

RAZPRAVE PAPERS

Letnik 27

1

Vsebina – Contents

Stran

J. Rakovec, Z. Petkovšek:	Ocena vpliva jezera na meteorološke količine z modeli Estimation of the influence of lake on meteorological variables by models	5
T. Vrhovec:	Model za oceno orografskega dodatka k verjetni največji količini padavin Model for estimation of orographic part of the maximal possible precipitation	21
J. Urbančič:	Poskus simuliranja burje s pomočjo numeričnega modela Simulation of the bora wind by means of numerical model	31

OCENA VPLIVA JEZERA NA METEOROLOŠKE KOLIČINE Z MODELI

ESTIMATION OF THE INFLUENCE OF A LAKE ON METEOROLOGICAL VARIABLES BY MODELS

UDK 551.584.33

Jože RAKOVEC in Zdravko PETKOVŠEK
Katedra za meteorologijo, VTOZD Fizika FNT
Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani

SUMMARY

Two models for estimation of the influence of a lake on its environment were constructed; a simple box model and a two dimensional numerical model. Both take into account the occurrence of a new surface boundary layer, growing downwind from the surface discontinuity. The box model considers fluxes, evaporation and advection, while the numerical model considers advection and turbulent exchange, with other effects incorporated into boundary conditions. Fallout is taken into account as well.

The results of the box model suggest that the occurrence of fog can be expected only in the case of warm advection over a colder lake, while in other situations, the relative humidity would even diminish a little. With the numerical model, several experiments were performed for different initial conditions. The main characteristic of the results is again that the effect of the temperature change above the coastline predominates over the evaporation effect on the relative humidity for both warm and cold advection over the lake. The results agree with those of the box model.

The occurrence of fog in the environment of the lake is thus limited to the case of warm advection of the already very humid air, not far from saturation. In such, not very common, cases a lake could support fog. For such conditions the distribution of appropriate fields of meteorological variables are presented graphical in vertical crosssections downwind from the coastlines.

POVZETEK

Z dvema modeloma je proučevan vpliv jezera na okolico: preprostejši boks model upošteva flukse, advekcijo in izhlapevanje iz jezera, numerični model pa advekcijo, turbulentno difuzijo in izpad kondenzirane vode, medtem ko so drugi vplivi zajeti v robnih pogojih.

Z boks modelom je narejeno nekaj ocen vpliva, z dvodimenzionalnim numeričnim modelom pa je simulirana razporeditev meteoroloških količin nad jezerom in v njegovi okolici za različne začetne pogoje. Rezultati obeh modelov kažejo, da vpliv sprememb temperature ob obalah prevlada nad spremembami v vlažnosti zraka. Jezero pripomore, po rezultatih modelov, k pojavljanju megle le v primeru tople advekcije že sicer zelo vlažnega

zraka nad hladnejše jezero. Za take primere, ki pa niso zelo pogosti, so podana polja nekaterih meteoroloških količin v vertikalnih presekih vzdolž jezera.

UVOD

V svetu je veliko jezer in zlasti za manjša ni najti zapisov o njihovem znatnem vplivu na klimo okolice. Pri tem je res, da je veliko jezer na dnu bolj ali manj izrazitih zaprtih kotlin ali dolin in tam je kotlinska lega tista, ki ustvarja zastoje hladnega zraka, stabilnost in, ob nadaljnjem ohlajevanju, dvig relativne (ne absolutne) vlage in pogoste pojave megle. Zato že na osnovi take splošne presoje ne pričakujemo znatnih vplivov majhnih vodnih površin na spremembo klime okolice. Vendar pa so bile temu problemu posvečene že nekatere študije in meritve, ki naj bi dovolj natančno in konkretno osvetlile problem. Tudi ta naša študija spada mednje.

Velika jezera — dva do tri velikostne rede večja od tistih, s katerimi se bomo mi ukvarjali, kažejo izrazite obalne vetrove z različnimi temperaturnimi spremembami (do 10 K) pri zamenjavi smeri vetrov (npr. Nanasawa 1979 ter Phillips and Irbe 1978) ter so lahko tudi vplivi na klimo znatni in se poznajo še daleč od obal (Phillips 1978). Tudi tu pa so vplivi jezer izdatnejši pri šibkih splošnih vetrovih in npr. na obali Michiganskega jezera je v poprečju temperatura zraka pri tleh proč od jezera za 2 K nižja, kot pri vetru iz nasprotne smeri (Yamada 1980).

Pri manjših jezerih, ki pa so še vedno vsaj desetkrat večja od tistih, s katerimi se bomo ukvarjali, so izmerili podnevi do 4 K nižje temperature pri vetru z jezera, kot pri vetru s kopnega (Hideneri, Akihiko 1980), učinki ohlajevanja zraka pa so se poznali ca 15 km od brega. Pri takih jezerih (zlasti če so globoka), doseže izhlapevanje maksimum šele tri mesece po maksimalni insolaciji, maksimalni fluks zaznavne toplote pa še tri mesece pozneje (Myrup 1979).

Pri majhnih jezercih in zajezitvah površine velikostnega reda 10 km² in manj, je tak fazni premik neznaten, pri plitvih pa ga verjetno sploh ni. Na Susser See, na primer, temperaturne razlike do 2 K poznajo komaj le nekaj deset metrov od brega (Mode 1956 — cit. Gregory, Smith). Razlike v temperaturi in vlagi zraka, ki nastanejo okrog majhnih jezer, je z meritvami težko ugotoviti (Gregori, Smith 1967), a tudi raznih študij o njih je malo, čeprav so bili tudi pri nas izvedeni nekateri izračuni (Urbančič 1977). Poznopoletne meritve prej navedenih avtorjev na Seleset rezervoarju (ca 2 km²) so pokazale temperaturne razlike večinoma pod pol K in tudi v vlagi manj, kot so pričakovali.

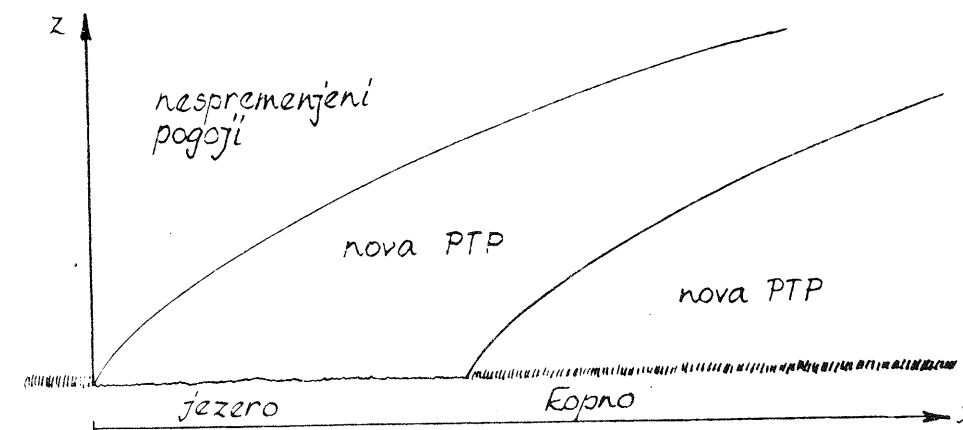
Teoretična energijsko-difuzijska proučevanja (čeprav na drugačen način kot naša) Dobescha in Neuwirtha (1975) so pokazala, da se pri 2,8 km široki vodni površini v avgustu, ko je izhlapevanje najmočnejše, lahko pri zmernem vetru 200 m od brega vzdolž vetra spremeni absolutna vlaga le za 0,1 g/m³. Decembra, ko so temperaturne razlike največje, je vpliv jezera 200 m proč do 0,2°C, spomladi (ko so razlike nasprotnega predznaka) pa do -0,1°C, kar je vse očitno zelo malo in nepomembno.

Dobesch in Neuwirth (1977) sta tudi analizirala meteorološke podatke v okolici umetnega jezera na Dravi pri Bistrici (4,8 km²). Na različne načine sta primerjala 3-letni niz podatkov pred nastankom jezera in 3-letni niz po tem. Dobljene razlike v temperaturi in vlagi niso bile signifikantne. Samo avtokorelacijska funkcija na temperaturnih podatkih za časovni korak nad 45 dni je pokazala malo večje vrednosti za čas po nastanku jezera, kar pomeni, da tako jezero nekoliko duši temperaturna nihanja. To pa je bilo, glede na večjo toplotno kapaciteto vode, pričakovati. Torej tudi te meritve ne dajo znatnega vpliva jezera na okolico. Vendar pa je ob zelo neugodnih pogojih mogoče pričakovati posamezne znatne vplive in neugodne pojave (meglo), kar je vredno natančneje proučiti.

IZHODIŠČA MODELA IN OCENE

Navadno se zrak pod vplivom splošnih vetrov, ali tudi lokalne cirkulacije giblje dokaj naravnost prek vodne površine in se mu lastnosti pri tem nekoliko spremenijo ter vpliva že nad samim jezerom, kot tudi nad kopnim na nasprotnem bregu. V posebnih reliefnih in vremenskih pogojih lahko deluje jezero tudi kot konvergenčno območje, kamor se zrak steka in dviga.

Obravnavajmo najprej pogoje ob splošnem vetru, kot jih v vertikalnem preseku shematično prikazuje slika 1. Vidimo, da sega vpliv brega vzdolž vetra vse višje in ustvarja nekakšne obalne fronte, ki ločujejo zrak različnih lastnosti. Med te lastnosti spadata predvsem temperatura in vlaga zraka, toda tudi stabilnost, vetrovni profil, razni turbulentni fluksi, morda kondenzacijski pojavi, onesnaženje zraka in drugo.



Slika 1: Shematičen prikaz sprememb v toku zraka prek jezera
Fig. 1: Schematic presentation of the changes of air flow over a lake

Povezava turbulence, stabilnosti, fluksov ter raznih energijskih tokov je v prizemni plasti atmosfere zelo zamotan in v celoti še nerešen problem. Zato je aproksimacij veliko – od najpreprostejših, do takih, ki jih komaj zmorejo največji sodobni računalniki. Glede na to, da že vemo, da vplivi majhnih jezer in rezervoarjev niso veliki, bomo spremembe lastnosti zraka in morebitne pojave ugotavljali po zmerno zahtevnem modelu, ki pa bo dal dovolj natančne rezultate in razporeditve. Prej pa si bomo na zelo preprostem boks modelu izračunali oceno velikosti glavnih sprememb in vplivov.

OCENA SPREMEMB TEMPERATURE IN VLAGE

Oceno ovlaževanja zraka, ki pride nad vodno površino, bomo računali po boks modelu po enačbi za izhlapevanje iz oceanov, ki daje znano zadovoljive rezultate. Primerjava z meritvami na jezerih Valdaj in Balkoš (Kirilova 1980) namreč kaže razlike med računanimi in zmerjenimi vrednostmi za toplotni fluks do 8% in za fluks vlage pod 3%. Pri tem je fluks vodne pare navadno podan z enačbo

$$F_q = \rho k^2 u(z) (q_a - q_{ww}) \ln^2 (z/z_0), \quad (1)$$

kjer je ρ gostota zraka, k Karmanova konstanta, u poprečna hitrost vetra na višini z , z_0 parameter hrupavosti in q specifična vlaga (indeks a za zrak, ww pa za nasičeno stanje pri temperaturi vode).

