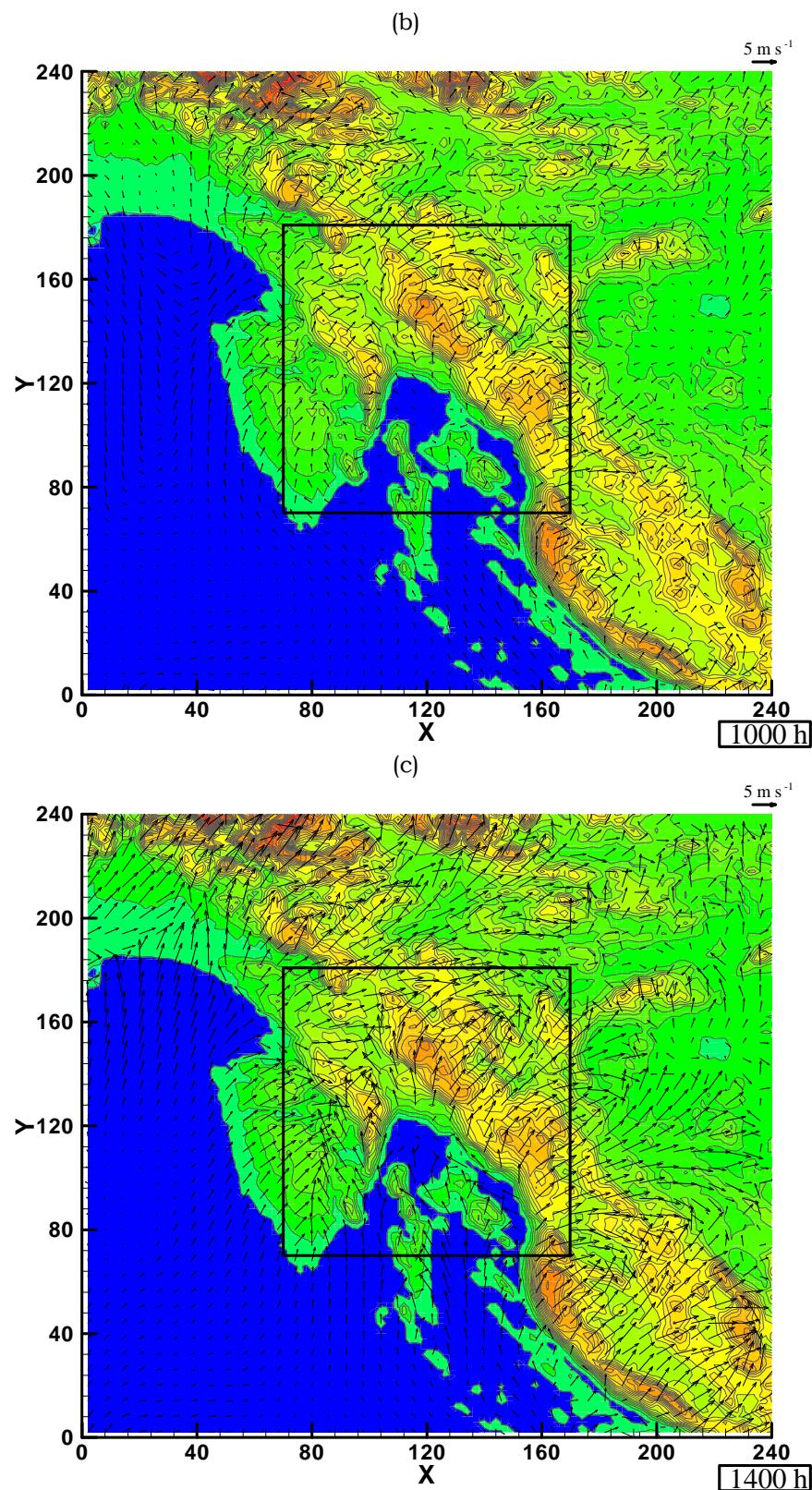
U modelu se ne koristi parametrizacija mokrih procesa kao što su formiranje oblaka i kiše. Pa ipak, pojava konvergencije i fronte smorca često je povezana s formiranjem kumulusnih oblaka, koji uz određene lokalne uvijete, mogu preći u kumulonimbuse te uzrokovati grmljavinu i oborine. Stvaranje oblaka i kiše može utjecati na simuliranje mesoskalnog fenomena kao što je KZ nad Istrom. Uključujući parametrizaciju mokrih procesa, Sandvik (1998) je pokazala, da se povećava dubina obalne cirkulacije i maksimalna brzina idealiziranog smorca. Na KZ nad Istrom te moguće kumulonimbuse s grmljavinom danju i vedrine noću, već je upozorio Makjanić (1958). Juras (1962) je pokazao da je najveća čestina grmljavine u Hrvatskoj upravo nad Istrom. Međutim kako odabранo razdoblje (A) karakterizira vrlo slaba naoblaka (manja od 2/10) te nije uočena pojava oborine, ovdje se ne očekuje značajniji utjecaj mokrih procesa na mezosalno polje vjetra.

Osim varijabilnosti u polju vjetra u obalnom području, numerička simulacija pokazuje u području Like i Gorskog Kotara dnevnu jaču prizemnu struju zraka, Sl. 35. Navedeni vjetar može biti vrlo važan u prijenosu onečišćenja, ukoliko onečišćujuće tvari prijeđu obalnu planinsku barijeru.



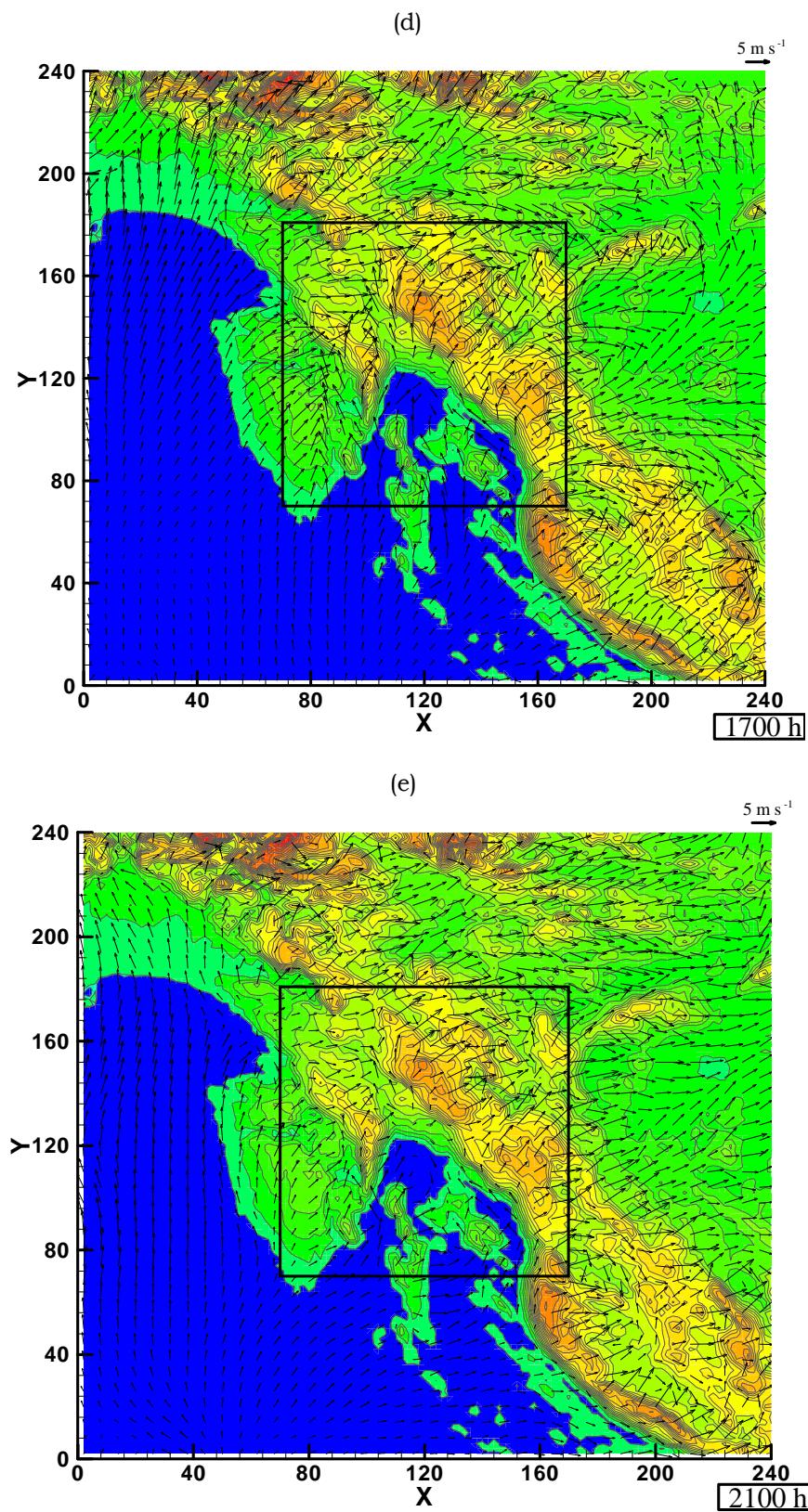
Slika 35: Modelirano polje strujanja 10 m iznad tla u velikoj domeni za kontrolni slučaj za 20. lipnja 2000.: (a) 0400h, (b) 1000 h, (c) 1400 h, (d) 1700 h i (e) 2100 h. Kvadrat na slici označava malu domenu. Vektor vjetra nacrtan je svakih 6 km. Referentni vektor iznosi 5 m s^{-1} (gore desno).

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

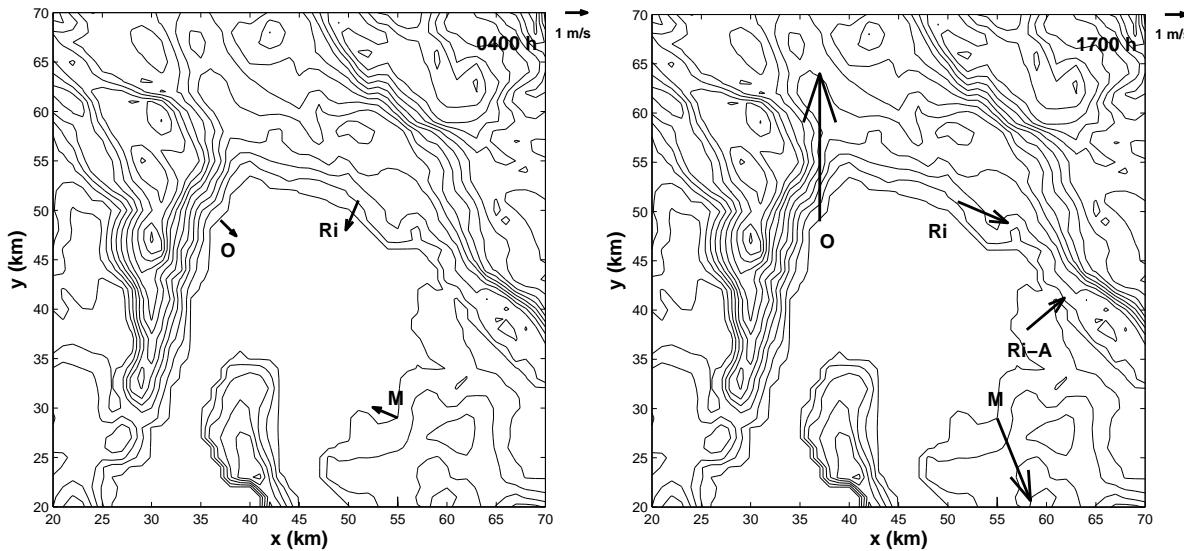


Slika 35: (nastavak).

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu



Slika 35: (nastavak).



Slika 36: Mjereni vjetar na postajama unutar Riječkog zaljeva za (a) 0400 h i (b) 1700 h za 20. lipnja 2000. Kratice na slikama predstavljaju O (Opatija), Ri (Rijeka), Ri-A (Rijeka-aerodrom) i M (Malinska). Referentni vektor iznosi 1 m s^{-1} (gore desno).

Sve spomenute lokalne karakteristike: KZ, vrtlozi i kanaliziranje vjetra simulirano je i u T0 testu također, unatoč manjim odstupanjima u ulaznim podacima (vidi prilog B, Sl. B1).

- **Razdoblje (B): 25. – 28. lipnja 1999. godine**

U razdoblju (B), odabran je 26. lipnja kao reprezentativni dan za analizu (Sl. B2). Ostali simulirani dani pokazali su slične karakteristike.

U jutarnjim satima (Sl. B2a), utjecaj sinoptičkog vjetra SE smjera je jači na prizemno mezoskalno polje strujanja. U 0400 h, silazno strujanje niz planine uz obalu, Velike Kapele i Velebita, kao kombinirano međudjelovanje kopnenjaka i silaznog vjetra obronka, jača su od onih u razdoblju (A). Jači je i kopnenjak nad Istrom koji uglavnom ima E smjer. I tijekom ovog razdoblja uočeno je vrtloženje u Riječkom zaljevu i Velim Vratima u ciklonskom smjeru. S obzirom na smjer strujanja sinoptičkog vjetra, izostalo je jače strujanje u unutrašnjosti za razliku od razdoblja (A).

Za vrijeme ranih popodnevnih sati u Riječkom zaljevu puše vrlo slab vjetar (Sl. B2b). U južnom dijelu, nad otocima Cres i Krk, razvijaju se obalne cirkulacije uz kanaliziranje struje zraka u Velim Vratima i Velebitskom kanalu. Na zapadnim obalama Istre, prodiranje smorca zaustavljeno je slabim SW sinoptičkim vjetrom. Zbog SW sinoptičkog vjetra, formirana istarska KZ smještena je zapadnije od one u razdoblju (A). U istočnom dijelu domene, na obroncima Velike Kapele i Velebita, lokalni termički i topografski utjecaj superponiran na sinoptički vjetar daje uzlazno strujanje.

U 1700 h sati, smorac se nalazi u svojoj vrlo dobro razvijenom stadiju (Sl. B2c). Općenito je slabiji od onoga u razdoblju (A). KZ nad Istrom nalazi se na samoj granici male domene. U Riječkom zaljevu također se uočava mezoskalni vrtlog antiklinalne rotacije. U 2100 h, lokalne cirkulacije zamiru uz puhanje slabog SE sinoptičkog vjetra u istraživanoj domeni (Sl. B2d).

- **Razdoblje (C): 05. – 07. rujan 1999. godine**

U razdoblju (C) je proizvoljno analiziran 06. rujan 1999. kao reprezentativni dan (Sl. B3) s obzirom na slične karakteristike ostalih dana simulacije.

Ova simulacija ne razlikuje se mnogo od simulacije (B). U jutarnjim satima (Sl. B3a) kao i 26. lipnja 1999. postoji utjecaj ESE sinoptičkog vjetra na prizemno polje strujanja. U 0400 h, silazno strujanje niz planine uz obalu, Velike Kapele i Velebita slično je onom u (B) simulaciji kao i smjer i jačina kopnenjaka nad Istrom. Vrtloženje u Riječkom zaljevu i Velim vratima u ciklonalnom smjeru uočava se i tijekom ove simulacije.

Za vrijeme popodnevnih sati u Riječkom zaljevu vladaju tišine (Sl. B3b). Na zapadnim obalama Istre, prodiranje smorca također je usporeno slabim SSW sinoptičkim vjetrom. Istarska KZ formira se na zapadnim obalama, a slabi SSW sinoptički vjetar i južni smorac uzrokuju njenu nagnutost u odnosu na N - S os. I ovdje je prisutno izraženje popodnevno uzlazno strujanje uz obronke Velike Kapele i Velebita. Tijekom dana, nad južnim dijelovima otoka Cresa i Krka, razvijaju se obalne cirkulacije uz pojavu kanaliziranja vjetra (Velebitski kanal i Vela Vrata). Kanaliziranje je izraženje u 1700 h kada se uočava i popodnevni mezoskalni vrtlog (Sl. B3c). Konačno u 2100 h, polje vjetra postaje dosta nehomogeno, a pojava dnevnih termičkih cirkulacija zamire (Sl. B3d). U ovom razdoblju dan traje kraće pa i vrijeme tišina (odnosno prijelaznog dijela između smorca i kopnenjaka) nastupa ranije u odnosu na lipanske simulacije (npr. Sl. 35e i B3d).

4.3. Specifične strukture prizemnog polja strujanja

4.3.1. Mezoskalno vrtloženje u Riječkom zaljevu

Cilj je dodatno istražiti uočene varijabilnosti male skale u polju vjetra. Mezoskalni vrtlozi uočeni su u sve tri numeričke simulacije tijekom dana. Da podsjetim, u 0400 h, veći vrtlog ciklonalnog smjera stvara se u Riječkom zaljevu, a drugi manji, iste rotacije, između istočne obale Istre i otoka Cresa (Sl. 37a). Vrtlog anticiklonalne rotacije pojavljuje se poslijepodne u Riječkom zaljevu (Sl. 37b). Da mezoskalno vrtloženje nije numerička posljedica modela i ulaznih parametara, pokazuju i druge dvije simulacije 26. lipnja 1999. i 06. rujna 1999. (Sl. C u prilogu C).

Detaljnije istraživanje karakteristika većeg mezoskalnog vrtloga, moguće je napraviti računajući nad morem vertikalnu komponentu vrtložnosti:

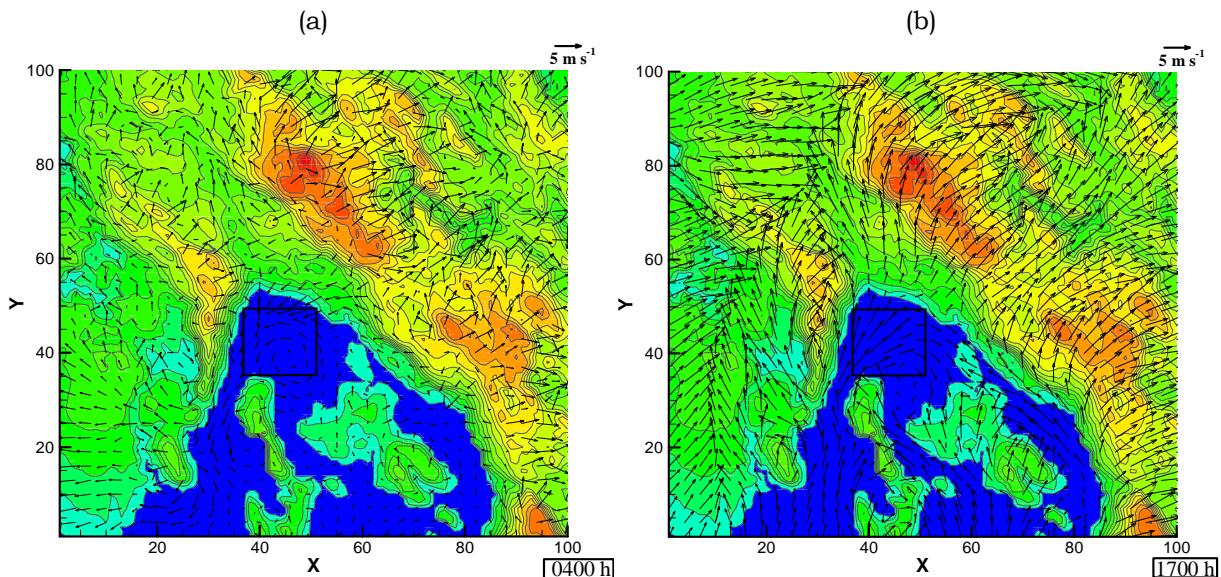
$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (7)$$

i horizontalnu divergenciju:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (8)$$

u maloj pravokutnoj proizvoljno odabranoj domeni od $\sim 20 \times 20 \text{ km}^2$ (pravokutnik na Sl. 37). U odabranoj pod-domeni, jed. (7) i (8) raspisane su u konačnim razlikama te se promatraju dnevni hodovi njihovih najvećih pozitivnih ($M(\zeta)$ i $M(D)$) i njihovih najvećih negativnih ($m(\zeta)$ i $m(D)$) vrijednosti. Maksimalne pozitivne vrijednosti vrtloženja u Riječkom zaljevu $M(\zeta)$ bile su po apsolutnoj vrijednosti i do 25 puta veće od Coriolisovog parametra (f) na početku svog nastanka (Sl. 38). Vrtozi se razvijaju u sloju

zraka visine 700 m, što odgovara visini obalnog *PBL-a* nad morem (prema Θ polju). Sljedeći sati, sve do 0900 h, predstavljaju životni vijek vrtloga tijekom kojeg ima ACW (tj. ciklonalnu) rotaciju. Nakon 1300 h, ponovo se javlja mezoskalni vrtlog, ali s rotiranjem u CW (tj. anticiklonalnom) smjeru, kulminirajući u kasnim popodnevnim satima. Visina sloja u kojem se razvija popodnevna rotirajuća struja zraka je vrlo plitka, 350 m u vrlo stabilnom *PBL-u* nad morem. Popodnevni vrtlog nije u potpunosti zahvaćen pravokutnom domenom pa m (ζ) ima naglo smanjenje nakon 1500 h unatoč njegovom razvoju, Sl. 38a. Smirivanje i zamiranje vrtloženja događa se kasno navečer te je praćeno ponovnim nastankom suprotno rotirajućeg vrtloga oko ponoći.

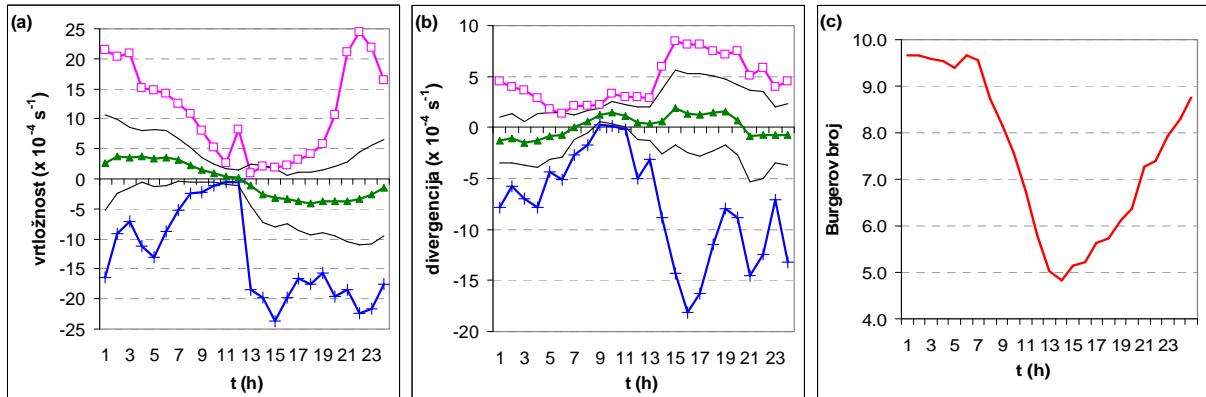


Slika 37: Modelirano polje strujanja 10 m iznad tla u maloj domeni kontrolnog slučaja za 20. lipnja 2000. za razdoblje (A): (a) 0400h i (b) 1700 h. Pravokutnik na slici označava dio domene gdje se računa vrtložnost i divergencija mezoskalnog vrtloga u Riječkom zaljevu. U 0400 h u pod-domeni dominira vrtloženje ciklonalnog smjera ($\max |\zeta| = 15 \text{f}$) te konvergencija ($\max |D| = 8 \text{f}$). U 1700 h u pod-domeni prevladava vrtloženje anticiklonalnog smjera ($\max |\zeta| = 16 \text{f}$) i divergencija ($\max |D| = 8 \text{f}$). Vektor vjetra nacrtan je svakih 3 km, a referentni vektor je 5 m s^{-1} (gore desno).

U jed. (7) i (8) moguće je utjecaj iznosa brzine vjetra na iznose vrtložnosti i divergencije. Uspoređujući vrtloženje tijekom dana, vrtloženje u 0400 h je snažnije od onog u 1700 h kada vrtlog nije u potpunosti zahvaćen pod-domenom. Unatoč tome, srednje vrijednosti vrtložnosti za ta dva termina su jednake što je posljedica veće poslijepodnevne brzine vjetra. Pa ipak, ovakav pristup omogućava nam izravnu usporedbu s Coriolisovim parametrom.

Horizontalna divergencija, D , koja općenito ima manje vrijednosti od vertikalne komponente vrtložnosti u pravokutnoj domeni, prati proces "rotacije", Sl. 38b. Rano jutarnje vrtloženje povezano je s prevladavajućom konvergencijom unutar pravokutne domene. To znači da katabatička struja zraka s okolnih obronaka planina dovodi zrak u Riječki zaljev. Popodnevno vrtloženje posljedica je prevladavajuće divergencije zračne struje (vidi \bar{D} na Sl. 38b). Strujanje zraka je kanalizirano (konfluentno) kroz Vela Vrata te između otoka Cresa i Krka pa je stoga i divergentno. Nad istočnim dijelom Riječkog zaljeva, njegove se konfluentne karakteristike nastale kanaliziranjem gube, te prelazi u strujanje difluentnog tipa. Planine također usporavaju i privremeno zaustavljaju

nadirući smorac. Superpozicija lokalnih termičkih cirkulacija u takvom složenom okruženju daje dnevno kvazi-periodičko vrtloženje zračne struje u obalnom *PBL*-u nad morem.



