

VERTIKALNI PROFILI VETRA V PRIZEMNI TURBULENTNI PLASTI

VERTICAL WIND PROFILES IN THE TURBULENT BOUNDARY LAYER

551.551.2

JOŽE RAKOVEC

Katedra za meteorologijo FNT, L j u b l j a n g

SUMMARY:

Vertical wind profiles and profiles of kinematic coefficient of eddy diffusivity are treated using equations of various authors. The results are compared and it was found out that a good fit was obtained. From various wind profiles, the ones which are valid for a small range of atmospheric stability only, depend more on stability than the others. For fitting Deacon's wind profile with the others, constancy of parameter β with height is required. Proposal given by some authors to relate β with Richardson number can not be accepted.

Usefulness of knowing the vertical wind profile and, in connection with this, the one of vertical distribution of kinematic coefficient of eddy diffusivity, is shown by example of calculating turbulent diffusion of a property from a line source. Distribution of the diffused property along the wind is shown on figs. 5-7. It is evident from these figures that distribution depends from atmospheric stability and from the vertical wind profile.

UVOD

Kotline in Slovenija na splošno so zelo slabo prevetrene. Posledica tega je, da je advektivni prenos kake količine redok pojav oz. majhen. Glavno vlogo pri prenosu igra torej turbulentno mešanje in lokalna cirkulacija. Za obravnavo mnogih pojavov, kot so npr. evaporacija, razširjanje onesaženja ali lokalne spremembe temperature, je torej potrebno poznati zakonitosti, ki uravnavajo turbulentni tok zraka.

V deželah, kjer so največ preučevali razmere v prizemni plasti zraka, so tako majhne hitrosti vetra, kot jih imamo pri nas, redok pojav. Če se torej naslonimo na izsledke tujih avtorjev, moramo pri tem upoštevati, da so vsi empirični koeficienti, ki so jih določili, karakteristični za razmere v krajih, kjer so bili z merjenji določeni. Vseeno pa velja, da moramo glede na to, da ni posebnih enačb, ki bi popisovale.

npr. razporeditev vetra z višino, poskusiti uporabiti že izdelane enačbe, vse do-
tlej, dokler ne bomo naših razmer toliko spoznali, da bi si lahko ustvarili svoje
enačbe oziroma model.

Poglejmo si primer, kako obravnavajo nekateri avtorji potek hitrosti vetra z višino
in s tem povezane razporeditve kinematičnega koeficienta izmenjave v prizemni
turbulentni plasti zraka. Primerjamo rezultate, ki so jih dobili, med seboj in poda-
jamo primer uporabe teh dveh količin pri računanju turbulentne difuzije iz linijske-
ga vira. Pri vsem tem postavimo, da je tok zraka planparalelen in da je turbulen-
ca horizontalno homogena.

HITROST VETRA IN KINEMATIČNI KOEFICIENT IZMENJAVE

Osnovo za obravnavo poprečne hitrosti vetra v prizemni turbulentni plasti sta dala
leta 1954 Monin in Obuhov /1/. Za stacionarni primer planparalelnega toka s turbu-
lenco, ki je horizontalno homogena, sta uvedla brezdimenzijski način obravnave in
postavila princip podobnosti profilov za različne količine. Njuna osnovna enačba,
ki jo uporabljajo mnogi avtorji je:

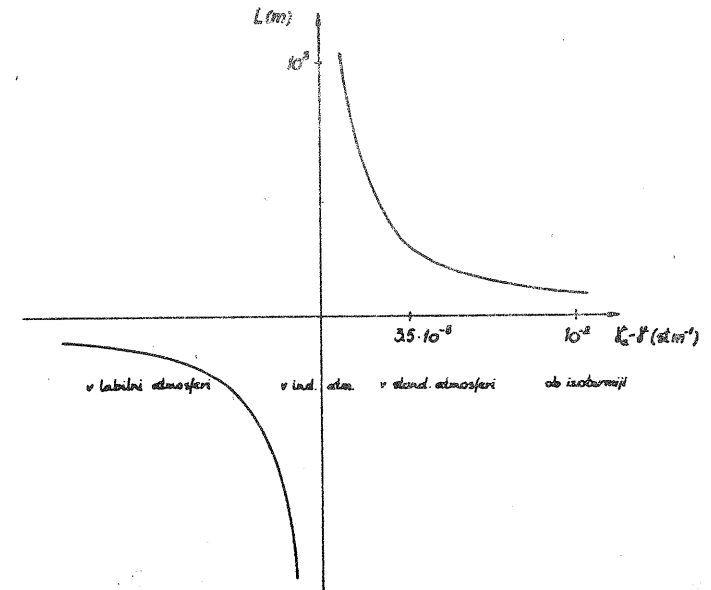
$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \varphi_U(z/L) \quad (1)$$

