

MEZOMETEOROLOŠKI MODEL ZA PROGNOZU OBORINA U RAZVIJENOJ OROGRAFIJI

Mesometeorological Model for Rainfall Forecasting in Complex Terrain Area

BRANKO GELO

Viša zrakoplovna škola, Zagreb

Primljeno 27. lipnja 1988, u konačnom obliku 15. studenog 1988.

Sažetak: Rad prikazuje nov fizikalno-matematički model za prognozu oborina za kvazistacionarne i stabilne vremenske situacije u područjima s razvijenom orografijom, a daje interpretaciju pojedinih makrovremenskih zbivanja u mezorazmjerima za vremensko razdoblje unutar jednog dana. Mezomodel koristi podatke makromodela, orografiju, izvore topline i vlage zraka uz rezoluciju točaka mreže od 10 km. Svojstva modela su prenosiva i na druga područja. Model je priređen za rad na manjim računalima.

Testiranje modela, uz uopćene meteorološko orografske uvjete, odnosi se na veći dio Slovenije te zapadne i sjeverne dijelove Hrvatske za nekoliko vremenskih situacija. Razdioba oborina pokazuje povezanost s orografijom te količina oborina, pri malim brdima, raste s porastom visine brda. Pri većim brdima dolazi do zastavljanja i gomilanja zraka, efekat blokiranja, te gibanja zraka oko brda, pritom dolazi do preraspodjele oborina te više oborine padne na navjetrinskoj strani brda koja raste s povećanjem nadmorske visine brda. U prvim fazama integriranja izraženija oborina je u podnožju brda, a kako teče integracija razdioba oborina pokazuje povećanje na vrhu brda, dok ravni dio terena iza zavjetrine brda ima manjak oborine.

Pri pojedinim smjerovima vjetrova, usporedbe razdioba oborina dobivenih modelom s izmjerenim količinama oborina pokazuju određenu podudarnost; samo se na dijelu područja javljaju manja neslaganja. Viši orografski predjeli posebno na navjetrinskoj strani brda imaju povećanja količina oborina koja su u neposrednoj vezi s dizanjem zraka uvjetovana orografskim preprekama.

Prateći podaci uz količinu oborina su promjene visina σ ploha, vertikalne brzine, potencijalna temperatura, specifična vlaga, vjetar i drugo. Ovi podaci omogućuju praćenje zbivanja u modelu pri čemu se rezultati dobro podudaraju sa zbivanjima u prirodi.

Ključne riječi: Mezomodel, prognoza oborine, orografija, σ sistem.

Abstract: This paper presents a new mesoscale model for forecasting rainfall in a complex terrain area in a quasistationary stable weather situation. The mesoscale model uses data obtained by the macroscale model, orography, heating sources and moisture. The model has 6 levels, with a horizontal resolution of 10 km. The model was tested in a limited northwestern region of Yugoslavia. This model has been developed on the personal computer.

The analyses of computed precipitation distribution as well as observed precipitation show that precipitation zones produced by the model and observed ones have certain common characteristics relating to form and amount. The analyses of computed precipitation distribution show precipitation dependence on orography. On the mountains the air mass is under the influence of blocking and moves around the barriers. Consequently at the windward side of the mountain there is more precipitation which increases with altitude while the leeward side of the mountain reports a decrease of precipitation. With respect to the wind direction observed precipitation data and computed ones correlate well for the most part of the observed region; there are discrepancies in some parts of the region.

Key words: Mesomodel, rainfall forecasting, orography, σ system.

1. UVOD

Uobičajeno je govoriti o razmjerima fenomena u atmosferi kao veliki, srednji i maleni, pri čemu se baziraju uglavnom na horizontalnim dimenzijama gibanja sistema. Poznavanje vremenskih procesa manjih razmjera važno je u mnogim pogledima stoga je ovaj rad prilog poznavanju ovih problema s aspekta dijagnoze odnosno prognoze oborina.

Primjena mezomodela za prognozu oborina odnosi se za kvazistacionarne i stabilne vremenske situacije i za područja s razvijenom orografijom, pri čemu treba dati interpretaciju pojedinih makrovremenskih zbivanja u mezorazmjerima za vremensko razdoblje unutar jednog dana. Mezomodel koristi podatke makromodela, orografiju, izvore topline i vlage zraka. Polazne osnove su meteorološke karte u makrorazmjerima s kojih se očitavaju meteorološki podaci kao rubni i početni podaci za mrežu mezorazmjera. Makroprocesi se u svojim najdonjim slojevima modificiraju prema lokalnim uvjetima, pri čemu se jača konvekcija izuzima. Model može raditi na manjim elektroničkim računalima. Svojstva modela trebaju biti prenosiva i za druga područja.

Općenito atmosferu nastojimo opisati sistemom jednadžbi hidro i termodinamike. Razlikujemo prognostičke i dijagnostičke jednadžbe, očito je da će prve dati prognozu nekog elementa, dok će druge pomoći opisivanju procesa koji se zbivaju u atmosferi. Model atmosfere znači zanemarivanje izvjesnih procesa i efekata u jednadžbama hidro i termodinamike ili pojednostavljivanje pomoću parametrizacije ukoliko se neki procesi i efekti eksplicitno ne izražavaju. Atmosfera u modelu nije kontinuum već je prikazana diskretnim vrijednostima u određenoj mreži u horizontalnom smislu, a vertikalna struktura je dana s određenim brojem razina.

Osnova svakog meteorološkog modela je niz principa sačuvanja, pri čemu se kod sačuvanja vodnosti može razlučiti:

a) atmosfera je konvektivno stabilna; tada se mogu stvarati stratiformni oblaci, a promjene faza vodnosti mogu se eksplicitno prikazati. Oslobođena latentna toplina uglavnom je proporcionalna vertikalnoj brzini i maksimalnoj specifičnoj vlazi zraka.

b) atmosfera je konvektivno nestabilna ili indiferentna; tada se mogu stvarati konvektivni oblaci čije su dimenzije obično znatno manje od horizontalne mreže mezomodela. Konvektivni procesi većinom se parametriziraju, ako se ne radi o modeliranju oblaka. (Corby, Gilchrist i Rowntree, 1981).

Po svom postanku oborine možemo razvrstati u tri grupe: konvektivne, frontalne i orogenetske, premda su one u svakodnevici najčešće u kombinaciji (Jurčec, 1982). Razdioba oborina pokazuje njenu povezanost s orografijom te količina oborina općenito raste s porastom visine brda. U radovima Bergerona (1967) pokazuje se da pri malim brdima količina oborina raste s povećanjem visine. Daljnjim povećanjem visine brda dolazi do zastavljanja i gomilanja zraka, tzv. efekt blokiranja, te gibanja zraka oko brda, pritom dolazi do preraspodjele oborina te više oborine padne na navjetrinskoj strani brda. Navedeno se naročito odnosi na srednje razdiobe oborina, dok se u pojedinim vremenskim situacijama mo-

gu pojaviti znatna odstupanja (Gelo, 1985). Za razliku od većine drugih meteoroloških elemenata oborina nema homogenu razdiobu te može doći do znatnih varijacija. Koliko god bila velika gustoća mreže kišomjera u mnogim situacijama se pokazuje da je nezadovoljavajuća.

Kvantitativna prognoza oborine je problematična za područja s razvijenom orografijom gdje lokaliteti drastično mijenjaju njenu razdiobu. Dosta je situacija kad su maksimumi oborine bili u zavjetrinskom području, očito tada prevladavaju drugi mehanizmi. Lokalne konvergencije u zavjetrini mogu dovesti do jačih uzlaznih struja toplog i vlažnog zraka i promjene razdiobe oborina. Gollvik (1984) daje model za orografske oborine rasčlanjivanjem makromodela i ukazuje na tijesnu vezu s vertikalnim brzinama.

Analize pokazuju da je veliki broj fenomena dobro opisan hidrostatskom ravnotežom, što znatno olakšava problem proučavanja mezocirkulacija, odnosno ovi modeli mogu biti verzije fine mreže makromodela. Model za ograničeno područje s finom mrežom prikazuje realne pojase oborine za 6 - 12 sati, ali su količine manje. Manja rezolucija u modelu daje izraženije oborine, ali mogu nastati i jake konvekcije.

