

Über die Rauigkeitslänge z_0 der Schneeoberfläche des Filchner-Ronne-Schelfeises

Von Günther Heinemann*

Zusammenfassung: Die Rauigkeitslänge z_0 bei neutraler Schichtung wird aus Windprofilmessungen über dem Filchner/Ronne Schelfeis experimentell bestimmt. Der Mittelwert von z_0 liegt bei 10^{-1} m, weist aber eine starke Streuung auf. Der Grund dafür liegt in Fällen ohne Schneedrift darin, daß fast alle z_0 -Werte im Übergangsbereich von glatter zu rauher Oberfläche liegen. Bei Schneedrift kann z_0 durch die Charnock-Relation approximiert werden.

Summary: The roughness length z_0 for the Filchner/Ronne ice shelf is determined experimentally from wind profiles under neutral conditions. z_0 has a mean value of 10^{-1} m, but shows large scatter. This can be explained by the fact, that nearly all z_0 values lie in the transitional region between smooth and rough surfaces in cases without snow drift. During snow drift, the roughness length can be approximated by the Charnock relation.

1. EINLEITUNG

In der Prandtl-Schicht läßt sich die Höhenabhängigkeit der horizontalen Windgeschwindigkeit einer turbulenten Strömung im neutralen Fall durch das logarithmische Windgesetz beschreiben:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z-D}{z_0} \right) \quad (1)$$

Dabei ist u die mittlere Windgeschwindigkeit, u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit, $\kappa = 0,4$ die von-Karman-Konstante, z der Abstand zur Oberfläche, D die Displacement-Höhe und z_0 die Rauigkeitslänge. D ist über einer relativ ebenen Oberfläche wie dem Schelfeis zu vernachlässigen, so daß sich Gleichung (1) vereinfacht zu:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2)$$

Falls für eine Oberfläche die Rauigkeitslänge z_0 bekannt ist, läßt sich aus Windmessungen in nur einer Meßhöhe die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* und damit auch der Impulsfluß an der Oberfläche τ_0 berechnen:

$$\tau_0 = \rho u_*^2 = \rho C_D(z) u^2(z) \quad (3)$$

$$\text{wobei } C_D(z) = \left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \right)^{-2} \quad (4)$$

der Drag-Koeffizient ist. Darüber hinaus liefert die Kenntnis von z_0 einen weiteren Profilpunkt $u(z_0) = 0$ für iterative Verfahren zur Bestimmung der turbulenten Wärme- und Feuchteflüsse bei nichtneutraler Schichtung, der diese Verfahren wesentlich verbessert (NIEUWSTADT 1978). Die Bestimmung der Rauigkeitslänge bzw. des Drag-Koeffizienten ist daher ein wesentliches Ziel von meteorologischen Untersuchungen in der Prandtl-Schicht.

Schneeoberflächen zeichnen sich gegenüber den meisten anderen festen Oberflächen dadurch aus, daß das (geometrische) Größenspektrum der Rauigkeitselemente zu kleineren Skalen hin verschoben ist und sich durch Änderung der Schneestruktur relativ schnell verändern kann. Bestimmungen der Rauigkeitslänge z_0 aus Windprofilmessungen über Schneeflächen der Antarktis wurden z. B. von BLAIX (1979) und KÖNIG (1985) durchgeführt. KONDO & YAMAZAWA (1986) erfaßten neben dem Windprofil auch die Oberflächenstruktur mit einer photographischen Methode. CHAMBERLAIN (1983) untersuchte den vertikalen Impulstransport von driftendem Schnee und fand in Analogie zu driftendem Sand eine Abhängigkeit der Rauigkeitslänge von der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , die sich mit der Charnock-Relation

*Dr. Günther Heinemann, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, Auf dem Hügel 20, D-5300 Bonn 1.

$$z_0 = \frac{a u_*^2}{g} \quad (a = 1,6 \cdot 10^2) \quad (5)$$

beschreiben läßt. Der Impulstransport wird durch das Aufwirbeln von Teilchen gesteuert, die beschleunigt werden und wieder auf die Oberfläche zurückfallen.

