

Ermittlung designrelevanter Belastungsparameter für Offshore-Windkraftanlagen



Inaugural-Dissertation

zur
Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von

Matthias Türk

aus Hadamar

Köln 2008

Berichterstatter: Priv.-Doz. Dr. Stefan Emeis
Prof. Dr. Michael Kerschgens

Tag der letzten mündlichen Prüfung: 27. Oktober 2008

Zusammenfassung.....	5
Summary.....	7
Symbolverzeichnis.....	8
Abkürzungen und Begriffe.....	10
Abbildungsverzeichnis.....	11
Tabellenverzeichnis.....	17
1. EINLEITUNG.....	18
2. ZIELSETZUNG / MOTIVATION	20
3. DIE ATMOSPHERISCHE GRENZSCHICHT	22
3.1. Zustand der Atmosphäre	24
3.2 Turbulenzintensität	26
3.3 Stabilitätsmaße in der Prandtl-Schicht.....	26
3.3.1 Potentielle Temperatur.....	26
3.3.2 Richardson-Zahlen.....	26
3.3.3 Obukhov-Länge.....	27
3.4 Windprofil	28
3.5 Spektralanalyse	29
3.6 Extremwertextrapolationen	30
3.7 Besonderheiten der marinen Grenzschicht	30
3.7.1 Bisherige Offshore-Messungen	30
3.7.2 Eigenschaften der Wasseroberfläche	31
3.7.3 Seegangs-Parameter und Wellenalter	32
3.7.4 Vertikaler Aufbau und Profile in der marinen Grenzschicht	33
3.7.5 Dimensionslose Turbulenzmaße	36
3.7.5.1 Widerstandsbeiwert / drag coefficient	36
3.7.5.2 Fluktuationen der Windkomponenten und deren Verhältnis zu u^*	36
3.7.5.3 Die Abhängigkeit von $\sigma_{u,v,w}$ von \bar{u} (Turbulenzintensität)	39
3.7.6 Spektralanalyse	40
4 DATEN UND METHODEN.....	41
4.1 Messplattform und –standort	41
4.2 Auswertemethoden	42
4.2.1 Berechnung der turbulenten Längenskalen aus der Autokorrelationsfunktion	43
4.2.2 Wirbelneigungen	44
4.2.3 Spektralanalyse	45
4.2.4 Extremwertextrapolationen	45

5. ERGEBNISSE	47
5.1 Wellen (<i>Wellenhöhe, Wellenalter</i>)	47
5.1.1 Wellenhöhe	47
5.1.2 Wellenalter.....	49
5.2 Wind.....	55
5.2.1 Häufigkeitsverteilungen von Windgeschwindigkeit und -richtung an FINO1	55
5.2.1.1 Windgeschwindigkeit	55
5.2.1.2 Windrichtung.....	55
5.2.2 Vertikales Windprofil	56
5.2.3 Winddrehungen.....	60
5.2.4 Inversionen / Potentielle Temperatur.....	60
5.3 Turbulenz in der marinen atmosphärischen Grenzschicht.....	66
5.3.1 Turbulenzintensität.....	66
5.3.2 Fluktuationen der Windkomponenten und deren Verhältnis zu u_*	70
5.3.2.1 Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der Schubspannungsgeschwindigkeit und der Standardabweichungen.....	70
5.3.2.4 Unterscheidung zwischen Prandtl- und Ekman-Schicht.....	82
5.3.3 Räumliche Struktur der Turbulenz.....	84
5.3.3.1 Turbulente Längenskalen	84
5.3.3.2 Vorwärtsneigung der Turbulenzelemente.....	85
5.3.3.3 Spektralanalyse.....	88
5.4 Extremwertextrapolationen	91
6. VERGLEICH DER FINO-MESSDATEN MIT DEN IEC-NORMEN 61400	94
6.1 Windkraftanlagen-Klassen	94
6.2 Normale Windbedingungen	95
6.2.1 The normal wind profile model (NWP).....	95
6.2.2 The normal turbulence model (NTM).....	98
6.3 Extreme Windbedingungen	101
6.3.1 Extreme wind speed model (EWM).....	101
6.3.2 Extreme operating gust (EOG)	106
6.3.3 Extreme direction change (EDC).....	112
6.3.4 Extreme coherent gust with direction change (ECD)	115
6.4 Zusammenfassung des Vergleichs mit der IEC-Norm	116
7. SCHLUSSFOLGERUNGEN	117
8. AUSBLICK	119
Literaturverzeichnis.....	120
Erklärung.....	125
Danksagung	126

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse von Messungen der Wind- und Turbulenzverhältnisse zwischen 30 und 100 m Höhe über See im Gebiet der Deutschen Bucht auf Basis von vier Jahren Daten präsentiert. Die mittleren gemessenen Größen der Windgeschwindigkeit (Jahresmittel 9,9 m/s in 90 m Höhe) und -richtung (Hauptwindrichtung aus West-Südwest) entsprechen im Wesentlichen den z. B. vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie (BSH) getroffenen Vorhersagen für diese Region.

Erstmals konnten zusätzlich Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit, der Turbulenzintensität, der extrapolierten Extremereignisse der Windgeschwindigkeit und anderer wichtiger Größen im Bereich zwischen dem unteren Ende der Rotorfläche (etwa 30 m) und der Nabenhöhe (etwa 90-100 m) der geplanten Offshore-Windkraftanlagen der 5 MW Klasse auf Basis eines mehrjährigen, qualitativ hochwertigen Datensatzes mit einer Höhengauflösung von 10 m für verschiedene Windgeschwindigkeitsbereiche und atmosphärische Stabilitätsverhältnisse bestimmt werden.

Für einige der untersuchten Größen wurde auch die Abhängigkeit vom Wellenalter betrachtet. Der Vertikalgradient der Windgeschwindigkeit ist zwischen 30 und 100 m Höhe in den meisten Situationen vor allem aufgrund der geringen Oberflächenrauigkeit über See deutlich geringer als über den meisten Landoberflächen. Der Bereich der größten Windgeschwindigkeitsabnahme zum Boden hin liegt typischerweise unterhalb der untersten Messhöhe von 30 m, was darauf hindeutet, dass die Obergrenze der Prandtl-Schicht in den meisten Fällen (vor allem bei niedrigen bis mittleren Windgeschwindigkeiten) ebenfalls unterhalb von 30 m liegt. Die Turbulenzintensität zeigt eine ausgeprägte Höhen- und Windgeschwindigkeitsabhängigkeit: Mit zunehmender Windgeschwindigkeit nimmt die Turbulenzintensität aufgrund der größer werdenden Wellenhöhe und somit Oberflächenrauigkeit zu, mit zunehmender Höhe nimmt die Turbulenzintensität wegen des geringer werdenden Einflusses der Oberflächenrauigkeit ab. Im Mittel ist das Niveau der Turbulenzintensität jedoch wesentlich niedriger als über den meisten Landoberflächen. Die Vertikalprofile der extrapolierten Extremereignisse des 10-Minuten Mittels und der 1- bzw. 3-Sekunden Bö der Windgeschwindigkeit zeigen erwartungsgemäß einen Anstieg mit der Höhe. Der extrapolierte 50-Jahres Wert des 10-Minuten Mittels beträgt in 90 m Höhe 42,4 m/s, der entsprechende Wert der 3-Sekunden Bö beträgt 51,1 m/s.

Neben der Untersuchung dieser mittleren Größen – in der Regel auf 10-Minuten Mittelwerten basierend – wurden zweieinhalb Jahre von Ultraschallanemometermessungen mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Hz ausgewertet, um wichtige turbulente Größen wie z. B. die Fluktuationen der Windkomponenten und deren Verhältnis zur Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , die räumliche Struktur von Turbulenzelementen („Eddies“) oder die spektralen Eigenschaften der Windkomponenten zu bestimmen. Die Schubspannungsgeschwindigkeit ist eng mit der Windgeschwindigkeit korreliert und zeigt einen Anstieg mit zunehmender Windgeschwindigkeit, die Werte der Varianzen der Windkomponenten liegen in einem ähnlichen Bereich, wie in früheren Arbeiten berichtet. Bei der räumlichen Struktur zeigt sich unter anderem eine im Mittel vorwärts geneigte Ausrichtung der Turbulenzelemente. Die Stärke der Vorwärtsneigung hängt dabei vor allem von der Windgeschwindigkeit ab. Die turbulenten Längenskalen, die ein Maß für die (horizontale) Ausdehnung von Turbulenzelementen liefern, zeigen außer von der Höhe über Grund kaum direkte Abhängigkeiten von anderen Standardparametern.

Ein gesondertes Kapitel dieser Arbeit ist dem Vergleich der gefundenen Ergebnisse mit den konkreten Vorgaben und Lastfällen der IEC-Normen für Windkraftanlagen (IEC 61400-1 und 61400-3) gewidmet. Dieser Vergleich bietet die Möglichkeit, die in den Normen getroffenen Annahmen zu überprüfen und gegebenenfalls zu modifizieren. Es zeigt sich, dass die in den Normen gemachten Vorgaben für die meisten relevanten Lastgrößen ausreichend konservativ sind.

Summary

The results presented are based on a four year dataset of wind and turbulence measurements taken between 30 and 100 m above the sea in the area of the German Bight. The measured mean values of wind speed (annual mean 9.9 m/s at 90 m height) and wind direction (mean wind direction from west south-west) match with predictions for this region, for example from the German Federal Maritime and Hydrographic Agency (BSH).

For the first time vertical profiles of wind speed, turbulence intensity, extrapolated extreme events of wind speed and other important parameters have been analyzed for the area between the lower end of the rotor (about 30 m) and hub height (about 90-100 m) of the planned 5 MW class offshore wind turbines. These profiles were based on a perennial, high quality dataset with a height resolution of 10 m and measurements were taken for different wind directions and atmospheric stability situations.