2. OPIS MODELA

Primjena i računanje modela atmosfere na manjim elektroničkim računalima, jer su općenito lakše pristupačna, traži definiranje modela koji ne zahtijeva mnogo računskog vremena i prostora. To povlači pretpostavke koje će pojednostaviti jednadžbe, a da pritom budu zadovoljavajuće točno opisani određeni procesi. Model je definiran uz pretpostavke:

1. Horizontalna rezolucija je 10 km.
2. Model ima 6 nivoa, a gornja granica je izobarna ploha 400 hPa.
3. Visinski ulazni podaci (temperatura, rosište i geopotencijal) se uzimaju iz makromodela, a ulazni podaci za podlogu (temperatura i rosište) su prema motrenju ili iz makromodela. Iz rosišta se računa specifična vlaga.
4. Utjecaj površine Zemlje se osjeća samo u donjim slojevima troposfere; tj. od neke visine izobarna ploha ne mijenja svoje karakteristike zbog utjecaja lokaliteta podloge nego samo kao rezultat makrovremenskih procesa.

5. Jednadžbe su prikazane u σ koordinatnom sistemu. Na gornjoj granici modela vertikalna brzina je $\dot{\sigma} = 0$.

Jednadžbe hidrostatičke i gibanja su u uobičajenom obliku s uvažavanjem sile trenja i difuzije momenta, Gelo (1987).

Trenje u atmosferi, unutrašnje i površinsko, znatno se mijenja s visinom te brzina vjetera idući od površine Zemlje raste od 0 do neke vrijednosti određene općim stanjem u atmosferi. U ovom slučaju površinski vjetar znači vjetar na razini anemometra. Tako se izbjegava najdonji sloj atmosfere uz površinu Zemlje.

Sila trenja se dobiva kao vektorska suma vertikalnih i horizontalnih članova. Zbog unutrašnjeg trenja postoji promjena vjetera s visinom, a kako se te promjene odvijaju ovisi o sili trenja uslijed vertikalnog turbulentnog miješanja odnosno o promjeni napona smicanja τ s visinom, Gelo (1987). Napon smicanja među ostalim ovisi o

srednjem putu miješanja l koji se obično smanjuje s visinom te se uzima da varira od 0 do 30 m.

Washington i Williamson (1981) za koeficijent vertikalne difuzije momenta primjenjuju izraze koji ovise o stabilnosti atmosfere, dok Bourke i dr. (1981) dijele atmosferu na dva dijela uzimajući $l = 30$ m ($\sigma \leq 0.5$) i $l = 0$ m ($\sigma > 0.5$). Osim navedenog vrijednost koeficijenta ovisi i o horizontalnoj rezoluciji modela.

Ima više izraza koji definiraju površinsko trenje. Važno je istaći da se ti izrazi dosta razlikuju tim više što se i vrijednosti koeficijenata trenja drastično mijenjaju od jedne do druge vrste podloge. Često se koristi oblik prikazan u komponentama:

$$\tau_{sx} = \rho_s C_D V_s u_s \quad (2.1)$$

$$\tau_{sy} = \rho_s C_D V_s v_s \quad (2.2)$$

gdje je ρ gustoća zraka, V iznos vjetra, dok su u i v horizontalne komponente vjetra, pri čemu indeks s označava prizemne vrijednosti. Poseban problem je određivanje vrijednosti koeficijenata potezanja C_D iznad mora odnosno kopna. Do smanjenja brzine odnosno skretanja vjetra prema niskom tlaku ne dolazi samo kao posljedica trenja, promjene Coriolisovog parametra nego ovisi i o stabilnosti atmosfere, debljini planetarnog graničnog sloja i vjetra u slobodnoj atmosferi. Zbog toga gruba aproksimacija prizemnog vjetra u odnosu na geostrofički vjetar V_g u našim geografskim širinama iznosi $V_m \approx 0.7 V_g$, $V_k \approx 0.4 V_g$ uz otklon smjera $\psi_m \approx 15^\circ$ i $\psi_k \approx 40^\circ$. (Indeks m se odnosi na more, a indeks k na kopno). Navedeni podaci se koriste za računanje početnog prizemnog vjetra.

Koeficijent potezanja C_D u velikoj mjeri zavisi o vrsti podloge i stabilnosti atmosfere. Za stabilnu atmosferu je iznad mora $C_{Dm} = 0.0002$, a iznad kopna $C_{Dk} = 0.0003$, dok je za nestabilnu atmosferu 0.002 odnosno 0.004 (Monin, 1967). Bourke i dr. (1981) daju za more 0.001 za kopno 0.004, Danard (1977) i Gelo (1982) za more 0.001, a za kopno 0.01. Prema Danardu (1977) sila površinskog trenja ovisi o stabilnosti atmosfere i visini graničnog sloja.

Corby i dr. (1981) daju izraze za komponente prizemnog napona smicanja τ_{sx} i τ_{sy} uvažavajući geostrofičku aproksimaciju:

$$\tau_{sx} = -\rho_s C_{Dg} V_g (u_g \cos \psi - v_g \sin \psi) \quad (2.3)$$

$$\tau_{sy} = -\rho_s C_{Dg} V_g (v_g \cos \psi + u_g \sin \psi) \quad (2.4)$$

gdje je C_{Dg} geostrofički koeficijent potezanja, a ψ kut otklona vjetra u pograničnom sloju od geostrofičkog vjetra, tab. 1.

Tab. 1. Vrijednosti C_{Dg} i ψ

Table 1. Values of geostrophic drag coefficient and wind deviation

| atmosfera | more | | kopno | |
|------------|----------|---------|----------|----------|
| | C_{Dg} | ψ | C_{Dg} | ψ |
| stabilna | 0.0002 | $\pi/9$ | 0.0003 | $\pi/6$ |
| nestabilna | 0.002 | 0 | 0.004 | $\pi/18$ |

Primjena izraza za horizontalnu difuziju u nelinearnim jednadžbama ima za posljedicu preraspodjelu fizikalnih veličina u atmosferi turbulentnim vrtlozima manjim od vrtloga koje mreža modela može razložiti, a osim toga omogućuje prigušenje pojave nelinearne nestabilnosti, koja stvara znatne poteškoće tokom integriranja. Intenzitet horizontalne difuzije momenta možemo napisati:

$$M_{Dh} = K_{Mh} \nabla_h^2 \mathbf{V} \quad (2.5)$$

Vrijednosti koeficijenta horizontalne difuzije momenta K_{Mh} znatno variraju, a imaju dosta velike iznose koji u pravilu rastu za veće udaljenosti točaka mreže, (Radnović, 1979 10^5 ; Bourke i dr., 1981 $2.5 \cdot 10^5$; Gelo, 1982 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). U ovom radu se primjenjuju vrijednosti $K_{Mh} = 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Jednadžba stanja plina je jednaka u svim sistemima koji se koriste, dok se jednadžba termodinamike može pisati u nekoliko oblika, u kojoj dolazi do izražaja dijabatski iznos promjene topline. Intenzitet grijanja / hlađenja jedinične mase u jednadžbi termodinamike može se rastaviti na intenzitet dovođenja ili odvođenja (kratkovalna i dugovalna) radijacije (ne razmatra se u radu), latentne topline (u radu se primjenjuje efekat kondenzacije vodene pare) i difuzije topline, Gelo (1987).

Difuziju topline možemo općenito smatrati kao sumu vertikalnih i horizontalnih članova.

Intenzitet vertikalne difuzije topline na nekoj razini možemo prikazati u σ sistemu kao:

$$\dot{Q}_{Dv} = -\frac{g}{\pi} \frac{\partial}{\partial \sigma} F_{Qv} \quad (2.6)$$

$$F_{Qv} = \delta c_p \frac{\rho^2 g}{\pi} K_{Tv} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} ; \quad \delta = \left(\frac{p}{p_\theta} \right)^{R/c_p} \quad (2.7)$$

gdje je g akceleracija sile teže, $\pi = p_s - p_T$, p_s prizemni tlak, p_T tlak na vrhu modela, F_{Qv} tok topline po vertikali, c_p specifična toplina uz konstantan tlak, K_{Tv} koeficijent vertikalne difuzije topline, θ potencijalna temperatura, p tlak zraka, a R plinska konstanta (Bourke i dr, 1981); $p_\theta = 1000 \text{ hPa}$. Za vrijednost koeficijenta vertikalne difuzije topline, koja ovisi o stabilnosti atmosfere, uzima se da je približno jednaka vrijednosti koeficijenta vertikalne difuzije momenta K_{Mv} te imamo $K_{Mv} \approx K_{Tv}$.

Kada se zrak temperature T_s nalazi iznad neke podloge s temperaturom T_p (pri čemu je općenito $T_s \neq T_p$) zbog temperaturnih gradijenata razvijat će se gradijenti tlaka koji daju termičku cirkulaciju. U najdonjem sloju atmosfere uzimaju se različiti izrazi za računanje toka topline npr:

$$\dot{Q}_{Dvs} = c_p C_D \frac{\rho g}{\pi} \frac{\partial}{\partial \sigma} (\theta_p - \theta_s) V_s \quad (2.8)$$

gdje je Θ_p potencijalna temperatura podloge, a Θ_s prizemnog zraka. U ovim razmatranjima obično se uvažava da more ima neograničeni toplinski kapacitet što znači da je temperatura mora konstantna za cijelo vrijeme promatranog razdoblja (kratkoročna i srednjoročna prognoza). Za temperature kopna za manji vremenski interval može se uzeti konstantna temperatura.