2. BEDEUTUNG DER RAUHIGKEITSLÄNGE BEI GLATTEN UND RAUHEN OBERFLÄCHEN

Aus der kinematischen Zähigkeit ν und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* läßt sich die Längenskala

$$z_* = \frac{\nu}{u_*} \quad (6)$$

bilden, die als „Höhe der viskosen Unterschicht“ bezeichnet wird (LANDAU & LIFSCHITZ 1966, PRANDTL et al. 1984). Mit d als Höhe der Rauigkeitselemente berechnet sich die Oberflächen-Rossby-Zahl R_* zu:

$$R_* = \frac{du_*}{\nu} = \frac{d}{z_*} \quad (7)$$

In der Praxis wird d als root-mean-square aus dem Größenspektrum der Rauigkeitselemente bestimmt. In Abhängigkeit von R_* als dem Verhältnis der Höhe der Oberflächenelemente zur Höhe der viskosen Unterschicht unterscheidet man zwischen aerodynamisch (hydraulisch) glatten Oberflächen ($R_* \ll 1$) und aerodynamisch rauhen Oberflächen ($R_* \gg 1$). Gleichungen für das vertikale Geschwindigkeitsprofil einer turbulenten Strömung — wie z. B. (2) — werden bei stationären, horizontal homogenen Verhältnissen aus Ähnlichkeitsbetrachtungen für den Windgradienten mit u_* als charakteristischer Geschwindigkeit gewonnen.

Im Falle der glatten Oberfläche ($d \ll z_*$) ist das Vorhandensein der Unebenheiten unwesentlich für die Impulsübertragung nahe der Oberfläche ($z < z_*$). In der viskosen Unterschicht dominieren die molekularen Prozesse, so daß hier z_* die geeignete Längenskalierung darstellt:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{z_*} = \text{const} \quad (8)$$

Damit ergibt sich das lineare Geschwindigkeitsprofil der viskosen Unterschicht:

$$u(z) = \frac{u_*^2}{\nu} z \quad (9)$$

In großer Entfernung zur Oberfläche ($z \gg z_*$) dominieren turbulente Transporte. Daher spielt die Zähigkeit ν keine Rolle und mit κz als Längenskalierung folgt:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z} \quad (10)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} (\ln z + C) \quad (11)$$

Das logarithmische Gesetz (11) gelte für $z \geq z_e = lz_*$. Dann gilt:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_*} + u(z_e) - \frac{u_*}{\kappa} \ln l \quad (12)$$

Mit (2) folgt:

$$z_0 = \frac{\nu}{u_*} \cdot \exp\left(-\frac{\kappa}{u_*} u(z_e) + \ln l\right) \quad (13)$$

(13) gibt einen Einblick in die Abhängigkeiten von z_0 . Die Rauigkeitslänge wird beeinflusst durch die Zähigkeit und den Impulsfluß, aber auch durch die Dicke des Übergangsbereichs zwischen viskoser Unterschicht und der Schicht, in der turbulente Prozesse dominieren. Damit ist auch eine Abhängigkeit von der Stabilität der Schichtung gegeben (vgl. JOFFRE 1982). Für neutrale Verhältnisse können nach SCHLICHTING (1965) die Rauigkeitslänge und der Drag-Koeffizient mit

$$z_0 = 0,11 z_* = 0,11 \frac{\nu}{u_*} \quad (14)$$

$$C_D(z) = \left(\frac{1}{K} \ln \frac{z}{z_*} + 5,5 \right)^{-2} \quad (15)$$

approximiert werden ($\nu = 1,15 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für $-20 \text{ }^\circ\text{C}$), d. h. z_0 ist nicht von der Höhe der Rauigkeitselemente, sondern nur von der Dicke der viskosen Unterschicht abhängig.

Im Falle der rauhen Oberfläche ($d \gg z_0$) ist die Vorstellung der zähen Unterschicht unbrauchbar. Die Impulsübertragung findet hier an den Hindernissen über turbulente Bewegungen und tangential Druckkräfte statt, so daß die Konstante C in (11) durch die Hindernishöhe d bestimmt wird. Damit können z_0 und C_D als Oberflächeneigenschaften und nicht (wie im Falle der glatten Fläche) als Eigenschaften der Strömung angesehen werden:

$$z_0 = f(d) = b \cdot d \quad (16)$$

$$C_D(z) = \left(\frac{1}{K} \ln \frac{z}{d} - \ln b \right)^{-2} \quad (17)$$

KONDO & YAMAZAWA (1986) bestimmen für eine Schneeoberfläche $b = 0,2$; bei SCHLICHTING (1965) findet man $b = 0,03$ für Sand. Nach PRANDTL et al. (1984) verhält sich z_0 schon für $R_* < 4$ wie aerodynamisch glatt (Gl. (14) und (15)) und für $R_* > 80$ rau nach (16) und (17). Im Zwischenbereich $4 \leq R_* \leq 80$ (Transitional-Bereich) ist die Rauigkeitslänge z_0 sowohl von der Größe der Rauigkeitselemente als auch von der Höhe der viskosen Unterschicht abhängig.

3. DATENMATERIAL

Die verwendeten Daten stammen aus dem Grenzschichtexperiment MEFIS (Mesoskaliges Experiment an der Filchner-Schelfeiskante). Über dem sehr ebenen Schelfeis im Bereich der Filchner-Station ($77,1^\circ\text{S}$, $50,5^\circ\text{W}$) liegen kontinuierliche Profilmessungen von Temperatur (PT100, ventiliert) und Windgeschwindigkeit (Casella-Anemometer) in 4 Meßhöhen (0,25; 0,5; 1,0; 2,0 m) für den Zeitraum 22. 1.—13. 2. 1984 vor. Eine vollständige Beschreibung des experimentellen Aufbaus und der eingesetzten Meßgeräte findet sich bei HEINEMANN (1988).

Zur Bestimmung von z_0 werden die über 30 Minuten gemittelten Profile von Temperatur und Windgeschwindigkeit verwendet. Die Auswahl der Profile erfolgt unter dem Aspekt der Meßfehler der Instrumente. Abb. 1 zeigt ein Flußdiagramm dieses Verfahrens. Die Erfüllung der Bedingung der neutralen Schichtung wird durch das Kriterium $|\bar{T} - \bar{T}| < 0,1 \text{ K}$ überprüft. Dabei ist \bar{T} das Temperaturmittel des Profils, von dem keine der gemessenen Einzeltemperaturen um mehr als 0,1 K abweichen darf (Fehler der Temperaturmessung). Zur Eliminierung von Anlauf Fehlern der Anemometer wird als Kriterium für den Mindestwind die doppelte Anlaufgeschwindigkeit (0,1 m/s) gewählt. Der Meßfehler der Anemometer von 0,1 m/s wird durch Vorgabe eines Mindestwindgradienten von $0,3 \text{ s}^{-1}$ berücksichtigt. Diese Kriterien lassen sich auch in Form der Richardsonzahl ausdrücken, die bei Betrachtung von Stabilitätseinflüssen oft als Maßzahl verwendet wird. Neutrale Schichtung im Sinne der o. g. Definition entspricht einem Absolutwert der Richardsonzahl von kleiner 0,02. Eine Verschärfung dieser Kriterien ist zwar möglich, würde aber nur eine Teilmenge der meßtechnisch als „neutral“ identifizierbaren Profile berücksichtigen. Von den bei MEFIS gemessenen 1100 Halbstundenprofilen sind ca. 50% neutral geschichtet, aber nur 10% erfüllen alle o. g. Bedingungen. Es sind dies im wesentlichen die Fälle mit hohen Windgeschwindigkeiten, bei denen auch eine gute Durchmischung der Prandtl-Schicht gewährleistet ist. Zur Bestimmung von z_0 wird (2) verwendet. Dabei werden die gemessenen Profile mit einem least-square-Fit approximiert, der jeweils eine Kombination (u_* , z_0) liefert.

4. ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Es wird nur die Rauigkeitslänge diskutiert, da z_0 im Unterschied zum Drag-Koeffizienten C_D nicht von der Meßhöhe der Windmessung abhängt. Die Abbildungen 2—4 zeigen in ihren Teilbildern b die Abhängigkeit der Rauigkeitslänge z_0 von der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , in den Teilbildern a sind die z_0 -Werte gegen die Windgeschwindigkeit am untersten Anemometer aufgetragen. Auch bei logarithmischer Skala wird die starke Streuung der z_0 -Werte deutlich (Abb. 2). Bei einem Mittelwert von 10^{-4} m liegen die z_0 -Werte in einem Bereich