Slika 38: (a) Vrtložnost i (b) divergencija izračunate za prizemni vjetar za kontrolni slučaj u pravokutniku na Sl. 37. Ovdje su prikazani maksimumi (kvadratići), minimumi (križići) i srednjaci (trokutići) za 20. lipnja 2000. Crne pune linije predstavljaju interval pouzdanosti srednje vrijednosti te iznosi \pm standardna devijacija. (c) Dnevni hod Burgerovog broja za kontrolni slučaj (vidi jed. (10)).

Za razdoblje (A) procijenjeni su neki dinamički parametri radi boljeg opisa modeliranih procesa. Utjecaj strme topografije na perturbacije u struci zraka moguće je promatrati pomoću Rossbyjevog radijusa deformacije. On je definiran kao:

$$L_R = h_m N f^{-1} \quad (9)$$

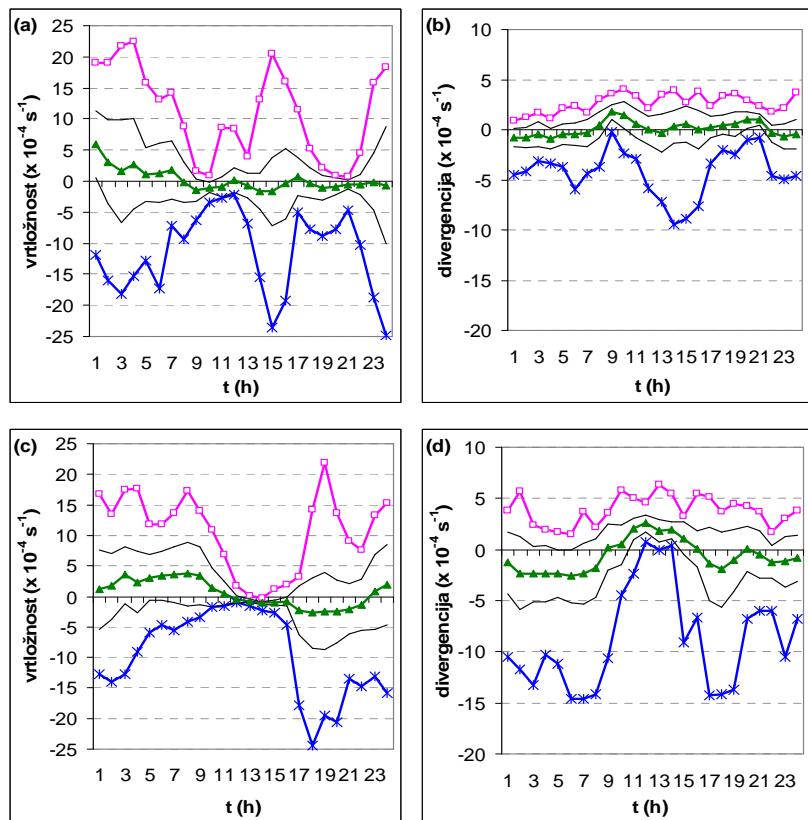
gdje je h_m maksimalna visina terena (ovdje visina Risnjaka iza Rijeke; $h_m = 1500$ m), N je srednja uzgonska frekvencija dobivena modelom (nad Rijekom) te f za 45°N . Tako je za razdoblje (A), L_R varirao između 75 i 150 km oviseći o N tijekom dana odnosno o srednjem $\partial\Theta/\partial z$ unutar 1500 m. Osim Rossbyjevog radijusa deformacije, računa se bezdimenzionalna veličina Burgerov broj (npr. Tjernström i Grisogono 1996):

$$B = h_m N f^1 L^{-1} \quad (10)$$

gdje je L udaljenost na kojoj visina terena raste do h_m . Ako se procijeni da je udaljenost Risnjaka od mora oko $L = 15$ km tada dnevne vrijednosti B kreću od 10 noću do 4 danju (Sl. 38c). Takav hod znači da okolne visoke strme obale u potpunosti sprečavaju prelazak strujanja preko njih jer je $B > 1$. Slika 38 pokazuje da se vrijeme pojavljivanja najvećih noćnih L_R podudara s vremenom nastanka najvećih noćnih apsolutnih vrijednosti ζ i D . Otuda, najveće vrijednosti L_R dopuštaju formiranje vrtloga. Srednjak $\bar{\zeta}$ je visoko koreliran s B ; $r = 0.72$. Ova statistička veza potvrđuje da mezoskalni vrtlozi nastaju uglavnom zbog utjecaja obalnih planina na strujanje. Na temelju dnevnih hodova ζ i D možemo zaključiti da ne postoji horizontalno homogen *PBL* u Riječkom zaljevu, kao niti u cijelom proučavanom području (tj. domeni modela).

U obalnom području s visokim planinskim zaleđem može se očekivati pojava tranzijentnih vrtloga. Kessler i Douglas (1991) s modelom horizontalne rezolucije 10 km također su uočili mezoskalne vrtloge s vrtloženjem većim od $5f$ na obalama Kalifornije. Grisogono *i sur.* (1998) pronašli su slične obalne tranzijentne vrtloge na

relativno sličnoj horizontalnoj skali (oko 50 km) iako u slučaju mnogo niže obale (oko 200 m). Lin *i sur.* (2002) naišli su na vrtloge intenziteta preko 10f u okruženju visoke strme obale. Grisogono i Enger (2004) uočavaju vrtloge slične vrtložnosti unutar PBL za struju zraka ispod 1 km visine bez dnevnog ciklusa. S obzirom na dosadašnja istraživanja, u slučaju visoke (oko 1.5 km), strme, vrlo razvedene obale kao što je to obala na sjevernom Jadranu, lako se može očekivati pojava vrtloga intenziteta od 20f. U svim simulacijama, dnevna struja zraka stvara tranzijentne vrtloge unutar Riječkog zaljeva. Divergencija u polju strujanja je uglavnom njihova posljedica. Unatoč tome, nemoguće je u potpunosti povezati dvije dinamičke veličine kao što su ζ i D .

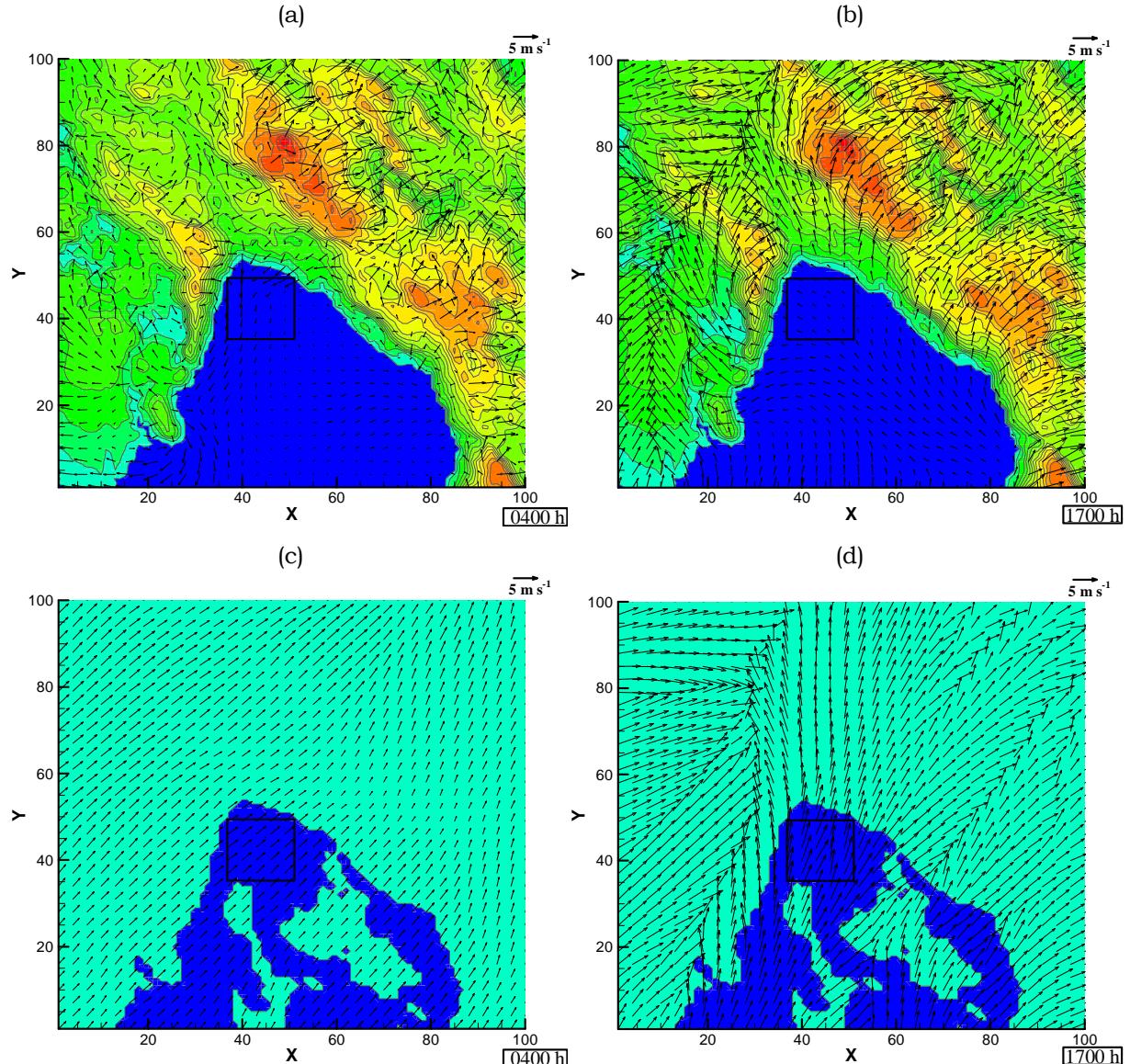


Slika 39: (a) Vrtložnost i (b) divergencija izračunate za 26. lipnja 1999. te (c) vrtložnost i (d) divergencija za 06. rujna 1999. za prizemni vjetar u pravokutnoj domeni na Sl. C (prilog C). Ovdje su prikazani maksimumi (kvadratići), minimumi (krizići) i srednjaci (trokutići). Pune linije predstavljaju interval pouzdanosti oko srednje vrijednosti (\pm standardna devijacija).

Preostale dvije numeričke simulacije sličnih sinoptičkih situacija (26. lipnja 1999. i 06. rujna 1999. na Sl. C u prilogu C) daju sličnu statistiku za ζ i D u istoj pravokutnoj domeni (Sl. 39). Odstupanja u statistici, posebno slučaja 26. lipnja 1999., proizlaze iz položaja same pravokutne domene koja nedovoljno zahvaća mezoskalni vrtlog. Drugi dodatni razlog su manje razlike u sinoptičkim uvjetima tijekom sva tri razdoblja. Pa ipak, može se zaključiti da je pojava tranzijentnih vrtloga česta te predstavlja tipičnu pojavu u obalnom graničnom sloju nad morem tijekom ljetnih mjeseci.

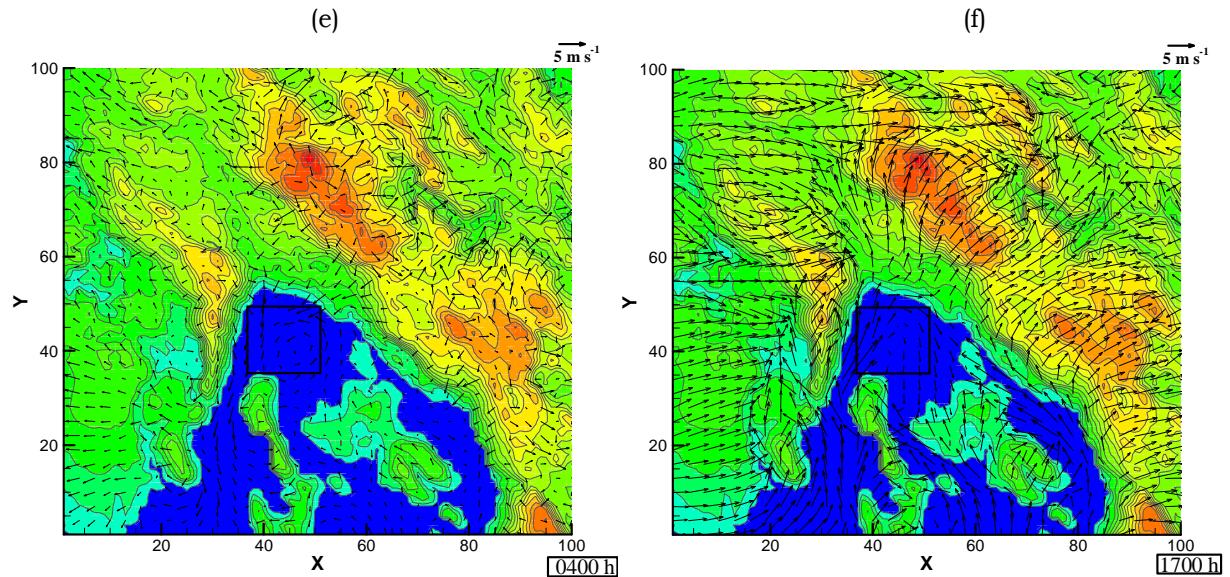
Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

Testovi osjetljivosti za razdoblje (A), T1, T3 i T4 pokazuju da su mezoskalni vrtlozi uvjetovani oblikom obale, otocima i topografijom te da su manje pod utjecajem sinoptičke struje zraka, Sl. 40. Vrtlozi se nisu pojavili u numeričkom testu bez otoka, T1 (Sl. 40a i 40b). Mijenjanje visine terena u T4 testu pokazalo je da visina obale i otoka ima najznačajniju ulogu u dinamici formiranja vrtloga (Sl. 40c i 40d). Tada se također se ne pojavljuje vrtloženje u Riječkom zaljevu te između Istre i otoka Cresa. Utjecaj sinoptičkog vjetra je malen, barem u odabranoj simulaciji razdoblja (A) što



Slika 40: Modelirano prizemno polje strujanja za 20. lipnja 2000. u maloj domeni u 0400 h i 1700 h za (a,b) T1 test (simulacija u kojoj nema otoka), (c,d) T3 test (simulacija u kojoj je maksimalna visina terena 10 m) (e,f) T4 test (simulacija bez sinoptičkog vjetra). U 0400 h u T4 testu u pravokutnoj domeni dominira vrtloženje ciklonalnog smjera ($\max |\zeta| = 15f$) te konvergencija ($\max |D| = 13f$). U 1700 h u T4 testu u pod-domeni prevladava vrtloženje anticiklonalnog smjera ($\max |\zeta| = 18f$) i divergencija ($\max |D| = 8f$). Vektor vjetra nacrtan je svakih 3 km, a referentni vektor je 5 m s^{-1} (gore desno).

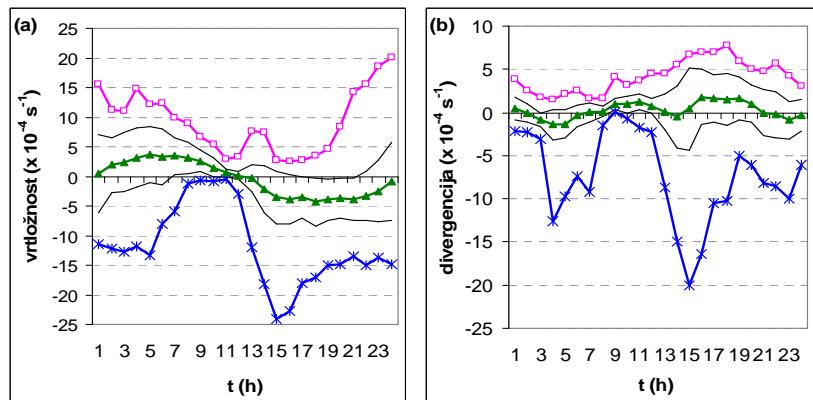
Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu



Slika 40: (nastavak).

pokazuju Sl. 40e i 40f. Bez sinoptičkog SSW vjetra iz kontrolnog slučaja, popodnevni mezoskalni vrtlog nešto je slabijeg intenziteta.

Ukoliko nije prisutan vjetar velike skale, dolazi do vrlo jasnog formiranja rotacionih vrtloga tijekom dana. Ista statistička analiza dnevnih hodova ζ i D u poddomeni napravljena za T4 test pokazuje ponašanje mezoskalnih vrtloga bez utjecaja sinoptičkog vjetra (Sl. 41). Krivulje srednjaka ζ i D izuzetno se dobro podudaraju s krivuljama srednjaka na Sl. 38, zbog dosta slabog utjecaja sinoptičkog vjetra na mezoskalno polje strujanja u razdoblju (A).

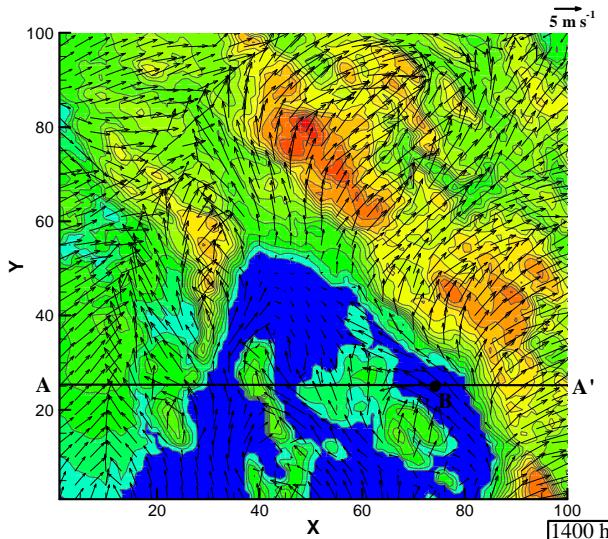


Slika 41: (a) Vrtložnost i (b) divergencija izračunate za prizemni vjetar za T4 test u pravokutniku na Sl. 40. Prikazani su maksimumi (kvadratići), minimumi (križići) i srednjaci (trokutići). Pune linije predstavljaju interval pouzdanosti srednje vrijednosti te iznosi \pm standardna devijacija.

4.3.2. Konvergentne zone nad Istrom i otokom Krkom

Druga dobro izražena mezoskalna pojava su KZ-e u polju strujanja nad Istrom i otokom Krkom tijekom sva tri odabrana razdoblja. U simulacijama (B) i (C), istarska

KZ nalazi se uglavnom na zapadnim obalama poluotoka i tek je pod kraj dana zahvaćena malom domenom modela prilikom pomicanja prema istoku. Stoga ćemo se ovdje ograničiti na proučavanje pojave KZ za razdoblje (A).

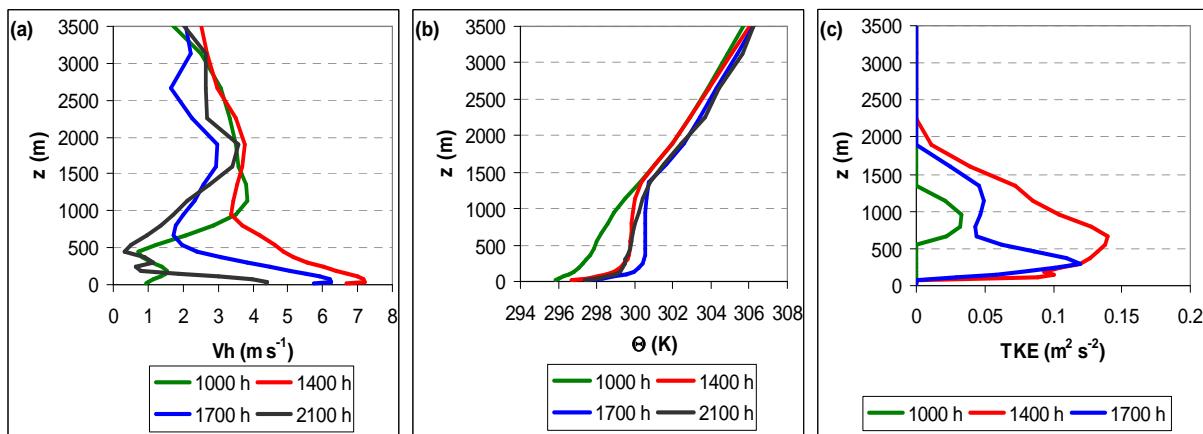


Slika 42: Modelirano polje strujanja kontrolnog slučaja u maloj domeni za 20. lipnja 2000. u 1400 h. Duž linije AA' uspoređuje se brzina gibanja konvergentne zone nad Istrom. Točka B je mjesto gdje su ekstrahirani vertikalni profili. Vektor vjetra nacrtan je svakih 3 km, a referentni vektor iznosi 5 m s^{-1} (gore desno).

Tijekom prijepodneva, nad obalama Istre se počinje razvijati smorac. Njegovo prodiranje započinje oko 1000 h i to nad nižim dijelovima južne i zapadne obale te kroz planinski usjek na jugoistočnom dijelu. U podne se počinje formirati KZ uzduž centralnog dijela Istre. KZ je procijenjena pomoću konvergencije vektora vjetra u prizemnom polju strujanja. Zonu formira stapanje nekoliko sustava obalne cirkulacije s različitim dijelova obale poluotoka (Sl. 42). Fronta smorca s južne i jugoistočne strane poluotoka pomiče se prema NW brzinom od oko 3 m s^{-1} . Iza fronte južnog smorca, javljaju se maksimalne brzine vjetra od 5.2 m s^{-1} na 300 m u 800 m visokom PBL-u. Prodiranje te fronte smorca podudara se sa SW smjerom strujanja sinoptičkog vjetra. Uz obronke Učke koja sprečava prelazak istočnog smorca razvija se cirkulacija obronka. S niske zapadne obale istarskog poluotoka smorac puše u prvih 600 m dosežući maksimalne brzine od 4.5 m s^{-1} . Fronta ovog zapadnog smorca se pomiče prema E brzinom od 2.0 m s^{-1} . Ona zajedno s frontom južnog i jugoistočnog smorca tvori zonu jakog uzlaznog gibanja u KZ. Navedene brzine fronti su slične mjerenim brzinama iz raznih drugih studija npr. 3.5 m s^{-1} za obalu Baltičkog mora (Tjernström i Grisogono 1996) ili 2.1 m s^{-1} za južnu Australiju (Finkele i sur. 1995; Stefan i sur. 1999). Istarska KZ doseže i do 2000 m visine, a proteže se duž poluotoka skoro paralelno osi N-S. Maksimalne vertikalne brzine prelaze 1.5 m s^{-1} unutar KZ. Visina i vertikalne brzine dobro se podudaraju s rezultatima drugih studija (Miller i sur. 2003; Mangia i sur. 2004). Tijekom popodneva, zapadni smorac je jači od ostalih. Konačan rezultat je pomicanje KZ prema istoku brzinom od oko 0.5 m s^{-1} . Istarska KZ postoji sve dok traju procesi dnevnog zagrijavanja tla te nestaje navečer.

Slično velikoj istarskoj KZ, druga KZ u strujanju zraka stvara se nad NE dijelom otoka Krka. Ta KZ zahvaljuje svoje postojanje topografsko-termičkom faktoru.

Početkom dana vjetar puše prema obali s južne i NE strane otoka. Konvergencija vjetra duž središnjeg dijela otoka događa se dosta rano oko 1100 h. Kako je otok Krk ipak relativno mala kopnena površina (njegova dužina iznosi oko 40 km), susretanje dvaju smoraca je prije podneva što je u skladu s rezultatima studija Mahrer i Segal (1985) i Mangia *i sur.* (2004). Konačno formirana KZ pomicće se prema Velebitskom kanalu (Sl. 42). Sa NW strane otoka, razvija se također jedan lokalni obalni sustav nakon što zamre noćni mezoskalni vrtlog u Riječkom zaljevu.



Slika 43: Vertikalni profili kontrolnog slučaja iznad točke B na Sl. 42, za 20. lipnja 2000.:
 (a) horizontalne brzine vjetra, V_h (m s^{-1}), (b) Θ (K) i (c) TKE ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$).

