

Turbulente Vertikaltransporte von Impuls über Ozeanflächen mit unterschiedlichem Eisbedeckungsgrad

Jörg Hartmann, Stephan Mai, Christoph Kottmeier*, Christian Wamser und Ernst Augstein*

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
 *auch Universität Bremen, Bremen, Germany

Die aerodynamische Rauigkeit von Meereisoberflächen wurde bisher mit qualitativen Beschreibungen des Zustandes des Meereises in Beziehung gesetzt (z.B. Guest and Davidson, 1991). Quantitative Messungen der Meereisstruktur sind jedoch selten. Durch das verstärkte Interesse an globaler Klimamodellierung wird eine genaue Parameterisierung der Rauigkeit einer Meereisoberfläche immer wichtiger. Konzeptionelle Modelle beschreiben den Gesamtwiderstand als Summe aus Formwiderstand und Oberflächenwiderstand. Zum Formwiderstand tragen Presseisrücken bei und, bei einer aufgebrochenen Eisfläche, die Schollenränder. Eisrücken und Schollenkanten können außerdem durch Abschattungseffekte eine Reduzierung des Oberflächenwiderstandes bewirken. Die Partitionierung des Widerstandes geht zurück auf Ayra (1975), der in seinem Modell die Beiträge von Rücken und Oberflächenwiderstand berücksichtigt. Hanssen-Bauer und Gjessing (1988) betrachten den Einfluß der Schollenränder und der Oberfläche. Mai (1995) kombinierte beide Modelle und benutzte gemessene Häufigkeitsverteilungen der Rauigkeitselemente, um den Gesamtwiderstand zu bestimmen. Die Ergebnisse werden mit Resultaten aus Turbulenzmessungen verglichen.

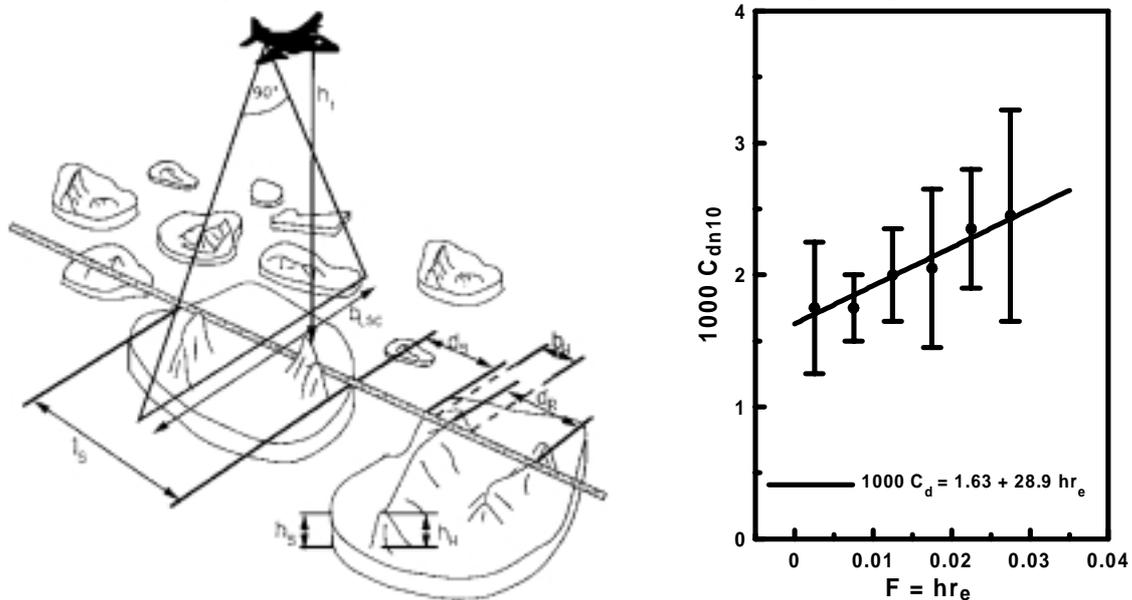


Abbildung 1: Linkes Bild: Schema eines Meßfluges in 30m Höhe über einem Schollenfeld. In der Abbildung bedeuten h_f die Schollenfreibordhöhe, h_r die Eisrückenhöhe und l_f die Schollenlänge. Rechtes Bild: Widerstandskoeffizient c_{dn10} (auf neutrale Schichtung und 10 m Höhe bezogen) als Funktion des Schollenformparameters F .

In zwei Feldstudien wurden im September/Oktober 1991 (REFLEX I) und März 1993 (REFLEX II) Flugzeugmessungen in der Eisrandzone zwischen Spitzbergen und Grönland durchgeführt. Die Instrumentierung erlaubte eine gleichzeitige Messung der turbulenten Flüsse von Impuls und Wärme, der Eisbedeckung und der Oberflächentopographie. Eine digitale Zeilenrasterkamera lieferte hochaufgelöste Bilder der Oberfläche im sichtbaren Spektralbereich. Bei Flügen in 30 m Höhe beträgt die Auflösung 0,12 m in Flugrichtung und 1,3 m quer zur Flugrichtung. Ein Laserhöhenmesser lieferte die Oberflächentopographie mit einer vertikalen Auflösung von 1,7 cm und einer horizontalen Auflösung von 11 cm.

Der Widerstandsbeiwert c_d wird aus Turbulenzmessungen während horizontaler Flugabschnitte durch

$$c_{dz} = \frac{u_*^2}{\bar{U}^2} = \left(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{1/2} / \bar{U}^2$$

bestimmt. Hierin ist z die Flughöhe, \bar{U} die mittlere Windgeschwindigkeit über den Flugabschnitt, und u, v, w die Komponenten des Windvektors.