The influence of the wave age was investigated for some of the parameters. The vertical gradient of wind speed between 30 and 100 m above the sea is clearly lower than above most land surfaces due to the small surface roughness length. The zone of the highest decrease in wind speed towards the sea surface typically lies beneath the lowest measuring height of 30 m. This suggests that the upper limit of the surface layer (which is also called Prandtl-layer) also lies below 30 m, especially at lower to middle wind speeds. Turbulence intensity shows a clear dependence on the height above the surface and on the wind speed: with increasing wind speed and so increasing wave height and surface roughness, turbulence intensity also increases, while with increasing height turbulence the intensity decreases because of the decreasing influence of the surface roughness. In comparison to onshore conditions, the mean level of turbulence intensity above the sea is clearly lower. As expected, the vertical profiles of the extrapolated extreme events of the 10-minute mean and the 1- and respectively 3-second gust of the wind speed show an increase with height. The extrapolated 50-year value of the 10-minute mean wind speed at 90 m height is 42.4 m/s, the corresponding value of the 3-second gust is 51.1 m/s.

In addition to the investigations of the above mentioned mean parameters – predominantly based on 10-minute averages – two and a half years of ultrasonic anemometer measurements with a time resolution of 10 Hz were analyzed to determinate important turbulent parameters such as the fluctuations of the wind components and their ratio to the friction velocity u_* , the spatial structure of turbulence elements (*eddies*) or the spectral characteristics of the wind components. Friction velocity is closely correlated with wind speed and shows an augmentation with increasing wind speed. Values of the variances in the wind components lie in a range which is comparable to previous studies. Looking at the spatial structure, the turbulence elements show a forward orientated alignment. The intensity of this forward orientation mainly depends on wind speed. Turbulent length scales which are a measure for the (horizontal) extension of turbulence elements, only show a dependence on height above the ground but not on any other standard parameter.

A separate chapter of the present work is dedicated to the comparison between the results found and the concrete requirements and load cases defined in the IEC standards for wind turbine design (IEC 61400-1 for onshore and IEC 61400-3 for offshore conditions). This comparison provides the opportunity to check the requirements made in the standards and – if necessary – to modify them. For most load cases, the specifications made in the IEC standards seem to be sufficiently conservative.

Symbolverzeichnis

A_{Smax}	Längenskala am Maximum des Energiedichtespektrums	m
Δ	Differenz	
$A_{u,v,w}$	integrale Längenskala der drei Windkomponenten u , v , und w	m
A_{Smax}	Längenskala am Maximum des Spektrums	m
Ψ	universelle Stabilitätsfunktion	
α	Höhenexponent des Potenzprofils („ <i>Hellmann-Exponent</i> “)	
α	Charnock-Parameter [für offene See angegeben mit:]	~0,011
ε	Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie	$\text{m}^2 \text{s}^{-3}$
ζ	= z/L (Stabilitätsparameter)	
η	„ <i>Kolmogorov-Microscale</i> “	m
θ	potentielle Temperatur	K
θ_e	maximale Windrichtungsänderung (Wert aus IEC 61400)	°
κ	von Kármán-Konstante	~0,4
ρ	Luftdichte	kg m^{-3}
$\sigma_{u,v,w}$	Standardabweichung der drei Windkomponenten	m s^{-1}
τ	Schubspannung	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
τ_p	Druckwiderstand	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
τ_s	Scherungskraft	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
ν	kinematische Viskosität der Luft	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
A_C	Charnock-Parameter [Bezeichnung in IEC 61400-3]	~0,011
CD_N	Widerstandsbeiwert bei neutraler Schichtung	
D	Wassertiefe (Seegangparameter)	m
H	turbulenter Wärmefluss	
H	Wellenhöhe (Seegangparameter)	m
H_s	signifikante Wellenhöhe (Seegangparameter)	m
H_{max}	maximale Wellenhöhe (Seegangparameter)	m
I_{ref}	Turbulenzintensität bei 15 m/s Windgeschwindigkeit (Wert aus IEC 61400)	%
L	Obukhov-Länge	m
L	Wellenlänge (Seegangparameter)	m
N	Anzahl an Werten / Stichprobenumfang	
P	Wahrscheinlichkeit	
R	Gaskonstante	
Ri_B	Bulk-Richardson-Zahl	
Ri_f	Fluss-Richardson-Zahl	
$S_{u,v,w}$	Spektrale Energiedichte der drei Windkomponenten u , v und w	
$T_{u,v,w}$	integrale Zeitskala der drei Windkomponenten u , v , und w	s
T	Wellenperiode (Seegangparameter)	s
T	Temperatur (allgemein)	K
T_a	absolute Lufttemperatur	K
Ti	Turbulenzintensität	%
\vec{U}	Windgeschwindigkeitsvektor (u, v, w)	m s^{-1}
$V_{Ti,min}$	Windgeschwindigkeit, bei der Ti minimal ist	m s^{-1}
V_{el}	Windgeschwindigkeit mit einer Wiederkehrperiode von 1 Jahr (Wert aus IEC 61400)	m s^{-1}

V_{e50}	Windgeschwindigkeit mit einer Wiederkehrperiode von 50 Jahren (Wert aus IEC 61400)	m s^{-1}
c	Wellenalter	
c_p	spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
c_p	Phasengeschwindigkeit von Wellen (Seegangparameter)	m s^{-1}
dir	Windrichtung	$^\circ$
f	Frequenz	Hz
f	Coriolis-Parameter [in mittleren Breiten in der Größenordnung:]	$\sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$
g	Schwerebeschleunigung	m s^{-2}
h	Höhe der atmosphärischen Grenzschicht	m
k	Wellenzahl	m^{-1}
m_i	Anzahl der Werte bis zur Klasse i	
p	Luftdruck	hPa
p	Wahrscheinlichkeit	
q	spezifische Feuchte	kg kg^{-1}
t	Zeit	s
u	horizontale Windgeschwindigkeit (allgemein)	m s^{-1}
\bar{u}	mittlere Windgeschwindigkeit (in einem best. Zeitraum)	m s^{-1}
u'	turbulenter Anteil der Windgeschwindigkeit	m s^{-1}
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	m s^{-1}
u	longitudinale Windkomponente (in Raumrichtung x)	m s^{-1}
v	laterale Windkomponente (in Raumrichtung y)	m s^{-1}
v_{hub}	Windgeschwindigkeit in Nabenhöhe (Wert aus IEC 61400)	m s^{-1}
w	vertikale Windkomponente (in Raumrichtung z)	m s^{-1}
x	longitudinale Raumrichtung	
y	laterale Raumrichtung	
z	vertikale Raumrichtung	
z	Höhe über Grund	m
z_{hub}	Nabenhöhe (Wert aus IEC 61400)	m
z_i	Höhe der atmosphärischen Grenzschicht	m
z_r	Referenzhöhe	m
z_0	Oberflächenrauigkeit	m

Abkürzungen und Begriffe

<i>ABL</i>	atmosphärische Grenzschicht (<i>atmospheric boundary layer</i>)
<i>BMU</i>	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit
<i>ECD</i>	e xtr e c oher e n t g ust with d irection c hange (Begriff aus IEC 61400)
<i>EDC</i>	e xtr e m e d irection c hange (Begriff aus IEC 61400)
<i>EEG</i>	E rneuerbare E nergien G esetz
<i>EOG</i>	e xtr e m e o perating g ust (Begriff aus IEC 61400)
<i>EWM</i>	e xtr e m e w ind speed m odel (Begriff aus IEC 61400)
<i>FFT</i>	<i>fast Fourier transforms</i>
<i>FINO1</i>	Offshore-Forschungsplattform (<i>Forschung in Nord- und Ostsee</i>)
<i>IEC</i>	International Electrotechnical Commission (internat. Normungsgremium)
<i>MABL</i>	marine atmosphärische Grenzschicht (<i>marine atmospheric boundary layer</i>)
<i>MOST</i>	Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie (<i>Monin-Obukhov similarity theory</i>)
<i>NN</i>	Normalnull (Seegangparameter)
<i>NTM</i>	n ormal t urbulence m odel (Begriff aus IEC 61400)
<i>NWP</i>	n ormal w ind p rofile model (Begriff aus IEC 61400)
<i>OWID</i>	BMU Forschungsprojekt (<i>Offshore Wind Design Parameter</i>)
<i>WaMoS</i>	W ave and S urface C urrent M onitoring S ystem
<i>WBL</i>	Wellenschicht (<i>wave boundary layer</i>)
<i>Eddy</i>	Turbulenzelement in der Grenzschicht
<i>Fetch</i>	Wirklänge (z.B. des Windes) in Abhängigkeit der Windrichtung vor der Küste gelegen
<i>Offshore</i>	Wellen sind schneller als der Wind („wellengetriebener Wind“)

