

RAZPRAVE PAPERS

Letnik 27

2

Vsebina – Contents		Stran
J. Pristov:	Klimatski opis in ocena vpliva ojezeritve Cerkniškega in Planinskega polja na spremembo mikroklimе Climatic description and an assessment of the influence of water accumulations on the microclimate of Cerknisko and Planinsko polje	41
Z. Petkovšek, J. Rakovec:	Modeliranje razkroja jezera hladnega zraka Modelling of cool pool dissipation	53
M. Divjak:	Določevanje vertikalnih hitrosti zračnih tokov v oblakih The evaluation of vertical air velocities in clouds	65

KLIMATSKI OPIS IN OCENA VPLIVA OJEZERITVE CERKNIŠKEGA IN PLANINSKEGA POLJA NA SPREMEMBO MIKROKLIME

CLIMATIC DESCRIPTION AND AN ASSESSMENT OF THE INFLUENCE OF WATER ACCUMULATIONS ON THE MICROCLIMATE OF CERKNIŠKO AND PLANINSKO POLJE

Janko PRISTOV
Hidrometeorološki zavod SRS,
Ljubljana

551.588.4

SUMMARY

There are possibilities for water accumulation on Cerknjško and Planinsko polje for hydroelectric plants. Because of the need to safeguard the environment, it is important to investigate the influence of water accumulations on the microclimate.

On Cerknjško polje there is an intermittent lake which is dry from July to September and flooded the rest of the year. At low temperatures the lake is frozen and its influence on the climatic conditions is the same as that of snow covered ground.

Data collected over 9 years of meteorological observations allow us to estimate the influence of a water surface on the environment by comparing the climatic conditions on Cerknjško polje to those in similar but unflooded basins.

Comparisons were made of every meteorological element, taking into account possible causes other than the water surface for explanation of the observed differences. Results showed that the water surface influences the formation of a cold air layer at the earth's surface, which also influences the minimum temperatures. The maximum temperatures are not influenced by the water surface, and cloud coverage, solar radiance and wind are influenced only negligibly. There is less fog when Cerknjško jezero is flooded. The reason is that only a thin layer of cold air is formed and the additional water mass can even inhibit its formation and thus diminish the incidence of fog.

POVZETEK

Prikazan je vpliv trajne ojezeritve Cerknjškega in Planinskega polja na posamezne meteorološke parametre. Zaključki so dobljeni na osnovi primerjav potekov meteoroloških elementov na Cerknjškem polju, kjer je presihajoče jezero, s potekom meteoroloških elementov v podobnih kotlinah brez vodne površine.

UVOD

Ob iskanju lokacij za možno izgradnjo hidroelektrarn sta se pojavili tudi lokaciji Cerknjiško polje in Planinsko polje. To sta zelo občutljivi območji glede varstva narave in je zato potrebno raziskati vpliv zajezev na okolje in tudi na spremembo mikroklimе v okolici. Do zdaj je bilo izdelanih že nekaj študij za vpliv vodne površine na okolišne klimatske razmere (Pristov, Trontelj 1975; Pristov s sodelavci 1978, Rakovec, Petkovšek, 1983), vendar je pri vsaki študiji posebej treba upoštevati lokalne klimatske razmere, ki so močno odvisne od okolišnega reliefa.

Cerkniško in Planinsko polje ležita severovzhodno od Alpsko-Dinarske gorske pregrade. Prvo je severovzhodno od Javornikov (vrhovi okoli 1000 m), drugo je severovzhodno od Hrušice in Zagore, ki je nekakšno nadaljevanje višjeležečega Nanosa. Med obema gorskima sistemoma so Postojnska vrata, kjer se gorska pregrada spusti na nadmorsko višino okoli 600 m. Vsako polje zase je samostojna kotlina, le da je Cerknjiško polje znatno večje in leži cca. 100 m višje.

Cerkniško polje je na jugozahodni strani obdano z razmeroma strmim pobočjem Javornikov, na severovzhodni strani pa s pobočjem Slivnice. Na jugovzhodni strani je pregrada med Loško dolino in Cerknjiškim poljem, ki je od Cerknjiškega polja višja nekako od 80 do 200 m. Na severozahodni strani proti Rakeku in Planinskemu polju je pregrada še nižja. Cerknjiško polje je torej od vseh strani zaprta kotlina, vendar ne močno v smeri NW-SE, in bi zato pričakovali, da so klimatske razmere podobne razmeram v kotlinah v notranjosti Slovenije.

Tudi Planinsko polje je kraška kotlina, ki pa je z razmeroma strmim pobočjem obdana le na jugozahodni strani, medtem ko jo od drugih strani obdaja razgiban kraški svet z različnimi vzpetinami in manjšimi kotlinami.

METODA DELA

Na Cerknjiškem polju sta v redni meteorološki mreži le 2 padavinski postaji, ki opazujeta v daljšem razdobju. V Dolenjem jezeru je bila poleg teh dveh padavinskih postaj postavljena za določen čas navadna meteorološka postaja, in sicer od leta 1969 do 1977.

Nas ne zanima samo splošna klimatska slika, zanimajo nas predvsem fizikalni procesi in vzroki, ki povzročajo določene klimatske značilnosti. Na osnovi poznavanja teh procesov je tudi možno oceniti, ali posegi v naravo (v našem primeru ojezeritev) lahko povzročijo spremembo mikroklimе. Osnova naših izhodiščnih podatkov je 9-letno razdobje (1969-1977). Primerjamo vrednosti posameznih parametrov iz različnih kotlin med seboj. Na osnovi razlik poskušamo poiskati vzroke za različne vrednosti in poteke posameznih klimatoloških elementov. Dodatno nam koristi tudi to, da je Cerknjiško jezero presihajoče in da lahko ločimo razdobje, ko je voda na Cerknjiškem polju razlita, od razdobja, ko je suho.

TEMPERATURE

Dnevni hod temperatur je na pobočjih in vrhovih bistveno različen od poteka temperatur v kotlinah in na ravninah, kjer se predvsem ponoči nabira hladen zrak in nastajajo bolj ali manj izrazite temperaturne inverzije. V topli polovici leta se pojavljajo te v nočnih in jutranjih urah, v hladni polovici pa se lahko inverzija zadržuje ves dan ali tudi daljše razdobje. Kako se obnaša hladen zrak v kotlinah, je odvisno od oblike kotline (Petkovšek, 1978) in od širšega zaledja, od koder se ta zrak steka.

Cerkniško polje je zaprta kotlina, vendar se zrak v njej ne ohlaja toliko, kot v nekaterih drugih kotlinah, seveda če pri tem upoštevamo tudi nadmorsko višino. Po Furlanu (1974) je Cerknjiško polje za blizu 2 °C toplejše od drugih kotlin v notranjosti Slovenije z enako nadmorsko višino.

Temperature so na Cerknjiškem polju v zimskem času višje od ustreznih kotlinskih temperatur zraka v notranjosti Slovenije, skoraj neodvisno od tega ali je jezero zamrznjeno ali ne. Vzrok relativno visokih temperatur torej ni le jezero, temveč lega Cerknjiškega polja glede na širšo okolico. Globina vode v Cerknjiškem jezeru je razmeroma nizka in zato v zimskem času zaradi majhne toplotne kapacitete jezero hitro zamrzne.

Temperaturna inverzija nad Cerknjiškim poljem nastaja prvenstveno zaradi ohlajanja zraka od dna kotline, prtok mrzlega zraka iz okolice je razmeroma majhen. Omenili smo že, da so pobočja, ki obdajajo Cerknjiško polje na jugozahodu in severovzhodu razmeroma strma. Zrak, ki se na pobočjih zaradi izžarevanja ohlaja, se po strmini spušča ter adibatno ogreva. Zaradi takšnega segrevanja zrak iz višjih leg ne doseže dna kotline.

Pregrada med Cerknjiškim poljem in Rakekom oziroma dalje proti Planinskemu polju je visoka le nekaj 10 m in zato predvidevamo, da je debelina hladnega zraka, ki se zadržuje nad Cerknjiškim poljem, razmeroma plitva in je večinoma znatno pod 100 m. Zaradi plitve plasti hladnega zraka je kotlina že pri šibkem horizontalnem gradientu pritiska kar dobro prevetrena. S tem je možno razložiti nekatere klimatske značilnosti Cerknjiškega polja.

Tabela 1: Srednje mesečne temperature zraka (1969-1977)

Table 1: Average monthly air temperature (1969-1977)

postaja	meseci												
	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AVG	SEPT	OKT	NOV	DEC	leto
BABNO P.	-1.6	-1.3	0.7	4.7	10.4	13.5	15.5	14.6	10.6	5.7	2.7	-2.7	6.1
NOVA VAS	-1.2	-0.8	1.5	5.8	11.2	14.2	16.2	15.2	11.4	6.5	3.4	-2.1	6.8
DOL. JEZ.	0.1	0.9	3.1	7.4	12.7	15.4	17.5	16.7	13.1	8.0	5.0	-0.7	8.3
POSTOJNA	0.4	1.3	3.2	7.2	12.3	15.2	17.7	16.9	13.2	8.5	4.9	-0.2	8.4
LANINA	1.2	2.3	4.7	7.7	12.8	15.7	17.8	17.0	13.4	8.6	5.3	0.0	8.7
IL. BISTR.	2.6	3.4	5.4	8.4	13.2	16.2	18.5	17.6	14.0	9.2	6.1	1.4	9.5
LJUBLJANA	0.4	2.1	5.3	9.5	14.9	17.7	19.9	19.0	14.9	9.3	5.4	-0.2	9.8

Nadmorske višine postaj: Babno polje 756 m, Nova vas 722 m, Dolenje jezero 550 m, oPostojna 533 m, Planina pri Rakeku 456 m, Ilirska Bistrica 414 m, Ljubljana 299 m.

Primerjava poprečnih temperatur različnih kotlin med seboj nam poda nekatere karakteristike vsake kotline, posebno če pri tem upoštevamo višinske razlike.

V zimskih mesecih se močno pozna vpliv morja do prve večje gorske pregrade, torej ta vpliv seže v Ilirsko Bistrico in Postojno, ne pa v druge obravnavane kraje. Ilirska Bistrica ima znatno višjo poprečno mesečno temperaturo kot Planina pri Rakeku, pa čeprav ležita na skoraj isti nadmorski višini.

Zanimivo je, da Postojna nima nikdar višje poprečne mesečne temperature kot Planina, ki leži ca. 80 m nižje. Enako temperaturo imata ti dve postaji samo v januarju. V mesecih od aprila do junija ima Postojna celo nižjo temperaturo kot Dolenje jezero, kajti v spomladanskih in zgodnje poletnih mesecih morje znižuje temperature na kopnem. Postojna ima nižjo temperaturo kot Dolenje jezero tudi v mesecu novembru, ko je Cerknško polje pogosto že pod vodo, seveda pa to še ni zadosten razlog za višje temperature.

Medsebojno najbolj primerljivi so podatki postaj Dolenje jezero (Cerknško polje), Planina (Planinsko polje) in Postojna (Postojnska kotlina), ki predstavljajo razmere v posameznih kotlinah, ki se po velikosti in nadmorski višini med seboj razlikujejo, vendar ne v tolikšni meri kot ostale štiri oziroma doline, katerih predstavniki so postaje Babno polje, Nova vas na Blokah, Ilirska Bistrica in Ljubljana.

Če upoštevamo višinsko razliko 100 m in temperaturni vertikalni gradient $0.6^{\circ}/100$ m, potem je v pretežnem delu leta Dolenje jezero v primeri s Planino pretoplo. Zakaj pride do teh odstopanj pri poprečnih temperaturah, se bolje vidi iz poprečnih ekstremnih temperatur.

Tabela 2: Srednje mesečne maksimalne temperature zraka (1969–1977)

Table 2: Average monthly maximum air temperature (1960–1977)

postaja	meseci												
	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AVG	SEPT	OKT	NOV	DEC	leto
NOVA VAS	2.4	3.8	6.6	11.3	17.1	20.1	22.7	21.8	18.0	12.7	7.9	2.5	12.2
DOLENJE JEZ.	3.3	5.1	8.1	12.9	18.6	21.3	24.0	23.3	19.6	14.2	9.2	2.9	13.5
POSTOJNA	3.2	4.9	7.6	12.4	18.1	21.1	23.8	23.0	19.1	13.7	9.0	3.5	13.3
PLANINA	3.3	5.4	8.7	13.2	19.0	21.8	24.7	23.8	19.8	14.3	9.4	3.5	14.0

Pri srednjih maksimalnih temperaturah je zanimivo to, da so temperature razen v decembru vedno višje v Dolenjem jezeru kot v Postojni. Največje razlike so od marca do maja in septembra ter oktobra, ko znaša ta razlika kar pol stopinje v korist Dolenjega jezera. Od najbolj podobnih kotlin: Cerknško polje, Planinsko polje in Postojnska kotlina so najvišje poprečne maksimalne temperature v nižjeležeči Planini, razen v januarju, ko ima enako temperaturo kot Dolenje jezero. Največje razlike med Dolenjim jezerom in Planino so v juliju -0.7 in v decembru -0.6°C . Ob upoštevanju, da je v poletnih dneh pri maksimalnih temperaturah vertikalni temperaturni gradient skoraj $1^{\circ}\text{C}/100$ m, je razen decembra vedno najvišja poprečna mesečna maksimalna temperatura v Dolenjem jezeru. Iz tega

sledi, da se čez dan najmočneje ogreva področje Cerknškega polja. Relativno nižje temperature v mesecu decembru si razlagamo s tem, da jezero že zamrzne in je zaradi spremenjenega albeda manjše segrevanje zaradi obsevanja podnevi in večje dolgovalovno izžarevanje ponoči. Tudi okolišno področje je bolj zasneženo kot na Planinskem polju ali v Postojni. V decembru ima v osemletnem poprečju Dolenje jezero 13 dni s snežno odejo, Postojna 11 dni in Planina le 7 dni. Razmeroma visoko decembrsko temperaturo v Postojni si razlagamo z vplivom toplejšega morja, ki sega prav decembra najdalj v notranjost. V tem mesecu je tudi temperaturna razlika med Planino in Ilirsko Bistrico največja.