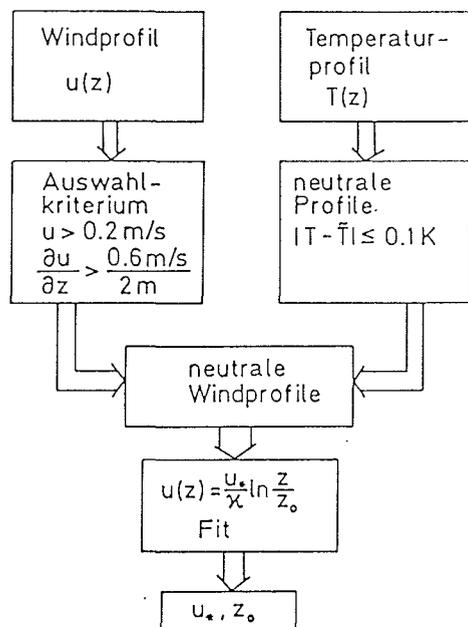


Abb. 1: Flußdiagramm zur Bestimmung von z_0 aus den MEFIS-Profilen.

Fig. 1: Flow diagram for the determination of z_0 from the MEFIS profiles.

Bestimmung der Rauigkeitslänge z_0

von über zwei Zehnerpotenzen. Eine systematische Abhängigkeit von der Schubspannungsgeschwindigkeit ist nicht zu erkennen, es deutet sich aber ein Trend zur Abnahme mit steigender Windgeschwindigkeit an.

Betrachtet man nach (16) z_0 als eine Beschreibung der Oberflächenrauigkeit, so sollten Änderungen der Oberflächenstruktur auch in Änderungen von z_0 erkennbar sein. Neuschnee, gealterter Schnee, Schneedrift und Sastrugis lassen unterschiedliche Rauigkeiten erwarten. In der Tat läßt sich die Meßperiode von MEFIS in zwei unterschiedliche Phasen aufteilen: 1. der Zeitraum von 22. 1.—8. 2. 1984 (Abb. 3), der durch vereinzelte Schneefälle und eine Oberfläche aus lockerem Schnee gekennzeichnet ist (keine Schneedrift); 2. der Zeitraum 9. 2.—13. 2. 1984 (Abb. 4) mit einer zweitägigen Schneedriftpphase zu Beginn und erheblichen Veränderungen der Oberflächenstruktur. In den z_0 -Werten spiegelt sich diese Oberflächenänderung in einer deutlichen Abnahme der Mittelwerte von $2 \cdot 10^{-4}$ m auf $6 \cdot 10^{-5}$ m wider. Für den zweiten Zeitraum (Abb. 4) streuen die Werte zwar immer noch um eine Zehnerpotenz, doch diese Streuung ist erheblich geringer als im ersten Zeitraum.

Die zunächst überraschend große Streuung der z_0 -Werte findet sich auch in anderen vergleichbaren Untersuchungen. Die Auswertungen von Profilmessungen einer französischen Antarktisexpedition von 1978 in Terre Adelie (BLAIX 1979) zeigen ein ähnliches Bild wie die Ergebnisse vom Filchner-Schelfeis. Für rein neutrale Fälle schwankt z_0 über mehrere Zehnerpotenzen (10^{-2} m— 10^{-6} m) mit einem Trend zur Abnahme bei höheren Windgeschwindigkeiten. Es wird ein mittlerer z_0 -Wert von $1,3 \cdot 10^{-4}$ m angegeben. Eine Abhängigkeit von unterschiedlichen Zuständen der Schneeoberfläche kann nicht nachgewiesen werden. Der Autor führt die große Streuung vor allem auf Fehler der Windmessungen und Fehler der Anemometerhöhen zurück.