Uključivanje izraza za **horizontalnu difuziju topline** ima slične karakteristike kao i za horizontalnu difuziju momenta. Intenzitet horizontalne difuzije topline ima oblik:

$$Q_{Dh} = K_{Th} \nabla_h^2 \Theta \quad (2.9)$$

gdje je K_{Th} koeficijent horizontalne difuzije topline. Primjenjuje se da je vrijednost ovog koeficijenta jednaka vrijednosti koeficijenta horizontalne difuzije momenta te imamo $K_{Mh} \approx K_{Th}$.

Vlaga zraka uključujemo u model primjenom jednadžbe kontinuiteta vlage u obliku:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{S}{\rho} \quad (2.10)$$

gdje q specifična vlaga, a veličina S predstavlja izvore i/ili ponore vodene pare prilikom isparavanja i/ili kondenzacije (sublimacije), difuzije i drugih procesa, a dana je u masi po jedinici volumena u jedinici vremena. Ovim izrazom definirani su u najopćenitijem obliku izvori odnosno ponori vodene pare u atmosferi. U slučaju gubitka vodene pare zbog kondenzacije, procesi se odvijaju u uvjetima kada je specifična vlaga maksimalna, tj. $q = q_M$; tada S predstavlja intenzitet kondenzacije (sublimacije) K .

Primjena vlage je, uz ostale faktore, funkcija temperature i njene promjene. Uvažavajući da se sa smanjenjem vlage (kondenzacija, sublimacija) oslobađa latentna toplina koja se troši na grijanje okoline potrebno je promjenu temperature (dT/dt) posebno izraziti.

Primjenom Clapeyronove jednadžbe i izraza za latentnu toplinu uz I zakon termodinamike nakon sređivanja dobivamo:

$$\frac{dq}{dt} = \varepsilon \frac{M}{\sigma \pi + \rho_T} \omega \quad (2.11)$$

$$M = q_M T \left(\frac{R L - c_p R_v T}{c_p R_v T^2 + q_M L^2} \right); \quad \omega = \frac{dp}{dt} \quad (2.12)$$

gdje je T temperatura, R_v plinska konstanta za vodenu paru, L latentna toplina kondenzacije odnosno sublimacije; pri čemu je ε definiran na slijedeći način:

$$\begin{aligned} \text{dizanje} \quad \varepsilon &= 1 \quad \text{za} \quad \omega < 0 \quad \text{i} \quad q \geq q_M \\ \text{spuštanje} \quad \varepsilon &= 0 \quad \text{za} \quad \omega \geq 0 \quad \text{ili} \quad q < q_M \end{aligned} \quad (2.13)$$

Prema tome kondenzacija vodene pare može nastupiti prilikom dizanja kada specifična vlaga prekorači određenu kritičnu vrijednost. Ispitivanja su pokazala da kondenzacija u atmosferi može biti prije nego nastupi relativna vlaga 100 %. U ovakvim slučajevima dominantnu ulogu imaju jezgre kondenzacije (njihova kvaliteta, veličina i mnoštvo). Stoga se umjesto 100 % uzima neka srednja vrijednost za kritičnu relativnu vlagu r_c , kao npr. 80 %, odnosno s obzirom na njenu ovisnost o tlaku imamo i druge vrijednosti, tab. 2. U izrazu (2.13) umjesto q_M stavlja se $r_c q_M$ ili $\varepsilon = \varepsilon (q/q_M)$.

Tab. 2. Kritične vrijednosti relativne vlage r_c za pojavu oblačnosti na izobarnim plohamama.

Table 2. Critical values of relative humidity r_c for the appearance of clouds on the isobaric surfaces

| p (hPa) | 900 | 700 | 500 | 300 |
|-----------|-----|-----|-----|-----|
| r_c (%) | 84 | 75 | 70 | 69 |

Vodena para dolazi u atmosferu isparavanjem s površine Zemlje (vodene i ledene - sniježne površine, vlažno tlo, biljni pokrivač i drugo) i u atmosferi (s kapljica vode ili ledenih kristalića - sniježnih pahuljica). Isparana vodena para prenosi se kroz prostor advekcijom, difuzijom odnosno konvekcijom.

Difuziju vodene pare možemo razmatrati u vertikalnom i horizontalnom smjeru. Za **vertikalnu difuziju vodene pare** u σ sistemu je:

$$W_{Dv} = - \frac{g}{\pi} \frac{\partial r}{\partial \sigma} \quad (2.14)$$

$$r = \frac{g \rho^2}{\pi} K_{Wv} \frac{\partial q}{\partial \sigma} \quad (2.15)$$

gdje je r vertikalni tok vodene pare, a K_{Wv} koeficijent vertikalne difuzije vodene pare (ovisi o stabilnosti); uzima se da je približno jednak koeficijentu vertikalne difuzije momenta, tako imamo:

$$K_{Mv} \approx K_{Tv} \approx K_{Wv} \quad (2.16)$$

Priliv vodene pare u donjim slojevima atmosfere može biti značajan naročito ako se nalazimo iznad vodenih površina. Stoga se u prizemnim slojevima koristi izraz:

$$r_s = \rho_s C_W C_D V_s (q_p - q_s) \quad (2.17)$$

gdje je C_W koeficijent vlažnosti podloge, za kopno se obično uzima $C_{Wk} = 0.5$, a za more $C_{Wm} = 1.0$ (Bourke i dr. 1981), (koeficijent $C_{Dk} = 0.004$, a $C_{Dm} = 0.001$), q_s je specifična vlaga prizemnog zraka, a q_p neposredno uz podlogu.

Izraz za **horizontalnu difuziju vodene pare** analogan je izrazima za difuziju momenta odnosno topline te je:

$$W_{Dh} = K_{wh} \nabla_h^2 q \quad (2.18)$$

gdje je K_{Mh} koeficijent horizontalne difuzije vodene pare. Općenito vrijedi:

$$K_{Mh} \approx K_{Th} \approx K_{Wh} \quad (2.19)$$

Jednadžba kontinuiteta u σ sistemu glasi:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + \nabla (\pi \mathbf{V}) + \pi \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0 \quad (2.20)$$

Iz jednadžbe kontinuiteta se može dobiti **jednadžba tendencije - lokalna promjena prizemnog tlaka zraka**:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_{\theta}^1 \nabla (\pi \mathbf{V}) d\sigma \quad (2.21)$$

Također se može dobiti i **jednadžba za vertikalnu brzinu $\dot{\sigma}$** u σ sistemu:

$$\dot{\sigma} = - \frac{1}{\pi} \int_{\theta}^{\sigma} \nabla (\pi \mathbf{V}) d\sigma + \frac{\sigma}{\pi} \int_{\theta}^1 \nabla (\pi \mathbf{V}) d\sigma \quad (2.22)$$

Jednadžba za individualnu promjenu tlaka dobiva se na sličan način polazeći od jednadžbe kontinuiteta:

$$\omega = - \int_{\theta}^{\sigma} \nabla (\pi \mathbf{V}) d\sigma + \sigma \mathbf{V} \nabla p_s \quad (2.23)$$

Ako imamo $\omega < 0$ dobivamo dizanje zraka, a za slučaj $\omega > 0$ je spuštanje.

Jednadžbu oborina tj. jednadžbu za količinu oborive vode P po jediničnoj površini u nekom intervalu vremena Δt , uz pretpostavku da se sva kondenzirana (sublimirana) vodena para izluči iz atmosfere u obliku oborina, možemo u σ sistemu pisati u obliku:

$$P = - \frac{1}{g} \int_t^{t+\Delta t} \pi \int_{\theta}^1 \frac{dq}{dt} d\sigma dt \quad (2.24)$$

Prognozirana količina oborive vode $P^{(t)}$ u pojedinom vremenskom koraku može se dobiti primjenom izraza (2.24); razvojem u niz po vertikalnoj koordinati. Ukoliko je sloj zraka, ispod sloja u kojem dolazi do kondenzacije, nezasićen vodenom parom dolazi do isparavanja kapljica vode, stoga uvodimo korekcionni faktor C_1 za ukupno isparavanje kapljica vode.

$$P_1^{(t)} = C_1 P \quad (2.25)$$

Oborina koja padne na površinu tla u nekom vremenu općenito je manja od količine oborive vode. Stoga s obzirom na ukupnu oborivu vodu možemo definirati koeficijent izlučivanja oborina C_{RR} ($0 \leq C_{RR} \leq 1$).