Tabela 3: Srednje mesečne minimalne temperature zraka (1969–1977)

Table 3: Average monthly minimum air temperature (1969–1977)

postaja	meseci												
	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AVG	SEPT	OKT	NOV	DEC	leto
NOVA VAS	-4.8	-5.3	-3.2	0.6	4.7	8.1	9.4	9.3	6.0	1.6	-0.9	-6.6	1.6
DOLENJE J.	-3.3	-2.9	-1.3	2.5	6.9	10.0	11.4	11.1	7.7	3.0	0.9	-4.4	3.5
POSTOJNA	-2.4	-1.9	-1.0	2.2	6.5	9.6	11.7	11.7	8.7	4.2	1.2	-3.7	3.9
PLANINA	-2.3	-2.0	-0.7	2.5	7.1	10.3	11.8	11.8	8.7	4.3	1.7	-3.2	4.2

Srednje mesečne minimalne temperature zraka nam podajo precej drugačno sliko kot poprečne ali maksimalne temperature. Večinoma so najnižje temperature v Dolenjem jezeru. Razlika med Dolenjim jezerom in Postojno je največja med avgustom in oktobrom, ko na Cerknškem polju ponavadi ni vode in od decembra do februarja, ko je jezero pogosto zamrznjeno. V tem času so tudi največje razlike med Dolenjim jezerom in Planino.

Tudi glede na Novo vas in Babno polje so največje razlike aprila in maja, to je takrat, ko obstaja jezero in ni zamrznjeno, najmanjše razlike pa so januarja, ko je jezero zamrznjeno, ali oktobra, ko običajno jezera ni. Iz tega sledi, da ojezeritev najmočneje vpliva prav na minimalne temperature.

Podatki kažejo, da so minimalne temperature najnižje prav v kotlinah, kjer je hladen zrak razmeroma plitev (Babno polje, Nova vas na Blokah, Dolenje jezero) in visoke tam, kjer je debelina hladnega zraka velika (Ljubljana). V plitvem hladnem zraku se viaga izloča v obliki rose, v globokem jezeru hladnega zraka pa nastaja megla ali visoka megla (stratus), ki preprečuje izžarevanje in s tem močnejše ohlajevanje pri tleh. Takšno domnevo potrjujejo tudi podatki o megli, ne samo za obravnavane kotline, temveč tudi z drugih območij (Pristov, 1975).

Kar v sedmih mesecih je ekstremna dnevna temperatura višja v Dolenjem jezeru, kot v Postojni, in to v mesecih, ko je večinoma voda na Cerknškem polju (februarja do junija in oktobra–novembra). Znatno višje ekstremne dnevne temperature ima Postojna v decembru in januarju, le malenkostno višje pa od julija do septembra. Za december in januar pa tudi februar smo pričakovali, da ima Postojna višje ekstremne temperature, ker

je jezero večinoma zamrznjeno. Preseneti pa nas to, da so višje temperature v Dolenjem jezeru kot v Postojni prav takrat, ko je tam voda. Možna je razlaga, da se zaradi vode na Cerknškem polju ponoči nabere manj hladnega zraka in se zato ob enaki dovedeni energiji zrak bolje ogreje, posebno še, ker je mersko mesto nad kopenskim in ne nad vodo. Seveda je to le domneva, razlago pa bo možno dobiti z detajlnejšimi meritvami.

Še bolj, kot pri maksimalnih ekstremnih temperaturah se pozna ojezeritev pri minimalnih temperaturnih ekstremih. Če ponovno primerjamo Dolenje jezero in Postojno, so nižji ekstremi v Dolenjem jezeru od septembra do marca, višje minimalne temperature pa so od aprila do avgusta. To bi se ujemalo s predpostavko, da so višje minimalne temperature v Dolenjem jezeru takrat, ko je tam voda in ni zamrznjena. V času od novembra do marca, ko so bile minimalne temperature pod -17°C je bilo jezero zamrznjeno. Prav v tem času pa so tudi minimalne temperature nižje kot v Postojni, podobno je septembra in oktobra, ko je Cerknško jezero običajno suho, poleg tega pa se v Postojni nekoliko pozna vpliv obmorske klime. Od marca do pričetka avgusta je v naših primerih pod vodo, kar se pozna tudi pri višjih minimalnih temperaturah. V tem času so najnižje minimalne temperature v Dolenjem jezeru višje kot v Postojni, junija in julija pa so celo višje kot v Planini.

Pomembna je odvisnost minimalne temperature od lastnosti tal. Če so tla pokrita s snegom ali ledom, je v kotlinah kar za 10°C nižja minimalna temperatura, kot če so tla kopna (Pristov, 1975). V teh primerih, ko so ekstremno nizke temperature zaradi izžarjevanja, ob hkratni majhni toplotni prevodnosti tal, je izredno pomembna mikrolokacija postaje in tudi eventualna oblačnost ali megla in so zato posamezne vrednosti med seboj težko primerljive.

OBLAČNOST

Dolenje jezero ima enako poprečno letno oblačnost kot Postojna, Planina pa ima od vseh postaj največjo oblačnost, celo večjo kot Ljubljana. Zanimivo je, da ima Dolenje jezero manj oblačnosti od Postojne takrat, ko ima višje temperature (marec–junij in oktober–november), oziroma, kadar je Cerknško jezero pod vodo, vendar ni zaledenelo. Razlike pa niso tolikšne, da bi že lahko sklepali na povezavo med vodno površino in oblačnostjo. Odstopanja so namreč možna tudi zaradi subjektivne ocene pri določanju množine oblačnosti.

Tabela 4: Srednja mesečna oblačnost (1969–1977)

Table 4: Average monthly cloud coverage (1969–1977)

postaje	meseci												leto
	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AVG	SEPT	OKT	NOV	DEC	
NOVA VAS	7.7	6.6	6.4	6.0	5.4	5.6	4.8	4.9	5.1	5.4	6.6	6.3	5.9
DOL. JEZERO	7.8	6.6	6.3	6.0	5.5	5.9	4.9	5.3	5.5	5.5	6.9	6.7	6.1
POSTOJNA	7.4	6.6	6.7	6.5	6.0	5.9	5.6	4.8	5.3	5.6	7.0	6.2	6.1
PLANINA	8.1	7.1	6.9	6.7	6.3	6.4	5.7	6.3	6.4	6.6	7.6	7.3	6.8

MEGLA

Pri ojezeritvah se pogosto postavlja vprašanje večjega pojavljanja megle. Mnenje med ljudmi, da večje vodne površine povzročajo tudi meglo, je pogosto zmotno (Pristov, 1978). Za nastanek megle so potrebni določeni meteorološki pogoji, kot na primer zadostna debelina hladnega zraka.

Tabela 5: Poprečno število dni z meglo (1969–1977)

Table 5: Average number of foggy days (1969–1977)

postaja	meseci												leto
	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AVG	SEPT	OKT	NOV	DEC	
BABNO PO.	3.3	3.0	2.6	1.0	0.9	1.1	1.3	5.8	8.9	7.1	4.3	4.9	44.2
NOVA VAS	7.0	5.9	4.7	2.3	1.4	1.4	1.7	5.6	7.6	7.3	5.0	7.8	57.7
DOLJENJE J.	5.2	4.0	2.7	0.9	0.9	1.1	0.8	4.7	6.8	6.1	3.8	6.3	43.2
POSTOJNA	5.2	4.3	3.4	2.9	5.2	5.3	4.3	5.9	7.0	5.7	3.9	4.2	57.4
PLANINA	4.0	1.8	2.7	1.4	1.8	1.4	2.3	4.1	5.6	5.5	3.9	3.4	39.0
IL. BISTRICA	7.6	4.8	3.7	3.1	8.0	9.3	9.9	12.1	12.9	11.2	6.4	7.8	97.3
LJUBLJANA	15.3	11.3	7.9	3.8	6.6	6.1	7.7	12.9	16.4	16.2	12.4	17.1	133.6

Opazovanja pokažejo, da imata najmanjše število dni z meglo Planina in Dolenje jezero, le en dan več kot Dolenje jezero pa ima Babno polje. Nekoliko več megle imata Nova vas in Postojna, že kar znatno več Ilirska Bistrica in še posebno Ljubljana. Že podatki o megli dajo slutiti, kako debela plast hladnega zraka se nabere v posameznih kotlinah. Pri Cerknškem in Planinskem polju je potrebno upoštevati dodaten parameter – občasna ojezeritev. Če pogledamo samo Cerknško polje, je tam megle najmanj takrat, kadar je najpogosteje pod vodo. Najmanjše število dni z meglo ima Cerknško polje v času od aprila do julija in novembra. Tudi v drugih mesecih ima Cerknško polje manj megle kot Postojnska kotlina z izjemo oktobra, ko je Cerknško polje najpogosteje suho. Enako število dni z meglo je tudi v januarju, ko je jezero zamrznjeno.

Iz omenjenih podatkov lahko sklepamo, da pri plitvih jezerih hladnega zraka, ko vpliva jezerska voda na povečanje minimalnih temperatur, jezero preprečuje nastanek megle; to velja tako za Cerknško, kakor tudi za Planinsko polje.

PADAVINE

Padavine sicer nimajo neposredne zveze s tako majhnimi vodnimi površinami, kot je Cerkniško jezero, vendar si oglejmo razporeditev in pogostost padavin zaradi popolnejše klimatske slike območja.

Tabela 6: Poprečno število dni s padavinami (1969–1977)

Table 6: Average number of days with precipitation (1969–1977)

glede na količino dnevnih padavin

količina vsaj postaja	0.1 mm	1 mm	10 mm	20 mm
BABNO POLJE	157	127	51	25
NOVA VAS	162	126	50	24
DOLENJE JEZERO	140	120	53	26
POSTOJNA	154	115	49	24
PLANINA	146	117	54	31
II. BISTRICA	146	111	44	21
LJUBLJANA	162	116	46	22

Pri številu padavinskih dni, kjer so upoštevane tudi neznatne količine (lahko tudi pršenje iz megle), imata največje število dni Ljubljana in Nova vas, ter najmanjše število Dolenje jezero. Že pri dnevni padavini 10 mm ali več, prideta v ospredje prav Planina in Dolenje jezero, šele nato sledijo druge postaje. Podoben razpored je tudi pri dnevni padavini nad 20 mm. Torej je na Cerknškem in Planinskem polju razmeroma malo dni z neznatnimi padavinami. Kadar dežuje – dežuje vsaj zmerno, če že ne močno.

V Sloveniji so padavine izrazitejšje ob gorskih pregradah, na splošno pa pojemajo od zahoda proti vzhodu. Podobno velja tudi za območje Cerknškega in Planinskega polja ter postojnske kotline.

Tabela 7: Poprečna množina padavin (1969–1977)

Table 7: Average amount of precipitation (1969–1977)

postaje	meseci												
	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AVG	SEPT	OKT	NOV	DEC	leto
OTOK NA C.J.	112	135	150	155	130	177	146	140	135	126	193	137	1736
DOLENJE J.	111	124	138	148	118	173	159	130	127	117	193	132	1670
CERKNICA	93	121	140	155	113	149	150	137	129	114	117	122	1593
NOVA VAS	81	107	117	139	104	153	161	147	130	121	145	96	1500
POSTOJNA	97	104	103	150	129	131	130	129	139	106	158	127	1501
RAVBERKOM.	108	113	142	153	137	143	138	137	130	123	167	135	1625
PLANINA	127	133	138	168	135	153	151	143	144	133	183	136	1745
GOR. LOGATEC	142	150	156	187	138	159	166	161	162	133	204	162	1918

Med vsemi tremi kotlinami dobi najmanj padavin Postojnska kotlina. Vzroke za to lahko iščemo v tem, da je jugozahodno od Postojne Vremščica. Tudi celotno območje med

Vremščico in Nanosom je višje od Postojne. Ob pregradi in blizu za njo so padavine višje, nato proti severovzhodu orografska komponenta padavin pojenjuje.

