

1973

**DIE TURBULENZPARAMETER
IN DER GRENZSCHICHT DER ATMOSPHERE
OBERHALB DES GEGLIEDERTEN GELÄNDES**

JAN PRETEL

Ústav fyziky atmosféry ČSAV, Praha-Spořilov, Boční II, ČSSR

SHRNUTÍ

**TURBULENTNÍ PARAMETRY V MEZNÍ VRSTVĚ NAD
ZVLNĚNÝM TERÉNEM**

Tento příspěvek se zabývá studiem základních vlastností vertikálního profilu rychlosti nad zvlněným terénem. Zpracování materiálu ukazuje jednu z možných metod kvantitativního odhadu vlivu terénu na deformaci rychlostního profilu a tím i na vertikální výměnu vzduchu v přízemní vrstvě atmosféry.

СОДЕРЖАНИЕ

**ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ
НАД РАСЧЛЕНЕННЫМ РЕЛЬЕФОМ**

В этой работе рассматриваются основные свойства вертикального профиля скорости ветра над холмистой местностью. Из обработки материала вытекает возможный метод количественной оценки влияния местности на деформации вертикального профиля скорости ветра, и за тем косвенно тоже на вертикальный обмен воздуха в приземном слое атмосферы.

1. EINLEITUNG

Das vertikale Windprofil, d. h. die zeitlich gemittelte horizontale Windgeschwindigkeit als Funktion der Höhe und ihre Abhängigkeit von der Bodenrauigkeit, den turbulenten Transportgrößen und dadurch von der thermischen Schichtung der bodennahen Schicht wurde von manchen Meteorologen und Stromungsphysikern betrachtet. Die meisten Autoren beschäftigen sich mit dem Studium des vertikalen Windprofils in den Höhen bis 20—50 m oberhalb der verschiedenen Erdoberflächenarten, z. B. Wasserfläche, Gras, Getreidefeld, niedrige Verbauung usw. Alle diese rauigen Oberflächen sind aber, vom orographischen Gesichtspunkt genommen, in der ersten Annäherung eben. Es ist weiters notwendig zu bemerken, daß die sowjetischen Arbeiten, die mit

dieser Problematik bis 300 m Höhe beschäftigt sind (der Mast in Obninsk) sich praktisch auch mit der ebenen Erdoberfläche befassen.

Die gestellte Aufgabe ist das Betrachten des vertikalen Windprofils über dem gegliederten Gelände. Als ein Modellgelände dient das Gebiet von Nordwestböhmen, wo sich auch das meteorologische Observatorium des Institutes für Physik der Atmosphäre der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften (ÚFA ČSAV) in Kopisty bei Most befindet.

Die, diese Fragen behandelnde Literatur ist nur selten vorhanden und deshalb ist es notwendig unsere Resultate als einen der ersten Versuche um einen Beitrag zu dieser Problematik anzunehmen.

2. DIE APPROXIMATION DES VERTIKALEN WINDPROFILS

Bei der theoretischen Analyse der Prozesse in der bodennahen Luftschicht der Atmosphäre gehen wir vom allgemeingültigen Modell der Strömung oberhalb der horizontal unbeschränkten rauhen Fläche aus, deren Eigenschaften wir hinreichend gleichartig voraussetzen. Auf Grund aerodynamischer Überlegungen und mit Hilfe des Prandtl's Mischungswegmodells (PRANDTL L. 1949) einerseits und der Monin-Obuchov's Ähnlichkeitstheorie (MONIN A. S., OBUCHOV A. M. 1954) andererseits, können wir für die Fälle, die hinreichend nahe zu der adiabatischen Schichtung stehen, das folgende logarithmische Gesetz ableiten

$$(1) \quad \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z}$$

wo bei $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ die Schubspannungsgeschwindigkeit ist,

τ — Schubspannung,

ρ — mittlere Dichte der Luft,

$\kappa = 0,38$ — von Karmán's Konstante.