in pravi, da je vertikalni gradient poprečne hitrosti vetra \bar{u} odvisen od torne hi-
trosti u_* , višine z in od parametra stabilnosti L , ki je pravzaprav karakteristična
dolžina pri brezdimenzijski obravnavi. k je Karmanova konstanta z vrednostjo $k=0,4$.
Kakšna je ta odvisnost, določa oblika funkcije φ_U . Monin in Obuhov pravita, da
so funkcije φ podobne za gradiente različnih količin (npr. profil vetra je podoben
profilu temperature in tako sta tudi koeficienta turbulentne izmenjave za ti dve ko-
ličini K_M in K_H podobna).

Oglejmo si malo parameter $L(L=(u_*^3 T) / (K_H g k \partial \theta / \partial z))$ in ga primerjamo z običaj-
nim izrazom za hidrostatično stabilnost atmosfere $\gamma = -\partial T / \partial z$. Sam parameter L
vsebuje tudi faktor $\partial \theta / \partial z$, ki je z γ v zvezi. Za plast pri zemlji lahko pišemo
 $\partial \theta / \partial z = (\gamma_a - \gamma)$, ker je $\theta \approx T$. Narišimo torej krivuljo $L = L(\gamma_a - \gamma)$ za obi-
čajne atmosferske pogoje: Monin in Obuhov predlagata vrednost $u_* = 0,05 u_g$. Ker
je u_g pri poprečnem horizontalnem pritiskovnem gradientu pri tleh reda velikosti
 1 m s^{-1} , vzemimo, da je $u_* = 0,1 \text{ m s}^{-1}$, $T=290 \text{ K}$, $k=0,4$, $g=9,81 \text{ m s}^{-2}$. K_H je
reda velikosti $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Tedaj velja:

$$L = \frac{1 \text{ sf}}{\gamma_a - \gamma} \quad (2)$$

Na sliki 1 vidimo, da je za običajne pogoje stabilnosti atmosfere L reda velikosti
 10^2 m ali še več. L manjši od 10 m pa pomeni že močno stabilnost - inverzijo in
levo od ordinate močno nestabilnost.



Slika 1 Parameter Monina in Obuhova L v odvisnosti od stabilnosti atmosfere

Fig. 1 Parameter L of Monin and Obukhov as a function of atmospheric stability

Uporabljamo tudi parameter $L' = (K_H/K_M)L$, ki zaradi faktorja K_H/K_M upošteva tu-
di razlike med temperaturnim in vetrovnim profilom. K_H in K_M sta v prizemni tur-
bulentni plasti odvisna le od profilov vetra oz. temperature in sicer:

$$K_M = \frac{u_*^2}{\partial \bar{u} / \partial z} \quad \text{in} \quad K_H = - \frac{H}{\rho c_p \partial \theta / \partial z} \quad (3)$$

H je toplotni tok v vertikalni smeri in je v prizemni plasti z višino konstanten.

Rekli smo že, da določitev profila vetra zavisi od izbire funkcije φ_U . Oglejmo si
nekaj enačb, ki to funkcijo določajo:

$$\text{Monin in Obuhov /1/} \quad \varphi_U(z/L) = \alpha(z/L) + 1 \quad (4)$$

$$\text{KEYPS /2/} \quad \varphi_U^4(z/L') - \gamma'(z/L') \varphi_U^3(z/L') = 1 \quad (5)$$

$$\text{Swinbank /3/} \quad \varphi_U(z/L) = (z/L) (1 - e^{-z/L})^{-1} \quad (6)$$

$$\text{McVehil /4/} \quad \varphi_U(z/L') = \alpha'(z/L') + 1 \quad (7)$$

Pri tem so α , α' in γ' brezdimenzijski empirični koeficienti. Po teh enačbah
smo računali potek hitrosti in kinematičnega koeficienta izmenjave z višino in jih
primerjali. Upoštevali smo seveda, da veljajo posamezne enačbe v določenih obmo-

