



UNIVERZITET U NOVOM ŠADU
PRIRODNO-MATEMATIČKI
FAKULTET
DEPARTMAN ZA FIZIKU



Ana Pavlović

Parametrizacija snega u površinskim šemama pri modeliranju životne sredine

• diplomski rad •

Novi Sad 2005.

**Zahvaljujem se prof. dr. Dragutinu T. Mihailoviću na velikoj pomoći, korisnim sugestijama i diskusijama.
Hvala mentoru prof. dr. Darku Kaporu na ukazanom poverenju, podršci i korisnim savetima.
Svima koji su ulagali i verovali u mene za šansu i put koji su mi otvorili i koji su potpomogli moj duh da nastavi u ovom materijalnom svetu-HVALA.
Hvala mojim prijateljima i porodici.
Jedno veliko hvala mom sinu i supruhu koji su mi pomogli da istrajem do kraja.
Za kraj, no ne manje bitno hvala, svim onima koji me ne vole i koji su sumnjali u mene jer su mi dali zrnca smisla zašto je sve ovo vredno.**

Ana Pavlović , oktobar 2005.

SADRŽAJ

UVOD	3
1. NUMERIČKI EKSPERIMENTI	5
1.1 Numerički eksperiment 1	5
1.2 Numerički eksperiment 2	10
1.2.1 Prognoza visine snega	12
1.3 Numerički eksperiment 3	13
2. REZULTATI NUMERIČKIH EKSPERIMENTATA	14
2.1 Kratak opis programa	14
2.2 Rezultati	16
ZAKLJUČAK	27
DODATAK 1	28
D.1 Uvod	28
D.2 Računanje flukseva količine kretanja i toplote	29
D.2.1 Nestabilna i neutralna stratifikacija	30
D.2.2 Stabilna stratifikacija	31
DODATAK 2	33
LITERATURA	36

UVOD

Osnovna svrha bilo koje parametrizacije interakcije površine Zemlje i atmosferskog graničnog sloja, za upotrebu u modelima opšte cirkulacije atmosfere (GCM- General Circulation Models) je da obezbedi neophodne podatke za izračunavanje flukseva količine kretanja, toplote i vodene pare, kako na površini Zemlje tako i na nekoliko nivoa iznad nje, a unutar atmosferskog graničnog sloja (ABL-Atmospheric Boundary Layer). Površinska parametrizacija treba da uključi efekte površinskog albeda, hrapavosti površine i hidrologije tla. Na sve ove elemente i na njihovu međusobnu interakciju utiče i prisustvo/odsustvo vegetacije.

Ono što je najvažnije za sve tipove modela je to da svaka od primenjenih šema treba da pravilno simulira najvažnije fizičke i biofizičke procese koji su relevantni za model u koji su inkorporirani. Na primer, atmosferski modeli zahtevaju precizan opis površinskih flukseva količine kretanja, toplote i vodene pare, da bi se što tačnije odredili fluksevi latentne i osetne toplote. Bez obzira na model u kojem se površinska šema koristi, hidrološki moduo treba da bude sofisticovano parametrizovan. Uopšteno gledajući, trenutno korišćene metode u parametrizaciji hidrologije kod površinskih šema dele se na jednoslojne i višeslojne metode izračunavanja sadržaja vlažnosti zemljišta.

U ovom radu su upoređeni rezultati tri izvedena numerička eksperimenta (u daljem tekstu ekperimenti) sa parametrizacijom snega u različitim površinskim šemama. Prvi eksperiment bazirao se na modelu Janjića [1]. Kod ovog pristupa pretpostavljamo da postoji tanak površinski sloj podloge čije su efektivne fizičke karakteristike definisane tako da su reprezentativne za površinu koju predstavlja posmatrana računska tačka. Dalje se pretpostavlja da u ovom sloju vlada približna termička ravnoteža, a srednja temperatura sloja se izračunava prema prognostičkoj jednačini.

Za potrebe drugog eksperimenta korišćena je površinska šema iz CSIRO modela opšte atmosferske cirkulacije (CSIRO Global Circulation Model). Detalji modela će kasnije biti detaljnije opisani.

U trećem numeričkom eksperimentu napravljena je sinteza dva modela, CSIRO GCM [2] i LAPS-a (Land-Air Parameterazition Sheme, [3], [4]). U ovom slučaju zadržali smo glavni koncept drugog numeričkog eksperimenta, i jedina izmena je bila kod izračunavanja

temperature na nekoj dubini unutar tla. Umesto prognostičke jednačine korišćene u CSIRO modelu uvrstili smo prognostičku jednačinu iz LAPS-a. (Tačno određivanje temperature na nekoj dubini unutar tla veoma je bitno zbog toga što greška u njenom izračunavanju uzrokuje dalje greške pri izračunavanju temperature površinskog sloja zemljišta i evaporacije).

Rezultati eksperimenata dati su u vidu grafičke forme, dok je sam program dat u dodatku na CD-u.

1. NUMERIČKI EKSPERIMENTI

1.1 Numerički eksperiment 1

Prvi numerički eksperiment bazira se na teoriji Zaviše I. Janjića [1]. On polazi od toga da vlažno tlo predstavlja idealizaciju najčešćeg stanja najvećeg dela tla. Kod ovog pristupa se pretpostavlja da postoji gornja granica količine vlage koju tlo može da primi. Kad se ova granica dostigne ili pređe smatra se da je tlo kompletno zasićeno, tako da se specifična vlažnost vazduha pri tlu izjednačava sa specifičnom vlažnošću zasićenja vazduha za datu temperaturu i pritisak. Eventualni višak vlage se posmatra kao površinski oticaj koji u ovom slučaju ne razmatramo posebno. Ukoliko tlo nije potpuno zasićeno vlagom, onda se to uzima u obzir pri izračunavanju turbulentnog fluksa latentne toplote tako što se fluks koji bi odgovarao potpuno zasićenom tlu smanjuje množenjem sa faktorom manjim od jedinice koji je proporcionalan sadržaju vlage u tlu.

Pri modeliranju procesa na podlozi moramo poznavati parametre koji odgovaraju stanju zasićenja. Za izračunavanje specifične vlažnosti zasićenja koristimo Tetensovu formulu gde umesto temperature T koristimo potencijalnu temperaturu θ , to jest:

$$q_{ZAS} = (e_0 / p) \exp[a_2(\theta - T_0\Pi_s) / (\theta - a_4\Pi_s)] \quad (1.1.1)$$

Ovde je p atmosferski pritisak, θ je potencijalna temperatura, a konstante koje se pojavljuju imaju vrednost u SI sistemu:

$$e_0 = 379.90516 \text{ Pa}, \quad a_2 = 17.2693882, \quad T_0 = 273.16 \text{ K}, \quad a_4 = 35.86 \text{ K}$$

Pri učitavanju ulaznih podataka u programu, javlja se temperatura vazduha T , da bi prešli na potencijalnu temperaturu, koristimo izraz:

$$\theta = T\Pi \quad (1.1.2)$$

pri čemu Π dobijamo iz izraza:

$$\Pi \equiv \left(\frac{100000}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (1.1.3)$$

gde je gasna konstanta za suv vazduh $R = 287.04 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, a toplotni kapacitet vazduha pri konstantnom pritisku $c_p = 1004.6 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$.

Dalje tražimo potencijalnu temperaturu površinskog sloja tla. Da bi smo je mogli izračunati prvo moramo numerički rešiti jednačinu termičkog bilansa, koja se može napisati u obliku:

$$\begin{aligned} (\rho_s c_s)_E d_s \frac{\partial \theta_s}{\partial t} = G_a + F_a - \varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} \theta_s^4 - F_{zplit} - \rho_z c_z k_z \frac{\theta_s - \theta_z}{\Delta z_z} \\ + \rho c_p K_{H,s} \frac{\theta_{Lm} - \theta_s}{\Delta z_e} \\ + \beta \rho L_{vp} \Pi_s K_{H,s} \frac{q_{Lm} - q_{zas}(\theta_s)}{\Delta z_e} \end{aligned} \quad (1.1.4)$$

Treba imati u vidu da potencijalna temperatura θ_s ne predstavlja potencijalnu temperaturu površine tla, već potencijalnu temperaturu koja je reprezentativna za ceo posmatrani površinski sloj tla konačne debljine. Veličina $(\rho_s c_s)_E$ predstavlja efektivni proizvod gustine i toplotnog kapaciteta površinskog sloja vlažnog tla čija je debljina d_s . Efektivna vrednost $(\rho_s c_s)_E$ se koristi zbog toga što se u posmatranom površinskom sloju sadržaj vlage može menjati, pa prema tome i gustina i toplotni kapacitet tla. Što se tiče vrednosti ρ_s i c_s za potpuno suvo tlo, one su

$$\rho_s = 1500 \text{ kgm}^{-3}, c_s = 1339.2 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \quad (1.1.5)$$

Neto "doprinos" dolaznog kratkotalasnog zračenja Sunca, G_a , i dugotalasnog zračenja atmosfere, F_a , dobijamo iz ulaznih podataka. Treći član na desnoj strani (1.1.4) predstavlja doprinos dugotalasnog "odlaznog" zračenja. U ovom članu ε je emisivnost, a σ je Štefan-Bolcmanova konstanta. Simbol Π_s predstavlja vazdušni pritisak na površini tla.

Fluks toplote između površinskog sloja i plićih slojeva tla obeležen je oznakom F_{zplit} . Da bi ga odredili pretpostavljamo da je proporcionalan ukupnom neto doprinosu zračenja.

$$F_{zplit} = \left[G_a + F_a - \varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (\theta_s^{n+1})^4 \right] (1 - FGF) \quad (1.1.6)$$

Pri tome uzimamo da je FGF konstanta, ali različita za različite znake neto doprinosa zračenja, odnosno

$$FGF = \begin{cases} 0.81, & [G_a + F_a - \varepsilon\sigma\Pi_s^{-3}(\theta_s^{n+1})^4] > 0 \\ 0.68, & [G_a + F_a - \varepsilon\sigma\Pi_s^{-3}(\theta_s^{n+1})^4] \leq 0 \end{cases} \quad (1.1.7)$$

Fluks između površinskog sloja i dubljih slojeva tla računa se eksplicitno, pomoću konačnih razlika. Ovaj fluks je obično dosta manji od fluksa između površinskog sloja i plićih slojeva tla. Pri izračunavanju fluksa ρ_z i c_z uzimaju vrednosti (1.1.5), kao i ρ_s i c_s , a K_z je otprilike $5 \times 10^{-7} m^2 s^{-1}$. θ_z zavisi od geografske širine i nadmorske visine. Od ove poslednje delom zbog promene pritiska, odnosno Π_s . Ovu zavisnost izražavamo formulom

$$\theta_z = 258.16 + 30.0 \cos \varphi + \Phi_s / 3333.0 \quad (1.1.8)$$

Ovde je φ geografska širina, a Φ_s je geopotencijal površine tla. Budući da profil potencijalne temperature θ u tlu nije linearan, efektivna dubina Δz_z bi trebalo da bude svega nekoliko metara. U modelu koristimo vrednost $\Delta z_z = 2.85 m$ [5].