Postojna je ob vznožju druge gorske pregrade med Hrušico in Javorniki, vendar je še toliko nizko, da ni znatnejših orografskih padavin. Te so opazne že pri Ravberkomandi, še posebno pa na drugi strani pregrade, kjer vpliva tudi Zagora pri Planini. Iz tabele 8 vidimo ta porast v vseh mesecih, vendar so v obdobju termične in tudi frontalne konvencije spremljane z nevihtami in so zato od maja do oktobra te razlike manjše.

Ravberkomanda in Planina sta še vezani na Postojnska vrata, medtem ko je Gor. Logatec že v zaledju grebenov od Črnega vrha do Planine in dobi zato toliko več padavin.

Obratna slika je na samem Cerknškem polju, ki leži za Javorniki, ki so najvišji greben na tem območju. Najbližji tej gorski pregradi je Otok in ima zato tudi največ padavin, sledi Dolenje jezero in šele nato Cerknica. Tu se še ne pozna vpliv Slivnice, ob kateri naj bi se zrak ponovno dvigal in naj bi se zato padavine nekoliko okrepile.

Še manj padavin od teh treh postaj dobi Nova vas na Blokah, ki ima sicer večjo nadmorsko višino, a je bolj oddaljena od grebena Javornikov. To pojevanje padavin v odvisnosti od oddaljenosti od Javornikov je izrazito v zimskem času, ko so pogoste orografske padavine (to je od novembra do marca). Tudi poprečne letne padavine pojemajo z oddaljenostjo od glavne gorske pregrade.

VETER

Veter je eden izmed meteoroloških elementov, ki močno vpliva na nastanek megle – preprečuje radikacijsko meglo, ob advekciji vlažnega in toplega zraka nad hladnejšo podlago pa lahko povzroča advektivno meglo.

Prevladujoča smer vetra na celotnem Kraškem območju je severovzhodna in jugovzhodna. Iz severovzhodne smeri je advekcija hladnega zraka, na Primorskem poznana kot burja. Iz jugozahodne smeri prihajajo ponavadi topli vetrovi pred vsakim izrazitejšim poslabšanjem vremena. Ti dve prevladujoči smeri vetra sta lahko lokalno zaradi reliefa močno spremenljivi. Prav to se dogaja na Cerknškem polju, kjer je bil veter opazovan v vasi Dolenje jezero.

Na Cerknškem polju bi pričakovali večino vetrov iz NE in SW. Podatki v Dolenjem jezeru izkazujejo: 20% iz smeri E, 14% iz smeri S, 30% brezvetrja in tako ostane za vse druge smeri le 37%, od katerih sta močnejše zastopani SE in W, najslabše pa NW in NE. Vzrok za takšno razporeditev vetra je okolišni relief. Jugozahodno od Dolenjega jezera je nekakšen greben, ki se razprostira pravokotno na smer Javornikov in kanalizira veter. Namesto SW smeri je močno ojačana smer S in je okrepljena tudi smer W, namesto NE pa je pri vetru močno okrepljena smer E in deloma N. Ta smer vetra prevladuje samo v okolici Dolenjega

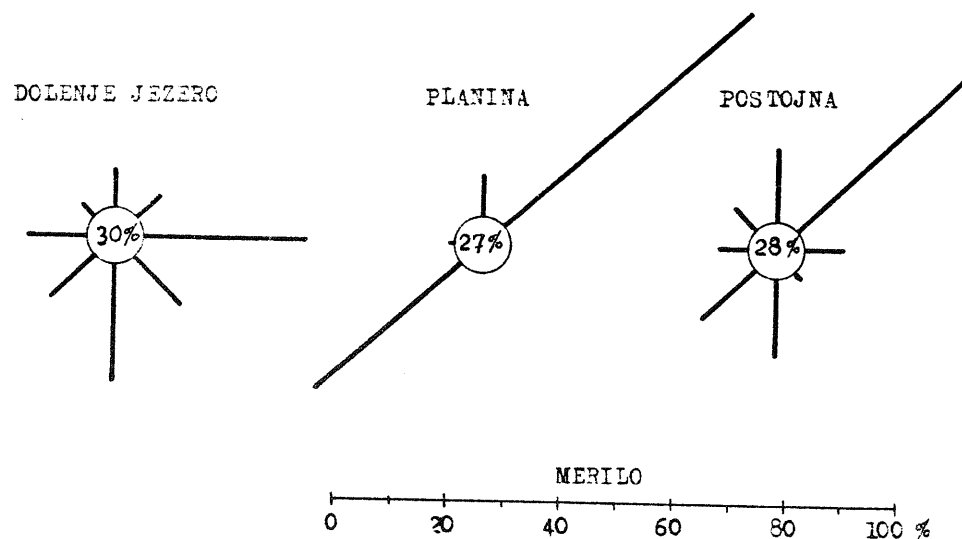
jezera, medtem ko v jugozahodnem delu Cerknškega polja verjetno prevladuje smer NE–SW. V času od oktobra do marca je pogostejši veter iz smeri NW prek N do E. V času od aprila do septembra pa je pogostejši veter iz smeri SE prek S do W. To je tudi razumljivo povezano s pogostejšo advekcijo hladnega zraka v mrzli polovici in toplega v topli polovici leta.

Planinsko polje leži vzporedno z dinarskim sistemom (slika 1) in je prav tako kot na Cerknškem polju smer vetra glede na lokacijo precej spremenljiva.

Planina, kjer je tudi naša opazovalna postaja, leži v nekakšnem podaljšku Planinskega polja proti jugu oziroma proti jugozahodu. Ker je merska točka v ozko usmerjenem podaljšku doline, sta temu primerno pogosto zastopani samo dve smeri vetra, in sicer SW in NE. Če odštejemo še brezvetrje, ostane za vse druge smeri le 6% primerov, kar praktično pomeni, da piha samo jugozahodnik ali severovzhodnik. Na drugih krajih Planinskega polja prevladujejo verjetno drugačne smeri vetra.

V Postojni se pojavljajo vse smeri vetra, vendar sta najpogostejši NE in S, nato sledita SW in N, druge smeri vetra so znatno manj zastopane.

Pri jakosti vetra med posameznimi postajami ni velikih razlik. Letni hod jakosti vetra je zelo enakomeren – poprečne hitrosti po posameznih smereh variirajo zelo malo. Na vseh treh postajah je od aprila do septembra znatno več brezvetrja kot v preostalem razdobju.



Slika 1: Pogostost smeri vetrov v %

Fig. 1: Frequency of wind directions in %

Na oblačnost, sončno sevanje, padavine in na veter ojezeritev Cerknškega in Planinskega polja ne bi imela nobenega vpliva.

SKLEPNA OCENA

Ojezeritev Cerknškega, kakor tudi Planinskega polja, bi povzročila stalne vodne površine, ki lahko le malenkostno spremenijo mikroklimo okolice.

Iz raziskave sledi, da je pojavljanje radiacijske megle odvisno poleg drugih parametrov tudi od debeline prizemnega hladnega zraka. Na osnovi reliefa in klimatskih razmer sklepamo, da je hladen zrak v obeh kotlinah razmeroma plitev, kar potrjuje tudi že sedaj izredno redko pojavljanje megle. V primeru ojezeritve se pogostost pojavljanje megle vsekakor ne bi povečala, lahko bi se celo malenkostno zmanjšala. Do podobnih rezultatov sta prišla na osnovi numeričnega modela tudi Rakovec in Petkovšek (1983).

V obeh kotlinah so razmeroma visoke temperature v primerjavi s kotlinami v notranosti Slovenije, pa tudi v primerjavi s Postojnsko kotlino. Temperature se zaradi ojezeritve ne bi zmanjšale. Malenkostno bi se lahko znižale maksimalne dnevne temperature v pomladanskih mesecih, ker bi bila debelina vode v jezeru znatno višja, kot je bila do sedaj. Ustrezno temu bi se nekoliko zvišale minimalne temperature, razen kadar je jezero zamrznjeno. Višje minimalne temperature bi se poznale predvsem v jesenskem času, ko je bilo do sedaj Cerknško polje večinoma suho, in bi bila zato manjša nevarnost jesenske slane.

LITERATURA:

- FURLAN, D., 1974: Klima Cerknškega polja (neobjavljeno)
 PETKOVŠEK, Z., 1978: Relief meteorologically relevant characteristic of basins, Zeitschrift Met. B. 28. A.6
 PRISTOV, J., TRONTELJ, M., 1975: Megla v nekaterih alpskih dolinah glede na višinske vetrove in posamezne vremenske situacije. Razprave XVII
 PRISTOV, J., TRONTELJ, M., 1975: Zimski temperaturni ekstremi. Razprave XIX
 PRISTOV, J., NOSAN, B., URBANČIČ, J., ZUPANČIČ, B., 1978: Vpliv akumulacijskega bazena Mavčiče na mikroklimo (neobjavljeno)
 RAKOVEC, J., PETKOVŠEK, Z., 1983: Ocena vpliva jezera na meteorološke količine z modeli. Razprave-Papers, letnik 27-1, Ljubljana

MODELIRANJE RAZKROJA JEZERA HLADNEGA ZRAKA

MODELLING OF COOL POOL DISSIPATION

Zdravko PETKOVŠEK in Jože RAKOVEC
VTOZD Fizika, FNT, Ljubljana

551.553.1
551.511.3
551.584.3

SUMMARY

Lowlands and basins of uneven relief in wintertime are often filled with cool pools that usually soon change into fog-lakes. Climatic conditions in them are rather uncomfortable: high humidity, low visibility, lack of sunshine, high air pollution etc. A model of the development and dissipation of such air lakes could promote an objective forecast of its time of dissipation.

In the construction of such a model, the main energy fluxes (Fig. 1) and energy requirements for the dissipation should be known. An assessment shows that in typical conditions of a 200 m deep cool pool, the energy needs are as follows: for air warming 0.7, for droplet and dew evaporation 0.6, and for autoconvective mixing with upper air layers 0.1 kWh/m² – together 1.4 kWh/m². This is twice the solar energy at the bottom of a basin in Slovenia on an average December day. It is obvious, therefore, that the energy from the Sun cannot dissipate the cool pool. It persists for days until a wind with speeds over 7 m/s appears above the pool. Comparisons with observed temperature changes were made as well (Fig. 3).

A numerical model taking in to account the main energy fluxes, simplified and adjusted motion and other factors was constructed and is briefly presented in the second part. The results are the calculated air motion (and temperature – not shown here) distributions that are presented separately for appropriate day- and night-time in Figs. 4 and 5. The distributions obtained are in a good agreement with most observations and our previous knowledge. Further improvement of the model is also foreseen.

UVOD

Nižine in kotline razgibanega reliefa pogosto zapolnjujejo jezera hladnega zraka (JHZ), ki se navadno spremene v meglena jezera. V njih so pozimi sorazmerno nizke temperature,

vлага je visoka, majhna vidljivost, malo sonca, veliko onesnaženje zraka i.dr. V Sloveniji živi v takih razmerah velik del prebivalstva in v njih je tudi velik del industrije ter drugih gospodarskih dejavnosti.

Preprečiti nastanka JHZ ne moremo in tudi ne bistveno izboljšati razmer v njih, v veliko pomoč gospodarstvu pa bi bila bolj zanesljiva napoved nastanka in razkroja JHZ. Kot osnovo za sestavo matematično-fizikalnega modela za objektivno napoved, je bilo treba presoditi energijske potrebe in možne tokove ter ugotoviti posebnosti termičnega in dinamičnega razkroja z vključitvijo vlage. Gibanje v JHZ smo preučevali tudi z modelom, ki je prikazan v drugem delu, in ki kaže spodbudne rezultate, a tudi potrebo po nadaljnji izpopolnitvi.

ENERGIJSKE OSNOVE MODELA

Kotlinsko jezero hladnega zraka je masno dokaj zaprt sistem, sestavljen iz treh osnovnih plasti, ki jih ločujeta dve mejni površini. Plasti so: prosta atmosfera, h kateri štejemo vesolje s Soncem vred, kotlinski zrak in tla.

Skozi zgornjo in spodnjo mejo JHZ tečejo razni energijski tokovi. Razkroj je možen tedaj, ko je neto energijski tok v JHZ tolikšen, da se zrak v jezeru dovolj ogreje. Razkroj pa nastopi tedaj, ko se ta zrak premeša z višjimi plastmi atmosfere.

Med energijskimi tokovi skozi mejni površini JHZ so pomembni naslednji:

- RS — sončno sevanje (kratkovalovno)
- RL — terestično sevanje (dolgovalovno)
- H — tok zaznavne toplote (turbulentna difuzija)
- G — kondukcija (prevajanje in molekularna difuzija)
- LE — tok latentne toplote (za vodno paro in z njo)

Vsak izmed teh energijskih tokov je možen v obeh smereh, kar da za dve mejni površini torej 20 posameznih energijskih tokov, poleg tega pa je možnih še šest tokov direktno med tlemi in prosto atmosfero. Tako imamo v našem sistemu skupno 24 posameznih energijskih tokov, ki nekateri vplivajo na energijsko bilanco JHZ (slika 1), nekateri pa so zanemarljivi.