In dem Falle, wenn die vertikale Temperaturschichtung nicht adiabatisch ist und die Luft von der Erdoberfläche aufgewärmt oder abgekühlt wird und deshalb aufsteigende, bzw. absteigende Strömungen vorhanden sind, wird die ursprüngliche logarithmische Form deformiert.

Daraus kann man die Form des vertikalen Windprofils mit der allgemeinen Beziehung

$$(2) \quad \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} f(\xi)$$

ableiten, wobei ξ der Stabilitätsparameter ist und f die Funktion, welche bestimmt werden muß.

Zur Bestimmung der Stabilitätsfunktion $f(\xi)$ haben wir das Modell von SWINBANK W. C. (1964, 1966) angewendet, welches vom verschiedenen Verhalten des Windprofils bei verschiedener Temperaturschichtung ausgeht. Unter der Voraussetzung, daß die Temperaturschichtung adiabatisch ist, verläuft die Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit vom Logarithmus der Höhe geradelinig. Im Falle einer anderen Temperaturschichtung wird die Abhängigkeit eine Kurve sein und zwar bei der stabilen Schichtung konkav,

bei der labilen Schichtung konvex mit Bezug auf die Windgeschwindigkeitsachse. Dieses Verhalten ist allgemein gültig. Wir führen also eine neue veränderliche Größe, die nonlineare Höhe X , ein, mit der Eigenschaft, daß das Diagramm $u: \log X$ eine gerade Linie sein wird, unabhängig hinsichtlich der Stabilität der bodennahen Grenzschicht. Daraus kann man die Approximationsform für den vertikalen Windprofil ableiten, und zwar

$$(3) \quad \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{z}{L} \right) \right\}^{-1}$$

wobei die nonlineare Höhe X nicht mehr auftritt, denn es ist sehr schwierig mit ihr zu arbeiten. In der Gl. (3) ist $L = -\frac{\rho u_*^3 c_P T}{\kappa g H}$ — die charakteristische Monin — Obuchov-Länge, c_P — spez. Wärme bei konstantem Druck, T — mittlere Lufttemperatur, H — vertikaler turbulenter Wärmestrom.

Wenn wir die Gl (2) mit der Gl. (3) vergleichen, bekommen wir für die Funktion

$$(4) \quad f(\xi) = \frac{z}{L} \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{z}{L} \right) \right\}^{-1}$$

wobei $\xi = \frac{z}{L}$ der Stabilitätsparameter ist.

Für den Fall $\left\{ \begin{array}{l} \text{stabiler} \\ \text{indifferenter} \\ \text{labiler} \end{array} \right\}$ Schichtung ist $\left\{ \begin{array}{l} \xi > 0, f(\xi) > 1 \\ \xi = 0, f(\xi) = 1 \\ \xi < 0, f(\xi) < 1 \end{array} \right\}$.

Nach der Integration der Gl. (3) und nach folgender Ableitung, wenn wir die Windgeschwindigkeitswerte in drei Höhen kennen, können wir die Parameter L und u_* berechnen.

Benutzt man die Beziehung

$$(5) \quad K_M = \kappa u_* L \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{z}{L} \right) \right\}^{-1}$$

dann kann man auch den turbulenten Impuls-Austauschkoeffizienten K_M in der Höhe z bestimmen.

3. DIE MÖGLICHE ANWENDUNG DIESES MODELLS IN GEGLIEDERTEM GELÄNDE

Die direkte Anwendung des angeführten Modells zur Berechnung der Turbulenzcharakteristiken in der ganzen bodennahen Schicht von 83 m (d. i. Höhe des Mastes) ist unmöglich. Infolge des vertikalen Hindernisses im gegliederten Gelände entsteht nämlich die orographische Turbulenz. (LAJCHTMAN D. L. BJUTNER K. K. 1965).

Die Wirbeleffekte deformieren das Vertikalprofil so deutlich, daß keine elementaren Voraussetzungen für die Anwendung des theoretischen Approximationsmodells bestehen. Die Deformationshöhe ist direkt proportionell der Vertikalhindernishöhe und ihrer Entfernung vom Meßpunkt (LAJCHTMAN D. L. 1961). In unserem Fall, mit Rücksicht auf unsere Meßelementenanlagen, wird das Profil in 83-m Höhe dadurch deformiert.