Kako u modelu posmatramo tlo pokriveno snegom ili ledom, prognostički se računa temperatura reprezentativna za površinski sloj snega ili leda preko izraza:

$$\begin{aligned} \theta_s^{n+1} = & [\rho_{l,sn} c_{l,sn} d_{l,sn} \theta_s^n + \Delta t \{ [G_a + F_a + 3\varepsilon\sigma\Pi_s^{-3}(\theta_s^n)^4] FGF \\ & + \rho_z c_z (K_z / \Delta z_z) \theta_z \\ & + \rho c_p (K_{H,s} / \Delta z_\Theta) \theta_{lm} \\ & + \rho L_p \Pi_s (K_{H,s} / \Delta z_\Theta) q_{lm} \\ & - \rho L_p \Pi_s (K_{H,s} / \Delta z_\Theta) q_{ZAS} \theta_s^n [1 - a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) \theta_s^n / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2] \}] \\ & / [\rho_{l,sn} c_{l,sn} d_{l,sn} + \Delta t \{ 4\varepsilon\sigma\Pi_s^{-3}(\theta_s^n)^3 FGF + \rho c_p (K_{H,s} / \Delta z_\Theta) + \rho_z c_z (K_z / \Delta z_z) \\ & + \rho L_p \Pi_s (K_{H,s} / \Delta z_\Theta) q_{ZAS} (\theta_s^n) a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2 \}] \end{aligned} \quad (1.1.9)$$

gde su odgovarajuće konstante za gustinu ρ_l i toplotni kapacitet c_l u SI jedinicama za kompaktan led :

$$\rho_l = 916.6 kg m^{-3}, \quad c_l = 2060.0 J kg^{-1} K^{-1} \quad (1.1.10)$$

Debljina površinskog sloja leda d_l je reda veličine 0.1m da bi njegov toplotni kapacitet bio veći ili uporediv sa toplotnim kapacitetom susednog sloja vazduha sa kojim razmenjuje toplotu. Kada se radi o snegu, uzima se da je njegov toplotni kapacitet c_{sn} isti kao i za led,

gustina ρ_{sn} mu je deset puta manja, ali se zato debljina površinskog sloja snega d_{sn} povećava deset puta tako da je:

$$\rho_l c_l d_l = \rho_{sn} c_{sn} d_{sn} \quad (1.1.11)$$

Umesto latentne toplote i toplote evaporacije, u oba slučaja se koristi toplota sublimacije led-para L_{lp} čija je brojna vrednost u SI jedinicama $L_{lp} = 2.834 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$. U ovom slučaju se prepostavlja da se sublimacija odvija sa potpuno zasićene površine, tako da je mera sadržaja vlage u tlu $\beta = 1$. Efekti starosti i čistoće snega ili leda se u modelu ne uzimaju u obzir. Ovi efekti bi inače mogli da utiču na albedo, pa otuda i na flukseve zračenja, kao i na fizičke osobine podloge. Što se tiče specifične vlažnosti, reprezentativne za posmatrani sloj snega ili leda, ova veličina se ne računa prognostički, već se računa specifična vlažnost zasićenja $q_{zas}(\theta_s^{n+1})$ za dati atmosferski pritisak po jednačini (1.1.1).

U okviru posmatranog modela prognostički izračunavamo samo dve hidrološke promenljive. To su mera vlažnosti tla V i visina snega na kopnu S_n [5], [6]. Visina snega se prognozira samo na kopnu na kome nema permanentnog leda. Ako doprinose padavina, evaporacije i topljenja snega tokom koraka u vremenu obeležimo sa ΔPad , ΔIsp i $\Delta Stplj$, respektivno, prognostičke jednačine za te dve posmatrane hidrološke veličine su

$$V^{n+1} = V^n + \Delta Pad + \Delta Isp + \Delta Stplj \quad (1.1.12)$$

$$S_n^{n+1} = S_n^n + \Delta Pad + \Delta Isp - \Delta Stplj \quad (1.1.13)$$

Treba uočiti da na snegom pokriveno tlo zbog modelirajućih pretpostavki ne može padati kiša već samo sneg.

Promene osmotrene, klimatološke ili procenjene debljine permanentnog leda na kopnu ili moru zbog topljenja se ne uzimaju u obzir. Takođe se ne uzima u obzir visina snega koji padne preko leda. Jedino što se koristi u slučaju topljenja je "prognostička" temperatura $\theta_s^{n+1} = T_0 \Pi_s$ i "prognostička" površinska specifična vlažnost zasićenja $q_{zas}(T_0 \Pi_s)$ za dati atmosferski pritisak, koje definišu donje granične uslove koji su potrebni za izračunavanje atmosferskih površinskih flukseva.

Na osnovu pretpostavke da se sva dovedena toplota tokom koraka u vremenu troši na topljenje snega, a ne na povišenje temperature njegovog površinskog sloja, iz jednačine termičkog bilansa (1.1.4) može se dobiti debljina vodenog sloja koji bi usled topljenja snega pokrio površinu ΔA_b koja odgovara posmatranoj računskoj tački, to jest:

$$\begin{aligned}
STPLJ = & [\Delta t / (\rho \Pi_s) ([G_a + F_a - 3\varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (T_0 \Pi_s)^4] FGF \\
& - \rho_z c_z K_z (T_0 \Pi_s - \theta_z) / \Delta z_z \\
& + \rho c_p K_{H,s} (\theta_{lm} - T_0 \Pi_s) / \Delta z_\theta + \rho L_{vp} \Pi_s K_{H,s} q_{lm} / \Delta z_\theta \\
& - \rho L_{vp} \Pi_s K_{H,s} q_{ZAS} (T_0 \Pi_s) / \Delta z_\theta)
\end{aligned} \tag{1.1.14}$$

Ovde je ρ_v gustina vode, $L_{iv} = 0.334 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ je latentna toplota topljenja snega ili leda. Debljina vodenog sloja koji bi ispario (sublimirao) sa horizontalne površine ΔA_b koja odgovara posmatranoj računskoj tački može se dobiti po formuli

$$ISP = \Delta t \beta \left(\frac{\rho}{\rho_v} \right) K_{H,s} [q_{lm} - q_{zas}(\theta_s^{n+1})] / \Delta z_\theta \tag{1.1.15}$$

Kao što je već napomenuto, u slučaju sublimacije, odnosno, evaporacije sa površine snega ili leda, uzimamo da je $\beta = 1$.

1.2. Numerički eksperiment 2

U drugom numeričkom eksperimentu koristili smo parametrizaciju iz modela CSIRO (CSIRO- Numerical Model of the Atmosphere- 1D Stand-Alone Model, [2]) . Iz prethodno opisanog eksperimenta zadržali smo način izračunavanja specifične vlažnosti zasićenja (1.1.1) i ostali su nam isti ulazni podaci. Osnovna razlika je u pristupu izračunavanja površinske temperature.

Kao i u prethodnom slučaju krećemo od bilansa površinske energije, koji možemo predstaviti preko izraza:

$$R_{N0} - G_0 = H_0 + \lambda E_0 \quad (1.2.1)$$

Odavde izražavamo toplotni fluks u zemljište G_0 :

$$H_a = -G_0 = -R_{N0} + H_0 + \lambda E_0 \quad (1.2.2)$$

H_0 i E_0 predstavljaju flukseve osetne toplote i evaporacije, respektivno. Njih dobijamo iz izraza:

$$\frac{H_0}{\rho c_p} = \overline{w'\theta'} = -u_*\theta_* = C_H u_a (\theta_0 - \theta_a) \quad (1.2.3)$$

i

$$\frac{E_0}{\rho} = \overline{w'q'} = -u_*q_* = C_H u_a (q_0 - q_a) \quad (1.2.4)$$

u_a , θ_a i q_a su vrednosti brzine vetra, potencijalne temperature i vlažnosti vazduha na referentnom nivou, koji se u našem slučaju nalazi na 2m , a θ_0 , q_0 su površinske vrednosti datih promenljivih. C_H predstavlja koeficijent razmene toplote, odnosno vlažnosti.

Neto radijaciju čine kratkotalasni i dugotalasni fluksevi, i to kao što je izraženo u jednačini

$$R_{N0} = R_{so}(1 - \alpha_s) + \varepsilon_s R_{Lo}^d + R_{Lo}^u \quad (1.2.5)$$

gde je R_{so} globalni kratkotalasni radijativni fluks (pozitivan), R_{Lo}^d dugotalasni fluks zračenja na dole (pozitivan) i R_{Lo}^u je dugotalasni fluks na gore, odnosno zemljino izračivanje (negativan).

Pored toga, α_s je kratkotalasni albedo površine, a ε_s je dugotalasna emisivnost iste.

Na osnovu 1D S/A modela u modelu za izračunavanje temperature zemljišta koristimo "FORCE-RESTORE" metod. Metod je baziran na radu Bhumralkar [7] i Blackadar [8]. Relacije za površinsku temperaturu, na razmernoj dubini d_1' i temperaturu na nekoj dubini, koja je određena fizičkom dubinom d_2' determinisane su na sledeći način:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = -c_1 \frac{H_A}{\rho_s c_s d_1'} - c_2 \frac{T_g - T_b}{\tau} \quad (1.2.6)$$

$$\frac{\partial T_b}{\partial t} \approx -\frac{H_A}{\rho_s c_s d_2'} \quad (1.2.7)$$

gde je toplotni fluks u zemljište $H_A = -G_0$ dat jednačinom (1.2.2) Vrednosti koeficijenata u jednačini (1.2.6) su $c_1 = 3.72$ i $c_2 = 7.4$, a dubine se izračunavaju pomoću izraza:

$$d_1' = (k_s \tau / \pi)^{0.5} \quad (1.2.8)$$

$$d_2' = (365 k_s \tau / \pi)^{0.5} \quad (1.2.9)$$

toplotni parametri su izraženi u funkciji od vlažnosti zemljišta:

$$k_s = \kappa_s / \rho_s c_s \quad (1.2.10)$$

$$\rho_s c_s = (1 - \eta_{sat}) \rho_{s,dry} c_{s,dry} + \eta \rho_{water} c_{s,water} \quad (1.2.11)$$

$$k_s = 419 (a \eta_g + b \eta_g^{0.4}) \quad (1.2.12)$$

koeficijenti a i b zavise od tipa zemljišta, u modelu predpostavljamo glinovito tlo za koje su vrednosti koeficijenata $a = 0.002$, a $b = 0.003$. Toplotna provodljivost k_s varira otprilike za jedan red veličine kako se zemljište isušuje.

