

# 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  $\eta$  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):

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

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

$\sigma$  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  $\rho_H$  smo označili gostoto hidrometeorjev,  $\Gamma$  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  $\Delta t$ ) 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 adiabatsni temperaturni gradient (9).

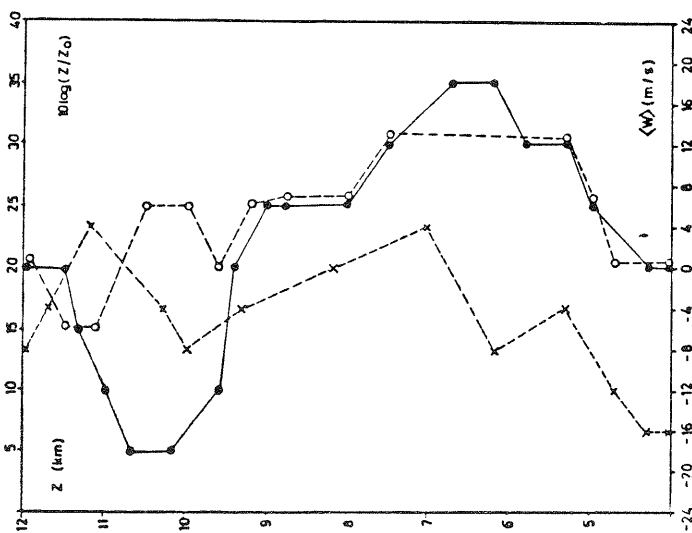
#### REZULTATI

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.

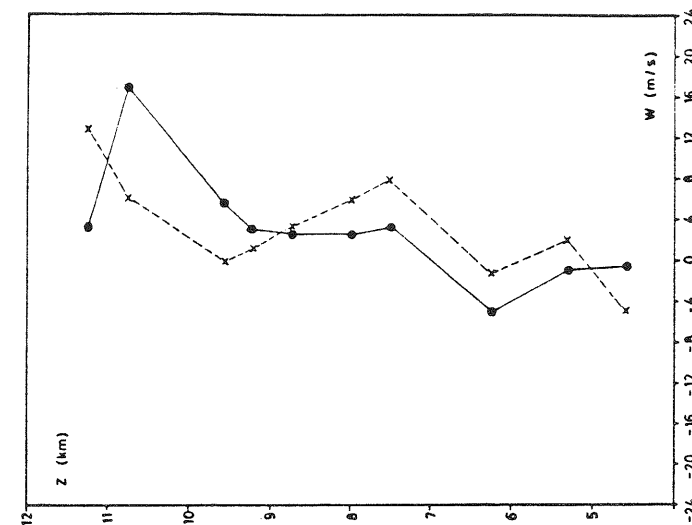
Žal sami nimamo na razpolago Dopplerjevega radarja, zato bomo uporabili objavljene meritve konvektivnega oblaka z vertikalno usmerjenim Dopplerjevim radarjem (Battan, 1980). Pri izračunih bomo tudi predpostavili horizontalno homogenost oblaka. Za naš izračun vertikalnih hitrosti zračnih tokov v tem oblaku 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.



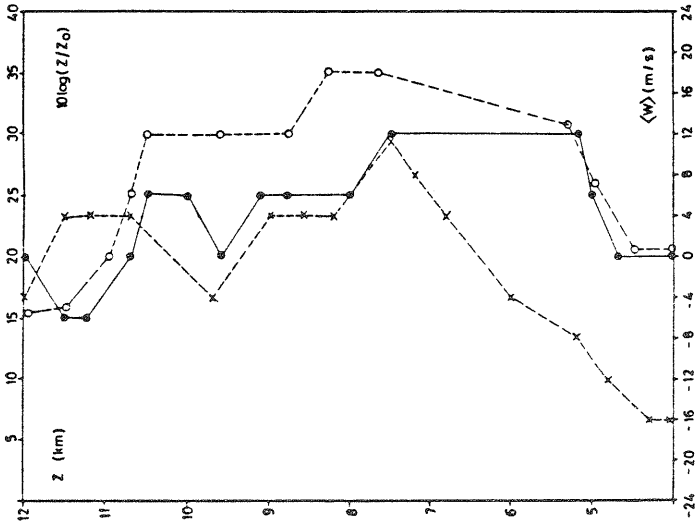
Slika 1: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.40 (pike) in ob času 15.41 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.40 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