Abbildungsverzeichnis

Abb.	Bezeichnung	Seite
3.1	Tagesgang und Struktur der atmosphärischen Grenzschicht (nach STULL, 2000).	23
3.2	Schematische Darstellung eines Energiespektrums in der atmosphärischen Grenzschicht. Der Bereich (A) zeigt die Region, in der turbulente Energie durch Reibung und Auftriebskräfte produziert wird, (B) den so genannten „inertial subrange“, in dem sowohl Energieproduktion als auch Dissipation stattfinden und die Größe der Turbulenzelemente zunehmend kleiner wird und (C) den Dissipations-Bereich, in dem Turbulenz bzw. kinetische Energie in Wärme umgewandelt wird. Hierbei ist Λ die integrale Längenskala der Turbulenz und η die „Kolmogorov-Microscale“ (nach KAIMAL und FINNIGAN, 1994).	29
3.3	Idealisierte Darstellung einer monochromatischen Welle. Aus http://cdip.ucsd.edu/	33
3.4	Vertikaler Aufbau der marinen Grenzschicht. $p+$ und $p-$ kennzeichnen positive und negative Druckänderungen, die zu einer Druckkraft τ_p auf die Wellen führen. Schematische Profile des turbulenten Scherungskraft τ_s und des Druckwiderstands τ_p sowie typische Höhenintervalle der einzelnen Schichten sind auf der rechten Seite angegeben.	34
3.5	Windprofil in der MABL bei neutraler Schichtung in den untersten 30 m bei verschiedenen Seegangbedingungen: a) Windgetriebene See (junge Wellen), b) wellengetriebener Wind (alte Wellen), c) Übergangsphase zwischen windgetriebener See und wellengetriebenem Wind (nach SJÖBLOM und SMEDMAN, 2003).	35
4.1	Lage von FINO1 45 km nördlich von Borkum.	41
4.2	FINO1 Sensorbestückung zur Erfassung von Windgeschwindigkeit und -richtung. <i>Cup</i> bezeichnet dabei die Schalenkreuzanemometer, <i>Vane</i> die Windfahnen und <i>USA</i> die Ultraschallanemometer.	43
4.3	Autokorrelationsfunktion der u -Komponente der Windgeschwindigkeit in den Höhen 80, 60 und 40 m.	44
4.4	Darstellung der Bestimmung des Neigungswinkels einer Bö.	45
5.1	Abhängigkeit der Wellenhöhe von der horizontalen Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Zeitraum 2004-2006. Die durchgezogene rote Linie kennzeichnet ein Starkwind-Ereignis vom 31.10. auf den 01.11.2006 (bei nördlicher Windrichtung, Sturm „Britta“), die gestrichelte schwarze Linie beschreibt den Verlauf der Wellenhöhe am 08.01.2005 (bei südwestlicher Windrichtung, Sturm „Erwin“). Die roten bzw. schwarzen Pfeile beschreiben die Richtung des Verlaufs der windgeschwindigkeitsabhängigen Wellenhöhe während der beiden Sturmereignisse.	48

Abb.	Bezeichnung	Seite
5.2a	Abhängigkeit der Wellenhöhe von der horizontalen Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Zeitraum 2004-2006 für nördliche (oben) und östliche (unten, für zwei Stabilitätsklassen) Windrichtungssektoren. Dargestellt sind Stundenmittelwerte.	50
5.2b	Abhängigkeit der Wellenhöhe von der horizontalen Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Zeitraum 2004-2006 für südliche (oben, für zwei Stabilitätsklassen) und westliche (unten) Windrichtungssektoren. Dargestellt sind Stundenmittelwerte.	51
5.3	Häufigkeitsverteilung des Wellenalters im Jahr 2005. Die vertikale Linie trennt Abschnitte auf der x -Achse mit unterschiedlicher Skalierung (links Klassenbreite 5, rechts 50).	52
5.4	Abhängigkeit des Wellenalters von der Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Jahr 2005.	53
5.5	Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit im Jahr 2005 in verschiedenen Windgeschwindigkeitsbereichen (oberes Bild: 5-9 m/s; unteres Bild: 9-12 m/s) und für verschiedene Wellenalter (rote durchgezogene Kurven: Wellenalter > 60; blaue gestrichelte Kurven: Wellenalter < 30).	54
5.6	Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe im Zeitraum September 2003 bis August 2007.	55
5.7	Windrose in 90 m Höhe im Jahr 2004.	56
5.8	Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit für den Zeitraum Oktober 2004 bis Januar 2005 im Windrichtungssektor 210-250° für verschiedene atmosphärische Stabilitätszustände.	57
5.9	Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten α im Zeitraum September 2003 bis August 2007. $u_{100} > 5$ m/s.	58
5.10	Windgeschwindigkeitsabhängigkeit des Höhenexponenten α in 40 m Höhe im Zeitraum September 2003 bis August 2007 für die Stabilitätsklassen „labil“ ($Ri_B < -0,01$), „neutral“ (Ri_B von -0,01 bis 0,01) und stark stabil ($Ri_B > 0,03$). Dargestellt sind für jede Windgeschwindigkeitsklasse Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil des Höhenexponenten sowie die Anzahl der Werte. Die Skala der y -Achse der unteren Grafik weicht von der oberen beiden ab.	59
5.11	Häufigkeitsverteilung der Winddrehung ($dir_{90} - dir_{30}$) im Jahr 2004.	60
5.12	Potentielle Temperatur in 30 und 100 m Höhe in Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 70 m Höhe im Oktober 2005. Die vertikale Linie kennzeichnet den Mittelwert der Wassertemperatur, die Winkelhalbierende steht für die potentielle Temperatur in 70 m Höhe.	61
5.13	Potentielle Temperatur in 30 und 100 m Höhe in Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 70 m Höhe im Januar 2005. Die vertikale Linie kennzeichnet den Mittelwert der Wassertemperatur, die Winkelhalbierende steht für die potentielle Temperatur in 70 m Höhe.	62

Abb.	Bezeichnung	Seite
5.14	Potentielle Temperatur in 30 (Dreiecke) und 100 m (Quadrate) Höhe in Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 70 m (oben), 50 m (Mitte) und 40 m (unten) Höhe im Juli 2005. Blaue Symbole repräsentieren Windgeschwindigkeiten < 5 m/s, grüne solche zwischen 5 und 12 m/s und rote stehen für Windgeschwindigkeiten > 12 m/s. Die vertikalen Linien kennzeichnen den Mittelwert der Wassertemperatur, die Winkelhalbierenden stehen für die potentiellen Temperaturen in 70, 50 bzw. 40 m Höhe.	63
5.15	Zeitlicher Verlauf von Windgeschwindigkeit (in 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 und 100 m Höhe) und Windrichtung (in 30, 50, 70 und 90 m Höhe), Lufttemperatur (in 30, 40, 50, 70 und 100 m Höhe) und Wassertemperatur, Luftfeuchte, Luftdruck und Globalstrahlung zwischen 26.10.2005, 12 Uhr und 28.10.2005, 12 Uhr. Die Kurven der Windgeschwindigkeit sind mit 50 multipliziert, von den mit 50 multiplizierten Werten der Temperatur ist jeweils der Wert 400 abgezogen.	65
5.16	Wetterkarte der Temperatur in der Höhe 850 hPa vom 27.10.2005, 12 Uhr. Der rote Punkt markiert die Lage der FINO1-Plattform.	65
5.17a	Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe. Dargestellt sind für jede Windgeschwindigkeitsklasse Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Turbulenzintensität sowie die Anzahl der Werte.	67
5.17b	Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 30 m Höhe. Darstellung wie in Abb. 5.17a.	67
5.18	Häufigkeitsverteilung der Turbulenzintensität in 90 m Höhe für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen.	68
5.19	Vertikalprofile der Turbulenzintensität für den Zeitraum Oktober 2004 bis Januar 2005 im Windrichtungssektor 210-250° für verschiedene atmosphärische Stabilitätszustände.	69
5.20	u_* als Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung in 40 m Höhe. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, Anzahl der Werte sowie 10., 25., 75. und 90. Perzentile für jede Windgeschwindigkeitsklasse.	71
5.21	u_* als Funktion von \bar{u} für verschiedene Stabilitätsklassen in 40 m Höhe.	72
5.22	u_* als a Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung für verschiedene Höhen.	72
5.23	σ_u , σ_v und σ_w als Funktion von \bar{u} für verschiedene Stabilitätsklassen in 40 m Höhe. Der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil der Klasse „alle Werte“ ist als vertikale Linie dargestellt.	74
5.24	σ_u , σ_v und σ_w als Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung in verschiedenen Höhen. Die Regressionslinien sind in Tab. 2 aufgeführt.	75

Abb.	Bezeichnung	Seite
5.25	σ_u^2/u_*^2 , σ_v^2/u_*^2 und σ_w^2/u_*^2 in Abhängigkeit von \bar{u} für verschiedene Stabilitätsklassen in 40 m Höhe. Der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil der Klasse „alle Werte“ ist als vertikale Linie dargestellt.	78
5.26	σ_u^2/u_*^2 , σ_v^2/u_*^2 und σ_w^2/u_*^2 in Abhängigkeit von \bar{u} bei neutraler Schichtung in verschiedenen Höhen.	79
5.27	Abhängigkeit von σ_u^2/u_*^2 vom Wellenalter in verschiedenen Stabilitätsklassen in 40 m Höhe (Jul.-Dez. 2005). Die Extrapolationsgerade ist für die Klasse $z/L < -0,1$ eingezeichnet.	81
5.28	σ_w^2/u_*^2 als Funktion von $\ln(z^*/f/u_*)$ bei neutraler Schichtung in drei verschiedenen Höhen. Windgeschwindigkeit > 15 m/s. Der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil der Klasse „alle Werte“ ist als vertikale Linie dargestellt.	82
5.29	σ_{uv}^2/u_*^2 als Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung in verschiedenen Höhen.	83
5.30	Häufigkeitsverteilung der turbulenten Längenskala A_u der u -Komponente der Windgeschwindigkeit in den Höhen 80, 60 und 40 m im Jahr 2005.	85
5.31	Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 80 und 60 m (oben) bzw. 60 und 40 m (unten) im Jahr 2005.	86
5.32	Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 60 und 40 m in verschiedenen Windgeschwindigkeitsklassen (u_{60}) im Jahr 2005.	87
5.33	Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 60 und 40 m für verschiedene Stabilitätsklassen (z/L_{60}) im Jahr 2005.	87
5.34	Abhängigkeit der maximalen Korrelation zwischen den Zeitreihen der Messhöhen 80 und 60 m vom Stabilitätsparameter z/L_{80} . Die vertikale rote Linie markiert $z/L = 0$.	88
5.35	Normierte Energiedichte-Spektren $fS_{u,v,w}(f)/\sigma^2$ der drei Windkomponenten u (longitudinal, obere Zeile der Abbildung), v (lateral, mittlere Zeile) und w (vertikal, untere Reihe) für Windgeschwindigkeiten zwischen 5-10 m/s in 80 m Höhe. In der linken Spalte sind die Spektren bei stark instabiler Schichtung ($z/L < -1$), in der mittleren Spalte bei neutraler Schichtung ($-0,1 < z/L < 0,1$) und in der rechten Spalte bei stark stabiler Schichtung ($z/L > 1$) abgebildet. Die x -Achse jedes abgebildeten Spektrums reicht von 10^{-3} bis 10^2 , die y -Achse von 10^{-4} bis 10^1 . Die Faktoren der angepassten Kurve sind in Tab. 5.3 aufgeführt.	89
5.36	Extrapolation verschiedener Extremereignisse des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe auf Basis des Zeitraums September 2003 bis August 2007.	92