Temperatura na površini zavisi prvenstveno od neto radijacije i flukseva, kako molekularnih tako i turbulentnih, koji transportuju toplotu naša površine. Ova zavisnost je opisana prvim delom jednačine (1.2.6), odnosno opisan je "prisilni" deo gde su individualne komponente fluksa zavisne od temperaturnog gradijenta između površine i atmosfere (jednačine 1.2.3 i 1.2.4) i temperaturnog gradijenta između površine i zemljišnih slojeva ispod nje. Drugi deo u jednačini (1.2.6) opisuje "vraćanje" površinske temperature prema vrednosti njenog dubljeg sloja.

1.2.1 Prognoza visine snega

Jedna od najvažnijih karakteristika snega je njegov albedo. Kod 1D S/A modela, albedo je napravljen tako da zavisi od dubine (visine) snega:

$$\alpha = \alpha_{b,g} + (\alpha_{snow} - \alpha_{b,g}) \frac{S_n}{S_n + S_n^*} \quad (1.2.13)$$

Gde je $\alpha_{snow}=0.8$ snežni albedo, $\alpha_{b,g}$ je pozadinski albedo. S_n je dubina snega, a $S_n^*=1\text{cm}$ je kritična dubina snega. Promena dubine snega opisana je jednačinom:

$$\frac{\partial S_n}{\partial t} = P_s + \frac{E_s}{\rho_w} + \left(-\frac{M_s}{\rho_{snow}}\right) \quad P_s (\text{padavine}) \quad (1.2.14)$$

gde je P_s vrednost padavina, E_s vrednost sublimacije ili vrednost kondenzacije (mraza) na snegu, M_s je stopa topljenja snega, a ρ_{snow} je gustina snega.

Da bismo izračunali površinsku temperaturu koristimo jednačine (1.2.6) i (1.2.7) zajedno sa masenim kapacitetom toplote $\rho_s c_s$ i razmerom dubine d_1' koja sada predstavlja snežni / zemljišni sloj. Razmerna dubina dubokog snežnog sloja je izračunata pomoću jednačine (1.2.8) sa odgovarajućim k_s za sneg.

Kada je površinska temperatura tla iznad temperature mržnjenja, pojava topljenja i količina otopljenog snega (stvorene vode) računaju se prema jednačini:

$$M_s = (c_1^{-1}) \rho_{c,snow} c_{c,snow} d_{snow} (T_g - 273.16) / \delta L_f \quad (1.2.15)$$

gde c_1 ima vrednost 3.72, δ je vremenski korak, a L_f je latentna toplota topljena snega.

1.3 Numerički eksperiment 3

Treći numerički eksperiment zadržava glavni koncept drugog numeričkog eksperimenta. Jedina izmena je bila u načinu izračunavanja temperature na nekoj dubini unutar tla. U ovom slučaju preuzeli smo jednačine iz LAPS-a (Land-Air Parametrization Scheme, [3], [4]).

Kako je već opisano, da bi izračunali površinsku temperaturu koristili smo FORCE-RESTORE metod, te smo prognostičku jednačinu iskoristili da bi se tačno reprodukovao odgovor zemljišta na periodično zagrevanje i njegova uniformna toplotna obeležja. Kod ovog metoda od velike je važnosti pristup izračunavanju temperature na nekoj dubini unutar zemljišta, T_d , koja se pojavljuje u povratnom delu. Jedna je mogućnost da se koristi prognostička jednačina

$$C_0 \frac{\partial T_d}{\partial t} = (R_0^{net} - H_0 - \lambda E_0) / \sqrt{365\pi} \quad (1.3.1)$$

a drugi

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_g - T_d) \quad (1.3.2)$$

gde je C_0 toplotni kapacitet zemljišta, R_0^{net} neto radijacija, H_0 fluks osetne toplote, λE_0 fluks evaporacije, λ latentna toplota evaporacije (Jkg^{-1}), T_g temperatura na površini zemljišta, $\tau = 86400 \text{ s}$. Druga jednačina, koju je prvenstveno koristio Noilhan i Planton [9], poznata je kao TDN metod. Ako se koristi prognostička jednačina za izračunavanje temperature na nekoj dubini unutar zemljišta, kao posledicu možemo imati greške u izračunavanju površinske temperature tokom dugotrajne integracije. Obično se ova greška pojavljuje kao rezultat netačne parametrizacije evaporacije sa zemljišta.

Druga mogućnost, koja je u suštini i mnogo bolji i sigurniji izbor, je da temperatura na referentnoj dubini bude konstantna kroz ceo period integracije.

2. REZULTATI NUMERIČKIH EKSPERIMENTATA

U ovoj glavi uradićemo analizu rezultata programa/modela iz tri numerička eksperimenta.

Ulazni podaci korišćeni u numeričkim eksperimentima dobijeni su od Republičkog hidrometeorološkog zavoda, iz numeričkog Eta modela i važe za oblast Beograda, dana 04. Februara 1999. god. Na osnovu stvarnog stanja tih dana, a provereno od strane Hidrometeorološkog zavoda, rezultati dobijeni simulacijama u ovom radu su odražavali realnu situaciju. Usled nekompatibilnosti fajlova, odnosno nestandardne forme dobijenih podataka, urađen je prvo program koji je iščitao dobijene podatke i prebacio ih u odgovarajuću formu. Rezultati simulacija nadalje biće prikazani u grafičkoj formi.

2.1. Kratak opis programa

Program *snow.f* je napisan u programskom jeziku Fortran 77. Program je za cilj imao da iz datih podataka izračuna visinu snega.

Ulazne podatke dobija iz datoteke *snow4299.dat*. Pomenuta datoteka je dobijena u posebno za to napisanom programu *reading.for* koji je izvršio preraspodelu podataka u datoteku koja odgovara našim potrebama. Pored ulaznih podataka, definisani su i svi parametri (konstante) koji se koriste u programu (datoteka *varisnow.cmn*).

Izlazni podaci upisuju se u datoteke *snowfall.dat* i *acumulativep.dat*. Program je radio svaki zadatak ponaosob, tako da krajnji izgled programa sadrži i linije koje se čitaju i koje se ne čitaju, i to baš iz razloga što su tu sadržani svi izvršeni numerički eksperimenti.

Prilikom izrade programa korišćeni su pristupi iz pre opisanih modela. U programu je opisan svaki korak, u posebno naznačenoj liniji.

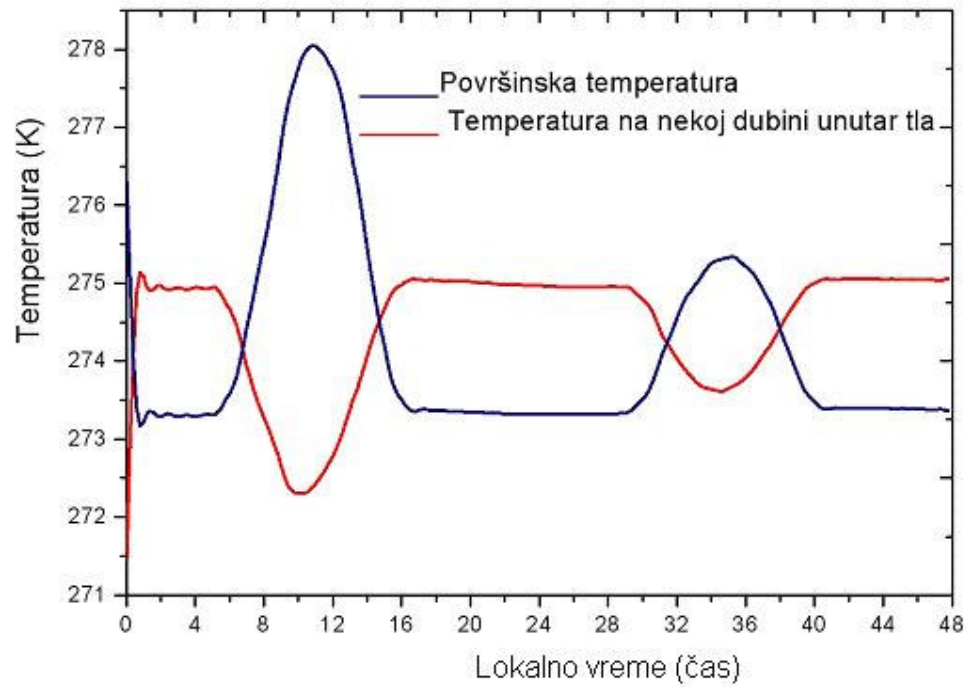
Struktura programa se sastoji od glavnog programa i niza potprograma. Glavni program se sastoji od 153 linije, u njemu vršimo učitavanje ulaznih podataka i parametara, kao i izračunavanje izlaznog seta podataka. Glavni program je sa potprogramima povezan naredbom **call**, i on potprogramu šalje ulazne podatke, a potprogram nazad vraća potrebnu promenljivu. Potprogrami su uključeni u program kako zbog preglednosti glavnog programa, i uštede računskog vremena, tako i zbog lakšeg rešavanja problema. Potprogram je

autonomna celina, koja se uključuje u glavni program samo ako je "pozvan". Svaki potprogram, pored promenljivih i parametara koji su mu zajednički sa glavnim programom, može imati i ceo niz samo njemu potrebnih promenljivih, koje se ne definišu u glavnom programu. Program *snow.f* u sebi sadrži pet potprograma.