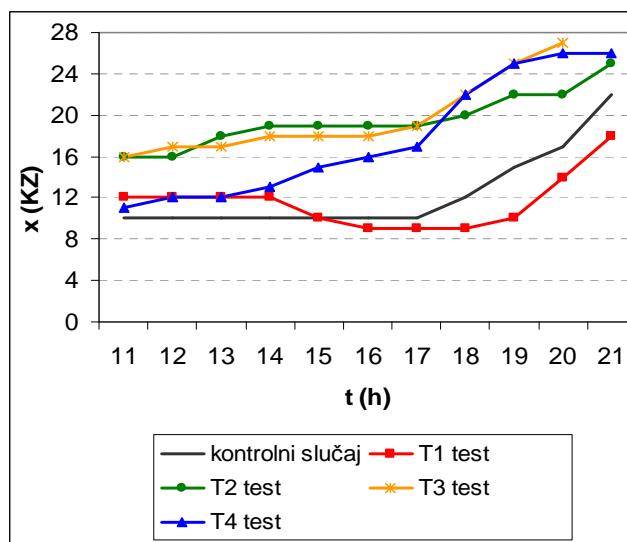
Vremenski prikaz vertikalnih profila horizontalne brzine vjetra unutar kanalizirane struje zraka u Velebitskom kanalu (iznad točke B na Sl. 42) nalazi se na Sl. 43. U prvih 100 m visine kanalizirana struja zraka doseže svoj maksimum od 7.7 m s^{-1} te se strujanje dosta naglo smanjuje visinom. Brzina vjetra se smanjuje za $\sim 3 \text{ m s}^{-1}$ u sloju od 100 do 550 m predstavljajući kontinuirani izvor smicanja. Ubrzjanje vjetra u kanalu uz značajno vertikalno smicanje u PBL-u nad morem događa se u isto vrijeme kada je nad Krkom u KZ vladalo izrazito konvektivno miješanje. Kanalizirana struja zraka povezana je sa stabilnim PBL nad morem koji je visok oko 500 m. Iznad njega pa sve do ~ 1500 m pojavljuje se rezidualni sloj u kojem se nalazi najslabiji vjetar i vrlo slaba stratifikacija. Kako kanaliziranje struje zraka ide prema svojim maksimalnim vrijednostima, u ranim poslijepodnevnim satima, te je prisutno duže vrijeme PBL nad morem postaje sve stabilniji i stabilniji. U isto vrijeme rezidualni sloj iznad PBL mijenja svoju stratifikaciju od stabilne do skoro neutralne. Dok statička stabilnost zraka nad morem utječe na smanjenje turbulencije, smicanje vjetra je pojačava. Stoga je gradijent Richardsonov broj (Stull 1988) u PBL manji od jedan što znači da na visinama može biti intenzivne, ali samo povremene turbulentne interakcije. Takav tip strujanja koji ima karakteristike prizemne mlazne struje pronađen je i na drugim lokalitetima npr. duž obale središnje Kalifornije (npr. Cui *i sur.* 1998). Nakon što je kanaliziranje struje zraka značajno oslabilo, KZ nad otokom Krkom pomicće se prema moru i prelazi Velebitski kanal.

U svim testovima osjetljivosti uočen je razvoj KZ duž istarskog poluotoka. Radi bolje usporedbe rezultata između testova osjetljivosti i kontrolnog slučaja, promatra se gibanje KZ tijekom dana duž AA' presjeka (Sl. 44).

Između kontrolnog slučaja i T1 testa postoje samo manje razlike u gibanju KZ. Pomicanje KZ prema istoku u popodnevnim satima je malo sporije u odnosu na

kontrolni slučaj. U T1, otoci znatnije ne modificiraju smorac iz Kvarnera pa je jugoistočni smorac snažniji od onog u kontrolnom slučaju. Posljedica je sporije napredovanje fronte zapadnog smorca, a time i sporije napredovanje KZ prema istoku, Sl. 44 i 45a.

Simulacije bez realne visine topografije, T2 i T3 testovi, pokazuju da diferencijalno zagrijavanje i oblik poluotoka imaju ključnu ulogu u formiraju takve strukture nad Istrom kao što je KZ. U tim testovima, konvergencija koja se razvija nad Istrom i divergencija u strujnom polju u Riječkom zaljevu tvore KZ koja je smještena dosta istočnije u usporedbi s kontrolnim slučajem, Sl. 44 i 45b. Dodatne manje KZ kraćeg životnog vijeka na Sl. 45b najvjerojatnije su posljedica plitke konvekcije organizirane u vrtloge. Međutim ne može se isključiti mogućnost da su posljedica numeričke prirode.



Slika 44: Položaj KZ tijekom dana, x (KZ) na istarskom poluotoku te njeno pomicanje duž AA' presjeka na Sl. 42 ($y = 24$ km) za kontrolni slučaj i testove osjetljivosti (vidi Tab. 6 radi dodatnog pojašnjenja). Duž ovog presjeka Istra zauzima područje unutar $0 \text{ km} \leq x \leq 28 \text{ km}$.

Ako se promatra utjecaj idealiziranih sinoptičkih uvjeta u T4 testu može se vidjeti dominacija zapadnog smorca tijekom dana. Zbog toga se KZ razvija više prema istočnoj obali poluotoka, a giba se kvazi-paralelno kontrolnom slučaju, Sl. 44 i 45c. Spomenuta dominacija zapadnog smorca posebno je vidljiva u kasnijim popodnevnim satima kada se uočava znatnije ubrzanje KZ prema istoku u odnosu na kontrolni slučaj.

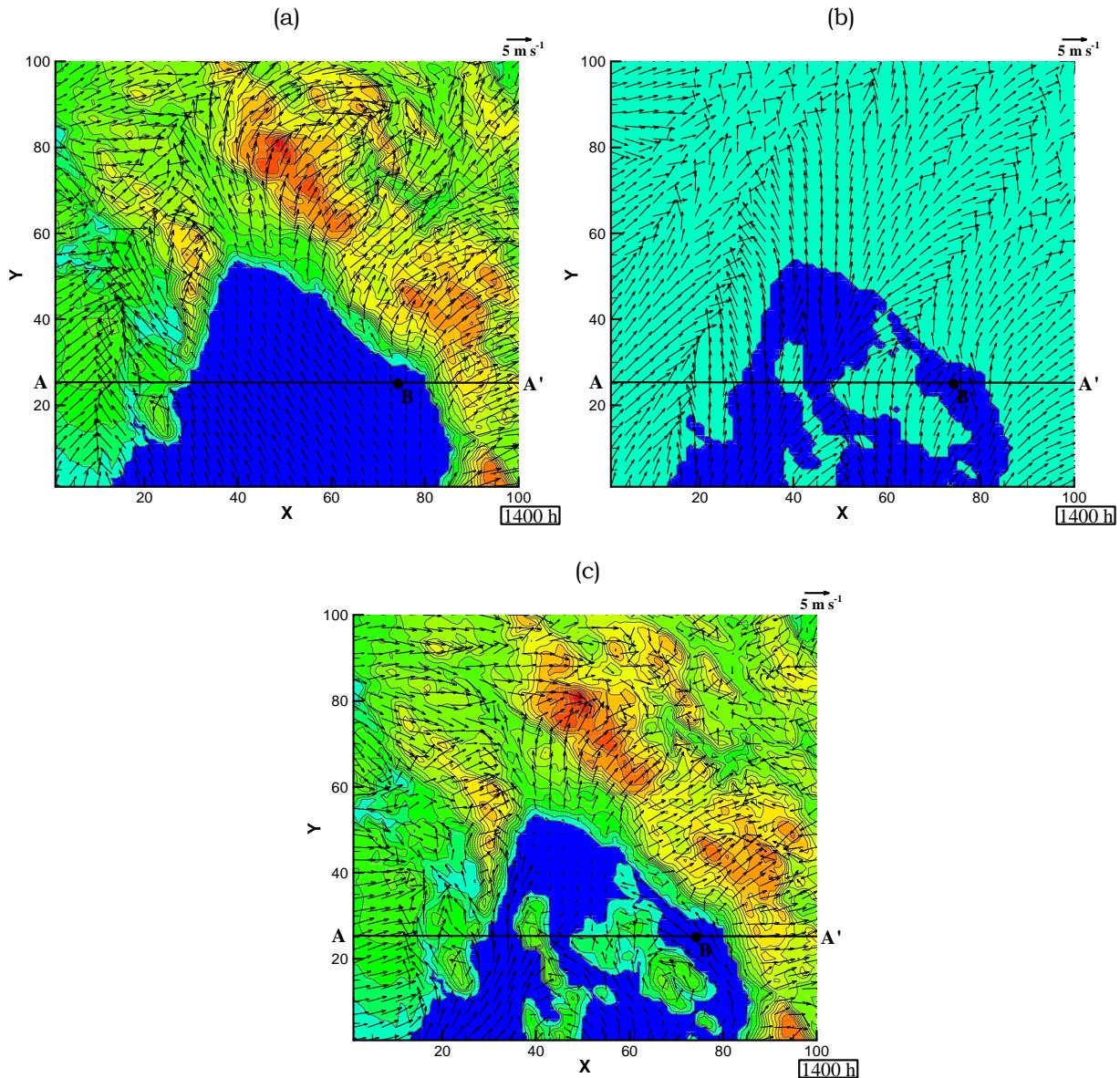
Zaključno, topografija znatnije utječe na položaj početnog generiranja KZ, a sinoptički uvjeti znatnije utječu na brzinu gibanja KZ, osobito tijekom poslijepodneva. Utjecaj sinoptičkih uvjeta na brzinu KZ vidi se i kroz usporedbu tri simulirana razdoblja (A), (B) i (C). Sinoptički vjetar istočnog smjera tijekom dana usporava pomicanje KZ sa zapadne strane prema istočnim obalama Istre.

Iako u T1 testu postoje visoke planine uz obalu ne postoji kanaliziranje vjetra niti kroz Vela Vrata niti uz obronke Velike Kapele, Sl. 45a.

Test T3 pokazuje da potpuno sačuvana geometrija obale i otoka nije dovoljna za razvoj KZ nad NE dijelom otoka Krka. Također sačuvana geometrija nije uspjela formirati kanalizirano strujanje u Velebitskom kanalu, između otoka Krka i obale, Sl.

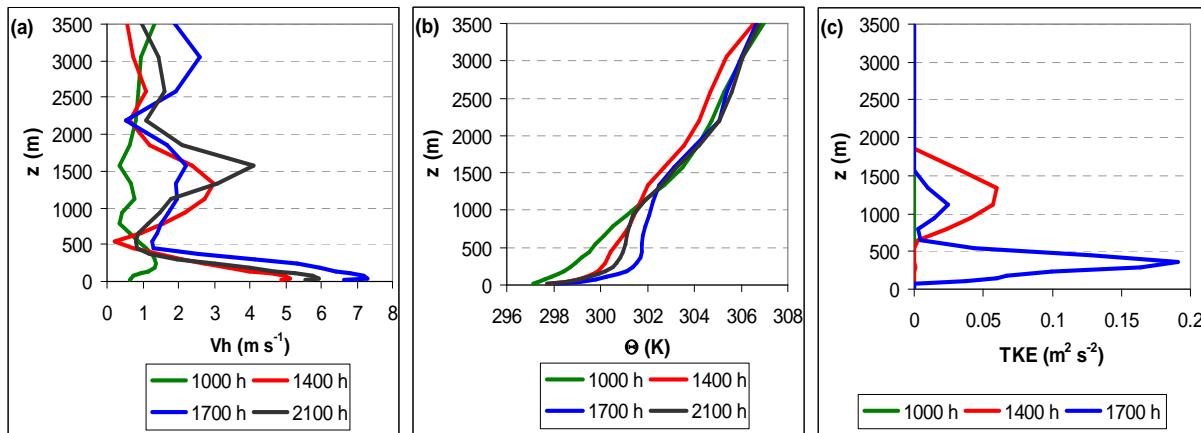
Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

45b. Jedino nad NW dijelom otoka Krka dolazi do pojave smorca u kasnim jutarnjim satima. Ovaj smorac puše unatoč slabom sinoptičkom vjetru suprotnog smjera. Upravo vjetar velike skale omogućuje razvoj NW smorca jer povećava temperaturni gradijent duž fronte smorca (Arritt 1993). Tijekom dana uočeni smorac nestaje. Diferencijalno zagrijavanje između otoka (ovdje Krka) i mora pri slabom sinoptičkom vjetru nije dovoljno kako da bi se nadvladala kinetička energija sinoptičkog vjetra. Nepojavljuvanje KZ duž NE dijela Krka upućuje na vrlo značajne topografske efekte. Jutarnjim



Slika 45: Modelirano polje strujanja 10 m iznad tla u maloj domeni za 20. lipnja 2000. za razdoblje (A) u 1400 h: (a) T1 test, (b) T3 test i (c) T4 test (vidi Tab. 6 radi dodatnog objašnjenja). Duž linije AA' uspoređuje se brzina gibanja konvergentne zone nad Istrom za razdoblje (A); kontrolni slučaj i testove osjetljivosti. Točka B je mjesto gdje su ekstrahirani vertikalni profili. Vektor vjetra nacrtan je svakih 3 km, a referentni vektor iznosi 5 m s⁻¹ (gore desno).

zagrijavanjem obalnih strmih obronaka započinje se raniji razvoj lokalne cirkulacije. Tijekom dana topografija zaustavlja smorac na obali i sprečava njegovo napredovanje nad kopno u poslijepodnevnim satima. U isto vrijeme, smorac raste i jača na obali. Grisogono i Tjernström (1996) istaknuli su da izglađena i modificirana visina terena (izjednačena s visinom površine mora) ima značajno manji utjecaj na vjetar velike skale zbog toga što izmijenjena površina otoka ne generira vlastitu cirkulaciju. Takav zaključak vrijedi i za rezultate ovdje predstavljenog T3 testa.



Slika 46: Isto kao i na Sl. 43, ali za T4 test (simulacije bez sinoptičkog vjetra).

Test T4 pokazuje sve važnije karakteristične osobine KZ i kanalizirane struje u Velebitskom kanalu kao i u kontrolnom slučaju, Sl. 45c. Uspoređujući T4 s kontrolnim slučajem, položaj i vrijeme nastanka KZ iznad otoka su isti kao i intenzitet i visina KZ. Na Sl. 46a, unutar stabilnog *PBL-a* nad morem, kanalizirana struja u T4 doseže svoj maksimum od 7.3 m s^{-1} na 100 m kasnije u 1700 h. Brzine se smanjuju sve do 550 m za oko 6 m s^{-1} . Prateći profile brzine vjetra, *PBL* doseže najveću statičku stabilnost u 1700 h, sa skoro neutralnom stratifikacijom u rezidualnom sloju iznad, Sl. 46b i 46c. Što se tiče kanalizirane struje zraka, testovi osjetljivosti pokazuju da ima karakteristike termalnog vjetra te je povezana s baroklinošću koja se razvija na strmim obalama duž NE dijela otoka Krka.

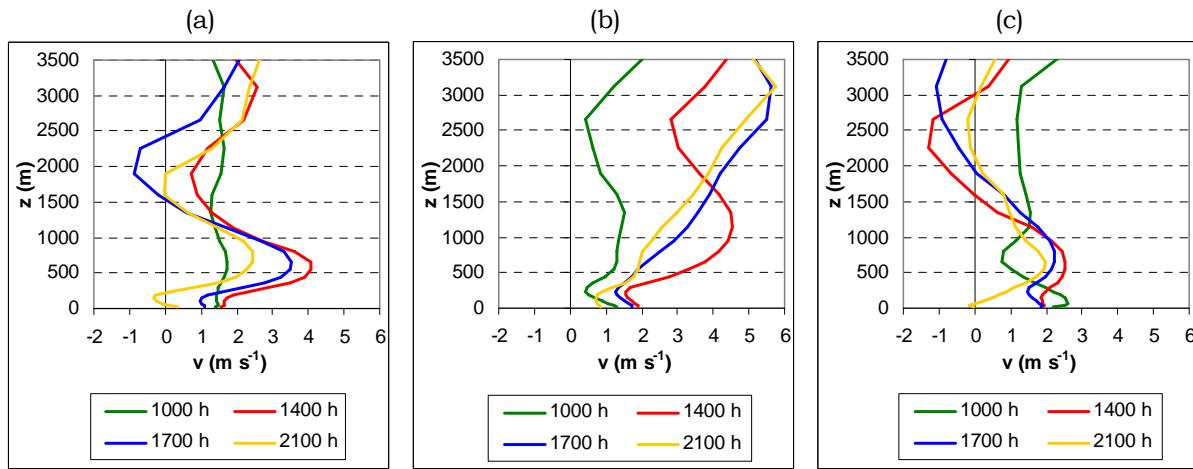
4.3.3. Povratna grana strujanja u obalnoj cirkulaciji nad Rijekom

U ovom odjeljku kratko ću se osvrnuti na pojavu povratne granu obalne cirkulacije koja se javlja nad smorcem. Njezino pojavljivanje ovisi o intenzitetu smorca, atmosferskoj stabilnosti te o sinoptičkom vjetru. Obalni gradovi često su pod utjecajem uzastopne cirkulacije atmosferskih onečišćujućih tvari unutar obalne cirkulacije. Zbog toga je poznavanje mezoskalne vertikalne strukture vjetra od velike važnosti. Neka opservacijska istraživanja pronalaze povratnu granu strujanja u obalnoj cirkulaciji iako sa značajnim varijacijama u prostoru i vremenu (npr. Tijm i sur. 1999; Oliphant i sur. 2001; Miller i sur. 2003). Međutim nije nužno da će se povratna grana strujanja pojaviti (npr. Frizzola i Fisher 1963; Banta i sur. 1993; Grisogono i Tjernström 1996; Caballero i Lavagnini 2002).

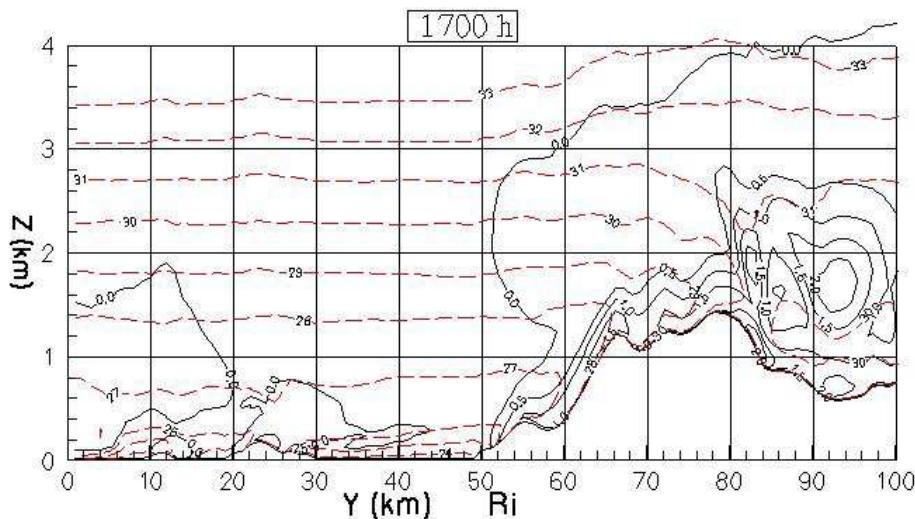
Radi analize vertikalnih karakteristika povratne grane prikazani su na Sl. 47 profili merdionalne *v*-komponente strujanja iznad Rijeke za tri odabrana dana

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

(simulacije (A)-(C)). Rijeka se nalazi u području koje predstavlja industrijski najrazvijeniji dio sjeverne obale Jadrana. Na toj postaji smorac je uglavnom južnog odnosno SSW smjera pa se v -komponenta može promatrati kao mjera povratne struje bez većeg gubitka informacija. Tijekom dana na strmim obalama osim smorca javlja se i uzlazni vjetar cirkulacije obronka, pa je strujanje prema Rijeci njihova kombinacija. Kao što je već spomenuto, 20. lipnja 2000. smorac započinje oko 1000 h. Na Sl. 47a, visina sloja u kojem puše smorac je oko 1000 m, što se podudara s drugim istraživanjima te pojave u umjerenim zemljopisnim širinama (npr. Banta *i sur.* 1993; Tijm *i sur.* 1999; Oliphant *i sur.* 2001). Na Sl. 47a, v -komponenta smorca tijekom dana jača do 4.0 m s^{-1} u 1400 h na visini od 450 m. Unatoč dalnjem razvoju i jačanju smorca, može se uočiti slaba povratna struja zraka u kasno poslijepodne. Visina



Slika 47: Vertikalni profili v -komponente (m s^{-1}) (komponente skoro okomite na obalu) nad postajom u Rijeci za: (a) 20. lipnja 2000. (kontrolni slučaj), (b) 26. lipnja 1999., (c) 06. rujna 1999.



Slika 48: Vertikalni presjek TKE ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) (pune linije) i Θ (K) (crtkane linije) u 1700 h u ($x=51 \text{ km}$, y,z) ravni iznad Rijeke (Ri). Izolinije TKE crtane su svakih $0.5 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$, a izolinije Θ svaki 1 K.

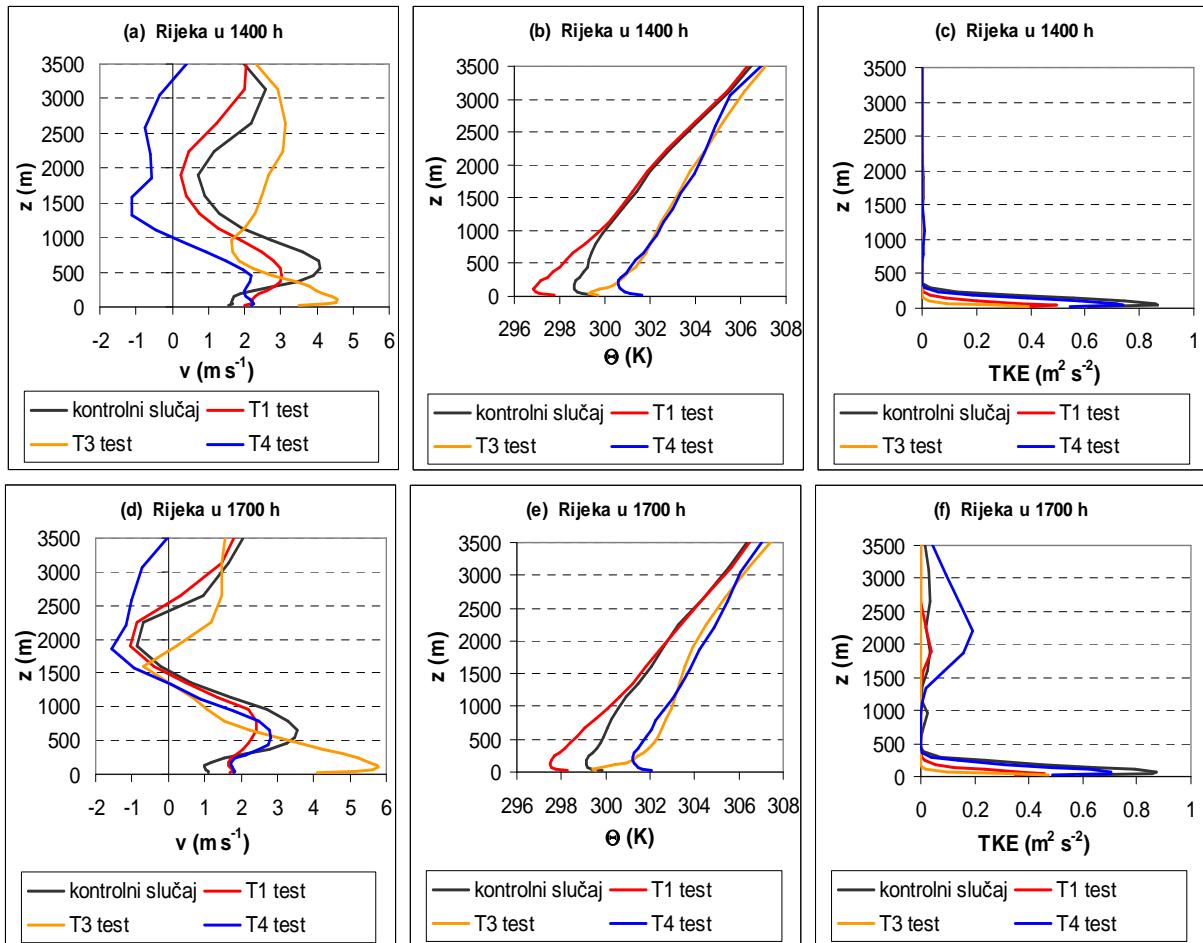
obalne cirkulacije podudara se uglavnom s visinom $PBL-a$ (Sl. 47a i 48). Smorac u svojoj zreloj fazi svojim nadolaskom stvara interni granični sloj (visine oko 1000 m), iznad kojeg se proteže PBL visine oko 2500 m, Sl. 48.

Jači sinoptički vjetar ne dozvoljava razvoj gornje grane cirkulacije 26. lipnja 1999., Sl. 47b. Od sva tri odabrana dana, 26. lipnja ima najveće izmjerene brzine vjetra nad Udinama; prelaze 10 m s^{-1} iznad 3000 m visine, a vjetar je uglavnom SW smjera (vidi Sl. 27). U profilima na Sl. 47b, uočavaju se samo perturbacije v -komponente na visinama od 2000-2500 m. Za vrijeme razdoblja (C), smorac je dosta slab, a slaba povratna grana se javlja na nešto većim visinama u odnosu na razdoblje (A) (Sl. 47c). Razvoj gornje grane omogućili su povoljniji sinoptički uvjeti tog dana (vidi Sl. 27).

