

# Die Berechnung von Windfeldern und Schubspannungsgeschwindigkeiten an der Wasseroberfläche

Von DETLEF HINNEBURG, ARMIN RAABE und GERD TETZLAFF

## Zusammenfassung

Die Modellierung des Seegangs und der Wasserströmungen sowie die Nutzung und Verallgemeinerung von gemessenen Windzeitreihen setzen die Kenntnis der antreibenden Kraft des Windes und ihrer räumlichen Verteilung voraus. Diesem Zweck wird die hier vorgestellte Methode zur Erzeugung (Simulation) von Windfeldern gerecht, aus denen auch die erforderlichen Schubspannungsgeschwindigkeiten hervorgehen. Der allgemeinen Beschreibung des verwendeten mesoskaligen Atmosphärenmodells folgt die ausführliche Darstellung spezieller Modellaspekte, die in diesem Zusammenhang von Bedeutung sind: z. B. die Horizontalaufösung der Bodenstrukturen, die Berücksichtigung der Wellenbildung und die Behandlung der Zeitveränderlichkeit.

Im Ergebnisteil werden hauptsächlich die mit dem Simulationsmodell berechneten quasi-stationären Windsituationen (Windatlas) und deren Gegenüberstellung mit den Beobachtungsbefunden vorgestellt. Darüber hinaus werden zwei Methoden zur Erzeugung zeitveränderlicher Windsituationen, ebenfalls im Vergleich mit Beobachtungsergebnissen, präsentiert: die parametergesteuerte Interpolation im Windatlas und die zeitgesteuerte Simulation. Beide Methoden weisen in der Anwendung unterschiedliche Vor- und Nachteile auf.

## Summary

*The numerical simulation of waves and currents based on measured wind data requires knowledge of the spatial distribution of wind as a driving force. The paper presents a method for the simulation of wind fields and their associated shear forces. Following a general description of the model, special aspects relevant to its application are described: horizontal resolution of the surface structures, consideration of wave growth, and the handling of time dependence.*

*Model application led to a set of quasi-stationary wind fields (wind atlas) which are compared to observed data. Moreover, two methods for creating time-dependent episodes are presented and discussed: generation of a series of subsequent wind fields based on wind atlas data interpolation and the direct time-controlled simulation. Results are again compared with observational data.*

## Inhalt

1. Einführung .....	90
2. Modell .....	91
2.1 Allgemeines .....	91
2.2 Horizontale Aspekte .....	92
2.2.1 Subskalige Strukturen .....	92
2.2.2 Aktiver Außenrahmen .....	94
2.3 Vertikale Aspekte .....	94
2.3.1 Turbulente Wellenanregung .....	94
2.3.2 Explizites Turbulenzgitter .....	96
2.4 Zeitaspekte .....	97
2.4.1 Initialisierungsprozess .....	97
2.4.2 Externe Zeitsteuerung .....	98

3. Ergebnisse .....	99
3.1 Stationäre Windfelder .....	99
3.1.1 Windatlas .....	99
3.1.2 Validierung .....	101
3.2 Zeitveränderliche Windfelder .....	107
4. Schriftenverzeichnis .....	109

## 1. Einführung

Die im Untersuchungsgebiet beobachteten Küstenveränderungen werden von der beständig wirkenden Meeresbrandung und den Wasserströmungen verursacht, als deren treibende Kraft das Windfeld wirkt. In dieser Rolle bestimmt der Wind nicht nur Stärke und Richtung des Seegangs und der Strömung, sondern mittelbar auch den wechselnden Wasserstand, der die entscheidende Voraussetzung für Küstenverlagerungen schafft (BECKMANN, 1997). Seitens verschiedener Themenbereiche, die in diesem Heft zusammengefasst dargestellt sind, entsteht deshalb die Notwendigkeit, die lokale Verteilung der Wind- und der Schubspannungsgeschwindigkeit zu berechnen. Diese Größen finden ihre Anwendung sowohl in der hydrodynamischen Modellierung der See (siehe die Beiträge von BÖRNGEN et al. und von WEILBEER und ZIELKE) als auch auf anderen Ebenen wie beispielsweise der Generalisierung bzw. Transformierung einzelner Beobachtungsreihen (siehe z. B. die Beiträge von BECKMANN und TETZLAFF).

Der Schwerpunkt der hier vorgelegten Windfeld-Berechnungen liegt auf der räumlich differenzierten Ermittlung der bodennahen Windgeschwindigkeit und Schubspannungsgeschwindigkeit insbesondere über den Wasserflächen. Das Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit beschreibt unmittelbar den spezifischen Impulsfluss des Windes auf der Erd- oder Wasseroberfläche und vermittelt einerseits die bremsende Wirkung des Untergrundes auf den Wind und andererseits die antreibende Kraft für den Seegang.

Das Untersuchungsgebiet mit einer Ausdehnung von 90 km x 70 km erfordert unter diesen Umständen die Anwendung eines mesoskaligen und dynamischen Atmosphärenmodells. Das auf der Grundlage von GESIMA (KAPITZA u. EPEL, 1992; EPEL et al., 1995) entwickelte nicht-hydrostatische Modell (siehe Kapitel 2) gewährleistet die Erfassung von Bodenstrukturen mit einer Auflösung bis unter 1 km und berücksichtigt semi-empirisch den Einfluss des lokalen Seegangs auf die turbulente Reibung des Windes. Außerdem ermöglicht die externe Zeitsteuerung der großskaligen Anströmung das Simulieren mehrtägiger Windereignisse. Die numerische Genauigkeit und Stabilität der Simulationen wird durch einen aktiven Modellgebietsrahmen, ein explizites Gitter für die turbulenten Terme und die adiabatische Initialisierung des heterogenen Untergrundes speziell gefördert.

Die topographisch relevanten Parameter wie Oberflächentyp, Landhöhe und Wassertiefe sind in Abb. 1 für das gesamte Gebiet in der vom Modell akzeptierten Auflösung von 250 m wiedergegeben (vgl. Kapitel 2.2.1). Die Grauskala des Untergrundes ordnet die Oberflächentypen nach steigender Rauheitslänge. Im Zentrum des Modellgebietes befindet sich die Halbinsel Fischland-Darß-Zingst. Den östlichen Rand nimmt die Westhälfte der Insel Rügen ein, und im Nordwesten wird ein Segment der dänischen Insel Falster in Höhe von Nykobing erfaßt. Die begrenzenden Städte Rostock im Westen und Greifswald im Osten bleiben wenige Kilometer südlich des Randes außerhalb, nur Rostock-Warnemünde erscheint im äußersten Südwesten. Die Stadt Stralsund hebt sich durch die schwarz bis dunkelgrau markierten Stellen im südöstlichen Viertel der Abb. hervor. Der eingeblendete innere Rahmen markiert eine Unsicherheitszone von 2 km Breite für möglicherweise unrealistische

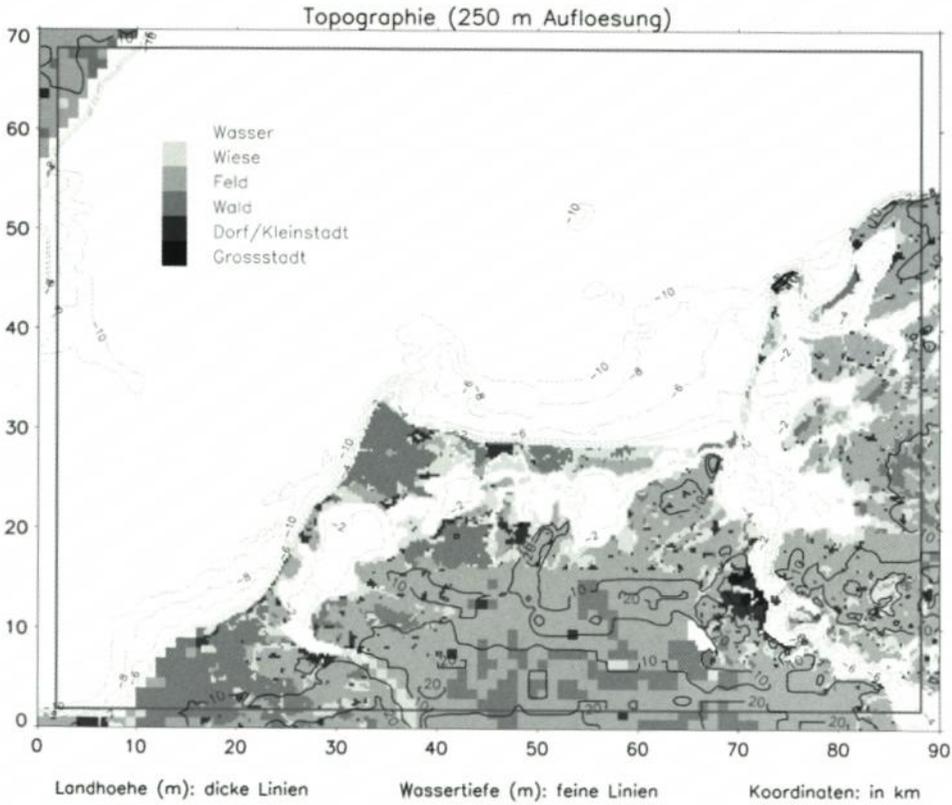


Abb. 1: Topographie des Modellgebietes

Simulationsergebnisse infolge der jenseits der Grenzen nicht erfassbaren Untergrundverhältnisse. Die Eckpunkte des ebenen Modellkoordinatensystems weisen die folgenden geographischen Koordinaten auf:

NW: 11° 57' 08" ö.L. / 54° 47' 51" n.B.

NO: 13° 21' 00" ö.L. / 54° 49' 25" n.B.

SW: 11° 59' 55" ö.L. / 54° 10' 10" n.B.

SO: 13° 22' 33" ö.L. / 54° 11' 44" n.B.

## 2. Modell

### 2.1 Allgemeines

Während dieses Kapitel einige allgemeine Eigenschaften des Grundmodells GESIMA aufzählt, werden die auf speziellen Gebieten vorgenommenen Modellerweiterungen in den nachfolgenden Kapiteln beschrieben. Zu tiefergehenden Erläuterungen der Dynamik oder zu Aspekten der hier nicht betrachteten Strahlungs- und Kondensationsprozesse wird auf die ausführliche Beschreibung des Grundmodells verwiesen (KAPITZA u. EPPLE, 1992; EPPLE et al., 1995).