HOLMGREN (1971) findet bei Messungen auf Devon Island ebenfalls stark variierende Werte, doch läßt sich eine Abnahme von z_0 mit zunehmender Windgeschwindigkeit recht gut nachweisen (von 10^{-3} m auf 10^{-5} m). Oberhalb von $u(10\text{ m}) = 6$ m/s steigen die z_0 -Werte allerdings wieder an. Weder der Meßfehler der Anemometer noch die Annahme einer displacement-Höhe (siehe (1)) können für dieses Verhalten von z_0 verantwortlich gemacht werden. KÖNIG (1985) findet in seinen Untersuchungen an der Georg-von-Neumayer-Station eine Bestätigung der Charnock-Relation (5), allerdings mit dem Koeffizienten $a = 0,6 \cdot 10^{-2}$ und erst ab Windgeschwindigkeiten über 10 m/s. Aber auch hier weisen die z_0 -Werte erhebliche Streuungen von mehreren Zehnerpotenzen

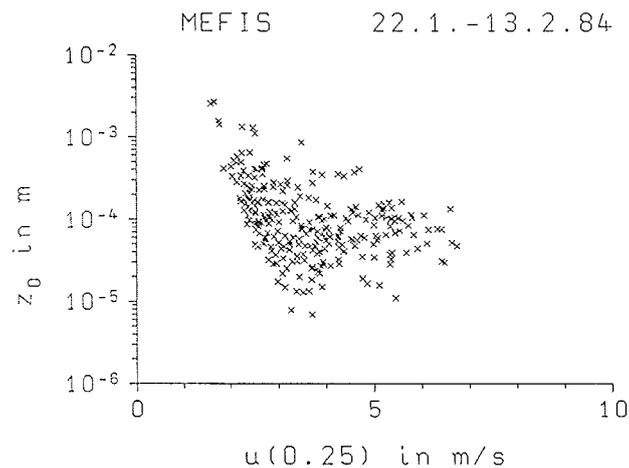
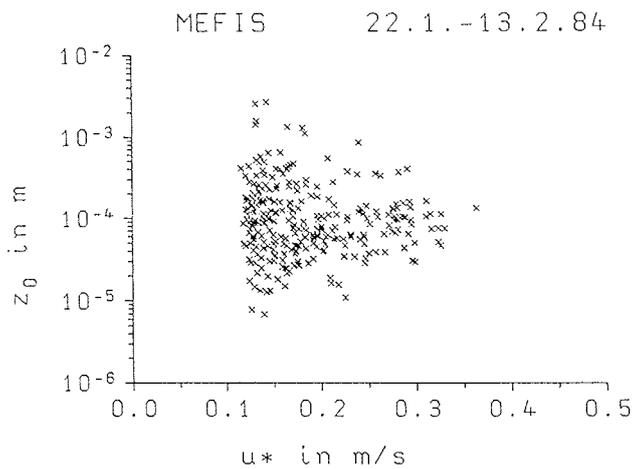


Abb. 2: Rauigkeitslänge z_0 in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in 0,25 m (unten) und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (oben) für den gesamten Meßzeitraum.

Fig. 2: Roughness length z_0 as a function of windspeed in 0,25 m (below) on u_* (top) for total measuring period.

auf. Für driftfreie Fälle wird eine mittlere Rauigkeitslänge von $0,56 \cdot 10^{-4}$ m und für Schneedrift bis zu 1,5 m über Grund von $0,88 \cdot 10^{-4}$ m angegeben.

KONDO & YAMAZAWA (1986) zeigen den Einfluß der Höhe der Rauigkeits Elemente d auf z_0 und bestimmen aus ihren Messungen das Verhalten von z_0 im Transitional-Bereich. Abb. 5 zeigt in gleicher Darstellung wie Abb. 2—4 (Teilbilder b) die Abhängigkeit $z_0(u_*)$ für die glatte Oberfläche sowie für unterschiedliche Höhen der Rauigkeits Elemente für den Transitional-Bereich und die raue Oberfläche, berechnet aus Fig. 4 von KONDO & YAMAZAWA (1986).

Aus den MEFIS-Windprofilen kann die Charnock-Relation nicht abgesichert verifiziert werden. Bei den z_0 -Werten des Zeitraums 9. 2.—13. 2. 1984, denen im wesentlichen Profile aus Schneedrifphasen zugrunde liegen, ist die Abhängigkeit von u_* nach (5) nicht eindeutig nachzuweisen (Abb. 4, durchgezogene Kurve), doch läßt sich zumindest die Größenordnung der z_0 -Werte mit der Charnock-Relation beschreiben. Das Verhalten für eine glatte Fläche, d. h. eine Proportionalität zu $1/u_*$, ist weder in den driftfreien noch in den Phasen mit Drift zu erkennen (Abb. 3b und 4b, gestrichelte Kurve). Hier liegen die Werte nach (14) bis mehr als zwei Zehnerpotenzen unter den gemessenen.