Abb.	Bezeichnung	Seite
5.37	Extrapolation verschiedener Extremereignisse der 1-Sekunden Bö der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe auf Basis des Zeitraums September 2003 bis August 2007.	93
6.1	Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten α für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen.	96
6.2	Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten α für verschiedene Stabilitätsklassen.	97
6.3	90. Perzentile der an FINO1 in verschiedenen Höhen gemessenen Turbulenzintensität in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit (durchgezogene Linien) im Vergleich zu den Vorgaben aus der IEC-Norm 61400-3 (gestrichelte Linien, s. Gl. (6.4)).	99
6.4	Abhängigkeit der 90. Perzentile der gemessenen Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit im Vergleich zu Gl. (6.5) in 90 m Höhe.	100
6.5	Abhängigkeit der 90. Perzentile der gemessenen Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit im Vergleich zu Gl. (6.5) in 30 m Höhe.	101
6.6	Verhältnis der 3-Sekunden Bö zur 1-Sekunden Bö.	103
6.7a	Extrapolierter 50-Jahres Wert der 3-Sekunden Bö auf Basis von 4 Jahren FINO1-Daten mittels modifizierter Gumbel-Methode (blaue Kurven mit Kreisen) und auf Basis einer langzeitkorrelierten Datenreihe mittels „Independent Storms“-Methode (schwarz gestrichelte Kurven mit Quadraten). Die roten Kurven zeigen im Vergleich dazu jeweils die Vorgaben aus IEC 61400-1 für die Klassen I (Dreiecke) und Klasse II (Kreuze) (Gl. (6.6a)).	104
6.7b	Extrapolierter 50-Jahres Wert des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit auf Basis von 4 Jahren FINO1-Daten mittels modifizierter Gumbel-Methode (blaue Kurven mit Kreisen) und auf Basis einer langzeitkorrelierten Datenreihe mittels „Independent Storms“-Methode (schwarz gestrichelte Kurven mit Quadraten). Die roten Kurven zeigen im Vergleich dazu jeweils die Vorgaben aus IEC 61400-1 für die Klassen I (Dreiecke) und Klasse II (Kreuze) (Gl. (6.7a)).	104
6.8	Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe für den Zeitraum September 2003 bis August 2007. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Maximum und Minimum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Amplitude sowie die Anzahl der Werte je Windgeschwindigkeitsklasse (1 m/s Klassenbreite). Die rote Gerade beschreibt die lineare Extrapolation des Mittelwertes der Turbulenzintensität auf Basis der Werte in den Klassen 12 bis 35 m/s. Steigung der Geraden sowie der Korrelationskoeffizient sind im Diagramm angegeben.	105
6.9	Zeitlicher Verlauf der EOG (Gl. 6.10).	107

Abb.	Bezeichnung	Seite
6.10	In den FINO1-Daten im Jahr 2005 in 80 m Höhe gefundene Böen mit Verlauf vom Typ EOG und einer maximalen Windgeschwindigkeit > 20 m/s . $R^2 > 0,85$, $T = 10,5$ s. Die gestrichelte Linie zeigt den Verlauf der Bö nach der Vorgabe aus IEC 61400-1 (Gl. (6.10), mit $D = 120$ m und $V_{hub} = 25$ m/s).	108
6.11	Böenverlauf am 07.01.2005, 12:52:32 Uhr in den drei Messhöhen 80, 60 und 40 m.	109
6.12	Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeitsamplitude der Böenverläufe vom Typ EOG im Jahr 2005 in 80 m Höhe. $R^2 > 0,85$, $T = 10,5$ s.	110
6.13	Abhängigkeit der Amplitude der EOG in 80 m Höhe von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe (10-Minuten Mittel) im Jahr 2005. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Maximum und Minimum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Amplitude sowie die Anzahl der Werte je Windgeschwindigkeitsklasse (2 m/s Klassenbreite).	110
6.14	Abhängigkeit der Magnitude der EOG in 80 m Höhe von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe (10-Minuten Mittel) im Jahr 2005. Format der Abbildung wie Abb. 6.13.	111
6.15	Zeitlicher Verlauf der EDC für $T = 6$ s.	113
6.16	Häufigkeitsverteilung des Betrages der maximalen Windrichtungsänderung θ_e mit $T = 6, 10$ und 14 s im Jahr 2005 in 80 m Höhe. Die vertikale Linie trennt Abschnitte auf der x -Achse mit unterschiedlicher Skalierung.	114
6.17	θ_e mit $T = 6$ s im Jahr 2005 in 80 m Höhe in Abhängigkeit der horizontalen Windgeschwindigkeit.	114
6.18	Windrichtungsänderung ($^\circ$) in Abhängigkeit der maximalen Windgeschwindigkeitsänderung (m/s) in 10 s im Jahr 2005 in 80 m Höhe.	116

Tabellenverzeichnis

Tab.	Bezeichnung	Seite
3.1	Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht (nach FOKEN, 2003).	23
3.2	Übersicht zu verschiedenen Stabilitätsparametern (nach FOKEN, 2003).	28
3.3	Übersicht über die turbulenten Windgeschwindigkeitskomponenten und deren Verhältnis zur Schubspannungsgeschwindigkeit in der atmosphärischen Grenzschicht.	38
4.1	Messhöhen der meteorologischen Parameter an FINO1.	42
5.1	Extrapolierte Wellenhöhen für verschiedene Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Windrichtungssektoren. Extrapolation auf Basis der Gleichungen in Abb. 5.2a und 5.2b.	49
5.2	Die Abhängigkeit der Standardabweichungen der drei Windkomponenten ($\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$) von der mittleren Windgeschwindigkeit (\bar{u}).	73
5.3	Werte der angepassten Koeffizienten $P1$ und $P2$ aus Abb. 5.35.	90
5.4	Längenskala in 80 m Höhe am Maximum des Spektrums. Die Situationen entsprechen Abb. 5.35 bzw. Tab. 5.3.	90
5.5	Turbulente Längenskalen in 80 m Höhe (Mittelwerte über alle Stabilitätsklassen im Jahr 2005) aus den Autokorrelationsfunktionen.	91
6.1	Windgeschwindigkeiten und Turbulenzintensitäten der verschiedenen Windkraftanlagen-Klassen.	94
6.2	Mittelwert, Standardabweichung und Anzahl der Werte von α für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen.	96
6.3	Mittelwert, Standardabweichung und Anzahl der Werte von α für verschiedene Stabilitätsklassen.	97
6.4	Häufigkeit der in den FINO1-Daten gefundenen Böenverläufe vom Typ EOG im Jahr 2005 in 80 m Höhe. $R^2 > 0,85, T = 10,5$ s.	112

1. Einleitung

Vor dem Hintergrund des vor allem durch den CO₂-Ausstoß aus der Verbrennung fossiler Rohstoffe verursachten anthropogenen Klimawandels und der durch den weltweit rasant steigenden Energiebedarf aktuell starken Verteuerung und Verknappung der fossilen Brennstoffe wie Erdöl und Erdgas gewinnen die so genannten „erneuerbaren Energien“ immer mehr an Bedeutung.

Um die unter anderem in dem im Jahr 2005 in Kraft getretenen Kyoto-Protokoll beschlossene Reduktion des CO₂-Ausstoßes zu erreichen, hat sich die Regierung der Bundesrepublik Deutschland – auch durch die Umsetzung des „Erneuerbare-Energien-Gesetz“ (EEG) – das Ziel gesetzt, den Anteil der erneuerbaren Energien an der Stromversorgung bis 2010 auf mindestens 12,5% und bis 2020 auf mindestens 20% zu erhöhen. Dies entspräche einer Verdopplung bzw. mehr als Verdreifachung gegenüber dem Stand von 2000. Von den erneuerbaren Energien leistete die Windenergie mit 26,5 Mrd. kWh bereits im Jahr 2005 den größten Beitrag zur Stromerzeugung und auch das Wachstumspotential ist bei der Windenergie aus heutiger Sicht am größten. Der Anteil der Windenergie an der Stromerzeugung soll bis 2030 von 4,3% (2005) auf mindestens 25% ansteigen. Um diese Ziele erreichen zu können, wird der Ausbau der Windenergie in Deutschland – nachdem die besten Binnenstandorte bereits erschlossen sind und hier nur noch vergleichsweise geringe Zuwächse möglich sind – überwiegend offshore, also auf See, erfolgen müssen. Offshore-Standorte bieten gegenüber Landstandorten eine Reihe von Vorteilen, wie z. B. höhere mittlere Windgeschwindigkeiten, gleichmäßigere Windressourcen und keine als von Anwohnern oftmals als störend empfundene Landschaftsbeeinträchtigung. Der Hauptnachteil von Offshore-Windkraftanlagen liegt in den deutlich höheren Kosten für Errichtung und auch Betrieb der Anlagen.

Um vorhandene Kenntnislücken zu schließen und eine sichere Auslegung und Betrieb der geplanten Windkraftanlagen zu gewährleisten, wurde durch das Bundesumweltministerium (BMU) im Rahmen des „Förderprogramm des BMU zu Forschung und Entwicklung im Bereich Windenergie“ das Verbundprojekt OWID (Offshore Wind Design Parameter) gestartet. Innerhalb von OWID waren drei eng verknüpften Teilprojekte zusammengefasst: „Winddatenauswertung“ (Institut für Meteorologie und Klimaforschung – IMK-IFU, Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Garmisch-Partenkirchen), „Modellierung der Windparkeffekte und Validierung der Lastannahmen im Offshorebereich“ (Deutsches Windenergie-Institut GmbH – DEWI, Wilhelmshaven) und „Validierung der Lastannahmen“ (Offshore and Certification Centre GmbH – DEWI-OCC). Um dabei einen direkten Bezug zur Praxis zu garantieren, waren zusätzlich vier Hersteller von Windkraftanlagen (Enercon GmbH, GE Wind Energy, Multibrid GmbH und REpower Systems AG) an OWID beteiligt.