Nakon svakog vremenskog koraka pri kojem je došlo do izlučivanja oborina potrebno je korigirati iznos specifične vlage za količinu vodene pare koja se kondenzirala.

$$q_k(t+1) \Rightarrow q_k(t+1) - C_{RR} q_k^{(t)} \quad (2.26)$$

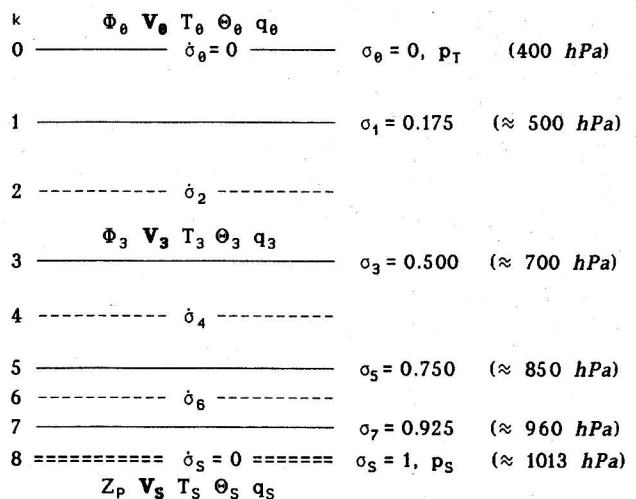
Ukupna količina oborive vode u vremenu integracije jednadžbi slijedi sumiranjem pojedinih količina.

$$P = \sum_t P(t) \quad (2.27)$$

Izraz (2.27) možemo riješiti ako znademo razdiobu vlage po visini i kako se ona mijenja tokom vremena.

3. RAZLAGANJE MODELA

Atmosfera modela (interval $\sigma = 0$ do $\sigma = 1$) je podijeljena po vertikali na nekoliko slojeva čiji broj je općenito određen mogućnostima računala na kojem se model primjenjuje. Na sl. 1. prikazano je **vertikalno razlaganje našeg modela**. U ovom modelu granične veličine Φ_0, T_0, θ_0 , i q_0 su konstantne za cijelo vrijeme računanja, odnosno uzimaju se vrijednosti makromodela. Eventualno bi se mogle povremeno osvježavati s novim vrijednostima iz makromodela. Z_p je nadmorska visina površine Zemlje. Prognostičke varijable su veličine V, T, θ, q i π , dok se dijagnostičke varijable kao npr. $\Phi, \dot{\sigma}$ i dr. izračunavaju iz prognostičkih. Prognostičke varijable predstavljaju ulazne podatke prilikom računanja.



Sl. 1. Vertikalno razlaganje modela
Fig. 1. Vertical resolution of the model

Umjesto integriranja atmosferu modela možemo prikazati kao sumu pojedinih σ slojeva; pritom primjenjujemo granične uvjete na dnu i vrhu modela. Iznose geopotencijala Φ_k na nivoima $\sigma_7, \sigma_5, \sigma_3$ i σ_1 izračunavamo, uz primjenu potencijalne temperature $T = \theta (p/p_0)^K$, kao:

$$\Phi_k = \Phi_{k+2} + \frac{C_p}{2 p_0^K} (\theta_k + \theta_{k+2}) [p_{k+2}^K - (\sigma_k \pi + p_T)^K] \quad (3.1)$$

ovdje indeks k označava vrijednosti na pojedinom nivou ($k = 7, 5, 3, 1$). Visine pojedinih ploha računaju se u odnosu na nižu plohu, a počinju se računati od površine Zemlje.

Jednadžba tendencije (2.21) sada poprima oblik:

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \sum_k \nabla (\pi V_{\Delta \sigma_k}) \Delta \sigma_k ; \quad k = 1, 3, 5, 7 \quad (3.2)$$

gdje $\Delta \sigma_k$ označava debljinu σ sloja, a $V_{\Delta \sigma_k}$ je prosječni horizontalni vjetar unutar $\Delta \sigma_k$ sloja:

Jednadžba vertikalnih brzina (2.22) poprima oblik:

$$\dot{\sigma}_{k-1} = \dot{\sigma}_{k+1} + \frac{\Delta \sigma_k}{\pi} \left[\nabla (\pi V_{\Delta \sigma_k}) + \frac{\partial \pi}{\partial t} \right]; \quad k = 7, 5, 3 \quad (3.3)$$

pri čemu se brzine računaju od nižih prema višim nivouima.

U prognostičkim jednadžbama postoje članovi kao funkcije visine (kao npr. $\dot{\sigma} \partial \pi / \partial \sigma$) koje treba prilagoditi na oblik konačnih razlika. Općenito za neku veličinu A vrijedi (Danard, 1977; Washington i Williamson, 1981):

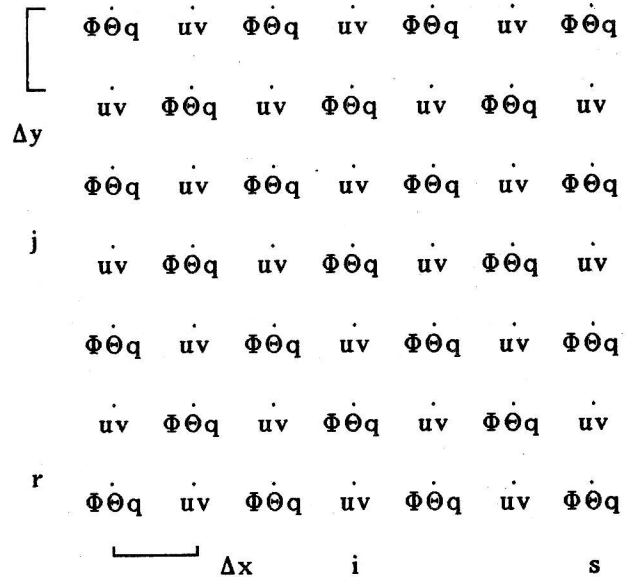
$$\left. \frac{\partial A}{\partial \sigma} \right|_k \Rightarrow \frac{A_{k+2} - A_{k-2}}{\sigma_{k+2} - \sigma_{k-2}} \quad (3.4)$$

$$\left. \frac{\partial^2 A}{\partial \sigma^2} \right|_k \Rightarrow \frac{4 (A_{k+2} - 2 A_k + A_{k-2})}{(\sigma_{k+2} - \sigma_{k-2})^2} \quad (3.5)$$

$$\dot{\sigma} \left. \frac{\partial A}{\partial \sigma} \right|_k \Rightarrow \frac{1}{2 \Delta \sigma_k} \left[\dot{\sigma}_{k+1} (A_{k+2} - A_k) + \dot{\sigma}_{k-1} (A_k - A_{k-2}) \right] \quad (3.6)$$

Prilikom horizontalnog razlaganja modela potrebno je definirati iznos rezolucije modela. Grublja mreža zahtijeva manje memorijskog prostora računala i manje vrijeme računanja, ali rezultati u principu ne mogu dovoljno precizno opisati sve vremenske procese. S druge strane finija mreža će općenito dati bolji opis vremenskih zbivanja tj. neki lokalni efekti će se vjerojatno pojaviti što se za grublju mrežu ne može reći (Gelo i Pandžić, 1981; Gelo 1982). Kako je promatrano područje relativno malo to efekat zakrivljenosti Zemlje i utjecaj promjene Coriolisovog parametra možemo zanemariti.

Promjenljive veličine: visina (tlak), potencijalna temperatura i vlaga zraka te horizontalne komponente vjetra raspoređene su na nivouima $\sigma_1, \sigma_3, \sigma_5, \sigma_7$, i σ_s u "E" rasporedu kako je prikazano na sl. 2. (Arakawa i Lamb, 1981). Vrijednosti tih veličina na nivou σ_0 su dane kao početne i granične vrijednosti i drže se konstantnim. Vertikalne brzine $\dot{\sigma}$ već prije definirane računamo na nivouima σ_2 i σ_4 i σ_6 .



Sl. 2. Horizontalno razlaganje modela
Fig. 2. Horizontal resolution of the model

U primjenjenim jednadžbama postoje izrazi općeg oblika $\partial A / \partial n$, $A \partial B / \partial n$ i $\partial^2 A / \partial n^2$, gdje su A odnosno B funkcije neke varijable koje treba napisati u konačnim razlikama, ∂n je općenito neki smjer u kojem razvijamo funkciju. Ako se nalazimo u horizontalnoj ravnini tada govorimo o x i y smjerovima s time da je pozicija nekog elementa vezana uz odgovarajući indeks i odnosno j . Općenito za x smjer imamo (Danard, 1977):

$$\left. \frac{\partial A}{\partial x} \right|_i \Rightarrow \frac{1}{2 \Delta x} (A_{i+1} - A_{i-1}) \quad (3.7)$$

$$A \left. \frac{\partial B}{\partial x} \right|_i \Rightarrow \frac{1}{4 \Delta x} \left[(A_{i+1} + A_{i-1})(B_{i+1} - B_i) + (A_i + A_{i-1})(B_i - B_{i-1}) \right] \quad (3.8)$$

$$\left. \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} \right|_i \Rightarrow \frac{A_{i+2} + A_{i-2} - 2 A_i}{(2 \Delta x)^2} \quad (3.9)$$

Analogno je za y smjer.