Die Simulation der atmosphärischen Bewegung erfolgt unter den modellierten Kräften der turbulenzbedingten Reibung der Luftschichten untereinander und an der heterogenen Erdoberfläche, der infolge der Erdrotation auftretenden Coriolisbeschleunigung, des großskaligen (geostrophischen) Druckgradienten, der thermisch bedingten Druckstörungen und des dynamischen Druckgradienten, der die Kontinuität des Flusses auf inkompressibler Basis sichert. Damit wird besonders dem Einfluss der konkreten Bodengestalt auf die Ausbildung der atmosphärischen Grenzschicht und ihrer inneren Struktur Rechnung getragen. Die Modellgleichungen werden numerisch in einem geländefolgenden Koordinatensystem gelöst.

Die Berechnungen zur lokalen Windgeschwindigkeit und Temperatur erfordern neben anderen Daten die Vorgabe des großskaligen (geostrophischen) Windes bzw. Druckes und thermischen Vertikalprofils. Unter den Bedingungen eines konstanten geostrophischen Druckgradienten (Erweiterung siehe in Kapitel 2.4.2) wird der zeitliche Strömungsverlauf als Folge der Eigendynamik (z. B. Schwerewellen) und veränderlicher Einstrahlung (Tagesgang) simuliert. Die Größen der Windgeschwindigkeit und Temperatur sind im Zentrum der Zellen des Modellgitters lokalisiert und in ähnlicher Weise die der Schubspannungsgeschwindigkeit auf der Erdoberfläche.

Der Anfangszustand der (ein)strömenden Luftmasse, d. h. das Vertikalprofil der relevanten Größen, wird extern durch eine 1-dimensionale (vertikale) Modellvariante berechnet und anschließend dem Hauptmodell übergeben. Da diese Grundzustände einem homogenen Untergrund entsprechen, findet innerhalb der Modell-Laufzeit zusätzlich zu allen anderen Prozessen die Adaption an die Heterogenität des Modellgebietes statt.

## 2.2 Horizontale Aspekte

### 2.2.1 Subskalige Strukturen

Für das in Abb. 1 gezeigte Gebiet mit einer Fläche von 90 km x 70 km wurde die verhältnismäßig hohe numerische Modellauflösung von 1 km realisiert. Trotzdem sind kleinräumige Bodenstrukturen von einem regelmäßigen Koordinatennetz nicht erfassbar und bilden subskalige Inseln. Dadurch entsteht in Gitterzellen mit Teilflächen unterschiedlicher Rauigkeit das Problem der Mittelung zu einem effektiven Wert für die skalige Rauigkeit. Im vorliegenden Modell erfolgt diese Mittelung nach einem Verfahren von CLAUSSEN (1990).

Im Prozess der vertikalen turbulenten Diffusion dient die Rauigkeitslänge  $z_0$  der Bestimmung des unteren Randwertes des spezifischen Impulsflusses, der mit dem Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_*$  identisch ist. Im Fall neutraler Schichtung gilt das logarithmische Windgesetz (siehe z. B. PICHLER, 1986, S. 402 ff.), aus dem sich dieser Wert in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit  $U$  in der Höhe  $z$  ermitteln läßt (Karman-Konstante  $k = 0,4$ ):

$$U(z) = (U_*/k) \ln(z/z_0) \quad (1)$$

Dieser Zusammenhang wird im Mittelungsverfahren verwendet, um aus der Bilanz der subskaligen Impulsflüsse auf die flächengemittelte, effektive Rauigkeit zu schließen. Zunächst ist für jede Gitterzelle in Abhängigkeit von der subskaligen Rauigkeitsvariation eine bestimmte (blending) Höhe  $b$  festzulegen, in welcher sich die subskaligen Impulsflüsse optimal zu einem skaligen Fluß formieren. Diese Höhe, in welcher die Summe aus horizon-

taler Variation des Flusses und vertikaler Abweichung vom lokalen (subskaligen) Gleichgewicht ein Minimum annehmen soll, bestimmt sich näherungsweise wie folgt (CLAUSSEN, 1990):

$$b = 0,7 z_0 (l/z_0)^{0,8} \quad (2)$$

Darin bedeuten  $z_0$  und  $l$  typische (mittlere) Werte für die Rauigkeit und die Wellenlänge ihrer Variation in der betreffenden Gitterzelle. Da der Wertebereich dieser Größen begrenzt und ihr Einfluss über  $b$  auf das Endresultat des Verfahrens unkritisch ist, wird hier einheitlich für alle Zellen der Wert von  $b$  auf 65 m festgelegt. Bis zu dieser Höhe kann die Gültigkeit von Gleichung (1) innerhalb jeder Substruktur näherungsweise vorausgesetzt werden. In einem zweiten Schritt können deshalb die subskaligen Impulsflüsse (d. h. die Quadrate der Schubspannungsgeschwindigkeiten) mittels der auf die Höhe  $b$  angewandten lokalen Windprofile (1) ausgedrückt und anschließend über eine Gitterzelle arithmetisch gemittelt werden:

$$\overline{U_s^2} = k^2 \overline{U(b)^2} \overline{[\ln(b/z_0)]^{-2}} \quad (3)$$

Diesem mittleren Impulsfluss wird ein skaliges Windprofil zugeordnet, das in gleicher Form wie (1) für die mittleren (skaligen) Größen  $U_m$ ,  $U_{s,m}$  und  $z_{0m}$  gilt. Dieses mittlere Windprofil wird auf die Gleichsetzung des entsprechenden Impulsflusses  $U_{s,m}^2$  mit dem berechneten Mittelwert (3) gegründet:

$$k^2 U_m(b)^2 [\ln(b/z_{0m})]^{-2} = k^2 \overline{U(b)^2} \overline{[\ln(b/z_0)]^{-2}} \quad (4)$$

Die voraussetzungsgemäß in der Höhe  $b$  bestehende annähernde Homogenität der subskaligen Windgeschwindigkeiten ( $U = U_m$ ) führt von Gleichung (4) auf eine Formel zur Berechnung der effektiven (skaligen) Rauigkeit  $z_{0m}$  für die betreffende Zelle:

$$[\ln(b/z_{0m})]^{-2} = \overline{[\ln(b/z_0)]^{-2}} \quad (5)$$

Obwohl die beschriebene Prozedur (CLAUSSEN, 1990) nur für neutrale Schichtungsverhältnisse gültig ist, verursacht die Anwendung von Formel (5) auch in anderen Fällen weniger Fehler als jede willkürliche Festlegung eines skaligen Rauigkeitsparameters. Den unterschiedlichen subskaligen Oberflächentypen sind die folgenden Rauigkeitsparameter  $z_0$  zugeordnet (Rauigkeitsatlas von AGTERBERG und WIERINGA, 1989; bezüglich der Wasseroberfläche siehe Kapitel 2.3.1):

Sand:	0,004 m
Wiese:	0,07 m
Feld:	0,17 m
Gärten:	0,35 m
Wald:	0,75 m
Dorf/Kleinstadt:	0,8 m
Groß-/Innenstadt:	1,2 m

Die vorliegenden Simulationen basieren auf einer topographischen Auflösung von 250 m im Gesamtgebiet (siehe Abb. 1). Das bedeutet die 16fach feinere flächenmäßige Erfassung der Realstruktur des Bodens als sie durch die numerische Auflösung der Modellgleichungen (1 km) möglich ist. Die Repräsentanz der Modellergebnisse als Flächenmittelwerte verbessert sich dadurch wesentlich. Die geringen Bodenerhebungen im Modellgebiet treten

hingegen im Vergleich zu den Rauheitsstrukturen in ihren Auswirkungen in den Hintergrund (vgl. HINNEBURG und TETZLAFF, 1996), ihre Berücksichtigung erfolgt trotzdem flächengemittelt über die skaligen Bezugspunkte.

### 2.2.2 Aktiver Außenrahmen

Im allgemeinen ist die Heterogenität des Untergrundes und der meteorologischen Variablen nicht auf den zentralen Bereich des Modellgebietes begrenzt (siehe z. B. Abb. 1), so daß die Gebietsränder selbst inhomogen werden. Deshalb ist eine angepaßte Randbehandlung in den Modellen unumgänglich.

Solange von einer Nestung in einem größerskaligen Modell abgesehen wird, ist die Vorgabe der seitlichen Randwerte nur von innen möglich (z. B. KAPITZA und EPEL, 1987). Daraus entsteht jedoch die Gefahr einer unkontrollierten Drift der Modellösung, da eine Ankopplung der Ränder an die Außenwelt fehlt. Außerdem ist die Modellierung an konstante äußere Bedingungen (z. B. großskaliger Druckgradient) gebunden, nur der Tagesgang der solaren Einstrahlung wird berücksichtigt. Um das mesoskalige Atmosphärenmodell diesbezüglich auf ein Zwischenstadium passiver Nestung zu heben (siehe z. B. HEIMANN, 1988), wurde die externe Steuerung des großskaligen Druckgradienten eingerichtet. Während im folgenden die lokalen Voraussetzungen dafür erläutert werden, geht das Kapitel 2.4.2 auf die Realisierung der externen Steuerung ein.

Ein zusätzlicher Rahmen von je zwei Maschenbreiten (2 km) außen um das eigentliche Modellgebiet schafft zunächst ein Mindestmaß an numerischer Abschirmung des Randes und fördert die Ausbildung gleichförmigerer Verhältnisse an den Einströmrändern. Zur Homogenisierung dieses Rahmens werden ausschließlich zwei typische Rauigkeiten verwendet (für Wasser und für Land; siehe auch Kapitel 2.4.1), die den inneren Küstenverlauf senkrecht zum jeweiligen Rand nach außen führen. Infolge des hinzugefügten Rahmens vergrößert sich das numerische Modellgebiet entsprechend.

Parallel zur 3-dimensionalen Simulation werden durch das Modell die 1-dimensionalen Simulationen für den Grundzustand am Einströmrand (für Wasser und für Land; siehe Kapitel 2.1) weitergeführt. Die resultierenden Vertikalprofile werden für eine Berechnung der Randwerte am Einströmrand verwendet. Ortsvariable Kopplungskoeffizienten sorgen für homogene Bedingungen jenseits einer zur Strömungsrichtung senkrechten Front vor der Einströmcke des Modells und für die advektive Beeinflussung der Randwerte. Diese Methode eignet sich sowohl zur externen Zeitsteuerung der Simulationen (Kapitel 3.2) als auch zur Stabilisierung quasistationärer Strömungsberechnungen (Kapitel 3.1).

## 2.3 Vertikale Aspekte

### 2.3.1 Turbulente Wellenanregung

Während über dem Festland die turbulente Reibung des Windes in der Regel ohne Rückwirkung auf die Bodenrauigkeit bleibt, besteht mit der Wasseroberfläche eine Wechselwirkung, die zu variablen Rauigkeitslängen führt (z. B. Formel von CHARNOCK, 1955). Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) wird überwiegend von Wasserflächen der Ostsee und der Boddengebiete eingenommen, die sich an vielen Stellen als sehr flach und eng begrenzt erweisen. Auch diese lokalen Verhältnisse sind von direkter Auswirkung auf die Entfaltung des

Seegangs und finden in einem komplexen Rauigkeitsmodell von JOHNSON und VESTED (1992) Berücksichtigung.