Die in der vorliegenden Arbeit mit dem Titel „Ermittlung designrelevanter Belastungsparameter für Windkraftanlagen in der Deutschen Bucht auf Basis der FINO1-Messdaten“ vorgenommene Auswertung und Interpretation der Wind- und Turbulenzdaten der Forschungsplattform FINO1 soll dazu beitragen, die zu erwartenden Lasten für die geplanten Offshore-Windkraftanlagen anhand realer Daten abschätzen zu können und somit die Risiken bei der Auslegung, Errichtung und im laufenden Betrieb zu minimieren. Im Vordergrund stehen dabei nicht die zu erwartenden Erträge durch die geplanten Windparks, sondern die statischen und dynamischen Lasten, die auf die einzelnen Windkraftanlagen einwirken werden. Neben der Untersuchung mittlerer und turbulenter Größen werden auch Extremwertextrapolationen durchgeführt.

Neben neuen Erkenntnissen mit Relevanz speziell für Planung, Bau und Betrieb von Offshore-Windkraftanlagen trägt die vorliegende Arbeit auch zu einem besseren Verständnis der marinen atmosphärischen Grenzschicht im Allgemeinen bei. Aufgrund der qualitativ hochwertigen Daten und der guten Höhenauflösung lassen sich z. B. Abschätzungen über die Mächtigkeit der einzelnen Schichten innerhalb der marinen atmosphärischen Grenzschicht treffen sowie Aussagen zur räumlichen Struktur von Turbulenzelementen treffen.

2. Zielsetzung / Motivation

Die in den nächsten Jahren geplanten und teilweise schon genehmigten deutschen Offshore-Windparks liegen zu einem großen Teil in der freien Nordsee mit großen Küstenabständen (z. B. Windpark „Alpha Ventus“ nahe der FINO1-Plattform: 43 km) und Wassertiefen über 30 m. In dieser Region der Deutschen Bucht, aber auch über See im Allgemeinen gibt es bisher nur unzureichende Erfahrungen über die zu erwartenden Wind- und Turbulenzverhältnisse im Höhenbereich der Rotorfläche (~ 30-150 m) der geplanten großen 5 MW Windkraftanlagen. Bereits bestehende Offshore-Windparks (z. B. Horns-Rev in Dänemark) haben im Gegensatz zu den geplanten Windparks in der Deutschen Bucht wesentlich geringere Küstenabstände und liegen in deutlich geringeren Wassertiefen.

Ein großes Problem bei der Standortwahl für Offshore-Windparks ist der Umstand, dass bisher in den meisten Regionen nur wenige und meist nur Punktmessungen der Windparameter in einzelnen Höhen (oftmals 10 m) zur Verfügung stehen. Zusätzlich ist die Qualität der Daten oftmals zweifelhaft und die zeitliche Auflösung der Daten sowie die Länge der Datensätze für viele Auswertungen unzureichend. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendeten Messdaten der im Auftrag des Bundesumweltministeriums errichteten Forschungsplattform FINO1 bieten erstmals die Möglichkeit, Profilmessungen der Windgeschwindigkeit über See in 8 Messhöhen zwischen 30 und 100 m mit einer Höhengauflösung von 10 m über einen langen Beobachtungszeitraum (kontinuierliche Datenerfassung seit September 2003) durchzuführen. Zusätzlich stehen für die Auswertungen turbulenter Größen in 3 Höhen hochaufgelöste 10 Hz Ultraschallanemometer-Daten der Windgeschwindigkeit zur Verfügung. Der FINO1-Datensatz bietet somit die Möglichkeit, das Windprofil und andere für die Windenergienutzung relevante Größen im Bereich zwischen der unteren Blattspitze (etwa 30 m Höhe) und der Nabenhöhe (etwa 90-100 m) der in der Deutschen Nordsee geplanten Windkraftanlagen detailliert zu erfassen.

Die im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen neuen Erkenntnisse bezüglich der verschiedenen Wind- und Turbulenzparameter über See und speziell in der Deutschen Bucht, wo die ersten deutschen Offshore-Windparks entstehen sollen (Baubeginn des ersten Windparks „Alpha Ventus“ in unmittelbarer Nähe von FINO1 bereits 2008), tragen somit zur Planungssicherheit für die demnächst zu errichtenden Offshore-Windparks bei. Daher sind eine Reihe von zu Beginn des OWID-Projektes formulierten, konkreten und einige weitere aus grenzschichtmeteorologischer Sicht offene Fragen zu beantworten:

- Wie groß ist die Mächtigkeit der einzelnen Unter-Schichten innerhalb der gesamten atmosphärischen Grenzschicht bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten und Stabilitätszuständen?
- Welche Extremereignisse (z. B. 50-Jahres Wert) der Windgeschwindigkeit sind zu erwarten?
- Welche Häufigkeit und Stärke haben Temperaturinversionen über See?
- Welche Abhängigkeit zeigt die Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit und der Höhe?
- Wie stark ausgeprägt ist das Auftreten von Vorwärtsneigungen von Turbulenzelementen, die eine Schräganströmung des Rotors und somit differentielle Lasten verursachen?
- Welche maximalen Windgeschwindigkeitsanstiege und Windrichtungsänderungen sind in bestimmten, für die geplanten Windkraftanlagen besonders lastrelevanten Zeitdauern (z. B. 10 s) zu erwarten?

- Wie sehen die Häufigkeitsverteilungen und die maximal vorkommenden Vertikalgradienten der Windgeschwindigkeit und Windrichtung aus?
- Welche Häufigkeit und Stärke haben konkrete, unter anderem in den IEC-Normen 61400-1 und 61400-3 definierte Lastfälle, wie zum Beispiel die so genannte „*Extreme Operating Gust*“ (EOG)?

Bisherige Arbeiten zur Struktur der marinen atmosphärischen Grenzschicht basieren überwiegend auf punktuellen Messungen ohne Höhenauflösung und oftmals geringem Küstenabstand und / oder nur kurzen Zeitreihen. Punktmessungen auf Bojen oder Schiffen (z. B. LARGE und POND, 1981; MAAT et al., 1991; YELLAND und TAYLOR, 1996) oder Bohrplattformen (COELINGH et al. 1996, 1998) wurden ergänzt durch einzelne Profilmessungen von Flugzeugen (z. B. HAUF, 1984; BRÜMMER et al., 1985; VICKERS et al., 2001). Wenige vorhandene Offshore-Messtürme reichen nicht bis in die Nabenhöhe (90 bis 100 m) der geplanten Windkraftanlagen (z. B. SMEDMAN et al., 2003a), stehen relativ küstennah und sind somit stärker von Landeinfluss betroffen (z. B. LANGE et al., 2004), bieten eine nur unzureichende Höhenauflösung oder die Datensätze sind sehr lückenhaft bzw. bieten keine hochaufgelösten Turbulenzdaten (z. B. WILLS, 1992). Speziell bei Nicht-Langzeitmessungen wurden Untersuchungen zur marinen atmosphärischen Grenzschicht oftmals nur für bestimmte Stabilitätszustände durchgeführt.

Ausgehend von diesen Defiziten ist es das Ziel dieser Arbeit, die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht über See, speziell im Gebiet der Deutschen Bucht, in einem Höhenbereich zwischen 30 und 100 m – und somit in der überwiegenden Zahl der Situationen bereits innerhalb der so genannten Ekman-Schicht – anhand eines vier Jahren langen Datensatzes von mittleren und hochaufgelösten Daten für verschiedene atmosphärische Stabilitätszustände zu untersuchen.

3. Die atmosphärische Grenzschicht

Unter der atmosphärischen Grenzschicht (*atmospheric boundary layer*, ABL) versteht man im Allgemeinen den unteren, direkt an die Erdoberfläche grenzenden und von ihr beeinflussten Teil der Troposphäre, in dem die Reibung mit zunehmender Höhe abnimmt und der Wind gegenüber dem geostrophischen Wind im Betrag reduziert ist (STULL, 1988).

Grundlegende Beschreibungen des Aufbaus der atmosphärischen Grenzschicht finden sich unter anderem in STULL (1988), OKE (1987), KAIMAL und FINNIGAN (1994); ROEDEL (2000).

Die durch den Einfluss der Erdoberfläche in der ABL stattfindenden Prozesse haben eine zeitliche Ausdehnung von bis zu einer Stunde. Die vertikale Ausdehnung z_i der ABL erstreckt sich zwischen 0,1 und 3 km (PANOFSKY und DUTTON, 1984; OKE, 1987; STULL, 1988; KAIMAL und FINNIGAN, 1994; FOKEN, 2003). Sie wird vor allem durch die thermische Schichtung der Troposphäre sowie durch Hoch- und Tiefdruckverhältnisse bestimmt und durch unterschiedliche Landnutzungsarten und Topographie modifiziert. Thermischer Einfluss und vertikale Windscherung lassen in der ABL Turbulenz entstehen und machen den turbulenten Austausch von Energie, Impuls, Wasser und weiteren Luftbeimengungen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre möglich.