Wir haben uns entschieden, dieses Modell für den unteren 40m-langen Teil der Grenzschicht zu benutzen, wo unsere Voraussetzungen erfüllt werden. Die Abweichungen der aktuellen Windgeschwindigkeit in der 83 m-Höhe vom theoretischen Wert werden einigermaßen auch zu einer Darstellung des Einflusses der größeren Vertikalhindernisse auf die Deformation des Windgeschwindigkeitsprofils dienen.

4. DER EINFLUSS DER VERTIKALHINDERNISSE AUF DAS WINDPROFIL

Zur Beurteilung des Einflusses des gegliederten Geländes auf die Windprofilformen wählten wir drei verschiedene Strömungsrichtungen (110, 250, 360°), die sich in Bezug auf die Geländegliederung untereinander qualitativ unterscheiden (Abb. 1). Zur Bearbeitung wurden die zehnminutenlangen durch-

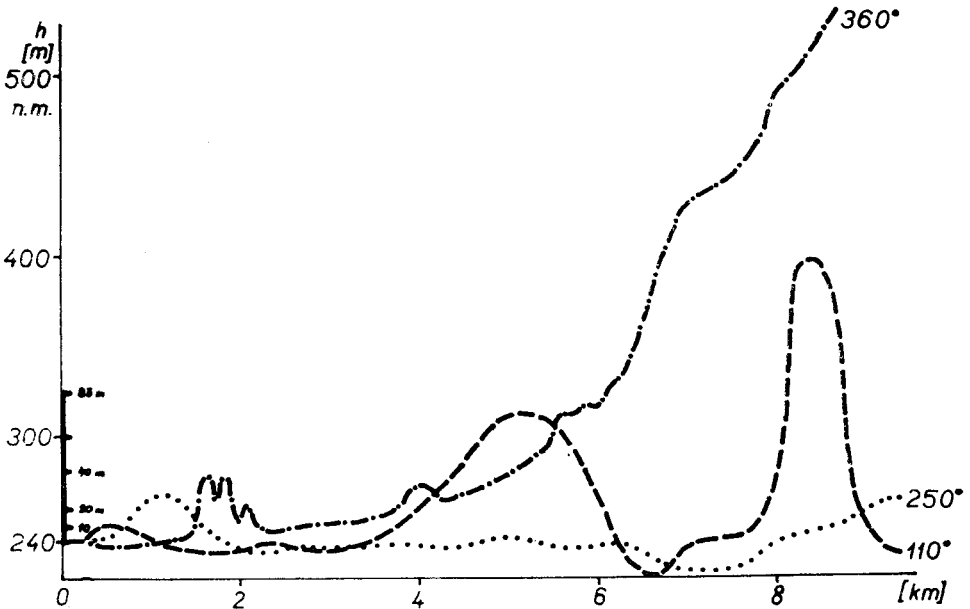


Abb. 1. Vertikalschnitt des Geländes für gewählte Richtungen

schnittlichen Windgeschwindigkeiten in der Höhe 10, 20, 40 und 83 m angewandt. Zusammen wurden 174 Profile ausgewählt.

Aus der Gl. (2) geht hervor, daß es zur eindeutigen Beschreibung des Windprofils $\frac{\partial u}{\partial z}$ notwendig ist, u_* und die Funktion $f(\xi)$ zu bestimmen. Diese zwei Parameter beschreiben den Einfluß der Strömung und der Stabilität auf die Profilform. Da die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* ihre Beziehung zur Orographie der entsprechenden Richtung hat, können wir den Koeffizienten

$$(6) \quad C_D = \left(\frac{u_*}{u_{20}} \right)^2$$

als Turbulenzrauigkeit bezeichnen.