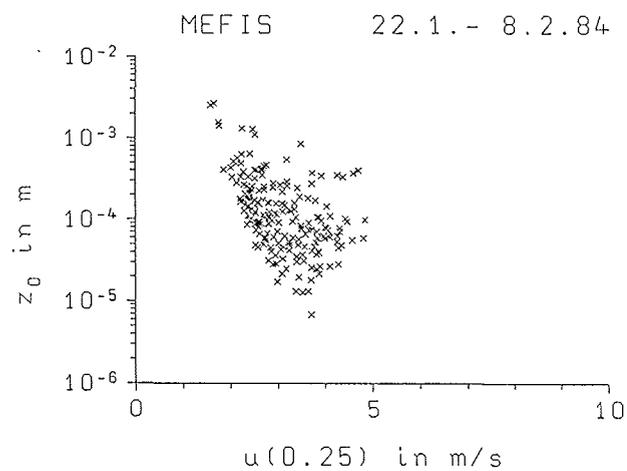
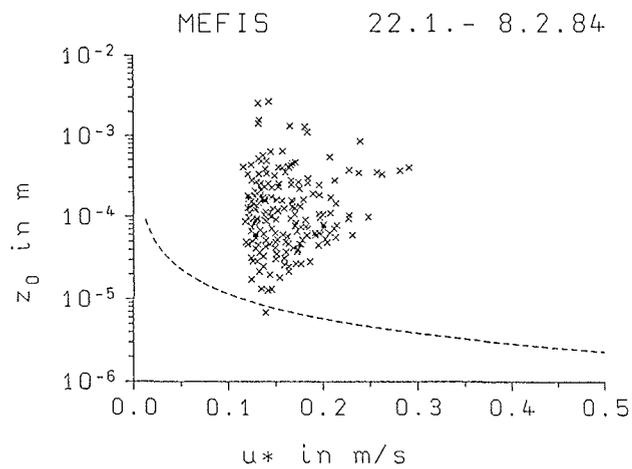


Abb. 3: Wie Abb. 2, jedoch für den Zeitraum 22. 1.—8. 2. 1984, gestrichelte Kurve = glatte Oberfläche.

Fig. 3: As Fig. 2 but for period January 22 to February 8 1984; dashed line = smooth surface.

Vergleicht man dagegen Abb. 2—4 mit Abb. 5, so zeigt sich, daß der überwiegende Teil der bei MEFIS bestimmten z_0 -Werte im Transitional-Bereich liegt, d. h. z_0 ist nicht nur eine Funktion der Oberflächenrauigkeit, sondern auch des Strömungszustandes. Während über einer rauhen Oberfläche z_0 nur schwach mit der Höhe der Rauigkeitselemente variiert, so findet man im Transitional-Bereich z. B. beim Übergang von $d = 1$ mm zu $d = 3$ mm Änderungen um mehr als eine Zehnerpotenz (Abb. 5). Weiterhin sind die ebenfalls deutlichen Variationen mit der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* stark von d abhängig. Berücksichtigt man den Bestimmungsfehler von z_0 durch Instrumentenfehler (0,1 m/s Fehler in der Windmessung ergibt einen Fehler von $2—5 \cdot z_0$), so ist die Erklärung der großen Streuung der z_0 -Werte in Abb. 2—4 aus dem Verhalten im Transitional-Bereich plausibel. Es kann angenommen werden, daß dies auch teilweise für die bereits zitierten Arbeiten anderer Autoren zutrifft. Nach ROTH (1972) muß daher von Fall zu Fall geprüft werden, ob eine Schneeoberfläche als völlig rauh angesehen werden kann oder sich im Transitional-Bereich befindet.

5. ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

In der vorliegenden Arbeit werden aus Windprofilmessungen über dem Filchner/Ronne Schelfeis bestimmte

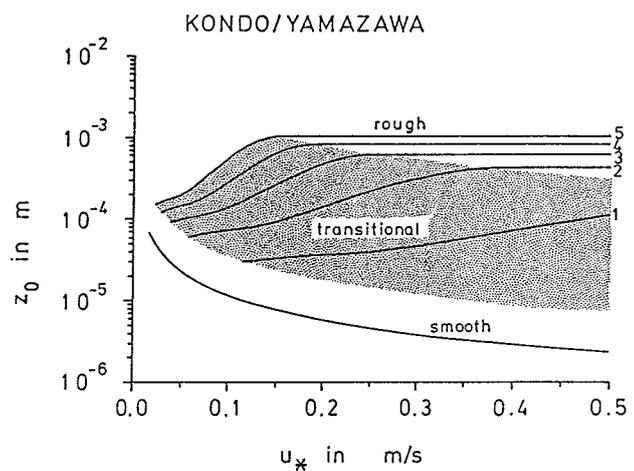
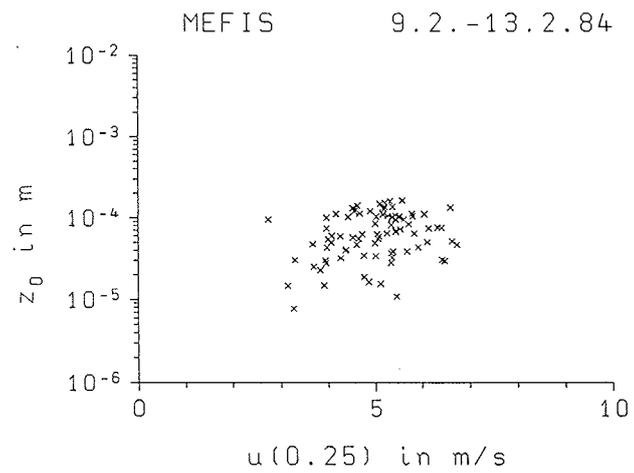
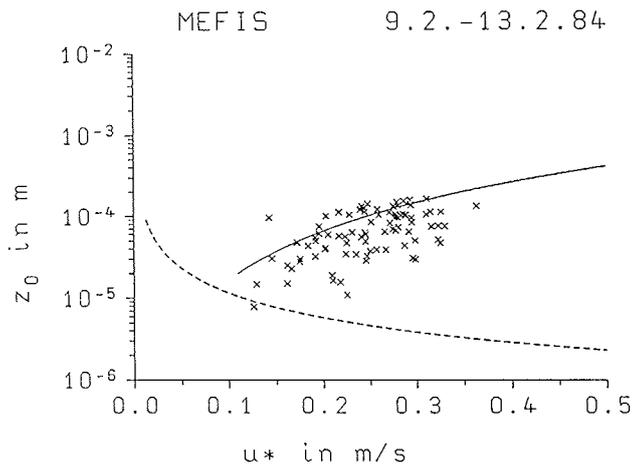


Abb. 4: Wie Abb. 2, jedoch für den Zeitraum 9. 2.—13. 2. 1984, gestrichelte Kurve = glatte Oberfläche, durchgezogene Kurve = Chanock-Relation nach Formel (5) mit $a = 1,6 \cdot 10^{-2}$.

Fig. 4: As Fig. 2 but for period February 9 to February 13 1984; dashed line = smooth surface; full line = Chanock relation according to formula (5) with $a = 1,6 \cdot 10^{-2}$.

Abb. 5: Abhängigkeit der Rauigkeitslänge z_0 von der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* auf der Grundlage der Messungen von KONDO & YAMAZAWA (1986) für eine glatte Oberfläche und Höhen der Rauigkeitselemente von 1 bis 5 mm; gepunktet = Übergangsbereich.

Fig. 5: Roughness length z_0 as a function of u_* based on measurements of KONDO & YAMAZAWA (1986) for a smooth surface and heights of roughness elements of 1 to 5 mm; dotted = transitional region.