Die atmosphärische Grenzschicht (Tab. 3.1) lässt sich idealisiert in folgende Schichten einteilen (OKE, 1987; STULL 1988):

- **Laminare Bodenschicht** (*microlayer; interfacial layer*):
Die Mächtigkeit der direkt auf der Oberfläche aufliegenden laminaren Bodenschicht beträgt nur wenige Millimeter. Sie ist durch molekulare Prozesse wie viskose Reibung und molekulare Wärmeleitung gekennzeichnet.
- **Prandtl-Schicht** (*surface layer*):
Die Prandtl-Schicht ist nach dem deutschen Physiker Ludwig PRANDTL (1875-1953) benannt. Ihre Mächtigkeit wird im Mittel mit ca. 10 % der vertikalen Ausdehnung z_i der ABL angegeben, variiert aber in Abhängigkeit von Tages- und Jahreszeit. Über Land beträgt die Höhe der Prandtl-Schicht typischerweise 50 – 80 m (EMEIS, 2001), bei stabiler Schichtung auch deutlich weniger (STULL, 2000). In diesem Bereich der ABL tritt die größte Windgeschwindigkeitszunahme mit der Höhe auf und erreicht an der Obergrenze der Prandtl-Schicht bereits etwa 70 bis 80 % der Windgeschwindigkeit an der Obergrenze der gesamten Grenzschicht (ETLING, 2002). Weiteres Kennzeichen der Prandtl-Schicht ist die mit zunehmender Höhe konstant bleibende Windrichtung. Der mittlere Wind kann durch das logarithmische Profil beschrieben werden. Mittlere meteorologische Größen sind über homogenem Gelände nur eine Funktion der Höhe über Grund z . Vertikale turbulente Energie- und Impulsflussdichten werden in der Prandtl-Schicht als konstant angesehen (*constant flux layer*), da sie Betragsänderungen von kleiner als 10 % aufweisen (PANOFSKY und DUTTON, 1984; STULL, 1988).
- **Ekman-Schicht** (*mixed layer*):
Die sich nach oben an die Prandtl-Schicht anschließende Ekman-Schicht (nach dem schwedischen Ozeanografen Vagn Walfrid EKMAN, 1874-1954) ist vor allem durch die im Vergleich zur Prandtl-Schicht deutlich geringere Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, durch eine immer geringer werdende mechanische Reibungswirkung und durch den zunehmenden Einfluss der Corioliskraft auf die Windrichtung charakterisiert. Die Corioliskraft ist eine nach dem französischen Mathematiker Gaspard Gustave de CORIOLIS (1792-1843) benannte Scheinkraft. Die Obergrenze der Ekman-Schicht ist gleichzeitig die Obergrenze der ABL. Hier erreicht die Schubspannung den Wert Null.

Tab. 3.1: Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht (nach FOKEN, 2003).

Höhe (m)	Name		Austausch	Stabilität
1000	Ekman-Schicht		kein konstanter Fluss	Stabilitätseinfluss
50	Turbulente Schicht	Prandtl-Schicht		
1	Dynamische Unterschicht		molekular / turbulent	
0,01	Zähe Unterschicht			
0,001	Laminare Grenzschicht		molekular	kein Stabilitätseinfluss

Der Aufbau der ABL unterliegt bei wolkenarmem Wetter und geringen Windgeschwindigkeiten einem Tagesgang, der durch Erwärmung und Abkühlung der Erdoberfläche infolge kurzweiliger Einstrahlung, ausgehend von der Sonne, vorgegeben ist (Abb. 3.2). Nach Sonnenaufgang erwärmt sich die Atmosphäre durch turbulente Wärmetransporte von der Erdoberfläche her und löst die nächtliche Inversion auf. Die Mischungsschicht – eine Schicht, in der die Durchmischung der Luft durch thermische und mechanische Turbulenz stark ausgeprägt ist – bildet sich aus. Nach Sonnenuntergang entsteht durch Ausbildung einer Bodeninversion eine neue stabile nächtliche Grenzschicht, die nach Sonnenaufgang wiederum aufgelöst wird (FOKEN, 2003).

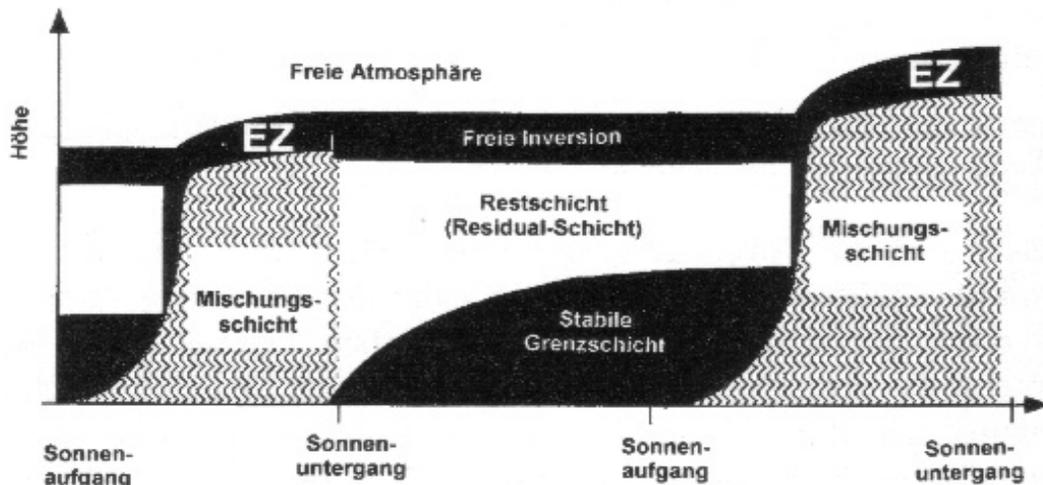


Abb. 3.1: Tagesgang und Struktur der atmosphärischen Grenzschicht (FOKEN, 2003; nach STULL, 2000).

3.1. Zustand der Atmosphäre

Der Zustand der Atmosphäre kann - wird die Luftchemie außer Acht gelassen – durch folgende Größen beschrieben werden (PANOFSKY und DUTTON, 1984; KAIMAL und FINNIGAN, 1994):

- Windgeschwindigkeitsvektor \vec{U} , der sich aus den Komponenten u (longitudinal) in x -Richtung, v (lateral) in y -Richtung und w (vertikal) in z -Richtung zusammensetzt
- Luftdichte ρ
- absolute Lufttemperatur T_a oder potentielle Temperatur θ
- spezifische Feuchte q
- Druck p

wobei

$$\theta = T_a \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \quad (3.1)$$

mit R als individuelle Gaskonstante für trockene Luft, dem Luftdruck p in hPa und c_p als spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck (FOKEN, 2003).

Diese Größen weisen eine Abhängigkeit von den Raumrichtungen x , y , z und der Zeit t auf, die mit Hilfe folgender Gleichungen beschrieben werden kann (PANOFSKY und DUTTON, 1984; STULL, 1988; KAIMAL und FINNIGAN, 1994):

- Zustandsgleichung idealer Gase
- Erhaltungsgleichung für Impuls (Navier-Stoke'sche Bewegungsgleichung)
- Erhaltungsgleichung für Masse (Kontinuitätsgleichung)
- Erhaltungsgleichung für Wasserdampf
- Erhaltungsgleichung für Wärme (erster Satz der Thermodynamik)

Um diese Gleichungen auf die oben genannten Variablen in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen anwenden zu können, werden diese Variablen in Mittelwert und Abweichung vom Mittelwert zerlegt (FOKEN, 2003). Diese sogenannte Reynolds-Zerlegung (*Reynolds decomposition*) wird darauf zurückgeführt, dass Schwankungen der Windgeschwindigkeit im Bereich zwischen ca. 30 min und 1 h ein Minimum (*spectral gap*) aufweisen. Während Schwankungen, die in einem Zeitraum von größer als einer Stunde auftreten (langsam veränderlicher Anteil der Strömung), als nichtturbulent bezeichnet werden, stellen Schwankungen kleiner als ca. 10 min den turbulenten Anteil (schnell veränderlicher Anteil) der Strömung dar. Dabei wird angenommen, dass der sich langsam und der sich schnell veränderliche Anteil der Strömung nicht korreliert sind (PANOFSKY und DUTTON, 1984). Um die nichtturbulenten von den turbulenten Schwankungen zu trennen, wird die Windgeschwindigkeit über eine Periode zwischen 10 min und 1 h gemittelt. Dabei werden die negativen und positiven Abweichungen der Windgeschwindigkeit eliminiert. Wird die mittlere Windgeschwindigkeitskomponente über eine Zeitperiode in x -Richtung bestimmt, kann der Momentanwert der Windgeschwindigkeitskomponente u durch Addition der

mittleren Windgeschwindigkeitskomponente \bar{u} und des turbulenten Anteils der Windgeschwindigkeitskomponente u' bestimmt werden:

$$u = \bar{u} + u' \quad (3.2)$$

wobei der Oberstrich den Mittelwert und der Beistrich die momentane Abweichung vom Mittelwert bezeichnet, mit

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i \quad (3.3)$$

wobei N die Anzahl der Werte bzw. der Stichprobenumfang ist. Gleiches gilt für die Geschwindigkeitskomponenten v und w .

Da Turbulenz ein dreidimensionales Phänomen ist, treten bei Änderungen der Windgeschwindigkeit in x -Richtung auch Änderungen in y - und z -Richtung auf. Turbulenz verursacht weiterhin Änderungen beliebiger Größen, wie z. B. der potentiellen Temperatur θ oder der spezifischen Feuchtigkeit q . Deshalb können auch diese Größen jeweils in einen turbulenten und einen nichtturbulenten Teil zerlegt werden (STULL, 1988):

$$q = \bar{q} + q' \quad (3.4)$$

$$\theta = \bar{\theta} + \theta' \quad (3.5)$$

Obwohl für eine beliebige Variable s $\overline{s'} = 0$ ist, gilt für das Produkt des mittleren Anteils zweier Variablen

$$\overline{sx} = \bar{s} \bar{x} + \overline{s'x'} \quad (3.6)$$

Zu beachten ist, dass das nichtlineare Produkt $\overline{s'x'}$, wie auch $\overline{s'^2}$, $\overline{s'x'^2}$ und $\overline{s'^2x'^2}$, nicht zwangsläufig Null ergeben (STULL, 1988). Aus statistischer Sicht können die beiden zweiten Momente $\overline{s'^2}$, mit

$$\overline{s'^2} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N s_i'^2 = \sigma_s^2 \quad (3.7)$$

als Varianz und $\overline{s'x'}$, mit

$$\overline{s'x'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N s_i' x_i' = \text{covar}(s, x) \quad (3.8)$$

als Kovarianz interpretiert werden.