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



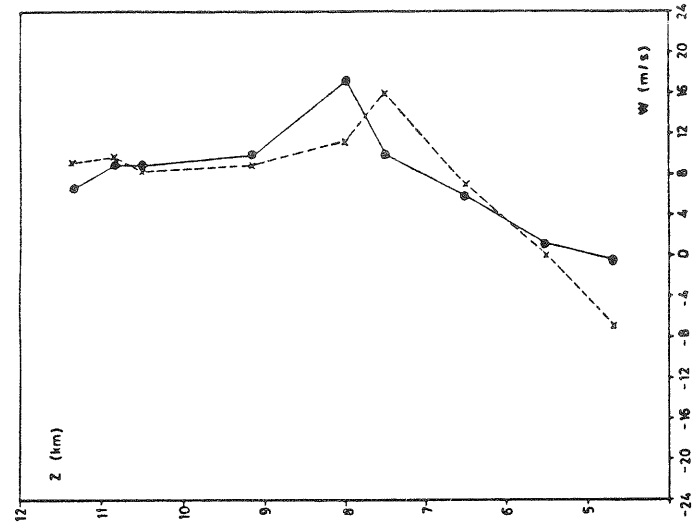
Slika 2: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.40: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

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



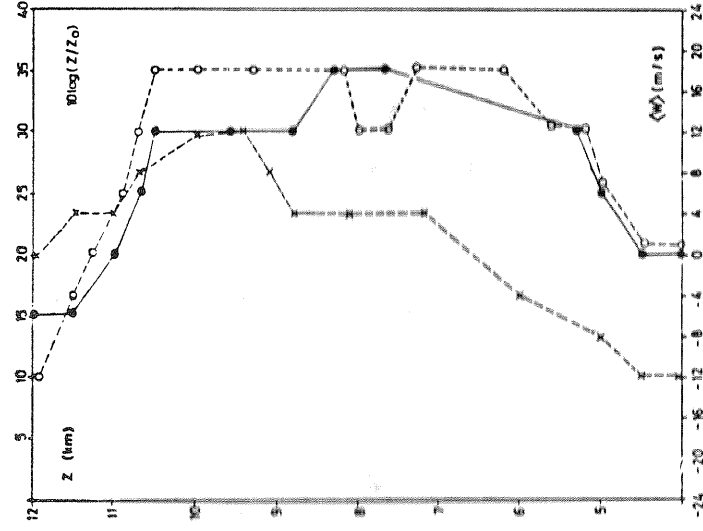
Slika 3: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.41 (pike) in ob času 15.42 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.41 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

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



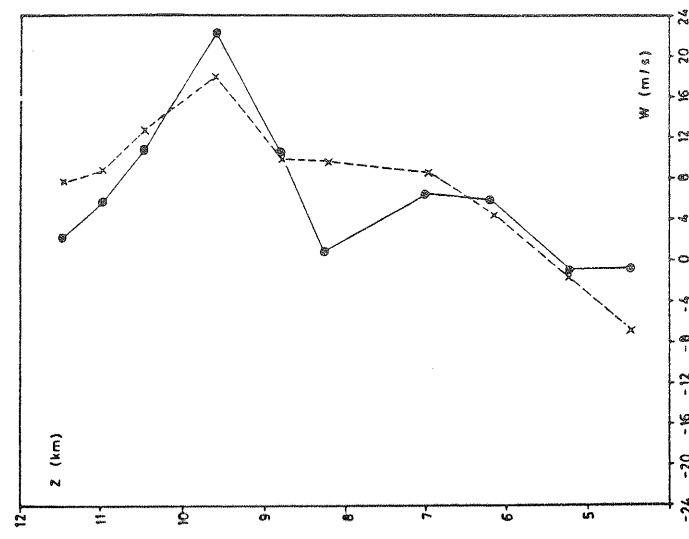
Slika 4: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.41: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

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



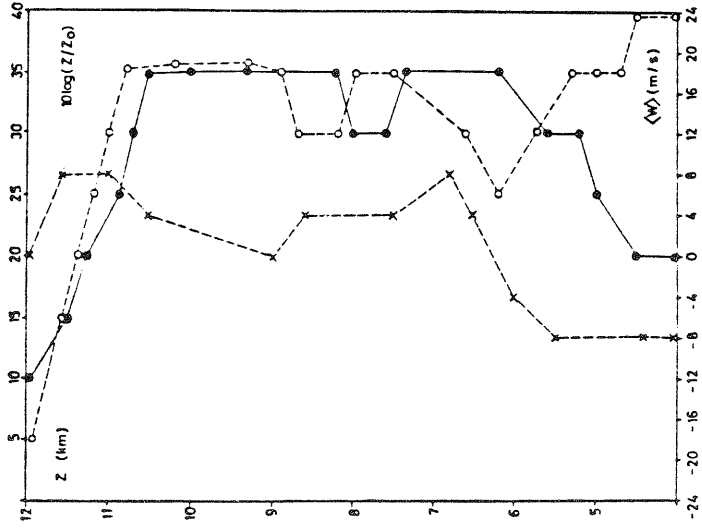
Slika 5: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.42 (pike) in ob času 15.43 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.42 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

