

### Bestimmung der Schubspannung auf See

Karl Bumke, Angelika Neugum und Lutz Hasse

Institut für Meereskunde  
Düsternbrooker Weg 20

24105 Kiel

#### 1. Einleitung

Die Schubspannung ist ein wichtiger Parameter der Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre. Direkte Messungen sind zwar möglich, übliche Methoden wie die Kreuzkorrelationsmethode werden jedoch durch den Seegang beeinflusst. Daher wird die Verwendung eines seegangsunabhängigen Meßverfahrens, der sogenannten Dissipationsmethode, propagiert. Die Dissipationsmethode basiert darauf, daß aus den gemessenen spektralen Energiedichten  $S_u$  und  $S_w$  der u- bzw. w-Komponente des Windes im Trägheitsunterbereich die Dissipation der turbulenten kinetischen Energie (TKE) bestimmt werden kann. Das setzt die Gültigkeit der Taylor- und Kolmogoroff-Hypothese sowie die Annahme stationärer und homogener Verhältnisse voraus. Dann berechnet sich die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  aus der TKE-Gleichung (z.B. Panofsky und Dutton, 1984) zu

$$u_*^2 = C_D \cdot U^2 = \left( \frac{0.4 \cdot z}{U} \right)^{2/3} \cdot \frac{S_{u,w}(f) \cdot f^{5/3}}{a_{u,w}} \cdot \phi_\epsilon^{-2/3}$$

Hier ist  $f$  die Frequenz in Hz,  $a$  die Kolmogoroffkonstante ( $a_u=0.15$ ;  $a_w=0.2$ ),  $U$  die Windgeschwindigkeit,  $z$  die Höhe,  $\phi_\epsilon$  die dimensionslose Dissipation und  $C_D$  der Reibungskoeffizient.

Der Trägheitsunterbereich ist dadurch charakterisiert, daß die spektrale Energiedichte, kurz als Spektrum bezeichnet, unter lokal isotropen Verhältnissen nach Kolmogoroff proportional zu  $f^{-5/3}$  ist und sich  $S_w$  zu  $S_u$  wie 4 zu 3 verhält.

Verglichen mit der Kreuzkorrelationsmethode liefert diese Methode jedoch häufig zu hohe Werte der Schubspannung (z.B. Weiler und Burling, 1967). In dieser Arbeit werden mögliche Ursachen dieser systematischen Überschätzung untersucht.

#### 2. Messungen und Ergebnisse

Die Messungen fanden statt an Bord des FS ALKOR des Instituts für Meereskunde Kiel. Die Meßapparatur bestand aus zwei Heißfilmsonden, die senkrecht zueinander in einer sogenannten X-Konfiguration angeordnet und auf einer Windfahne montiert waren. Die Messungen erfolgten mit einer Abtastrate von 20 kHz, die resultierenden u- und w-Spektren umfaßten den Frequenzbereich von etwa 5 Hz bis 10 kHz. Messungen mit Standardinstrumenten dienten zur Bestimmung der Stabilität der Schichtung.

Es zeigte sich, daß eine Identifizierung des Frequenzbereiches des Trägheitsunterbereiches mindestens die Kenntnis der longitudinalen und einer lateralen Windkomponente erfordert. Ursache dafür ist, daß sich ähnlich wie im Niederfrequenten auch im Hochfrequenten die Frequenzen des Beginns (z.B. Panofsky und Dutton, 1984) bzw. des Endes des Trägheitsunterbereiches für die u- und w-Spektren unterscheiden (Abb.1). Die zugehörige Frequenz des hochfrequenten Endes des Trägheitsunterbereiches nimmt zudem mit abnehmender Windgeschwindigkeit ab (Abb.1).

Bedingt durch die Umströmung des Schiffskörpers kommt es darüberhinaus zu Abweichungen von der lokalen Isotropie durch eine Stromliniendrängung des Windfeldes. Das ist zu erkennen an einer Abweichung des Verhältnisses von  $S_w$  zu  $S_u$  vom isotropen Wert von 4 zu 3 (Abb. 2). Diese Abweichungen von der lokalen Isotropie können ebenfalls nur durch die Messung der longitudinalen und mindestens einer lateralen Windkomponente erkannt werden und mit einem Verfahren von Wucknitz (1979) korrigiert werden.

Für unsere Messungen ergibt sich dann ein Reibungskoeffizient von

$$C_D = ( 0.87 + 0.067 \cdot U ) \cdot 10^{-3}$$

im küstennahen Bereich. Dieser Wert ist vergleichbar mit Ergebnissen anderer Methoden (z.B. Smith et al., 1992).

Damit konnte gezeigt werden, daß die sogenannte Dissipationsmethode bei Verwendung eines geeigneten 2-Komponentenmeßsystems eine brauchbare Alternative zu anderen Meßmethoden für die Bestimmung der Schubspannung auf See darstellt.