In diesem Modell wird schrittweise (a) die Rauigkeit der Wasseroberfläche mit dem Wind und dem Seegang in Verbindung gebracht, (b) der relevante Seegang auf die typischen Seegangsparameter zurückgeführt und (c) deren Abhängigkeit von der Topographie untersucht. Dabei finden auch empirisch gestützte Zusammenhänge Anwendung. Eine direkte Berechnung der Seegangsparameter durch ein eigenständiges hydrodynamisches Seegangsmodell würde eine unverhältnismäßig aufwendige Kopplung zwischen Atmosphären- und Seegangsmodell erfordern (s. RUDOLPH, 1993).

$$a) \quad z_0(U_s, H_{hf}, W):$$

Die funktionale Abhängigkeit der Rauigkeit der Wasseroberfläche wird abgeleitet aus der Vorstellung, dass zur turbulenten Reibung nur die Amplituden der hochfrequenten Wellen beitragen und diese den (größeren) Wellen des Energiepeaks aufsitzen. Daraus ergibt sich für die Relativgeschwindigkeit des Windes bezüglich dieser Peakwellen (Geschwindigkeit  $W$ ) ebenfalls ein Gesetz der Form (1) (vgl. KITAIGORODSKII und VOLKOV, 1965) mit einem ausschließlich vom hochfrequenten Anteil verursachten Rauigkeitsmaß  $z_{hf}$ :

$$U(z) - W = (U_s/k) \ln(z/z_{hf}) \quad (6)$$

Aus den Gleichungen (1) und (6) resultiert die gesuchte Abhängigkeit der Rauigkeit  $z_0$ :

$$z_0 = z_{hf} e^{-k W/U_s} \quad (7)$$

Da die Gleichung (7) nicht für negative Relativgeschwindigkeiten hergeleitet ist, wird in diesen Fällen eine empirische Formel von DONELAN (1990) verwendet (siehe unten Gleichung (9)). In beide Formeln führen JOHNSON und VESTED (1992) als amplitudenbestimmenden Faktor einheitlich die Größe  $H_{hf}$  (Wurzel der integrierten Energie der hochfrequenten Wellen bzw.  $1/4$  ihrer signifikanten Wellenhöhe) ein und nehmen eine Eichung von Gleichung (7) an der empirischen Formel von SMITH und BANKE (1975) vor. Die an der jeweiligen Gültigkeitsgrenze zusammengeführten Formeln der seegangsabhängigen Rauigkeit der Wasseroberfläche lauten damit wie folgt (JOHNSON und VESTED, 1992):

$$z_0 = 0,31 H_{hf} e^{-k W/U_s} \quad \text{für } U_s/W > 0,1 \quad (8)$$

$$z_0 = 2,06 H_{hf} (U_s/W)^{2,52} \quad \text{für } U_s/W < 0,1 \quad (9)$$

$$b) \quad H_{hf}(L), W(T, L):$$

Der nächste Schritt führt die Energiegröße  $H_{hf}$  der hochfrequenten Wellen und die Phasengeschwindigkeit  $W$  der Peakwellen auf die Periodendauer  $T$  und die Wellenlänge  $L$  der Peakwellen zurück. Die Größe  $H_{hf}$  ergibt sich aus dem Integral über ein analytisches Wellenenergiespektrum von KITAIGORODSKII et al. (1975) mit einer Abschneidegrenze für die hochfrequenten Wellen in Höhe des 1,5fachen Wertes der Wellenzahl  $2\pi/L$  des Peakmaximums (s. Gl. (A4) in JOHNSON und VESTED, 1992):

$$H_{hf} = 0,004745 L \quad (10)$$

Zusammen mit der allgemeingültigen Beziehung für die Phasengeschwindigkeit

$$W = L / T \quad (11)$$

ist damit der rauhigkeitserzeugende Seegang durch die Größen  $T$  und  $L$  der Peakwellen charakterisiert.

$$c) \quad T(U_{10}, f, d), L(U_{10}, f, d):$$

In einem letzten Schritt werden zur Beschreibung des Peakmaximums des Seegangs die Windgeschwindigkeit  $U_{10}$  in 10 m Höhe, die der Wellenentwicklung zur Verfügung stehende Windstreichlänge (Fetch)  $f$  und die wellenhöhenbegrenzende Wassertiefe  $d$  herangezogen.

Die Wellenperiode  $T$  der Wellen des Energiepeaks wird nach der empirischen Formel für Flachwasser-Seegang aus dem Shore Protection Manual des U.S. Army Corps of Engineers ermittelt (s. in: AUSSCHUSS FÜR KÜSTENSCHUTZWERKE, 1993, S. 84 f.):

$$T = (7,54 U_{10}/g) c \tanh\{0,0379 (g f/U_{10}^2)^{1/3} / c\} \quad (12)$$

$$c = \tanh\{0,833 (g d/U_{10}^2)^{3/8}\}$$

$$g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$$

Schließlich lässt sich die Wellenlänge  $L$  iterativ als Funktion von  $T$  und  $d$  aus der Wellendispersionsgleichung (s. z. B. WELLS, 1986, S. 231) bestimmen:

$$(2 \pi / T)^2 = (2 \pi g/L) \tanh(2 \pi d/L) \quad (13)$$

Der beschriebene Formalismus liefert an jedem Ort zu gegebener Wassertiefe  $d$  und windrichtungabhängig zu ermittelnder Windwirklänge  $f$  (windaufwärts gerichtete Entfernung zum Ufer) aus den Werten der Windgeschwindigkeit  $U_{10}$  und der Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_*$  die lokale Rauigkeit  $z_0$  der Wasseroberfläche. Die zwischen diesen drei Größen bestehenden wechselseitigen Abhängigkeiten stellen sich in der Simulationszeit jederzeit stabil ein. Während die lokalen Wassertiefen wie die übrigen topographischen Angaben (siehe Abb. 1) dem Modell zur Verfügung gestellt werden, findet die Berechnung der Windwirklängen im Modell in Abhängigkeit von der Windrichtung statt. Die außerhalb der Modellgebietsgrenzen liegenden Uferlinien werden pauschal in Gestalt von randparallelen Linien in mittleren Entfernungen zum jeweiligen Modellrand bei der Fetch-Berechnung berücksichtigt.

### 2.3.2 Explizites Turbulenzgitter

Mesoskalige Atmosphärenmodelle operieren notwendigerweise mit einem vertikal nichtäquidistanten Modellgitter, um die numerische Auflösung in Bodennähe (hier 4 m) zu erhöhen (vgl. HUPFER und RAABE [1994] zur Höhe der internen Grenzschicht). Alle primären Variablen wie die Geschwindigkeitskomponenten und die Temperatur sind an den Mittelpunkten der Gitterflächen bzw. -zellen fixiert. Die an diesen Orten gemäß den Modellgleichungen zu bestimmenden Größen und deren Differentiale sind unter Zugrundelegung der ungleichen Distanzen zwischen benachbarten Werten zu berechnen. Das betrifft

insbesondere alle Terme, die die turbulente Reibung zwischen den Luftschichten beschreiben. Die Bedeutung dieses numerischen Problems wächst mit der Stärke der geometrischen Verzerrung des Gitters.

Damit alle primären und abgeleiteten Größen auf ausgewiesenen Gitterplätzen positioniert und exakte Interpolationen möglich sind, wurde ein zweites, versetztes Vertikalgitter eingeführt. Auf ihm sind die Turbulenzterme definiert. In ähnlicher Weise wird innerhalb der untersten Modellschicht, wo ein logarithmischer Funktionsverlauf für die meisten dynamischen Variablen vorauszusetzen ist, zwischen den im Mittelpunkt lokalisierten Variablen und den Mittelwerten der Gitterzellen unterschieden. Das hat beispielsweise Auswirkungen auf die Bedingungen zur Flußerhaltung.

Aus gleichen Gründen wurde die im Grundmodell praktizierte alternierende Positionierung einiger Variablenwerte (MacCormack-Schema; vgl. HINNEBURG, 1996) in vertikaler Richtung durch eine Fixierung ersetzt. Diese Modifikation wirkt sich verstärkt im Falle orographischer Unebenheit des Untergrundes aus. In diesem Zusammenhang erfolgte im terrainfolgenden Koordinatensystem auch die Einführung einer horizontalen Schranke (300 m), oberhalb deren das Gitternetz vollkommen horizontal und glatt verläuft und numerisch bedingte Effekte ausgeschlossen sind. Außerdem wird im gesamten Modellgebiet eine konstante Definitionshöhe (10 m über Grund) für die bodennahen Ergebnisgrößen unabhängig von der lokalen Bodenhöhe aufrechterhalten.

## 2.4 Zeitaspekte

### 2.4.1 Initialisierungsprozess

Die Simulation der zeitlichen Entwicklung von Strömungsfeldern erfordert die Kenntnis des Ausgangszustandes, der jedoch auch durch Simulation erzeugt werden muss. Die Initialisierung dieses Grund- bzw. Ausgangszustandes der atmosphärischen Variablen erfolgt in zwei Schritten: (a) einer horizontal homogenen Initialisierung und (b) einer anschließenden heterogenen Adaption.

#### a) Horizontal homogene Initialisierung:

Unter Ausschluss aller horizontal differenzierend wirkenden Prozesse werden von einem 1-dimensionalen (vertikalen) Modell die sich einstellenden vertikalen Gleichgewichtsprofile der Variablen berechnet. Diese bestimmen einen horizontal vollkommen homogenen Zustand der Atmosphäre, der die Luftmasse vor ihrem Eintritt in das Modellgebiet großskalig charakterisiert. Neben den Vorgaben für Windgeschwindigkeit und Temperaturprofil oberhalb der Grenzschicht ist die Wahl des vorherrschenden Untergrundes (d. h. der typischen Rauigkeitslänge) im windaufwärts gelegenen Vorfeld der Modellregion von Bedeutung. Der gleiche Untergrundtyp setzt sich im Außenrahmen am Einströmrand fort (vgl. Kapitel 2.2.2).

Zum Startzeitpunkt der 3-dimensionalen Simulation werden der gesamte Untergrund (Orographie und Rauigkeitsverteilung) und alle Variablenfelder horizontal homogen mit den Ergebnissen der 1-dimensionalen Vorsimulation initialisiert. Der erste Zeitschritt zur Integration der Modellgleichungen setzt demzufolge die 1-dimensionale Modellrechnung unverändert und ohne lokale Differenzierung fort.