Če upoštevamo, da je vsak izmed teh energijskih tokov odvisen od mnogih dejavnikov, je očitno, da zahteva rešitev problema reševanje sistema številnih med seboj povezanih enačb, od katerih mnoge vsebujejo količine, ki v splošnem niso poznane ali določljive. Od tega so najtežje določljivi energijski tokovi s konvekcijo in turbulenco (H in LE). Zato je treba sistem ustrezno poenostaviti.

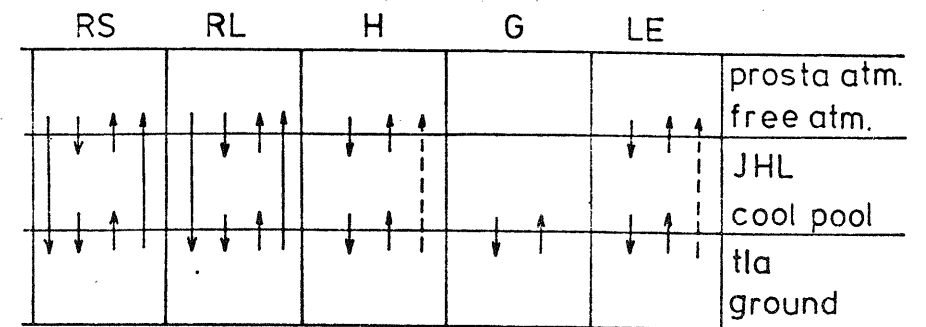
Pri oceni energijskih potreb lahko zadevo še poenostavimo ter ugotovimo le velikost glavnih potreb; oceni posameznih tokov, ki se delno ali v celoti kompenzirajo, pa se izognemo. Odločilna člena dotoka energije v JHZ in na tla skozi zgornjo mejo JHZ sta

tedaj: sončno obsevanje (RS), ki omogoča termični razkroj in osušitev, in prisilna konvekcija oziroma turbulenca (H), ki omogoča dinamični razkroj in tudi izhlapičev kondenzirane vode (LE).

Termično pogojeni procesi razkroja JHZ prevladujejo v mirnem anticiklonalnem vremenu, to je ob pretežno jasnem nebu in ob šibkih vetrovih tudi v višinah. Zaradi večinoma močne absorpcije v tleh, so navadno procesi na spodnji meji intenzivnejši, predvsem na račun energijskega toka, ki pride skozi zgornjo mejo. Procesni razkroja na spodnji meji pa vplivajo tudi na zgornjo mejo, ki se lahko ob razkroju JHZ znižuje. Ko se procesi z obeh strani spojijo, se jezero razkroji. Tak je v bistvu Whitemanov model (1980), ki je kvazidvodimenzionalni termični, a je zgornja meja skoraj pasivna. Toda Whitemanov model je suh, naša JHZ pa so navadno meglena in je za razkroj potrebna še energija za izhlapevanje, ki ni majhna. Natančna presoja posameznih členov je podana drugje (Petkovšek in Rakovec, 1983), tu pa prikažimo le oceno energijskih komponent za vlažen termični razkroj tipične 200 m globoke kotline pozimi:

ogretje kotlinskega zraka na začetno vrednost (za 10 K):	0,7 kWh/m ²
ponovna izparitev kondenzirane vode (kapljic in rose):	0,6 kWh/m ²
avtokonvektivno premešanje z enako debelo višjo plastjo:	0,1 kWh/m ²

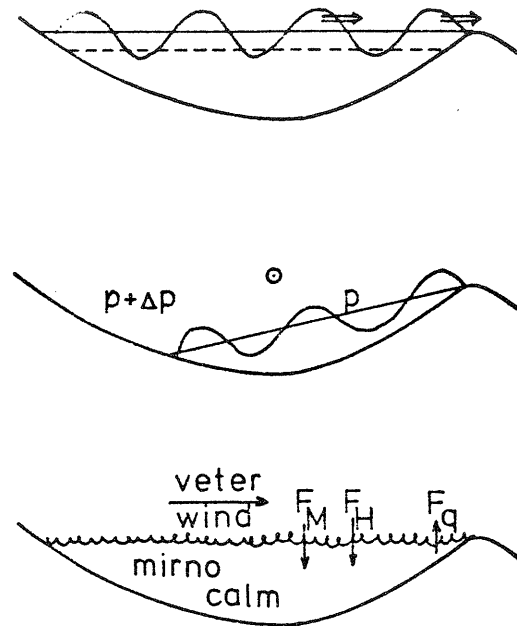
Skupna potrebna energija je torej pozimi okrog 1,4 kWh/m². Izračuni dovedene energije sončnega obsevanja oziroma ustreznih kumulativni diagrami za dno take kotline (Hočevar in sod., 1982) pa kažejo, da pozimi čisti termični razkroj JHZ ni mogoč in se JHZ lahko razkroji šele ob pomoči dinamičnih vplivov ob dovolj močnih višinskih vetrovih.



Slika 1: Glavni energijski tokovi skozi obe meji kotlinskega JHZ: sončnega in dolgovalovnega sevanja RS in RL, konvekcijskega in turbulentnega prenosa H, kondukcije G in zaznavne toplote LE

Fig. 1: Main energy fluxes through both boundaries of the cool pool, e.g. short and long wave radiation RS and RL, convection and turbulent transport H, conduction G and latent heat LE

Vetrovna striženja, temperaturni gradienti in turbulentni parametri ob inverzijah, ki zapirajo JHZ, so nam še premalo poznani, da bi lahko računali tokove gibalne količine, toplote in vlage v JHZ v raznih turbulentnih pogojih. Prek kritičnega Richardsonovega števila pa smo ocenili (Petkovšek in Rakovec, 1983), da je najmanjša hitrost vetra nad JHZ, ki lahko privede do njegovega razkroja, v opisanem primeru okrog 7 m/s, kar se ujema z našimi opazovanji. Gotovo pa imajo pri takem razkroju pomembno vlogo tudi gravitacijski valovi in nagib zgornje meje JHZ, ki je pri močnih vetrovih že znaten (slika 2). Tudi te vplive bo pozneje treba zajeti v model razkroja.



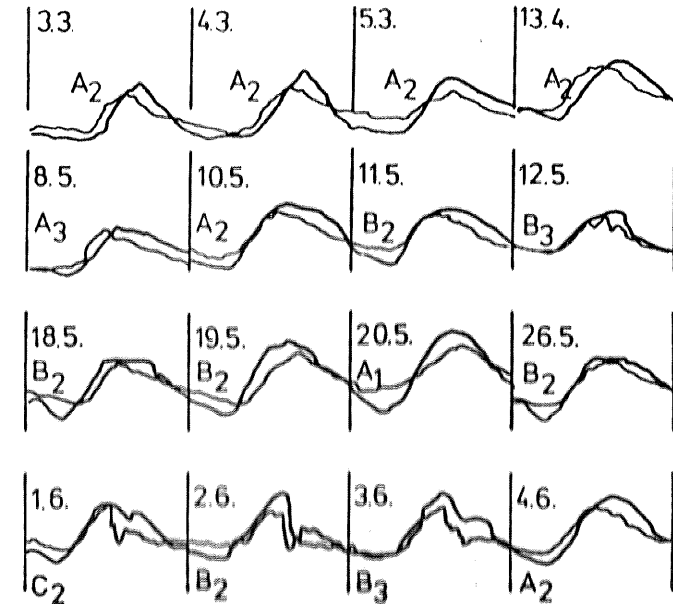
Slika 2: Shematični prikaz vpliva gravitacijskih valov, nagiba zgornje meje JHZ in turbulentnih tokov gibalne količine F_M , toplote F_H in vlage F_Q pri močnem vetru v višinah

Fig. 2: Schematic presentation of gravity waves, inclination of the upper boundary of the cool pool and turbulent fluxes of momentum F_M , heat F_H and humidity F_Q produced by strong upper winds

ANALIZA DEJANSKIH RAZKROJEV JHZ

Ugotoviti želimo, kakšni so v resnici razkroji jezer hladnega zraka v naših kotlinah, predvsem ob mirnem vremenu, ko prevladujejo termični vplivi. Zato smo uporabili analizo istočasnih temperaturnih potekov na dveh parih postaj – v kotlini in zunaj nje, in sicer: za par Ljubljana–Šmarna gora za pet let (1975–79) pri višinski razliki 363 m med postajama, ter za par Celje–Miklavški hrib za leto 1979 pri višinski razliki 145 m (Bernot, 1982). Glede na reliefne pogoje sta obe zgornji postaji malo nad zaporno plastjo temperaturne inverzije v veliki večini primerov.

Izbrani so primeri razkroja v pretežno jasnem vremenu v anticiklonu, z jutranjo meglo v kotlini in s pogojem, da so padavine pod 1 mm/dan (pršenje iz megle). Natančneje je bil obdelan predvsem čas od sončnega vzhoda, ko so bile temperature v kotlini nižje kot zgoraj nad njo, pa do 14. ure – če je do tedaj nastopila izenačitev temperatur oziroma se je temperatura v kotlinski postaji dvignila nad temperaturo zgornje postaje (slika 3).



Slika 3: Primer temperaturnih potekov v JHZ (debela črta – Ljubljana) in nad njim (tanka črta – Šmarna gora) za dni z razkrojem spomladi (po Bernot-Ivančič, 1982)

Fig 3: Example of temperature changes in cool pool (thick curve) and above it (thin curve) for days in spring when dissipation occurs (from Bernot-Ivančič 1982)

Vsega skupaj je bilo v zajeti dobi za par Ljubljana – Šmarna gora 310 takih primerov, za par Celje – Miklavški hrib v enem letu pa 30 primerov. Istega leta je bilo v Ljubljanski kotlini 67 primerov; to je več kot dvakrat toliko in je verjetno posledica precej globjega jezera hladnega zraka v Ljubljanski kotlini kot v Celjski.

Za vpogled v primerjane temperaturne poteke smo jih grupirali v tipe po dveh kriterijih: glede na velikost temperaturne razlike med postajama v paru ob sončnem vzhodu, in sicer: velika (5–10 K), srednja (2–5 K) in majhna ($\Delta T < 2$ K); ter glede na čas razkroja, to je čas od sončnega vzhoda do izenačitve temperatur (križanja obeh temperaturnih potočkov) po razredih: dolg ($\Delta t > 4$ ure), srednje dolg (2–4 ure) in kratek ($\Delta t < 2$ uri). Definicije tipov in relativne pogostnosti njihovega pojavljanja kaže tabela 1. V tabeli 2 pa smo prikazali tudi ekstremne pogostnosti pojavljanja v posameznih letnih časih, saj je čas razkroja JHZ pri termičnem razkroju seveda močno odvisen od navidezne poti Sonca nad obzorjem.

Tabela 1 Značilnosti „tipa razkroja JHZ“ in njihove relativne pogostnosti v Ljubljani za dobo 1975–79 (v %)

Table 1 Significances of „types of dissipation“ and their relative frequencies in Ljubljana for period 1975–79 (in %)

temperat. razlika Šm. g.–Lj.	čas razkroja: Δt	dolg > 4 ure	sred. dolg 2–4 ure	kratek < 2 uri
velika (5–10 K)		A ₁ 15	B ₁ –	C ₁ –
srednja (2–5 K)		A ₂ 20	B ₂ 14	C ₂ 4
majhna ($\Delta T < 2$ K)		A ₃ 12	B ₃ 17	C ₃ 18

Tabela 2 Relativna pogostnost za tipe, ki so nastopali v posameznem letnem času najpogosteje ali najredkeje (v %)

Table 2 Relative frequencies for the most or the least frequent types of separate seasons (in %)

	najpogosteje	najredkeje
spomladi	B ₂ (49)	A ₁ (13)
poleti	C ₂ (46)	A ₁ (3)
jeseni	A ₁ (54)	B ₂ (14)
pozimi	A ₁ (30)	C ₂ (–)

Iz tabele 2 vidimo, da je pri teh pogojih razkroj JHZ z veliko temperaturno razliko lahko le dolgotrajen (tipa B₁ in C₁ se sploh ne pojavljata); sicer pa je pozimi in v jeseni največ tipov A₁, spomladi in poleti pa B₂ in C₂. Najredkejši tipi so isti, a imajo v letni dobi diametralno razporeditev.

POENOSTAVLJEN NUMERIČNI MODEL

Kot smo že povedali, se jezero hladnega zraka (JHZ) ustvari v kotlinah in ozkih dolinah zaradi tega, ker se na dnu teh reliefnih tvorb ponoči nabira hladnen zrak, ki se zaradi svoje relativno večje gostote spušča po pobočjih. To jezero se lahko razkroji zaradi močnega dotoka toplote vanj ali pa zaradi mešanja z zrakom, ki je nad njim.