Da eine vollständige Beschreibung der atmosphärischen Turbulenz in numerischen Modellen der atmosphärischen Strömung nicht möglich ist, wenn man größere Gebiete betrachtet, wird versucht, deren statistische Charakteristiken anzugeben, um daraus Parametrisierungen für die Turbulenz abzuleiten (FOKEN, 1990).

3.2 Turbulenzintensität

Eine wichtige Größe zur Beschreibung der Turbulenz ist die Turbulenzintensität Ti :

$$Ti = \frac{\sigma_u}{\bar{u}} \quad (3.9)$$

mit σ_u als Standardabweichung der horizontalen Windgeschwindigkeit und \bar{u} als mittlere horizontale Windgeschwindigkeit. Insbesondere für die Beurteilung der langfristigen mechanischen Belastung von Windenergieanlagen stellt die Turbulenzintensität eine wichtige Größe für die Planung dar. Die Turbulenzintensität ergibt sich hierbei als ein prozentualer Wert, welcher die Schwankungsbreite des Windes im Verhältnis zu seinem Mittelwert anzeigt, und so Auskunft über die Böigkeit an einem Standort gibt.

3.3 Stabilitätsmaße in der Prandtl-Schicht

In der Grenzschicht-Meteorologie strebt man die Einführung von Maßzahlen an, die aus einer minimal notwendigen Zahl von Einflussparametern gebildet werden, um die Gleichungssysteme zu vereinfachen und universelle Darstellungen zu erhalten.

3.3.1 Potentielle Temperatur

Bewegt man ein Luftpaket nach oben, wird der Umgebungsdruck geringer und seine aktuelle Temperatur nimmt aufgrund adiabatischer Expansion ab. Entsprechend nimmt die aktuelle Temperatur eines Luftpaketes bei einer Bewegung nach unten mit zunehmendem Luftdruck zu. Als potentielle Temperatur θ wird die Temperatur bezeichnet, die ein Luftpaket erreichen würde, wenn man es auf den Umgebungsdruck 1000 hPa bringt. Bei thermisch neutraler atmosphärischer Schichtung ist die potentielle Temperatur unabhängig von der Höhe (adiabatische Schichtung). Bei stabiler Schichtung nimmt sie mit der Höhe zu, bei instabiler nimmt sie mit der Höhe ab. Die potentielle Temperatur ist somit ein einfacher Indikator für die thermische Schichtung der Atmosphäre (EMEIS, 2000).

Die Differenz zwischen der potentiellen Lufttemperatur und der Wasseroberflächentemperatur, die maßgeblich für die atmosphärische Stabilität verantwortlich ist, bestimmt gleichzeitig auch das Vorzeichen der für Teile der Auswertungen in dieser Arbeit als Stabilitätsparameter verwendeten Bulk-Richardson-Zahl.

3.3.2 Richardson-Zahlen

Die Bulk-Richardson-Zahl Ri_B beschreibt für eine Luftschicht mit der Dicke Δz das Verhältnis zwischen der thermischen und der mechanischen atmosphärischen Turbulenz, indem das Verhältnis zwischen dem vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur (thermisch induzierte Turbulenz) und dem Quadrat der vertikalen Windscherung (mechanisch erzeugte Turbulenz) gebildet und mit $\frac{g}{\theta}$ entdimensioniert wird (FOKEN, 2003):

$$Ri_B = -\frac{g}{\theta} \frac{\Delta\theta}{\Delta z} \frac{\Delta z}{(\Delta u)^2} \quad (3.10)$$

Ri_B ist positiv bei thermisch stabiler Schichtung (Dämpfung thermischer Turbulenz), Null bei neutraler Schichtung und negativ bei instabiler Schichtung (Erzeugung thermischer Turbulenz). Oberhalb einer Bulk-Richardson-Zahl von ungefähr $Ri_B = 0,2$ findet weitgehend kein turbulenter Austausch mehr statt und es erfolgt ein Übergang zu einer quasi laminaren Strömung (FOKEN, 2003). Diese Schwelle wird auch als kritische Richardson-Zahl bezeichnet.

Ein verwandtes Stabilitätsmaß ist die Fluss-Richardson-Zahl Ri_f , die sich aus dem Verhältnis der Größe des turbulenten Wärmeflusses H (vollständig $H = c_p \rho \overline{w'T'}$) zu der des turbulenten Impulsflusses ($\tau = \rho \overline{w'u'}$) ableiten lässt:

$$Ri_f = -\frac{g}{\theta} \frac{\overline{w'T'}}{-\overline{w'u'} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)} \quad (3.11)$$

3.3.3 Obukhov-Länge

Einer der in der Mikrometeorologie am häufigsten verwendeter Stabilitätsparameter ist die Obukhov-Länge (oft auch als Monin-Obukhov-Länge bezeichnet) L (FOKEN, 2003):

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{\theta} \overline{w'T'}} \quad (3.12)$$

Mit $\overline{w'T'}$ für die Flussdichte fühlbarer Wärme, u_* als Schubspannungsgeschwindigkeit und κ als von Kármán-Konstante (0,4). Das Minuszeichen wurde eingeführt, um gleiche Verhältnisse wie bei der Verwendung von Ri_f zu erreichen (FOKEN, 1990; ETLING, 2002). Anstelle der potentiellen Temperatur θ wird in der praktischen Anwendung üblicherweise die Lufttemperatur T_a verwendet (FOKEN, 2003). Wird L in Verhältnis zur Höhe über Grund z gesetzt, erhält man den dimensionslosen Stabilitätsparameter ζ (FOKEN, 2003):

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (3.13)$$

z/L beschreibt das Verhältnis der Produktion von Turbulenzenergie durch Scherkräfte zur Produktion von Turbulenzenergie durch thermische Kräfte (ZENGER, 1998).

Bei stabiler Schichtung ist ζ positiv, bei labiler Schichtung negativ. ζ ist ein geeigneter Stabilitätsparameter, da L in der Prandtl-Schicht als höhenkonstant angesehen und somit als eine universelle Skalierungsfunktion für die meisten stabilitätsabhängigen Größen verwendet werden kann. L bildet die Basis für die Monin-Obukhov'sche Ähnlichkeitstheorie (KAIMAL und FINNIGAN, 1994; ETLING, 2002). Nachteil von L ist, dass L messtechnisch nur aus hochaufgelösten Messungen bestimmbar ist.

Je nach atmosphärischen Schichtungsbedingungen nehmen ζ , L und Ri_B die in Tab. 3.2 zusammengefassten Werte an (FOKEN, 1990; FOKEN, 2003).

Tab. 3.2: Übersicht zu verschiedenen Stabilitätsparametern (nach FOKEN, 2003).

Schichtung	Temperatur	L [m]	$\zeta = z/L$	Ri_B, Ri_f
Labil	$\theta(0) > \theta(z)$	< 0	< 0	< 0
Neutral	$\theta(0) \sim \theta(z)$	$\rightarrow \pm \infty$	0	0
Stabil	$\theta(0) < \theta(z)$	> 0	> 0	> 0

3.4 Windprofil

Das Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit in der atmosphärischen Grenzschicht über See hängt vor allem von der Windgeschwindigkeit, der (windgeschwindigkeitsabhängigen) Oberflächenrauigkeit und der atmosphärischen Schichtung ab. Über Landoberflächen zusätzlich relevante Parameter wie unterschiedliche Topografie usw. spielen über See keine Rolle. Zur Beschreibung des Windprofils in der Prandtl-Schicht sind im Wesentlichen zwei Ansätze gebräuchlich (EMEIS, 2005): Das aus der Grenzschichttheorie abgeleitete logarithmische Windprofil einschließlich Korrekturen für nicht-neutrale Schichtung (z. B. DYER, 1974) und das empirisch bestimmte so genannte Potenzgesetz (z. B. DAVENPORT, 1965). Für die Beschreibung des Windprofils in der Prandtl-Schicht ist das logarithmische Windprofil – insbesondere über ebenem Gelände und wenn die mechanische Turbulenz dominiert – allgemein akzeptiert (PANOFKY und DUTTON, 1984):

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (3.14)$$

mit $u(z)$ der horizontalen Windgeschwindigkeit in Höhe z , der von Kármán-Konstante κ und z_0 der Oberflächenrauigkeit. Für praktische Anwendungen über See steht die für die Berechnung des logarithmischen Windprofils notwendige Oberflächenrauigkeit, die unter anderem von der Windgeschwindigkeit und dem Seegang abhängt sowie die ebenfalls veränderliche Schubspannungsgeschwindigkeit u_* oftmals nicht aus direkten Messungen zur Verfügung (HSU et al., 1994). In der praktischen Anwendung wird daher stattdessen oftmals das einfachere Potenzprofil verwendet, welches die Bestimmung des Windprofils aus der Windmessung in einer Höhe ermöglicht (PANOFKY und DUTTON, 1984):

$$u(z) = u(z_r) \left(\frac{z}{z_r} \right)^\alpha \quad (3.15)$$

mit $u(z_r)$ als mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in der Referenzhöhe z_r (Messhöhe) über Grund und α als dem Höhenexponenten des Potenzprofils. Der Höhenexponent hängt von der Oberflächenrauigkeit und der atmosphärischen Stabilität ab. PANOFKY (1977) und SEDEFIAN (1980) beschreiben die Abhängigkeit von α von z/z_0 und vom Stabilitätsparameter z/L . Nach EMEIS (2005) ist diese Anpassung des Höhenexponenten α an ein logarithmisches Windprofil jedoch nur für kleine Höhenbereiche zulässig, für größere Höhenintervalle ist diese Anpassung nur in bestimmten Situationen mit stabiler atmosphärischer Schichtung möglich. Es muss beachtet werden, dass α von der für die Bestimmung gewählten Referenzhöhe abhängt.