S predhodno navedenim vertikalnim i horizontalnim razlaganjem modela određeni su koraci u prostoru. Za korak u vremenu potrebno je uvažiti brzine valova koje sadrže naše jednadžbe. Zvučni valovi su najbrži, a kako je primjenjen uvjet $dw/dt = 0$, to su ti valovi isključeni iz razmatranja. Stoga preostaju gravitacioni valovi kao najbrži. Brzina im varira od 10 do 100 m s⁻¹, a ovisno o strujanju u atmosferi mogu doseći i 150 m s⁻¹. Po Courant - Friedrichs - Lewy kriteriju (CFL) mora se ispuniti uvjet $\Delta t < \Delta n / c$, gdje je Δt vremenski korak, a Δn prostorni korak, dok je c brzina valova. Za udaljenost točaka mreže 10 km proizlazi da Δt mora biti oko 30 s. Iznos vremenskog koraka se može nešto povećati primjenjujući odgovarajuće šeme za integriranje.

U sistemu naših jednadžbi sve jednadžbe koje sadrže lokalnu promjenu u vremenu, tj. diferencijal $\partial/\partial t$ nazivaju se prognostičke i taj diferencijal treba izraziti u konačnim razlikama. U tom slučaju koriste se odgovarajuće šeme za vremensko diferenciranje. Postoje tri nivoa u vremenskom diferenciranju: buduće, sadašnje i prošlo vrijeme. Za prvi korak u vremenu možemo koristiti šemu:

$$A^{(1)} \Rightarrow A^{(0)} + B^{(0)} \Delta t \quad (3.10)$$

dok za sve ostale korake možemo koristiti šemu:

$$A^{(t+1)} \Rightarrow A^{(t-1)} + 2 B^{(t)} \Delta t \quad (3.11)$$

pritom su u zagradi kao gornji indeks dane vrijednosti pojedinog koraka.

4. PROVJERA RADA MODELA

Osnovno provjeravanje i podešavanje rada modela provedeno je za područje s ravnim terenom u atmosferi bez vjetra i vlage, zatim s manjim i većim orografskim preprekama, te u atmosferi s vjetrom i vlagom. Područje nad kojim je testiran osnovni rad modela sadržavalo je brdo visine 500 m, a dio područja zauzimala je površina mora. Prilikom razvoja modela primjenjivane su i druge orografske karakteristike: od potpuno ravne podloge do izraženih brda s vrhovima preko 1000 m. Brda su imala oblike stošca, zida, zida s procjepom i sl. S povećanjem visine brda javljali su se i izraženiji problemi u vezi numeričke nestabilnosti što je i za očekivati.

Za rubne i početne uvjete uzimaju se: temperature, rosišta i geopotencijalne visine izobarnih ploha 850, 700, 500 i 400 hPa u četiri vrha promatranog područja. Za ostale točke mreže podaci se interpoliraju bilinearnom interpolacijom. Pritom treba uvažiti svojstvo bilinearne interpolacije da ne daje dobre rezultate ako se ekstremne vrijednosti nekog elementa nalaze u središtu promatranog područja. U tom slučaju treba primijeniti neku drugu interpolaciju ili analizirano područje tretirati kao više manjih područja te pojedinačno raditi interpolaciju. Komponente vjeta na izobarnim plohama računaju se prema geopotencijalu.

Za potpunije sagledavanje rada modela odabrano je područje koje pokriva veći dio Slovenije i sjeverozapadni odnosno zapadni dio Hrvatske, a proteže se na sjeveru od Triglava do Čakovca i na jugu od Pule do Bihaća; pritom zahvaća dio sjevernog Jadrana, sl. 3. Orografija je na spomenutom području vrlo razvijena, jer planinski vrhunci dosežu velike visine (Triglav 2863 m) odnosno postoje velike strmine orografije (Velebit), što je nepovoljno za numeričko modeliranje. U modelu su visine orografije dobivene kao srednje vrijednosti iz 9 točaka unutar kvadrata $\Delta x = \Delta y = 10$ km. Na promatranom području značajno mjesto ima Snežnik i dijelovi Velebita (srednja visina 1170 m). Visine orografije za rubna dva reda i stupca su dodatno osrednjenje, a inače se odbacuju zbog računanja nabra operatora u članovima difuzije. Prikaz područja sa srednjom orografijom dan je na sl. 4.

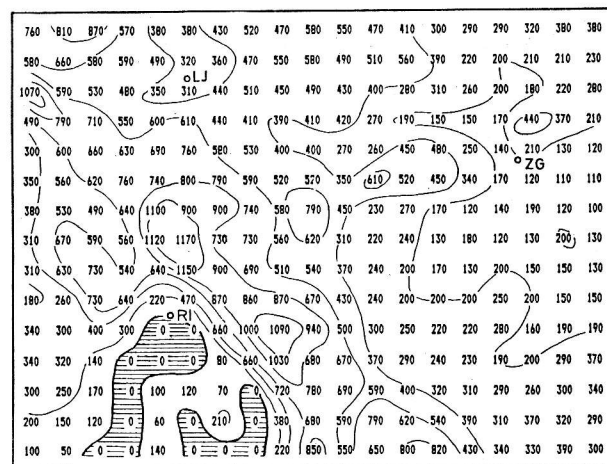
Prilikom testiranja rada modela primjenjen je vremenski korak od 60 s, a proces računanja odvijao se u 180

koraka iako je za prognozu oborine dovoljno i dvostruko manji broj koraka.



Sl. 3. Područje nad kojim je testirani model

Fig. 3. Area for testing the model



Sl. 4. Testirano područje sa srednjom orografijom (m)

Fig. 4. Test area with mean orography (m)

Koeficijenti vertikalne odnosno horizontalne difuzije momenta, topline i vlage su međusobno jednaki i iznose $K_{Mv} = K_{Tv} = K_{Wv} = 3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ odnosno $K_{Mh} = K_{Th} = K_{Wh} = 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Relativno velike razlike iznosa vertikalnih i horizontalnih koeficijenata su zbog različitog razlaganja modela u odgovarajućem smjeru.

U pograničnom sloju atmosfere iznosi geostrofičkog koeficijenta potezanja C_{Dg} i kuta otklona vjeta od geostrofičkog vjeta ψ dani su u tab. 1.

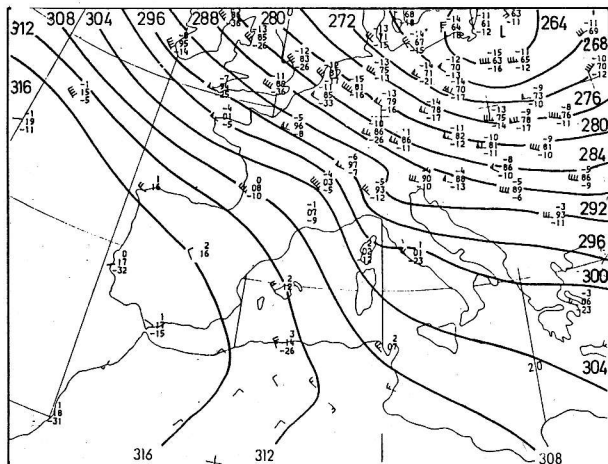
Nadalje, koeficijenti vlažnosti podloge su: za kopno $C_{Wk} = 0.5$, a za more $C_{Wm} = 1.0$.

Faktor izlučivanja oborina C_{PR} iznosi 0.06, što znači da se od ukupno kondenzirane vodene pare u oblacima kao oborina izluči oko 6 % oborive vode, a preostali se dio oborive vode padanjem do površine zemlje ispari i ostane u atmosferi. Do ove vrijednosti se došlo višestrukim testiranjem rada modela i usporedbom količine oborive vode i stvarno izmjerene količine oborina. Ne smije se zanemariti činjenica da spomenuta vrijednost

faktora izlučivanja oborina (dugotrajne i kontinuirane oborine) nije ovako jednoznačno određena te da očito ovisi i o drugim elementima.