Za izbrane tipične pogoje pri naši oceni je $\rho = 1,3 \text{ kg/m}^3$, $z/z_0 = 10^3$ (npr. 2m/2mm) ter se zato s konstanto $b = 4,36 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ zgornja enačba poenostavi:

$$F_q = bu(z)(q_a - q_{ww}). \quad (2)$$

Za obliko „frontalne cone“ velja po Shiru (1972) približno enačba

$$h = 0,18 \text{ m } D^{0,8}, \quad (3)$$

kjer je D razdalja od brega, normirana z 1 metrom. V skladu z grafičnim prikazom jo očitno lahko za preprosti boks model poenostavimo v linearno obliko

$$h = 0,04 x. \quad (4)$$

Čez jezero širine npr. 5 km potuje zrak pri hitrosti 1 m/s čas $t_p = 5000$ s, pri hitrosti 5 m/s pa seveda samo 1000 s. Ker je fluks vlage linearno sorazmeren hitrosti (en. 2), dobimo v obeh primerih enako skupno količino vodne pare v boks zraka, ki se torej proti nasprotnemu bregu v višino linearno veča. Dodatek specifične vlage za zrak boksa višine H in mase m_H je tedaj

$$\Delta q = F_q t_p / m_H, \quad (5)$$

kjer je t_p čas prehajanja zraka čez vodno površino. Skupna nova specifična vlaga v zraku je prvotna plus dodatek

$$q_2 = q_1 + \Delta q. \quad (6)$$

Predpostavimo, da je specifična vlaga v boks pod „frontalno mejo“, v novo zgrajeni prizemni turbulentni plasti (PTP), razen tik ob vodni površini, povsod enaka. Tedaj je povečanje relativne vlage blizu tal na nasprotnem bregu

$$\Delta f = q_2 / q_{ww} - f_1. \quad (7)$$

PRIMERI OCENE

Predpostavimo najprej zelo preproste splošne pogoje:

1. širina jezera je 5 km, H je 200 m, m_H pa 258 kg
2. hitrost vetra je 1 m/s (5 m/s)
3. začetna relativna vlaga zraka je 80% (50%)
4. temperaturna stratifikacija je nevtralna (stabilna)
5. specifična vlaga v boks je nad 2 m enakomerno razporejena.

A. Kot posebno preprost primer vzemimo, da sta temperatura zraka in vode enaki ter zato ni vertikalnega fluksa toplote. Nekateri začetni vrednosti in rezultati, računani po opisanem boks modelu za najpreprostejše primere, so podani v tabeli 1. Iz nje vidimo, da je fluks vodne pare močno odvisen od temperature in od vetra. Učinek vetra se kompenzira s časom prehajanja zraka oziroma boksa čez vodno površino, učinek temperature pa z njenim vplivom na relativno vlago. Tako je končna sprememba relativne vlage za dokaj različne temperature in hitrosti vetra enaka 2% in očitno zelo majhna. Malo večja, a še vedno nebitveno velika sprememba 5% (zlasti glede na začetno vrednost), je pri začetni vrednosti 50%.

Pri nevtralni stratifikaciji je temperatura na vrhu zadnjega boksa za 2 K nižja, kar da pri enakomerni razporeditvi specifične vlage spremembo relativne vlage v prvih treh primerih za 14%, pri nizki začetni vlagi pa 13%, kar še ne privede do kondenzacije. Vendar je zaradi realnega padca specifične vlage z višino, sprememba pri tleh malo večja in v višinah nekaj manjša. Fluksa toplote pri nevtralni stratifikaciji ni, ohladitev vode zaradi izhlapevanja pa je nemerljivo oziroma neopazno majhna.

B. Pri toplejši vodi je fluks vodne pare sprva verjetno močan in nato s povečanjem vlage v zraku oslabi. Vzemi, da je v poprečju na 2 m samo še tretjina q_{ww} . Zaradi toplejše podlage nastopa konvekcija in je vertikalni temperaturni gradient v višjih predelih spet približno adiabatno oziroma nevtralen, tik ob vodi pa seveda superadiabatno. Na podoben način kot prej računamo zdaj povečanje specifične in relativne vlage v boks do nasprotnega brega in dobimo povečanje relativne vlage pri tleh za 11% (tabela 2). Toda upoštevati moramo še, da se zrak od 10 K toplejše vode, ko prehaja pri vetru 1 m/s prek nje kar 1,4 ure, tudi ogreje. Če računamo toplotni fluks po znani enačbi

temperatura	nasit	specifična vlažnost	vertikalni tok pare	rel. vlažnost
(°C)	q_w	začet spr	(1 ms^{-1})	spr
	q_w	q_1	F_q	Δf
		(10^{-3})	($10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	(%)
temperature	sat	specific humidity	vertical vapour flux	rel. humidity
	sat	init	(1 ms^{-1})	diff
		final	(5 ms^{-1})	final

za $f_1 = 80\%$ začetno rel. vlažnost

for $f_1 = 80\%$ initial rel. humidity

5	5.5	4.4	0.09	4.5	4.8	24	2	82
15	10.8	8.6	0.18	8.8	9.4	47	2	82
25	20.4	16.3	0.34	16.7	17.8	89	2	82

za $f_1 = 50\%$ začetno rel. vlažnost

for $f_1 = 50\%$ initial rel. humidity

15	10.8	5.4	0.46	5.9	23.5	117	5	55
----	------	-----	------	-----	------	-----	---	----

Tabela 1: Specifične vlažnosti q in njihove spremembe Δq , izhlapevanje iz jezera F_q ter sprememba Δf in končna vrednost relativne vlažnosti f_2 za različne temperature in dve hitrosti vetra, če ima jezero enako temperaturo kot zrak nad njim.

Table 1: Specific humidities q and their changes Δq , evaporation from the lake F_q and the change Δf and the final value of relative humidity f_2 for different temperatures and two wind velocities in the case when the lake has the same temperature as the air above it.

temperatura	nas	specifična vlažnost	vertikalni tok	rel. vlažnost				
zraka	q_{ww}	zač spr	pare	spr				
T_a	q_{ww}	q_1	F_q	Δf				
(°C)		(10^{-3})	($10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	f_2				
temperature	sat	specific humidity	vertical flux	rel. humidity				
water	sat	ini	vapour	diff				
air	sat	diff	heat	final				
5	5.5	4.4	0.6	5.0	31	—	11	91
z ogrevanjem od podlage (vode)						100	—1	79
with heating from the water							—3	77
15	10.8	5.5	—0.3	8.3	—	—	—	88
z ohlajanjem od podlage (vode)						—10	8	88
with cooling from the water								

Tabela 2: Kot tabela 1, le da je tu dodan tok toplote, za različni temperaturi jezera in zraka.

Table 2: Similar to Table 1, except that here the heat flux is included, and for different temperatures of the lake and the air.

$$F_H = -\rho c_p K_H \partial T / \partial z \quad (8)$$

in vzamemo za $K_H = 0,2 \text{ m}^2/\text{s}$, ter vertikalni temperaturni gradient v superadiabatni plasti tik pri vodni površini $\partial T / \partial z = -0,4 \text{ K/m}$, dobimo za F_H vrednost $100 \text{ J/m}^2 \text{ s}$. S takim fluksom toplote v vertikalni smeri se steber zraka do nasprotnega brega ogreje za 2 K , kar zniža relativno vlago na 79% in je torej $\Delta f = -1\%$. Zrak je torej zaradi ogrevanja od vode, kljub znatnemu izhlapevanju vanj, relativno manj vlažen. Pri močnejšem vetru (5 m/s) bi bil učinek ogrevanja in ovlaževanja manjši zaradi krajšega časa prehajanja, kljub večji difuzivnosti za obe količini.

C. Pri hladnejši vodi pa je marsikaj drugače. Fluksa vodne pare in toplote sta obrnjena navzdol, kar daje stabilno stratifikacijo v boku (Myrup 1979); nižje temperature podlage pa tudi zmanjšujejo absolutno vrednost fluksov in turbulenco vzdolž vetra (Yamada 1980). O relativni vlagi odloča to, kateri od fluksov ima večji vpliv. Seveda tu nista večja kot v prejšnjem primeru, poleg tega pa sta zaradi stabilne stratifikacije omejena na spodnjo, ca. 20 m debelo plast zraka. Enačbi (2) in (4) tu ne veljata. Meritve z vezanim balonom na velikem jezeru Michigan so npr. pokazale, da doseže mešanje toplega zraka nad mrzlo vodo višino 140 m šele 50 km daleč od obale (Wylie 1979).

Vzemimo zdaj 5-krat manjši $K_H = 0,04 \text{ m}^2/\text{s}$, pa dobimo po analognih računih kot prej, rezultate, ki so podani v spodnjem delu tabele 2. Iz nje vidimo, da se brez upoštevanja ohlajevanja zraka zaradi fluksa vodne pare navzdol in zmanjšanja specifične vlage v zraku, zmanjša tudi njegova relativna vlaga. Toda ob upoštevanju ohlادتve zraka pri prehodu čez hladnejšo vodno površino, kljub zmanjšani specifični vlagi, relativna vlaga naraste za 8% . Očitno pa tudi tu ne toliko, da bi prišlo do kondenzacije.

NUMERIČNI MODEL

Če priteče zrak iznad kopna nad vodno površino ali obratno, se razmere v toku spremenijo zaradi:

1. spremembe hrapavosti terena,
2. spremembe temperature tal,
3. spremembe vlažnosti zraka tik nad tlemi.

Posledica tega so spremenjeni vertikalni fluksi gibalne količine, zaznavne toplote ter vlage in s tem v zvezi tudi latentne toplote. Ob drugačnih vertikalnih fluksih teh količin se ustvarijo tudi spremenjeni vertikalni profili vetra, temperature in vlage v zraku. To pa se ne zgodi takoj po vsej višini, temveč se gradi od tal nova prizemna turbulentna plast (PTP), ki se ji z razdaljo od brega višina veča. O tem je na voljo precej obširna literatura (npr. Petersen 1969, Shir 1972, Taylor 1970, 1971 in drugi). Kako hitro raste zgornja meja te nove PTP je odvisno od sprememb v pogojih pri tleh, mi pa za naš model izberemo neko srednjo vrednost po Shiru, podano z enačbo (3).

Tudi robni pogoji v zraku pri tleh se ne spremenijo skokoma, čeprav imamo pri lastnostih tal skokovito spremembo. Advekcija namreč prinaša nad novo površino lastnosti toka še iznad prejšnje površine. Za temperaturo in vlago v zraku tik pri tleh sledi iz profilov (Taylor 1970, 1971), da je prehod k novim pogojem postopen. Aproximirali smo ga z enačbo, ki smo jo izračunali iz objavljenih grafov in numeričnih vrednosti, npr. za vlago

$$q_2 = q_1 + (q_2 - q_1) (0,054 + 0,049 \ln D) \quad (9)$$

in enako za temperaturo tik pri tleh. To je robni pogoj za ti dve količini pri tleh.

Pri hitrosti tik pri tleh pa so po literaturi razmere različne, če gre za prehod iznad kopnega nad vodo ali obratno. V prvem primeru, in če gre za hlade tok nad toplo jezero, se turbulentna strižna napetost počasi približuje novi vrednosti nad bolj gladko in toplejšo podlago, če pa je jezero hladnejše, pa se turbulentna napetost počasi zmanjšuje. Pri prehodu nad bolj hrapavo površino se najprej skokovito poveča, potem pa se približuje vrednosti, ki ustreza novim pogojem. Zapišimo ustrezne enačbe za torno hitrost

$$\begin{array}{l} \text{hrapavo—gladko} \\ \text{in hladno—toplo} \end{array} \quad u_{*2} = u_{*1} (0,422 + 0,068 \ln D) \quad (10)$$

$$\begin{array}{l} \text{hrapavo—gladko} \\ \text{in toplo—hladno} \end{array} \quad u_{*2} = u_{*1} (1,037 - 0,062 \ln D) \quad (11)$$

$$\text{gladko—hrapavo} \quad u_{*2} = u_{*1} (2,24 - 0,052 \ln D) \quad (12)$$

Z upoštevanjem enačb za vetrovne profile po Moninu in Obuhovu (1954), tedaj približno velja za hitrost pri tleh

$$u(z) = u_{*}/k \ln(z/z_0) \quad (13)$$

če vpliva stabilnosti ne upoštevamo, kar je za majhne „z“ upravičeno ($z/L \ll 1$). Tu je z_0 parameter hrapavosti. S tem je določen spodnji robni pogoj za hitrost.