## b) Heterogene Adaption

Die initialisierten homogenen Felder der Variablen entsprechen der vollkommen ebenen und gleichmäßig rauhen Unterlage zu Beginn der Simulation. Innerhalb eines festzulegenden Adaptionszeitraumes (hier 20 Minuten) werden während der 3-dimensionalen Simulation die Werte der lokalen Orographie und Rauigkeit stetig verändert, bis sie ihre endgültigen Größen erreicht haben. In diesem Prozess der langsamen Anpassung der Variablenwerte an die differenzierte Unterlage werden alle modellierten Gleichungen des 3-dimensionalen Modells wirksam. Nach Ablauf der Adaptionszeit bleiben die Unterlageneigenschaften zeitlich konstant, und die Simulation setzt sich in normaler Weise fort.

Die während der Adaptionszeit eingeleitete schrittweise Veränderung der Topographie findet wie folgt statt: Die orographische Höhe eines jeden Punktes wird linear dem Zielwert genähert. Gleichzeitig erfolgt eine auf die aktuelle Orographie bezugnehmende Korrektur sämtlicher Variablenwerte, da sich mit der Orographie auch das geländefolgende Koordinatensystem verändert. Die Rauigkeit hingegen wird in einem Grad geändert, dass der Impulsfluss am Boden (d.h. das Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit) als prozesswirksame Größe einen linearen Zeitverlauf nimmt.

Im Unterschied zu einer abrupten Konfrontation der homogen verteilten Startvariablen mit dem heterogenen Untergrund (wie in GESIMA, s. EPPEL et al., 1995) führt das langsame Initialisieren der realen Bodenstrukturen zu einer Dämpfung der auftretenden störenden Schwingungen.

### 2.4.2 Externe Zeitsteuerung

Die reale Entwicklung der Temperatur- und Windfelder eines mesoskaligen Gebietsausschnittes resultiert nicht nur aus den lokalen Prozessen, sondern auch aus Vorgängen im großskaligen Maßstab, beispielsweise der Advektion variabler Luftmassen. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb neben der Simulierung typisch mesoskaliger Vorgänge auch die zeitliche Steuerung der großskaligen (geostrophischen) Anströmungsrichtung und -geschwindigkeit praktiziert.

Der zeitgesteuerte geostrophische Wind als Parameter für die großskaligen Druckänderungen bildet die Grundvoraussetzung für die Lösung der dynamischen Modellgleichungen (Schritt a). Die Lösung selbst (das Strömungsfeld) ist jedoch ebenfalls zielgerichtet anzupassen (zu forcieren), da sie sich annähernd im Gleichgewicht mit den aktuellen Druckverhältnissen befindet und gleichzeitig mit ihnen den Gebietsausschnitt beherrscht (Schritt b). Von Bedeutung sind auch die Randbedingungen, da sie die Verbindung zum außerhalb des Modellgebietes bestehenden Zustand der Atmosphäre herstellen (Schritt c).

a) Richtung und Betrag des geostrophischen Windes, der im Modell als homogen vorausgesetzt wird, sind zeitabhängig vorzugeben. Dem Modell stehen damit die aktuellen großskaligen Druckverhältnisse zur Verfügung, die über die Modellgleichungen eine elastische Reaktion der Lösung hervorrufen.

b) Die hier betrachteten großskaligen Druckänderungen beziehen sich jedoch nicht auf die Verfolgung einer bestimmten (bewegten) Luftmasse, sondern auf einen ortsfesten Gebietsausschnitt, in dem die vorherrschende (variable) Luftmasse annähernd im geostrophischen Gleichgewicht mit den jeweiligen Druckverhältnissen steht. Deshalb ist zusätzlich zur (elastischen) Lösung der aktuellen Modellgleichungen eine gezielte Anpassung (Forcierung) der Lösung an die aktuellen Bedingungen vorzunehmen. Diese externe Anpassung des Wind-

feldes an die äußeren Bedingungen erfolgt durch Zusatzterme in den Modellgleichungen, die eine zur geostrophischen Windgeschwindigkeitsänderung gleichgerichtete Variation des lokalen Windes bewirken. Dabei wird die Winkeldrehung identisch und die Geschwindigkeitsänderung proportional zur betreffenden geostrophischen Größe gewählt. Die Feinabstimmung wird im normalen Simulationsablauf vollzogen.

c) Für eine zuverlässige Führung der zeitabhängigen Modellrechnungen mit vorgegebenen Parameteränderungen ist es außerdem zweckmäßig, die Randbedingungen am Einströmrand durch die Eigenschaften der einströmenden Luftmasse vorzugeben bzw. zu beeinflussen. Zu diesem Zweck werden zusätzlich zu den im Modellgebiet dreidimensional miteinander verkoppelten Variablen die gleichen Größen mit ausschließlich vertikaler Kopplung (1-dimensional) zur Beschreibung der einströmenden homogenen Luftmasse berechnet (vgl. Kapitel 2.2.2). Die 1-dimensionalen Lösungen werden der gleichen Forcierung unterzogen wie die 3-dimensionalen (Punkte a und b). Sie bestimmen über einen einfachen advektiven Prozess die Randwerte am Einströmrand, wobei der Abstand der homogenen Front zum Modellgebiet frei wählbar ist.

### 3. Ergebnisse

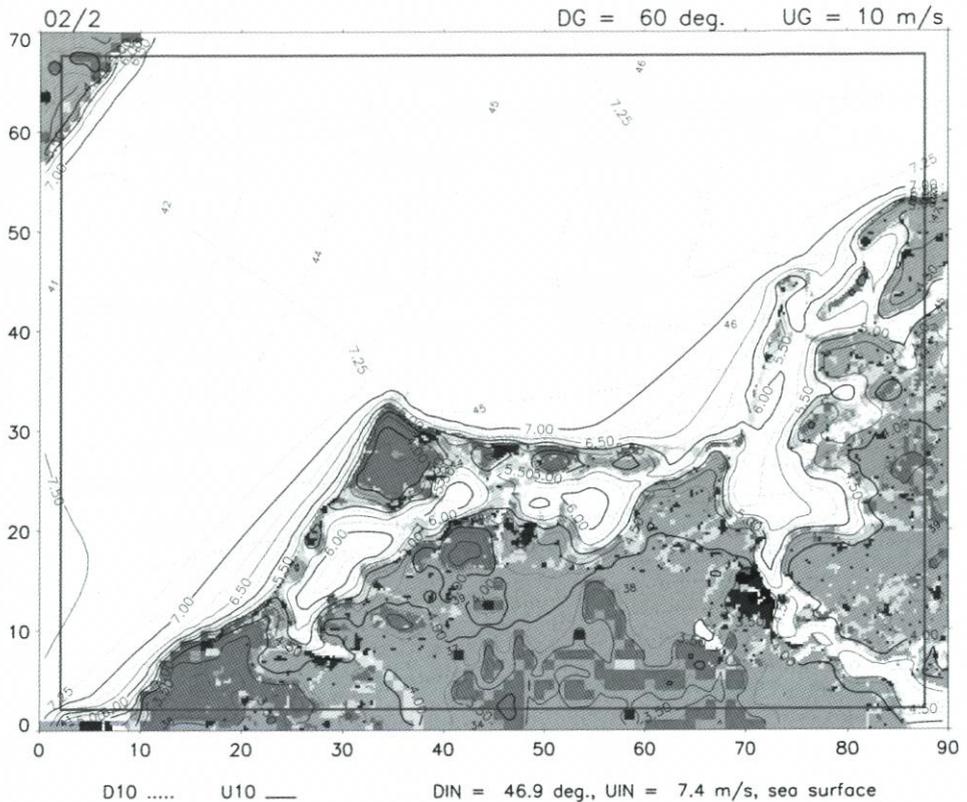
#### 3.1 Stationäre Windfelder

##### 3.1.1 Windatlas

In einer durchmischten Atmosphäre unter konstanten thermischen Verhältnissen führen die atmosphärischen Simulationen auf nahezu stationäre Strömungsmuster. Die in vorliegender Arbeit berechneten Windfelder wurden für das thermische Profil einer neutralen Reibungsschicht (9,8 K/km) mit darüberliegender Standardatmosphäre (6,5 K/km; siehe z. B. PICHLER, 1986, S. 149 f.) ermittelt. Sie sind nach dem geostrophischen Wind (Höheniveau 850 hPa bzw. 1500 m) geordnet und zu einem Windatlas (HINNEBURG, RAABE und TETZLAFF, 1997) zusammengefasst. In Abhängigkeit von der Strömungsrichtung (Land- oder See-Herkunft) wurden zwei Arten von Luftmassen mit typischen Höhen der Reibungsschicht unterschieden.

Der geostrophische Wind ist in 12 Richtungen  $D_g$  (Abstand  $30^\circ$ ) und in 9 Geschwindigkeitsstufen  $U_g$  (Abstand  $5 \text{ ms}^{-1}$ , zuletzt  $10 \text{ ms}^{-1}$ ) eingeteilt. Mit diesen 108 Klassen werden alle großskaligen Strömungsrichtungen und -stärken erfasst. Zwischenzustände lassen sich daraus durch entsprechendes Interpolieren konstruieren. Jedes Windfeld besteht aus punktwisen Angaben zu Richtung und Geschwindigkeit des Windes in 10 m Höhe auf einem festen Gitter mit 1 km Abstand. Die unterhalb dieser Auflösung bestehenden Strukturen des Untergrundes sind in gemittelter Form berücksichtigt (siehe Kapitel 2.2.1).

Alle berechneten Felder der Wind- und der Schubspannungsgeschwindigkeit sind als gespeicherte Datensätze (Diskette/CD) verfügbar. Darüber hinaus sind die Windfelder in einer leicht quantifizierbaren Form graphisch dargestellt worden. Zu diesem Windatlas gehört ein umfangreicher Anwendungsteil mit Hinweisen und Programmen zum Interpolieren in und zwischen den einzelnen Datenfeldern. Zu bekannten (gemessenen) Werten des Höhenwindes oder des Bodenwindes einer bestimmten Station lassen sich die zugehörigen Windfelder komplett ermitteln. Damit werden Anwendungen in den anderen Themenbereichen dieses Heftes erschlossen. So lassen sich lokale Werte an relevanten, jedoch nicht im Messnetz vertretenen Orten gewinnen (s. Kapitel 3.1.2 und die Beiträge von BECKMANN und TETZLAFF

Abb. 2: Windfeld in 10 m Höhe für Nordost-Höhenwind  $10 \text{ ms}^{-1}$ 

sowie von BÖRNGEN et al.) oder vollständige zeitliche Abläufe als Windfeldserien zusammenstellen (siehe Kapitel 3.2). In diesem Zusammenhang sei auch auf die Möglichkeit zur Berechnung regionaler Windklimadaten auf der Grundlage des Windatlas und einer vorgegebenden Häufigkeitsverteilung von einer Beobachtungsstation hingewiesen (statistisch-dynamische Regionalisierung, siehe z.B. FREY-BUNESS et al., 1995, und BRÜCHER et al., 1994).