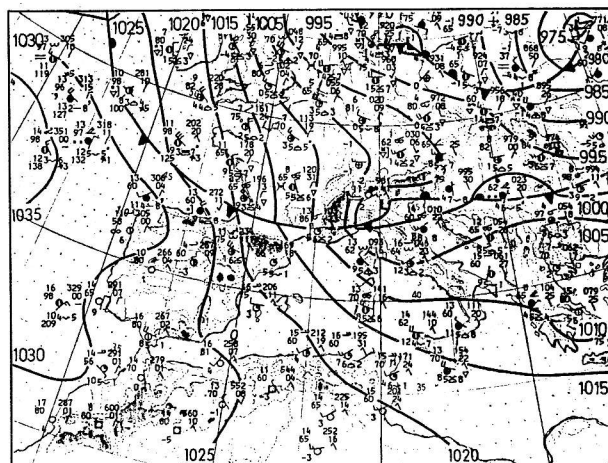
Prema Europäischer Wetterberichtu birane su vremenske situacije s pretežno uniformnim strujanjima zraka po svim visinama i sa što manjim vremenskim promjenama, a koje daju odgovarajuće oborine. Tako je odabrano nekoliko vremenskih situacija koje se najčešće javljaju te ilustriraju rad modela. Razmatrane su vremenske situacije za nekoliko osnovnih smjerova strujanja: jugozapadna, sjeverozapadna, jugoistočna i sjeveroistočna.

Vremenska situacija 04. siječanj 1981. Makrosinoptička situacija prikazana je na sl. 5. (AT 700 hPa) i sl. 6. (prizemna situacija). Iz prve slike se uočava da iznad naših krajeva postoji izraženo sjeverozapadno strujanje s vjetrom brzine 15 do 25 m s⁻¹, dok druga prikazuje prelaz frontalnog sistema u ranim poslijepodnevним satima. Značajka ove vremenske situacije je postojanje prostrane ciklone iznad istočnog dijela Evrope.



Sl. 5. Visinska karta AT 700 hPa za 04. 01. 1981. u 00 UTC

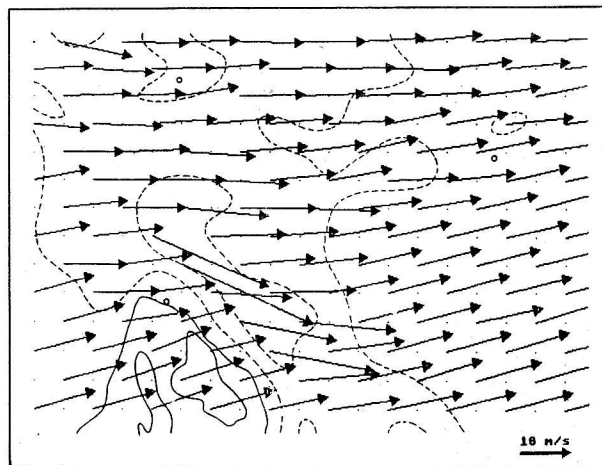
Fig. 5. Upper level chart of 700 hPa for 4 January 1981, 00 UTC



Sl. 6. Prizemna karta za 04. 01. 1981. u 12 UTC

Fig. 6. Surface chart for 4 January 1981, 12 UTC

Model pokazuje da strujanja zraka znatno ovise o orografiji, ne samo o visini nego i o obliku. Tako se na navjetrini brda pojavljuje efekat blokiranja uz otklon strujanja. S povećanjem relativnih visina brda javljaju se poteškoće, prvenstveno se javljaju na nižim razinama te se prenose na više, koje su vezane uz probleme numeričke nestabilnosti te primjena vremenskog filtriranja daje prihvatljive rezultate. Strujanja zraka, među ostalim, imaju značajnu ulogu prilikom računanja vertikalnih brzina σ koje su pak u tijesnoj vezi s izlučivanjem oborina. U ovom slučaju izračunato polje vjetra nakon 60-tog koraka pokazuje na postojanje sjeverozapadnog strujanja na višim nivoima (σ_1) koja imaju brzinu 30 do 35 m s⁻¹. Promjene strujanja na nižem nivou (σ_7) zbog orografskih uvjeta su znatno veća, pritom smjerovi variraju od sjeverozapada do zapada, dok se brzine kreću od 10 do 25 m s⁻¹ (šire područje Velebitskog masiva). Polje vjetra na σ plohi, $\sigma_7 = 0.925$ prikazano je na sl. 7.



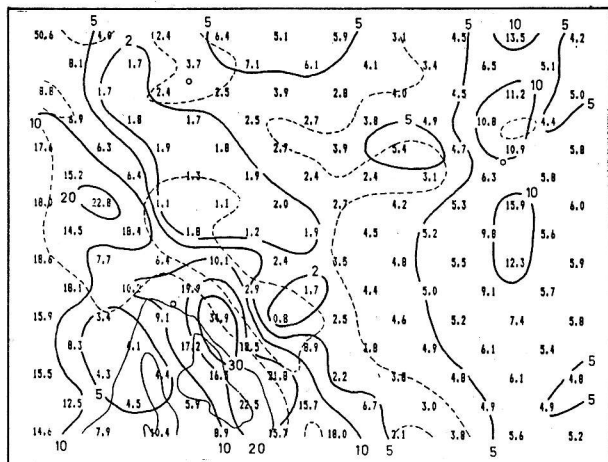
Sl. 7. Razdioba vjetra na σ plohi, $\sigma_7 = 0.925$ (≈ 960 hPa). 04. 01. 1981.; 60-ti korak

Fig. 7. Wind distribution on sigma surface, $\sigma_7 = 0.925$, 4 January 1981; 60th step.

Izlučivanje oborina se vidi prema promjenama specifične vlage prije i poslije kondenzacije, pritom promjena specifične vlage u jednoj točki za neki vremenski korak (60 s) može iznositi približno 0.1 do 0.3 g kg⁻¹; veće vrijednosti su na malim visinama. U pojedinoj točki mreže višak specifične vlage, koji se kondenzira, u odnosu na pripadajuću maksimalnu specifičnu vlagu, dolazi kao rezultat advekcije i difuzije specifične vlage te vertikalnog dizanja. Iz navedenog proizlazi da u ukupnom formiranju orografskih oborina važniju ulogu imaju niži slojevi troposfere (≤ 700 hPa) tj. viši slojevi troposfere količinski ne daju značajni doprinos. Jedino se može govoriti o inicijalizaciji oborina.

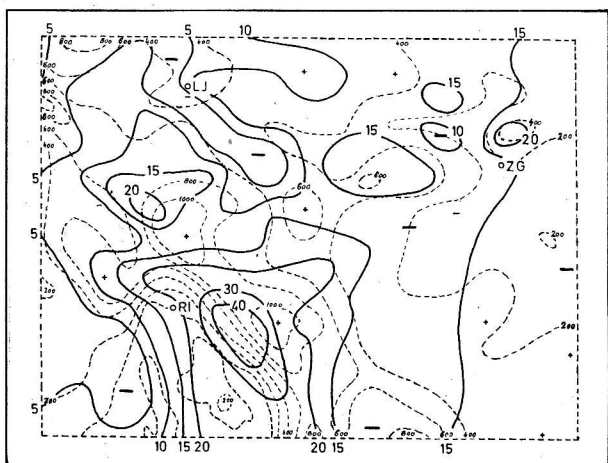
Razdioba ukupne količine oborina nakon integriranja od 1 h i preračunavanja za 24 h, zbog pretpostavke stacionarnosti tokom 24 h, prikazana je na sl. 8. Pokazuje se da su veće oborine u područjima koja odgovaraju višim orografskim predjelima. Pritom proizlazi da je u prvim fazama integriranja izraženija oborina u podnožju brda, a kako teče integracija oborina je sve jača i na područjima koja odgovaraju većim nadmorskim

visinama, odnosno razdioba oborina pokazuje njeno povećanje na vrhu brda, dok ravni dio terena u zavjetrini brda ima manjak oborine, što odgovara zbivanjima u prirodi. Razdioba specifične vlage ukazuje da se dio oborine već izlučio, dok ostali podaci pokazuju da je nastupila izvjesna stacionarnost. Iz ovoga se može zaključiti da je nepotrebno provoditi integriranje više sati čak i ako nema nikakvih numeričkih nestabilnosti. Tek eventualno novi rubni uvjeti mogli bi dati novi doprinos.



Sl. 8. Razdioba prognoze ukupne količine oborina za 24 h (mm). 0.4.01. 1981.