čjih stabilnosti (McVehilova npr. samo za stabilne pogoje) in za tiste empirične koeficiente, ki jih avtorji predlagajo. Pri enačbi (4) smo za α vzeli vrednost, ki je nekje med tisto, ki jo predlagata Monin in Obuhov oziroma Panofsky /5/ ali Taylor /6/. Tako imamo: $\alpha = 1,5$, $\alpha' = 7,0$ in $\gamma' = 18,0$.

Potek hitrosti smo računali tudi po znani enačbi Deacona:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz_0} \left(\frac{z}{z_0}\right)^{-\beta} \quad (8)$$

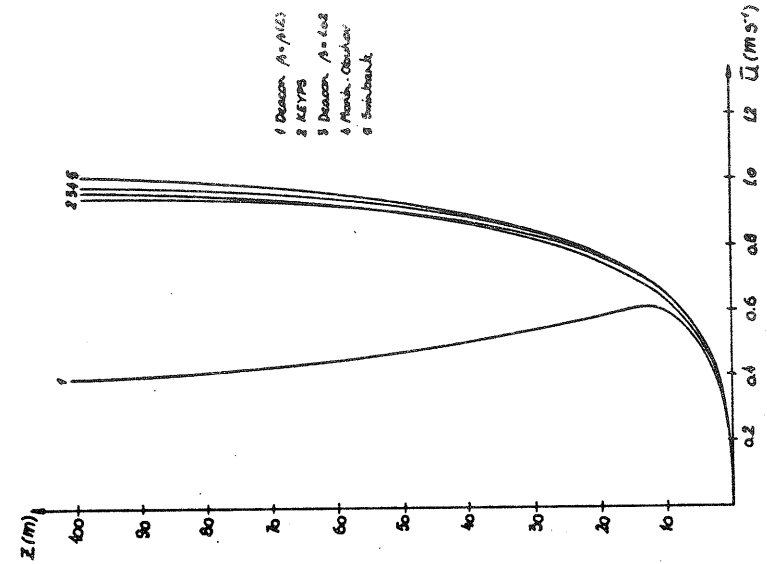
kjer je z_0 parameter hrapavosti. Vzemimo, da je $z_0 = 0,1m$. Pri integraciji te enačbe menimo, da je parameter β , ki nam določa stabilnost, neodvisen od višine. Seveda pa je za primerjavo Deaconove enačbe z drugimi treba najti povezavo med β in L oz. L' . Predlogov je več; lahko jo iščemo prek Richardsonovega števila $Ri = (g \partial \theta / \partial z) / (T \partial \bar{u} / \partial z)^2$. Za stabilne pogoje predlagajo /4/: $\beta = 1 - \alpha' Ri$, za labilne pa /7/: $\beta = (1 - \gamma' Ri) / (1 - 0,75 \gamma' Ri)$. Vendar se to izkaže pri obravnavi za neprimerno, kajti $Ri = Ri(z)$, β pa mora biti od višine neodvisen. Napravili smo račune tudi za predlagani način, toda potek hitrosti z višino je tako različen od poteka po drugih enačbah, da je očitno, da mora biti β v računu konstanten.

Poglejmo si, kako se obnaša krivulja hitrosti vetra po Deaconovi enačbi z upoštevanjem $\beta = \beta(z)$ v različnih pogojih stabilnosti. Krivulji 1 na sliki 2 ustreza stabilnost, ki jo določa vrednost $L' = -150m$, krivulji 2 $L' = -500m$, krivulja 3 velja za indiferentno atmosfero, krivuljama 4 in 5 pa ustrezata $L' = 500m$ in $L' = 350m$. Torna hitrost je za vse primere $u_* = 0,06m s^{-1}$. Vsekakor bi morala hitrost z višino približno logaritemsko rasti, tu pa dobimo vse kaj drugega, saj nam pri labilnih pogojih od višine približno 5 m navzgor celo pada, kar v splošnem ne more biti. Pomagali smo si tako, da smo za potek hitrosti z višino po Deaconovi enačbi naredili poseben račun s konstantnimi, različnimi β in potem vzeli v poštev tisti profil, ki se je z drugimi najlepše ujemal (krivulja 3 na sliki 3).