Model, kakršnega smo sestavili, upošteva razloge za nastanek JHZ in oba bistvena razloga za njegov razkroj. Podrobnejši opis in rezultati bodo prikazani drugje (Rakovec, 1984), tu pa dajemo le glavne rezultate. Dotekanje hladnega zraka v kotlino je modelirano na osnovi spoznanj Petkovška in Hočevarja (1971), da se ob pobočjih ohlajeni zrak spušča zaradi neuravnoteženega vzgona: ko je doseženo stacionarno stanje, komponenti sile vzgona drži ravnotežje sila trenja:

$$k_t V = g \sin \beta (T - T') / T' \quad (1)$$

kjer je V hitrost navzdol po pobočju z nagibom β , k_t koeficient trenja, T in T' temperaturi spuščajočega se zraka in zraka dlje od pobočja, g pa težnostni pospešek. Ker se zrak ob spuščanju adiabatsno segreva, je hitrost spuščanja večja ob bolj položnih pobočjih, kot ob strmejših (Petkovšek, 1978). Kako se zrak pri tleh ohlaja ali ogreva, povzamemo po modelu za napoved temperature pri tleh (Rakovec, 1979).

Ko čez dan vpliv sončnega obsevanja pobočij prevlada, se začne tla in zrak ob tleh segregirati. Tedaj je vzgon spet neuravnotežen, tokrat v drugo smer; navzgor kaže sila neuravnoteženega vzgona. Zrak se začne ob ogrelih pobočjih gibati in v stacionarnem stanju premagujeta trenje: neuravnoteženi del vzgona in sila gradienta pritiska v horizontalni smeri (Petkovšek, 1982). Enačba za neuravnoteženo stanje s stacionarno hitrostjo je tedaj-

$$k_t V = 2g \sin \beta \frac{p' T - p T'}{p' T + p T'} \quad (2)$$

kjer kaže sedaj hitrost V navzgor po pobočju z nagibom β , p' in T' sta pritisk in temperatura dlje od pobočja, p in T pa pritisk in temperatura ogretega, dvigajočega se zraka ob pobočju.

Enačbi (1) in (2) sta osnova modela razvoja in razkroja JHZ, ki je v podrobnostih razložen v navedeni literaturi.

APLIKACIJE MODELA

Poskuse, ki smo jih naredili z dvodimenzionalno verzijo numeričnega modela, lahko razdelimo v dve skupini: tiste, pri katerih simuliramo dogajanje v kotlini ob nočnem ohlajevanju tal in zraka pri tleh, ter tiste, ko se čez dan zrak ogreva.

Pri obeh skupinah so začetni pogoji enaki: predpisana je stabilna stratifikacija zraka z izotermno porazdelitvijo temperature zraka, splošno gibanje pa je povsod po kotlini predpisano tako, da zrak počasi teče od levega (južnega) proti desnemu (severnemu) pobočju, in sicer tako, da z višino od tal hitrost počasi narašča, tako da pri vrhu modela, v sredini kotline znaša 0,2 m/s.

Najprej obravnavamo širše kotline z manj strmimi pobočji (kot sta npr. Ljubljanska in Celjska kotlina).

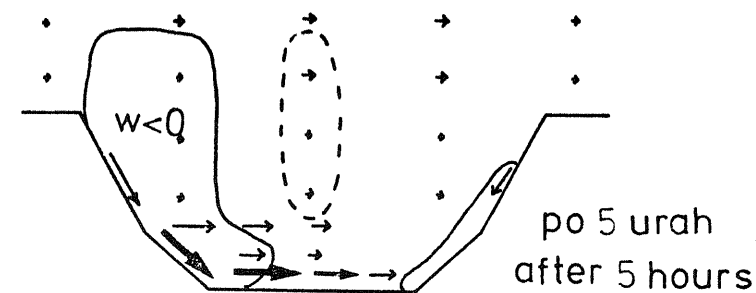
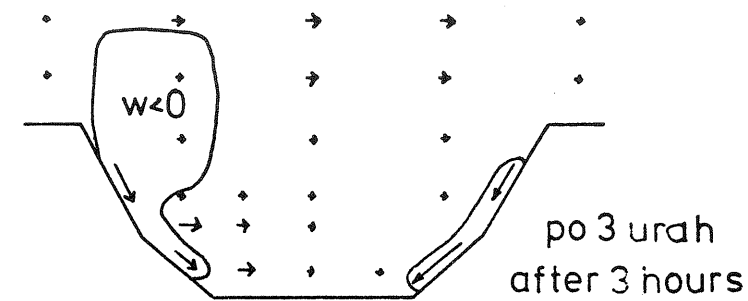
Nočna situacija – ohlajanje pobočij

Osnovni poskus predstavlja enakomerno adiabatno ohlajanje tal v kotlini, in sicer po stopnji -2 K/h. Ob tem je predpisana povsod enaka sprememba temperature zraka tik ob tleh (na 1 cm od tal). V plasti zraka od tal navzgor pa se temperatura logaritemsko prilagaja temperaturi na vrhu te – imenujemo jo – konvektivne plasti. Seveda v gibajočem se zraku to ne pomeni obenem tudi povsod enakega ohlajevanja zraka. Le ta se ob dviganju adiabatno ohlaja in pri spuščanju adiabatno ogreva. Zato je sprememba temperature v vsakem časovnem koraku rezultat skupnih diabatnih in adiabatnih vplivov.

Na sliki 4 a in b sta prikazani polji horizontalnih hitrosti (s puščicami) in vertikalnih hitrosti (za okrog 2 velikostna reda manjših) tako, da so omejena območja spuščanja zraka. Zaradi predpisanega splošnega gibanja zraka proti desni se ne ustvari povsem simetrično stanje, čeprav je geometrija terena simetrična. Dve uri po začetku ohlajevanja (ob 21^h) so hitrosti ob pobočjih od 0,5 do 1,3 m/s, njihov vpliv pa na dnu kotline še ni pomemben. Še čez tri ure (ob 24^h) so hitrosti po pobočjih med 0,6 in 3,4 m/3; te hitrosti pa tudi že poženejo gibanje zraka po dnu kotline. Zaradi stabilne temperature porazdelitve je to gibanje po dnu omejeno le na tanko plast zraka pri tleh. Vpliv na višje plasti je viden le v polju vertikalne hitrosti. Relativno močno spuščanje zraka ob pobočjih zajema širše območje spuščanja ob pobočju. Seveda pa so tudi dviganja v središču kotline intenzivnejša kot tri ure prej: 4 cm/s v primerjavi z dviganji pod 1 cm/s ob 21^h.

Na kratko opišimo še polje temperature. Razumljivo je, da imamo pri tleh ohladitve, vendar so te enake diabatnim le na ravnem dnu in na platojih nad pobočji. Drugod spuščanje zraka modificira diabatni vpliv. V splošnem se območje spuščanja ujema z območjem povečanja temperature, ki je ob 21^h največ 0,6 K, dviganje pa se ujema z ohladitvami, ki so v središčnem delu kotline ob tem času največ $-0,6$ K. Tik pri tleh imamo pri nekaterih pobočjih z močnim spuščanjem celo ogretje do 0,3 K, kjer pa spuščanje ni tako močno, nastopajo ohladitve.

Ob 24^h je opazna močna temperaturna inverzija ob dnu kotline: nad njo je v območju spuščanja zraka ogrevanje (za največ 3,1 K), sem in tja pa se pojavlja tudi v jedru kotlinske atmosfere ohladitev (do največ $-1,6$ K).



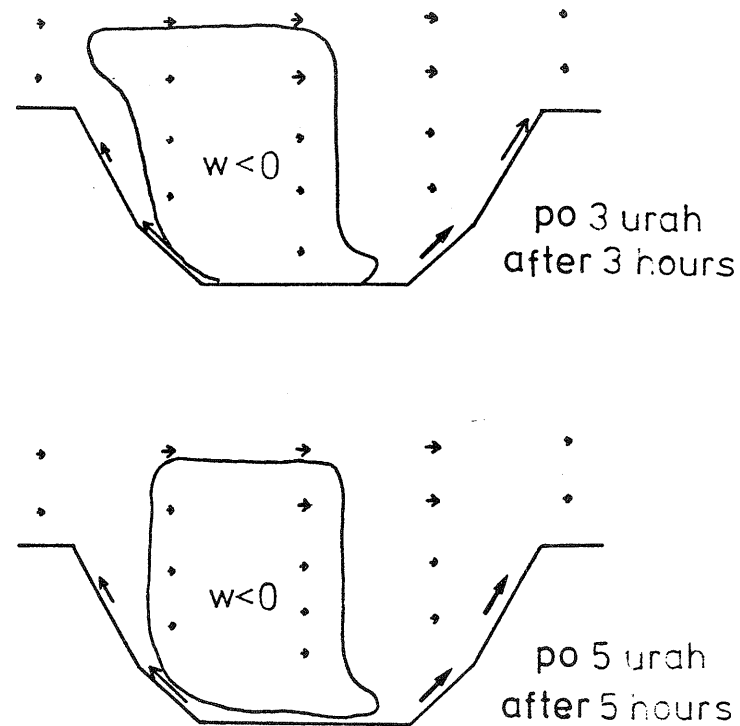
Slika 4: Polje hitrosti v kotlini po modelu ob nočnem ohlajanju pobočij. Območja spuščanja zraka so označena z $w < 0$.

Fig. 4: Velocity field in a basin according to the model in the case of night cooling of slopes. Downward motions are designated with $w < 0$.

Dnevna situacija — ogrevanje pobočij

Osnovni poskus za dnevne situacije je analogen osnovnemu nočnemu poskusu: vsa pobočja in vodoravni deli kotline se diabatno enako ogrevajo, in sicer za $+2\text{ K/h}$. Spet prikazujemo stanje, ki se ustvari dve uri po začetku simulacije ter še tri ure kasneje, torej pet ur po začetku simulacije. Značilno je, da se hitrost dviganja zraka ob pobočju s časom povečuje, da je večja ob desnih pobočjih, saj k temu pripomore splošno gibanje zraka proti desni, medtem ko divergenco na dnu kotline uravnava spuščanje, ki je omejeno bolj na levi del kotline (slika 5 a in b).

Ustrezni temu sta polji sprememb temperature ter je ohlajevanje omejeno le na del območja z dviganjem, saj je tu tudi splošno dnevno diabatno ogrevanje.



Slika 5: Kot slika 4, le za dnevno ogrevanje pobočij
Fig. 5: Same as Fig. 4, but for daily heating of slopes

SKLEP

Ocene glede energetskih potreb za razkroj jezera hladnega zraka ob upoštevanju tudi potrebne energije za izparevanje morebitne megle, rose ali slane ter za premeščanje do hidrostatično nevtralne razporeditve temperature z višino kažejo, da je za tipične razmere v naših kotlinah potreben dovod energije okrog $1,4\text{ kWh/m}^2$, kar je pozimi nad vrednostjo, ki jo prejmejo naši kraji od Sonca. V zvezi z energijskimi potrebami je tudi ugotovitev, da relativno zelo hladna jezera ponavadi tudi dolgo trajajo. Tako so najpogostnejša pozimi, medtem ko so poleti najpogostnejša jezera hladnega zraka s srednjemočno ohlajenim zrakom in kratkim trajanjem.

Proučevanje dogajanj v kotlinah z numeričnim modelom kaže, da se ponoči vzpostavlja nesimetrična cirkulacija zraka, če je le na vrhu jezera vsaj šibak veter. Močnejši tok v jezeru je ob pogojih nastanka močno stabilne plasti omejen le na plitvo plast pri tleh. Rezultati modela se ujemajo s prejšnjimi ugotovitvami, da se znatnejše gibanje zraka razvije v kotlinah s položnejšimi pobočji.

Delo je del raziskovalne naloge Mezometeorološki modeli — Postavitev modela za razkroj jezera hladnega zraka, ki ga je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije (URP C1-0106/82).

LITERATURA

- BERNOT-IVANČIČ, A., 1982: Temperatura zraka v odvisnosti od reliefa, VTOZD Fizika, FNT (dipl. delo), 43 str.
- HOČEVAR, A., in sod., 1982: Sončno obsevanje v Sloveniji. Supl. 6, Zbornik BTF UEKL — Kmetijstvo s.1, 96 str.
- MELLOR, G. L., T. YAMADA, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.* 31, 1791–1806.
- PETKOVŠEK, Z., 1978— Zones of Convergence in Local Air Flow in Valleys and Basins. *Schweiz. Met. Zent.* 40, 92–96.
- PETKOVŠEK, Z., 1982: Ein einfaches Modell des Tages-Hangwindes. *Zeitschr. f. Met.* 32, 42–50.
- PETKOVŠEK, Z., A. HOČEVAR, 1971: Night Drainage Winds. *Arch. Met. Geoph. Biocl. A*—20, 353–360.
- PETKOVŠEK, Z., J. RAKOVEC, 1983: Izpopolnitev osnov in modela jezera kotlinske atmosfere ter aplikacije. VTOZD Fizika, poročilo za RSS C1-0106, 36 str.
- RAKOVEC, J., 1979: Numerična napoved temperature tal in zraka pri tleh. *Razprave—Papers* 23, 5–18.
- RAKOVEC, J., 1983: The PBL Model Based on Closure Hypothesis and with Predicted Temperature at the Ground. *Arch. Met. Geoph. Biocl. A*-32, 257–267.
- RAKOVEC, J., 1984: Airflow in a Basin — Experiments with a Model (v pripravi za *Zeitschr. f. Met.*)
- WHITEMAN, C. D., 1983: Time-Dependent Model of Pollutant Transport and Diffusion in Mountain Valleys. 6th Symp. *Turbul. Diff.*, Boston, AMS, 1973–1976.