- 1) Potprogram *fluks*, koji izračunava površinske flukseve pomoću teorije sličnosti Monin-Obuhova [D1];
- 2) Potprogram *citanje* broji linije u fajlu koji čitamo;
- 3) Potprogram *pottemp* izračunava potencijalnu temperaturu na površini tla, po teoriji Janjića [1];
- 4) Potprogram *surface* izračunava temperaturu tankog površinskog sloja za drugi numerički eksperiment i
- 5) Potprogram *deepsoil* izračunava temperaturu na nekoj dubini unutar tla za treći numerički eksperiment

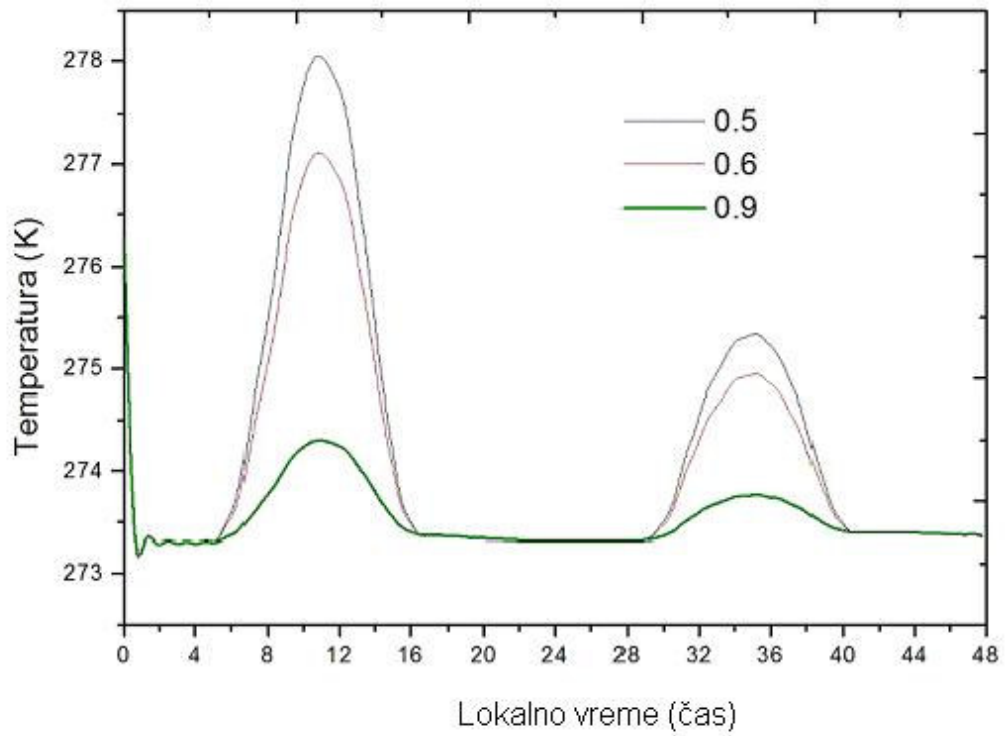
Kao krajnje rezultate dobijamo numeričke vrednosti, koje dalje treba da se grafički obrade. Sam program dat je kao dodatak na CD-u.

2.2 Rezultati



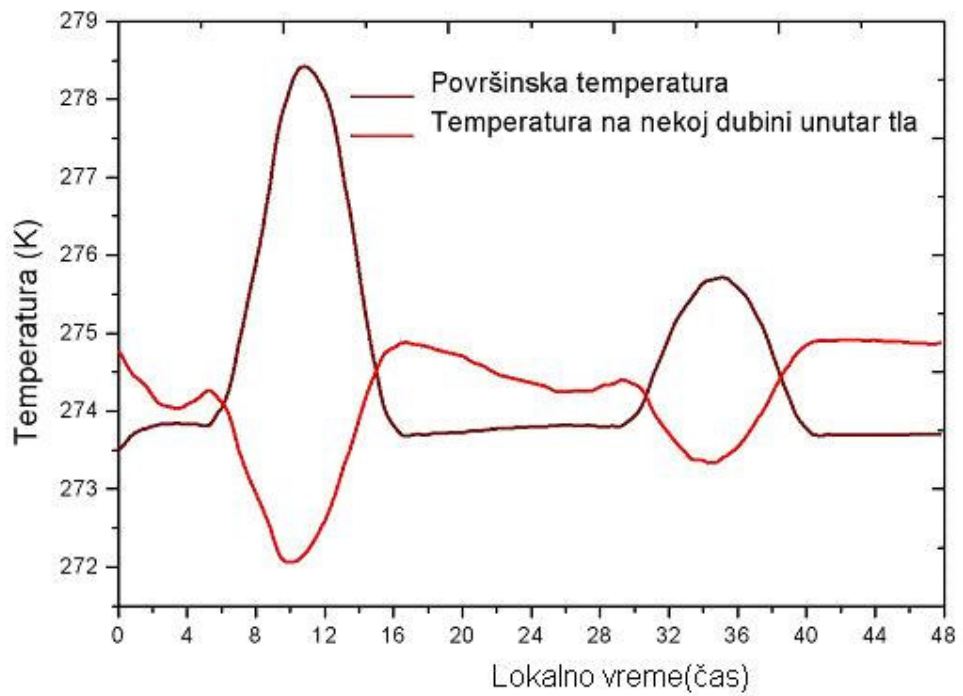
sl. (2.1.1)

Prikaz dvodnevnog hoda temperature površinskog sloja i temperature na dubini, koji predstavlja rezultat modela iz drugog numeričkog eksperimenta



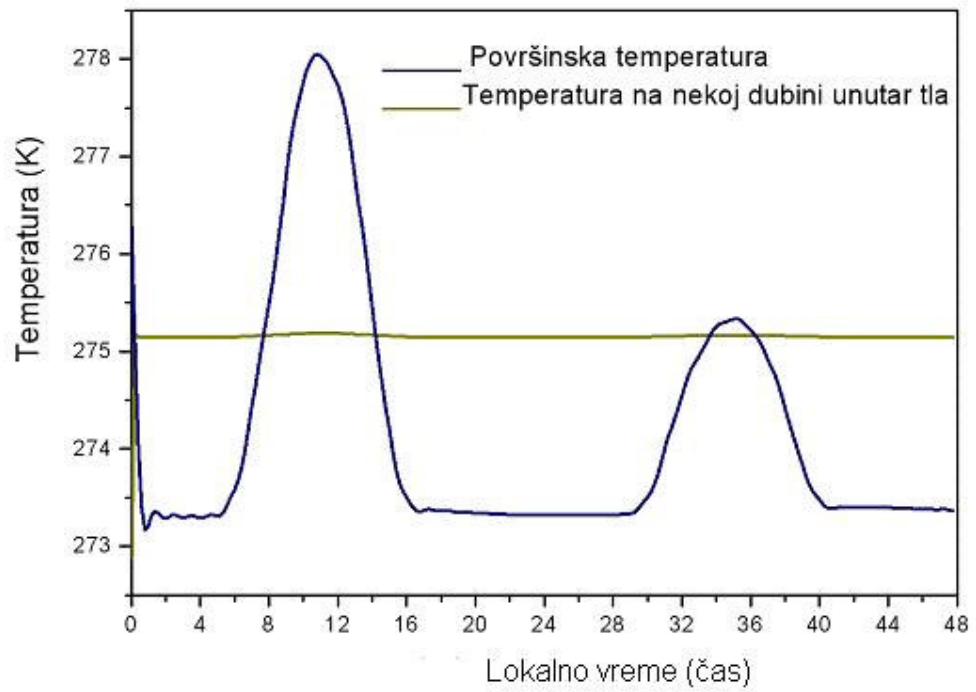
sl. (2.1.2)

Prikaz osetljivosti modela iz drugog numeričkog eksperimenta na promenu vrednosti albeda



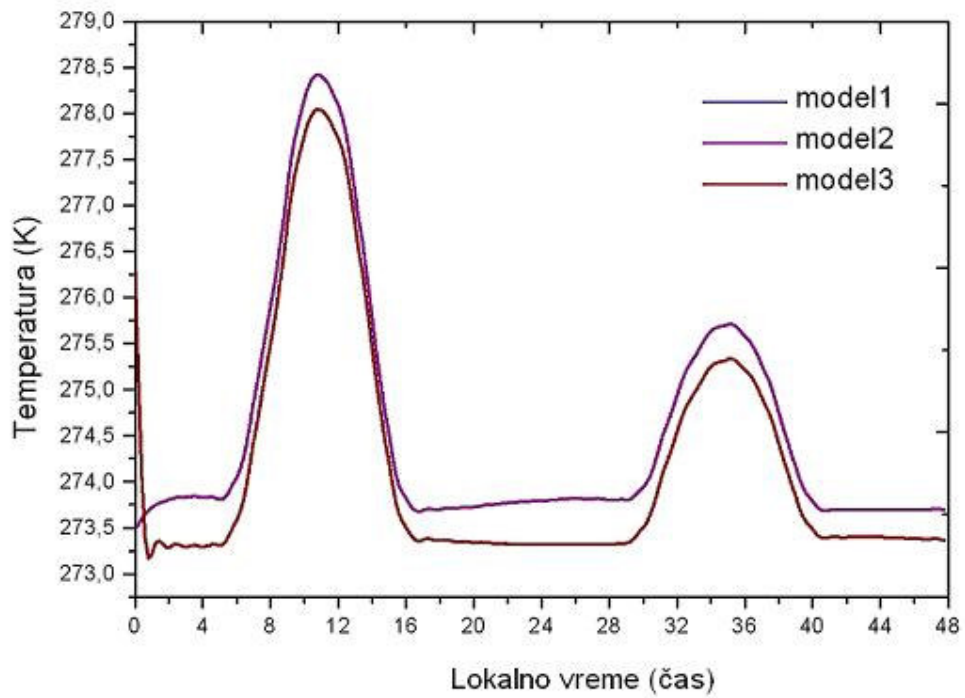
sl. (2.1.3)

Prikaz dvodnevnog hoda površinske temperature i temperature na dubini unutar tla, zasnovanog na simulaciji modela iz prvog numeričkog eksperimenta