In der Abb. 2. ist die Abhängigkeit der $f(\xi)$ Funktion vom Parameter C_D dargestellt worden. Hier kann man einerseits die Abnahme des $f(\xi)$ - Funktionswertes mit anwachsender Turbulenzrauigkeit und andererseits dann die Unterscheidung der einzelnen Richtungen feststellen. Dies bedeutet also, daß den kleineren Änderungen der Windgeschwindigkeit mit der Höhe die größeren Werte C_D und umgekehrt entsprechen. Wenn wir den einzelnen Richtungen die repräsentativen Werte C_D zuordnen wollen, müssen wir den festgegebenen Wert der $f(\xi)$ - Funktion haben. Wenn wir z. B. $f(\xi) = 1$ (indifferente Schichtung) auswählen, bekommen wir $C_D^{110} = 1,8 \cdot 10^{-2}$, $C_D^{250} = 2,3 \cdot 10^{-2}$ und $C_D^{360} = 3,2 \cdot 10^{-2}$.

Nun kennen wir für jedes Profil die u_* und $f(\xi)$ - Werte, die aus dem unteren Teil des Windprofils berechnet wurden. Dann können wir die Windgeschwindigkeit für die 83 m Höhe extrapolieren (\tilde{u}_{83}), und auf diese Weise für jedes Profil den Unterschied $\Delta = u_{83} - \tilde{u}_{83}$ bestimmen. Diese Differenz kann als ein Indikator des Gliederungsmaßes angesehen werden.