Na Sl. 49 su profili v -komponente, Θ i TKE za kontrolni slučaj i testove osjetljivosti. Postoje samo male razlike uspoređujući kontrolni slučaj i T1 test, koje proizlaze iz uklonjenih otoka u Riječkom zaljevu, Sl. 49a i 49d. U T1 iznosi v -komponente su veće pri tlu, a maksimalne brzine v -komponente u sloju gdje puše smorac su manje. Zamjena otoka iz početne topografije s morskom površinom smanjuje hrapavost površine, a time i disipaciju brzine vjetra u prizemnom sloju. Zbog većih prizemnih brzina nad Rijekom, advekcija hladnog morskog zraka je veća što uzrokuje nižu površinsku temperaturu zraka u T1 tijekom dana, Sl. 49b i 49e. Detaljnija analiza dnevnih karakteristika $PBL-a$ nad Rijekom nalazi se u poglavljju 4.3.

Nad obalom čije visine ne prelaze 10 m visine, u T3 testu, stvara se snažniji, ali i pliči smorac od onoga u kontrolnom slučaju. Tako je maksimum v -komponente od 4.5 m s^{-1} na 100 m iznad tla u 1400 h, a smorac se proteže u prvih 400 m. Tijekom dana u kasno poslijepodne smorac se produbljuje do oko 600 m s maksimalnim vrijednostima v -komponente od 5.7 m s^{-1} na 150 m visine. Jače strujanje prema obali samo je djelomično kompenzirano strujanjem prema moru u visini, Sl. 49d. U T3 testu, Θ i TKE profili pokazuju značajnije odstupanje od kontrolnog slučaja, Sl. 49. Iako profili imaju konvektivne karakteristike, PBL je pliči. Uspoređujući T3 test i kontrolni slučaj, rezultati pokazuju da obalne planine potiču razvoj anabatičkog i katabatičkog polja vjetra te time povećavaju dubinu smorca. Istovremeno visoka topografija zaustavlja lokalne cirkulacije na obali što je u skladu sa simulacijama koje su izradili Cui *i sur.* (1998), Tjernström i Grisogono (2000) i Darby *i sur.* (2002).

U T4 bez utjecaja sinoptičkog vjetra, formiran smorac isprepliće se s vjetrom cirkulacije obronka nad Rijekom. Smorac je nešto slabiji od onoga u kontrolnom slučaju. Na Sl. 49a smorac se proteže sve do 1000 m visine s povratnom granom strujanja u sljedećih 2000 m visine. Vertikalni v -profili iznad 800 m slični su profilima kontrolnog slučaja uz pomak od oko 2 m s^{-1} što približno odgovara brzini SW sinoptičkog vjetra na tim visinama (vidi Sl. 32). Nad Rijekom temperatura zraka se smanjuje od površinske vrijednosti za 1 K ukazujući na postojanje tankog nestabilnog prizemnog sloja tipičnog za konvektivne uvjete (Sl. 49). Manje brzine uzrokuju slabiju advekciju morskog zraka, odnosno višu temperaturu zraka u odnosu na kontrolni slučaj. Manje brzine također predstavljaju i manji izvor disipirane KE energije (u obliku TKE , Sl. 49c i 49f). U 1700 h strujanje zraka prema obali je u sloju koji raste tijekom poslijepodneva dosežući relativno mali maksimalni iznos v -komponente od 2.9 m s^{-1} na 600 m, Sl. 49d. Jačanje i povisivanje smorca zbog zagrijavanja tla i termičkog utjecaja strmih obronaka javlja se u skladu s dnevnom promjenom i rastom konvektivnog $PBL-a$. U ovom slučaju povratna grana se jasno formira s maksimumom v -komponente od 1.6 m s^{-1} na 1900 m u T4 testu, potvrđujući da čak i slab sinoptički vjetar kao što je to zabilježeno u razdoblju (A) može ponekad utjecati na lokalnu strukturu obalne cirkulacije.



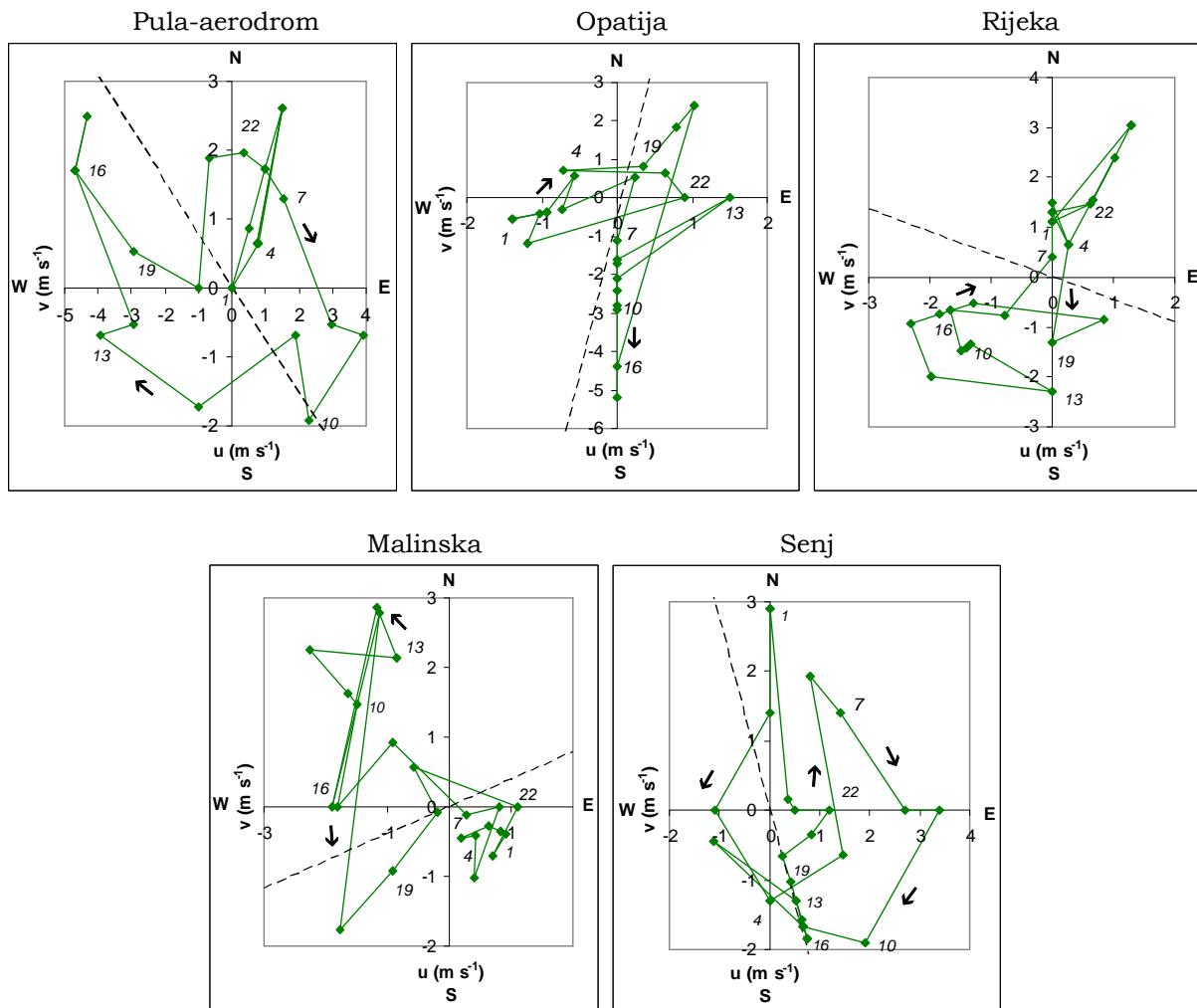
Slika 49: Usporedba vertikalnih profila nad Rijekom za 20. lipnja 2000.: (a) kontrolni slučaj i testovi osjetljivosti (vidi Tab. 6 radi objašnjenja) u 1400 h za (a) v -komponentu ($m s^{-1}$), (b) Θ (K) i (c) TKE ($m^2 s^{-2}$) i u 1700 h za (d) v -komponentu ($m s^{-1}$) i (e) Θ (K) i (f) TKE ($m^2 s^{-2}$).

Može se zaključiti da strma topografija pomaže u porastu visine strujanja (smorca) nad Rijekom. Strujanje čini kombinacija smorca i pratećeg vjetra cirkulacije obronka. Strme obale također utječu na podizanje razine maksimalnih horizontalnih brzina vjetra iznad tla u odnosu na iste brzine nad niskom obalom. Razlog tome je povećano miješanje unutar dubljeg konvektivnog PBL-a na strmim obalama (Sl. 49c i 49f). Iako obalne planine povećavaju visinu smorca njegove brzine su manje od onih u T3 testu. Ovakav rezultat dobili su i drugi autori (Mahrer i Pielke 1977; Banta i sur. 1993; Darby i sur. 2002). Smorac u slučaju niske topografije je plići i većih brzina u usporedbi s onim koji se razvija u obalnom planinskom okruženju.

4.4. Karakteristike graničnog sloja nad glavnim postajama

Pomoću rezultata kontrolnog slučaja i testova osjetljivosti ovdje se određuju neke karakteristike PBL i obalne cirkulacije nad glavnim postajama u maloj domeni (horizontalna rezolucija 1 km). Pokušat će se odgovoriti i na pitanja iz poglavljja 1.3.

Steyn i Kallos (1992) su istaknuli da se opći zaključci o obalnoj cirkulaciji mogu dobiti ispitujući samo jedan tipičan dan s obalnom cirkulacijom. Razlog je što klimatološki prikaz predstavlja sumu vrlo sličnih dana s obalnom cirkulacijom. Ovdje je za potrebe detaljnije analize odabran 19. lipnja 2000. iz razdoblja (A). Promatrane su one postaje koje imaju sva satna mjerena vjetra toga dana, a to su Pula-aerodrom, Opatija, Rijeka, Malinska i Senj te se nalaze unutar male domene modela. Usporede li se hodografi 19. lipnja s klimatološkim, uočava se dobro podudaranje (usporedite Sl. 50 sa slikama u poglavlju 2.5). Uz pretpostavku da je razdioba pojave normalna, dobro podudaranje oblika hodografa znači da 19. lipnja može predstavljati tipičan dan s obalnom cirkulacijom. Izuzetak predstavlja Senj gdje je podudaranje oblika klimatološkog i mjerенog hodografa nešto lošije. Prilikom usporedbe treba imati na umu nizak postotak učestalosti smorca u Senju. Zbog toga je bilo vrlo teško pronaći dan u kojem bi hodografi na svim postajama istovremeno poprimili oblike prosječnih hodografa.



Slika 50: Hodograf vjetra (m s^{-1}) za 19. lipnja 2000. iz razdoblja (A). Vektor vjetra usmjeren je prema ishodištu koordinatnog sustava. Crtkane linije označavaju položaj najbliže obale. Strelice upućuju na smjer rotacije tijekom dana, a brojevi predstavljaju lokalno vrijeme.

Tablica 8: Karakteristike graničnog sloja glavnih postaja u maloj domeni za simulaciju 19. lipnja 2000.: maksimalna visina graničnog sloja, H , maksimalna TKE_m ($m^2 s^{-2}$), maksimalne brzine smorca na 10 m visine, VH_{10} , maksimalna brzina smorca, VH_m , maksimalna temperaturna razlika između kopna i mora, modelirana, $\Delta\Theta_M$ i mjerena, $\Delta\Theta_{mj}$, maksimalna kinetička energija na 10 m, KE_{10} , maksimalna kinetička energija smorca, KE_S .

Kontrolni slučaj

postaja	H (m) (t)	TKE_m ($m^2 s^{-2}$) (z, t)	VH_{10} , (m s^{-1})	VH_m (m s^{-1}) (z, t)	$\Delta\Theta_M$ (K)(t)	$\Delta\Theta_{mj}$ (K)	KE_{10}, KE_S ($m^2 s^{-2}$)
Rijeka	2200 (1700 h)	0.9 (70 m, 1600h)	2.7	3.4 (550 m, 1600h)	7.2 (1500h)	7.0	3.6, 5.8
Opatija	2200 (1700 h)	0.9 (40 m, 1600h)	4.9	6.4 (130 m, 1600h)	6.4 (1600h)	7.5	11.7, 20.5
Malinska	1300 (1300 h)	1.5 (250 m, 1300h)	3.9	4.9 (150 m, 1600h)	7.9 (1400h)	8.0	7.6, 12.0
Senj	2200 (1500 h)	0.7 (40 m, 1400h)	3.6	4.5 (450 m, 1700h)	6.9 (1500h)	8.6	6.4, 10.1
Pula - aerodrom	1300 (1400 h)	1.6 (140 m, 1400h)	4.3	4.5 (70 m, 1500h)	6.5 (1400h)	5.9	9.3, 10.1

T1 test

postaja	H (m) (t)	TKE ($m^2 s^{-2}$) (z, t)	VH_m (m s^{-1}) (z, t)	$\Delta\Theta_M$ (K) (t)	KE_{10}, KE_S ($m^2 s^{-2}$)
Rijeka	2200 (1500 h)	0.6 (70 m, 1500h)	3.0 (550 m, 1500h)	4.6 (1600 h)	3.2, 4.5
Opatija	2200 (1500 h)	0.7 (40 m, 1400h)	2.9 (40 m, 1600h)	5.0 (1400 h)	3.5, 4.2
Malinska	500 (1500 h)	-	3.9 (250 m, 1500h)	-	4.6, 7.6
Senj	2200 (1500 h)	0.9 (40 m, 1500h)	5.3 (800 m, 1700h)	5.8 (1500 h)	3.4, 14.0
Pula - aerodrom	1300 (1400 h)	1.7 (140 m, 1400h)	4.4 (70 m, 1500h)	6.5 (1400 h)	8.4, 9.7

T3 test

postaja	H (m) (t)	TKE ($m^2 s^{-2}$) (z, t)	VH_m (m s^{-1}) (z, t)	$\Delta\Theta_M$ (K) (t)	KE_{10}, KE_S ($m^2 s^{-2}$)
Rijeka	1200 (1500 h)	0.5 (20 m, 1700h)	5.7 (150 m, 1700h)	6.2 (1500 h)	8.9, 16.3
Opatija	1300 (1800 h)	0.9 (40 m, 1800h)	6.9 (100 m, 1800h)	6.1 (1800 h)	19.1, 23.8
Malinska	900 (1300 h)	1.5 (180 m, 1500h)	3.8 (150 m, 1600h)	6.0 (1500 h)	6.7, 6.9
Senj	1300 (1600 h)	0.3 (40 m, 1200h)	6.2 (100 m, 1700h)	4.0 (1500 h)	13.5, 19.2
Pula - aerodrom	800 (1500 h)	1.6 (150 m, 1500h)	4.3 (100 m, 1500h)	5.0 (1500 h)	7.0, 9.2

T4 test

postaja	H (m) (t)	TKE ($m^2 s^{-2}$) (z, t)	VH_m (m s^{-1}) (z, t)	$\Delta\Theta_M$ (K) (t)	KE_{10}, KE_S ($m^2 s^{-2}$)
Rijeka	2200 (1600 h)	0.7 (40 m, 1500h)	2.9 (450 m, 1600h)	7.8 (1400 h)	2.5, 4.2
Opatija	2200 (1600 h)	1.1 (40 m, 1600h)	5.4 (250 m, 1600h)	6.6 (1700 h)	9.7, 14.5
Malinska	1100 (1500 h)	1.4 (250 m, 1600h)	4.2 (100 m, 1600h)	7.8 (1500 h)	7.0, 8.8
Senj	2200 (1600 h)	0.7 (40 m, 1400h)	3.5 (450 m, 1600h)	7.6 (1600 h)	5.1, 6.1
Pula - aerodrom	1000 (1300 h)	1.4 (100 m, 1200h)	4.7 (100 m, 1400h)	7.4 (1400 h)	8.8, 11.1

U Tab. 8 prikazana je procijenjena visina $PBL-a$, maksimalna vrijednost TKE_m ($m^2 s^{-2}$), maksimalna horizontalna brzina smorca, VH_m , maksimalna temperaturna razlika između kopna i mora; modelirana, $\Delta\theta_M$ i mjerena, $\Delta\theta_{mj}$, maksimalna KE na 10 m, KE_{10} i maksimalna KE smorca, KE_S . Visina je procijenjena na temelju vertikalnih profila u - i v -horizontalne brzine, θ , i TKE te se nalazi unutar intervala pouzdanosti od ± 500 m. KE na 10 m visine računa se iz maksimalne brzine smorca na prvom nivou modela (10 m), VH_{10} kao umnožak $\frac{1}{2} \cdot VH_{10} \cdot VH_{10}$, a KE_S se računa iz maksimalne horizontalne brzine smorca pomoću $KE_S = \frac{1}{2} \cdot VH_m \cdot VH_m$. Iako klimatološki podaci ukazuju na opadanje KE (na visini anemometra) s porastom zemljopisne širine (vidi Sl. 9), i mjerena KE i modelirana KE_{10} za 19. lipnja ne pokazuju spomenuti trend. Očito da u tome nema jakih i jednostavnih veza. Omjer modeliranih VH_{10}/VH_m (vidi kontrolni slučaj u Tab. 8) se uglavnom kreće između 75 – 80% (izuzev 95% za Pulu-aerodrom) što se dobro podudara s srednjom procjenom omjera brzina za Zadar (Tab. 5). Važno je naglasiti da ovaj omjer modeliranih brzina pokazuje trend opadanja s porastom zemljopisne širine (uz $r = -0.8$).

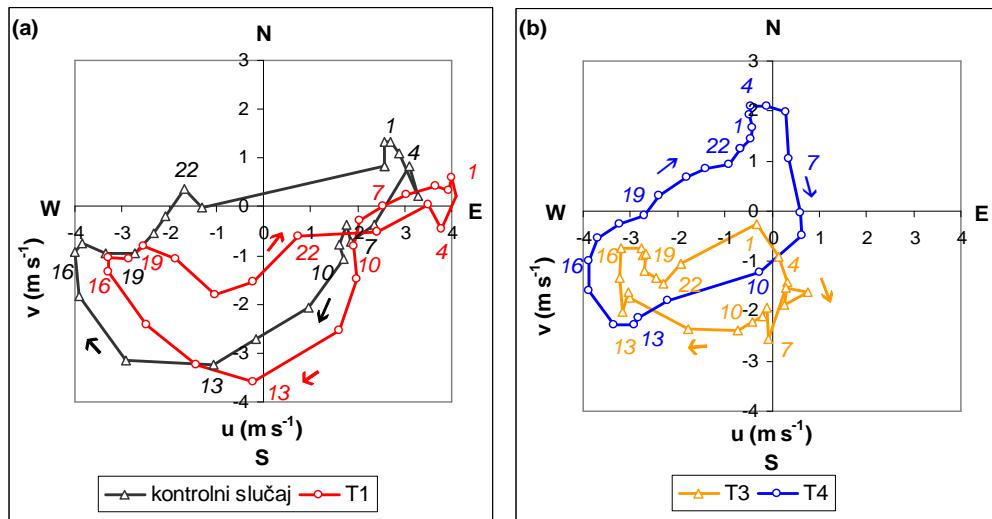
- **Pula-aerodrom**

Visina $PBL-a$ nad postajom iznosi približno 1300 m i niža je od visina PBL na postajama s planinskim zaleđem (Tab. 8). To je u skladu s relativnim odnosom klimatoloških procjena visina $PBL-a$ (Tab. 4). Pula-aerodrom ima najveću maksimalnu TKE , a $\Delta\theta_M$ se dosta dobro poklapa s mjerrenom razlikom tog dana (Tab. 8). S obzirom na manju visinu PBL i malu visinu na kojoj smorac postiže VH_m , može se zaključiti da je smorac nad postajom relativno plitak. Model pokazuje da smorac tijekom dana ne prelazi 600 m visine. Zbog plitkog smorca, nema veće razlike u KE smorca visinom (Tab. 8).

Hodograf simuliranog vjetra za 19. lipnja 2000. kontrolnog slučaja prikazan je na Sl. 51a. Simulirani hodograf pokazuje CW rotiranje tijekom dana. Rotacija i oblik modeliranog hodografa dobro se podudara s karakteristikama mjerennog (Sl. 50a). Zbog horizontalne razlučivosti modela od 1 km, modelirani hodograf ima izglađeniji oblik od mjerennog i vrlo dobro se podudara i s oblikom klimatološkog hodografa na Sl. 11a. To podudaranje nije neobično jer su klimatološki hodografi u poglavlju 2.5. usrednjavanjem izgladili manje dnevne varijabilnosti. Računanjem klimatoloških vektora vjetra na pojedinoj postaji eliminiraju se manje varijabilnosti koje su nastale pod utjecajem svih skala pa time i pod utjecajem sinoptičkog vjetra. Stoga se pretpostavlja da bi se oblici hodografa iscrtanih na temelju polja strujanja u T4 testu trebali dobro podudarati s oblicima klimatoloških hodografa. Za ovu pretpostavku trebalo bi dodatno provjeriti i "stalnost" ili "promjenjivost" ostalih skala. Numeričke simulacije kontrolnog slučaja ukazale su da ujutro nad postajom puše južni, odnosno jugoistočni smorac. Poslijepodnevni vjetar nad postajom ponajviše je određen položajem KZ koja nastaje stapanjem fronti zapadnog, južnog i jugoistočnog smorca. Tako i mjerjenja i kontrolni slučaj ukazuju na dominaciju zapadnog smorca u poslijepodnevnim satima. Blizina KZ uzrokuje i najveću TKE nad postajom u odnosu na ostale.

Test osjetljivosti bez otoka, T1, očekivano nije ukazao na značajniju promjenu niti u $PBL-u$ niti u strujanju (Tab. 8, Sl. 51a). Oko podneva vjetar je malo jači u odnosu na kontrolni slučaj, od 1000-1300 h, i slabiji u poslijepodnevnim satima, od 1400-1700 h (Sl. 51a). Ovakav raspored strujanja tijekom dana upućuje na jači smorac iz smjera Kvarnera u odnosu na kontrolni slučaj. T4 test osim nešto plićeg PBL (zbog manje TKE , Tab. 8) pokazuje i raniju dominaciju zapadnog smorca nad postajom (Sl.

51b). Znatnije razlike odnose se na T3 test. Kako se KZ formira daleko od postaje uz istočnu obalu Istre, postaja nije pod njenim utjecajem. Stoga se može zaključiti da je pojava KZ blisko vezana sa smjerom rotacije hodografa nad postajom Pula-aerodrom.



Slika 51: Hodografi vjetra na 10 m za postaju Pula-aerodrom 19. lipnja 2000. iz razdoblja (a) za: (a) kontrolni slučaj (trokutići) i T1 test (simulacija bez otoka; kružići), (b) T3 test (simulacija s maksimalnom visinom terena od 10 m; trokutići) i T4 test (simulacija bez utjecaja sinoptičkog vjetra; kružići). Vektor vjetra usmjeren je prema ishodištu koordinatnog sustava. Strelice upućuju na smjer rotacije tijekom dana, a brojevi predstavljaju lokalno vrijeme.

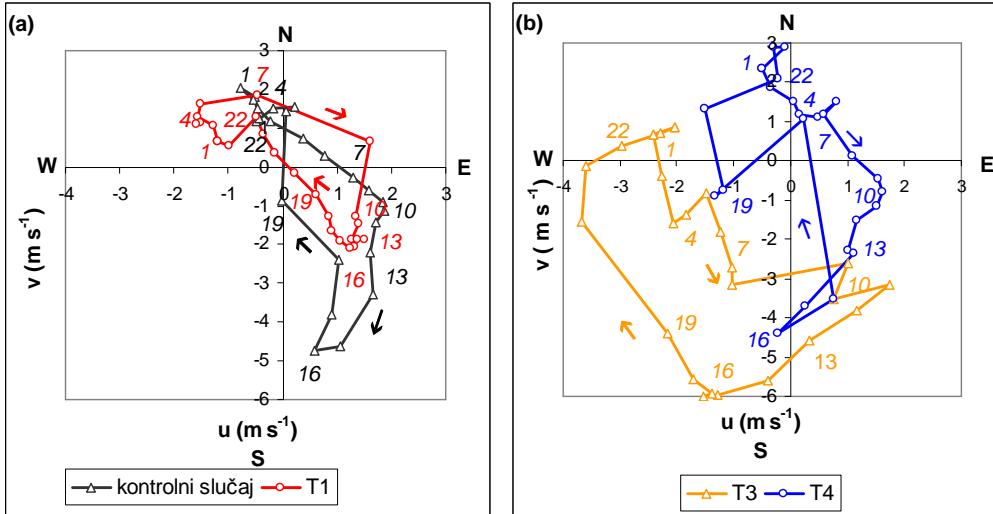
- **Opatija**

Visina PBL_a nad Opatijom je oko 2200 m uz maksimalnu TKE blizu tla (Tab. 8). Razlika u temperaturi kopno-more $\Delta\Theta_M$ iz modela nešto je niža od $\Delta\Theta_{mj}$ tog dana (Tab. 8). Smorac visine oko 500 m ima VH_m relativno nisko, na oko 100 m. Male visine na kojima su TKE_m i VH_m unutar relativno visokog PBL znači nastajanje internog graničnog sloja. Opatija ima najveće maksimalne KE od svih postaja za 19. lipnja (Tab. 8).