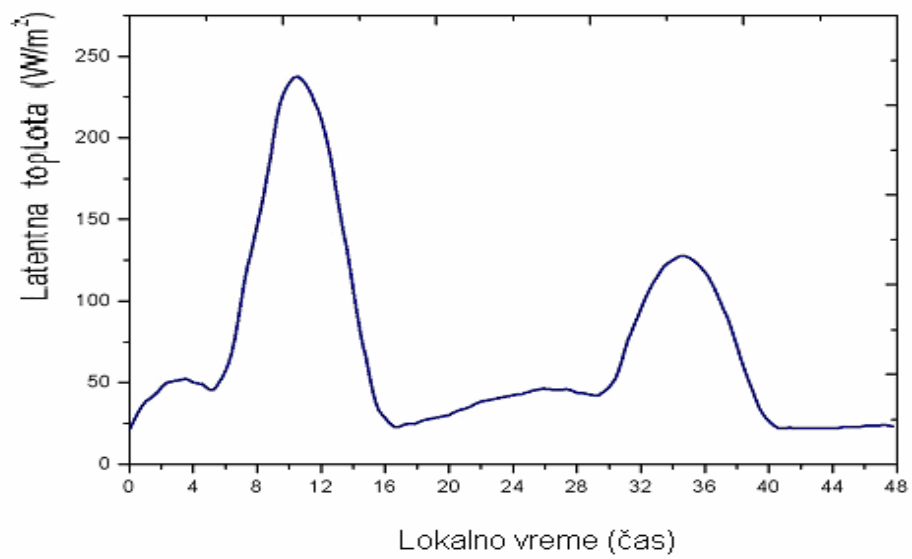
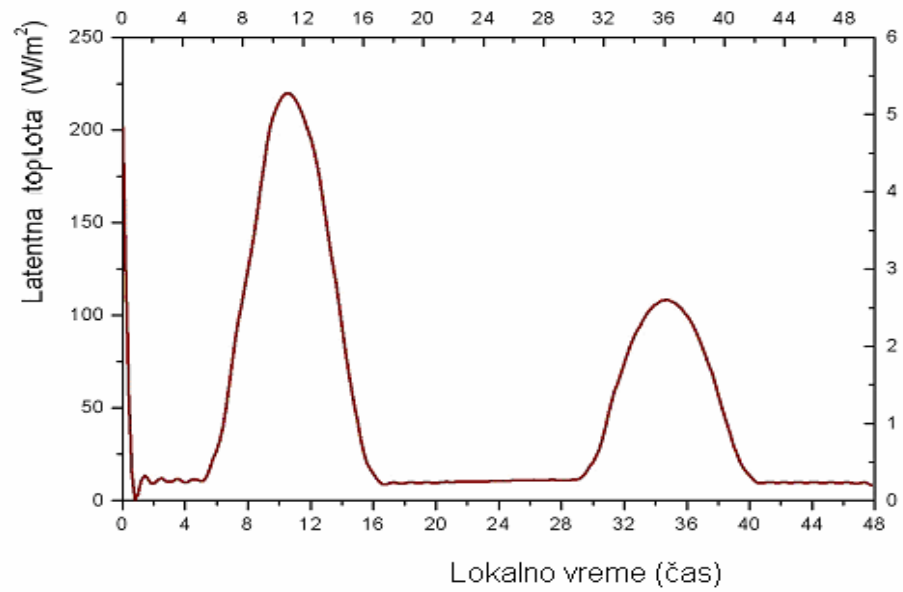
sl. (2.1.4)

Prikaz dvodnevnog hoda površinske i temperature na dubini dobijen je na osnovu simulacije modela iz trećeg numeričkog eksperimenta



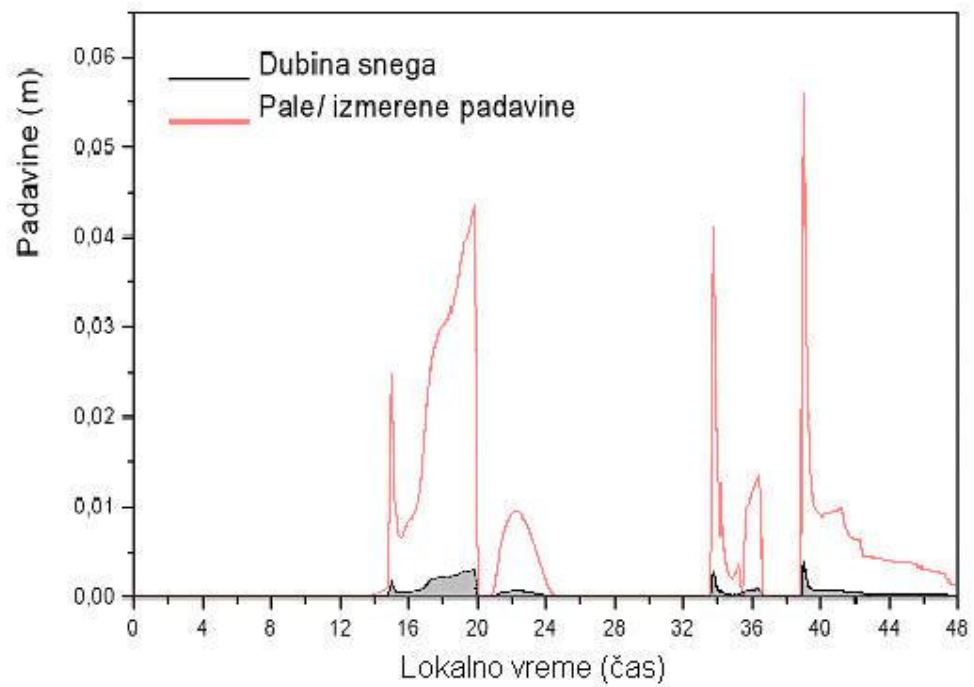
sl. (2.1.5)

Uporedni prikaz rezultata izračunavanja površinske temperature iz sve tri simulacije



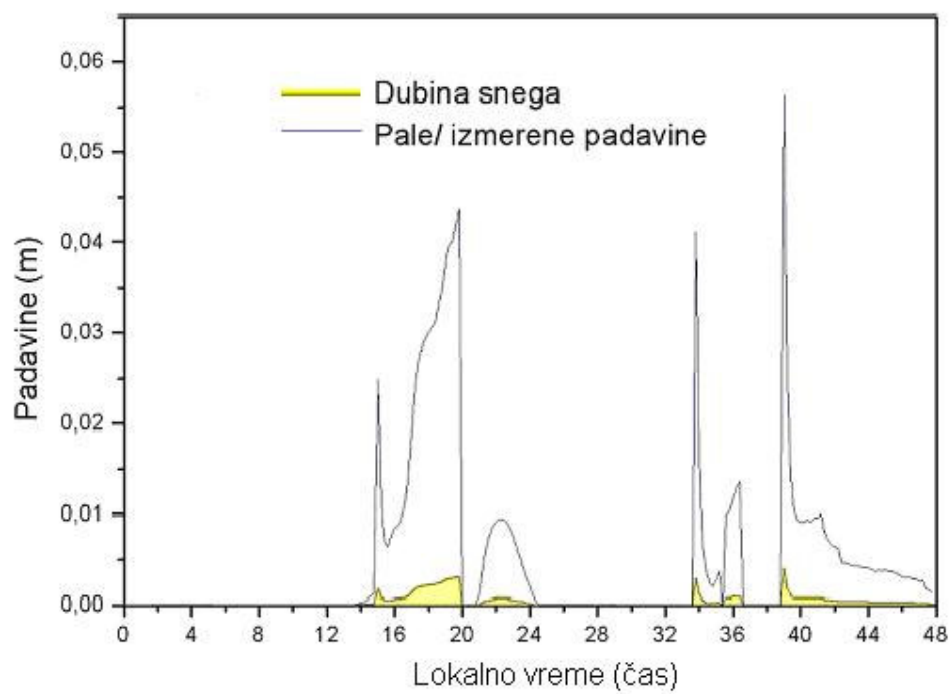
sl. (2.1.6)

Grafici sa slike daju prikaz hoda latentne toplote evaporacije/ sublimacije sa površine prekrivene snegom



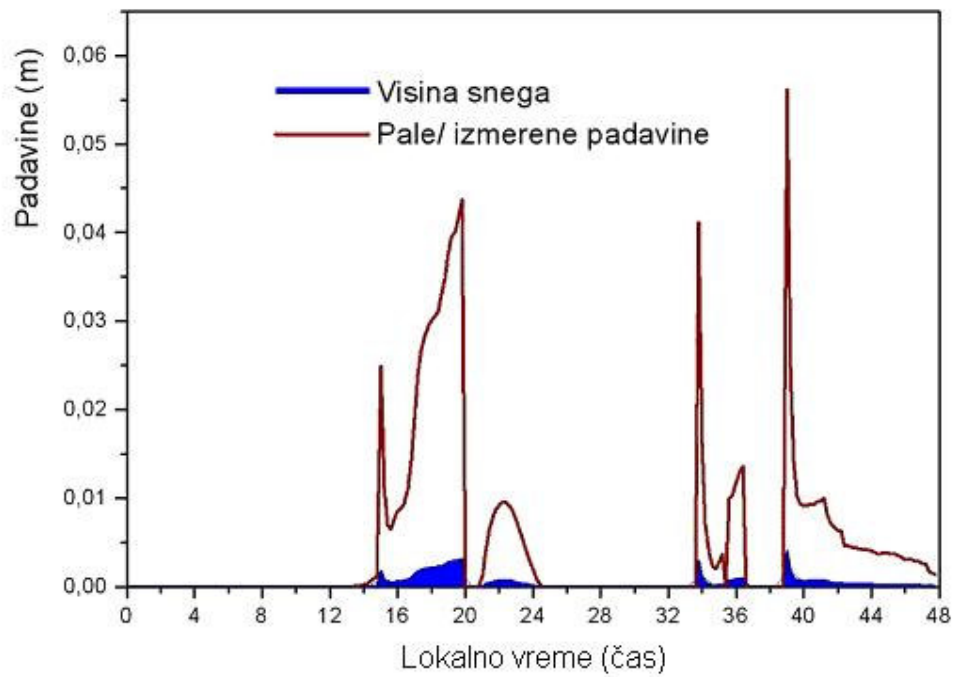
sl. (2.1.7)