DOLOČEVANJE VERTIKALNIH HITROSTI ZRAČNIH TOKOV V OBLAKIH

THE EVALUATION OF VERTICAL AIR VELOCITIES IN CLOUDS

Marjan DIVJAK,
Hidrometeorološki zavod SRS,
Ljubljana

551.501.75
551.501.776
551.501.81

SUMMARY

The three Doppler radar system can be used to evaluate vertical air velocities at points containing hydrometeors. The same can be done by a single Doppler radar at vertical incidence — but only for points directly above the radar. In this paper, a method is shown how to evaluate vertical air velocities by means of an ordinary radar.

The method is based on a modified continuity equation for hydrometeors (7). Vertical air velocity can be calculated according to equation (7), if the hydrometeor mixing ratio, its vertical gradient, its rate of change, and the mean fall velocity of hydrometeors in a given space point are known. These quantities, however, can be evaluated from the radar reflectivity, its vertical gradient, and its rate of change at a given point, using the radar reflectivity — hydrometeor mixing ratio relation.

To test this method, published measurements of radar reflectivity and mean Doppler velocity (Battan, 1980) in an observed convective cloud are used. From the measured radar reflectivity, vertical air velocities in a cloud (in five time points during its life history) are calculated according to the method presented. Then, from the measured radar reflectivity and the mean Doppler velocity, vertical air velocities in the cloud (at the same five time points) are calculated according to the standard Rodgers' method. Results obtained by both methods are shown in Figs. 2, 4, 6, 8, and 10. The agreement is quite good, especially in the middle and upper cloud regions.

The method presented in this paper has the advantage of not being dependent on Doppler radar measurements. On the other hand, it has disadvantages, too, of which the most important are the following two:

First, it is not possible to evaluate vertical air velocities with a desirable accuracy in cloud regions with a positive vertical gradient of hydrometeor mixing ratio. This is a consequence of the two term denominator in (7). In such regions, these two terms have a different

sign and the relative error may be extremely high. Hence calculations are more accurate in the middle and upper cloud regions, where the hydrometeor mixing ratio gradient is usually negative.

Second, the determination of the hydrometeor mixing ratio (and its vertical gradient, and the rate of change) by means of a radar reflectivity – hydrometeor mixing ratio relation (10) is in some space points rather doubtful. Namely, in space points with two coexisting hydrometeor classes (raindrops and ice particles) it is not possible to measure the radar reflectivity of each class with even a moderate accuracy. Therefore, calculations of vertical air velocities are more accurate in cloud regions where there are hydrometeors of one kind only.

So far, it seems that the method presented could be used to gain some useful information on vertical air velocities in middle and upper regions of convective clouds; in lower regions or even below the cloud base, however, the method does not seem to be very applicable.

POVZETEK

V članku je prikazana metoda določevanja vertikalnih hitrosti zraka v oblakih z merjenjem sprememb radarske odbojnosti. Po prikazani metodi so izračunane vertikalne hitrosti zraka v testnem konventivnem oblaku, merjenem z radarjem ob petih različnih časih. Tako izračunane hitrosti zraka so primerjane s hitrostmi zraka, dobljenimi po standardni metodi iz izmerkov Dopplerjeve hitrosti padanja hidrometeorjev v istem testnem oblaku ob istih časih. Ujemanje na oba načina izračunanih hitrosti zraka je kar dobro, predvsem v srednjih in zgornjih delih oblaka.

UVOD

Trije nekolinearno postavljeni Dopplerjevi radarji omogočajo v vsaki točki atmosfere določiti (med drugim) volumsko odbojnost η in povprečno vertikalno hitrost hidrometeorjev $\langle W \rangle$ (oboje se da določiti tudi le z enim samim vertikalno usmerjenim Dopplerjevim radarjem, a seveda le v njegovih nadglaviščnih točkah):

$$\eta = \int \sigma \frac{dn}{d\sigma} d\sigma$$

$$\langle W \rangle = \frac{1}{\eta} \int W \frac{d\eta}{dW} dW.$$

σ označuje odbojni presek hidrometeorjev, $dn/d\sigma$ pa porazdelitev številske gostote hidrometeorjev po odbojnem preseku. Ob predpostavki, da so v opazovani točki le sferični sipalci iste dielektričnosti in premera D , ki je dosti manjši od valovne dolžine radarjevega elektromagnetnega valovanja, je volumska odbojnost sorazmerna radarski odbojnosti Z , definirani kot (Rodgers, 1976)

$$Z = \int D^6 \frac{dn}{dD} dD. \quad (1)$$

dn/dD označuje porazdelitev številske gostote sipalcev po premeru. Povprečna vertikalna hitrost sipalcev $\langle W \rangle$ je v tem primeru definirana kot (Hauser, 1981)

$$\langle W \rangle = \frac{1}{Z} \int W \frac{dZ}{dW} dW. \quad (2)$$

Izmerjena radarska odbojnost Z in izmerjena povprečna hitrost hidrometeorjev $\langle W \rangle$ v dani točki sta dovolj, da izračunamo vertikalno hitrost w zraka v tisti točki (npr. Hauser, 1980):

$$w = \langle W \rangle + C \left(\frac{Z}{Z_0} \right)^{1/14}. \quad (3)$$

Konstanta C ima vrednost 3,8 m/sec, konstanta Z_0 pa $1 \text{ mm}^6/\text{m}^3$. Enačba je izpeljana le za področja, kjer hidrometeorji zadoščajo omenjenim zahtevam o majhnosti, sferičnosti in dielektričnosti, vendar se uporablja kot približek tudi drugod (Battan, 1980).

Z izmerjeno radarsko odbojnostjo Z in izmerjeno povprečno vertikalno hitrostjo hidrometeorjev $\langle W \rangle$ lahko torej v vsaki točki atmosfere (kjer so hidrometeorji) izračunamo vertikalno hitrost zraka. Za meritve so potrebni v splošnem trije Dopplerjevi radarji. Pojavi se vprašanje, če lahko te vertikalne hitrosti ocenimo zgolj iz izmerkov, ki jih daje navaden radar, to je, iz radarske odbojnosti Z . Odgovor je pritrdilen. Kako lahko to naredimo, je prikazano v tem članku.

DOLOČEVANJE VERTIKALNIH HITROSTI ZRAKA Z NAVADNIM RADARJEM

Glavni koordinatni sistem S' naj bo togo povezan z zemljo. Os z' naj ima usmerjeno navpično navzgor, izhodišče pa naj ima na zemeljski površini. Želimo določiti vertikalno hitrost zraka ob času t v točki (x', y', z') , kjer so hidrometeorji. V tej točki si mislimo lokalni koordinatni sistem S , ki ima osi paralelne ustreznim osem sistema S' , izhodišče ob času t v točki (x', y', z') , giblje pa se hkrati s horizontalno komponento v_H hitrosti hidrometeorjev. V tako vpeljanem koordinatnem sistemu S imajo hidrometeorji le še vertikalno komponento hitrosti. Za vertikalno gibanje hidrometeorjev se lahko zapiše kontinuitetna enačba v obliki (Wisner, 1972)

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + w \frac{\partial Q}{\partial z} = P_a - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho \langle V \rangle Q)}{\partial z}. \quad (4)$$

Q je razmerje mešanosti hidrometeorjev v opazovani točki (to je, masa hidrometeorjev na masno enoto suhega zraka), $\langle V \rangle$ povprečna hitrost padanja hidrometeorjev, definirana kot

$$\langle V \rangle = - \frac{1}{Q} \int v_D \frac{dQ}{dD} dD, \quad (5)$$

pri čemer je v_D hitrost padanja hidrometeorja premera D , P_Q pa produkcijski člen, ki pove, koliko mase vode se na časovno enoto in na masno enoto (suhega) zraka naloži v razred hidrometeorjev.

Zapisano enačbo (4) lahko predelamo v novo enačbo, ki nam bo omogočila določevanje vertikalnih hitrosti zraka. V ta namen predpostavimo, da je v opazovanem delu zraka (kjer so navzoči hidrometeorji) razmerje mešanosti vodne pare vedno nasičeno. To z drugimi besedami pomeni, da je produkcijski člen hidrometeorjev (nasprotno) enak (substancijalni) spremembi nasičenega razmerja mešanosti q_s pare, torej

$$P_Q = - \frac{dq_s}{dt} = - w \frac{dq_s}{dz}. \quad (6)$$

Ob upoštevanju navedene predpostavke dobimo iz enačbe (4) naslednjo enačbo za eksplisitno določanje vertikalnih hitrosti zraka:

$$w = \frac{- \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho \langle V \rangle Q)}{\partial z} - \frac{\partial Q}{\partial t}}{\frac{dq_s}{dz} + \frac{\partial Q}{\partial z}} \quad (7)$$

Poznati moramo seveda vse količine, ki nastopajo na desni strani. Prehajamo na določevanje teh količin.

a) Določitev spremembe nasičenega razmerja mešanosti pare

Sprememba nasičenega razmerja mešanosti pare se lahko izrazi v naslednji obliki (Lopez, 1973):

$$\frac{dq_s}{dz} = \frac{q_s g}{R_s T} + \frac{q_s L}{R_v T^2} \cdot \frac{dT}{dz}. \quad (8)$$

Z R_s smo označili plinsko konstanto zraka, z R_v plinsko konstanto vodne pare, z L pa izparilno toploto vode. Predpostavimo, da je individualna sprememba temperature dT/dz podana kar z nasičeno adiabatnim temperaturnim gradientom, torej (Rodgers, 1976):

$$\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{C_p} \left[\frac{1 + \frac{L q_s}{R_s T}}{1 + \frac{L^2 q_s}{C_p R_v T^2}} \right] \quad (9)$$

Za temperaturo T vzamemo kar temperaturo okolice.

b) Določitev razmerja mešanosti hidrometeorjev Q ter njegove časovne spremembe $\partial Q/\partial t$ in vertikalnega gradienta $\partial Q/\partial z$

Razmerje mešanosti hidrometeorjev v lokalnem koordinatnem sistemu S lahko določimo, če poznamo tam radarsko odbojnost (Waldvogel, 1978):

$$Q = \left(\frac{\pi n_o \rho_H}{\rho} \right) \cdot \left(\frac{Z}{n_o \Gamma(7)} \right)^{4/7} \quad (10)$$

Z ρ_H smo označili gostoto hidrometeorjev, Γ pa je gama funkcija. Časovno spremembo $\partial Q/\partial t$ in spremembo po višini $\partial Q/\partial z$ dobimo iz dveh zaporednih meritev radarske odbojnosti $Z(z, t)$ ob upoštevanju enačbe (10).

Tu je umestna naslednja opomba. Rekli smo, da morajo biti radarske odbojnosti izmerjene v lokalnem, to je, v relativno glede na zemljo gibajočem se sistemu S , kar pomeni, da ne sme biti radarska meritev ob času $t + \Delta t$ izvršena v točki (x', y', z') , pač pa v točki $(x' + v_x \cdot \Delta t, y' + v_y \cdot \Delta t, z')$, če imajo hidrometeorji, v točki (x', y', z') horizontalno hitrost $v_H = (v_x, v_y)$. To sicer ne predstavlja pri merjenju z navadnim radarjem nobenega problema, saj je horizontalno gibanje hidrometeorjev (to je, sistema S) lepo vidno na radarskem zaslonu, vendar pa se lahko temu pogosto celo izognemo in merimo obe meritvi kar v isti točki sistema S' . Velja namreč naslednje. Ob času t smo v točki (x', y', z') izmerili radarsko odbojnost in s tem tudi razmerje mešanosti tam nahajajočih se hidrometeorjev. Ti hidrometeorji so del večjega sistema hidrometeorjev – oblaka. Če je oblak tak, da imajo ob času t vsi hidrometeorji znotraj navpičnega cilindra, opisanega okrog točke (x', y', z') in radija $\Delta t \cdot v_H$, spekter odvisen le od koordinate z' in doživljajo spremembe, „odvisne“ tudi zgolj od koordinate z' , je pač vseeno, če ob času $t + \Delta t$ izmerimo spremembo prvotnih hidrometeorjev ali pa novih, adekvatnih. Drugače rečeno: če predpostavimo, da je oblak okrog točke (x', y', z') horizontalno homogen znotraj radija $\Delta t \cdot v_H$, lahko obe meritvi (sledеči si v časovnem intervalu Δt) naredimo v točki (x', y', z') . Časovni interval med dvema meritvama znaša ponavadi kakšno minuto, horizontalne hitrosti hidrometeorjev pa kakih 10 m/sec. Da smo upravičeni obe meritvi narediti v isti točki sistema S' , mora biti torej oblak homogen znotraj radija kakšnih 500 metrov okrog opazovane točke. To velja za skoraj vse stratusne oblake in za nekatere razvite konvektivne oblake.

c) Določitev povprečne hitrosti padanja hidrometeorjev

Povprečno hitrost padanja hidrometeorjev dobimo iz njene definicije (5) ob predpostavkah, da imajo hidrometeorji eksponentni spekter in da velja zanje kvadratni zakon upora (Wisner, 1972):

$$\langle V \rangle = - \frac{\Gamma(4.5)}{6} \cdot \left(\frac{4g\rho_H}{3c_D\rho} \right)^{1/2} \cdot \left(\frac{\rho Q}{\pi n_o \rho_H} \right)^{1/8} \quad (11)$$

g označuje težni pospešek, c_D koeficient upora hidrometeorja premera D , n_o pa je konstanta v parametrizaciji eksponentnega spektra hidrometeorjev. Za gostoto zraka vzamemo kar gostoto zraka v okolici.

d) Določitev spremembe gostote zraka

Sprememba gostote zraka je podana z enačbo (npr. Matveev, 1967)

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} = -\frac{1}{T} \left(\frac{g}{R_s} + \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (12)$$

Za temperaturo zraka vzamemo kar temperaturo okolišnjega zraka, za temperaturni gradient $\partial T/\partial z$ pa nasičeno adiabatski temperaturni gradient (9).