Fig. 8. Distribution of forecast for total amount of rainfall for 24 hours (mm) 4 January 1981



Sl. 9. Razdioba izmjerenih količina oborina (mm) za 05. 01. 1981. u 06 UTC

Fig. 9. Distribution of measured amount of rainfall (mm) for 5 January 1981, 06 UTC

Na sl. 9. prikazana je ukupna količina oborina pala na na navedenom području, a izmjerena je 05. 01. 1981. u 06 UTC. Viši orografski predjeli posebno na navjetrini brda imaju povećanje količine oborine koje je u neposrednoj vezi s dizanjem zraka uvjetovano orografskim preprekama. Slično vrijedi i za područja s konvergen-

cijom. Analiza razdiobe oborina dobivene modelom (sl. 8.) i izmjerenih količina oborina (sl. 9.) pokazuje određenu podudarnost, pri čemu su na većem dijelu područja izmjerene veće količine oborina. To se posebno odnosi za područje Velebita i širu okolinu Zagreba. Suprotno predhodnom, na području Istre model daje veće količine oborina, nego što je izmjereno. Vrijednost oborine dobivena modelom na krajnjem sjeverozapadnom dijelu područja očito je posljedica rubnih i orografskih efekata s obzirom na porast visina brda i pripadajućih ulaznih strujanja.

5. ZAKLJUČCI

Model za prognozu oborina s razvijenom orografijom izrađen je i testiran za stabilne vremenske situacije (uz uopćene meteorološko orografske uvjete) na području većeg dijela Slovenije te zapadnih i sjevernih krajeva Hrvatske za pojedine smjerove vjetrova. Karakteristika odabranih vremenskih situacija je uniformnost i stacionarnost visinskog strujanja. Uzima se, da ispravan rad modela pri kvazistacionarnim uvjetima vrijedi i za nestacionarne uvjete, kada je neophodno mijenjati odgovarajuće rubne uvjete. Uvjetu stacionarnosti je dosta teško udovoljiti s obzirom na prostorno-vremensku promjenljivost meteoroloških elemenata na analiziranom području. Vrlo često se javlja ciklonalna aktivnost, te primjenjena bilinearna interpolacija prilikom unašanja podataka ne može obuhvatiti takove cirkulacije.

Prateći podaci uz količinu oborina su visine σ ploha, vertikalne brzine, potencijalne temperature, specifična vlaga, vjetar i drugo. Ovi podaci omogućuju praćenje zbivanja u modelu pri čemu se rezultati dobro podudaraju sa zbivanjima u prirodi. Primjenjeni vremenski korak od 60 s daje dobre rezultate te se integracija može odvijati preko 180 min, dok pri većem koraku (120 s) nakon 150 do 180 min nastupa lagana divergencija. Promjene vrijednosti elemenata tokom vremena pokazuju u nekim slučajevima svojstva konvergencije, a u drugim lagane konvergentne oscilacije.

Kako se vjetar dobiva iz geopotencijala potrebno je pažljivo očitati njegove vrijednosti, jer intenzitet i konvergencija vjetra imaju znatnu ulogu na vertikalne brzine, a s time i na izlučivanje oborina. Model potvrđuje da strujanja zraka znatno ovise o orografiji, ne samo o visini nego i o obliku. Tako se na navjetrini brda pojavljuje efekat blokiranja uz otklon strujanja. Jača strujanja na višim nivoima ne pokazuju znatna odstupanja ni smjera niti brzine, dok se manja odstupanja javljaju kod slabijih strujanja koja dolaze okomito na prepreke. Na nižim nivoima su odstupanja zbog orografskih uvjeta znatno veća, pritom smjerovi variraju do 45° , a u nekim situacijama pri slabim vjetrovima i do 90° , dok se brzine promjene i preko 10 m s^{-1} (šire područje Velebitskog masiva). Primjenjena realna orografija je vrlo razvijena i poteškoće koje unosi su značajne naročito uz rubna područja, što se posebno odnosi na sjeverozapadni dio promatranog područja.

Izlučivanje oborina pokazuju promjene specifične vlage prije i poslije kondenzacije, pritom te promjene u jednoj točki za pojedini vremenski korak (60 s) mogu iznositi približno 0.1 do 0.3 kg^{-1} ; veće vrijednosti su na malim visinama. Model potvrđuje da su u ukupnom

formiranju orografskih oborina važniji niži slojevi troposfere (\leq AT 700 hPa), dok viši slojevi troposfere količinski ne daju značajni doprinos.

Razdioba ukupne količine oborina nakon nekog koraka dobiva se povećanjem za odgovarajući faktor zbog pretpostavke stacionarnosti tokom 24 h. Za prognozu oborina za 24 h u navedenim uvjetima dovoljno je obaviti integraciju jednadžbi za 1 h. U prvim fazama integriranja model se prilagođava te je izraženija oborina u podnožju brda, a kako teče integracija razdioba oborina pokazuje povećanje na vrhu brda, dok ravni dio terena iza zavjetrine brda ima manjak oborine. Razdioba oborina pokazuje povezanost s orografijom te količina oborina, pri malim brdima, raste s porastom visine brda. Pri većim brdima dolazi do zaustavljanja i gomilanja zraka, efekat blokiranja, te gibanja zraka oko brda, tada dolazi do preraspodjele oborina te na navjetrinskoj strani brda padne više oborine koja raste s povećanjem nadmorske visine brda.

Prognoza oborine nakon 1 h pokazuje svojstva stacionarnosti. Za veće vrijednosti koeficijenta horizontalne difuzije specifične vlage ($10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) dobiva se uniformnija razdioba oborina. Razdioba specifične vlage ukazuje da se dio oborine izlučio, dok ostali podaci pokazuju da je nastupila izvjesna stacionarnost. Iz ovoga se može zaključiti da nema smisla provoditi integriranje za narednih nekoliko sati čak iako nema numeričkih nestabilnosti. Tek novi rubni uvjeti mogli bi dati novi doprinos. Lokalne konvergencije i nestabilnosti u zavjetrini mogu dovesti do jačih uzlaznih struja toplog i vlažnog zraka i promjene razdiobe oborine.

Model je provjeravan na više vremenskih situacija s pojavom oborina za pojedine smjerove vjetrova: jugozapadni, sjeverozapadni, jugoistočni i sjeveroistočni. Brzine vjetrova (na AT 700 hPa) ovisno o situaciji varirale su od 5 do 25 m s^{-1} . Analize razdioba oborina dobivene modelom te izmjerenih količina oborina pokazuju podudarnost, što znači da zone oborine dobivene modelom i izmjerene imaju slična svojstva po obliku i količini. Viši orografski predjeli posebno na navjetrinskoj strani brda imaju povećanja količina oborina koja su u neposrednoj vezi s dizanjem zraka na orografskim preprekama.

U ovisnosti smjerova vjetrova podaci o izmjerenoj količini oborina i prema modelu dobro se podudaraju za veći dio područja. Međutim, pojedini dijelovi područja pokazuju izvjesno neslaganje. Kod jugozapadnog strujanja je na području Trbovlja i Gorenjske u pravilu izmjereno više oborine; očito su u vezi s višim brdima, nalaze se sjeverno, a inače nisu zahvaćene modelom. U drugim situacijama (sjeverozapadno i jugoistočno strujanje) više izmjerene oborine je na širem području Velebitskog masiva. Tada i model daje povećane količine oborina, ali ne tako izražene.

Model daje u pravilu više oborine, nego što je izmjereno na području Zagreba i Istre te djelomično oko Novog mesta; izraženo uz jugoistočno strujanje. Na području Istre oborine se teško mogu komentirati, jer nema podataka mjerenja na području Učke. Općenito povećane količine oborina su u područjima blizu rubova analiziranog područja koji odgovaraju nailazećem smjeru vjetra, a posljedica su rubnih uvjeta što treba posebno uvažiti. U nekim situacijama oborine dobivene modelom

na krajnjem sjeverozapadnom dijelu područja očito su posljedica rubnih i orografskih efekata.

Potpuna kvantitativna podudarnost rezultata se ne može očekivati. Razlozi su ne samo zbog nesavršenosti modela (konvekcija, frontalni poremećaji i drugo), nego i radi interpretacije značenja količine oborina u modelu i u prirodi. Na pojedinim rubnim dijelovima analiziranog područja dolazi do osjetnih promjena količine oborina, kao posljedica visokih brda i rubnih uvjeta. Vrijednosti orografije naročito uz rubna sjeverozapadna područja trebalo bi posebno provjeravati i dovoditi u vezu s palim oborinama. Uvažena vremenska stacionarnost unosi znatan dio pogrešaka te bi trebalo mijenjati rubne uvjete tokom integriranja, tada bi i rezultati bili bolji. Primjenjeni faktor izlučivanja oborina trebalo bi ispitati za pojedine vremenske situacije u ovisnosti doba godine. Pritom uvođenje izraza koji bi obuhvatili nestabilnost atmosfere dalo bi odgovore na lokalne konvekcije i pripadajuće oborine.