Simulirani hodograf kontrolnog slučaja za Opatiju nalazi se na Sl. 52a. Oblici modeliranog i simuliranog hodografa vjetra dobro se poklapaju (Sl. 50b i 52a), kao i oblici simuliranog i klimatološkog hodografa vjetra (Sl. 15a i 51a). Usporedba T1 i kontrolnog slučaja ukazala je na povećanje prijepodnevne brzine vjetra u T1 do 1 m s⁻¹ (Sl. 52a). Veća brzina vjetra znači jaču advekciju hladnijeg morskog zraka odnosno nižu temperaturu nad postajom. Zbog toga je $\Delta\Theta_M$ u Tab. 8 manja u T1 nego u kontrolnom slučaju. Posljedično se u ranim poslijepodnevnim satima brzina vjetra u T1 smanjila za oko 50%. Dodatni razlog smanjenja brzine je manjak topografskog utjecaja. U T1 testu u popodnevnim satima ne postoji kanaliziranje struje između Cresa i Istre, a time i vrtloženje u Riječkom zaljevu. Duljina hrapavosti na mjestu uklonjenih otoka jednaka je onoj za vodene površine. Smorac koji je smješten u prvih 350 m je slab (vidi KE u Tab. 8) te je položen gotovo okomito na obalu. Usporede li se kontrolni slučaj i T4, zamjećuje se da sinoptički vjetar južnog smjera (19. lipnja) pospješuje kanaliziranje zraka te tako povećava brzine smorca nad Opatijom (Tab. 8 i Sl. 52). Daljnja usporedba testova osjetljivosti ukazuje na najveću razliku između kontrolnog slučaja i T3, Sl. 52. U T3, izglađivanjem topografije onemogućen je razvoj

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

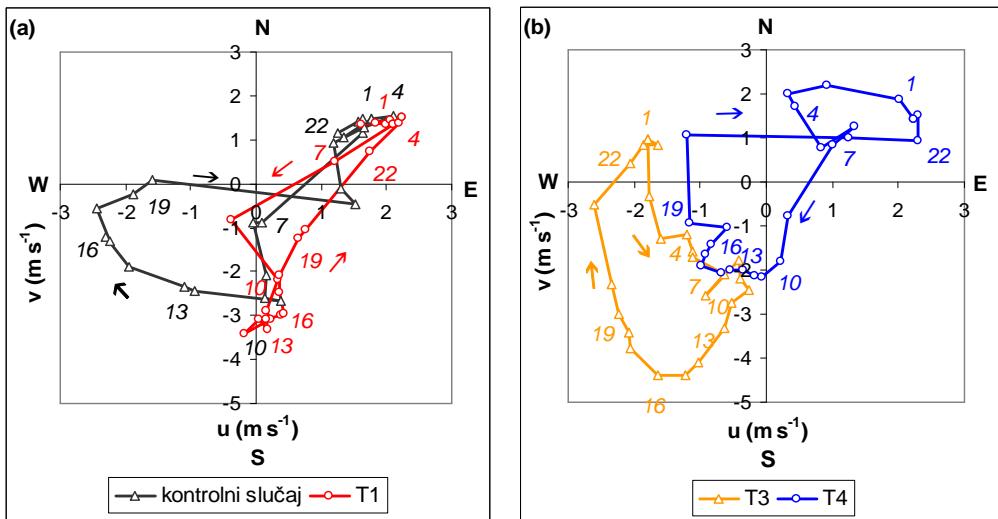
vjetra cirkulacije obronka, dominira strujanje sinoptičke skale južnog smjera (Sl. 52), a PBL je niži za oko 40% u odnosu na kontrolni slučaj (Tab. 8).



Slika 52: Isto kao i na Sl. 51 osim za Opatiju.

- **Rijeka**

Nad postajom u Rijeci, visina PBL slična je onoj nad Opatijom, a $\Delta\Theta_{mj}$ i $\Delta\Theta_M$ vrlo dobro se poklapaju (Tab. 8). Rijeka unatoč relativno velikoj $\Delta\Theta_M$ ima slab smorac. Karakteristika smorca u Rijeci je njegova visina; razvija se u sloju do 1000 m (nasuprot relativno plitkom snažnjem smorcima u Opatiji). Zbog visine smorca maksimalne brzine su na oko 500 m (Sl. 47, Tab. 8).



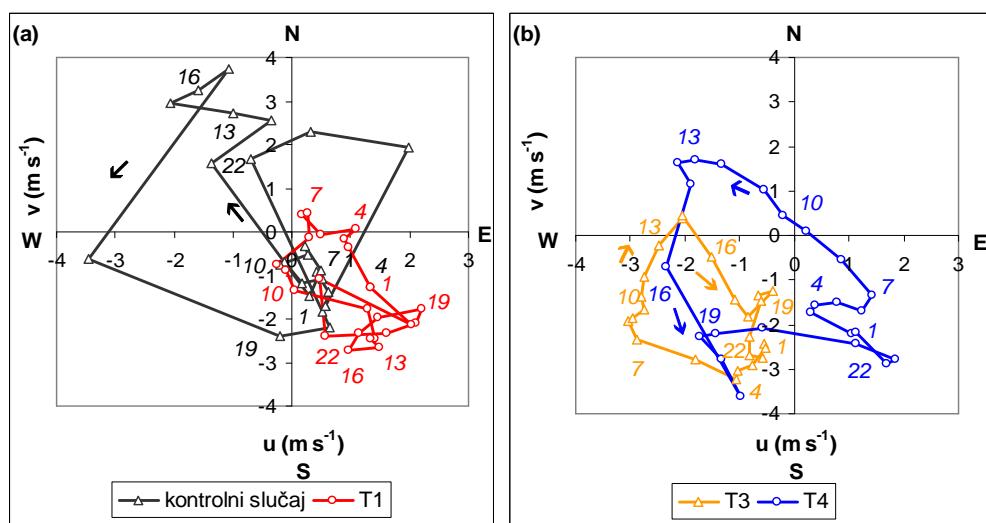
Slika 53: Isto kao i na Sl. 51 osim za Rijeku.

Oblici mjerjenog i simuliranog hodografa vrlo dobro se poklapaju (Sl. 50c, 53a). Modelirani hodograf pokazuje očekivanu CW rotaciju. Ovdje se hodograf za T1 znatnije razlikuje u odnosu na kontrolni slučaj (Sl. 53a). Numerička simulacija kontrolnog

slučaja pokazuje formiranje popodnevног mezoskalnog vrtloga u prizemnom polju strujanja u Riječkom zaljevu (Telišman Prtenjak i sur. 2006). Pojava vrtloga za vrijeme smorca stvara izraženije CW rotiranje u prizemnom popodnevном polju vjetra nad Rijekom koje se ne uočava u T1 testu. Nadalje smorac u T1 ima veće prijepodnevne brzine vjetra za oko 25% zbog manje hrapavosti morske površine nad kojom strui prema Rijeci. Kao i kod Opatije, tijekom dana veće brzine vjetra stvaraju jaču advekciju hladnjeg zraka i nižu $\Delta\Theta_m$. Manja $\Delta\Theta_m$ uzrokuje manju TKE , a time i slabije VH_m (Tab. 8) što je u skladu s rezultatima Telišman Prtenjak i Grisogono (2002). Drugo veće odstupanje od osnovnog oblika hodografa vidljivo je u T3 (Sl. 53b). Uklanjanjući planine, onemogućen je razvoj vjetra cirkulacije obronka nad postajom kao i u slučaju Opatije. Smorac je jači bez razvoja kopnenjaka. Usporede li se kontrolni slučaj i T4, bez utjecaja (južnog) sinoptičkog vjetra, KE smorca i VH_m su po iznosu manje u T4 (Tab. 8).

- **Malinska**

U blizini Malinske formiraju se KZ na otoku Krku. Stoga ima veći, viši i najraniji TKE_m kao i postaja Pula-aerodrom. Model dobro reproducira $\Delta\Theta_{mj}$ (Tab. 8). Visina obalne cirkulacije doseže 1300 m i uglavnom se podudara s visinom $PBL-a$ koja je niža od one na postajama s planinskim zaleđem. Model pokazuje da smorac tijekom dana ne prelazi 700 m visine, a KE_s je veća za 35% u odnosu na KE_{10} (Tab. 8).



Slika 54: Isto kao i na Sl. 51 osim za Malinsku.

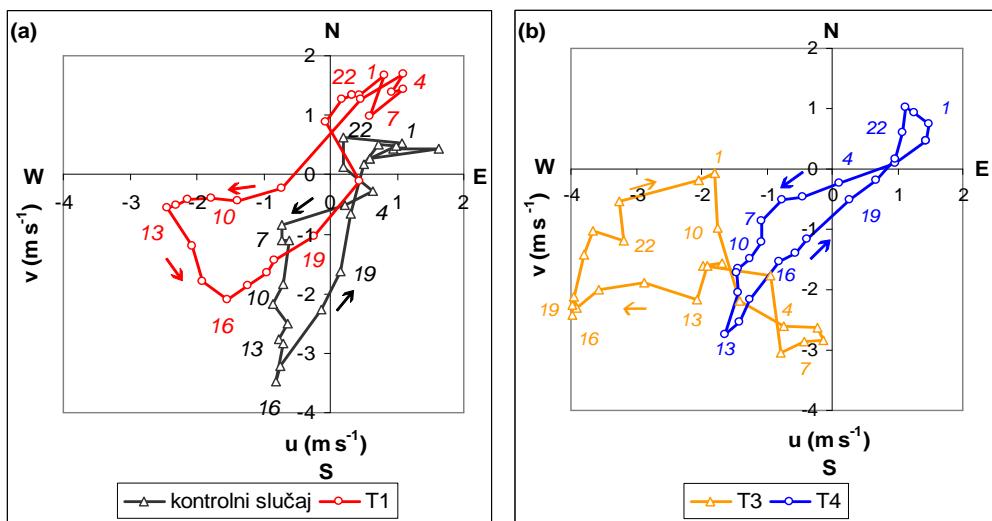
Na postaji Malinska, modelirani hodograf kontrolnog slučaja zadovoljavajuće reproducira dnevni razvoj strujanja zraka (Sl. 50d, 54a) uz uočeno prevladavajuće ACW rotiranje tijekom dana (Sl. 21). Numeričke simulacije pokazale su da je smorac u Malinskoj vezan uz KZ nad NE dijelom otoka Krka (vidi poglavlje 4.2.). Jutarnji smorac nad postajom NW smjera zakreće prema istoku tijekom poslijepodneva što daje ACW tijekom dana (Sl. 54a).

Testovi osjetljivosti u kojima se nije formirala KZ nad Krkom nisu simulirali ACW rotaciju hodografa vjetra. T1 test, gdje je kopnena površina zamijenjena morskom, očekivano pokazuje vrlo iskrivljen hodograf (Sl. 54a). T3 test u kojem nema

topografije više od 10 m, a time ni KZ, hodograf nije pokazao ACW, već CW rotaciju (Sl. 54b). Jedino T4 test pokazuje slično ponašanje hodografa vjetra kontrolnom slučaju.

- **Senj**

Nad postajom u Senju, PBL je među višima ~ 2200 m (Tab. 8) što odgovara relativnom odnosu klimatoloških procjena visina $PBL-a$ (Tab. 4). Pa ipak $\Delta\Theta_M$ ima najveće odstupanje od $\Delta\Theta_{mj}$ (Tab. 8). Razlog je T_m u modelu koja je konstantna i u prostoru i u vremenu čime se nije mogao uvažiti izmjereni singularitet u polju površinske temperature mora (Supić i Orlić 1992). Karakteristike TKE polja kao i visina VH_m slične su onima u Rijeci (Tab. 8). Vjetar cirkulacije obronka potiče rast smorca nad Senjom. Usljed povećanog miješanja unutar dubljeg konvektivnog $PBL-a$, visina smorca doseže ~ 1000 m (kao i u Rijeci), VH_m su zbog toga manje, a povratna grana se pojavljuje u sljedećih 1500 m.



Slika 55: Isto kao i na Sl. 51 osim za Senj.

Podudaranje mjerenog i simuliranog hodografa u Senju je slabije od ostalih postaja (Sl. 50e i 55a). Međutim simulirani vektori vjetra bilo kontrolnog slučaja bilo T4 testa dosta dobro reproduciraju ponašanje klimatoloških vektora vjetra uz prevladavajuću ACW rotaciju (Sl. 19a i 55).

Numeričke simulacije pokazale su stvaranje kanalizirane struje zraka između otoka Krka i strmih litica Velike Kapele. Kanaliziranje nije uočeno u T1 testu iako je ACW rotacija i dalje prisutna u dnevnom kruženju vektora vjetra (Sl. 55a). U T1, smorac prijepodne je snažniji (a time i TKE_m , Tab. 8) a poslijepodne je slabiji u odnosu na kontrolni slučaj. Kao i kod Opatije i Rijeke, veće brzine vjetra stvaraju veću advekciju morskog zraka što pak uzrokuje nižu $\Delta\Theta_M$ tijekom dana (Tab. 8). Os puhanja smorca u T1 je skoro okomita na obalu za razliku od kontrolnog slučaja (Sl. 55a). U Senju KE_{10} je manja za oko 50%, ali je istovremeno KE_s veća za oko 35%. Povećana TKE_m za oko 30%, Tab. 8, uzrokuje to specifično povećanje KE visinom (Telišman Prtenjak i Grisogono 2002).

Strma topografija s planinskim usjekom stvara pogodne uvjete za ACW zakretanje tijekom dana. Nakon izlaza sunca (od oko 0800 h do 1400 h), razvija se SE

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

vjetar obronka koji zakreću SW smorac u ACW smjeru (Sl. 55). Tijekom poslijepodneva (od 1500 h do 1900 h) vjetar obronka koji zamire zamjenjuje dolinski vjetar. Smorac i dolinski vjetar se poklapaju te nema značajnije promjene smjera vjetra. Tijekom večernjih sati započinje razvoj silaznog NW vjetra cirkulacije obronka te zajedno s istočnim kopnenjakom daju strujanje k moru. Dnevni ciklus vjetra završava formiranjem vjetra NE smjera kojeg čine planinski vjetar, kopnenjak i silazni vjetar cirkulacije obronka. Simulacija u kojoj nema visoke topografije, T3, ne pokazuje ACW rotiranje hodografa. Nadalje u T4 testu, hodograf je vrlo sličan onom u kontrolnom slučaju (Sl. 55). Orlić *i sur.* (1988) te Lukšić (1989) smatrali su planinski/dolinski vjetar i vjetar cirkulacije obronka odgovornima za ovakvo ponašanje rotacije hodografa. Rezultati numeričkih simulacija pokazali su i potvrdili da je pojava ovih vjetrova ključna za stvaranje ACW zakretanja u Senju.

Koliko otoci mogu utjecati na brzine vjetra (treće pitanje iz poglavlja 1.3.) na postajama unutar Kvarnera pokazala je usporedba kontrolnog slučaja i T1 testa (Tab. 8). Iako je strujanje u prijepodnevnim satima snažnije (oko 30%) tijekom dana uslijed veće advekcijske hladnijeg morskog zraka smanjuje se temperaturna razlika kopno-more, a time i poslijepodnevne brzine smorca (Tab. 8). Usporedba kontrolnog slučaja i T3 testa pokazuje utjecaj obalnih planina duž obale na obalnu cirkulaciju (prvo pitanje iz poglavlja 1.3.). Uklanjanjem planina iz početne topografije dnevne su brzine vjetra u Kvarneru veće (Opatija, Rijeka i Senj u Tab. 8), a smorac se istovremeno nalazi u puno plićem sloju. Obalne planine generiraju cirkulaciju obronka, povećavaju visinu smorca i podižu visinu maksimalnih horizontalnih brzina vjetra unutar smorca (npr. Darbi *i sur.* 2002; Telišman Prtenjak *i sur.* 2006). Premda obalne planine povećavaju visinu smorca, njegove brzine su u tom slučaju manje u usporedbi s onima kada smorac puše nad niskom obalom što se vrlo dobro slaže s analiziranim hodogramima.

5. ZAKLJUČAK

U radnji se analizira pojava obalne cirkulacije na sjevernom Jadranu tijekom ljetnih mjeseci. Analiza mjerjenja temeljila se na odabranom skupu dana s pojavom obalne cirkulacije koji se dobio korištenjem nekoliko kriterija. Unatoč njihovom subjektivnom karakteru, kriteriji za odabir dana s obalnom cirkulacijom dali su vrlo slične rezultate za Rijeku i Senj onima koje su dobili Pandžić i Likso (2005) objektivnom analizom glavnih komponenti. U radnji dobiveni klimatološki hodografi za razdoblje 1991-2004, vrlo su slični onima dobivenim za 4-godišnje razdoblje u Telišman Prtenjak (2003).

Glavni pokretač razvoja obalne cirkulacije je razlika između temperature zraka nad kopnjem i površinske temperature mora. Usaporedba srednjih temperturnih razlika pokazala je da su najveće razlike na postajama Senj i Zadar-aerodrom, dok su najmanje na postajama Pula-aerodrom i Mali Lošinj. Temperturna razlika između kopna i mora izrazito ovisi o lokalnim karakteristikama terena. Nije se uočila značajnija ovisnost između temperturne razlike i zemljopisne širine. Međutim, najveće temperturne razlike kopno-more nisu povezane s najjačim smorcem. Najjači smorac uočen je na Pula-aerodrom i Zadar-aerodrom koje su 10-tak kilometara udaljene od obale te Malom Lošinju. Za to su odgovorne između ostalog i etezije koje nisu mogle biti isključene prilikom odabira. Naime, isti atmosferski uvjeti velike skale koji pogoduju razvoju etezija omogućuju i razvoj obalnih cirkulacija. Najučestaliji smorac je u Opatiji koja ima u zaleđu visoke planine, kao i na najjužnijim postajama u promatranom području: Zadru i Zadar-aerodromu, oko 60% dana tijekom ljeta. Relativno visoka učestalost i stalnost obalne cirkulacije u Opatiji posljedica je međudjelovanja obalne cirkulacije i vjetra cirkulacije obronka. To je stoga što kriteriji odabira kao i u slučaju etezija, ne mogu razlučiti obalnu cirkulaciju od cirkulacije obronka. Najrjeđi (u 37% od svih promatralih dana) i najslabiji smorac zabilježen je u Senju. Kanaliziranje vjetra u Velebitskom kanalu, kao i velik udio bure u godišnjem zapisu vjetra, znatno smanjuju pojavu smorca u Senju.

Prosječno smorac traje od 0800 h do 1900 h. Najkraće prosječno trajanje smorca je u Senju. Najduže prosječno trajanje smorca zabilježeno je u Malinskoj i Zadru (11 sati). Gledajući sve postaje, mjerjenja pokazuju da smorac uglavnom postiže maksimalne brzine između 1400 i 1500 h. Senj je jedina postaja na kojoj brzine smorca dosežu maksimum u 1100 h (zbog popodnevног kanaliziranja vjetra duž Velebitskog kanala), a noćni lokalni vjetar je dvostruko jači od dnevnog.

Karakteristike obalne cirkulacije kao što su jačina, učestalost, vrijeme trajanja, početak i završetak smorca, te vrijeme postizanja maksimalnog puhanja smorca dobro se podudaraju s karakteristikama obalne cirkulacije na drugim lokacijama umjerenih širina kao što je otok Majorka (Ramis i Romero 1995), Sardinija (Furberg *i sur.* 2002) ili sjeverna Francuska (Bigot i Planchon 2003).

Kriteriji kojima se vršio odabir početnih mjerjenja omogućili su isključivanje dana s jačim sinoptičkim poremećajima. Usaporedba početnog i odabranog skupa dana pokazala je koliko sinoptički poremećaji utječu na pojavu obalne cirkulacije. Maksimumi u srednjem hodu temperature zraka i površinske temperature mora nakon odabira rastu prema zatvorenom dijelu jadranskog bazena što ukazuje da su te veličine pod jačim utjecajem sinoptičkih poremećaja. Na postajama smještenim u Riječkom zaljevu i Velebitskom kanalu uočeno je znatnije povećanje temperturnih razlika

kopno-more nakon odabira. Ovim je potvrđena tvrdnja o djelomičnom smanjenju srednjih temperaturnih razlika kopno-more uslijed utjecaja poremećaja velike skale koju su postavili Orlić *i sur.* (1988).

Oblici klimatoloških hodografa pokazali su velik utjecaj topografije. Na većini postaja prevladava kruženje vektora vjetra tijekom dana u smjeru kazaljke na satu koje je tipično za sjevernu hemisferu zbog utjecaja Coriolisove sile. Međutim, već poznato atipično zakretanje vjetra suprotno od kazaljke na satu u Senju, uočeno je i u Malinskoj (Telišman Prtenjak 2003). Dok su hodografi za postaje Pula-aerodrom, Rijeka-aerodrom i Mali Lošinj ukazali na međudjelovanje nekoliko sustava obalne cirkulacije, rezultati za Zadar, Senj i Opatiju pokazali su velik utjecaj topografije na kanaliziranje vjetra nad tim lokacijama.

Rezultati numeričkih simulacija pokazali su sposobnost modela da reproducira obalnu cirkulaciju specifičnih mezoskalnih karakteristika u vrlo složenom terenu (Nitis *i sur.* 2005). Tijekom noći, nad Istrom prevladava relativno slabo strujanje, a nad Kvarnerom se pojavljuju dva ciklonalna vrtloga, u Riječkom zaljevu i između istočne obale Istre i otoka Cresa. Tijekom dana smorac dominira nad čitavim sjevernim Jadranom s pojавom nekoliko intenzivnih konvergentnih zona. Prva, veća i šira visine 2000 m, formira se duž poluotoka Istre, dok se druge dvije formiraju na otoku Krku. Nad otokom Krkom konvergentne zone dosežu 1000 m visine. Potpuno razvijena dnevna prizemna struja zraka puše nekoliko sati (s brzinama $\sim 4 \text{ m s}^{-1}$). Pred kraj dana smorac slab, a u Riječkom zaljevu se javlja vrtloženje anticiklonalnog smjera. Zbog pojave dnevnih lokalnih struktura, može se zaključiti da ne postoji horizontalno homogen obalni granični sloj na obalama sjevernog Jadrana tijekom ljeta.

Rezultati testova osjetljivosti su ponešto iznenađujuće pokazali da simulacije pokretane samo radiosondažama nad Udinama mogu vrlo dobro simulirati polje strujanja nad sjevernim Jadranom tijekom sličnih anticiklonalnih situacija. U tom je slučaju utjecaj sinoptičke skale nadvladan lokalnim topografskim i termičkim efektima u konačnom polju vjetra.

Neki specifični zaključci analize ostalih testova osjetljivosti su:

- ❖ Mezoskalni vrtlozi se stvaraju unutar Kvarnera tijekom 24 sata. Noćni vrtlog veće visine pokazuje ciklonalno rotiranje, dok popodnevni plići vrtlog pokazuje anticiklonalno rotiranje. Premda je srednjak vrtložnosti kao mjera rotacije vrtloga relativno mali (do 5 puta veća od vrijednosti Coriolisovog parametra, f), maksimalne vrijednosti prelaze $25f$. Razlog za pojavu noćnih vrtloga je katabatičko strujanje niz obronke okolnih planina koje nosi zrak prema Riječkom zaljevu. Tijekom poslijepodneva, i anabatičko strujanje i dobro razvijen smorac, zbog razvedene obalne geometrije (odnosno kanaliziranja) i visine terena, uzrokuju pojavu poslijepodnevnog vrtloga. Vrtlozi se mogu naslutiti u rijetkim prizemnim mjeranjima vjetra.
- ❖ Konvergentna zona nad Istrom razvija se oko podneva zbog stapanja nekoliko sustava obalne cirkulacije nastalih na različitim rubnim dijelovima poluotoka. Konvergentna zona u razvijenoj fazi položena je u polju strujanja skoro paralelno osi sjever-jug. Vertikalne brzine unutar konvergentne zone prelaze 1.5 m s^{-1} . Tijekom popodneva konvergentna zona se pomiče prema istoku. Druga manja konvergentna zona formira se nad NE dijelom otoka Krka uzrokvana topografskim i termičkim faktorima. Združeni južni i NE smorac stvaraju tu konvergentnu zonu koja je istovremeno plića od istarske konvergentne zone. Zona konvergencije uzduž otoka Krka pomiče se prema Velebitskom kanalu

tijekom dana. Kanalizirana struja zraka najizraženija je blizu površine, smanjuje se visinom, te ima karakteristike obalne mlazne struje. Kako slabi kanalizirana struja zraka, konvergentna zona se pomiče nad more u Velebitskom kanalu. Prema testovima osjetljivosti topografija znatno utječe na početni položaj istarske konvergentne zone. Visina terena i oblik obale uvjetuju pojavu konvergentne zone nad otokom Krkom i kanalizirano strujanje. Sinoptički utjecaj najviše se vidi u brzini kretanja konvergentne zone danju.