Prikaz prognoze visine snega po modelu iz drugog numeričkog eksperimenta



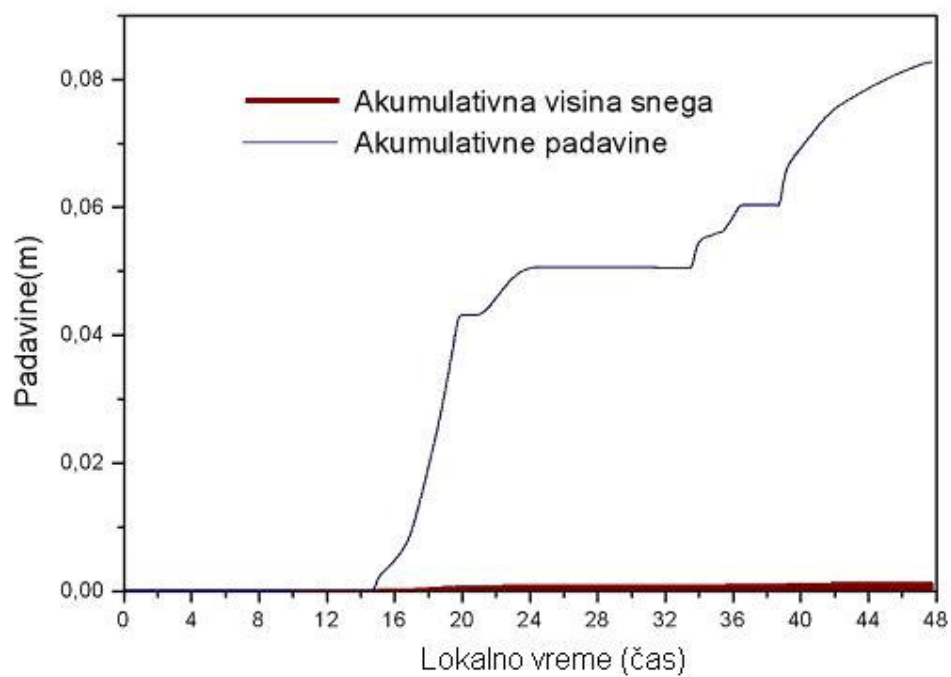
sl. (2.1.8)

Prikaz prognoze visine snega iz prvog numerickog eksperimenta



sl. (2.1.9)

Prikaz prognoze visine snega po modelu iz trećeg numeričkog eksperimenta



sl. (2.1.10)

Slika prikazuje akumulativne padavine

Na slici (2.1.2) prikazana je izvedena simulacija situacija u kojima je izmenjena vrednost albeda, koji je u svim numeričkim eksperimentima imao vrednost 0.5. Odatle možemo razmotriti njegov uticaj na površinsku temperaturu. Kao što se može videti, sa povećanjem albeda opada površinska temperatura, jer površina apsorbuje mnogo manje dolaznog zračenja. Slika (2.1.4) daje prikaz rezultata trećeg numeričkog eksperimenta. Kao što je već opisano, u ovom eksperimentu nam je bio najbitniji način izračunavanja temperature na dubini. Kako sa slike možemo videti dobili smo da nam je u ovom slučaju temperatura na nekoj dubini približno konstantna. Ovakav rezultat je veoma povoljan u programima gde postoji veoma dug period vremenske integracije. Na slici (2.1.6) uporedo možemo videti hod latentne toplote evaporacije/ sublimacije iz prva dva numerička eksperimenta. Možemo zapaziti da u zavisnosti od korišćenog pristupa postoji blaga razlika u hodu. Za ovako kratak vremenski period forsiranja, svega 48 sati, te razlike ne utiču bitno na krajnji rezultat. Ono što je ovde bitno jeste da nema raskoraka u hodu latentne toplote evaporacije/ sublimacije i površinske temperature. Ako uporedimo slike (2.1.7-2.1.9) usled veoma male razlike u vrednostima parametara koji utiču na krajnji rezultat, ne uočavamo neko veliko odstupanje krajnjih vrednosti iz drugog i trećeg numeričkog eksperimenta od krajnjih vrednosti iz prvog numeričkog eksperimenta. Sa slike (2.1.10) možemo primetiti da se radi o veoma malom udelu snega u izmerenim padavinama, u odnosu na dobijene podatke o padavinama, 04. Feb. 1999., što je i bila situacija.

ZAKLJUČAK

Na osnovu numeričkih eksperimenata koji su predstavljeni u ovom radu, možemo izvući zaključak o velikoj osetljivosti meteoroloških modela na parametrizaciju površinskih procesa. U radu je već napomenuto koliko je bitna tačna parametrizacija snega i zašto baš njega. Ako posmatramo rezultate eksperimenata možemo uvideti da najveći uticaj na model ima metod određivanja površinske temperature. Kako god bilo, svi numerički eksperimenti su za krajnji rezultat dobili veoma bliske vrednosti, te iz toga zaključujemo da ako imamo samo male razlike u temperaturama, dobijenim različitim prognostičkim jednačinama, krajnji rezultat neće biti bitno promenjen. Ono što je važno jeste da parametrizacija hidrologije površine u ovom radu zadovoljava potrebne standarde, jer su dobijeni rezultati konzistentni sa stvarnom situacijom za dan 04. februar 1999., za koji su i rađene simulacije.

DODATAK 1: Izračunavanje površinskih flukseva pomoću teorije sličnosti Moni-Obuhova

D.1. Uvod

Osnovni razlog postojanja stratifikacije u atmosferi je mehanizam njenog zagrevanja. Apsorpcijom Sunčevog kratkotalasnog zračenja dolazi do zagrevanja tla. Toplota se zatim prenosi uvis dvojako. Kao prvi mehanizam zagrevanja možemo označiti apsorpciju i reemisiju infracrvenog zračenja čiji je izvor tlo. Toplotno zračenje se zatim prenosi do najviših slojeva atmosfere. Kao drugi mehanizam imamo provođenje. Provođenje počinje pri samom tlu i tu je najizrazitiji mehanizam prenosa toplote, ali i drugih pasivnih veličina. Ovaj transport je dominantan u vrlo tankom sloju tzv. *molekularnom sloju* koji se opisuje preko kinetičke teorije gasova. U tom sloju srednji slobodni put je karakteristični razmer dužine. Nastavak procesa prenosa toplote i vlage iznad molekularnog podsloja je sasvim drugačiji po svojoj prirodi. Tu se formiraju uređena, mikro-kretanja mnogo manjih razmera u odnosu na razmere kretanja daleko od tla. Prenos, advekcija od strane tih mikro-struja je dominantan mehanizam transporta toplote, količine kretanja, vlage itd. u najvećem delu atmosfere pri tlu. Samim tim i u određivanju vertikalnih profila tih veličina. Taj deo atmosfere nazivamo turbulentni granični sloj ili atmosferski granični sloj, skraćeno ABL (Atmospheric Boundary layer). Kroz ABL horizontalni napon smicanja opada od neke vrednosti koja odgovara površinskom trenju do nule na površini ovog sloja. Uz samu površinu Zemlje imamo *površinski granični sloj* koji se može definisati kao sloj u kojem se napon smicanja ili menja vrlo malo ili uopšte ne menja. Ovaj sloj se stoga često naziva i sloj konstantnog smicanja ili (s obzirom na jednakost smicanja i vertikalnog fluksa momenta) *sloj konstantnog fluksa*.

Na kraju važno je naglasiti da se karakteristične prostorne i vremenske razmere i razvijenost pojedinih podslojeva ABL-a menjaju u zavisnosti od doba dana, sezone i godišnjeg doba, a naročito je važno da li je podloga kopno ili more. Zatim lokalne karakteristike, kao što su: sastav podloge, prisustvo topografije, urbana sredina i slično, mogu veoma mnogo da utiču na karakteristike i evoluciju ABL-a

D.2. Računanje flukseva količine kretanja i toplote

U slučaju homogenih fluida, za deo graničnog sloja u blizini zida, tamo gde je vertikalni fluks količine kretanja približno konstantan, važi logaritamski zakon promene brzine vetra sa visinom, odnosno gradijent brzine je obrnuto srazmeran rastojanju od zida. Ipak, u meteorologiji je od mnogo većeg značaja koliki su fluksevi količine kretanja i toplote u slučaju nehomogenog fluida tj. pri postojanju stratifikacije. Za stratifikovane fluide, za deo graničnog sloja u blizini podloge, 50-tih godina Monin i Obuhov su predložili kako da se računaju svi fluksevi uopštenjem rezultata koji važe kod homogenog fluida. Osnovna ideja je bila da se pođe od relacije za homogen fluid, pa se izraz za gradijent brzine pomnoži univerzalnom funkcijom odnosa dužine i karakterističnog dužinskog razmera (kog određuju parametri koji karakterišu procese prisutne kod stratifikovanog fluida). Centralna tačka je bila pretpostavka da je dužinski razmer jedinstven za sve veličine. Monin i Obuhov su predložili da određujući parametri budu reprezentanti osnovnih procesa u stratifikovanoj atmosferi koji utiču na nivo *turbulentne kinetičke energije (tke)*:

1. brzina trenja, u_* , kao parametar koji predstavlja smicanje kao jedan mehanizam generisanja turbulencije, kao i kod homogenog slučaja

2. $\overline{w\theta_0}$ je veličina koja predstavlja drugi deo ovog mehanizma proizvodnje turbulencije preko rada sile potiska, kao izvora/ponora *tke*.

3. βg - parametar rada sile potiska koji karakteriše stanje stratifikacije.

Dimenzionom analizom, predloženih veličina, dobijen je sledeći izraz za dužinski razmer:

$$L = \frac{u_*^3}{k\beta g \overline{w\theta_0}} \quad (\text{D.1.1})$$

L je algebarska veličina čiji znak određuje znak fluksa i naziva se *dužina Monin-Obuhova*.

Uzmimo opšti slučaj konzervativne veličine S(z). Prema Monin-Obuhovljevoj teoriji, unutar površinskog sloja, gradijent neke veličine S(z) je dat sledećom relacijom:

$$\frac{\partial \overline{S}}{\partial z} = \pm \frac{P_{rs}}{\kappa} \frac{S_*}{z} \Phi(\zeta) \quad (\text{D.1.2})$$

gde je $\zeta = z/L$, a $S_* = \overline{ws_0}/u_*$, dok ostale oznake imaju sledeća značenja: P_{rs} je Prantlov turbulentni broj, koji u slučaju fluksa količine kretanja ima vrednost 1, a u slučaju fluksa toplote, vlage ili neke druge konzervativne pasivne supstance ima vrednost 0.74, k je Von-Karmanova konstanta 0,41, a Φ je univerzalna funkcija koja može biti različita za različite osobine.