Slika 3, ki predstavlja stanje v labilni atmosferi ($L' = -500m$) in pri torni hitrosti $u_* = 0,06m s^{-1}$, kaže razmeroma dobro ujemanje rezultatov po posameznih enačbah z izjemo krivulje po Deaconu z $\beta = \beta(z)$, kot smo že omenili. Profili so torej vsi precej podobni tako imenovanemu logaritemsko-linearnemu profilu Monina in Obuhova, katerih enačba je pravzaprav sestavljena iz dveh delov; iz običajnega člena za logaritemski profil vetra, ki velja, kot je znano, za indiferentne pogoje, in linearnega člena, ki je funkcija parametra L , in tako določa enačbo za različne stabilnosti. Če namreč njuno funkcijo $\varphi_u(z/L)$, ki jo opisuje enačba (4), uporabimo v zvezi z enačbo (1) in potem integriramo ter zanemarimo $\alpha(z_0/L)$ v primeri z $\alpha(z/L)$, dobimo:

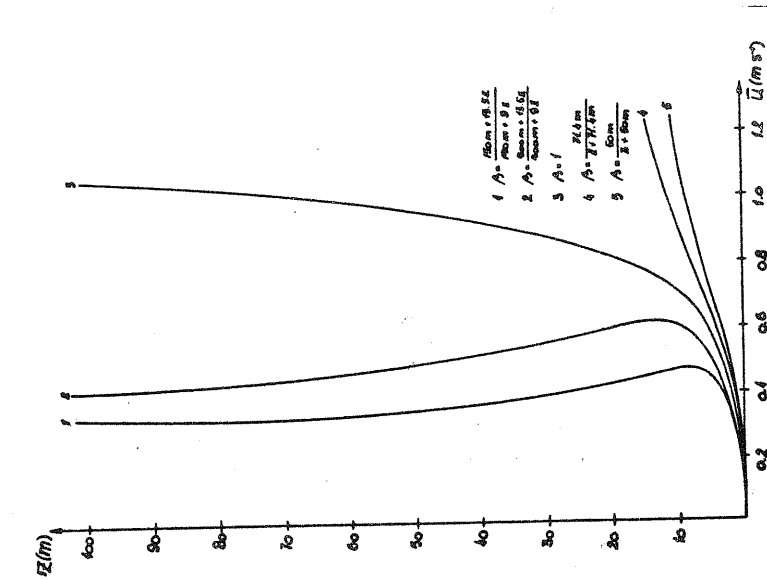
$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln(z/z_0) + \alpha(z/L) \right] \quad (9)$$

Iz te oblike pa je tako očitno, da je profil res logaritemsko-linearni.



Slika 3 Potek hitrosti vetra z višino v labilni atmosferi ($L' = -500m$)

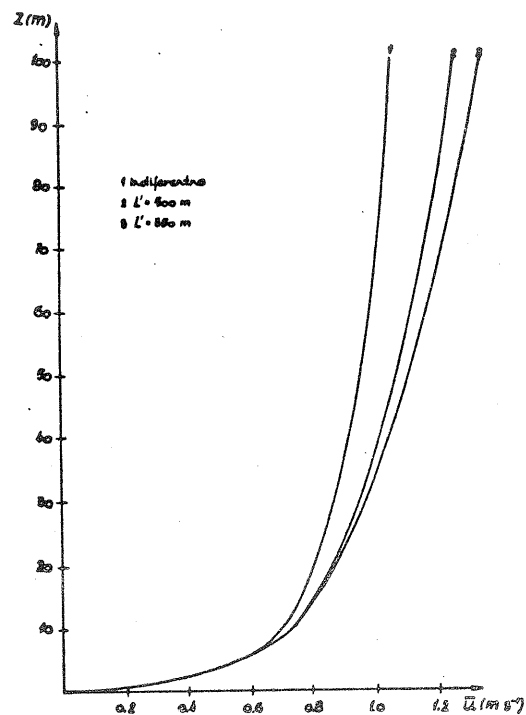
Fig. 3 Vertical wind profile in unstable atmosphere ($L' = -500m$)