Nad zgornjo mejo nove PTP so razmere nespremenjene, služijo nam za zgornje robne pogoje. Pri tleh veljajo nove vrednosti, kot jih določajo enačbe (9)–(13). Iz vrednosti na vrhu in pri tleh v novi PTP najprej izračunamo oceno za Richardsonovo število

$$Ri_B = (g/T_0) (hg/c_p + \Delta T) (h/(\Delta U))^2, \quad (14)$$

če pa je izračunana vrednost večja od kritičnega Richardsonovega števila $Ri_{krit} = 0,19$, jo postavimo na to vrednost. Ko poznamo oceno za Ri , skozi PTP položimo profila vetra in temperature, pri čemer nam veljata pri integraciji stabilitetni funkciji Φ_m in Φ_h za konstantni, ker integrirane vrednosti zahtevajo izračunavanje zapletenejših enačb (Businger 1973).

$$u(z) = u(z_1) + (\Phi_m u_* / k) \ln(z/z_1) \quad (15)$$

$$T(z) = T(z_1) - (\Phi_h \Theta_* / k) \ln(z/z_1). \quad (16)$$

Φ_m in Φ_h sta odvisni od Richardsonovega števila; vzamemo vrednost po Thomu (1975)

$$\Phi_m = (1 - 16 Ri)^{-1/4} \quad (17)$$

$$\Phi_h = (1 - 16 Ri)^{-1/2} \quad \text{za } Ri < 0. \quad (18)$$

$$\Phi_h = \Phi_m = (1 - 5 Ri)^{-1} \quad \text{za } Ri \geq 0. \quad (19)$$

Prek teh vrednosti sta od Ri odvisni tudi torna hitrost in torna temperatura

$$u_* = k \Delta u / (\Phi_m \ln(h/z_0)) \quad (20)$$

$$\Theta_* = -k \Delta \Theta / (\Phi_h \ln(h/z_0)). \quad (21)$$

Razporeditve vodne pare in vode v zraku računamo po difuzijski enačbi za stacionaren in dvodimenzionalen primer

$$u(\partial q / \partial x) = \partial(K \partial q / \partial z) / \partial z, \quad (22)$$

zato potrebujemo tudi podatke o turbulentni difuzivnosti $K(z)$. Izračunamo jo iz profila vetra in temperature

$$K(z) = u_* k z / \Phi_h. \quad (23)$$

Enačbo (22) rešujemo numerično z eksplicitno računsko shemo ob upoštevanju začetne razporeditve specifične vlage q po višini v zraku, ki prihaja nad jezero, z upoštevanjem enačbe (15) za hitrost in (23) za difuzivnost ter ob robnih pogojih pri tleh (9). Na vrhu pa predpisujemo dva različna robna pogoja: če tam zrak ni stabilen, se vlaga širi nemo-teno v višino; če pa tam postavimo subsidenčno inverzijo, pa je sistem zaprt in vlaga ne more navzgor.

V modelu so upošteevane tudi fazne spremembe in izpad kondenzirane vode, če je je v zraku več kot 0.3 gm^{-3} .

Razporeditev računskih točk po vertikali je, razen prvih dveh: $z(1) = 0,1 \text{ m}$, $z(2) = 2 \text{ m}$, logaritmična: $z(k) = 1,12 \exp(k/2)$ za $k = 3, 4, \dots$. Pri tej gostoti po vertikali ponavadi zadošča za numerično stabilnost korak po horizontali $\Delta x = 10 \text{ m}$, razen pri počasnem toku hladnega zraka nad toplo jezero (kot se je pokazalo pri poskusih), ko je potreben manjši Δx

$$\Delta x_{\max} = u_{\min} (\Delta z)_{\min}^2 / K_{\max} \quad (24)$$

ki utegne biti celo zelo majhen, tudi samo $0,5 \text{ m}$. Takrat seveda eksplicitna shema zahteva znatno več časa.

REZULTATI

Naredili smo nekaj numeričnih poskusov z modelom. Razdelimo jih lahko v dve skupini: ali prehaja relativno hladen zrak prek toplejšega jezera, ali pa topel zrak čez hladno jezero.

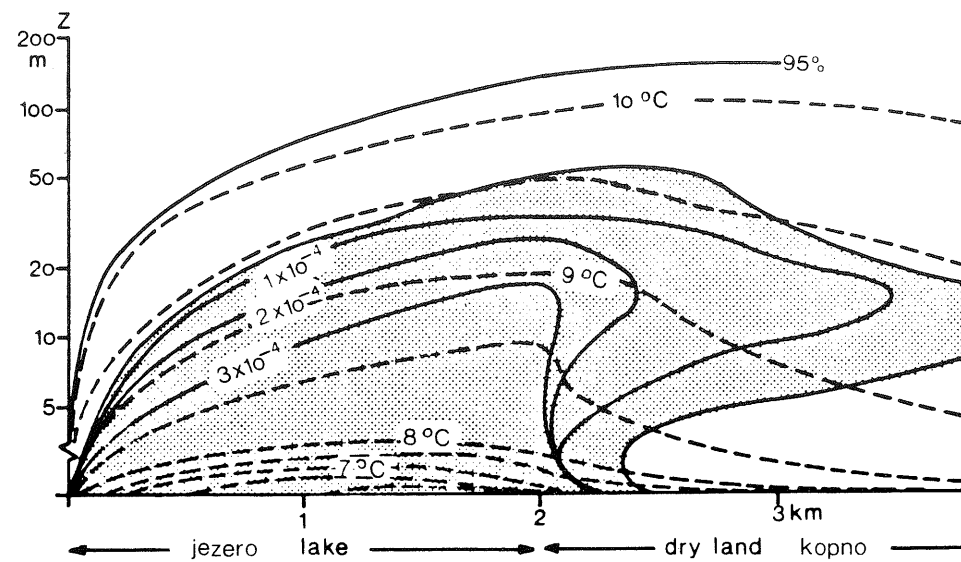
A. Če prihaja nad jezero hladen zrak (npr. za 10 K hladnejši od vode), kažejo vsi rezultati računanja, da temperatura zraka ob vodni površini toliko naraste, da se kljub izparevanju iz jezera relativna vlaga celo zmanjša. Tako se megla ne pojavlja niti, če nad jezero prihaja skoraj nasičen zrak z relativno vlago 95% in 99% . Zrak je na odvetni strani 2 km dolgega jezera 2 m od tal za $2,7 \text{ K}$ toplejši kot pred njim in nad kopnim, 2 km od jezera še $1,6 \text{ K}$ toplejši. Vpliv z višino postopno pada. Veter (ki je v teh dveh primerih šibek) skorajda ni spremenjen.

B. V primerih, ko prihaja nad hladno jezero topel (zdaj npr. za 10 K toplejši zrak), že močno vlažen zrak, kar so izredno neugodni pogoji, se nad jezerom po modelu pojavlja megla, ki je posledica ohlajevanja zraka. V stabilnem primeru (slika 2) in ob šibkem vetru seže megla 40 m visoko, pri tleh (na višini 2 m) izgine 350 m od jezera, medtem ko seže meglena zavesa v višini 15 m še 2 km daleč. V primeru hidrostatične labilnosti (slika 3) je megla 2 km od jezera debelejša, vendar pri tleh tudi izgine kmalu od obale— 450 m od jezera.

Ob močnem vetru in tudi sicer zelo neugodnih pogojih, ko priteka nad jezero že zelo vlažen zrak (slika 4), pa so razmere nekoliko spremenjene, kajti vetrovno striženje ima v tem primeru pomembno vlogo. Pri turbulentni izmenjavi je namreč hidrodinamična stabilnost precej pomembnejša od hidrostatične in jo pri študiju prizemnih turbulentnih plasti navadno izražamo z Richardsonovim številom. Tako je ob močnejšem vetru v višjih plasteh vlažnost zmanjšana zaradi močnejšega mešanja in nekoliko višje temperature (zaradi močnejšega prenosa toplote od tal navzgor). Pri tleh pa je z močnejšo advekcijo tudi povečan horizontalni prenos vodne pare in vodnih kapljic tudi dlje od jezera. Rezultat obeh vplivov je ta, da je zavesa megle nizko pri tleh.

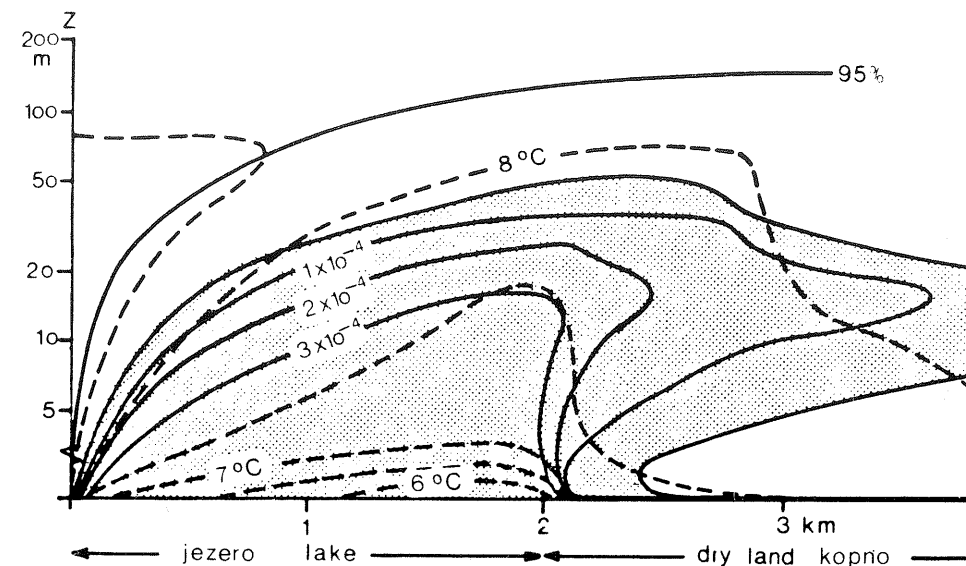
Če pa je jezero veliko, seže pri takih pogojih njegov vpliv dlje: pri 5 km dolgem jezeru megla pri tleh tudi hitro izgine, zavesa megle pa je še dva kilometra od jezera debela kakih 40 m , povsem pa izgine približno 4 km proč od jezera, kar nastopa izjemoma.

Omenimo še, da sprememba parametra hrapavosti nad jezerom za en velikostni red (manjša vzvalovanost pri šibkejšem in večja pri močnejšem vetru) na razmere komaj kaj vpliva.



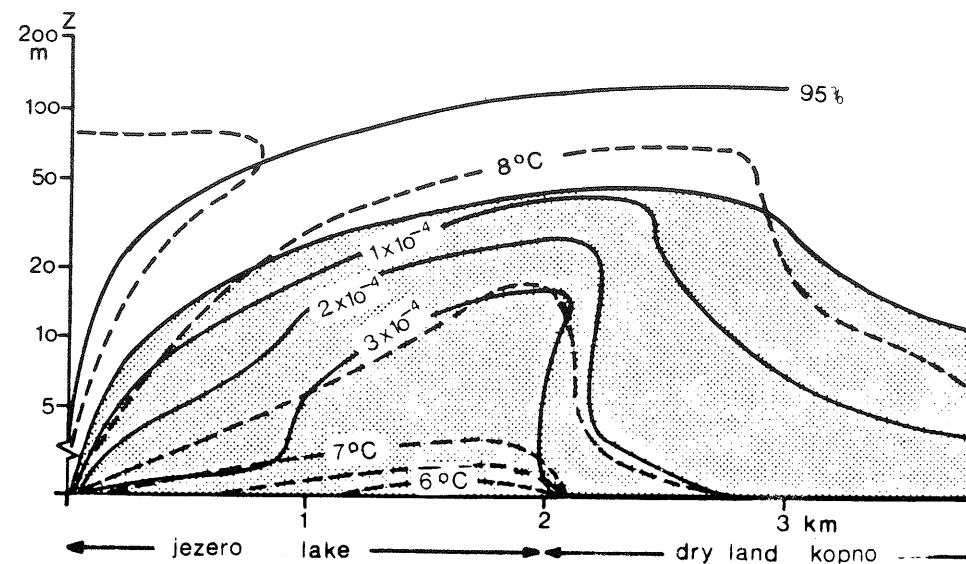
Slika 2: Vertikalni presek v okolici 2 km širokega jezera. Polne črte označujejo specifično vsebnost tekoče vode ali 95% relativno vlažnost zraka, črtkane pa temperaturo. Parametra hrapavosti nad kopnim in nad jezerom: 0.05 m in 0.01 m, vertikalni gradient temperature: -6 K km^{-1} , hitrost vetra 300 m nad tlemi: 1 m s^{-1} , relativna vlažnost zraka, pritekajočega nad jezero: 95%.