Zur Veranschaulichung werden in den Abb. 2 bis 5 beispielhaft vier Windfelder aus dem Windatlas (HINNEBURG et al., 1997) wiedergegeben, die zu einem geostrophischen (Höhen-)Wind der Stärke  $U_g = 10 \text{ ms}^{-1}$  aus vier verschiedenen Richtungen  $D_g$  (ungefähr NO, SO, SW, NW) gehören. Neben den Isolinien für die lokale Windgeschwindigkeit ( $U_{10}$ ) und -richtung ( $D_{10}$ ) in 10 m Höhe finden sich zu jeder Situation die gleichen Größen auch für den vor dem Einströmrand bestehenden homogenen Zustand der Atmosphäre ( $U_{in}$ ,  $D_{in}$ ) mit der charakteristischen Rauigkeit ( $z_0$ ) angegeben (vgl. Kapitel 2.2.2). Weitere Informationen wurden im Zusammenhang mit dem in Abb. 1 vorgestellten Modellgebiet gegeben (siehe Kapitel 1). In den Darstellungen der Windfelder treten besonders auffällig die weit über die Wasserflächen ausgreifenden Windfahnen und -schatten als Abbilder der Küstenstrukturen in Erscheinung.

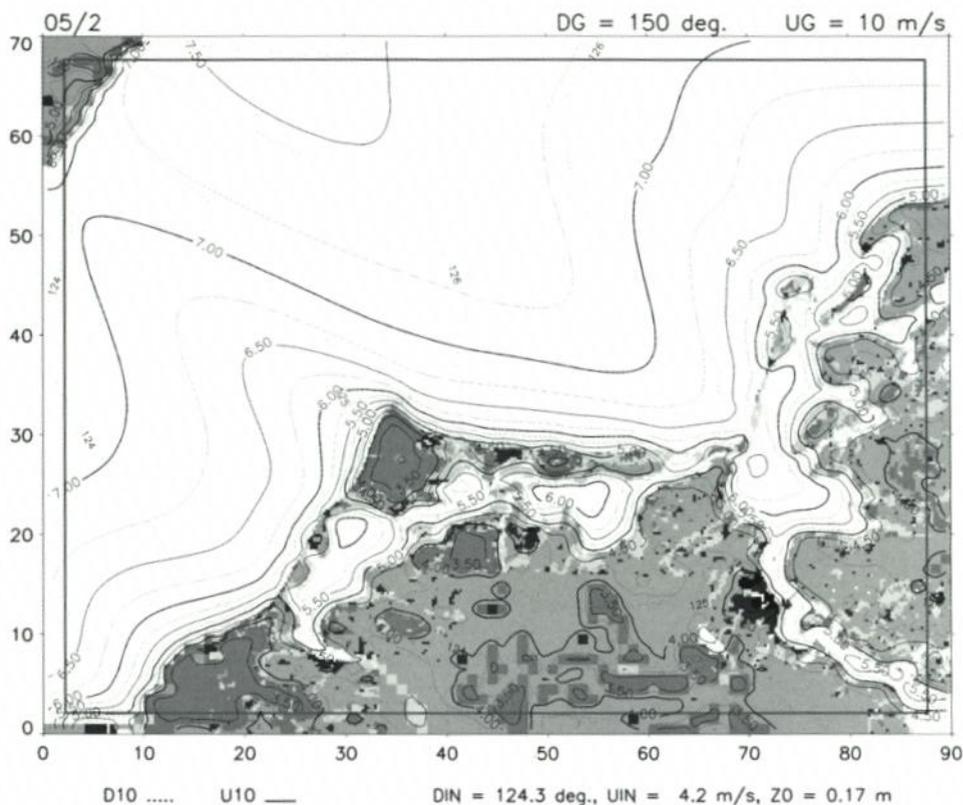


Abb. 3: Windfeld in 10 m Höhe für Südost-Höhenwind  $10 \text{ ms}^{-1}$

### 3.1.2 Validierung

Die Überprüfung der berechneten Windfelder des Windatlas erfolgt anhand einer Höhenwind- und zweier Bodenwindmeßreihen (Barth und Zingst), deren Aufbereitung in Punkt a (siehe unten) beschrieben ist. In Punkt b wird im wesentlichen das Verhältnis zwischen lokal geprägtem Bodenwind und großskaligem Höhenwind analysiert und damit die Zuordnungswiese der Windfelder zu den Ordnungsparametern des Windatlas geprüft. Zusätzlich zu diesen Relationen über die Distanz der Vertikalausdehnung der Grenzschicht werden auch die horizontalen Strukturen innerhalb der Windfelder durch gegenseitigen Bezug der Bodenwinde untersucht (ausführlicher s. in: HINNEBURG et al., 1998). In allen Fällen verursacht die Vielzahl der Einzelmesswerte eine Streuung der Ergebnisse, die neben den Mittelwerten ebenfalls ausgewertet werden. Die topographischen Unterschiede zwischen Barth und Zingst und die Distanz von 12 km bedingen auch starke Unterschiede in den Werten beider Bodenstationen bzw. den entsprechenden Windatlaswerten, so daß in Punkt c verallgemeinernde Schlussfolgerungen zur Zuverlässigkeit des Windatlas gezogen werden können.

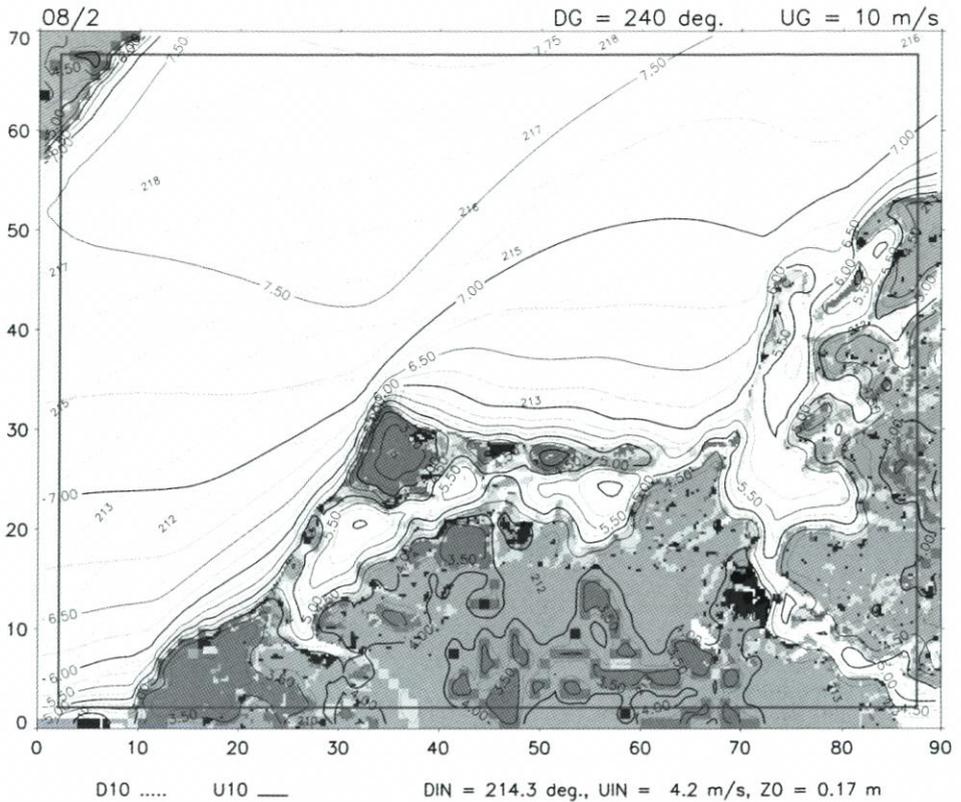


Abb. 4: Windfeld in 10 m Höhe für Südwest-Höhenwind  $10 \text{ ms}^{-1}$

#### a) Aufbereitung der Messreihen

Zum Vergleich mit dem Windatlas wurden die folgenden Beobachtungsreihen von Geschwindigkeit und Richtung des Windes im Zeitraum 1981–1993 herangezogen:

- *Höhenwindzeitreihe der aerologischen Station Greifswald* im Höhenniveau 850 hPa, in regelmäßigem Zeitrhythmus von 6 Stunden vorliegend, jedoch ab 1992 Fortfall der 18-Uhr-Messpunkte: Die Daten dieser Messreihe, die oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht lokalisiert sind, werden im Windatlas direkt als geostrophischer Wind interpretiert.
- *Bodenwindzeitreihe der Station Barth*, Flughafen, 10 m Messhöhe, stündliche Messwerte: Aufgrund der Identität der Messhöhe mit der Bezugshöhe des Windatlas (vgl. Kapitel 2.3.2) ist ein unkorrigierter Vergleich mit den auf die Barther Koordinaten interpolierten Windatlasdaten möglich.
- *Bodenwindzeitreihe der Station Zingst*, Mast auf bewaldeter Düne, Uferentfernung 40 m, Messhöhenänderung am 16. 4. 1988 von 16,5 m auf 18 m, dreistündliche Messwerte: Die effektive Höhe der Messungen reduziert sich gegenüber der Masthöhe um 1,5 m aufgrund des eingesenkten Mastfußes sowie zusätzlich um die Verdrängungshöhe des Waldstreifens, so dass sich ihr Wert der Marke von 10 m nähert. Da eine Normierung auf die exakte Bezugshöhe mittels des logarithmischen Windgesetzes bei einer Rauigkeit von ca. 0,1 m Kor-