- ❖ Za procjenu gornje grane strujanja odabrana je postaja u Rijeci. Rezultati su pokazali da u realnoj trodimenzionalnoj simulaciji slab sinoptički vjetar ne dozvoljava znatniji razvoj gornje grane. Potvrđeno je da su glavni faktori koji utječu na razvoj obalne cirkulacije planinski lanci i sinoptički vjetar, pored već spomenute temperature razlike kopno-more. Topografija mnogo više nego vjetar na sinoptičkoj skali povećava i visinu smorca i visinu njegovih maksimalnih brzina iako ne i same brzine. Ovakav rezultat u skladu je s rezultatima drugih studija koje su također provele testove osjetljivosti (npr. Darby *i sur.* 2002). Autori navedene studije također ističu dvostruki efekt topografije: termički (zbog pojave vjetra cirkulacije obronka) i mehanički (zbog toga što planine djeluju kao prepreke). Za razliku od razmjerno slabog utjecaja na smorac u prizemlju, gornja grana strujanja u obalnoj cirkulaciji pod znatnjim je uplivom sinoptičkog vjetra.

Model je dosta dobro reproducirao oblik i smjer rotacije hodografa oba tipa; u smjeru kazaljke na satu za Pulu-aerodrom, Opatiju, Rijeku te suprotno kazaljci na satu za Malinsku. Iako za postaju Senj postoji slabije podudaranje modeliranog i mјerenog hodografa, modelirani hodograf se vrlo dobro slaže s oblikom klimatološkog hodografa. Testovi osjetljivosti pokazali su blisku povezanost konvergentnih zona nad Istrom i otokom Krkom sa smjerom rotacije hodografa u Puli-aerodromu i Malinskoj. Hodografi u Opatiji, Rijeci i Senju ovisni su o utjecaju vjetra cirkulacije obronka.

Numeričke simulacije pokazale su da otoci utječu na brzine vjetra u Kvarneru tako što ih smanjuju prijepodne, a povećavaju poslijepodne prosječno za 1/3 tijekom dana. Numerički testovi su pokazali da obalne planine generirajući vjetar cirkulacije obronka, povećavaju visinu smorca i podižu visinu maksimalnih horizontalnih brzina vjetra unutar smorca. Premda obalne planine povećavaju visinu smorca, njegove brzine su u tom slučaju manje u usporedbi s onima kada smorac puše nad niskom obalom.

Rezultatima ove radnje pokušalo se povećati poznavanje karakteristika obalne cirkulacije na sjevernom Jadranu u nadi da će ovi rezultati poslužiti kao osnova za dizajniranje dalnjih istraživanja i mjernih eksperimenta. Mjerni eksperimenti nad sjevernim Jadranom itekako su poželjni u budućnosti zbog važnosti dobrog razumijevanja obalne cirkulacije u gusto naseljenom području kao što je hrvatska obala Jadrana.

LITERATURA

- Arritt, R. W. (1993): Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea-breeze. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 116–125.
- Baker, R. D., Lynn B. H., Boone, A., Tao, W. K. i Simpson, J. (2001): The influence of soil moisture, coastline curvature, and land-breeze circulations on sea-breeze-initiated precipitation. *J. Hydrometeorol.*, **2**, 193–211.
- Baldi, M., Colacino, M., Dalu, G. A., Piervitali, E. i Ye, Z. (1998): Thermally forced mesoscale atmospheric flow over complex terrain in southern Italy. *Il Nuovo Cimento*, **21**, 417–437.
- Banta, R. M., Olivier, L. D. i Levinson, D. H. (1993): Evolution of the Monterey Bay sea-breeze layer as observed by pulsed Doppler Lidar. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3959–3982.
- Belušić, D. i Bencetić Klaić, Z. (2004): Estimation of Bora wind gusts using a limited area model. *Tellus*, **56A**, 296–307.
- Bencetić Klaić, Z. i Nitis, T. (2002): Application of mesoscale model (MEMO) to the greater Zagreb area during summertime weather conditions. *Geofizika*, **18-19**, 31–43.
- Bencetić Klaić, Z., Nitis, T., Kos, I. i Moussiopoulos, N. (2002): Modification of local winds due to hypothetical urbanization of the Zagreb surroundings. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **79**, 1–12.
- Bigot, S. i Planchon, O. (2003): Identification and characterization of sea breeze days in northern France using singular value decomposition. *Int. J. Climatol.*, **23**, 1397–1405.
- Blackadar, A. K. (1962): The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3095–3102.
- Bliss, N. B. i Olsen, L. M. (1996): *Development of a 30-arc-second digital elevation model of South America*. in Pecora Thirteen, human interactions with the environment-perspectives from space. Sioux Falls, South Dakota, August 20–22.
- Borne, K., Chen, D. i Nunez, M. (1998): A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. *Int. J. Climatol.*, **18**, 901–914.
- Brière, S. (1987): Energetics of daytime sea-breeze circulation as determined from a two-dimensional, third-order turbulence closure model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1455–1474.
- Bubnova, R., Hello, G., Benard, P. i Geleyn, J.-F. (1995): Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/ALADIN NWP system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 515–535.
- Caballero, R. i Lavagnini, A. (2002): A numerical investigation of the sea breeze and slope flows around Rome. *Il Nuovo Cimento*, **25**, 287–304.
- Cai, X.-M. i Steyn, D. G. (2000): Modelling study of sea breezes in a complex coastal environment. *Atmos. Environ.*, **34**, 2873–2885.
- Carpenter, K. M. (1982): Note on the paper 'Radiation condition for the lateral boundaries of limited area numerical models', by Miller, M. J. and Thorpe, A. J. Q. *J. R. Meteorol. Soc.*, **108**, 717–719.
- Cui, Z., Tjernström, M. i Grisogono, B. (1998): Idealized simulations of atmospheric coastal flow along the central coast of California. *J. Appl. Meteorol.*, **37**, 1332–1363.
- Dalu, G. A. i Pielke, R. A. (1989): An analytical study of the sea breeze. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1815–1825.
- Dalu, G. A. (1996): The sea-land breeze numerical and analytical modelling, in Lalas, D. P. and Ratto, C. F. (eds.), *Modelling of atmospheric flow fields*. World Scientific, Singapore, 617–633.
- Darby, L. S., Banta, R. M. i Pielke, R. A. (2002): Comparison between mesoscale model terrain sensitivity studies and Doppler Lidar measurements of the sea breeze at Monterey Bay. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2813–2838.

- Deardorf, J. W. (1978): Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83 (C4)**, 1889–1903.
- Defant, F. (1950): Theorie der land- und seewinde. *Arch. Meteorol. Geoph. Biokl.* **A2**, 404–425.
- Defant, F. (1951): Local winds. *Compendium of Meteorology*. Amer. Meteorol. Soc., 655–672.
- Enger, L. i Grisogono, B. (1998): The response of Bora-type flow to sea surface temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 1227–1244.
- Estoque, M. A. (1962): The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 244–250.
- Finkele, K., Hacker, J. M., Kraus, H. i Byron-Scott, R. A. D. (1995): A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations. *Boundary-Layer Meteorol.*, **73**, 299–317.
- Fisher, E. L. (1961): A theoretical study of the sea breeze. *J. Meteorol.*, **18**, 216–233.
- Frizola, J. A. i Fisher, E. L. (1963): A series of sea breeze observations in the New York City area. *J. Appl. Meteorol.*, **2**, 722–739.
- Furberg, M., Steyn, D. G. i Baldi, M. (2002): The climatology of sea breezes on Sardinia. *Int. J. Climatol.*, **22**, 917–932.
- Flassak, T. (1990): Ein nicht-hydrostatisches mesoskaliges Modell zur Beschreibung der Dynamik der planetaren Grenzschicht. Ph.D. thesis, Fortschr.-Ber. 203pp. [Available from VDI Reihe 15, VDI – Verlag, Düsseldorf, Germany]
- Green, J. S. A. i Dalu, G. A. (1980): Mesoscale energy generated in the boundary layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 721–726.
- Grisogono, B. i Tjernström, M. (1996): Thermal mesoscale circulation on the Baltic coast. 2. Perturbation of surface parameters. *J. Geophys. Res.*, **101**, 18999–19012.
- Grisogono, B., Ström, L. i Tjernström, M. (1998): Small-scale variability in the coastal atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **88**, 23–46.
- Grisogono, B. i Enger, L. (2004): Boundary-layer variations due to orographic-wave breaking in the presence of rotation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2991–3014.
- Harten, A. (1986): On a large time-step high resolution scheme. *Math. Comp.*, **46**, 379–399.
- Haurwitz, B. (1947): Comments on the sea-breeze circulation. *J. Meteorol.*, **4**, 1–8.
- Holland, G. J. i McBride, J. L. (1989): Quasi-trajectory analysis of a sea-breeze front. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **115**, 571–580.
- Hsu, R. A. (1988): *Coastal meteorology*. Academic Press, San Diego, CA, 260 str.
- Ivatek-Šahdan, S. i Tudor, M. (2004): Use of high-resolution dynamical adaptation in operational suite and research impact studies. *Meteorol. Z.*, **13**, 99–108.
- Jančijev, S. (1996): *Numerički model obalne cirkulacije (zmorca)*. Diplomski rad, Geofizički odsjek, PMF, Zagreb.
- Juras, J. (1962): *Utjecaj konfiguracije terena na lokalnu cirkulaciju u Istri*. Diplomski rad, Geofizički odsjek, PMF, Zagreb.
- Jurčec, V., Ivančan-Picek, B., Tutiš, V. i Vukičević, V. (1996): Severe Adriatic Jugo wind'. *Meteorol. Z.*, **5**, 67–75.
- Kessler, R. C. i Douglas, S. G. (1991): A numerical study of mesoscale eddy of mesoscale eddy development over the Santa Barbara Channel. *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 633–651.
- Klemp, J. B. i Durran, D. R. (1983): An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 430–444.
- Kunz, R. i Moussiopoulos, N. (1995): Simulation of the wind field in Athens using refined boundary conditions. *Atmos. Environ.*, **29**, 3575–3591.
- Kusuda, M. i Alpert, P. (1983): Anti-clockwise rotation of the wind hodograph. Part I: Theoretical study. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 487–499.
- Kusuda, M. i Abe, N. (1989): The contribution of horizontal advection to the diurnal variation of the wind direction of land-sea breezes: Theory and observations. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **67**, 177–184.

- Lin, Y. L., Darrell, B. E., i Chiao, S. (2002): Orographic influences on rainfall and track deflection associated with the passage a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2929–2950.
- Lu, R. i Turco, R. P. (1995): Air pollutant transport in a coastal environment. Part II: Three-dimensional simulations over Los Angeles basin. *Atmos. Environ.*, **29**, 1499–1518.
- Lukšić, I. (1968): Zmorac i kopnenjak u Sutivanu na otoku Braču. *Hidrogr. godišnjak* 1967, 125–136.
- Lukšić, I. (1989): Dnevni periodički vjetrovi u Senju. *Geofizika*, **6**, 59–74.
- Lukšić, I. (1991): Obalna cirkulacija u Sutivanu na otoku Braču. *Priroda*, **8**, 31–33.
- Lukšić, I. (1995): Zmorac i kopnenjak u Goveđarima na otoku Mljetu. *Hrv. meteorol. časopis*, **30**, 39–53.
- Lukšić, I. (1996): Zmorac i kopnenjak na Kornatima. *Hrv. meteorol. časopis*, **31**, 103–119.
- Mangia, C., Martano, P., Miglietta, M. M., Morabito, A. i Tanzarella, A. (2004): Modelling local winds over the Salento peninsula. *Meteorol. Appl.*, **11**, 231–244.
- Mahrer, Y. i Pielke, R. A. (1977): The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151–1162.
- Mahrer, Y. i Segal, M. (1985): On the effects of island's geometry and size on inducing sea breeze circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 170–174.
- Makjanić, B. (1958): *Obalni sistem cirkulacije u dnevnom periodu: prilog matematičkoj teoriji i analiza pojava u primorju Jugoslavije*. Doktorski rad na Sveučilištu u Zagrebu, 146 str.
- Makjanić, B. (1966): Prilog poznavanju klime grada Senja. *Pomorski zbornik* **4**, 603–624.
- Makjanić, B. (1976): A short account of the climate of the town Senj. in Yoshino, M.M. (ed.), *Local Wind Bora*, Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 145–152.
- Marić, T. (1998): Dinamička klimatologija zmorca u području Šibenika za ljetne mjesecce. Diplomski rad, Geofizički odsjek, PMF, Zagreb.
- McPherson, R. D. (1970): A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 767–777.
- Melas, D., Ziomas, I., Klemm, O. i Zerefos, C. S. (1998): Anatomy of the sea-breeze circulation in Athens area under weak large-scale ambient winds. *Atmos. Environ.*, **32**, 2223–2237.
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W. i H. Mao (2003): Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Rev. Geophys.*, **41**, 1–31.
- Moussiopoulos, N. (1987): An efficient scheme to calculate radiative transfer in mesoscale models. *Environ. Software*, **2**, 172–191.
- Moussiopoulos, N. (1994): 'MEMO - A non-hydrostatic mesoscale model'. Pp. 7–22 in *The EUMAC Zooming Model: Model structure and applications*. Garmish-Partenkirchen, Germany.
- Moussiopoulos, N. i Flassak, T. (1989): A diagnostic wind model and its interactions with observations and experiments. In: *Computers and experiments in fluid flow* (eds. Carlomagno, G. M. and Brebbia, C. A.). Springer, Berlin, 239–250.
- Moussiopoulos, N., Sahm, P., Karatzas, K., Papalexiou, S. i Karagiannidis, A. (1997): Assessing the impact of the new Athens airport to urban air quality with contemporary air pollution models. *Atmos. Environ.*, **31**, 1497–1511.
- Nitis, T., Kitsiou, D., Bencetić Klaić, Z., Telišman Prtenjak, M. i Moussiopoulos, N. (2005): The effects of basic flow and topography on the development of the sea breeze over a complex coastal environment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 305–328.
- Olliphant, A. J., Sturman, A. P. i Tapper, N. J. (2001): The evolution and structure of a tropical island sea/land-breeze system, Northern Australia. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **78**, 45–59.
- Ohashi, Y. i Kida, H. (2002): Local circulation developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas: A numerical study with a mesoscale atmospheric model. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 30–45.
- Orlić, M., Penzar, B., i Penzar, I. (1988): Adriatic sea and land breezes: Clockwise versus snticlockwise rotation. *J. Appl. Meteorol.*, **27**, 675–679.

- Pandžić, K. i Likso, T. (2005): Eastern Adriatic typical wind field patterns and large-scale atmospheric conditions. *Int. J. Climatol.*, **25**, 81–98.
- Penzar, B. (1968): Neke osobine tipova vremena na Jadranu. *Hidrogr. godišnjak 1967*, 99–124.
- Penzar, B. (1976): *Klima makroregionalnih gradova SR Hrvatske*. Posebni otisak iz knjige: Centralna naselja i gradovi SR Hrvatske, Školska knjiga, Zagreb, 163–191.
- Penzar, B. (1977): *Vjetar*. Prilozi poznavanju vremena i klime SFRJ2, 41–117.
- Penzar, B. i Makjanić, B. (1978): *Uvod u klimatologiju*. Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb, 206 str.
- Penzar, B., Penzar, I. i Orlić, M. (1988): Neke karakteristike cirkulacije zraka duž obalnog područja SR Hrvatske. X Kongres o energiji, Opatija, 105–158.
- Penzar, B., Penzar, I. i Orlić, M. (1996): Periodičke promijene vjetra na Palagruži-Jadranski dragulj. Hrvatska pomorska meteorološka služba, Split, 245–250.
- Penzar, B., Penzar, I. i Orlić, M. (2001): *Vrijeme i klima hrvatskog Jadrana*. Nakladna kuća «Dr. Feletar», Hrvatski hidrografski institut Split, Zagreb, 258 str.
- Physick, W. (1976): A numerical model of the sea breeze phenomenon over a lake or gulf. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2107–2135.
- Pielke, R. A. (1974): A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115–139.
- Pielke, R. A. (2002): *Mesoscale meteorological modeling*. Academic Press, San Diego, CA, 676 str.
- Poje, D. (1995): O nazivlju vjetrova na Jadranu. *Hrv. meteorol. časopis*, **30**, 55–62.
- Ramis, C. i Romero, R. (1995): A first numerical simulation of the development and structure of the sea breeze on the island of Mallorca. *Ann. Geophys.*, **13**, 981–994.
- Rogers, D. P., Dorman, C. E., Edwards, K. A., Brooks, I. M., Melville, W. K., Burk, S. D., Thompson, W. T., Holt, T., Ström, L. M., Tjernström, M., Grisogono, B., Bane, J. M., Nuss, W. A., Morley, B. M., i Schanot, A. J. (1998): Highlights of coastal waves 1996. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **79**, 1307–1326.
- Sandvik, A. D. (1998): Implementation and validation of a condensation scheme in a nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1882–1905.
- Simpson, J. E., Mansfield, D. A. i Milford, J. R. (1977): Inland penetration of sea breeze fronts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **103**, 47–76.
- Simpson, J. E. (1994): *Sea breeze and local winds*. Cambridge University press, 234 str.
- Soriano, C., Baldasano, J. M., Buttler, W. T. i Moore, K. R. (2001): Circulatory patterns of air pollutants within the Barcelona air basin in a summertime situation: Lidar and numerical approaches. *Boundary-Layer Meteorol.*, **98**, 33–55.
- Stephan, K., Kraus, H., Ewenz, C. M. i Hacker, J. M. (1999): Sea-breeze front variations in space and time. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **70**, 81–95.
- Steyn, D. G. i Kallos, G. (1992): A study of the dynamics of hodograph rotation in the sea breezes of Attica, Greece. *Boundary-Layer Meteorol.*, **58**, 215–228.
- Stull, R. B. (1988): *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer, Dordrecht, 666 str.
- Supić, N. i Orlić, M. (1992): Annual cycle of sea surface temperature along the east Adriatic coast. *Geofizika*, **9**, 79–97.
- Telišman Prtenjak, M. (1998/1999): Prikaz dosadašnjih istraživanja obalne cirkulacije na Jadranu u Hrvatskoj. *Hrv. meteorol. časopis*, **33/34**, 63–69.
- Telišman Prtenjak, M. (2003): Main characteristics of sea/land breezes along the eastern coast of the Northern Adriatic. *Geofizika*, **20**, 75–92.
- Telišman Prtenjak, M. i Grisogono, B. (2002): Idealised numerical simulations of diurnal sea breeze characteristics over a step change in roughness. *Meteorol. Z.*, **11**, 345–360.
- Telišman Prtenjak, M., Grisogono, B. i Nitit, T. (2006): Shallow mesoscale flows at the north-eastern Adriatic coast. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, (uvjetno prihvaćeno).
- Tijm, A. B. C., Holtslag, A. A. M. i van Delden, A. J. (1999): Observations and modeling of the sea breeze with the return current. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 625–640.

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

- Tjernström, M. i Grisogono, B. (1996): Thermal mesoscale circulations on the Baltic coast. Part 1: Numerical case study. *J. Geophys. Res.*, **101**, 18979–18997.
- Tjernström, M. i Grisogono, B. (2000): Simulations of super-critical flow around points and capes in a coastal atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 108–135.
- Toll, I. i Baldasano, J. M. (2000): Modelling of photochemical air pollution in the Barcelona area with highly disaggregated anthropogenic and biogenic emissions. *Atmos. Environ.*, **34**, 3069–3084.
- Trošić, T. (2002): Klimatske osobine donje grane cirkulacijskih čelija duž istočne obale Jadranu. *Hrv. meteorol. časopis*, **37**, 27–36.
- Ulrickson, B. L. i Mass, C. F. (1990): Numerical investigation of mesoscale circulation over the Los Angeles basin. Part I: A verification study. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2138–2161.
- Xian, Z. i Pielke, R. A. (1991): The effects of width of landmasses on the development of sea breezes. *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 1280–1304.

PRILOG A

Jednadžbe MEMO6 modela

Osnovne jednadžbe MEMO6 modela

U modelu se koriste jednadžba kontinuiteta, prognostičke jednadžbe gibanja za zonalnu (u) i meridionalnu (v) horizontalnu i vertikalnu (w) komponentu brzine vjetra, te prognostičke jednadžbe za skalare Ψ (Θ , specifičnu vlažnost i TKE). U Kartezijevom koordinatnom sustavu (x, y, z) one izgledaju u formi toka:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0, \quad (A1)$$

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uu)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho vu)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho uw)}{\partial z} = -\frac{\partial p'}{\partial x} + R_u + C_u, \quad (A2)$$

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uv)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho vv)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho vw)}{\partial z} = -\frac{\partial p'}{\partial y} + R_v + C_v, \quad (A3)$$

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uw)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho vw)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho ww)}{\partial z} = -\frac{\partial p'}{\partial z} + R_w + C_w - gp', \quad (A4)$$

$$\frac{\partial(\rho \psi)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u \psi)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v \psi)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w \psi)}{\partial z} = R_\psi + Q_\psi, \quad (A5)$$

gdje R_u, R_v, R_w i R_ψ označavaju turbulentnu razmjenu, a C_u, C_v i C_w članove Coriolisove sile u x, y, z smjeru. Član izvora ili ponora skalarne veličine u jed. (A5) označen je kao R_ψ . Za Θ , ovaj član uključuje emisiju antropogene topline i divergenciju toka zračenja. Za TKE, ovaj član uključuje produkcijsku TKE uslijed smicanja i uzgona kao i ponor TKE uslijed disipacije.

Varijable su raspisane kao zbroj srednjeg i perturbiranog stanja:

$$p = \bar{p}(z) + p'(x, y, z, t), \quad (A6)$$

$$\rho = \bar{\rho}(z) + \rho'(x, y, z, t), \quad (A7)$$

$$\Theta = \bar{\Theta}(z) + \Theta'(x, y, z, t). \quad (A8)$$

Perturbacija tlaka sastoji se od svoje tri komponente:

$$p = p_g + p_h + p_{nh}. \quad (A9)$$

Prvi član na desnoj strani omogućava uvažavanje horizontalnog gradijenta tlaka velike skale u mezoskalnoj domeni. Komponente ovog gradijenta tlaka su:

$$-\frac{\partial p_g}{\partial x} = -\rho f v_g, \quad (A10)$$

$$-\frac{\partial p_g}{\partial y} = +\rho f u_g, \quad (A11)$$

gdje je f Coriolisov parametar, a u_g i v_g komponente geostrofičkog vjetra.

Hidrostaticki dio perturbacije tlaka dobiva se integriranjem jednadžbe hidrostatike:

$$\frac{\partial p_h}{\partial z} = -\rho' g, \quad (A12)$$

Jednadžbe (A1)-(A5) su osnovne jednadžbe MEMO6 modela.