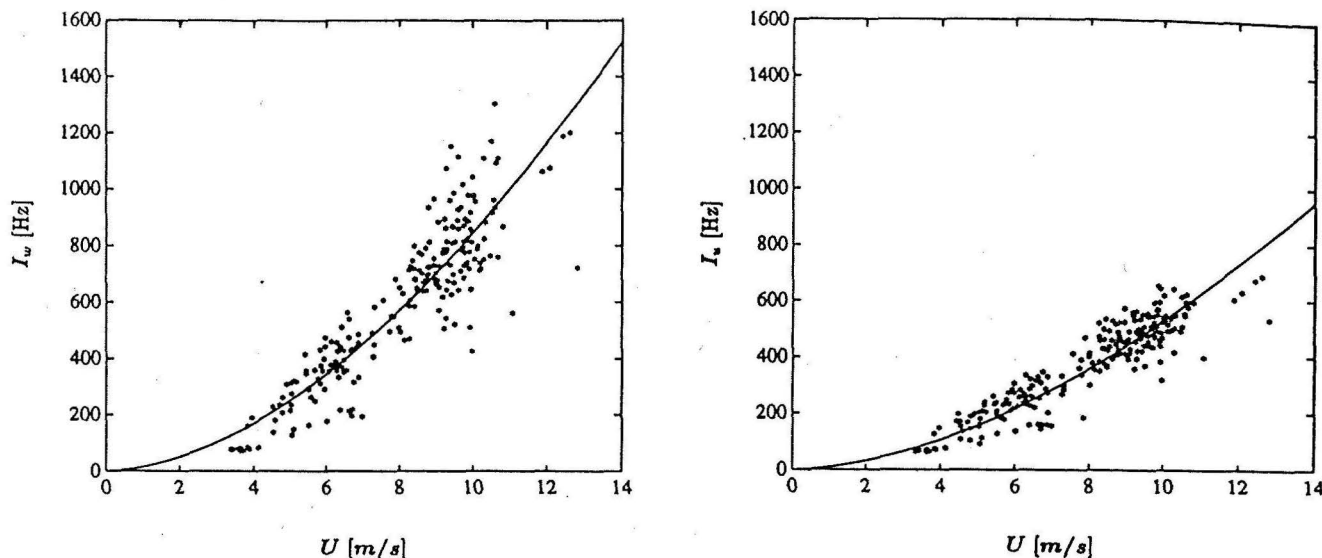
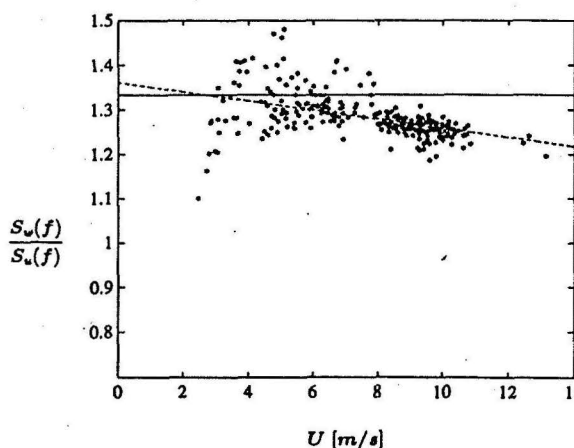


Abb. 1: Frequenz des hochfrequenten Endes des Trägheitsunterbereiches  $I_w$  für die w- und  $I_u$  für die u-Komponente des Windes als Funktion der Windgeschwindigkeit U.

Abb. 2: Verhältnis des w-Spektrums zum u-Spektrum im Trägheitsunterbereich als Funktion der mittleren Windgeschwindigkeit U. Der Wert für lokale Isotropie beträgt 4:3 und ist durch die durchgezogene Linie markiert. Die gestrichelte Linie ist das Resultat einer linearen Regression, der Regressionskoeffizient ist signifikant auf dem 99% Niveau.



### 3. Literatur

Panofsky, H.A. und J.A. Dutton, 1984: Atmospheric turbulence. Wiley Interscience Publication, New York, 397S

Smith, S.D., J.A. Anderson, W.A. Oost, C. Kraan, N. Maat, J. DeCosmo, K.B. Katsaros, K.L. Davidson, K. Bumke, L. Hasse, H.M. Chadwick, 1992: Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results. Bound. Layer Met. 60, S.109-142

Weiler, H.S. und Burling, R.W., 1967: Direct measurements of stress and spectra of turbulence in the boundary layer over the sea. J. Atmos. Sci. 24, S.653-664

Wucknitz, J., 1979: The influence of anisotropy on stress estimation by the indirect dissipation method. Bound. Layer Met. 17, S.119-131