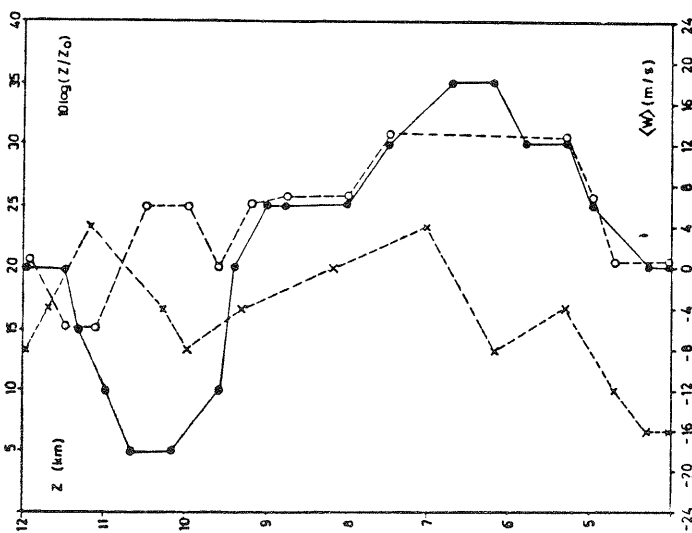
REZULTATI

Ugodno bi bilo, ko bi lahko primerjali po navedeni metodi izračunane vertikalne hitrosti zraka z neposredno izmerjenimi. Dobro oceno o uporabnosti navedene metode pa je mogoče dobiti tudi na naslednji način. S tremi Dopplerjevimi radarji izmerimo v željeni točki vertikalno hitrost hidrometeorjev, radarsko odbojnost, njen vertikalni gradient in njeno časovno spremembo. (Vse te izmerke lahko dobimo tudi le z enim samim vertikalno usmerjenim Dopplerjevim radarjem, če seveda leži opazovana točka nad njim. Pri tem pa moramo predpostaviti še horizontalno homogenost oblaka.)

Iz izmerjene vertikalne hitrosti hidrometeorjev in iz izmerjene radarske odbojnosti lahko po enačbi (3) izračunamo vertikalno hitrost zraka. Poleg tega pa lahko iz izmerjene radarske odbojnosti, njenega vertikalnega gradienta in njene časovne spremembe (vse te podatke pa seveda lahko dobimo tudi z navadnim radarjem!) po enačbi (7) prav tako izračunamo vertikalno hitrost zraka. Če se na oba načina izračunani hitrosti ujemata, to sicer ni znak, da so hitrosti v opazovani točki res takšne, pač pa znak, da dajeta obe metodi enake hitrosti. To pa je tisto, kar hočemo preveriti.

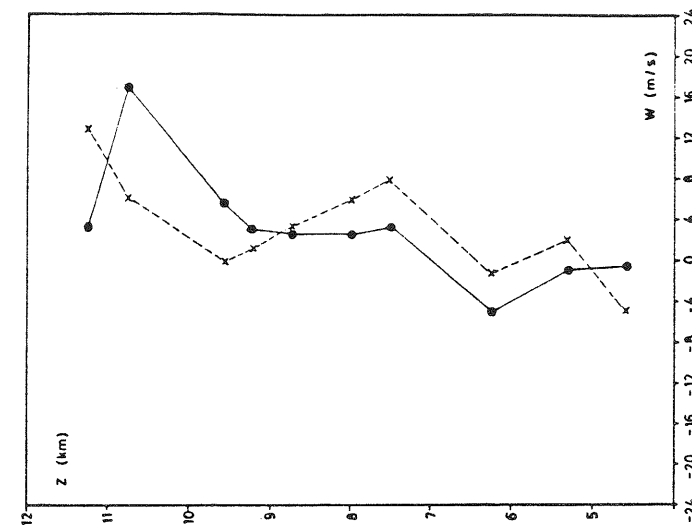
Žal sami nimamo na razpolago Dopplerjevega radarja, zato bomo uporabili objavljene meritve konvektivnega oblaka z vertikalno usmerjenim Dopplerjevim radarjem (Battan, 1980). Pri izračunih bomo tudi predpostavili horizontalno homogenost oblaka. Za naš izračun vertikalnih hitrosti zračnih tokov v tem oblaku smo si izbrali meritve radarske odbojnosti v odvisnosti od višine ob petih različnih časih 15.40, 15.41, 15.42, 15.43 in 15.44. Te meritve so prikazane na slikah 1, 3, 5, 7 in 9.

Rezultati izračunavanj vertikalnih hitrosti zraka po prvi metodi (torej iz izmerjene radarske odbojnosti in iz izmerjene vertikalne hitrosti hidrometeorjev ob istem času, w_D) in rezultati izračunavanj vertikalnih hitrosti zraka po drugi metodi (torej iz dveh zaporednih meritev radarskih odbojnosti, w_s) so prikazani na slikah 2, 4, 6, 8 in 10. Pri računanju hitrosti po drugi metodi nismo upoštevali močnih lokalnih sprememb gradientov radarske odbojnosti (sl. 3, $z = 10$ km; sl. 5, $z = 7.5$ km; sl. 7, $z = 8.5$ km; sl. 9, $z = 8.5$ km); izmerjene vrednosti radarske odbojnosti smo torej deloma izgladili. V katerih točkah navpičnice smo računali hitrosti in kakšne vertikalne gradiente ter časovne spremembe radarske odbojnosti smo upoštevali, je razvidno iz slik.



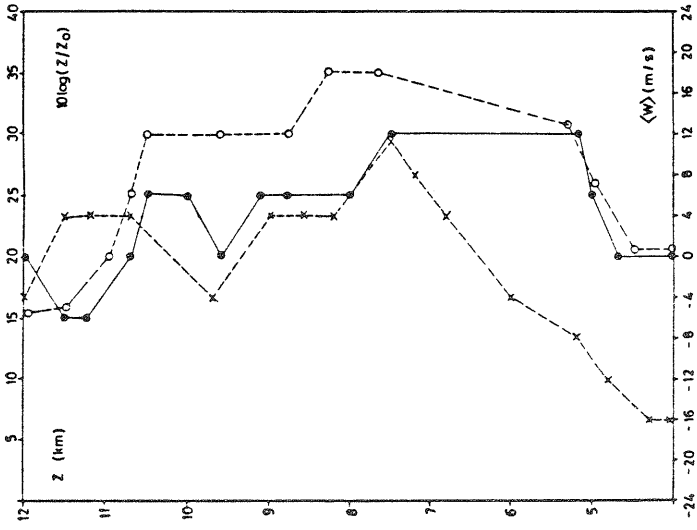
Slika 1: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.40 (pike) in ob času 15.41 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.40 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

Fig. 1: Measured radar reflectivity at 15.40 (dots) and at 15.41 (crosses). Measured vertical velocity of hydrometeors at 15.40 (crosses).



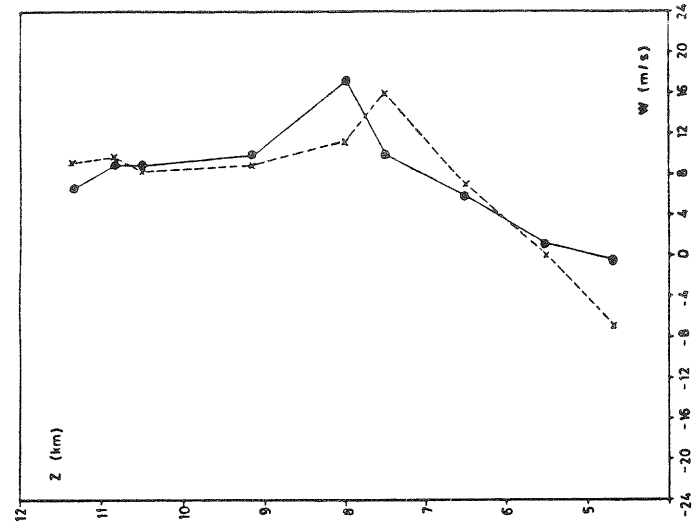
Slika 2: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.40: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

Fig. 2: Computed vertical air velocity at 15.40: by means of the hydrometeor velocity (crosses) and by means of two radar reflectivities (dots).



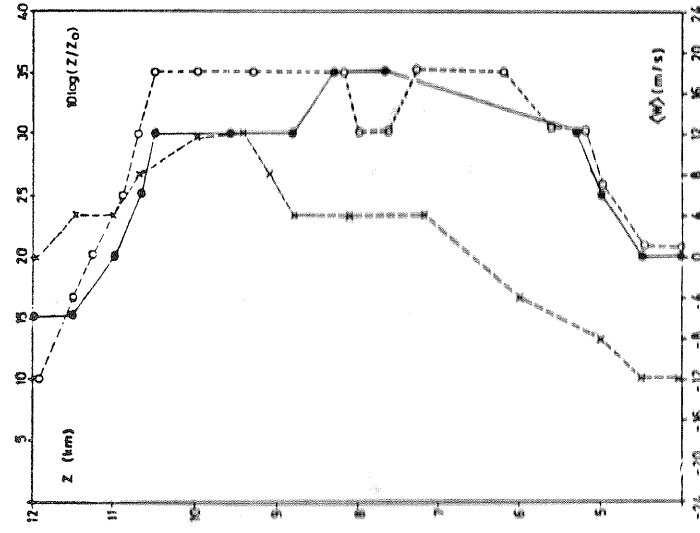
Slika 3: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.41 (pike) in ob času 15.42 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.41 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

Fig 3: Measured radar reflectivity at 15.41 (dots) and at 15.42 (circles). Measured vertical velocity of hydrometeors at 15.41 (crosses).



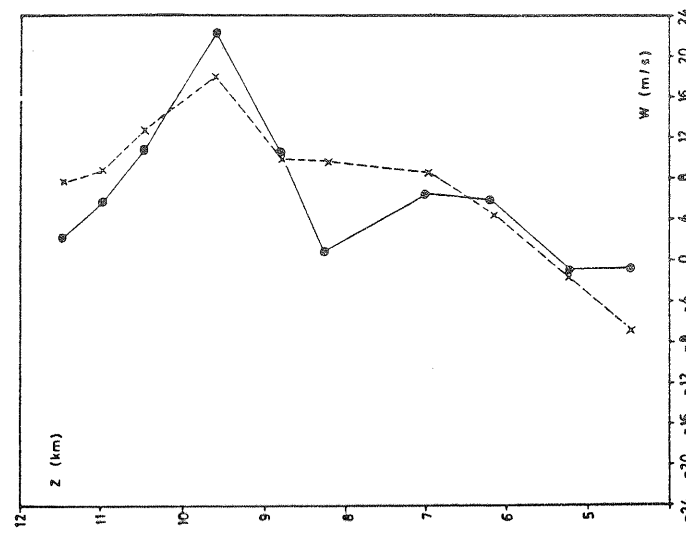
Slika 4: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.41: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

Fig 4: Computed vertical air velocity at 15.41: by means of the hydrometeor velocity (crosses) and by means of two radar reflectivities (dots).



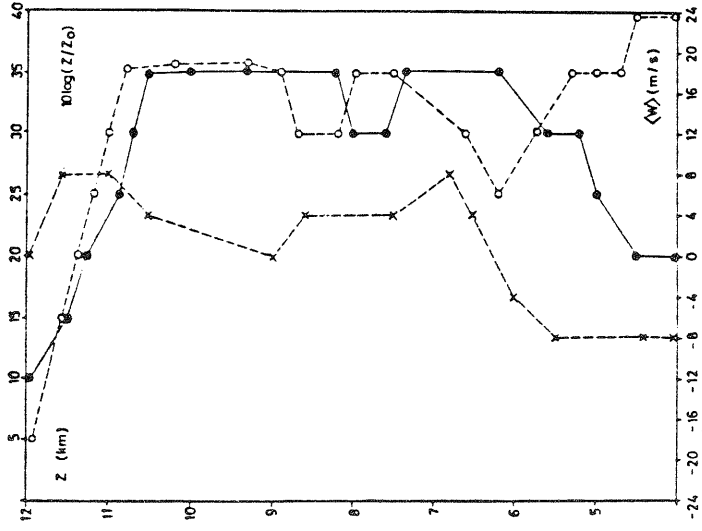
Slika 5: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.42 (pike) in ob času 15.43 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.42 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

Fig. 5: Measured radar reflectivity at 15.42 (dots) and at 15.43 (circles). Measured vertical velocity of hydrometeors at 15.42 (crosses).