Fig. 2: Vertical crosssection over a 2 km wide lake. Solid lines denote specific liquid water content or 95% relative humidity of the air, and dashed lines denote temperature. Roughness parameters over dry land and over a lake: 0.05 m and 0.01 m respectively, lapse rate: -6 K km^{-1} , wind velocity 300 m above surface— 1 m s^{-1} , relative humidity of the air, moving over the lake: 95%.



Slika 3: Kot slika 2, toda za hidrostatično stabilen pritekajoči zrak z vertikalnim gradientom temperature: 1 K km^{-1}

Fig. 3: Same as Fig. 2, but for stable stratified air approaching the lake with a lapse rate of 1 K km^{-1} .



Slika 4: Kot slika 2, toda za močnejši veter; hitrost vetra 300 nad tlemi: 10 m s^{-1}
 Fig. 4: Same as Fig. 2, but for stronger wind; wind velocity 300 m above surface 10 m s^{-1} .

LITERATURA

- Businger, J.A., 1973: Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. V knjigi D. A. Haugen (ed): Workshop on micrometeorology. AMS, Boston, 392 pp.
- Dobesch H. und Neuwirth F.: 1975: Eine Methode zur Erfassung der möglichen Änderungen des Lokalklimas durch eine Stausee, Rivista Ital. Geofisica, V.1, 167–169
- Dobesch H. und Neuwirth F., 1977: Über den Einfluss des Stausees eines Flusskraftwerkes auf das Klima seiner Umgebung, Oesterr. Wasserwirtschaft, J. 29, H7/8, 153–157
- Gregory, S. and K. Smith, 1967: Local temperature and humidity contrasts around small lakes and reservoirs. Weather 22, 497–505
- Hideneri, T. and I. Akihiko, 1980: Local climate near a small lake. Pt. 2: Air temperature distribution near Lake Toya, Hokkaido, in spring and summer. J. Agric. Meteorol. 36, 13–18
- Krillova, T. V. i L. V. Nesina, 1979: Ob oshibkakh rascheta potokov tepla i vlagi s poverkhnosti ozer po osrednennym iskhodnym dannym. GGO Trudy 423, 82–89
- Monin, A. S. i A. M. Obuhov, 1954: Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery. AN SSSR, Trudy geofiz. inst. 24, 161–187
- Myrup, L. O., 1979: Climatological estimate of the average monthly energy and water budgets of Lake Tahoe, Cal.-Nevada. Water Resour. Res., Wash. D. C., 15, 1499–1508
- Nanasawa, K., 1979: Land and sea breezes at the coastal area of the Abashiri district in Hokkaido. J. Meteorol. Res. 31, 353–364
- Peterson, E. W., 1969: Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral stability. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 95, 561–575
- Phillips, D. W., 1978: Environmental climatology of lake Superior. J. Great Lakes Res., Canada 4, 288–309
- Phillips D. W. and L. C. Inbo 1978, Lake to land comparison of wind, temperature, and humidity on Lake Ontario during the IFYGL. Fishing and Envir., Canada. CLI-2-77, 51 pp.
- Shir, C. C., 1972: A numerical computation of air flow over a sudden change of surface roughness. J. Atmosph. Sci. 29, 304–310
- Taylor, P. A., 1970: A model of air flow above changes in surface heat flux, temperature, and roughness for neutral and unstable conditions. Boundary Layer Meteorol. 1, 18–39
- Taylor, P. A., 1971: Airflow above changes in surface heat flux, temperature and roughness; an extension to include the stable case. Boundary Layer Meteorol. 1, 474–497
- Thom, A. S., 1975: Momentum, mass, and heat exchange of plant communities. V knjigi Monteith (ed): Vegetation and the atmosphere. Academic Press, London, (vol. 1) 278 pp.
- Urbančič, J., 1977: Vpliv akumulacijskih jezer na meglo, vlago in temperaturo zraka v okolici. FNT, Ljubljana (dipl. delo, neobjavljeno), 72 str.
- Wylie, D. P. and J. A. Young, 1979: Boundary layer observations of warm air modification over Lake Michigan, using a tethered balloon. Boundary Layer Meteorol. 17, 279–291

**MODEL ZA OCENO OROGRAFSKEGA DODATKA K VERJETNI
NAJVEČJI KOLIČINI PADAVIN**

**MODEL FOR ESTIMATION OF OROGRAPHIC PART OF THE
MAXIMAL POSSIBLE PRECIPITATION**

Tomaž VRHOVEC
Hidrometeorološki zavod SRS, Ljubljana

UDK 551.577.51

SUMMARY

The physical basis of a model for the estimation of the orographic addition to the maximal possible precipitation is described. The model is two-dimensional, steady state, and the total amounts of water vapour and energy are conserved within the model space. The system of partial differential equations that describe the thermo- and hydrodynamics of the atmosphere is linearized and used for calculation of the vertical stratifications of the temperature, the dew point temperature, the mixing ratio of water vapour and of the components of the wind velocity. The liquid water mass flux density is calculated and the spectral distribution of rain drops or snow crystals is determined at each grid point. The grid net is equidistant along the horizontal axis, while the vertical differences among the layers is determined according to the profile of the topography. The trajectories for all classes of raindrop spectra and all the grid points are calculated and thus a distribution of liquid water mass flux density is determined at the ground. Some empirical parameters of the model are evaluated from some examples of intensive precipitation.

POVZETEK

Predstavljene so fizikalne osnove modela za oceno orografskega dodatka h količini padavin. Namenjen za določitev orografskega dela verjetnih največjih padavin. Model je dvo-dimenzionalen, stanje je stacionarno, območje modela z okolico ne izmenjuje energije in vodne pare. Sistem parcialnih enačb, ki popisujejo stanje v atmosferi, je lineariziran in tak uporabljen za numerično računanje razporeditev temperature, temperature rosišča, specifične vlage in komponent vektorja hitrosti. Izračunana je količina izločene vode, po ustrezni parametrizaciji spektra padavinskih elementov in po upoštevanju dodatnega zlivanja kapljic, pa so izračunane trajektorije padanja padavinskih elementov; s tem je določena razporeditev količine padavin vzdolž reliefa. Spremenljivi parametri modela so umerjeni po opazovani padavinski situaciji.

UVOD

Verjetna največja količina padavin je definirana (WMO 1973) kot tista največja količina padavin, ki lahko pade na dano področje v določenem letnem času, da je še fizikalno mogoča. Postopek za določanje verjetne največje količine padavin je odvisen od tega, za kakšno področje računamo to oceno. Predvsem sta različna postopka za določanje ocene za VNP nad ravnino in nad goratim področjem. Nad ravnino računamo VNP na podlagi predpostavke, da je zrak nestisljiv, in tako velja poenostavljena kontinuitetna enačba v p sistemu:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

Z integracijo te enačbe po pritisku dobimo vertikalno hitrost ω , z njo pa določimo količino padavin:

$$RR = \frac{1}{q} \int_{p_1}^{p_2} \omega \frac{\partial l}{\partial p} dp \quad (2)$$

kjer so:

- q specifična vlaga
- RR gostota masnega toka tekoče vode
- p pritisk

Račun bi bil tako kaj preprost, če bi imeli na voljo podatke o vertikalni razporeditvi horizontalne divergence hitrosti in specifične vlage. Za izračun VNP bi seveda izbrali maksimalne verjetne podatke. Ker pa je divergenca težko natančno merljiva in podatki o tem ponavadi niso na voljo, je treba v skladu z navodili WMO iz podatkov o opazovanih primerih velikih padavin in ob tem izmerjenih vetrovih najprej izračunati oceno za divergenco in šele nato izračunati količino padavin. Za gorato območje je postopek bolj zapleten. Vertikalnih hitrosti ne moremo računati zgolj iz kontinuitetne enačbe (1), saj pride zaradi reliefa do dodatnih vertikalnih premikov zraka. Ta vertikalna hitrost w v z sistemu se zapiše:

$$w = \vec{u} \cdot \nabla h \quad (3)$$

kjer h popisuje nadmorsko višino tal.

Pri določanju ocene za VNP postavimo, da sta prispevka k vertikalni hitrosti, prvi zaradi divergence, drugi zaradi orografije, ločljiva, tako da konvergenčni del računamo tako kot nad ravnino, upoštevaje seveda, da je spodnja meja intervala integracije v (2) manjša, kot bi bila nad ravnino. Za orografski dodatek pa moramo narediti primeren model. Spremenljive parametre modela umerimo na opazovanem primeru velikih padavin. V nadaljevanju so predstavljene fizikalne osnove, numerični postopki in uporabnost modela za določitev orografskega dodatka k verjetni največji količini padavin. Ta članek je povzetek diplomskega dela z enakim naslovom, obranjenega na Fakulteti za naravoslovje in tehnologijo, VTOZD Fizika, na Katedri za meteorologijo, v decembru 1982.

FIZIKALNE OSNOVE MODELA

Zrak z znano vertikalno razporeditvijo temperature, vlage in hitrosti priteče do gorske pregrade. Če postavimo, da zrak pregrade ne obteče, se ob njej začne dvigati, se ohlajati, in ko se ohladi pod temperaturo rosišča, se začne izločati voda — nastane oblak. Če se je pri dviganju zrak labiliziral, se dviganje še stopnjuje. Če zrak kar naprej priteka in se pri tem zaradi neobtekanja pregrade dviga, se oblak gosti, dokler ne začne voda iz oblaka izpadati. V doseženem stacionarnem stanju iz oblaka izpade vsa voda, kar se je v pritekajočem in dvigajočem se zraku kondenzira, saj je model namenjen računu verjetnih največjih padavin. Voda iz oblaka izpada v tekočem oziroma v trdnem stanju, odvisno pač od okolišnih temperatur; padavinski elementi pa ne padejo na tla pod mestom nastanka, pač pa jih veter nosi s seboj. Če predpostavimo, da padavinski elementi pri padanju ne izhlapevajo in tako ne vplivajo na razmere na zavetrni strani pregrade, potem lahko celoten proces razdelimo v dva dela:

— dvig in kondenzacija

— padanje padavinskih elementov.

Poleg že omenjenih smo upoštevali še naslednje predpostavke:

— koordinatni sistem orientiramo z osjo X pravokotno na smer dolgega grebena, os Z pa kaže v zenit;

— koordinatni sistem je dvodimenzionalen;

— med sistemoma (x, p) in (x, z) velja hidrostatična povezava;

— morebitne spremembe realnega reliefa v smeri Y upoštevamo z izgleditvijo reliefa;

— tok je laminaren, trenja ni, morebitno turbulenco v kotlinah upoštevamo z izgleditvanjem reliefa v smeri X;

— tok je navzgor omejen z ravno tropopavzo, ki preprečuje vertikalna gibanja, pri tleh pa sledi reliefu;

— tok je stacionaren.