Integracijom date jednačine od z_{0s} do z dobijamo

$$-\frac{\kappa u_*}{P_{rs} S_*} [S(z) - S(z_{0s})] = \int_{z_{0s}}^z \frac{\Phi_s(\zeta)}{z} dz. \quad (D.1.3)$$

Za izračunavanje ovog integrala pogodno je napisati ga u nešto drugačijem obliku:

$$\int_{z_{0s}}^z \frac{\Phi_s(\zeta)}{z} dz = \int_{z_{0s}}^z \frac{1-1+\Phi_s(\zeta)}{z} dz = \int_{z_{0s}}^z \frac{dz}{z} - \int_{\zeta_{0s}}^{\zeta} \frac{1-\Phi_s(\zeta)}{\zeta} d\zeta. \quad (D.1.4)$$

Prvi integral je deo koji opisuje neutralnu stratifikaciju, a pri njoj drugi integral ne postoji. Prilikom rešavanja datih integrala za stabilnu i nestabilnu stratifikaciju javlja se problem što se nepoznate veličine nalaze kao argumenti trascendentnih funkcija. Jedan moguć pristup je da se račun radi iterativno .

D.2.1 Nestabilna i neutralna stratifikacija

Na osnovu empirijskih rezultata za nestabilan režim, funkcije Φ_m i Φ_h odnosno Φ_s se mogu aproksimirati izrazima

$$\Phi_s = (1 + a_s \zeta)^{-1/3} \quad (D.1.5)$$

gde parametar a_s može imati vrednosti 11.5 ili 16.5 u zavisnosti od toga merimo li fluks količine kretanja ili toplote.

Prvi od dva integrala u izrazu (D.1.4) daje logaritamsku funkciju. Da bi bio rešen drugi integral (označimo ga sa II), zbog oblika funkcije Φ_s uvedena je smena:

$$x = (1 + a_s \zeta)^{1/3} \quad (D.1.6)$$

što daje

$$\zeta = (x^3 - 1)/a_s \Rightarrow d\zeta = 3x^2 dx/a_s \quad (D.1.7)$$

Integral II dobija oblik:

$$II = \int_{x_{0s}}^x \frac{1-x^{-1}}{x^3-1} a_s \frac{1}{a_s} 3x^2 dx = \int_{x_{0s}}^x \frac{3x dx}{1+x+x^2} \quad (D.1.8)$$

što konačno daje:

$$II = \frac{3}{2} \log \frac{1+x+x^2}{1+x_{0s}+x_{0s}^2} - \sqrt{3} \left(\arctan \frac{2x+1}{\sqrt{3}} - \arctan \frac{2x_{0s}+1}{\sqrt{3}} \right) \quad (D.1.9)$$

Kada uzmemo u obzir i prvi deo polaznog integrala, dobijamo traženu relaciju

$$S(z) - S(z_0) = -\frac{P_r S_*}{\kappa u_*} \left[\log \frac{z}{z_{0s}} - \frac{3}{2} \log \frac{1+x+x^2}{1+x_{0s}+x_{0s}^2} + \sqrt{3} \left(\arctan \frac{2x+1}{\sqrt{3}} - \arctan \frac{2x_{0s}+1}{\sqrt{3}} \right) \right] \quad (D.1.10)$$

Relacija (D.1.10) uz definiciju (D.1.6) potpuno određuje profil (zavisnost od z) neke veličine S , u površinskom sloju, pod uslovom da znamo S_* .

Prilikom računanja flukseva toplote i količine kretanja, koriseći Monin-Obuhov teoriju, problem je što se nepoznate veličine nalaze kao argumenti transcendentnih funkcija. U ovom radu izabran je pristup da se račun radi iterativno. U prvoj iteraciji uzimaju se relacije koje važe za neutralnu stratifikaciju, što znači $\overline{w\theta_0} = 0$ i za u_* mali broj, recimo $u_* = 10^{-3}$. Tako se dobijaju prve vrednosti za flukseve. Pomoću njih se izračunava recipročna vrednost dužine Monin-Obuhova, a zatim koristeći izraze (D.1.10) i (D.1.6) izračunavamo nove vrednosti flukseva iz kojih se izračuna nova, recipročna vrednost L -a itd. Ovo se može ponoviti više puta sve dok se ne postigne željena tačnost.

D.2.2 Stabilna stratifikacija

Za razliku od nestabilnog slučaja funkcije Φ_m i Φ_h su u ovom režimu linearne po svojim argumentima, pa je zato moguće eksplicitno rešiti sistem jednačina za fluks toplote i fluks količine kretanja. Polazeći od definicije dužine Monin-Obuhova, teorija sličnosti daje sledeće izraze za gradijente: brzine

$$\frac{dU}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z} \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad (D.1.11)$$

potencijalne temperature:

$$\frac{d\Theta}{dz} = -\frac{\theta_*}{\kappa z} \Phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \equiv -\frac{P_r H}{\kappa z u_*} \Phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad (D.1.12)$$

gde je

θ_* - razmer toplote ($\theta_* = \overline{w\theta_0} / u_*$)

H - fluks toplote od podloge ($\overline{w\theta_0}$)

Φ_m i Φ_h imaju funkcionalni oblik $\left[1 + 5 \cdot \frac{z}{L}\right]$ pa jednačina može da se napiše u obliku:

$$\frac{dU}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z} \left[1 + 5 \cdot \frac{z}{L}\right] \quad (\text{D.1.13})$$

Odnos $\frac{z}{L}$ predstavlja parametar koji karakteriše stabilnost, odnosno nestabilnost posmatranog toka, tzv. GRADIJENTNI RIČARDSONOV BROJ.

DODATAK 2: Izvođenje prognostičke jednačine za temperaturu (i specifičnu vlažnost) površinskog sloja tla prekrivenog snegom ili ledom

Zbog povoljnih osobina u pogledu numeričke stabilnosti, za numeričko rešavanje jednačina tipa (1.1.4) u numeričkim modelima atmosfere se gotovo bez izuzetaka koristi implicitna šema, to jest:

$$\begin{aligned}
 (\rho_s c_s)_E d_s \frac{(\theta_s^{n+1} - \theta_s^n)}{\Delta t} &= G_a + F_a - \varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (\theta_s^{n+1})^4 - F_{zplit} \\
 - \rho_z c_z K_z \frac{\theta_s^{n+1} - \theta_z}{\Delta z_z} + \rho c_p K_{H,s} \frac{\theta_{Lm} - \theta_s^{n+1}}{\Delta z_e} & \\
 + \beta \rho L_{vp} \Pi_s K_{H,s} \frac{q_{Lm} - q_{zas}(\theta_s^{n+1})}{\Delta z_e} &
 \end{aligned} \tag{D.2.1}$$

Uzimajući u obzir definiciju fluksa F_{zplit} (1.1.6)-(1.1.7), (D.2.1) se može prepisati u kompaktnijem obliku

$$\begin{aligned}
 (\rho_s c_s)_E d_s \frac{(\theta_s^{n+1} - \theta_s^n)}{\Delta t} &= [G_a + F_a - \varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (\theta_s^{n+1})^4] FGF \\
 - \rho_z c_z K_z \frac{\theta_s^{n+1} - \theta_z}{\Delta z_z} + \rho c_p K_{H,s} \frac{\theta_{Lm} - \theta_s^{n+1}}{\Delta z_e} & \\
 + \beta \rho L_{vp} \Pi_s K_{H,s} \frac{q_{Lm} - q_{zas}(\theta_s^{n+1})}{\Delta z_e} &
 \end{aligned} \tag{D.2.2}$$

Jednačina (D.2.2) ustvari predstavlja osnovnu prognostičku jednačinu za temperaturu površinskog sloja vlažnog golog tla u okviru izabranog fizičkog modela. Ono što ovu jednačinu čini neprikladnom za neposredno numeričko rešavanje po θ_s^{n+1} je pojavljivanje ove veličine u nelinearnim i transcendentnim članovima na njenoj desnoj strani. Postoji mogućnost da se problem pokuša rešiti nekim pogodnim iterativnim postupkom. Međutim, obično se smatra da se prihvatljiva tačnost može postići linearizacijom nelinearnih i transcendentnih članova, odnosno korišćenjem prvih članova razvoja u Tejlrov red po odgovarajućim promenljivim. Na primer, kada se radi o nelinearnom članu, može se pisati

$$(\theta_s^{n+1})^4 \approx (\theta_s^n)^4 + \left[\frac{\partial (\theta_s^n)^4}{\partial \theta_s} \right] (\theta_s^{n+1} - \theta_s^n) \quad (D.2.3)$$

pa je dakle,

$$(\theta_s^{n+1})^4 \approx (\theta_s^n)^4 + 4(\theta_s^n)^3 (\theta_s^{n+1} - \theta_s^n) \quad (D.2.4)$$

i konačno

$$(\theta_s^{n+1})^4 \approx 4(\theta_s^n)^3 \theta_s^{n+1} - 3(\theta_s^n)^4 \quad (D.2.5)$$

Slično tome, kada se radi o eksponencijalnoj funkciji koja figuriše u formuli za specifičnu vlažnost zasićenja za potencijalnu temperaturu θ_s^{n+1} pri datom atmosferskom pritisku, kao prva aproksimacija uzima se

$$q_{zas}(\theta_s^{n+1}) \approx q_{zas}(\theta_s^n) + \left[\frac{\partial q_{zas}(\theta_s^n)}{\partial \theta_s} \right] (\theta_s^{n+1} - \theta_s^n) \quad (D.2.6)$$

odakle sledi,

$$q_{zas}(\theta_s^{n+1}) \approx q_{zas}(\theta_s^n) \{1 + [a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2] (\theta_s^{n+1} - \theta_s^n)\} \quad (D.2.7)$$

Smenom (D.2.5) i (D.2.7) u (D.2.2) dobija se

$$\begin{aligned} (\rho_s c_s)_E d_s \frac{(\theta_s^{n+1} - \theta_s^n)}{\Delta t} &= \{G_a + F_a - \varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} [4(\theta_s^n)^3 \theta_s^{n+1} - 3(\theta_s^n)^4]\} FGF \\ &- \rho_z c_z K_z \frac{\theta_s^{n+1} - \theta_z}{\Delta z_z} + \rho c_p K_{H,s} \frac{\theta_{Lm} - \theta_s^{n+1}}{\Delta z_e} \\ &+ \beta \rho L_{vp} \Pi_s K_{H,s} \frac{q_{Lm} - q_{zas}(\theta_s^n) \{1 + [a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2] (\theta_s^{n+1} - \theta_s^n)\}}{\Delta z_e} \end{aligned} \quad (D.2.8)$$