Slika 2 Potek hitrosti vetra z višino po Deaconovi enačbi z $\beta = \beta(z)$

Fig. 2 Vertical wind profile using Deacon's equation with $\beta = \beta(z)$

Kako pa je z odvisnostjo rezultatov po posameznih enačbah od stabilnosti? Pokaže se, da je - na splošno povedano - ta odvisnost tem močnejša, čim ožje stabilnostno področje zajema enačba. To je precej razumljivo, saj empirični parameter ne more biti tako dobro določen za široko območje, kot če je njegova veljavnost omejena na ozek interval. Tudi take primerjave smo računali, in sicer za pet vrednosti parametra L' : dve v stabilnem, eno v indiferentnem in dve v labilnem področju. Rezultate si oglejmo le za eno enačbo. Izberimo si McVehilovo (spet z $u_* = 0,06 \text{ m s}^{-1}$), ki velja za indiferentne in stabilne pogoje. Pri indiferentni atmosferi preide, tako kot enačba Monina in Obuhova (saj ji je po obliki enaka), v enačbo za logaritmčni profil vetra. Na primeru rezultatov po tej enačbi (slika 4) vidimo, da je od stabilnosti precej odvisna. Najmanjša odvisnost od stabilnosti pa je pri Swinbankovi enačbi, kar je verjetno posledica njene univerzalnosti. Velja namreč v vseh območjih stabilnosti.



Slika 4 Odvisnost hitrosti vetra od stabilnosti po McVehilovi enačbi

Fig. 4 Wind velocity as a function of stability using McVehil's equation

Po navedenih enačbah smo izračunali tudi razporeditve kinematičnega koeficienta izmenjave z višino za različne pogoje stabilnosti. Ti so odvisni le od oblike vetrovnega profila (glej enačbo (3)). Kinematični koeficient izmenjave je obratno sorazmeren z vertikalnim gradientom hitrosti vetra in si potek hitro predstavimo.

PREPROST PRIMER TURBULENTNE DIFUZIJE

Če imamo v planparalelnem turbulentnem toku s horizontalno homogeno turbulenco llinijski izvir neke lastnosti s konstantno koncentracijo te lastnosti (recimo 10 enot) ob izvira, ki je postavljen pravokotno na smer vetra, se nam difuzijska enačba ponastavi na takole obliko:

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right] \quad (10)$$

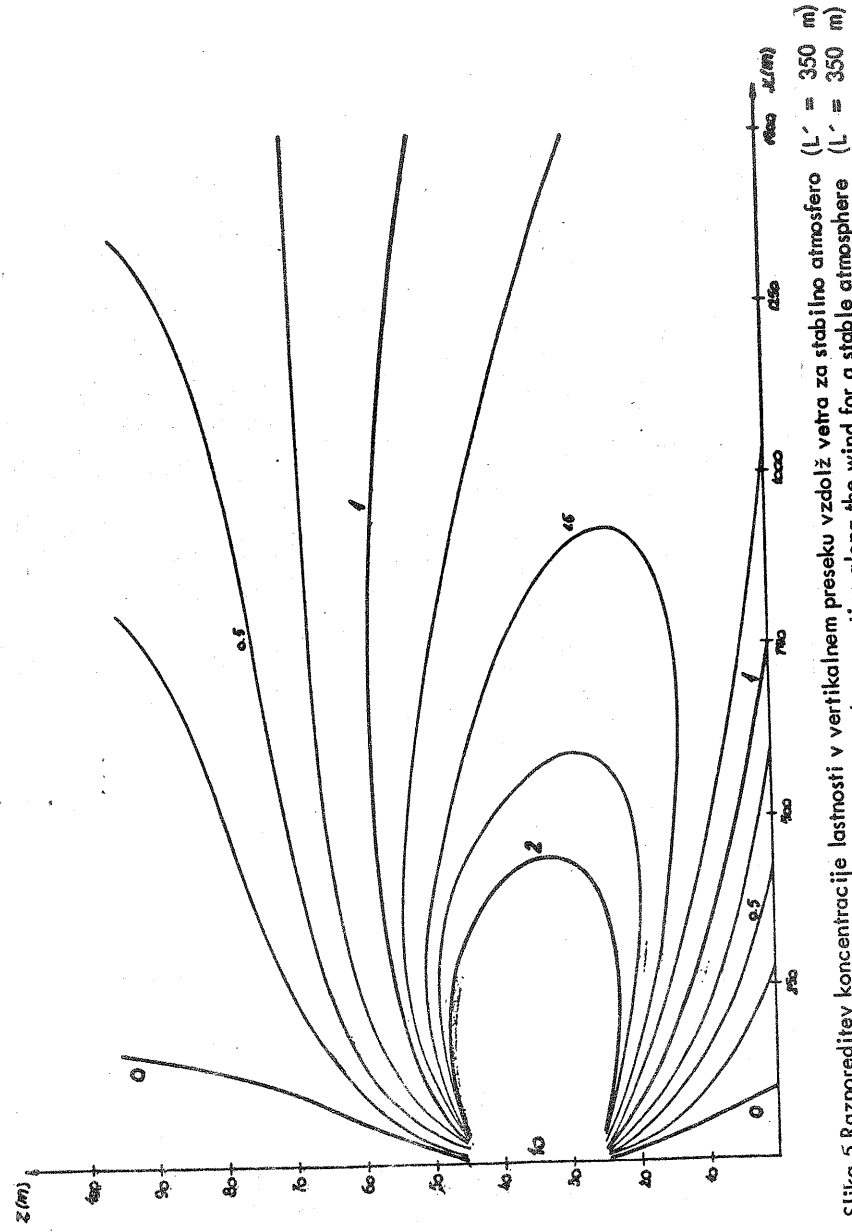
\bar{c} je koncentracija lastnosti, katere razširjanje opazujemo. Račune smo delali s pomočjo računalnika, tako da imamo na razpolago vrednosti za \bar{u} in K_M na vsakih 5m višine. Wallington /8/ predlaga za reševanje takele enačbe zelo enostavno računsko shemo in po njej rešujemo tudi enačbo (10) numerično. Robne pogoje postavimo tako, kot da so tla idealen reflektor difundirane lastnosti, pa tudi na višini 100m se nam vsa difuzija ustavlja, kar bi moglo nastopiti ob močni temperaturni inverziji na tej višini. Tem pogojem zadostimo tako, da postavimo, da je K_M na vrhu in na dnu obravnave plasti enak nič.

Rezultati računov so prikazani na slikah 5, 6 in 7, ki prikazujejo potek koncentracije vzdolž vetra. Prvi dve sliki kažeta vertikalni presek vzdolž vetra, tretja pa razmere 5m od tal. Za vse velja, da je torna hitrost $u_* = 0,06 \text{ m s}^{-1}$ in začetna koncentracija 10 enot 35m od tal. Prva slika kaže stanje, ko so hitrosti in kinematični koeficienti izmenjave izračunani po McVehilovi enačbi z $L' = 350 \text{ m}$, druga slika uporablja logaritmčni profil. Na sliki 7 so uporabljeni rezultati štirih enačb: Deaconove z $\beta = 0,94$ in $\beta = 0,98$, McVehilove in enačb za logaritmčni profil vetra.