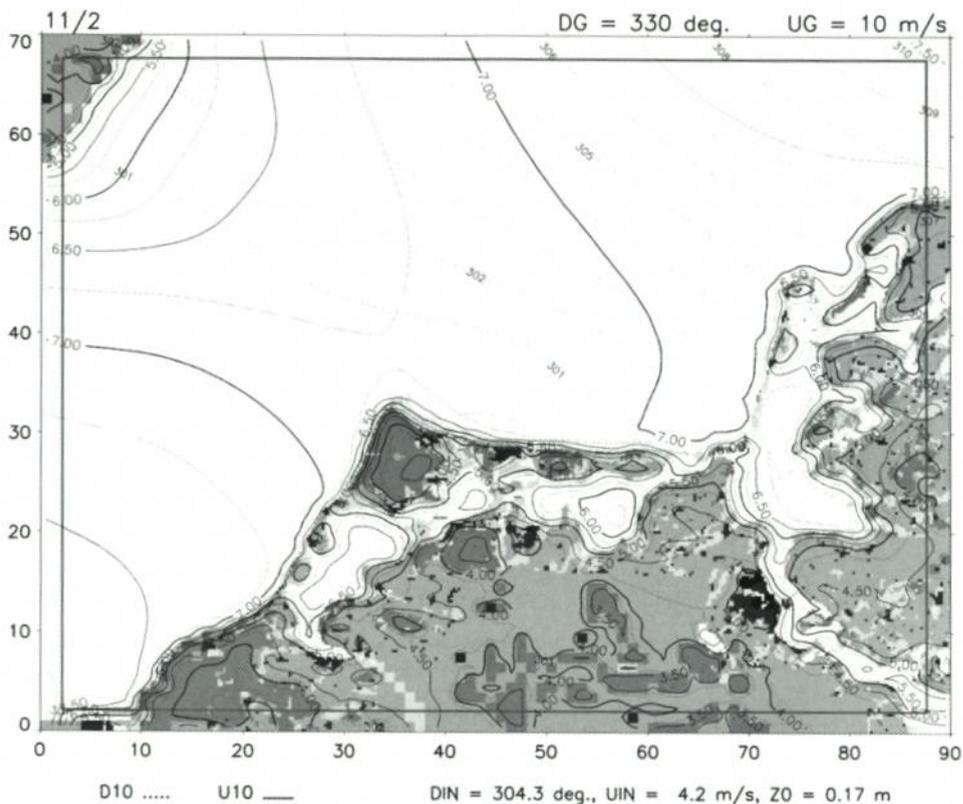


Abb. 5: Windfeld in 10 m Höhe für Nordwest-Höhenwind  $10 \text{ ms}^{-1}$

rekturen von maximal einigen Prozent bewirkt, wird von einer Messwertkorrektur auch in diesem Fall abgesehen (vgl. unten Punkt b).

Die Herstellung von (zeitgleichen) Zusammenhängen auf der Seite der Beobachtungswerte und ihr Vergleich mit den internen Relationen des mesoskaligen Windatlas erfordert sowohl ein einheitliches Zeitgitter als auch eine zeitliche Mittelung der Messdaten. Deshalb wurde auf die ursprünglichen Messreihen ein zeitliches Mittelungsverfahren über 6 Stunden angewendet und ein festes Zeitgitter mit 6 Stunden Abstand für die Mittelwerte geschaffen. Zeitpunkte, für die aufgrund von Beobachtungslücken keine sicheren Mittelwerte berechnet werden konnten, scheiden aus der weiteren Analyse aus.

Die auszuwertenden Relationen, beispielsweise das Verhältnis des Bodenwindes zum Höhenwind, werden zeitpunktweise gebildet und den betreffenden Höhenwindklassen (in Schritten von  $5 \text{ ms}^{-1}$  und  $30^\circ$ ) zugeordnet. Die Mittelwerte der Geschwindigkeitsquotienten innerhalb einer Klasse werden durch arithmetische und die der Winkeldifferenzen durch vektorielle Mittelung gewonnen. Grundsätzlich werden die unterste Geschwindigkeitsklasse (Störung durch thermische Effekte) und die höchsten Klassen (statistische Besetzungsdichte unter 10) nicht ausgewertet.

## b) Ergebnisse

In den Abb. 6 (für Barth) und 7 (für Zingst) sind die mittleren Quotienten der Geschwindigkeitsbeträge (im oberen Teil) und die mittleren Differenzen der Richtungswinkel (im unteren Teil) zwischen dem Bodenwind und dem Höhenwind dargestellt. Die Ergebnisse sind für alle Höhenwindklassen getrennt angegeben. Innerhalb der markierten 12 Richtungsklassen erfolgt die Anordnung nach steigender Geschwindigkeitsklasse (Breite der Diagrammbalken). Die durchgezogenen Linien beziehen sich auf die Beobachtungsergebnisse und die punktierten Linien auf die dem Windatlas entnommenen Daten.

Die Quotienten aus der für *Barth* (Abb. 6) berechneten Bodenwind- und der Höhenwindgeschwindigkeit weisen mit Werten zwischen 0,37 und 0,44 keine starke Variation auf, wobei sich die höheren Werte auf die Windrichtungen mit nördlicher Komponente beschränken. Dieses Ergebnis ist die Folge der verhältnismäßig homogenen Umgebungsbedingungen am Messort Barth und wird mit Ausnahme der Richtungsklassen 2-3 und 6-7 auch von den Beobachtungsmittelwerten bestätigt, die um maximal 10 % von den berechneten abweichen. Die Richtungswinkel des Bodenwindes sind den Berechnungen zufolge um 20-30° kleiner als die des Höhenwindes, während diese Scherung nach den Beobachtungen im Mittel um 10° geringer ausfällt. Die in den Richtungsklassen 2-3 und 6-7 vorliegenden größeren Unterschiede zwischen Windatlas und Beobachtungsmittel müssen auf hier nicht überprüfbare topographische Inhomogenitäten der unmittelbaren Umgebung der Messstation Barth zurückgeführt werden, da seitens der Simulationen in den Randwerten und im Rechenungsverlauf keine Abweichungen zu benachbarten Richtungen auftraten.

Die unmittelbare Küstennähe der Station *Zingst* (Abb. 7) öffnet diesen Standort für einen nahezu ungehinderten Seewind-Einfluss aus allen Richtungen eines nördlich orientierten Halbkreises. Bodenwind aus diesem Winkelbereich ist mit einem bis 70 % betragenden Geschwindigkeitsverhältnis zum Höhenwind verbunden. Zu diesen hohen Windgeschwindigkeiten führt die über den Wasserflächen reduzierte turbulente Reibung, die jedoch mit Zunahme der Windgeschwindigkeit infolge Wellenbildung überproportional anwächst und in der stärkeren Neigung der betreffenden Diagrammbalken zum Ausdruck kommt. Für entgegengesetzte Windrichtungen sinkt der Geschwindigkeitsquotient auf Werte bis 35 %. Anders als im Fall von Barth durchläuft hier die Windrichtung zwei markante Übergangszonen zwischen Land- und See-Einfluß, in denen bereits eine leichte Richtungsänderung zu größeren Effekten führt (siehe die Richtungsklassen 3 und 9). Weiterhin fällt ein systematisch überhöht berechneter Wind auf, der als Folge der unbekanntenen effektiven Messhöhe (vgl. Punkt a) angesehen wird. Unter Ausklammerung dieser korrigierbaren Abweichungen kann wie für Barth die Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Bodenwindgeschwindigkeiten mit einer Toleranz von 10 % angegeben werden. Die berechnete Bodenwinddrehung beträgt in Zingst 15° für die nordöstlichen Richtungsklassen 1-2 (ungehinderter See-Einfluss) und zwischen 25° und 30° für alle anderen Klassen (Herkunft des Windes vom Festland oder von den 50 km entfernten dänischen Inseln). Dieser Umstand ist die Folge der Wahl des entsprechend angepassten Ausgangszustandes der Simulationen am Einströmrand des Modellgebietes (vgl. Kapitel 2.2.2 und 2.4.1). Mit einer durchschnittlichen Abweichung von 5° verhalten sich die gemessenen Windrichtungen konform dazu.

Die Ergebnisse eines direkten Vergleiches zwischen *Zingster* und *Barther* Wind werden hier ohne Abb. diskutiert (s. HINNEBURG et al., 1998). Im gegenseitigen Bezug zeichnen sich die erwähnten Unregelmäßigkeiten des Barther Windes ebenfalls ab. Davon abgesehen zeigt sich jedoch eine größere Übereinstimmung zwischen beobachtetem und berechnetem Verhältnis der Windgeschwindigkeiten (7 % Abweichung) als im Falle des Bezu-

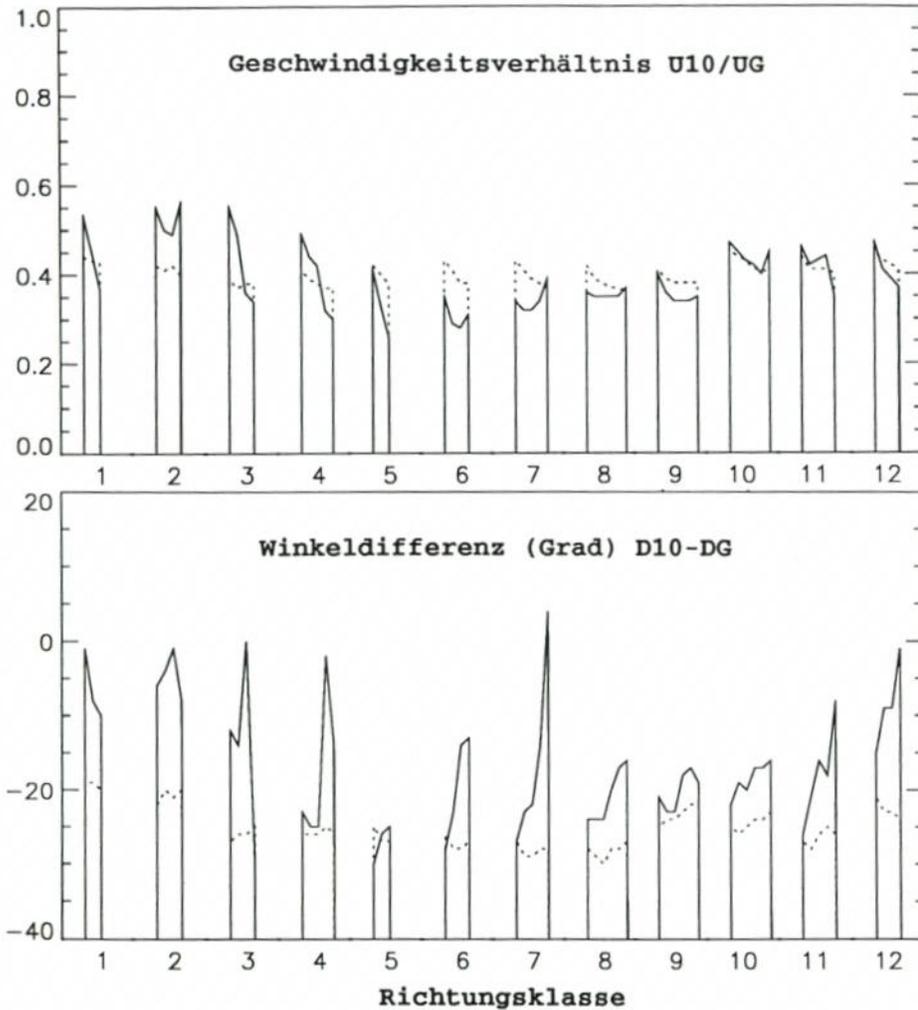


Abb. 6: Mittleres Verhältnis zwischen Bodenwind Barth und Höhenwind Greifswald aus beobachteten (durchgezogen) und berechneten (punktirt) Daten, angeordnet nach Richtungsklassen und (innerhalb dieser) nach Geschwindigkeitsklassen des Höhenwindes

ges auf den Höhenwind (10%, siehe oben). Außerdem wird der mit steigender Windgeschwindigkeit systematisch zunehmende Abstand des berechneten Geschwindigkeitsverhältnisses von Bodenwind zu Höhenwind gegenüber den beobachteten Werten (s. Neigung der Diagrammbalken in den Abb. 6 und 7) hier weitgehend kompensiert.