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



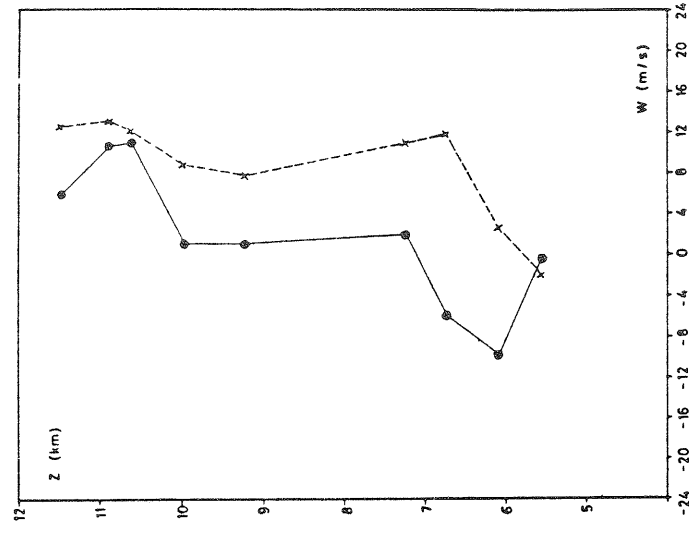
Slika 6: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.42: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

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



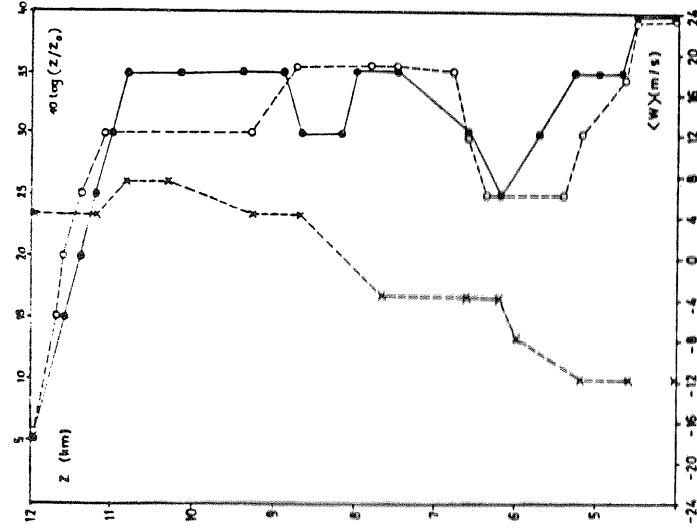
Slika 7: Izmerjena radarska odbojnost ob času 15.43 (pike) in ob času 15.44 (krožci). Izmerjena vertikalna hitrost hidrometeorjev ob času 15.43 (križci). Prirejeno po Battanu, 1980.

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



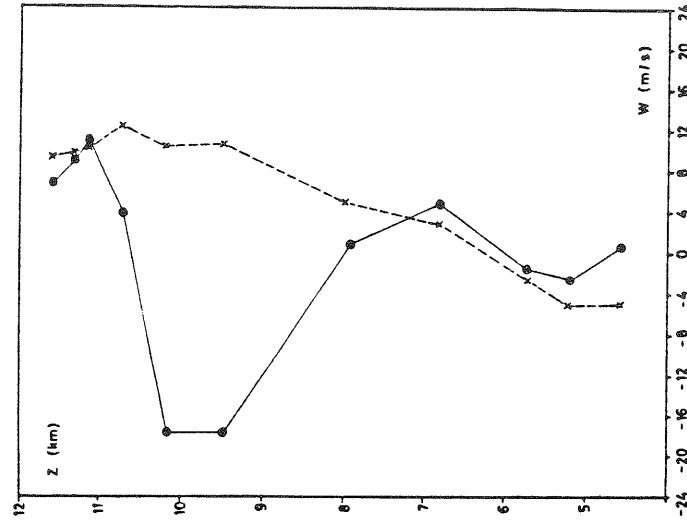
Slika 8: Izračunana vertikalna hitrost zraka ob času 15.43: s pomočjo vertikalne hitrosti hidrometeorjev (križci) in s pomočjo dveh radarskih odbojnosti (pike).

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	$9.8 \text{ m/s}^2$
$g$	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	$461 \text{ J/kgK}$
$R_s$	specifična plinska konstanta zraka	$287 \text{ J/kgK}$
$t$	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	
$\Gamma$	gama funkcija	
$\eta$	volumska odbojnost	
$\sigma$	odbojni presek	
$\rho$	gostota zraka	
$\rho_H$	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. 19<sup>th</sup> 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. 20<sup>th</sup> 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.