In Abb. 3 werden die Differenzwerte Δ in Bezug auf die $f(\xi)$ - Funktion

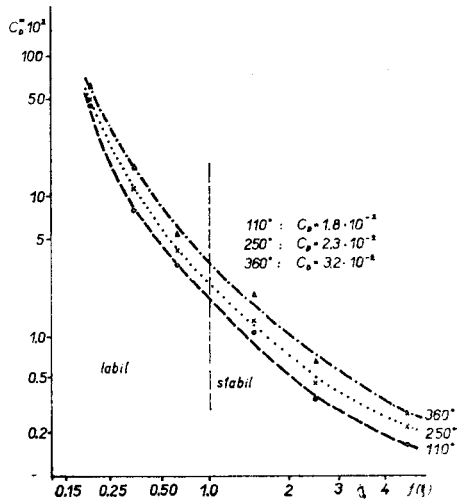


Abb. 2. $f(\xi)$ als Funktion von C_D bei verschiedenen Richtungen

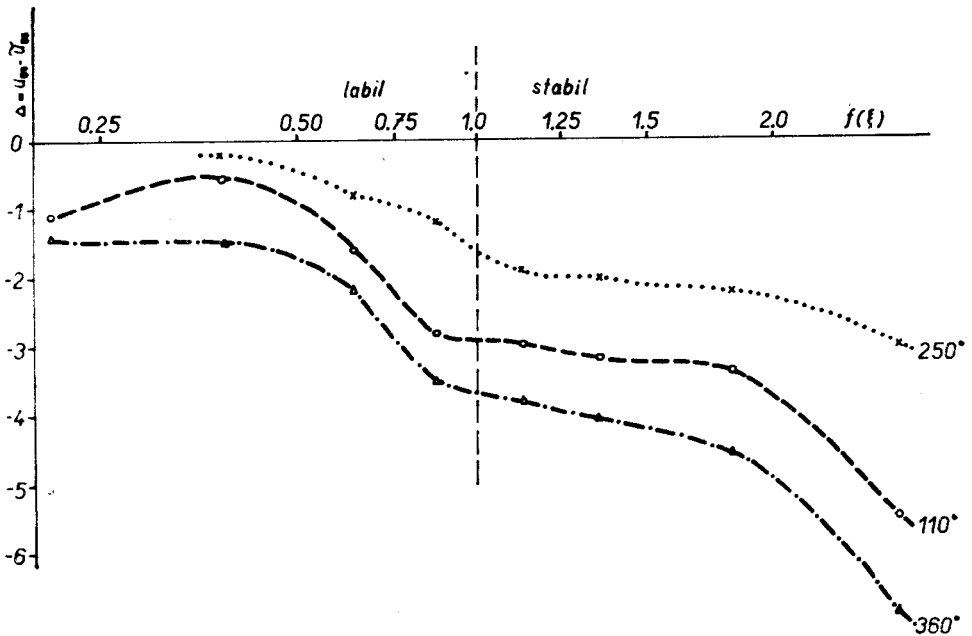


Abb. 3. $\Delta = u_{83} - \tilde{u}_{83}$ als Funktion von $f(\xi)$ bei verschiedenen Richtungen

angeführt. In dem ganzen untersuchten Bereich der Stabilität sind die Abweichungen Δ immer negativ, d. h. die aktuelle Windgeschwindigkeit u_{83} ist kleiner als die extrapolierte. Man kann feststellen, daß sich die Abweichungswerte mit ansteigender Stabilität vergrößern. Im Falle der labilen Schichtung sind die entsprechenden Abweichungen in 83 Höhe am kleinsten. Im Falle der indifferenten Schichtung ($f(\xi) = 1$) beträgt die durchschnittliche Abweichung $\Delta^{110} = 2,9$ m/s, $\Delta^{250} = 1,6$ m/s, $\Delta^{360} = 3,7$ m/s. Gleich wie beim Parameter C_D auch hier kann man den Maximalwert in der Richtung von 360° finden, trotzdem aber finden wir für übrige Richtungen diese Ähnlichkeit nicht. Die Erklärung können wir wahrscheinlich in der Tatsache finden, daß auf die Vertikalprofilform in der Grundschiicht der Atmosphäre relativ kleine vertikale Hindernisse (Verbauung, Pflanzendecke, Geländeinhomogenität usw.) einerseits, die größeren Hindernisse (Hügel, Gebirgskämme) andererseits, Einfluß haben. Die ersten treten besonders im Parameter C_D hervor, die zweiten meistens in der Abweichung Δ^α . Vergleicht man die orographischen Verhältnisse in einzelnen Richtungen, wird diese Hypothese dadurch bestätigt.

5. DER VERTIKALAUSTAUSCH DER LUFT IN DER GRUNDSCHIICHT DER ATMOSPHERE

Zu verschiedenen Erwägungen über den Austausch der Luft in der Grundschiicht der Atmosphäre (wie z. B. Ausbreitung und Dispersion der Verunreinigungen, müssen wir gewisse Parameter kennen, um die Intensität des Austausches charakterisieren zu können. Einer von diesen möglichen Parametern