Trajektorije toka zraka določimo na podlagi predpostavk o omejenosti, laminarnosti in stacionarnosti tako, da zahtevamo, da zrak pri tleh sledi reliefu, z višino pa se to sledenje zmanjšuje, tako da je na tropopavzi tok horizontalen. Takšno sicer zgolj geometrijsko določanje trajektorij se svoji grobosti navkljub dobro ujema z rezultati bolj natančnih izračunov (Eliassen 1972, Tibaldi 1972).

Za del zraka, ki se premika po tako določeni trajektoriji, lahko izračunamo z upoštevanjem stanja, v katerem se del zraka nahaja pred premikom, kakšne bodo spremembe temperature rosišča in vlage. V ta namen uporabimo enačbe suhoadiabatnega dviga, dokler zrak še ni nasičen oziroma enačbe za mokroadiabatni dvig za področja nad kondenzacijskim nivojem.

Spreminjanje vertikalne razporeditve horizontalne hitrosti lahko izračunamo iz integrirane oblike kontinuitetne enačbe (integriramo po volumskem elementu vzdolž trajektorije) in dobimo enačbo

$$u \frac{\partial \Delta p}{\partial x} + \Delta p \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad (4)$$

kjer je Δ presek tokovne cevi v p koordinati. Vertikalno komponento hitrosti izračunamo iz horizontalne in iz nagiba ploskve Z, ki omejuje tokovno cev.

$$w = \frac{\partial z}{\partial x} \quad (5)$$

Količino vode, ki se izloči v oblaku v stacionarnem stanju prav tako določimo z volumno integracijo kontinuitetne enačbe za specifično vlago. Iz enačbe

$$\Phi_m = - \int \rho q \vec{u} d\vec{S},$$

kjer je Φ_m masni tok in \vec{S} vektor ploskev, tako dobimo

$$P = \frac{1}{\rho} u \Delta p \frac{\partial q}{\partial x}, \quad (6)$$

kjer je P gostota masnega toka tekoče vode, ki izpade iz volumnskega elementa. V enačbi (6) nastopajoče polje l lahko izračunamo iz poprej izračunanih podatkov o temperaturi in temperaturi rosišča.

Na tem mestu privzamemo, da poznamo polja T, Td, u, w, in P. Razporeditev količine padavin po tleh dobimo potem, ko voda iz oblaka izpade in doseže tla. Ker je stanje stacionarno, torej je časovni odvod vodnosti oblaka enak nič, mora iz oblaka izpasti vsa iz pritekajočega in dvigajočega se zraka izločena voda. Ker pa smo predpostavili, da kapljice/kristali ne izhlapevajo, mora vsa izločena voda tudi pasti na tla. Voda se v oblaku izloča v obliki kapljic oziroma snežnih kristalov, odvisno pač od temperaturnih in vlažnostnih razmer. Nastali padavinski elementi niso vsi enake velikosti, tako da so njihove hitrosti padanja različne. V resnici se razporeditev kapljic/kristalov po radijih — to je spekter padavinskih elementov — ves čas padanja kapljic spreminja zaradi interakcij med kapljicami samimi in med njimi in kristali, vendar so modeli, ki popisujejo to dogajanje v oblaku preobsežni, da bi jih mogli vključiti v okvir tega dela. Zato smo ves problem spektra padavinskih elementov parametrizirali, upoštevaje Marshall-Palmerjevo hipotezo z nekaterimi dopolnitvami (Marshall, Palmer 1948, Blanchard 1970, Srivastava 1978). Masni spekter zapišemo:

$$AP(r, r + \Delta r) = P \lambda^4 / 6 \int_r^{r+\Delta r} r^3 \exp(-\lambda r) dr, \quad (7)$$

kjer so:

- λ — parameter razporeditve
- r — radij padavinskega elementa
- Δr — dolžina razreda po radijih.

Parameter razporeditve λ je odvisen od količine padavin. Marshall in Palmer (1948) sta za količine padavin manjše od 25 kg/m² h dobila za λ takšne empirične enačbe:

$$\lambda = 45,77 \text{ mm}^{-1} (\text{RP})^{0,21} \quad \text{RP} = \frac{\text{RR}}{\text{RR}_0} \quad \text{RR}_0 = 1 \text{ kg/m}^2 \text{ s}$$

in za sneg

$$\lambda = 0,11 \text{ mm}^{-1} (\text{RP})^{-0,45}$$

Za večje količine padavin smo privzeli, da je $\lambda = 4 \text{ mm}$ (Mason 1971, Blanchard 1970). Količino padavin, ki določa vrednost λ , smo v modelu izračunali tako, kot da v atmosferi ni horizontalnih gibanj in tako vsa voda pade naravnost navzdol, tako da je RR pravzaprav le integral enačbe (7).

Trajektorije padavinskih elementov so popisane z dvema enačbama:

$$\frac{dz}{dt} = w(x, z) - v_z \quad (8)$$

$$\frac{dx}{dt} = u(x, z)$$

Hitrost padanja padavinskih elementov v mirnem zraku v_z je odvisna od radija in vrste padavinskega elementa, spekter hitrosti vzorčimo po enakih razredih kot masni spekter. (Gunn, Kinzer 1949, Mason 1971).

Če bi bilo gibanje vseh kapljic zgolj vertikalno, bi bil ves vpliv interakcij med padavinskimi elementi popisan že s spektrom. Ker pa se zaradi horizontalne komponente polja hitrosti premikajo kapljice tudi horizontalno in pri tem prihaja do dodatnih interakcij, hkrati pa so seveda v zraku tudi kapljice, ki niso nastale zaradi prisilnega dviga ob gorski pregradi, pač pa zaradi vsesplošnega dviga zraka, je potrebno hitrosti v_z primerno popraviti. Upoštevati moramo, da zaradi dodatnih vplivov kapljice padajo nekoliko hitreje, kot bi to pričakovali pri povsem vertikalnem padanju. Vertikalne hitrosti kapljic korigiramo tako, da je oblika razporeditve količine padavin čimbolj podobna izmerjeni.

Omenili smo že, da padavinski elementi lahko nastanejo kot kapljice ali pa kot snežni kristali. V modelu smo predpostavili, da slednji nastanejo le, če je temperatura na mestu nastanka manjša kot 253K, stopijo pa se, ko temperatura preseže 273K. Zavoljo enostavnosti računa predpostavimo, da se določen razred snežnih kristalov pretvori v natančno en razred deževnih kapljic, masa razreda ostane torej enaka, po staljenju se spremeni le hitrost padanja v_z .

Ko zrak, iz katerega se je izločila vsa voda, pride prek vrha pregrade, se začne spuščati in s tem ogrevati. Spuščanje poteka po enačbi za suho adiabato, saj smo predpostavili, da iz zraka izpade vsa kondenzirana voda, in tako v zraku ni kapljic, ki bi s svojim izhlapevanjem vzdrževale nasičeno stanje.

NUMERIČNI POSTOPKI

Enačbe, izpeljane v prejšnjem razdelku, smo izrazili s končnimi diferencami in take uporabili pri izdelavi algoritma, ki je služil za osnovo pascalskega programa ENA, narejenega tako, da se more prilagoditi poljubnim reliefnim in razsežnostnim razmeram. Prav tako je spremenljivo tudi število računskih nivojev ter dolžine in število horizontalnih enot.

Področje računa je v vertikalni smeri navzgor omejeno s horizontalno tropopavzo pri pritisku 200 mb, navzdol pa z reliefom, popisanim z nadmorsko višino. V horizontalni smeri so razsežnosti modela pogojene s klimatskimi in reliefnimi razmerami. Za zahodno Slovenijo, kjer pade večina orografskih padavin ob jugozahodniku, je prerez reliefa v tej smeri dolg nekako sto kilometrov. Zaradi omejenega računalniškega prostora smo si horizontalno enoto izbrali dolgo dva kilometra, tako da smo imeli v smeri X 50 računskih odsekov. V vertikalni smeri smo računali na 16 nivojih, tako da smo vsega skupaj imeli 800 računskih točk. Nivoji so razporejeni tako, da razdelijo atmosfero med tlemi in tropopavzo v 16 plasti, ki potekajo prav tako kot geometrijsko določene trajektorije zraka. Vzdolž vsakega vertikalnega preseka so plasti, merjeno v pritiskovi kooordinati, enako debele.

Vhodni podatki so sestavljeni iz dveh delov:

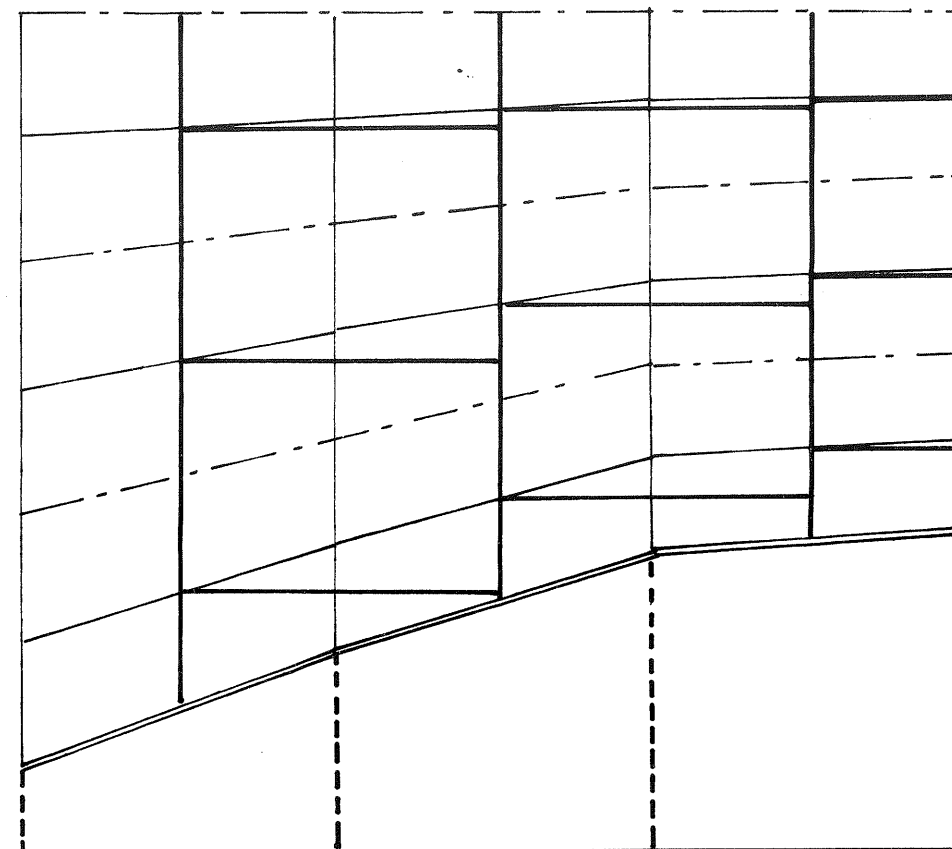
- podatki o vertikalni razporeditvi temperature, temperature rosišča in projekciji horizontalne komponente vektorja hitrosti na smer prereza reliefa pri poljubno izbranih pritiskih,
- podatki o nadmorski višini reliefa in o temperaturi zraka pri tleh.

Vertikalni podatki so pripravljani na podlagi radiosondaže s postaje Udine (Videm), horizontalni pa na podlagi topografskih kart in meritev temperature na klimatskih postajah vzdolž preseka. Izgladitev reliefa je bila opravljena ročno.

Del računskega področja z vrisanim potekom računskih nivojev

- tokovnih cevi in s prirejenim koordinatnim sistemom prikazuje slika 1.

Obdelavo smo izvedli z računalnikom Univerzitetnega računskega centra DEC 10.



Slika 1 Potek računskih nivojev: - - - nadmorska višina, - . - . - meje tokovnih cevi, ————— površje, ————— računski nivo v koordinati p, ————— stopničasti koordinatni sistem v koordinati z, (T, T_D, u in v poznamo v sečiščih tankih črt, voda se izloči na sečiščih debelih črt, slednje točke so začetki trajektorij)

Fig. 1 Schematic representation of grid net. - - - altitudes, - . . . - the boundaries between the flow layers, ————— the surface, ————— the niveau of calculation in p system, ————— the niveau of calculation in z system, (T, T_D, u and v are calculated in the points where thin lines cross, the trajectories start in the points, where dick lines cross.