Parametrizacije turbulentnih tokova MEMO6 modela

Članovi turbulentne razmjene za količinu gibanja i skalare iz jed. (A2)-(A5) može se prikazati pomoću divergencije odgovarajućih turbulentnih tokova. Ukoliko turbulentciju opisujemo poznatim statističkim metodama, članovi turbulentne razmjene poprimaju sljedeći oblik:

$$R_u = -\frac{\partial(\rho \bar{u}' u')}{\partial x} - \frac{\partial(\rho \bar{v}' u')}{\partial y} - \frac{\partial(\rho \bar{w}' u')}{\partial z}, \quad (A13)$$

$$R_v = -\frac{\partial(\rho \bar{u}' v')}{\partial x} - \frac{\partial(\rho \bar{v}' v')}{\partial y} - \frac{\partial(\rho \bar{w}' v')}{\partial z}, \quad (A14)$$

$$R_w = -\frac{\partial(\rho \bar{u}' w')}{\partial x} - \frac{\partial(\rho \bar{v}' w')}{\partial y} - \frac{\partial(\rho \bar{w}' w')}{\partial z}, \quad (A15)$$

$$R_\Psi = -\frac{\partial(\rho \bar{u}' \Psi')}{\partial x} - \frac{\partial(\rho \bar{v}' \Psi')}{\partial y} - \frac{\partial(\rho \bar{w}' \Psi')}{\partial z}. \quad (A16)$$

Upotrebom K -teorije gornji izrazi (A13)-(A16), turbulentni tokovi, mogu se raspisati kao:

$$\bar{u}_i \bar{u}_j = -K_m \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (A17)$$

$$\bar{u}_i \bar{\Psi}' = -K_\Psi \frac{\partial \Psi'}{\partial x_i}, \quad (A18)$$

gdje je K_m "koeficijent" turbulentne razmjene količine gibanja i K_Ψ je "koeficijent" turbulentne razmjene skalarne veličine. Ti "koeficijenti" ovise o strujanju i potrebno ih je dalje parametrizirati. Za to nam je potreban turbulentni Prandtlov broj:

$$\text{Pr}_t^{-1} = \begin{cases} 1 & ; z - h(x, y) \geq z_D \\ \left(1.35 - 0.35 \frac{z - h(x, y)}{z_D} \right) & ; z - h(x, y) < z_D \end{cases}, \quad (A19)$$

gdje je $h(x,y)$ visina terena, a $z_D = 1000$ m, kao i gradijent Richardson-ov broj (Stull 1988) koji predstavlja omjer uzgonskog i mehaničkog člana produkциje (ponora) TKE:

$$Ri_g = \frac{\frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2}. \quad (A20)$$

Ri_g je mjera statičke stabilnosti graničnog sloja. Potrebno je također definirati i duljinu miješanja, l , te je odabran sljedeći izraz:

$$l = \left(\frac{1}{l^\infty} + \frac{1}{k(z - h(x,y))} \right)^{-1}, \quad (A21)$$

gdje je k von Kármánova konstanta (npr. Blackadar 1962). U MEMO6 granična vrijednost za duljinu miješanja, l^∞ je:

$$l^\infty = \max(30m, 0.00027|V_g|/f). \quad (A22)$$

I konačno K_m i K_ψ se računaju iz:

$$K_m = l^2 \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2} \sqrt{1 - \text{Pr}_t^{-1} \cdot Ri_g}, \quad (A23)$$

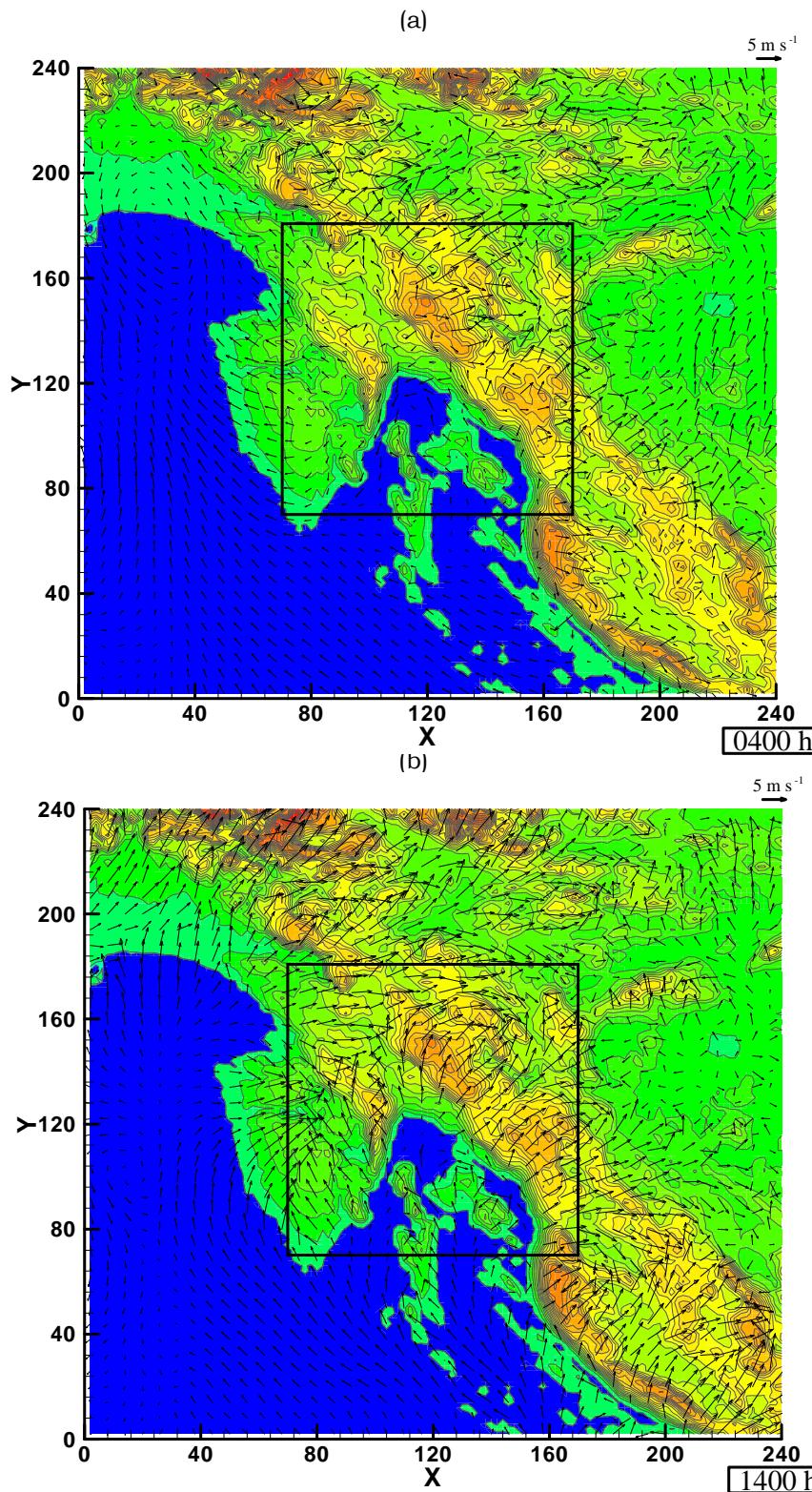
$$K_\psi = \frac{K_m}{\text{Pr}_t}, \quad (A24)$$

te se time zatvara sustav osnovnih jednadžbi i parametrizacija turbulentnih tokova u MEMO6 modelu. Prešutno je turbulentna vodljivost K_ψ za sve skalare jednaka.

PRILOG B

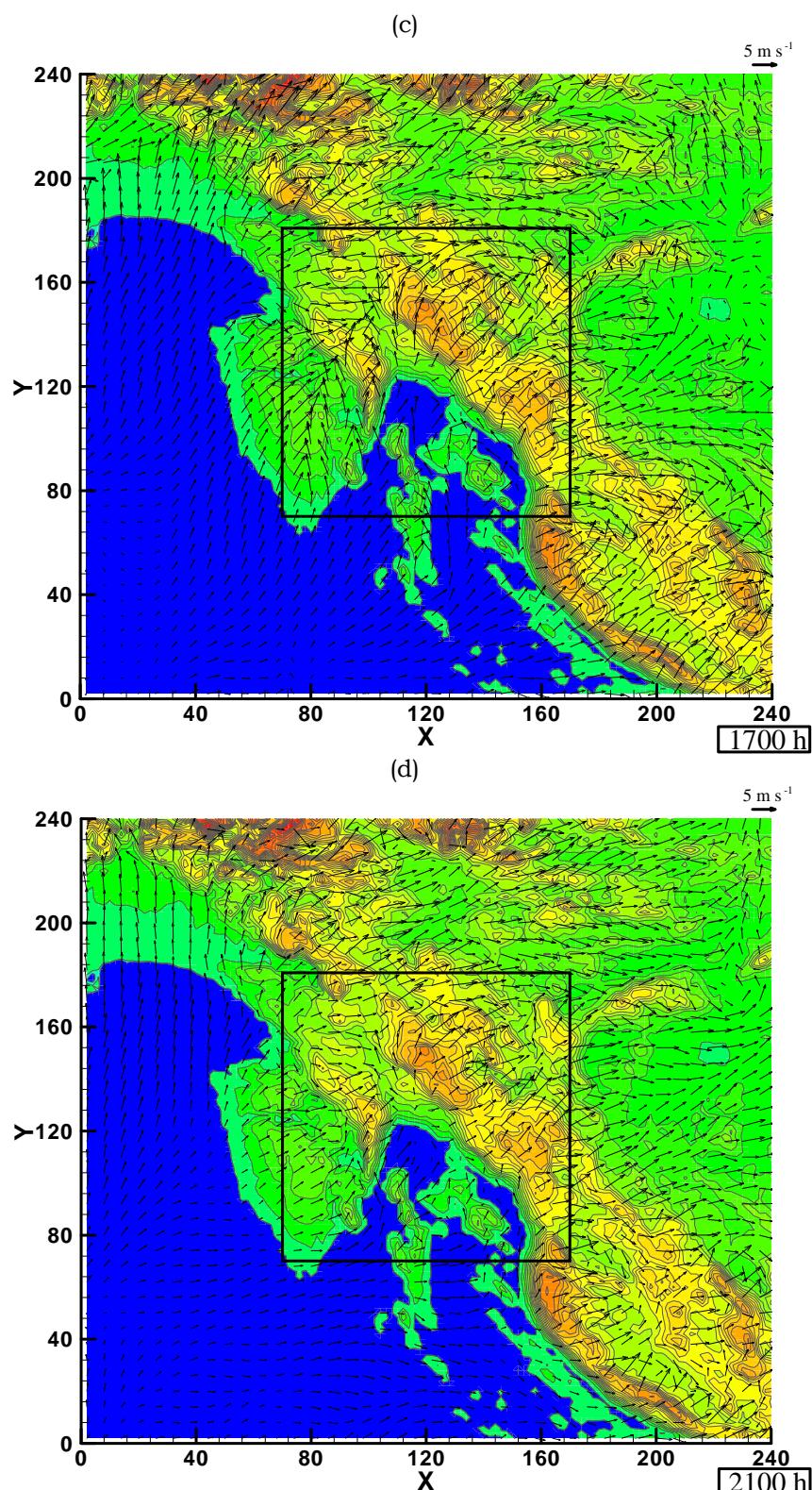
Simulacije vjetra za razdoblja (A) – (C): Velika domena

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu



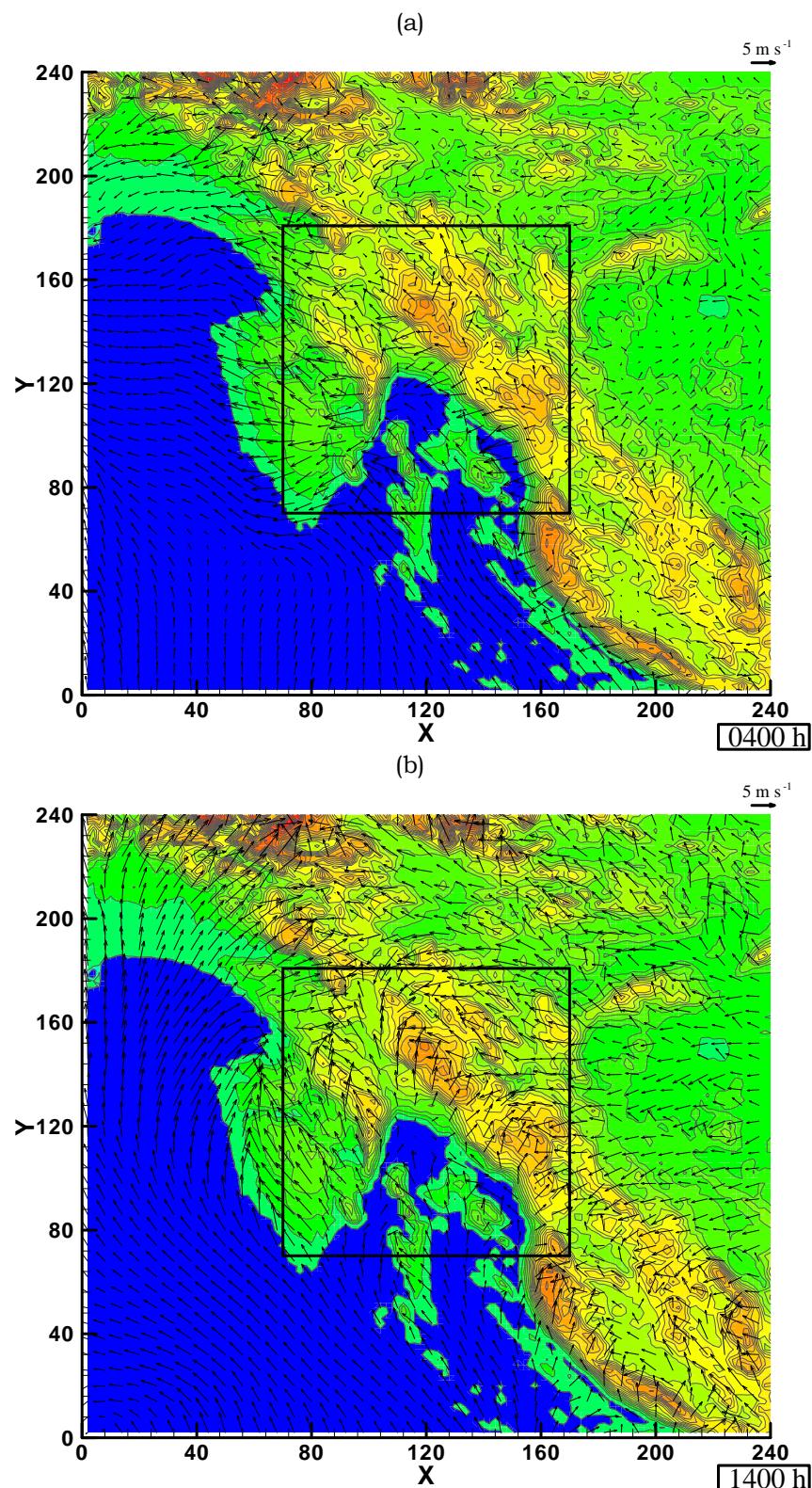
Slika B1: Modelirano polje strujanja 10 m iznad tla u velikoj domeni za 20. lipnja 2000. za T0 test.: (a) 0400h, (b) 1400 h, (c) 1700 h i (d) 2100 h. Kvadrat na slici označava malu domenu. Vektor vjetra nacrtan je svakih 6 km. Referentni vektor iznosi 5 m s^{-1} (gore desno).

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

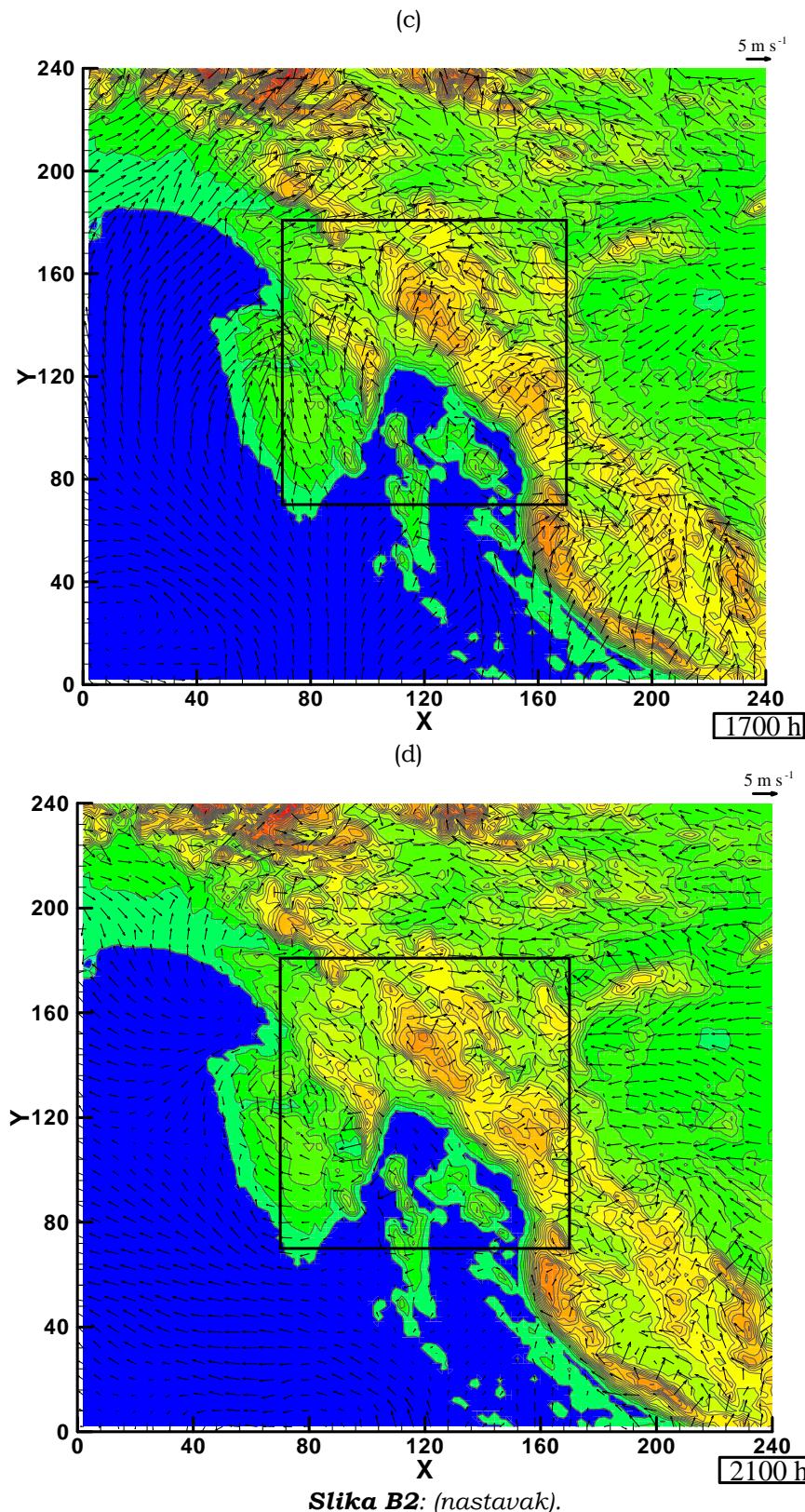


Slika B1: (nastavak).

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

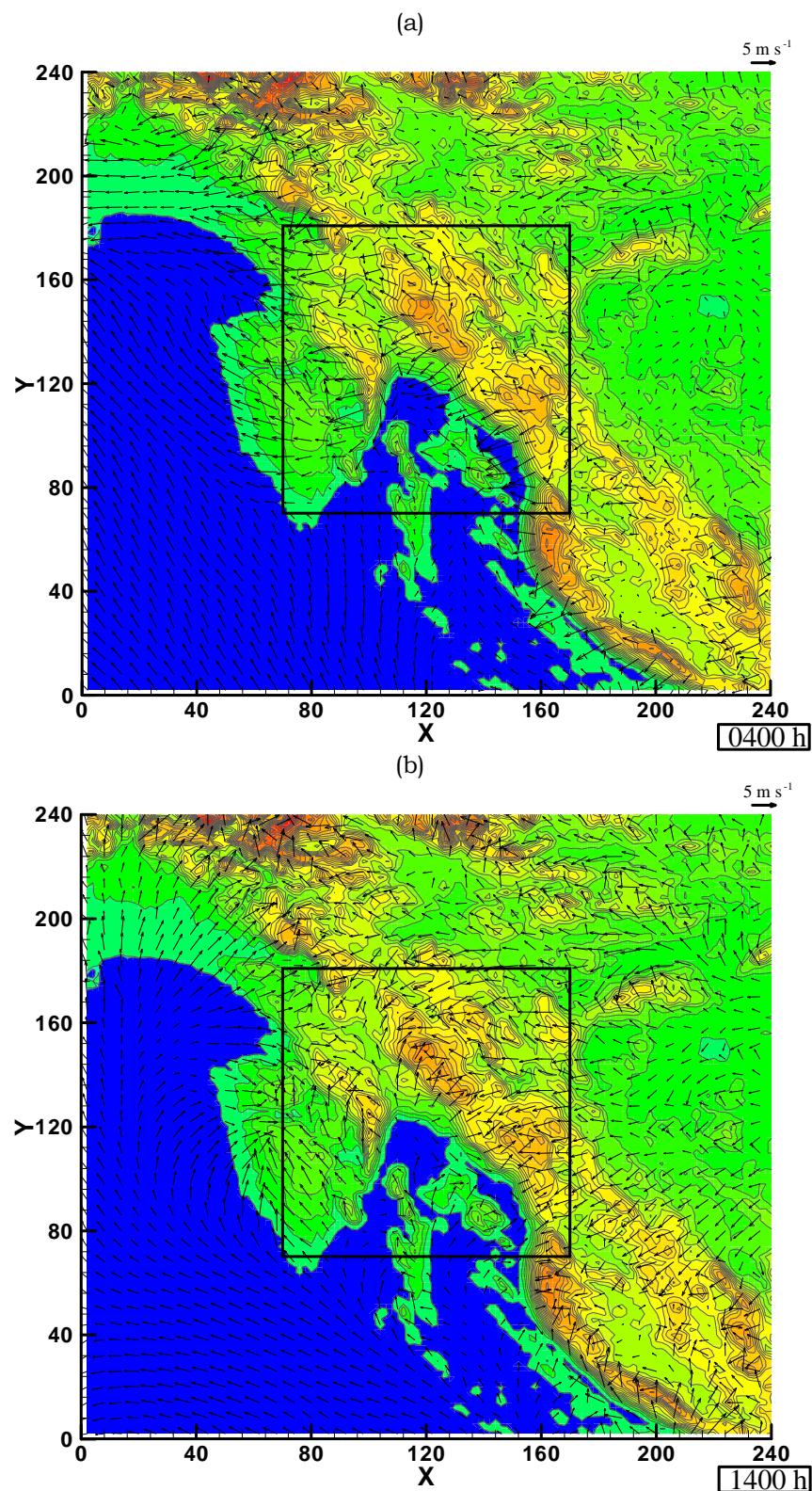


Slika B2: Isto kao i na Sl. B1 osim za 26. lipnja 1999. godine iz razdoblja (B): (a) 0400h, (b) 1400 h, (c) 1700 h, (d) 2100 h.



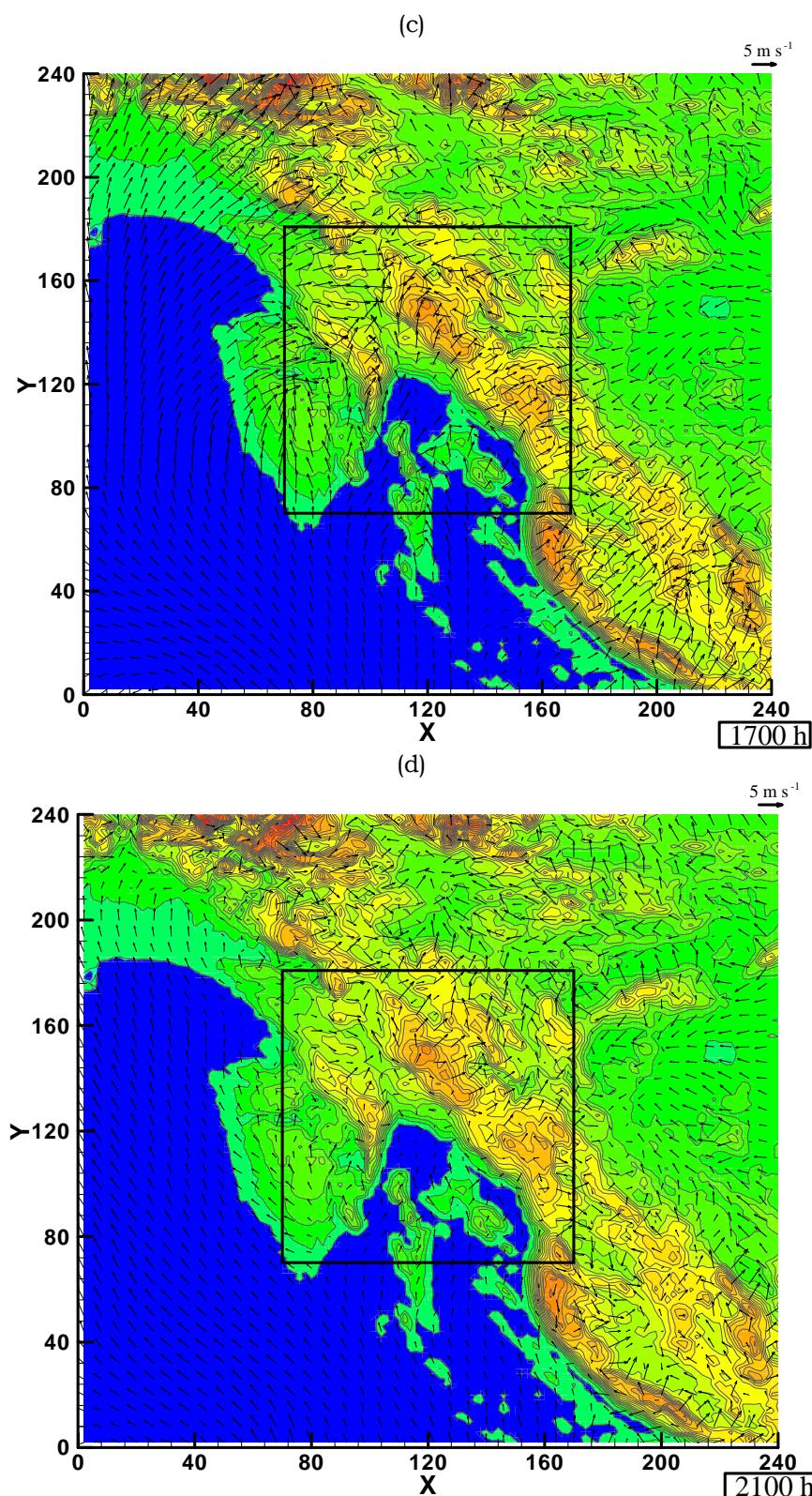
Slika B2: (nastavak).