Uvažavajući mogućnosti koje su bile na raspolaganju primjena manjeg računala, mnogi rezultati dobiveni modelom pokazuju slaganje sa zbivanjima u prirodi. Naravno, ima još puno mogućnosti da se rezultati upotpune i provjere na raznim situacijama.

ZAHVALA

Ovaj rad se temelji na mojoj disertaciji, čiji je mentor bio prof. dr Z. Petkovšek kojemu se posebno zahvaljujem. Ujedno se zahvaljujem dr. J. Rakovcu, nadalje i dr. N. Injcu te mr. N. Vojnović-Musić.

6. LITERATURA

- Arakawa, A. i V. R. Lamb 1981: Computational desing of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. Модели общей циркуляции атмосферы, Гидрометеоздат, Ленинград, 196–283.
- Bergeron, T. 1967: Mesometeorological studies of precipitation, II Annual Technical Report 1966/67, Contract No. DA-91-591-EUC-4135, Met. Inst., Uppsala.
- Bourke, W., B. McAvaney, K. Puri i R. Thurling 1981: Global modeling of atmospheric flow by spectral methods. Модели общей циркуляции атмосферы, Гидрометеоздат, Ленинград, 13–84.
- Danard, M. 1977: A simple model for mesoscale effects of topography on surface wind. Mon. Wea. Rev., 105, 5, 572-581.
- Dickerson, M. H. 1978: MASCON - a mass consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain. J. Appl. Met., 17, 241-253.
- Durrant, D. R. i J. B. Klemp 1983: A compressible model for the simulation of moist mountain waves. Mon. Wea. Rev., 111, 12, 2341-2361.
- Gelo, B. 1982: Djelovanje orografije i dijabatskog zagrijavanja na prizemno polje vjetra u mezorazmjerima. Zbornik Proračunavanja i projektiranje pomoću računala, IV. Stubičke toplice, 547-550.
- Gelo, B. 1985: Značaj numeričkih modela atmosfere i njihova primjena u prometu. Suvremeni promet, 7, 2-3, 319-322.
- Gelo, B. 1985 a: Mesometeorological phenomena over northwest Croatia, 12. International conference on Carpathian meteorology, Beograd, 45-49.
- Gelo, B. 1987: Mezometeorološki model za prognozu oborina u razvijenoj orografiji pri pojedinim smjerovima vjetrova; disertacija. Univerza v Ljubljani, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Ljubljana, 82.

- Gelo, B. i K. Pandžić. 1981: Numerička simulacija prizemnog polja vjetra uslijed orografskih efekata u mezorazmjerima. Zbornik numeričke metode u tehnici, III. Stubičke toplice, 387-393.
- Gollvik, S. 1984: Estimation of orographic precipitation by dynamical interpretation of synoptic model data. SMHI Norrköping, RMK 42, 20.
- Haltiner, G. J. i R. T. Williams 1980: Numerical prediction and dynamic meteorology. John Wiley and sons, inc., New York, 477.
- Jurčec, V., 1982: Mezoefekti orografije na povećanje i razdiobu konvektivne oborine na području Zagreba. Rasprave, RHMZ SRH, Zagreb, 17, 39-49.
- Kasahara, A. 1981: Computational aspects of numerical models for weather prediction and climate simulation. Модели общей циркуляции атмосферы, Гидрометеиздат, Ленинград, 284-347.
- Mesinger, F. 1976: Dinamička meteorologija, analitička rešenja i numeričke metode. Građevinska knjiga, Beograd, 224.
- Monin, A. S. i S. S. Zilitinkevich 1967: Planetary boundary layer and large-scale atmospheric dynamics. Report on the GARP study conference, Stockholm, ICSU / IUGG i WMO.
- Pielke, R. A. 1974: A comparison of three-dimensional and two-dimensional numerical predictions of sea breeze. J. Atmos. Sci., 31, 1577-1585.
- Radinović, Đ. 1979: Prognoza vremena. Privredno finansijski vodič, Beograd, 266.
- Rakovec, J. 1985: Wind field modelling in a complex terrain. XII Međunarodna konferencija za Karpatsku meteorologiju, Beograd, 182-185.
- SHMZ 1986: Meteorološki godišnjak II, padavine, godina 1981. Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd, 277.
- Deutscher Wetterdienst 1981: Europäischer Wetterbericht. 1981. Offenbach/M.
- Корби, Г. А., А. Гилкрифт и П. Р. Раунтри 1981: Пятиуровневая модель общей циркуляции атмосферы метеорологической службы Соединенного Королевства. Модели общей циркуляции атмосферы, Гидрометеиздат, Ленинград, 85-132.
- Вашингтон, У. М. и Д. Л. Вильямсон 1981: Описание моделей глобальной циркуляции Национального центра атмосферных исследований (НЦАИ). Модели общей циркуляции атмосферы, Гидрометеиздат, Ленинград, 133-195.

SUMMARY

This paper presents a new mesoscale model for forecasting rainfall in a complex terrain area in a stable weather situation. This model was tested in a limited northwestern region of Yugoslavia. The region is 180 km wide and 220 km long and has high mountains. Uniform and quasistationary upper airflows are basic features of a specific weather situation. It is generally assumed that proper model operation in quasistationary conditions may be applied to nonstationary conditions in which respective boundary conditions have to be changed. The boundary and initial conditions are taken from a larger scale model. The mesoscale model uses data obtained by the macroscale model, orography, heating sources and moisture. Input data are based on bilinear interpolation. The model characteristics should be applied to other regions. This model has been developed on the personal computer Atari ST in GFA-Basic compiler computer language.

The presented model of the atmosphere has 6 levels; the top boundary of the model is the isobaric surface 400 hPa. The horizontal resolution is 10 km. Temperature, dewpoint and geopotential data are read at the isobaric surface. Input data of the earth's surface (temperature,

dewpoint) are based on observation or on the macroscale model. Specific humidity is computed from dewpoint. The basic equations are shown in the σ coordinate system. The time step of 60 s was used during model testing and give good results. The heights of σ surface, vertical speeds, potential temperatures, specific humidity, wind etc. are relevant data to be considered with the precipitation.

The wind components at the isobaric surface are computed according to the geopotential and the model shows the airflow dependence on orography. On the mountains the air mass is under the influence of blocking and moves around the barriers. The stronger upper airflows have small variations of wind directions and speeds. These variations are more prominent at lower levels due to orography.

The specific humidity changes which before and after condensation amount to approximately 0.1 to 0.3 g kg⁻¹ for a particular time lapse (60 s), predict the precipitation release; higher humidity changes occur in the surface layers. This model proves the fact that lower tropospheric layers (below 700 hPa) are more important in the total process of orographic precipitation formation whereas higher tropospheric layers are quantitatively less significant.

The precipitation distribution forecast after 1 hr showed stationary features. Specific humidity distribution leads to the conclusion that one part of precipitation is fall. In stationary weather situations and integration time for 1 hr, predicted precipitation for a 24-hr period is obtained by multiplying the total precipitation by 24. The coefficient of precipitation release C_{RR} is 0.06, which means that from the total condensed water vapor in clouds 6 % of precipitable water is released in the form of rainfall.

The analyses of computed precipitation distribution show precipitation dependence on orography. The precipitation amount at lower hills increases with the height of the hill. On the higher hills and mountains the air mass is under the influence of blocking and moves around the barriers. The air flows round the hill and precipitation is redistributed. Consequently at the windward side of the mountain there is more precipitation which increases with altitude while the leeward side of the hill reports a decrease of precipitation.

In the same wind directions (at AT 700 hPa wind speed are between 5 and 25 m s⁻¹) observed precipitation data and computed ones correlate well, which means that precipitation zones produced by the model and the observed ones have certain common characteristics relating to form and amount. Higher orographic regions, directly associated with upward air flow at orographic barriers, report an increase of precipitation amounts particularly on the windward side.

With respect to the wind direction observed precipitation data and computed ones correlate well for the most part of the observed region; there are discrepancies in some parts of the region. With southwestern airflow more precipitation is generally reported in the region of Gorenjska and the town of Trbovlje. This fact which can obviously be associated with higher mountains on the north which are not covered by the model. In other situations (the northwestern and

southeastern flow) more precipitation is reported in the wider area of the Velebit massif. In such cases precipitation amounts obtained by the model are slightly increased.

With southeastern flow, more precipitation is computed than is observed in the region of Istra and the Zagreb area, particularly the town of Novo Mesto. It is rather difficult to comment on the precipitation observed

in Istra region since there have been no reported data from the region of Učka mountain. Higher precipitation is reported in regions adjacent to the lateral boundaries of the analysed area corresponding to the incoming wind direction as a direct result of the boundary conditions. In some cases computed precipitation at the far northwestern part of the region is obviously the result of lateral boundary and orographic effects.

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.]

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.]