RAZPOREDITVE KOLIČINE PADAVIN VZDOLŽ RELIEFA

Model smo preiskovali na primeru izdatnih padavin v zahodni Sloveniji 13. in 14. 10. 1983. Poleg vhodnih podatkov smo imeli na voljo še podatke o količini padavin, ki je ob tej padavinski situaciji padla vzdolž izbranega preseka.

Sintopična vremenska situacija 14. 10. ob 00.00 GMT kaže, da je bilo nad pretežnim delom Evrope območje nizkega zračnega pritiska. V višinah so nad severnim Sredozemljem in Alpami pihali jugozahodni vetrovi. Hladna fronta je stacionirala južno od Alp, ponoči se je izoblikoval v Genovskem zalivu kratkotrajen sekundarni ciklon. Na vsem obravnavanem območju je bilo oblačno, padavine so se začele 13. 10. popoldne, v Novi Gorici ob 17.30, na Knežkih Ravnah ob 18.00, v Bohinju pa okoli 19.00.

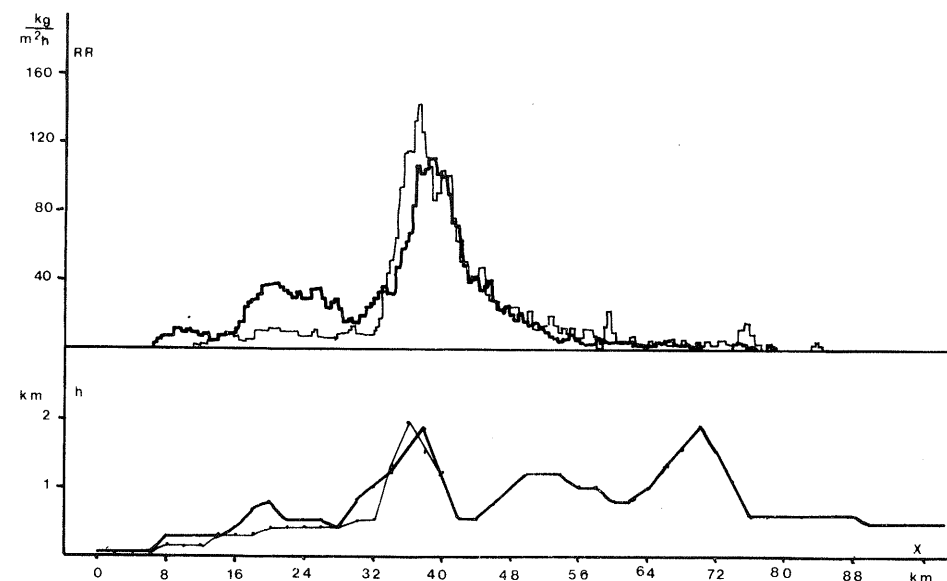
Vzdolž smeri JZ–SV smo v zahodni Sloveniji pripravili štiri preseke reliefa. Podatke o temperaturi 13. 10. ob 21.00 samo z interpolacijo prilagodili in jih uporabili vzdolž preseka. Za vse preseke smo s programom ENA izračunali razporeditev pritiska, temperature, temperature rosišča, specifične vlage, horizontalne in vertikalne komponente vektorja hitrosti in polje gostote masnega toka izločene vode. Za vse točke, kjer se je izločila voda, smo izračunali trajektorije padavinskih elementov ter tako določili razporeditev količine padavin pri tleh. S preiskovanjem različnih korekcijskih faktorjev smo skušali doseči čim boljše ujemanje oblike izračunane razporeditve količine padavin z obliko izmerjene. Pri razporeditvah količine padavin, predstavljenih na slikah 2 in 3 je vrednost korekcijskega faktorja 2, če je gostota masnega toka večja od $0.0005 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ in hkrati izračunani oblak dovolj visok, na sliki 4 pa je korekcijski faktor enak 1.5. Za točke, ki ne izpolnjujejo pravkar omenjenih kriterijev, je korekcijski faktor enak 1 in je spekter hitrosti tako nespremenjen.

Pri komentiranju rezultatov modela moramo upoštevati, da smo z modelom računali le orografski dodatek h količini padavin in da smo predpostavili, da vsa izločena voda iz zraka tudi izpade, saj je bil naš namen narediti model za računanje verjetnih največjih padavin. Izračunane vrednosti presegajo izmerjene, presežek je posebno očiten v bližini prve, glavne pregrade. (Prva, glavna pregrada ustreza Bohinjskemu grebenu). Za drugo pregrado (ta ustreza Karavankam) dobimo v vseh primerih bistveno manj padavin kot pa za prvo. Razloga za takšen rezultat, ki se ne ujema z opazovanim stanjem, sta dva: v modelu smo predpostavili, da vsa izločena voda tudi izpade, ob tem dobi prva pregrada veliko padavin; do druge pa pride zrak že precej suh, saj smo hkrati predpostavili, da je model dvodimenzionalen, in tako nismo upoštevali nikakršnih bočnih transportov vlage.

Pokazal se je zanimiv vpliv predgorja pred prvo pregrado:

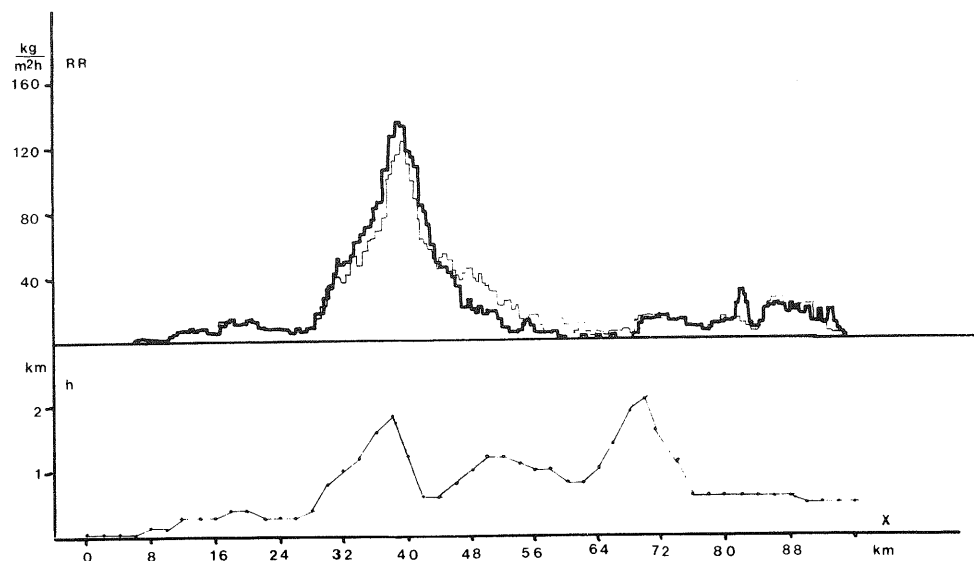
Za preseke z izrazitim predgorjem (predgorje ustreza planotama Trnovski gozd in Banjščica) je značilno, da dobi prva pregrada tretjino manj padavin kot pa preseki z nizkim predgorjem, četudi je višina prve, glavne pregrade povsod enaka. Razporeditev količine padavin okoli prve pregrade ustreza pričakovanjem, maksimum razporeditve je vedno na zavetrni strani pregrade, vendar je tudi na privetrni strani grebena precej padavin. Vzdolž privetrne strani grebena količina padavin narašča, naraščanje je tem izrazitejše, čim strmije je pobočje. Strmim pobočjem ustrezajo izraziti maksimumi. Če je druga pregrada

nižja od prve, potem se ob njej ne izloči nič vode; količina padavin, ki jo zaznamo okoli vrha te pregrade je posledica geometrije padanja najmanjših kapljic, nastalih nad prvo pregrado. Če je druga pregrada višja od prve, se ob njej sicer izloči nekaj vode, predvsem na višjih nivojih, vendar so praviloma gostote teh masnih tokov majhne. Razporeditev količine padavin za drugo pregrado ne ustreza opazovani, saj so izmerjene količine večje od izračunanih, pa tudi sekundarni maksimumi, ki se pojavijo v zavetrju druge pregrade, so nerealni. Zrak, ki se spušča z druge pregrade, je že tako topel in suh, da bi morebitni padavinski elementi, nastali nad drugo pregrado, v njem zanesljivo izhlapeli.



Slika 2 Zgornji del slike predstavlja razporeditev gostote masnega toka tekoče vode (intenziteta padavin), spodnji pa nadmorske višine reliefa. Vertikalna dimenzija reliefa je povečana osemkrat. Korekcijski faktor za tanki graf je 1.5, za debeli 2.

Fig. 2 Results of the model: the upper part of the figure represents the distribution of liquid water mass flux density, the lower part is topography. The elevations are 8 times exaggerated. The correction factor for the thin graph is 1.5, for the thick graph is 2.



Slika 3 Zgornji del slike predstavlja razporeditev gostote masnega toka tekoče vode (intenziteta padavin), spodnji pa nadmorske višine reliefa. Vertikalna dimenzija reliefa je povečana osemkrat. Korekcijski faktor je 1,5. Tanki graf ustreza reliefu z manj, debeli pa reliefu z bolj izrazitim predgorjem.

Fig. 3 Results of the model: the upper part of the figure represents the distribution of liquid water mass flu density, the lower part is topography. The elevations are 8 times exaggerated. The correction factor is 1,5. The thin graph corresponds to the topography with lower mountains before the main barrier.

LITERATURA

- Gunn R., Kinzer G.D., 1949: The terminal velocity of fall for water drops in stagnant air, *J. Meteor.*, vol 6, 243–248
- Mason J., 1971: *The Physics of the clouds*, Cladderon press, Oxford, 671 str.
- Blanchard D. C., Spencer A. T., 1970: Experiments on generation of raindrop size distribution of drop breakup, *J. Atmos. Sci.*, vol 27, 101–108
- Eliassen E., 1972: Airflow over mountains, Summer school on mesoscale atmospherical phenomena, Venecia, CNR Italia
- WMO, 1973: Manual for estimation of probable maximum precipitation, No 332
- Tebaldi B., 1973: Stratified flow over topography, Summer school on mesoscale atmospherical phenomena, Venecia, CNR Italia
- Srivatsava R.C. 1978: Parametrization of raindrop size distribution, *J. Atmos. Sci.*, vol 53 108–117

POSKUS SIMULIRANJA BURJE S POMOČJO NUMERIČNEGA MODELA

SIMULATION OF THE BORA WIND BY MEANS OF NUMERICAL MODEL

JeIko URBANČIČ
Hidrometeorološki zavod SRS, Ljubljana

UDK 551.555.4

SUMMARY

A two dimensional (X, Z) twinlayer model for studying the bora wind is described. It is used to simulate meteorological parameters, based on initial data for ground topography, the temperature difference and the height of the boundary between the two air layers, the pressure gradient in the upper or maritime air layer and the vertical temperature gradient in the lower or continental air layer.

Two groups of experiments were performed. First we made experiments using imaginary ground topography. Using different initial conditions, we found that bora intensity depends mainly on the temperature difference between the continental and maritime air layer, and on the pressure gradient in the boundary between them. The vertical temperature gradient in the lower layer is less important. The coefficient of friction and various conditions in the flat down-wind area have negligible influence on wind velocity.

In the second part we studied the agreement of model results with real conditions, and established that the simulation of the bora of 30. nov. 80. was in good agreement with surface observations.

POVZETEK

Za študij burje predstavljamo dvoplasten dvodimenzionalni (x, z) numerični model. Uporabljamo ga za izračunavanje meteoroloških parametrov, pri čemer nam služijo kot podatki: topografija tal, temperaturna razlika in višina meje med zračnima plastema, gradient pritiska v gornji oziroma morski zračni plasti ter temperaturna stratifikacija spodnje oziroma kontinentalne zračne plasti.