Uočava se da je jednačina (D.2.8) ostala implicitna, ali je sada trivijalno implicitna, pošto se lako može rešiti po θ_s^{n+1} koje se pojavljuje samo u okviru linearnih članova na obe strane jednačine. U skladu sa tim, preuređivanje (D.2.8) daje

$$\begin{aligned}
& \{(\rho_s c_s)_E d_s + \Delta t [4FGF \varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (\theta_s^n)^3 + \rho c_p (K_{H_s} / \Delta z_\theta) + \rho_z c_z (K_z / \Delta z_z)] \\
& + \beta \rho L_{vp} \Pi_s (K_{H_s} / \Delta z_e) q_{zas}(\theta_s^n) a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2 \} \theta_s^{n+1} \\
& = (\rho_s c_s)_E d_s \theta_s^n + \Delta t \{ [G_a + F_a - 3\varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (\theta_s^n)^4] FGF \\
& + \rho_z c_z (K_z / \Delta z_z) \theta_z + \rho c_p (K_{H_s} / \Delta z_\theta) \theta_{lm} \\
& + \beta \rho L_{vp} \Pi_s K_{H,s} \frac{q_{Lm} - q_{zas}(\theta_s^n) \{1 - [a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) \theta_s^n / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2]\}}{\Delta z_e} \} \}
\end{aligned} \tag{D.2.9}$$

i konačno rešavajući (D.2.9) po θ_s^{n+1}

$$\begin{aligned}
\theta_s^{n+1} = & [(\rho_s c_s)_E d_s \theta_s^n + \Delta t \{ [G_a + F_a + 3\varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (\theta_s^n)^4] FGF \\
& + \rho_z c_z (K_z / \Delta z_z) \theta_z \\
& + \rho c_p (K_{H_s} / \Delta z_\theta) \theta_{lm} \\
& + \beta \rho L_{vp} \Pi_s (K_{H_s} / \Delta z_\theta) q_{lm} \\
& - \beta \rho L_{vp} \Pi_s (K_{H_s} / \Delta z_\theta) q_{zas}(\theta_s^n) [1 - a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) \theta_s^n / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2] \} \\
& / \{ (\rho_s c_s)_E d_s + \Delta t \{ 4FGF \varepsilon \sigma \Pi_s^{-3} (\theta_s^n)^3 + \rho c_p (K_{H_s} / \Delta z_\theta) + \rho_z c_z (K_z / \Delta z_z) \\
& + \beta \rho L_{vp} \Pi_s (K_{H_s} / \Delta z_\theta) q_{zas}(\theta_s^n) a_2 \Pi_s (T_0 - a_4) / (\theta_s^n - a_4 \Pi_s)^2 \} \}
\end{aligned} \tag{D.2.10}$$

Što se tiče specifične vlažnosti reprezentativne za posmatrani površinski sloj tla, tu je situacija nešto komplikovanija. Ova veličina se ne računa prognostički, već se za dato θ_s^{n+1} i dati atmosferski pritisak računa specifična vlažnost zasićenja $q_{zas}(\theta_s^{n+1})$. Mogućnost da površinski sloj tla nije potpuno zasićen vlagom uzima se u obzir preko faktora β u izrazu za fluks latentne toplote u (D.2.1), (D.2.2) i (D.2.8).

LITERATURA

- [1] Janjić, Z.I., 1993: Fizički procesi-Modeliranje atmosfere II, skripta za studente meteorologije 1992/93., verzija 0.3, Beograd, Institut za meteorologiju, Fizički fakultet, Prirodno-matematički fakultet, Univerzitet u Beogradu
- [2] Kowalczyk E.A., J.R. Garratt and P.B. Krummel, A Soil-Canopy Scheme for Use in a Numerical Model of the Atmosphere- 1D Stand-Alone Model. CSIRO Division of Atmospheric Research, Technical paper No. 23
- [3] Mihailović T. Dragutin, Borivoj Rajković, Branislava Lalić, Dušan Jović, Ljiljana Dekić , Partitioning the land surface water simulated by a land-air surface scheme, Journal of Hydrology 211 (1998) 17-33
- [4] Mihailović T. Dragutin, George Kallos, Ilija D. Arsenić, Branislava Lalić, Borivoj Rajković, and Atanasios Papadopoulos, Sensitivity of Soil Surface temperature in a Force- Restore Equation to Heat Fluxes and Deep Soil Temperature, International Journal of Climatology 19: 1617-1632 (1999)
- [5] Janjić, Z.I. 1987: Physical Package of the HIBU/GFDL/NMC/UCAR ETA Coordinate Limited Area Model (Draft). [Institute for Meteorology, Faculty of Physics, P.O.B. 550, YU-11001 Belgrade, Yugoslavia/Development Division, W/NMC2, WWB, Room 204, Washington, DC 20233]
- [6] Janjić, Z.I., 1990: The step-mountain coordinate: physical package. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1429-1443.
- [7] Bhumralkar, C.M. , 1975: Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in Atmospheric General Circulation Models. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1246-1258
- [8] Blackadar, A.K., 1979: High-Resolution Models of the Planetary Boundary Layer. In *Advances in Environmental Science and Engineering*, Vol.1, Ed. By J.R. Pfafflin and E.N. Zeigler, Gordon and Breach, New York, 50-85
- [9] Noilhan, J. And S. Planton, 1989: A Simple Parameterization of Land Surface processes for Meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549.

[10] Chen Fei and Jimy Dudhia: Coupling an Advanced Land Surface-Hidrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity, Monthly Weather Review, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado

UNIVERZITET U NOVOM SADU
PRIRODNO-MATEMATIČKI FAKULTET
KLJUČNA DOKUMENTACIJA INFORMACIJA

- Redni broj:
RBR
- Identifikacioni broj:
IBR
- Tip dokumentacije: Monografska dokumentacija
TD
- Tip zapisa: tekstualni štampani materijal
TZ
- Vrsta rada: Diplomski rad
VR
- Autor: Ana Pavlović, br. Dos. 413/2000
AU
- Mentor: prof.dr. Darko Kapor, redovni profesor na PMF-u u Novom Sadu
MN
- Naslov rada: Parametrizacija snega u površinskim šemama pri modeliranju životne sredine
NR
- Jezik publikacije: Srpski (latinica)
JP
- Jezik izvoda: s/e
JI
- Zemlja publikacije: Srbija i Crna Gora
ZP
- Uže geografsko područje: Vojvodina
UGP
- Godina: 2005.
GO
- Izdavač: Autorski reprint
IZ
- Mesto i adresa: PMF, Trg Dositeja Obradovića 4, Novi Sad
MA
- Fizički opis rada: (broj poglavlja/broj strana/broj referenci/broj tabela/broj slika): (4/27/10/0/10)
FO
- Naučna oblast: Fizika, meteorologija i modeliranje životne sredine
NO
- Naučna disciplina: Meteorologija, Modeliranje snega
ND
- Predmetna odrednica/ključne reči: sneg, numeričko modeliranje, klima
PO
- Čuva se: Biblioteka instituta za fiziku, PMF, Novi Sad
UDK
ČU
- Važna napomena: Nema
VN
- Izvod: Ispitana je osetljivost više numeričkih modela na parametrizaciju snega.
IZ
- Datum prihvatanja teme od NN veća: 23.IX 2005.
DP
- Datum odbrane: 21.X.2005.
DO
- Članovi komisije:
Predsednik: prof. dr. Milan Pantić, docent PMF-a u Novom Sadu
Član: prof.dr. Darko Kapor, redovni profesor na PMF-u u Novom Sadu
Član: prof. dr. Dragutin T. Mihailović, redovni profesor Poljoprivrednog fakulteta u Novom Sadu

UNIVERSITY OF NOVI SAD
FACULTY OF SCIENCES
KEY WORD DOCUMENTATION

- Accession number:
ANO
- Identification number:
INO
- Document type: Monograph type
DT
- Type of record: Printed text
TR
- Contents code: Final paper
CC
- Author: Ana Pavlović, 413/2000
AU
- Mentor: prof.dr Darko Kapor
MN
- Title Parametazition of snow in land-surface
shemes in enviromental modelling
TI
- Language of text: Serbian (Latin)
LT
- Language of abstract: Serbian/English
LA
- Country of publication: Serbia and
Montenegro
CP
- Locality of Publication: Vojvodina
LP
- Publication year: 2005
PY
- Publisher: Author's reprint
PU
- Publication place: Faculty of Sciences
PP
- Physical description: (chapter / pages /
literature / tables / pictures):
(4/27/10/0/10)
PD
- Scientific field: Physics,meteorology and
enviromental modelling
SF
- Scientific discipline: Meteorology, Modelling
of snow
SD
- Key words: Snow, Numerical Modelling,
Climatology
UC
- Holding data: Institute of Physics library
HD
- Note: none
- Abstract: The sensitivity of several
numerical models to the parametrisation of
the snow was tested.
AB
- Accepted by the Scientific Board on: 23.
September 2005.
ASB
- Defended: 21. October 2005.
DE
- Thesis defence board:
President: Dr. Milan Pantić,
Assistant Professor , Fac.Sci. Novi Sad
Member: Dr. Darko Kapor, Professor
Fac.Sci. Novi Sad
Member: Dr. Dragutin T. Mihailović,
Professor, Fac. Agriculture, Novi Sad

KRATKA BIOGRAFIJA



Ana Pavlović, rođena 01. avgusta 1981. godine kao treće dete u porodici Ivana Pavlovića i Anne Kapocs Pavlović u Novom Sadu, gde je 1988. upisala osnovnu školu "Prva vojvođanska brigada". Godine 1992. dobija *UNICEF-ovu nagradu* za literarni rad, da bi 1996. godine završila osnovnu školu, i pri tom stekla *Vukovu diplomu*, i *diplome iz Matematike i Srpskog jezika*. Gimnaziju "Svetozar Marković", u Novom Sadu, upisuje iste godine, i kroz taj period svoga školovanja stiže još nagrada: *Nagradu za novinarski rad*, *Vukovu diplomu*, nagradu "*Đak generacije*", i 1999. godine postaje pitomac i stipendista *Humanitarnog fonda "Privrednik"*. Gimnaziju završava 2000. godine. i upisuje Prirodno-matematički fakultet u Novom Sadu, odsek: fizika, smer: fizika, meteorologija i modeliranje životne sredine. Tokom studija, zahvaljujući rezultatima svoga rada postaje stipendista nekoliko fondova: 2001. godine *Državnog fonda za stipendiranje darovitih studenata*, 2003. stipendija *Univerziteta u Novom Sadu*, 2004/2005. *Republičkog fonda za naučni i umetnički podmladak* i iste godine *Srpske Akademije Nauka i Umetnosti*.

Diplomira 2005. godine sa prosečnom ocenom 9.50, na temi : "Parametrizacija snega u površinskim šemama pri modeliranju životne sredine".