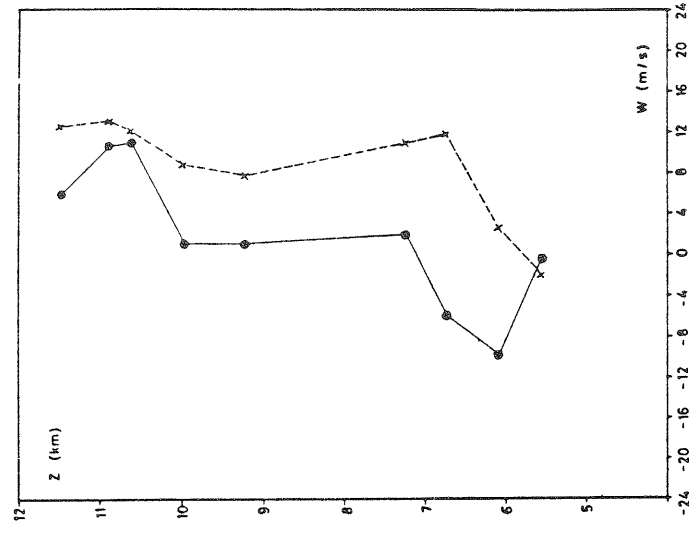
Slika 6: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.42: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

Fig 6: Computed vertical air velocity at 15.42: by means of the hydrometeor velocity (crosses) and by means of two radar reflectivities (dots).



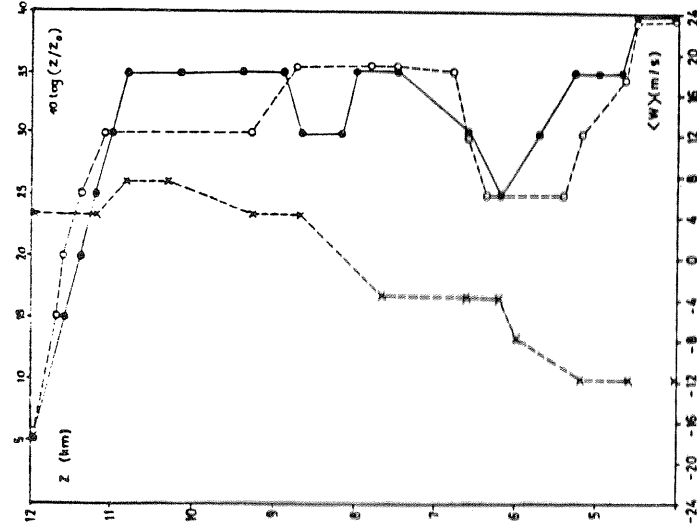
Slika 7: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.43 (pike) in ob času 15.44 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.43 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

Fig. 7: Measured radar reflectivity at 15.43 (dots) and at 15.44 (circles). Measured vertical velocity of hydrometeors at 15.43 (crosses).



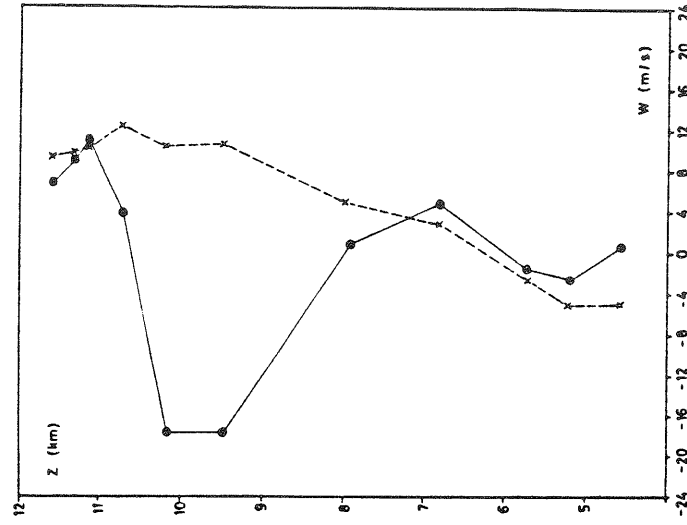
Slika 8: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.43: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

Fig. 8: Computed vertical air velocity at 15.43: by means of the hydrometeor velocity (crosses) and by means of two radar reflectivities (dots).



Slika 9: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.44 (pike) in ob času 15.45 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.44 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

Fig. 9: Measured radar reflectivity at 15.44 (dots) and at 15.45 (circles). Measured vertical velocity of hydrometeors at 15.44 (crosses).



Slika 10: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.44: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

Fig. 10: Computed vertical air velocity at 15.44: by means of the hydrometeor velocity (crosses) and by means of two radar reflectivities (dots).

Vidimo, da je ujemanje med hitrostmi, določenimi na oba načina, na prvih treh slikah v splošnem precej dobro, predvsem v srednjih in zgornjih delih oblaka (tam, kjer je vertikalni gradient radarske odbojnosti nič ali negativen), na zadnjih dveh pa (razen v zgornjem delu) slabo. Najverjetnejša razlaga neujemanja je advekcija horizontalne nehomogenosti, ko je kolikor toliko homogeno jedro oblaka prešlo radar. Vsekakor bo treba metodo preveriti še z izmerki v gibajočem se koordinatnem sistemu.

Razlog, zakaj je ujemanje boljše v srednjih in zgornjih delih oblaka (tam, kjer je vertikalni gradient radarske odbojnosti nič ali negativen), pa je struktura enačbe (7), s katero določamo hitrosti. V imenovalcu te enačbe imamo namreč vsoto dveh količin, spremembe nasičenega razmerja mešanosti pare in gradienta razmerja mešanosti hidrometeorjev. Prva količina je zmeraj negativna, druga pa (večinoma) v spodnjih delih oblakov pozitivna, v zgornjih pa negativna. V tistih delih oblaka, kjer sta ti dve količini nasprotnega predznaka in približno enako veliki (torej ponavadi v spodnjih delih oblakov), bi bila zaradi natančno znanih obeh količin relativna napaka razlike lahko izredno velika, s tem pa izredno velika tudi relativna napaka izračunane vertikalne hitrosti. Obe količini pa sta seveda znani le z omejeno natančnostjo, pa najsi ju določamo po taki ali drugačni metodi.

ZAKLJUČKI

Opisane metode določanja vertikalnih hitrosti zraka, ki temelji na opazovanjih časovne spremembe radarske odbojnosti, napoveduje precej podobne hitrosti kot standardna metoda, temelječa na opazovanjih Dopplerjeve hitrosti padanja hidrometeorjev. V opisanem primeru konvektivne oblačnosti določita obe metodi področji pozitivnih in negativnih vertikalnih hitrosti precej enako. Prav tako se precej ujemata tudi v določevanju maksimalnih hitrosti — kje so in kako so velike. Nova metoda določevanja vertikalnih hitrosti zraka ima prednost, da zanjo ne potrebujemo Dopplerjevega radarja, pač pa zadostuje že navadni radar. Ima pa, seveda, tudi svoje pomanjkljivosti. Pomembni sta zlasti dve.

Prva pomanjkljivost je sama struktura enačbe (7), ki izraža vertikalne hitrosti zraka, in sicer eksistenca dveh členov v imenovalcu. Na tistih mestih v oblaku, kjer sta člena nasprotnega predznaka in približno enako velika, postane relativna napaka imenovalca (in s tem tudi ulomka) zelo velika, saj sta oba člena znana z omejeno natančnostjo. To se dogaja v točkah, kjer je vertikalni gradient razmerja mešanosti hidrometeorjev pozitiven, torej ponavadi v spodnjih delih oblaka. Rečemo torej lahko, da je opisana metoda določevanja vertikalnih hitrosti zraka v neki točki tem boljša, čim bolj negativen je tam vertikalni gradient mešalnega razmerja hidrometeorjev. Opisana metoda je torej v primerjavi s standardno slabša, saj je natančnost slednje (po enačbi (3)) neodvisna od tega, ali merimo v zgornjih ali spodnjih delih oblakov.

Druga pomanjkljivost opisane metode je način, kako sklepamo na mešalno razmerje hidrometeorjev, njegovo časovno spremembo in njegov vertikalni gradient iz izmerjenih radarskih odbojnosti — enačba (10). Ta pomanjkljivost je hkrati tudi pomanjkljivost standardne metode. Pokaže se v točkah, kjer so ob istem času vodne kapljice in ledena

zrna, temelji pa na tem, da zaenkrat v takih točkah ni mogoče dovolj natančno meriti radarske odbojnosti posebej kapljic in zrn, pa najsi imamo kakršenkoli že radar (Srivastava, 1977). Zato je postavljena metoda določevanja vertikalnih hitrosti v neki točki tem boljša, čim bolj enovrstni so tam hidrometeorji (zgornji deli oblakov, kjer so vsi hidrometeorji zmrznjeni; spodnji deli oblakov, kadar tja še ne padejo zmrznjeni hidrometeorji iz zgornjih delov).

V luči povedanega se torej zdi, da lahko opisana metoda služi za ocenjevanje vertikalnih hitrosti zraka zgolj v srednjih in zgornjih delih oblakov, ne pa tudi v spodnjih delih oblakov ali celo pod njihovo bazo.

SEZNAM SIMBOLOV

Sim.	Pomen	Vrednost
c_D	koeficient upora kroglice premera D	0.5
c_p	specifična toplota zraka pri stalnem tlaku	$1.0 \times 10^3 \text{ J/kgK}$
dn/dD	porazdelitvena funkcija števila hidrometeorjev v volumski enoti po premeru D	
$d\eta/dW$	porazdelitvena funkcija volumske odbojnosti po vertikalni hitrosti hidrometeorjev	
dQ/dD	porazdelitvena funkcija razmerja mešanosti hidrometeorjev po premeru	
dZ/dW	porazdelitvena funkcija radarske odbojnosti po vertikalni hitrosti hidrometeorjev	
D	premer hidrometeorja	9.8 m/s^2
g	težni pospešek	
L	specifična toplota izhlapevanja	$2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$
n_0	konstanta v parametrizaciji spektra hidrometeorjev	$8 \times 10^6 / \text{m}^4$
P_Q	produkcijski člen hidrometeorjev	
R_v	specifična plinska konstanta pare	461 J/kgK
R_s	specifična plinska konstanta zraka	287 J/kgK
t	čas	
$\langle V \rangle$	povprečna hitrost padanja hidrometeorjev	
v_D	hitrost padanja hidrometeorja premera D	
v_H	horizontalna hitrost hidrometeorjev	
w	navpična hitrost zračnega toka	
w_D	navpična hitrost zračnega toka, določena iz meritev hitrosti padanja hidrometeorjev	
w_s	navpična hitrost zračnega toka, določena iz meritev sprememb radarske odbojnosti	
$\langle W \rangle$	navpična povprečna hitrost hidrometeorjev	
q	razmerje mešanosti vodne pare	
Q	razmerje mešanosti hidrometeorjev	
z	navpična koordinata	

Z	radarska odbojnost	
Γ	gama funkcija	
η	volumska odbojnost	
σ	odbojni presek	
ρ	gostota zraka	
ρ_H	gostota hidrometeorjev	$\sim 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$

LITERATURA

- BATTAN, L. J., 1980: Observations of two Colorado thunderstorms by means of a zenith — pointing Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 19, 580–592.
- HAUSER, D., AMAYENC, P., 1980: A new method for deducing hydrometeor — size distributions and vertical air motions from Doppler radar measurements at vertical incidence: first results in a warm frontal stratiform precipitations. 19th conference on radar meteorology, 499–506.
- HAUSER, D., AMAYENC, P., 1981: Exponential size distributions of raindrops and vertical air motions deduced from zenith — pointing Doppler radar in a frontal precipitations. 20th conference on radar meteorology, 91–98.
- LOPEZ, R. E., 1973: A parametric model of cumulus convection. *J. Atm. Sc.*, 30, 1354–1373.
- MATVEEV, L. T., 1965: Physics of the atmosphere (prevod). Gidrometeorologicheskoe izdatel'stvo, Leningrad.
- RODGERS, R. R., 1976: A short course in cloud physics. Pergamon press.
- SRIVASTAVA, R. C., JAMESON, A. C., 1977: Radar detection of hail. *Meteor. Monographs*, vol. 16, N° 38, 269–277.
- WALDVOGEL, A., SCHMID, W., FEDERER, B., 1978: The kinetic energy of hailfalls. Part I: hailstone spectra. *J. Appl. Met.*, 17, 515–520.
- WISNER, C., ORVILLE, H. D., MYERS, C., 1972: A numerical model of a hail bearing cloud. *J. Atm. Sc.*, 29, 1160–1181.