Rauhigkeitslängen für neutrale Verhältnisse vorgestellt. Die in der Literatur zu findenden z_0 -Werte für Schnee- und Eisflächen können im Mittelwert bestätigt werden ($z_0 = 10^{-4}$ m). Es zeigt sich ein Trend zur Abnahme der Rauhigkeit bei höheren Windgeschwindigkeiten, der jedoch wegen der großen Streuung der Werte nicht gesichert ist. Bei relativ kleinen Windgradienten wird ein Teil dieser Streuung durch die Meßungenauigkeit der Anemometer erzeugt. Setzt man die Übertragbarkeit der Messungen von KONDO & YAMAZAWA (1986) auf die Verhältnisse des Filchner-Ronne-Schelfeises voraus, so liegen die z_0 -Werte über dem Schelfeis nahezu vollständig im Transitional-Bereich, d. h. der Zustand der aerodynamisch rauhen Oberfläche wird für Fälle ohne Schneedrift auch bei einem 2 m-Wind bis zu 7 m/s nicht erreicht. Daraus resultieren schon bei kleinen Änderungen der Struktur der Schneeoberfläche und/oder der Schubspannungsgeschwindigkeit relativ große Fluktuationen von z_0 (insbesondere bei kleineren Windgeschwindigkeiten). Andererseits deutet sich bei Schneedrift ein Verhalten gemäß der Charnock-Relation an. Die Verwendung eines festen Wertes für die Rauhigkeitslänge z_0 , z. B. zur Berechnung von turbulenten Impuls- und Energieflüssen, ist nicht ratsam. Zur Bestimmung von turbulenten Flüssen kann daher auf Profilmessungen von mittleren Größen über Schelfeisflächen nicht verzichtet werden.

Symbol	Dimension	Definition
C_D		Drag-Koeffizient
d	m	Höhe der Oberflächenelemente
D	m	Displacement-Höhe
g	$m\ s^{-2}$	Gravitationsbeschleunigung
R_*		Oberflächen-Rossby-Zahl
T	K	Temperatur
\bar{T}	K	Mitteltemperatur eines Profils
u	$m\ s^{-1}$	horizontale Windgeschwindigkeit
u_*	$m\ s^{-1}$	Schubspannungsgeschwindigkeit
z_*	m	Höhe der viskosen Unterschicht
z_0	m	Rauhigkeitslänge
K		von-Kármán-Konstante
ρ	$kg\ m^{-3}$	Dichte
ν	$m^2\ s^{-1}$	kinematische Zähigkeit
τ_0	$N\ m^{-2}$	turbulenter Impulsfluß am Boden

DANKSAGUNG

Der Autor dankt Herrn N. Drees für die Mithilfe bei den Datenauswertungen sowie Herrn U. Stuckenberg für die Beteiligung an den Feldmessungen, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des DFG-Projekts Kr228/12 gefördert wurden.

Literatur

- Blaix, P. L. (1979): Contribution à l'Etude des caractéristiques moyennes de la couche limite de surface en zone cotière de la terre Adélie (Antarctique). — Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Publication No. 307.
- Chamberlain, A. C. (1983): Roughness length of sea, sand and snow. — *Boundary Layer Meteorol.* 25: 405—409.
- Heinemann, G. (1988): On the structure and energy budget of the boundary layer in the vicinity of the Filchner/Ronne Ice Shelf front (Antarctica). — *Beitr. Phys. Atmosph.* 61: 244—258.
- Holmgren, B. (1971): Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer. — *Meteorol. Inst. Uppsala Universitet, Uppsala.*
- Joffre, S. M. (1982): Momentum and heat transfers in the surface layer over a frozen sea. — *Boundary Layer Meteorol.* 24: 211—229.
- König, G. (1985): Roughness length of an Antarctic ice shelf. — *Polarforschung* 55: 27—32.
- Kondo, J. & Yamazawa, H. (1986): Bulk transfer coefficient over a snow surface. — *Boundary Layer Meteorol.* 34: 123—135.
- Landau, L. & Lifschitz, E. (1966): *Lehrbuch der Theoretischen Physik.* — Akademie Verlag, Berlin (1974).
- Nieuwstadt, F. (1978): The computation of the friction velocity u_* and the temperature scale T_* from temperature and wind profiles by least-square methods. — *Boundary Layer Meteorol.* 14: 235—246.
- Prandtl, L., Oswatitsch, K. & Wieghardt, K. (1984): *Führer durch die Strömungslehre.* 8. Auflage, Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 622 pp.
- Roth, R. (1972): Modelle für das Windprofil über einer rauhen und einer glatten Oberfläche. — *Beitr. Phys. Atmosph.* 45: 277—304.
- Schlichting, H. (1965): *Grenzschicht-Theorie.* — Braun GmbH, Karlsruhe, 732 pp.