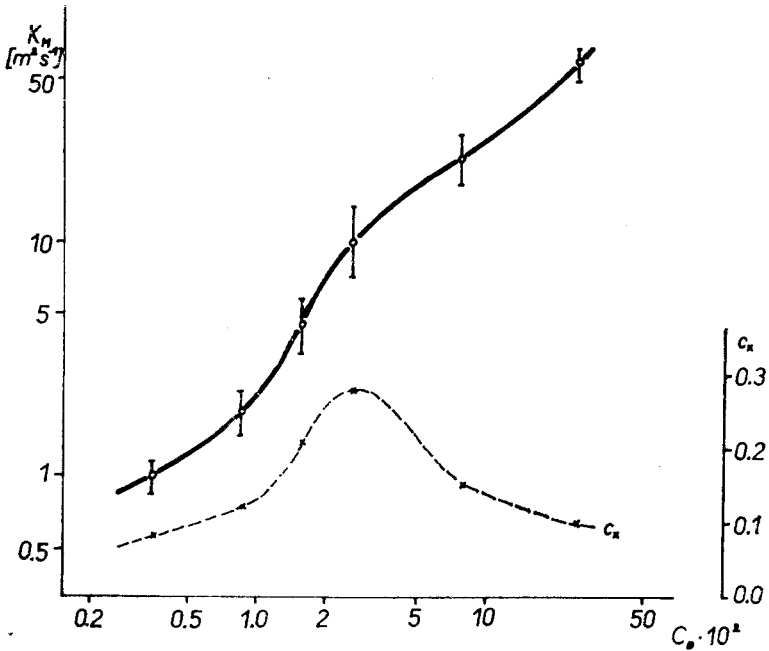


Abb. 4. K_M als Funktion von C_D

ist auch der turbulenter Impuls-Austauschkoeffizient K_M . Es existiert eine ganze Reihe verschiedener Methoden zu dessen Berechnung, die mehr oder weniger verlässlich und passend sind (LAJCHMAN D. L. 1961, MONIN A. S., OBUCHOV A. M. 1945, PRETEL J. 1971, PRETEL J. 1972).

Den Wert von K_M können wir auch mit Hilfe der Gl. (5) berechnen, wenn wir w_* und L - Werte kennen.

Mit Rücksicht darauf, daß es unsere Aufgabe ist, oberhalb des gegliederten Geländes zu arbeiten, versuchen wir, die Abhängigkeit K_M von den Orographiecharakteristiken einerseits und von der Stabilität andererseits, festzustellen.

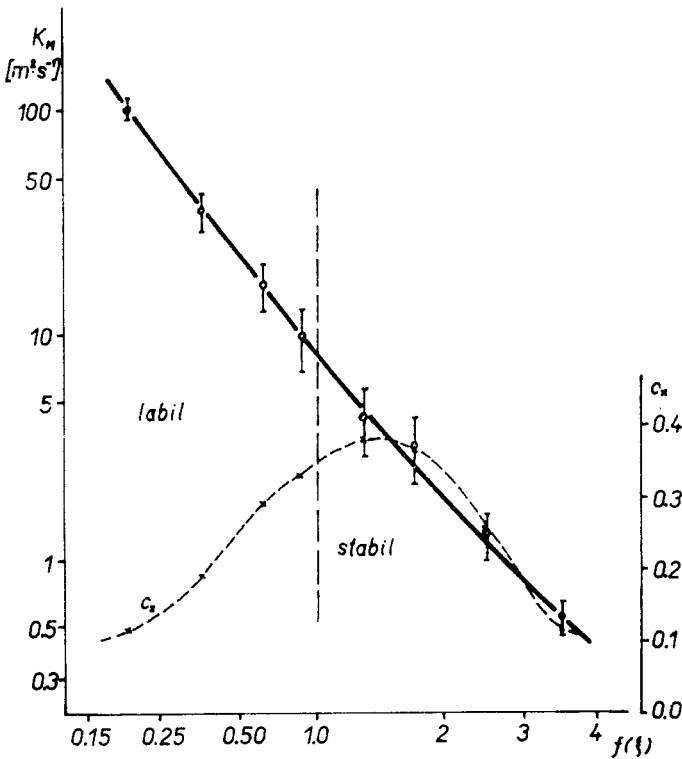


Abb. 5. K_M als Funktion von $f(\xi)$

Wenn der berechnete Wert K_M für den unteren 40 m langen Teil des Profils repräsentativ ist, nehmen wir als die Charakteristik des gegliederten Geländes Turbulenzrauigkeit.

Die entsprechende Abhängigkeit, summarisiert für alle ausgewählten Strömungsrichtungen wird in der Abb. 4 dargestellt. Für die einzelnen C_D - Klassen sind die maßgebenden Abweichungen sowie der Verlauf des Variationskoeffizienten c_* auch hier angegeben. Hier wird die Zunahme des Vertikalaustausches der Luft mit anwachsender Turbulenzrauigkeit des Geländes merkbar im Bereich $C_D = 1 - 2 \cdot 10^{-2}$. Der Variationskoeffizient hat annähernd eine normale Verteilung mit Rücksicht auf C_D . Die maximalen Werte sind im Interval $1,5 \cdot 10^{-2} < C_D < 5 \cdot 10^{-2}$, die minimalen bei sehr kleinen und sehr großen Werten. Der relative Fehler von K_M liegt im Bereich von