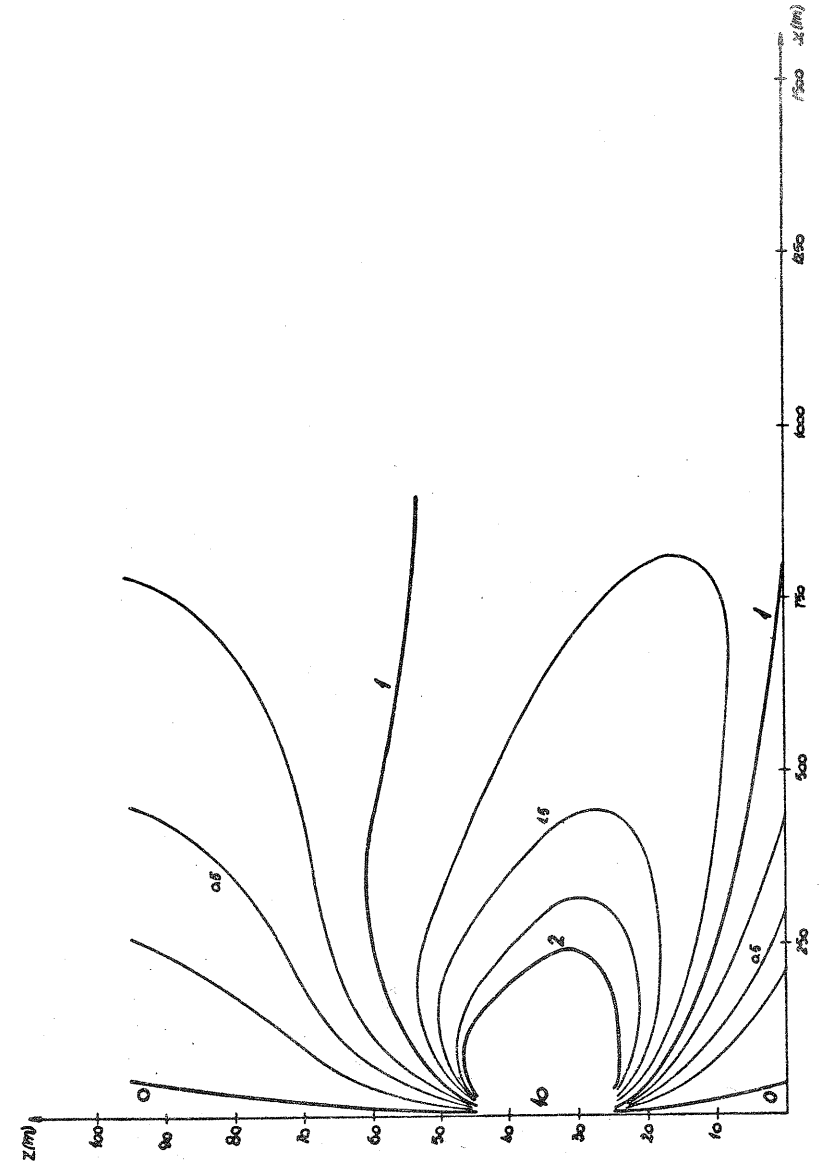
Opazno je, da je pri močnejši stabilnosti (slika 5) difuzija slabša, kot v indiferentnih pogojih (slika 6). Seveda je to razumljivo, saj imamo pri večji stabilnosti šibkejšo vetrovo (glej sliko 3) in slabšo izmenjavo kot pri manjši stabilnosti ter je tako območje enake koncentracije difundirane lastnosti ožje in daljše. Nasprotno je pri slabši stabilnosti več mešanja, lastnost se hitreje prenaša v vertikalni smeri in koncentracija hitreje pada z razdaljo od izvira. Zato so tudi območja enake koncentracije širša in krajša.

Opazno je tudi, da je os izolinij nagnjena k tlom. To je posledica razporeditve hitrosti vetra in koeficienta izmenjave z višino. V zgornjih delih obravnave plasti sta hitrost vetra in kinematični koeficient izmenjave večja. Tam je torej mešanje močnejše, koncentracija hitreje pada z oddaljenostjo od izvira. Nizko pri tleh, kjer so vetrovi šibki, pa se koncentracija bolje ohranja.

Krivulje enake koncentracije so ob zgornji meji področja ukrivljene nekoliko nazven. Taka ukrivljenost pomeni, da je tam večja koncentracija, kot bi bila, če u-krivljenosti ne bi bilo. Temu je kriva neprepustnost zgornje meje za difuzijo. Rekli smo namreč, da smo s tem, ko smo postavili tam $K_M = 0$, dosegli, da se nam difuzija od meje plasti odbija. Tako je pod mejo tudi vsa difundirana količina, ki bi sicer šla dalje v prostor. Seveda se moramo vprašati, zakaj tega efekta ne opazimo pri tleh, kjer je mejni pogoj enak. Vzrok je v tem, da imamo iz razlogov,