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu



Slika B3: Isto kao i na Sl. B1 osim za 06. rujna 1999. godine iz razdoblja (C): (a) 0400h, (b) 1400h, (c) 1700 h, (d) 2100 h.

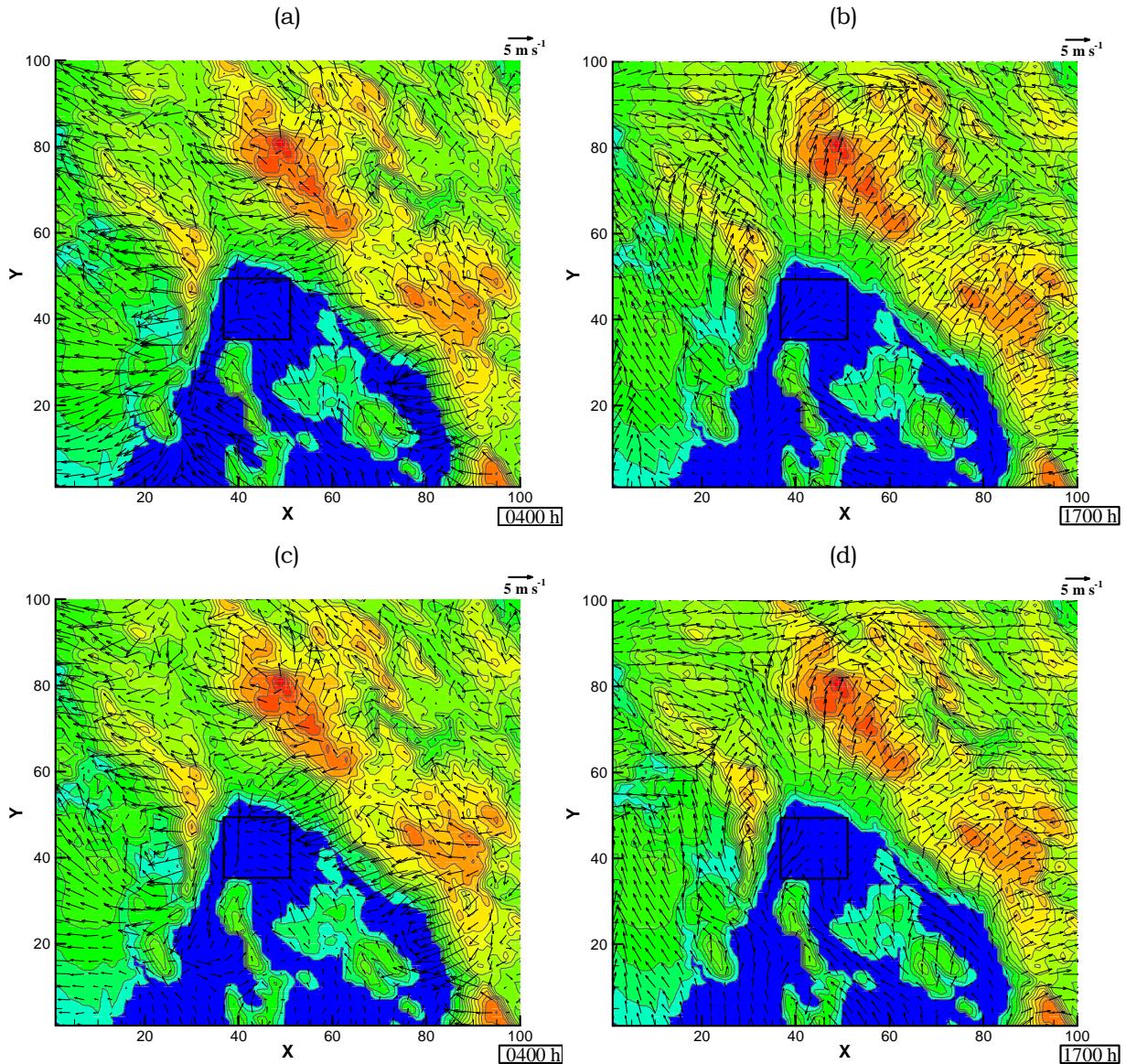
Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu



Slika B3: (nastavak).

PRILOG C

Simulacije vrtloga za (B) i (C) razdoblje: Mala domena



Slika C: Modelirano polje strujanja 10 m iznad tla u maloj domeni za 0400h i 1700 h za (a, b) 26. lipnja 1999., (c, d) 06. rujna 1999. Pravokutnik na slici označava dio domene gdje se računa vrtložnost i divergencija mezoskalnog vrtloga u Riječkom zaljevu. U 0400 h vrtloženje ciklonalnog smjera ($\max |\zeta| = 22f$ (za 26. lipnja) i $\max |\zeta| = 18f$ (za 06. rujna)) dominira u prevladavajuće konvergentnom polju unutar pravokutnika. U 1700 h vrtloženje anticiklonalnog smjera ($\max |\zeta| = 5f$ (za 26. lipnja) i $\max |\zeta| = 18f$ (za 06. rujna)) dominira u prevladavajuće konvergentnom polju unutar pod-domene. Vektor vjetra nacrtan je svakih 3 km, a referentni vektor je 5 m s^{-1} (gore desno).

SAŽETAK

U radnji se analizira pojava obalne cirkulacije na sjevernom Jadranu tijekom ljetnih mjeseci na deset odabralih postaja. Postaje koje su uzete za analizu su Pula-aerodrom, Opatija, Rijeka, Senj, Malinska, Rijeka-aerodrom, Mali Lošinj, Rab, Zadar te Zadar-aerodrom. Cilj je bio istražiti učestalost, vrijeme početka i završetka smorca, prosječno trajanje smorca odnosno kopnenjaka, te utjecaj Coriolisove sile na rotaciju vektora vjetra tijekom dana i mogućih drugih faktora (termičko i mehaničko djelovanje strme obale na primjer). U tu svrhu obrađena su prizemna mjerena vjetra, temperature zraka i površinske temperature mora te njihovi međusobni odnosi na 10 odabralih glavnih postaja. Analiza mjerena temeljila se na odabranom skupu dana s pojmom obalne cirkulacije koristeći pritom nekoliko kriterija. Na osnovu vektorskih srednjaka vjetra dobiveni su klimatološki hodografi vjetra za razdoblje 1991-2004.

Najjači smorac uočen je na postajama Pula-aerodrom i Zadar-aerodrom, a najučestaliji smorac na postajama Opatija te u Zadru i na Zadar-aerodromu. Najrjeđi, najslabiji i najkraći smorac zabilježen je u Senju. Prosječan smorac započinje oko 0800 h (vrijeme prema SEV) i traje do 1900 h s manjim prostornim i vremenskim razlikama. Mjerena pokazuju da smorac uglavnom postiže maksimalne brzine između 1400 i 1500 h. Senj je jedina postaja na kojoj brzine smorca dosežu maksimum u 1100 h, a noćni lokalni vjetar dvostruko je jači od dnevnog.

Maksimumi srednjih dnevnih hodova temperature zraka i površinske temperature mora pod većim su utjecajem sinoptičkih poremećaja prema sjevernom zatvorenom dijelu jadranskog bazena. Na postajama smještenim u Riječkom zaljevu i Velebitskom kanalu uočen je znatniji utjecaj poremećaja na temperaturnu razliku između kopna i mora.

Oblici klimatoloških hodografa pokazali su velik utjecaj topografije. Na većini postaja prevladava kruženje vektora vjetra tijekom dana u smjeru kazaljke na satu koje je tipično za sjevernu hemisferu zbog utjecaja Coriolisove sile. Međutim osim, već poznatog atypičnog zakretanja vjetra suprotno od kazaljke na satu u Senju, Malinska je nova uočena postaja s atypičnom rotacijom. Hodografi za postaje Pula-aerodrom, Rijeka-aerodrom i Mali Lošinj pod utjecajem su međudjelovanja nekoliko sustava obalne cirkulacije. Rezultati za Zadar, Senj i Opatiju pokazali su velik utjecaj topografije na kanaliziranje vjetra nad tim lokacijama.

U drugom dijelu nehidrostatickim mezoskalnim numeričkim modelom simuliraju se tri odabrana razdoblja s obalnom cirkulacijom. Glavni je cilj bio analizirati osnovne karakteristike mezoskalnog strujanja te uočiti i istražiti varijabilnosti male skale u trodimenzionalnom polju vjetra kao što su konvergentne zone, mezoskalni vrtlozi i kanaliziranje vjetra. Usporedba trodimenzionalnih rezultata modela s dostupnim mjerjenjima i klimatološkim strujnicama pokazala je zadovoljavajuće slaganje.

Rezultati numeričkih simulacija pokazali su da je model sposoban reproducirati obalnu cirkulaciju specifičnih mezoskalnih karakteristika u vrlo složenom terenu. Tijekom noći, nad Istrom prevladava relativno slabo strujanje, a nad Kvarnerom se pojavljuju dva ciklonalna vrtloga, u Riječkom zaljevu i između Istre i otoka Cresa. Danju smorac dominira nad čitavim sjevernim Jadranom s pojmom nekoliko intenzivnih konvergentnih zona. Prva veća i šira, formira se duž poluotoka Istre, dok se

Numeričko simuliranje obalne cirkulacije zraka na sjevernom Jadranu

druge dvije formiraju na otoku Krku. Potpuno razvijena dnevna prizemna struja zraka puše nekoliko sati, pred kraj dana smorac slabi, a u Riječkom zaljevu se javlja vrtloženje anticiklonalnog smjera.

Osim simulacija realnih slučajeva, provedeni su i testovi osjetljivosti radi procijene utjecaja sinoptičkih uvjeta i topografije za jedno simulirano razdoblje. Testovi su pokazali da topografija utječe na početni položaj konvergentne zone, dok sinoptički procesi utječe na njenu brzinu pomicanja prema istoku tijekom dana. Konvergentna zona nad otokom Krkom i kanalizirana struja znatno ovise o visini terena i obliku obale. Pokazalo se da topografija mnogo više nego vjetar na sinoptičkoj skali povećava i visinu smorca i vertikalni položaj njegovih maksimalnih brzina, iako smanjuje same maksimalne brzine. Za razliku od smorca (donje grane cirkulacije), gornja grana strujanja obalne cirkulacije pod znatnjim je utjecajem sinoptičkog vjetra.

Mezoskalni vrtlozi formiraju se unutar Kvarnera tijekom 24 sata kao rezultat topografije. Noćni, dublji vrtlog pokazuje ciklonalnu rotaciju, dok popodnevni ima rotaciju u anticiklonalnom smjeru. Razlog noćnog vrtloga je katabatičko strujanje koje se javlja niz obronke okolnih planina i nosi zrak prema Riječkom zaljevu. Tijekom poslijepodneva, i anabatičko strujanje i dobro razvijen smorac, zbog razvedene obalne geometrije i visine terena, uzrokuju poslijepodnevni vrtlog.

Testovima osjetljivosti procjenjivale su se karakteristike graničnog sloja i oblika hodografa nekih postaja. Hodografi kontrolnog slučaja razdoblja (A) i testova osjetljivosti uspoređeni su s mjerenim hodografima za odabrani dan i s klimatološkim hodografima. Model je relativno dobro reproducirao oblik i smjer rotacije hodografa u oba tipa; u smjeru kazaljke na satu za postaje Pula-aerodrom, Opatija, Rijeka te suprotno kazaljci na satu za Malinsku. Iako za Senj postoji slabije podudaranje modeliranog i mjerенog hodografa, u ostalim slučajevima modelirani hodograf se vrlo dobro slaže s oblikom klimatološkog hodografa. Testovi osjetljivosti pokazali su da su konvergentne zone usko vezane s rotacijom hodografa za postaje Pula-aerodrom i Malinska. Hodografi u Opatiji, Rijeci i Senju ovisni su o utjecaju vjetra cirkulacije obronka.

Numeričke simulacije pokazale su da otoci utječu na brzine vjetra u Kvarneru tako što ih smanjuju prijepodne, a povećavaju poslijepodne (prosječno za 1/3 tijekom dana u oba slučaja).

SUMMARY

NUMERICAL SIMULATIONS OF THE SEA/LAND BREEZES ALONG NORTH-EASTERN ADRIATIC COAST

An average daily wind regime along the Northern-Eastern Adriatic coast has been examined for 10 meteorological stations for the summertime sea/land breeze circulation. The stations considered are Pula-airport, Opatija, Rijeka, Senj, Malinska, Rijeka-airport, Mali Lošinj, Rab, Zadar and Zadar-airport. The aim was to analyze a frequency, times of onset and cessation, an average duration of sea/land breezes, and an impact of the Coriolis force on the wind vector rotation at these chosen stations. For this purpose, the surface measurements of wind, the air temperature and the sea surface temperature and their relationships were analyzed. According to several criteria a dataset with the sea/land breeze days were formed for the period 1991-2004 and climatological wind hodographs were calculated for considered stations.

The strongest sea breeze was found at the stations Pula-airport and Zadar-airport and the most frequent ones at Opatija, Zadar and Zadar-airport. At Senj the rarest, the weakest and the shortest sea breeze was observed. An average duration of the sea breeze lasted 10 hours starting at 0800 h with minor spatial and temporal differences. The measurements of all stations showed that the sea breezes reached maxima speeds between 1400 and 1500 h. At Senj as an exception again, the sea breeze reached its maximum at 1100 h and the nighttime winds were doubled compared to the daytime values.

Maxima of the averages daily cycles of both the air and sea surface temperatures were much influenced by the large scale conditions toward north compared with the southerly values. Furthermore, the large scale influence diminishes toward the south concerning the sea-land temperature difference at the stations placed at Rijeka Gulf and Velebit channel. At other stations there was no obvious relationship.

The shapes of the average climatological hodographs are highly dependent of the local terrain characteristics. At most stations, the clockwise rotation of the hodographs prevails that is typical for the Northern hemisphere due to Coriolis force. Except the known anti-clockwise rotation that is found and confirmed for Senj, Malinska is another station with the same diurnal behavior of the wind rotation. While the hodographs for Pula, Rijeka-airport and Mali Lošinj display a later onset of the prevailing sea breeze because of the interaction among several sea breeze circulations, the results for Opatija and Zadar show distorted hodographs because of the channeling effect.

In the second part of the Thesis, the nonhydrostatic mesoscale model is used to simulate three chosen periods from the selected dataset of the sea/land breeze days. The main goal was to analyze main characteristics of the mesoscale flow and investigate small-scale variability in the three-dimensional wind field such as convergence zones, mesoscale eddies, or channeling wind. The overall result of the numerical simulations agrees satisfactorily with the available observational measurements and a climatological surface flow pattern.

The results showed the model's ability to reproduce the sea breeze circulations with specific mesoscale characteristics over very complex topography. During nighttime, the wind was weak over most of Istria and two cyclonic circulations

appeared over the Rijeka Gulf and inside Vela Vrata. During the day, the sea breeze dominated over the study area with a clear appearance of several intensive convergence zones; the longer and broader one formed along Istria, while the other smaller ones over the island of Krk. The fully formed daytime near-surface flow had duration of several hours followed by the sea breeze weakening and a weak anticyclonic circulation inside the Rijeka Gulf.

Besides the control run, several sensitivity tests were performed to determine the roles of various topographical and synoptic features. The tests show that the orography had influence on the initial position of the Istrian convergence zone. More than the Istrian convergence zone, the convergence zone over the island of Krk and coastal jet-like flow were highly dependent on the terrain height and coastal geometry. The topography also increased, much more than the large-scale winds, both the landward growth and position of the maximum speed of the sea breeze over Rijeka and decreased its speed values. On the contrary, the return flow in the thermal circulation was influenced much more by the synoptic wind than the sea breeze.

Mesoscale eddies occurred inside the Kvarner Bay during 24 hours as a sole result of the topography. The nighttime deeper ones exhibited anti-clockwise rotation, while the late afternoon shallow one showed the opposite rotation. The reason for the morning eddies was katabatic flows from the surrounding mountains, conducting airflow toward the Rijeka Gulf. During the afternoon, both the anabatic flow and the mature sea breeze, due to the coastal geometry and terrain height caused the appearance of the afternoon eddy inside the shallow stable marine boundary layer. The diurnal eddy pattern has not been previously reported.

The sensitivity tests were also used to reveal both the boundary layer characteristics and a possible cause of the wind hodograph rotation at some stations. The shape of the wind hodographs of the control run (A) were compared with the shapes of the measured and climatological hodographs for the meteorological stations. The model was able to reproduce typical rotations of the wind hodographs in both directions; CW for Pula-airport, Opatija and Rijeka and ACW for Malinska. Although for Senj, agreement between measured and modeled hodographs was relatively poor, the later agreed very well with the climatological one. The numerical analysis of the numerical experiments showed that the convergence zones play crucial role in the shape of hodographs of Pula-airport and Malinska. The hodographs in Opatija, Senj and Rijeka are highly dependent on the slope winds effect.

The numerical simulations showed that the islands in Kvarner Bay influence the wind speed around Kvarner Bay. They decreased the wind speed in the morning and increased the wind speed in the afternoon by approximately 1/3.

ŽIVOTOPIS

Ime i prezime:

Maja Telišman Prtenjak

Osobni podaci:

Datum rođenja: 29. kolovoza 1970.

Mjesto rođenja: Zagreb, Hrvatska

Adresa:

Geofizički odsjek,
Prirodoslovno-matematički fakultet,
Sveučilište u Zagrebu,
Horvatovac bb, 10000 Zagreb
Tel. (+385 1) 46 05 926
Fax. (+385 1) 46 80 331
e-mail: telisman@rudjer.irb.hr

Obrazovanje:

1977. – 1989.

1989. - 1995.

1997. - 2001.

2001.

2001. – 2006.

1996.- 1997.

1997.- 2006.

rujan 1997.

Pohađam osnovnu i srednju školu u Zagrebu.

Studiram fiziku-geofiziku s meteorologijom na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu, Sveučilišta u Zagrebu.

Poslijediplomski studij prirodnih znanosti na Sveučilištu u Zagrebu.

Stjecanje stupnja magistra znanosti

Doktorski studij prirodnih znanosti na Sveučilištu u Zagrebu.

Kvalifikacija i stručno usavršavanje:

Obavljam poslove stručnog suradnika na Geofizičkom odsjeku, Prirodoslovno-matematičkog fakulteta, Sveučilišta u Zagrebu. Sudjelujem u nastavi u vježbama kolegija Dinamička meteorologija I, II i III.

Znanstvena sam novakinja Ministarstva znanosti i tehnologije na projektima "Međudjelovanje oceana i atmosfere" i "Sustav atmosfera-Jadran". Sudjelujem na nekoliko međunarodnih konferencijskih održanih u Trstu (Italija), Parizu (Francuska), Kranjskoj Gori (Slovenija), Lodzu (Poljska) te Zadru (Hrvatska). Također sudjelujem u održavanju nastave iz kolegija Dinamička meteorologija I-IV, Sinoptička meteorologija, Klimatologija I, II te Seminara iz klimatologije. Od 2003. tajnica sam časopisa Geofizika.

Boravim u Météo-France, Toulouse, Francuska zahvaljujući Državnom hidrometeorološkom zavodu i LACE (Limited Area Modelling for Central Europe) programu.

POPIS OBJAVLJENIH RADOVA

Znanstveni radovi u CC časopisima

1. Telišman Prtenjak, Maja; Grisogono, Branko; Nitis, Theodoros. SHALLOW MESOSCALE FLOWS AT THE NORTH-EASTERN ADRIATIC COAST. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (2006) (prihvaćen) (članak, znanstveni rad).
2. Nitis, Theodoros; Kitsiou, Dimitra; Bencetić Klaić, Zvjezdana; Telišman Prtenjak, Maja; Moussiopoulos, Nicolas. THE EFFECTS OF BASIC FLOW AND TOPOGRAPHY ON THE DEVELOPMENT OF SEA BREEZE OVER A COMPLEX COASTAL ENVIRONMENT. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131** (2005), 305-328 (članak, znanstveni rad).
3. Telišman Prtenjak, Maja; Grisogono, Branko. IDEALISED NUMERICAL SIMULATIONS OF DIURNAL SEA BREEZE CHARACTERISTICS OVER A STEP CHANGE IN ROUGHNESS. *Meteorol. Zeitschrift.* **11** (2002), 5; 345-360 (članak, znanstveni rad).
4. Bénard, Pierre; Marki, Antun; Neytchev, Plamen N.; Telišman Prtenjak, Maja. STABILIZATION OF NONLINEAR VERTICAL DIFFUSION SCHEMES IN THE CONTEXT OF NWP MODELS. *Mon. Wea. Rev.* **128** (2000), 6; 1937-1948 (članak, znanstveni rad).

Znanstveni radovi u časopisima s međunarodnom recenzijom

1. Kos, Igor; Belušić, Danijel; Jeričević, Amela; Horvath, Kristian; Koračin, Darko; Telišman Prtenjak, Maja. EDUCATION AND RESEARCH: INITIAL DEVELOPMENT OF THE ATMOSPHERIC LAGRANGIAN PARTICLE STOCHASTIC (ALPS) DISPERSION MODEL. *Geofizika.* **21** (2004); 37-52 (prethodno priopćenje, znanstveni rad).
2. Telišman Prtenjak, Maja; MAIN CHARACTERISTICS OF SEA/LAND BREEZES ALONG THE EASTERN COAST OF THE NORTHERN ADRIATIC. *Geofizika.* **20** (2003); 75-92 (prethodno priopćenje, znanstveni rad).
3. Telišman Prtenjak, Maja; Marki, Antun; Benard, Pierre. REFINEMENT OF THE VERTICAL DIFFUSION SCHEME IN ARPEGE/ALADIN MODEL. *Geofizika.* **15** (1998), 1; 27-51 (znanstveni rad).

Ostali radovi u časopisima s međunarodnom recenzijom

1. Telišman Prtenjak, Maja; Zitouni, Meriem; Srnec, Lidija. A MODELLING STUDY OF THE UNIVERSAL STABILITY FUNCTIONS IN SIMPLE NUMERICAL MODEL SIMULATIONS OVER IDEALIZED URBAN SURFACE. *Cro. Meteorol. J.* **37** (2002); 63-78 (članak, stručni rad).

2. Telišman Prtenjak, Maja. PRIKAZ DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA OBALNE CIRKULACIJE NA JADRANU U HRVATSKOJ. *Hrv. meteorol. časopis.* **33/34** (1998/1999); 63-70 (pregledni rad).

Radovi u zbornicima skupova s međunarodnom recenzijom

1. Telišman Prtenjak, Maja; Grisogono, Branko. TOPOGRAPHIC FLOWS AT THE NORTH-EASTERN ADRIATIC COAST. Extended Abstracts of the 28th International Conference on Alpine Meteorology (ICAM) and the Annual Scientific Meeting of the Mesoscale Alpine programme (MAP) / Đuričić, Vesna (ur.). Zagreb: Hrvatsko meteorološko društvo, 2005. 427-431 (međunarodna recenzija, znanstveni rad).
2. Telišman Prtenjak, Maja; Bencetić Klaić, Zvjezdana. MODIFICATION OF THE WIND FIELD DUE TO EFFECTS OF THE HYPOTETICAL EXTENSION OF RIJEKA. Proceedings of The Fifth International Conference on Urban Climate / Joanna Wibig and Iwona Gajda-Pijanowska (ur.). Lodz: Faculty of Geographical Science, Department of Meteorology and Climatology, University of Lodz, 2003. (međunarodna recenzija, znanstveni rad).
3. Telišman Prtenjak, Maja. IDEALISED NUMERICAL SIMULATIONS OF AERODYNAMICAL ROUGHNESS LENGTH EFFECTS ON SEA BREEZE CHARACTERISTICS. Air Pollution Modelling and Simulation – Proceedings Second Conference on Air Pollution Modelling and Simulation, APMS'01 / Sportisse, Bruno (ur.). Pariz: Springer, 2001. 553-556 (međunarodna recenzija, znanstveni rad).

Sažeci u zbornicima skupova

Nitis, Theodoros; Telišman Prtenjak, Maja; Bencetić Klaić, Zvjezdana; Sahm, Peter; Moussiopoulos, Nicolas. ANATOMY OF THE SEA BREEZE IN A COMPLEX COASTAL ENVIRONMENT. 4th International Conference on Urban Air Quality, Measurement, Modelling and Management. Book of abstracts. Charles University, Prague, Chech Republic, 25-27 March 2003. Prague, 2003. 16 (sažetak, znanstveni rad).

Magistarski rad

Telišman Prtenjak, Maja. NUMERIČKE SIMULACIJE OBALNE CIRKULACIJE ATMOSFERE NAD NEHOMOGENOM POVRŠINOM. Magistarski rad. Zagreb: Prirodoslovno-matematički fakultet, 23.02. 2001., 85 str. Voditelj: Branko Grisogono.