UVOD

Opravljenih je bilo že več raziskav burje. Paradiž (1957) jo je raziskoval v Slovenskem primorju, Makjanič (1978) v okolici Senja, Yoshino (1972, 1976) vzdolž celotne jadranske obale, Petkovšek (1976, 1982) pa je študiral tudi sunke burje in njihove periode. V okviru ALPEX programa je Smith (1982) objavil preliminarne rezultate merjenja burje s posebej opremljenim letalom. Kljub napredku merilne tehnike zelo močna sunkovitost in

velika časovna spremenljivost toka burje otežuje meritve vetra in zmanjšuje njihov pomen. Zelo velika hitrost vetra, ki v sunkih pogosto preseže 40 m/s, onemogoča merjenje vetrovnih profilov z radiosondami. Letalska merjenja pa so zaradi velike turbulence v toku možna le v zgornjih plasteh. Pričakujemo, da bomo pri študiju burje delno nadomestili to vrzel s pomočjo numeričnega modela.

Preprost model za študij burje je napravil že Arakawa (1976) podobne študije pa so naredili še Petkovšek (1968) ter kasneje Klemp in Lilly (1978). Za ta način študija burje smo se odločili tudi mi (1982, 1983).

Napravili smo dvodimenzionalni (x, z) model z realno topografijo in fino mrežo računskih točk. Z njim še ne bomo skušali ponazoriti sunkovitosti burje oziroma njene turbulence. Naš namen je dosežen že, če s stacionarnim modelom določimo karakteristično oziroma povprečno polje temperature in hitrosti vetra pri tem pojavu. Pričakujemo, da nam bo to omogočilo priti do nadaljnjih spoznanj iz dinamike burje.

PREGLED UPORABLJENIH OZNAK

ABS	absolutna vrednost
GMT	Greenwiški čas
K	difuzivnost
R	individualna plinska konstanta za zrak (= 287.04 m ² /s)
Ri	Richardsonovo število
T	temperatura
g	težnostni pospešek (= 9.81 m/s ²)
k _s	koeficient prizemnega trenja
l'	povprečna pot mešanja (v difuzijski enačbi)
p	pritisk
t	čas
u	horizontalna komponenta hitrosti
x	horizontalna koordinata
w	vertikalna komponenta hitrosti
z	vertikalna koordinata x, y, z sistema
α	naklonski kot (na primer topografije)
Δ	oznaka difference
ζ	vertikalna koordinata pomožnega sistema
θ	potencialna temperatura
ρ	gostota
φ(Ri)	stabilitetna funkcija (v difuzijski enačbi)
∂	operator parcialnega ali Eulerjevega diferenciranja

ENAČBE MODELA ZA SIMULIRANJE BURJE

Burja je seveda tridimenzionalni proces. Kljub temu vztrajamo pri modeliranju v dveh dimenzijah, ker bistvo zajamemo, in zaradi tega, ker bi sicer precej povečali delo računalka. Računamo torej le v vertikalni in v eni horizontalni dimenziji v smeri pretakanja zračne mase s kontinenta proti morju. Vplive iz druge, na to pravokotne, horizontalne smeri pa skušamo čim bolj parametizirati. Računamo torej v x, z ravnini.

Za popis stanja v atmosferi nam zadošča sistem šestih enačb. V modelu (Urbančič 1983)

smo jih uporabili v naslednji obliki:

Enačbo gibanja uporabimo za izračun horizontalnih hitrosti:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \quad (1)$$

Potencialno temperaturo opišemo z energijsko enačbo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} - K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = 0 \quad (2)$$

Vertikalne hitrosti vetra w zajamemo s kontinuitetno enačbo:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

Hidrostaticna enačba nam služi za povezavo pritiska p in višine:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - \rho g \quad (4)$$

Gostoto nadomeščamo s plinsko enačbo:

$$p = \rho RT \quad (5)$$

Difuzivnost K, ki jo potrebujemo v enačbi (1) in (2), izračunavamo z izrazom:

$$K = ABS \left(l'^2 \frac{\partial u}{\partial z} \right) / \varphi^2 (Ri) \quad (6)$$

kjer je l' povprečna pot mešanja, φ(Ri) pa eksperimentalno določena funkcija. Predpisali smo ji vrednosti med 1 in 2. Vrednost 1 ima v nevtralni temperaturni stratifikaciji pri logaritemskem profilu vetra, sicer pa v stabilni temperaturni stratifikaciji dovolimo maksimalno vrednost 2.

Pri zapisu enačb (1) – (6) smo predpostavili nestisljivost zraka in zanemarili horizontalno difuzijo.

Robne pogoje teh enačb smo definirali takole:

Talni robni pogoj predpisuje, da je vertikalna hitrost vetra enaka

$$w = u \cdot \operatorname{tg}(\alpha) \quad (7)$$

Trenje, zadnji člen v enačbi (1), izračunavamo pri tleh z izrazom

$$F \equiv K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = -k_s \cdot u \quad (8)$$

kjer je k_s koeficient trenja in znaša v modelu med 0.004 s^{-1} in 0.04 s^{-1} .
Izmenjave toplote na površini ni.

Na zgornjem robu, to je na meji obeh zračnih plasti, smo predpostavili, da ni izmenjave mase in energije. Pritisk in hitrost vetra sta na določeni višini v zgornji plasti časovno konstantni količini in sta definirana z začetnimi pogoji.

Njuna vrednost na gornjem robu je torej odvisna tudi od njegove višine.

Bočni robni pogoji so definirani tako, da so vsi višji odvodi posameznih količin na robu enaki 0. Izjema je le levi ali privetrni rob, kjer je temperatura podana na začetku in se s časom ne spreminja.

NUMERIČNE METODE REŠEVANJA ENAČB

Območje, ki ga modeliramo, je v horizontalni smeri dolgo 78 km, v vertikalni smeri pa nekje med 1000 in 1500 m, odvisno od vremenske situacije. Predstavimo ga z mrežo, ki ima v horizontalni smeri 40 točk, v vertikalni pa 11. Računski nivoji so v horizontalni smeri ekvidistantni, v vertikalni pa neekvidistantni. V vsaki mrežni točki izračunavamo vse količine (p , T , u , w). Sistema enačb nato časovno integriramo z implicitno integracijsko shemo. Sekanju topografije in računskih nivojev se izognemo z vpeljavo ζ koordinatnega sistema. Pri tem kot vertikalno koordinato uporabimo funkcijo ζ :

$$\zeta = \frac{z - z_s}{z_t - z_s} \quad (9)$$

kjer je indeks s za tla in t za vrh plasti.

REZULTATI POSKUSOV Z MODELOM

Z opisanim modelom smo napravili več poskusov. Razdelimo jih v dve skupini: poskuse z predpostavljenimi začetnimi pogoji, s katerimi smo študirali naravo procesa, in poskuse, s katerimi smo študirali podobnost z dejansko situacijo.

V prvi skupini poskusov smo predpostavili idealiziran profil gorske pregrade. V modelu nastopata dve zračni plasti. Spodnja (kontinentalna) je hladnejša kot zgornja in se preliva prek gorske barriere in pri tem pridobi hitrost. Zgornja (morska) zračna masa je toplejša, z enakim temperaturnim gradientom kot spodnja in vpliva na dinamiko spodnje plasti.

Ti vplivi so matematično izraženi z robnimi pogoji. Višina meje med njima je s podatkom določena na levem (kontinentalnem) robu modeliranega območja. Sicer pa se spreminja in je na desnem (morskem) robu bistveno nižja kot na levem.

Kot primer teh poskusov navajamo rezultate ob naslednjih pogojih:

Višina meje obeh plasti na levem (kontinentalnem) robu modela: 1000 m (debelina spodnje plasti: 700 m)

Koeficient prizemnega trenja K_s : 0.004 s^{-1} .

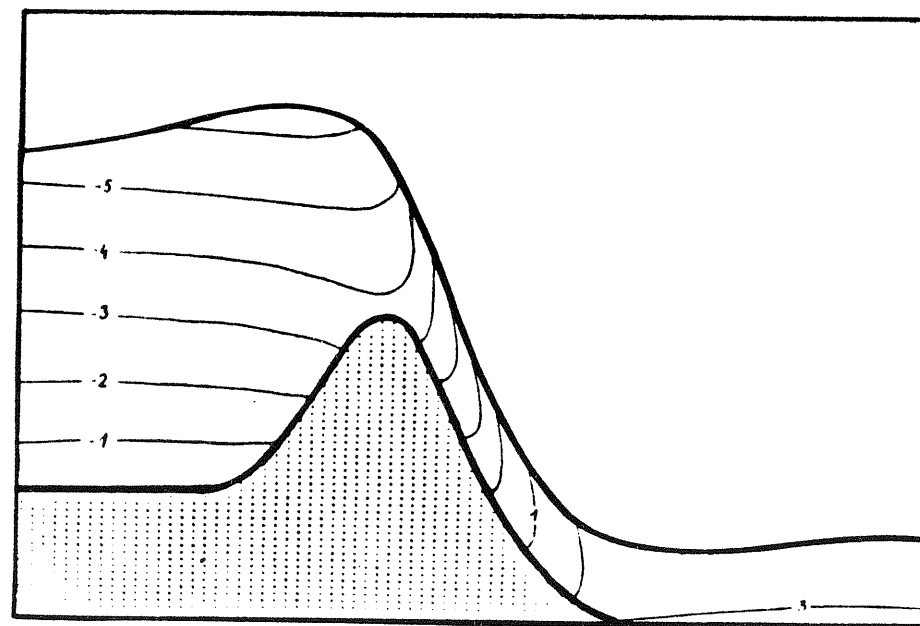
Gradient pritiska v smeri osi x na višini meje zračnih plasti (1000 m): $-0,5 \text{ mb}/100 \text{ km}$.

Temperaturna razlika med plastema: 5°C .

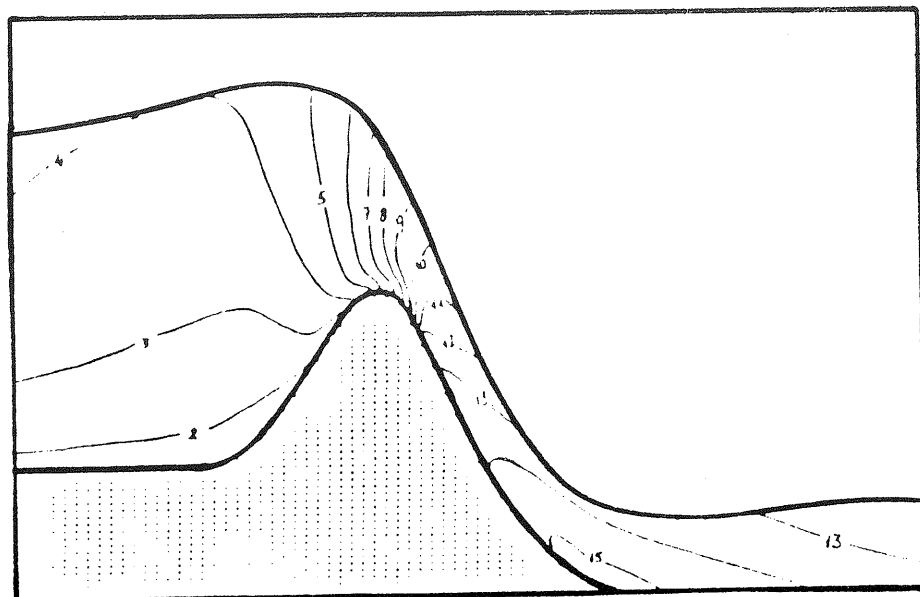
Vertikalni temperaturni gradient v spodnji plasti: $-0,71 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$.