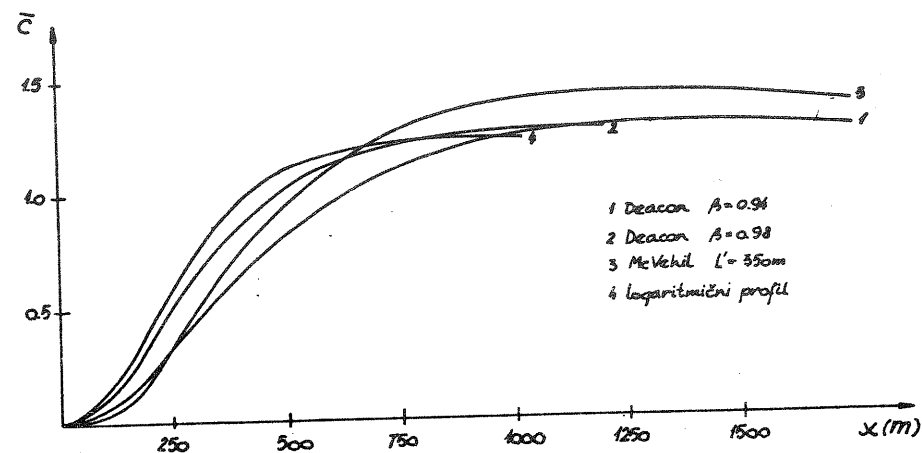


Slika 5 Razporeditev koncentracije lastnosti v vertikalnem preseku vzdolž vetra za stabilno atmosfero ($L' = 350$ m)
 Fig. 5 Distribution of the property in the vertical cross-section along the wind for a stable atmosphere ($L' = 350$ m)



Slika 6 Razporeditev koncentracije lastnosti v vertikalnem preseku vzdolž vetra za indiferentno atmosfero
 Fig. 6 Distribution of the property in the vertical cross-section along the wind for a neutral atmosphere

ki jih narekuje računski postopek, prvo izračunano vrednost za koncentracijo šele na 5 m višine, to pomeni 30 m od izvira, medtem ko so najvišje ležeče vrednosti izračunane za plast 60 m nad izviro. Ker so torej koncentracije iz tega vzroka, pa tudi zaradi splošne nagnjenosti izolinij, spodaj večje, efekt odbijanja ni opazen. Z gostejšo mrežo računskih točk pa bi ga morali najti tudi pri tleh.



Slika 7 Razporeditev koncentracije lastnosti na višini 5 m od tal vzdolž vetra

Fig.7 Distribution of the property in the horizontal plane along the wind 5 meters above the soil surface

Poleg računov po McVehilovi enačbi smo napravili še dva (ravno tako za stabilne pogoje) po enačbi Deacona z $\beta = 0,94$ in $\beta = 0,98$. Rezultati so podobni, pa jih skupaj s prejšnjimi predstavimo le na sliki 7, ki prikazuje potek koncentracije na višini 5 m od tal v odvisnosti od oddaljenosti od izvira. Opazno je, da so za stabilnejše pogoje maksimalne koncentracije pri tleh dosežene dlje od izvira in da so celo višje od tistih, za katere je pri manj stabilnih pogojih dosežen maksimum bliže izviro. To spet kaže, da igra stabilnost bistveno vlogo pri turbulentnem razširjanju kake količine.

LITERATURA

- /1/ Monin A.S. in Obuhov A.M.: Osnovne zakonitosti turbulentnega premešivanja v prizemnom sloe atmosfere Akad. nauk SSSR, Trudi geofiz. inst. No24 (151); Moskva 1954
- /2/ Panofsky H.A.: Determination of stress from wind and temperature measurement Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 89, No 379; London 1963
- /3/ Swinbank W.C.: The exponential wind profile Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 90, No. 384; London 1964

- /4/ McVehil G.E.: Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 90. No. 384; London 1964
- /5/ Busch N. E., Frizzola J. A. and Singer I. A.: The Micrometeorology of the Turbulent Flow Field in the Atmospheric Surface Boundary Layer The Danish Acad. of Techn. Sciences, Acta Polyt. Scand., Physics incl. Nucleonic Series No 59; Copenhagen 1968
- /6/ Taylor R. J.: Similarity theory in the relation between fluxes and gradients in the lower atmosphere Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol 86, No. 367; London 1960
- /7/ Panofsky H. A., Blackdar A. K. and McVehil G. E.: The diabatic wind profile Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 86, No. 369; London 1960
- /8/ Wallington C. E.: Numerical Solution of Atmospheric Diffusion Equations Her Majesty's Stationery Office, Met. Office, Scientific paper No. 28, London 1968