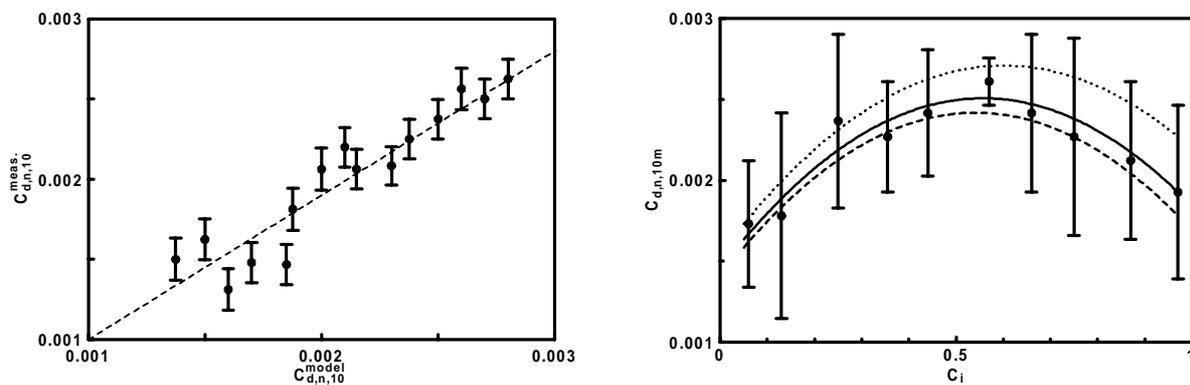


Abbildung 2: Linkes Bild: Vergleich der gemessenen mit den modellierten Widerstandskoeffizienten. Rechtes Bild: c_{dn10} als Funktion der Eiskonzentration C_i . Die Punkte stellen die Meßergebnisse als Klassenmittelwerte mit Streubereich dar. Die Linien sind Modellergebnisse, basierend auf den gemessene Häufigkeitsverteilungen der Schollenkanten und der Eistrücken. Bei der durchgezogenen Linie wurde der Einfluß der Eistrücken, der Schollenkanten, und der Abschattungseffekte hinter diesen Linien berücksichtigt. Bei der strichlierten (unteren) Kurve wurden nur die Schollenkanten berücksichtigt. Bei der punktierten (oberen) Kurve wurden Schollenkanten und Eistrücken berücksichtigt, die Abschattungseffekte hinter Hindernissen jedoch vernachlässigt.

Es wurden nur Flugabschnitte herangezogen, die folgende Bedingungen erfüllten: Länge wenigstens 12 km, Flughöhe zwischen 20 m und 40 m, homogene Eisbedeckung, aufwärts gerichteter turbulenter Wärmestrom. Die für die Flughöhe z bestimmten Widerstandskoeffizienten wurde mit Hilfe eines eindimensionalen numerischen Modells auf 10 m Höhe bezogen. Eine Reduzierung auf neutrale Schichtung wurde mit Hilfe der Bulk-Richardsonzahl vorgenommen. Eine genauere Beschreibung des Verfahrens findet sich in Hartmann, et al. (1994).

Aus den Aufnahmen der Zeilenrasterkamera können die Schollenumrisse identifiziert, und die Gesamtlänge von Schollenkanten per Flächeneinheit r_c bestimmt werden. Zusammen mit der Freibordhöhe h_f läßt sich der dimensionslose Formparameter $F = h_f r_c$ bestimmen. Es ergibt sich ein linearer Anstieg des Widerstandbeiwertes c_{dn10} mit zunehmendem Formparameter F (Abbildung 1, rechtes Bild).

Kombiniert man die Modelle von Arya und Hanssen-Bauer und Gjessing, so läßt sich der gesamte Widerstand eines Eisfeldes durch

$$\left| \vec{F} \right| = \left| \vec{F}_0 \right| + \left| \vec{F}_f \right| + c_i \left| \vec{F}_r \right|$$

ausdrücken. Die gemessenen Widerstandbeiwerte sind in Abbildung 2 (linkes Bild) mit den modellierten verglichen. Die gute Übereinstimmung belegt die Richtigkeit des Konzepts, den Widerstand als Komposition aus Oberflächenwiderstand, Schollenkanten- und Rückeneffekt zu beschreiben. Da die hierfür notwendige, detaillierte Kenntnis der Eisstruktur oft jedoch nicht vorliegt, wird in Abbildung 2 (rechtes Bild) der Widerstandskoeffizient gegenüber der Eiskonzentration dargestellt. Es ergibt sich ein Maximum des Widerstandes bei Eiskonzentrationen zwischen 50% und 60%.

References

- Arya, S.P.S., 1975: A drag-partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on arctic pack ice. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3447-3454.
- Guest, P.S. and Davidson, K.L., 1991: The Aerodynamic Roughness of Different Types of Sea Ice. *J. Geophys. Res.*, **96**, 4709-4721.
- Hanssen-Bauer, I., Gjessing, Y.T., 1988: Observations and model calculations of aerodynamic drag on sea ice in the Fram Strait. *Tellus*, **40A**, 151-161.
- Hartmann, J., Kottmeier, C., Wamser, C. und Augstein, E. 1994: Aircraft Measured Atmospheric Momentum, Heat and Radiation Fluxes over Arctic Sea Ice. The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Geophysical Monograph 85, J. Overland, Ed., American Geophysical Union.
- Kottmeier, C., Hartmann, J., Wamser, C., Bochert, A., Lüpkes, C., Freese, D. and Cohrs, W., 1994: Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II), *Reports on Polar Research*, 133, Alfred Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Mai, S., Wamser, C. and Kottmeier, C., 1995: Geometric and Aerodynamic Roughness of Sea Ice, submitted to *Boundary-Layer Meteorol.*