Iščemo rezultate stacionarnega stanja modela, kateremu se dovolj dobro približamo po 16.000 sekundah modeliranega časa.

Sliki (1 in 2) predstavljata temperaturno in hitrostno polje, ki sta rezultat tega poskusa. Dobljena maksimalna hitrost pri tem poskusu je $15,6 \text{ m/s}$ ob vznožju gorske pregrade.



Slika1 Temperaturno polje [$^\circ\text{C}$]
Fig. 1 Temperature field [$^\circ\text{C}$]



Slika 2 Polje horizontalne hitrosti [m/s]

Fig. 2 Horizontal velocity field [m/s]

Primerjali smo rezultate različnih poskusov. Najbolj značilno vplivata na maksimalno hitrost vetra temperaturna razlika med obema zračnima masama in gradient pritiska, kar prikazujemo v tabeli (1).

Pri tem je v vseh primerih vertikalni temperaturni gradient $-0.71\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$; drugi pogoji, razen gradienta pritiska in razlike temperatur, pa so v vseh poskusih enaki.

Tabela 1 Maksimalne izračunane hitrosti [m/s] v odvisnosti od gradienta pritiska na višini meje zračnih plasti na privetrnem robu modeliranega območja in od temperaturne razlike med zračnima masama

Table 1 Maximum computed velocity [m/s] as a function of the pressure gradient in the height of upwind upper boundary of lower layer and of the temperature difference between the two air masses.

$\partial p/\partial x$ / ΔT	0	3	5	($^{\circ}\text{C}$)
– 0.25 mb/100 km	7.5	10.3	13.7	(m/s)
– 0.5 mb/100 km	/	13.0	15.6	(m/s)

S poskusi z različnimi začetnimi pogoji (Urbančič 1983) smo ugotovili, da vpliva na jakost burje predvsem temperaturna razlika med kontinentalno in morskou zračno maso in velikost gradienta pritiska na njuni meji. Nekoliko manj je pomemben vertikalni temperaturni gradient v spodnji zračni plasti. Koeficient prizemnega trenja in razni pogoji na ravnem, zavetrnem delu modeliranega območja pa le malo vplivajo na hitrost vetra.

V drugem delu smo opravili poskus z realnimi podatki. Z njim želimo preveriti podobnost rezultatov modela z dejansko situacijo.

Obravnavali smo primer burje v okolici Ajdovščine 30. 11. 1980. Za relief smo uporabili profil terena med Vrhniko in Devinom, ki smo ga nekoliko zgladili. Uporabili smo meteorološke podatke od 30. 11. 1980 ob 12 GMT. Vertikalno temperaturno stratifikacijo, temperaturno razliko med obema zračnima masama in s tem tudi višino plasti modela (nad Vrhniko) smo določili ob pomočjo zagrebške radiosondažne meritve ob 12 GMT. Podatke o polju pritiska pa smo ocenili na podlagi 850 mb karte.

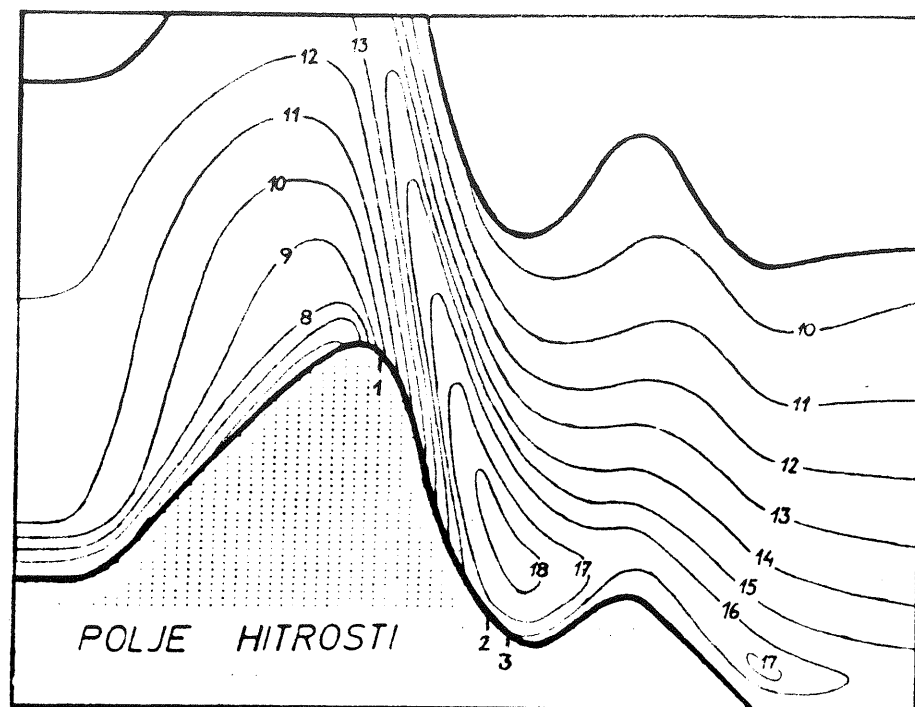
Torej so začetni podatki za poskus:

- višina zgornje meje plasti hladnega zraka na privetrni strani je 1340 metrov;
- koeficient prizemnega trenja znaša $k_s = 0.004\text{ s}^{-1}$;
- gradient pritiska na višini 1340 m ima vrednost: $\partial p/\partial x = -0.5\text{ mb}/100\text{ km}$;
- temperaturna razlika med plastema znaša: $\Delta T = 5^{\circ}\text{C}$;
- vertikalni temperaturni gradient na privetrni strani gorske pregrade ima do višine 765 m vrednost $-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, nad to višino pa $-0.43^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Maksimalna hitrost v polju se po modelu pojavi ravno nad položajem Ajdovščine na višini 174 m nad tlemi. Hitrost vetra je tam 18.4 m/s. (Slika 3).

Za primerjavo med rezultati modela in dejanskim stanjem imamo na razpolago povprečne urne podatke o hitrosti vetra v Ajdovščini, Dolgi poljani in na Strmcu. Primerjamo jih s hitrostmi vetra na prvem in drugem računskem nivoju in z oceno vetra na isti višini, kot je postavljen instrument. Izračunali smo jo po logaritemskem profilu vetra ($z_0 = 1\text{ cm}$) ob upoštevanju hitrosti zgolj na drugem računskem nivoju.

Primerjava nam, žal, lahko služi le kot prvi vtis o uspešnosti poskusa, saj je osupljiva zlasti relativno velika razlika med podatki iz Ajdovščine in Dolge poljane. Medsebojna oddaljenost med lokacijama je le 3 km, teren pa je precej homogen. Prvi vtis o podobnosti rezultatov modela z izmerjenimi vrednostmi je zelo dober. Na Strmcu se rezultati modela v vsakem primeru popolnoma ujemajo z opazovalnimi vrednostmi. V Dolgi poljani se nam z opazovanji popolnoma ujema le rezultat modela na prvem računskem nivoju. Po drugi metodi, to je z oceno z drugega računskega nivoja po logaritemskem profilu, dobimo za malenkost prevelike, čeprav še vedno zelo dobre rezultate. V Ajdovščini dobimo za dober meter v sekundi premajhne hitrosti, kar tudi pomeni dobro ujemanje z izmerjenimi podatki. Z meritvami pa se popolnoma ujemajo še hitrosti na drugem računskem nivoju.



Slika 3 Polje horizontalne hitrosti [m/s] v poskusu modeliranja burje na Vipavskem 30. 11. 1980.
Ustrezni položaj prizemnih meritev v modelu:
1. Strmec,
2. Dolga poljana,
3. Ajdovščina.

Fig. 3 Wind velocity field [m/s] in modelling test of the bora wind of 30. 11. 1980 in the Vipava region.
Corresponding position of surface observations:
1. Strmec,
2. Dolga poljana,
3. Ajdovščina.

Tabela 2 Primerjava izmerjenih hitrosti vetra [m/s] z izračunanimi na treh točkah modeliranega območja

Table 2 Comparison of measured wind velocities [m/s] and computed ones at three points of the modelling area

		Strmec	Dolga poljana	Ajdovščina
Hitrost na prvem mrežnem nivoju	[m/s]	7,8	12,1	12,2
Hitrost na drugem mrežnem nivoju	[m/s]	11,4	17,8	17,9
Ocena na anemometriški višini po logaritmskem profilu ($Z_0 = 1$ cm)	[m/s]	8,0	13,1	15,6
Anemometerska višina	[m]	6 m	6 m	10 m
Interval treh izmerjenih povprečnih urnih hitrosti vetra	[m/s]	7,7–8,6	9,5–12,4	16,7–19,2

Ocenjujemo, da model dobro ponazarja obravnavani primer in da je primeren za študij burje. Kar se tiče neujemanja z izmerjenimi podatki, je očitno, da imajo ti precej večjo fluktuacijo kot ocena na podlagi računov.

ZAKLJUČEK

Delo posega na področje dinamike burje in nam daje pregled pomembnosti raznih faktorjev, ki vplivajo na hitrost burje. To je pomembno predvsem zato, ker kljub temu, da se z burjo ukvarja veliko avtorjev, njena dinamika ni tako dobro obdelana kot so drugi faktorji.

Prav tako je pomembna tudi sama izgradnja numeričnega modela. Z njo smo ugotovili, da je mogoče burjo dokaj dobro modelirati s takim tipom modela. Model je za študijske namene zelo dober in nudi široke možnosti uporabe, posegi vanj pa so precej preprosti. S tem smo dobili še eno metodo, ki jo lahko uporabljamo v prihodnjih raziskavah burje. Za operativno uporabo model v tej fazi ni primeren, ker je še vedno nekoliko počasen, ker še ni opravljena temeljita analiza z izmerjenimi podatki in ker na sedanji stopnji še ni možna kvantitativna prognoza parametrov, ki nam služijo kot podatki modela.

V tej fazi da model dobre stacionarne rezultate, ki ponazarjajo povprečne vrednosti hitrosti. Primeren je za študij raznih vplivov na stacionarno stanje modela. Tako bi poskusom o vplivu pritiskovega gradienta, temperaturnih razmer in koeficienta trenja na hitrost vetra lahko dodali še poskuse o vplivu drugih faktorjev, na primer reliefa in debeline spodnje zračne plasti.

LITERATURA

- Arakawa, S., 1976: Numerical Experiments on the Local Strong Winds: Bora and Föhn, v Local Wind Bora, University of Tokyo Press, 155–166
- Klemp, J.B., Lilly, D.K., 1978: Numerical Simulations of Hydrostatic Mountain Waves, J. Atm, Sci, Vol 35, No. 1, 78–107
- Makjanič, B., 1978: Bura, jugo, etezija, Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd, 73 str.
- Paradiž, B., 1957: Burja v Sloveniji, v 10 let hidrometeorološke službe, Hidrometeorološki zavod SR Slovenije, Ljubljana, 147–172
- Petkovšek, Z., 1976: Periodičnost sunkov burje, Razprave – Papers, Vol. 20, št. 2, Ljubljana, 67–76
- Petkovšek, Z., 1982: Gravity Waves and Bora Gusts, 17th International Conference for Alpine Meteorology, Berchtesgaden, 108–110
- Smith, R., 1982: Areal Observations of the Yugoslavian Bora: Preliminary Results, Alpex Preliminary Scientific Results, GARP–ALPEX No. 7, Geneva, 187–200
- Urbančič, J., 1982: Numerical Experiments on Bora Wind, 17th International Conference for Alpine Meteorology, Berchtesgaden, 119–121
- Urbančič, J., 1983: Študij burje s pomočjo numeričnega modela, Magistrsko delo, Univerza Edvarda Kardelja VDO FNT, VTOZD Fizika, 71 str.
- Yoshino, M., 1972: An Annotated Bibliography on Bora, Climatological Notes 10, Department of Geography, Hosei University, Tokyo, 1–22
- Yoshino, M., 1976: Local Wind Bora, University of Tokyo Press, 289 str.