9—21% im oben erwähnten Sinn. Analogisch haben wir uns mit der Abhängigkeit K_M von der $f(\xi)$ Funktion befasst (Abb. 5). Auch da ist die erwartete Zunahme des Vertikalaustausches der Luft mit abnehmenden Werten $f(\xi)$ bemerkbar. Der Variationskoeffizient erzielt maximale Werte bei mäßig- oder mittelstabiler Schichtung und die kleinsten Werte bei sehr kleinen oder sehr großen Werten $f(\xi)$. Der relative Fehler der K_M - Schätzung beträgt, ähnlich wie bei der vorher angeführten Abhängigkeit, etwa 9—22 %.

Wir sind also zum Schluß gekommen, daß ausführliche Kenntnisse des Orographiecharakters und der Stabilitätsbedingungen den größten Einfluß auf die Bestimmung der Austauschintensität haben.

6. SCHLUSSBETRACHTUNG

Abschließend möchten wir den Leser darauf aufmerksam machen, daß unser Beitrag, welcher eine logische Fortsetzung (PRETEL J. 1972a) ist, als ein von den einleitenden Beiträgen zur Problematik des Studiums des vertikalen Windgeschwindigkeitsprofils in der Grenzschicht der Atmosphäre in gegliedertem Gelände aufgenommen werden sollte.

Bei den weiteren Analysen dieser interessanten Problematik möchten wir die gewonnenen und präzisierten Ergebnisse zum konkreten Studium der Ausbreitung und Dispersion der Verunreinigung der Luft in der Grundschicht der Atmosphäre benützen.

LITERATUR

- Лайхтман Д., Л. (1961): Физика пограничного слоя атмосферы, ГИМИЗ, Ленинград.
 Лайхтман Д. Л., Бютнер К. К. (1965): Основные критерии определяющие интенсивность турбулентности в горном районе, Труды ГГО, Бд. 171, Ленинград.
 Монин А. С., Обухов А. М. (1954): Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы, Труды ГИ, Бд. 24 (151), Москва.
 Prandtl L. (1949): Strömungslehre, Vieweg, Braunschweig.
 Pretel J. (1971): Příspěvek ke sledování rozptylu exhalací na Mostecku, Meteorologické zprávy, roč. 24, čís. 1—2 (englische Zusammenfassung), Praha.
 Pretel J. (1971a): Výpočty turbulentních charakteristik z gradientových měření, Teilbericht über die Aufgabe P-16-331-055-2/1, Inst. der Ph. der Atmosph. der Tschech. Akad. d. Wissenschaft. Praha.
 Pretel J. (1972): Beispiel einer Beziehung zwischen dem Austauschkoeffizienten und der Verunreinigung der Atmosphäre im Raum von Most, Acta facultatis RNUC, Bd. 5, SPN, Bratislava.
 Pretel J. (1972a): Die Turbulenzcharakteristiken in der Grenzschicht der Atmosphäre, Referat des Seminars ČSMS, Praha.
 Swinbank W. C. (1964): The exponential wind profile, Quart. J. Roy. Met. Soc., Bd. 90, London.
 Swinbank W. C. (1966): The exponential wind profile, Discussions, Quart. J. Roy. Met. Soc., Bd. 92, London.

- Obr. 1. Vertikální řez terénem pro zvolené směry
 Obr. 2. $f(\xi)$ jako funkce C_D v různých směrech
 Obr. 3. $\Delta = u_{83} - \tilde{u}_{83}$ jako funkce $f(\xi)$ v různých směrech
 Obr. 4. K_M jako funkce C_D
 Obr. 5. K_M jako funkce $f(\xi)$

- Рис. 1. Вертикальный разрез местности для избранных направлений
 Рис. 2. $f(\xi)$ как функция C_D при разных направлениях
 Рис. 3. $\Delta = u_{83} - \tilde{u}_{83}$ как функция $f(\xi)$ при разных направлениях
 Рис. 4. K_M как функция C_D
 Рис. 5. K_M как функция $f(\xi)$