### c) Schlussfolgerung

Die *Vertikalbeziehung* zwischen Boden- und Höhenwind dient der Prüfung, inwieweit eine Identifizierung des gemessenen Höhenwindes mit dem geostrophischen Wind als dem

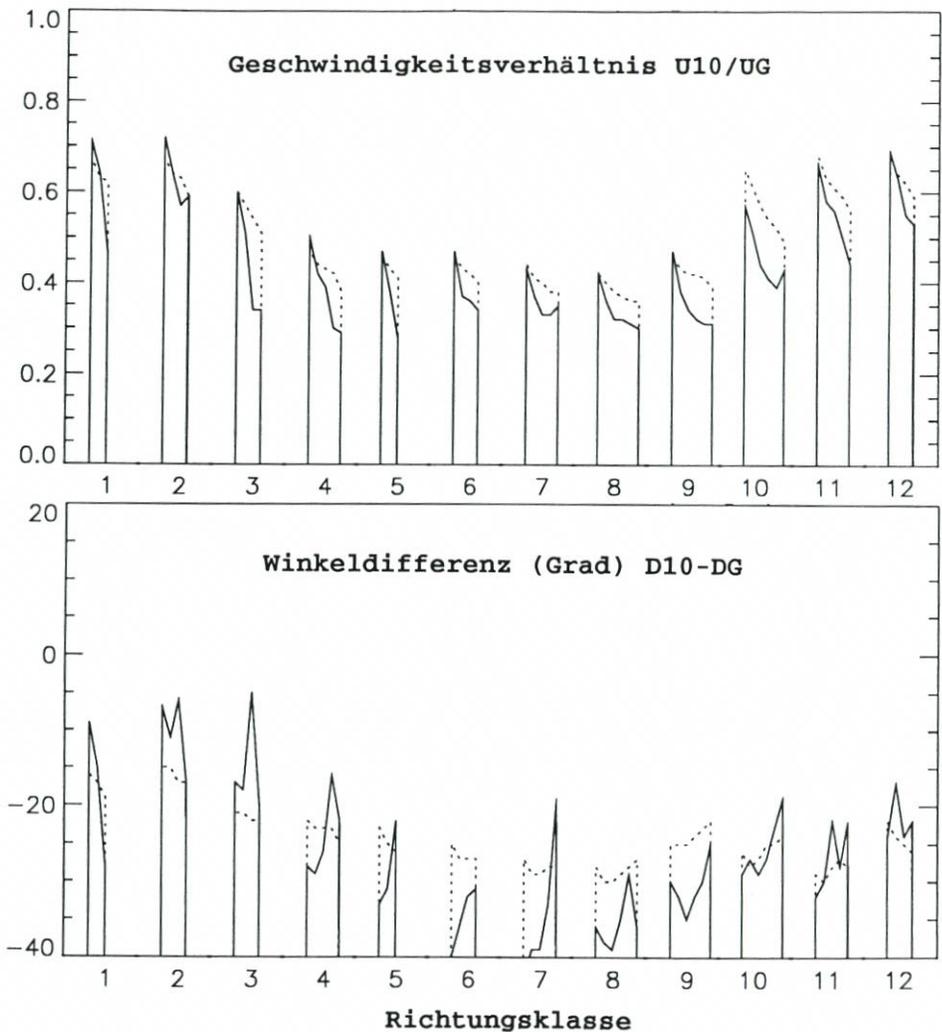


Abb. 7: Mittleres Verhältnis zwischen Bodenwind Zingst und Höhenwind Greifswald aus beobachteten (durchgezogen) und berechneten (punktiert) Daten, angeordnet nach Richtungsklassen und (innerhalb dieser) nach Geschwindigkeitsklassen des Höhenwindes

Ordnungsparameter des Windatlas gerechtfertigt ist und ob die darüber aus dem Windatlas abgerufenen Windfelder zutreffend sind. Von entscheidender Bedeutung ist hierbei die Qualität der modellierten Turbulenzstruktur der Grenzschicht. Die in den Simulationen in gemittelter Form berücksichtigten Strukturen der Erdoberfläche und thermischen Profile der Grenzschicht (s. Kapitel 2.2.1 und 3.1.1) bedingen in ihren nichtlinearen Auswirkungen wesentlich das Abweichen der berechneten Windzustände von den beobachteten. Die Ergebnisse (vgl. Punkt b) sagen hierzu aus, dass im statistischen Langzeitmittel die zu gegebenem Höhenwind (geostrophischem Wind) berechneten Windfelder durchschnittlich zu 10% im Betrag und  $10^\circ$  in der Richtung mit den Beobachtungswerten übereinstimmen. Ein in diesem Zusammenhang erwähnenswerter Vergleich zwischen diesem Windatlas und dem von RU-

DOLPH u. GAYER (1995) für eine andere Küstenregion vorgestellten Windatlas (Anwendung des GESIMA-Modells mit ähnlichem thermischen Profil) zeigt prinzipielle Gleichheit in den Windgeschwindigkeiten. Auch der halbempirische Zusammenhang des geostrophischen Widerstandsgesetzes zwischen geostrophischer Windgeschwindigkeit, Schubspannungsgeschwindigkeit am Boden und Rauheitslänge (s. z. B. THEUNERT et al., 1989) wird von den hier berechneten Ergebnissen mit einer Toleranz von wenigen Prozent erfüllt.

Die *Horizontalbeziehung* zwischen zwei Bodenmessungen und ihr Vergleich mit entsprechenden Werten des Windatlas prüft hingegen die Möglichkeit, von einer Bodenmessung auf das gesamte Windfeld zu schließen. Im Geschwindigkeitsfeld des Bodenwindes drückt sich vorrangig der turbulente Einfluss der lokalen Bodenrauigkeit aus, dem jedoch eine durch horizontalen Impulstransport modifizierte Gestalt (Windfahnen und -schatten) aufgeprägt wird. Am Beispiel der Messungen in Küstennähe (Zingst), die wechselweise Land- oder Seewind registrieren, und denen im Landesinnern (Barth) werden diese Verhältnisse besonders offenkundig. Auf der Vergleichsebene des mittleren bodennahen Windfeldes wird das Ergebnis gewonnen (s. Punkt b), dass sich Simulation und Beobachtung in der Windgeschwindigkeit um durchschnittlich 7 % und in der Windrichtung um 10° voneinander unterscheiden. Dabei kompensiert sich auch weitgehend die im Vertikalbezug auftretende Geschwindigkeitsabhängigkeit dieser Abweichungen (vgl. die Neigungen der Diagrammbalken in den Abb. 6 und 7). Mit diesen Ungenauigkeiten ist demzufolge zu rechnen, wenn mittels der Datenmatrizen des Windatlas aus dem bekannten Wind einer Bodenstation auf den an einer anderen Stelle anzutreffenden mittleren Wind geschlossen werden soll.

Die angegebenen Fehlerbereiche stellen die systematische Unschärfe eines Windfeldes dar, das zu einem bestimmten Höhen- oder Bodenwind als Bezugswert für die Windatlas-Interpolation berechnet wurde. Wenn hingegen die Windfeldberechnung mit gemessenen Momentanwerten verglichen wird, tritt ein zusätzliches, größeres Fehlerintervall hinzu, das aus der statistischen Streuung verschiedener, den gleichen Messwert liefernder Wettersituationen resultiert:

Die durchschnittliche statistische Schwankungsbreite der beobachteten Einzelwerte des bodennahen Windes bei gleichem fixierten Höhenwind beträgt für die niedrigen Windgeschwindigkeiten 1,3 ms<sup>-1</sup> (43 % relativ) und 45° und für die höheren Windgeschwindigkeiten 2,7 ms<sup>-1</sup> (11 %) und 12°. Im Falle eines fixierten Bodenwindes als Vorgabegröße liegen die Standardabweichungen für die kleineren Windgeschwindigkeiten wesentlich niedriger: im Betrag relativ bei 27 % (gegenüber 43 %) und in der Richtung bei 21° (gegenüber 45°). Diese Werte drücken einerseits eine mit wachsender Windgeschwindigkeit zunehmende Stabilisierung der Windfelder aus und andererseits eine höhere Korrelation der gemessenen Bodenwinde untereinander als zwischen ihnen und dem Höhenwind. Die Interpretation der gewonnenen Ergebnisse führt zu der Aussage, dass bei horizontaler Anbindung des Windatlas (d. h. Windfeldberechnung zu gegebenem Bodenwind) sowohl die Abweichungen zu mittleren Beobachtungswerten als auch die zu den Einzelwerten geringer sind als bei vertikaler Anbindung an einen vorgegebenen Höhenwind.

### 3.2 Zeitveränderliche Windfelder

Zeitveränderliche Ereignisse sind im Rahmen dieser Arbeit nach zwei Methoden simuliert worden:

a) Die auf dem *Windatlas* beruhende Berechnung setzt ein Ereignis als zeitliche Abfolge von stationären Windsituationen zusammen, die aus den Zuständen des Windatlas gemäß der

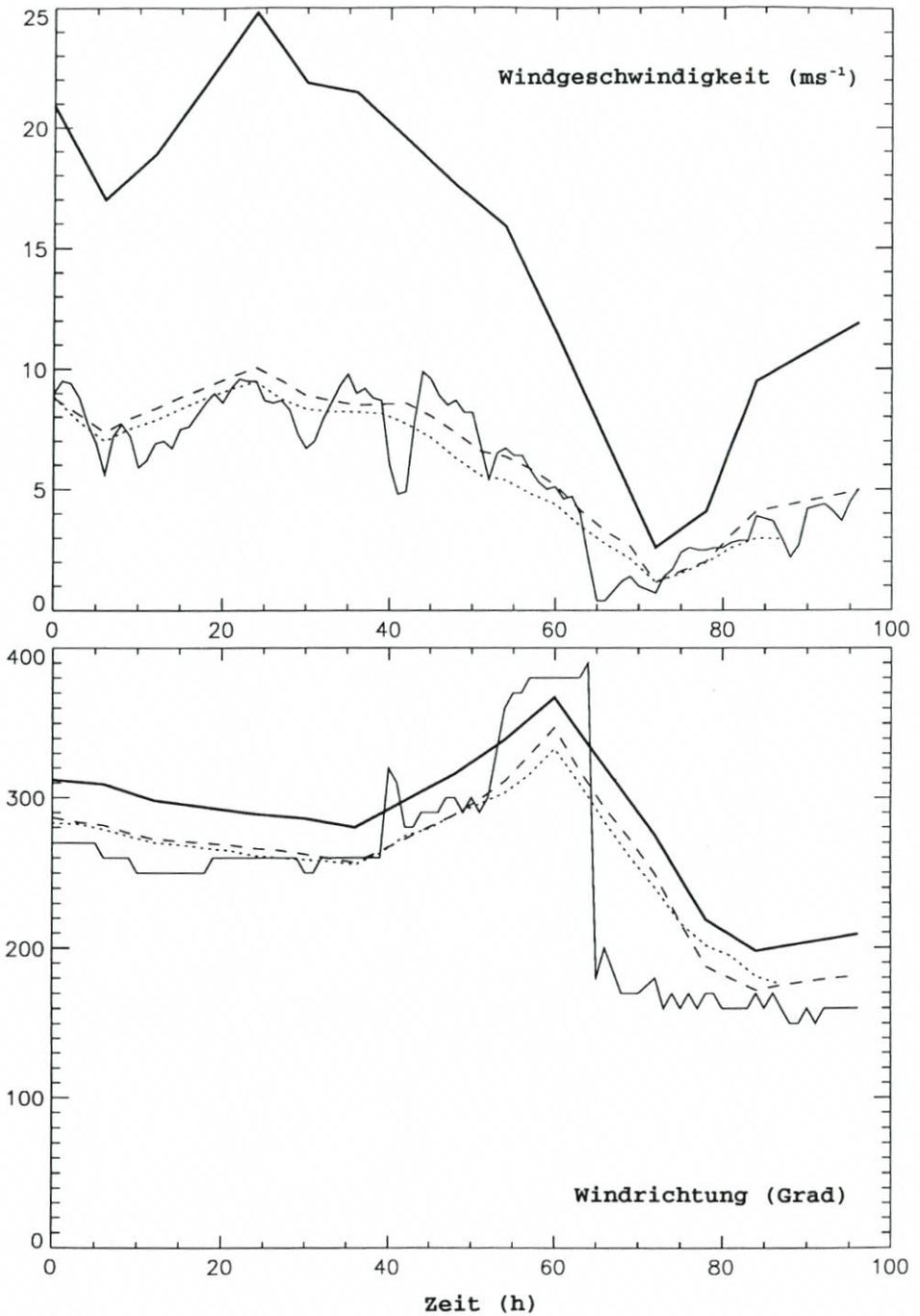


Abb. 8: Vergleich der Windatlas-Interpolation (gestrichelt) und der zeitabhängigen Simulation (punktiert) mit Beobachtungswerten (dünn durchgezogen) für den Zeitraum 6. 11. 92(00.00)–9. 11. 92(24.00) am Ort Barth. Beide Berechnungsverfahren sind von der Höhenwindmessung Greifswald (dick durchgezogen) gesteuert

Entwicklung des großskaligen Windes interpoliert werden. Diese Konstruktion ist wie der Windatlas an ein zeitkonstantes, durchschnittliches thermisches Profil gebunden, d. h. tageszeitliche Schwankungen unter sonst konstanten großskaligen Bedingungen sind nicht in geeigneter Weise berücksichtigt. Als einzige veränderliche Parameter, nach denen die Zustandsfolge zusammengestellt wird, dienen Richtung und Geschwindigkeit des geostrophischen Windes (Höhenwindes). Ereignisse, die auf der Änderung anderer Parameter beruhen, sind mit dem Windatlas nicht modellierbar.

b) Der direkte Weg einer *zeitabhängigen Simulation* besteht in der Anwendung des in Kapitel 2.4.2 beschriebenen Modells auf das betrachtete Ereignis. Dieses Verfahren bedeutet im Unterschied zur Windatlas-Anwendung (Interpolationen) eine zeitaufwendige Neu-Simulation mit dem Vorteil, den Tagesgang der Variablen ebenso wie die Auswahl verschiedener thermischer Profile, die nicht unbedingt konstant bleiben müssen, zu ermöglichen.

Zum *Vergleich beider Methoden* untereinander sowie mit Beobachtungsdaten (s. Abb. 8) wurde ein 4-tägiges Ereignis mit beobachteter variabler Windgeschwindigkeit (s. oberen Teil) und Windrichtung (siehe unteren Teil) herangezogen und mittels beider Methoden simuliert. Die interpolative Ermittlung der Windsituationen aus dem Windatlas (gestrichelte Linien) und die Steuerung der zeitabhängigen Simulation (punktiert) erfolgten gemäß dem in Greifswald gemessenen Höhenwind (dick durchgezogen). Diese Ergebnisse werden mit Beobachtungsdaten am Ort der Barther Messungen (fein durchgezogen) verglichen. Aufgrund der großen Zeitabstände zwischen den Höhenwindmessungen, die für die Simulationssteuerung durch lineare Interpolation überbrückt wurden, fallen die berechneten Funktionsverläufe glatter aus als die zeitlich dichter vorliegenden Daten der Bodenstation Barth (vgl. Kapitel 3.1.2, Punkt a). Insbesondere in der Zeitspanne 60–72 Stunden, in der eine markante Winddrehung erfolgt, fehlen Stützpunkte des steuernden Höhenwindes. Der Vergleich der berechneten Windwerte mit den beobachteten zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung, da das gewählte Windereignis hauptsächlich vom Höhenwind gesteuert ist und damit den Simulationsvoraussetzungen entspricht. Im Falle gleichen thermischen Profils (wie hier zugrunde gelegt, s. Kapitel 3.1.1) erweist sich die Interpolationsmethode auf der Grundlage der Datensammlung des Windatlas gegenüber der direkten zeitgesteuerten Simulation als nahezu kongruent und ungleich effektiver. Die Vorteile einer zeitgesteuerten Simulation liegen in der Berücksichtigung anderer thermischer Bedingungen einschließlich des täglichen Temperaturzyklus.

*Die finanzielle Förderung dieser Arbeit* erfolgte durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Verbundvorhabens „Klimawirkung und Boddenlandschaft“ (KLIBO), Teilprojekt „Strömungs- und Sedimenttransport-simulation zur Morphodynamik der Boddengewässer“ (Fördernummer 01 LK 9403/9).

#### 4. Schriftenverzeichnis

- AGTERBERG, R. u. WIERINGA, J.: Mesoscale terrain roughness mapping of the Netherlands. KNMI Technical Report TR-115, 1989.
- AUSSCHUSS FÜR KÜSTENSCHUTZWERKE: EAK 1993. Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken. Die Küste, H. 55, 1993.
- BECKMANN, B.-R.: Veränderungen in der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns (Diss.). Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig, Bd. 7, 1–93, 1997.

- BRÜCHER, W.; KERSCHGENS, M. J. u. STEFFANY, F.: Synthetic wind climatologies. *Meteorol. Z.*, N.F. 3, 183–186, 1994.
- CHARNOCK, H.: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 81, 639–640, 1955.
- CLAUSSEN, M.: Area-averaging of surface fluxes in a neutrally stratified, horizontally inhomogeneous atmospheric boundary layer. *Atmosph. Environ.* 24A, 1349–1360, 1990.
- DONELAN, M.: Air-Sea Interaction. In: *The Sea. Ocean Engineering Science*, Vol. 9, 239–292, 1990.
- EPPEL, D. P.; KAPITZA, H.; CLAUSSEN, M.; JACOB, D.; KOCH, W.; LEVKOV, L.; MENGELKAMP, H.-T. u. WERRMANN, N.: The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part II: Parameterizations and applications. *Beitr. Phys. Atmosph.* 68, 15–41, 1995.
- FREY-BUNESS, F.; HEIMANN, D. u. SAUSEN, R.: A Statistical-Dynamical Downscaling Procedure for Global Climate Simulations. *Theor. Appl. Climatol.* 50, 117–131, 1995.
- HEIMANN, D.: The „Papal Front“ of 3 May 1987: Modelling of Orography and Diabatic Effects. *Beitr. Phys. Atmosph.* 61, 330–343, 1988.
- HINNEBURG, D.: Die Symmetrisierung des MacCormack-Schemas im Atmosphärenmodell GESIMA. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig*, Bd. 4, 90–99, 1996.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 1: Windatlas. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig*, Bd. 5, 1–164, 1997.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Vergleich Windatlas-Beobachtungsdaten. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig*, Bd. 10, 1–18, 1998.
- HINNEBURG, D. u. TETZLAFF, G.: Calculated wind climatology of the South-Saxonian/North-Czech mountain topography including improved resolution of mountains. *Ann. Geophysicae* 14, 767–772, 1996.
- HUPFER, P. u. RAABE, A.: Meteorological transition between land and sea in the microscale. *Meteorol. Z.*, N.F. 3, 100–103, 1994.
- JOHNSON, H. K. u. VESTED, H. J.: Effects of water waves on wind shear stress for current modeling. *J. Atm. Oc. Technol.* 9, 850–861, 1992.
- KAPITZA, H. u. EPPEL, D. P.: The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part I: Dynamical equations and tests. *Beitr. Phys. Atmosph.* 65, 129–146, 1992.
- KITAIGORODSKII, S. A.; KRASITSKII, V. P. u. ZASLAVSKII, M. M.: On Phillips' theory of equilibrium range in the spectra of wind-generated gravity waves of the sea surface. *J. Phys. Oceanogr.* 5, 410–420, 1975.
- KITAIGORODSKI, S. A. u. VOLKOV, Y. A.: On the roughness parameter of the sea surface and the calculation of momentum flux in the lower layer of the atmosphere. *Izv. Atmos. Ocean Phys.* 1, 973–978, 1965.
- PICHLER, H.: *Dynamik der Atmosphäre*. 2. Auflage, Bibliographisches Institut, Mannheim/Wien/Zürich, 1986.
- RUDOLPH, E.: *Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean im Küstenbereich* (Diss.). GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, GKSS 93/E/57, Geesthacht, 1993.
- RUDOLPH, E. u. GAYER, G.: *Atlas of GESIMA wind fields in the Greifswalder Bodden*, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht, Geesthacht, 1995.
- SMITH, S. D. u. BANKE, E. G.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101, 655–673, 1975.
- THEUNERT, S.; TETZLAFF, G. u. BUFE, H.: *Auswertung der Windmeßdaten von 6 Standorten in Norddeutschland*. Bericht Inst. f. Meteor. u. Klimatol. Univ. Hannover, Hannover, 1989.
- WELLS, N.: *The Atmosphere and Ocean: A Physical Introduction*. Taylor and Francis, London, 1986.