3.5 Spektralanalyse

Die Berechnung der spektralen Energiedichten $S_u(k)$, $S_v(k)$ und $S_w(k)$ (mit k als Wellenzahl) der drei Windvektorkomponenten u , v und w (longitudinale, laterale und vertikale Komponente) liefert ein Maß für die Verteilung der Energiedichte der Turbulenzelemente auf den verschiedenen Raum- und Zeitskalen. Das Maximum des Spektrums gibt dabei einen Hinweis auf die typische Größe von Turbulenzelementen. Energiespektren in der atmosphärischen Grenzschicht können nach KAIMAL und FINNIGAN (1994) in drei Haupt-Bereiche eingeteilt werden: Den Bereich der Energieproduktion durch Reibung und Auftriebskräfte (A), den so genannten „inertial subrange“, in dem sowohl Energieproduktion als auch Dissipation stattfinden (B) und die Größe der Turbulenzelemente zunehmend kleiner wird und den Dissipations-Bereich, in dem Turbulenz bzw. kinetische Energie in Wärme umgewandelt wird (C) (Abb. 3.2).

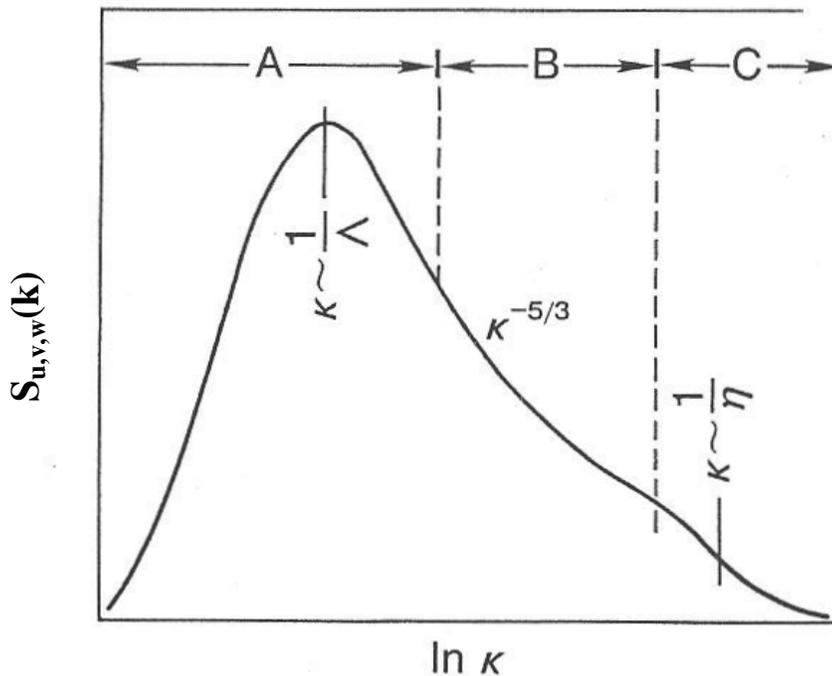


Abb 3.2: Schematische Darstellung eines Energiespektrums in der atmosphärischen Grenzschicht. Der Bereich (A) zeigt die Region, in der turbulente Energie durch Reibung und Auftriebskräfte produziert wird, (B) den so genannten „inertial subrange“, in dem sowohl Energieproduktion als auch Dissipation stattfinden und die Größe der Turbulenzelemente zunehmend kleiner wird und (C) den Dissipations-Bereich, in dem Turbulenz bzw. kinetische Energie in Wärme umgewandelt wird. Hierbei ist Λ die integrale Längenskala der Turbulenz und η die „Kolmogorov-Microscale“ (nach KAIMAL und FINNIGAN, 1994). In den Auswertungen zur Spektralanalyse (Kap. 5.4) wird nicht die Wellenzahl, sondern die Frequenz verwendet. Unter Annahme der Taylor’schen Hypothese der „gefrorenen Turbulenz“ sind Wellenzahl und Frequenz jedoch streng proportional.

Im Bereich (A) werden durch Scherung und Auftriebskräfte Turbulenzelemente erzeugt. Das Maximum der Energiedichte wird bei einer Wellenzahl erreicht, die näherungsweise der Eulerschen integralen Längenskala ($k \sim 1/\Lambda$) entspricht. Der Längenbereich der

Turbulenzelemente, der direkt durch viskose Dissipation beeinflusst wird, ist die so genannte „Kolmogorov-Microscale“ η :

$$\eta = (\nu^3/\varepsilon)^{1/4} \quad (3.16)$$

mit ν als kinematische Viskosität der Luft und ε der Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie. η liegt in der atmosphärischen Grenzschicht im Bereich von 0,001 m. Im *inertial subrange* ist $S(k)$ proportional zu $k^{-5/3}$. Am Ende des Spektrums mit hohen Wellenzahlen wird die Steigung des Spektrums steiler, da durch die Dissipation mehr und mehr Anteile der turbulenten kinetischen Energie in Wärme umgewandelt werden.

3.6 Extremwertextrapolationen

Um mögliche Extremereignisse (z. B. 50-Jahres Wert) z. B. des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit – insbesondere auf Basis verhältnismäßig kurzer Zeitreihen – zu extrapolieren, kann die kumulierte Summenhäufigkeit der entsprechenden Datenreihe in ein so genanntes Gumbel-Diagramm (GUMBEL, 1958) eingetragen werden. In diesem Diagramm ist der doppelte negative Logarithmus der Summenhäufigkeit auf der y-Achse aufgetragen und die zu extrapolierende Größe (z. B. Windgeschwindigkeit) auf der x-Achse. Dieses Verfahren wird auch von CARTER (1993) und PANCHANG et al. (1999) beschrieben und basiert auf der Annahme, dass die Zeitreihe der Windgeschwindigkeit einer „Fisher-Tippet Typ I“-Verteilung folgt. Für diese Verteilung ist die kumulierte Wahrscheinlichkeit, dass ein Wert kleiner oder gleich x innerhalb der Zeitreihe ist, gegeben durch:

$$P(x) = \exp(-\exp(-(x-\alpha)/\beta)) \quad (3.17)$$

Daraus ergibt sich in der Darstellung des Gumbel-Diagramms eine Gerade, die durch folgende Gleichung beschrieben werden kann:

$$x = \alpha + \beta (-\ln(-\ln(p))) \quad (3.18)$$

Weicht die aufgetragene Summenhäufigkeit von dieser Geraden nach rechts ab, ist dies ein Hinweis darauf, dass ein Extremereignis in der Zeitreihe enthalten ist, welches eine deutlich längere Wiederholungswahrscheinlichkeit hat, als die Länge der betrachteten Zeitreihe (z. B. ein 10-Jahres Ereignis fällt zufällig in eine untersuchte zweijährige Zeitreihe). Die kumulierte Auftretenswahrscheinlichkeit eines 50-Jahres Ereignisses in einer Zeitreihe mit 10-Minuten Intervallen ist gegeben durch:

$$p_{50\text{Jahr}} = 1 - 1/(6*24*365,25*50) \quad \text{bzw.} \quad -\ln(-\ln(p_{50\text{Jahr}})) = 14,78 \quad (3.19)$$

3.7 Besonderheiten der marinen Grenzschicht

3.7.1 Bisherige Offshore-Messungen

Im Vergleich zur Grenzschicht über Land ist die marine atmosphärische Grenzschicht (*marine atmospheric boundary layer*, MABL) deutlich weniger gut erforscht. Die Gründe hierfür liegen vor allem in Art und der Anzahl an Messungen bzw. Datensätzen: Die überwiegende Anzahl der bisherigen Messungen über See sind entweder Punktmessungen ohne Höhenauflösung – meist in relativ niedrigen Höhen – auf Bojen oder Schiffen (z. B.

SETHURAMAN, 1978; LARGE und POND, 1981; MAAT et al., 1991; SMITH et al., 1992; YELLAND und TAYLOR, 1996), Messmasten mit geringer Höhe (z. B. DAVIDSON, 1970; DAVIDSON, 1973; SMITH, 1980) oder einzelne Profilmessungen von Flugzeugen aus (z. B. HAUF, 1984; BRÜMMER et al., 1985; ROGERS et al., 1995; VICKERS et al., 2001). Im niederländischen Teil der Nordsee wurden zwischen 1985 und 1992 an drei Plattformen Einzelpunktmessungen (ohne Höhenauflösung) in größeren Höhen zwischen 27 und 85 m durchgeführt (COELINGH et al., 1996). Bisherige Messtürme, an denen ein Höhenprofil der relevanten meteorologischen Größen der MABL gemessen werden kann, stehen fast ausnahmslos in Küstennähe und bieten somit allenfalls die Möglichkeit, für ausgewählte, enge Windrichtungssektoren ein „Offshore-Windprofil“ zu messen. Es gibt wenige Datensätze von Messstandorten mit größerem Küstenabstand und mit einer vertikalen Auflösung über einen größeren Höhenbereich. Zwischen 1979 und 1989 wurden an der Offshore-Gasplattform „West Sole“ Wind- und Turbulenzmessungen in unregelmäßigen Abständen in Messhöhen zwischen 10 und 85 m durchgeführt (WILLS, 1992). Von den Messungen der West Sole Plattform ist jedoch kein durchgängiger Langzeit-Datensatz verfügbar und die Qualität des Datensatzes ist unbefriedigend (GRAINGER et al., 1998). Im Rahmen des Messprogramms Rødsand wurde 1996 11 km südlich der dänischen Insel Lolland in der Ostsee ein 50 m hoher Messturm installiert, der Langzeit-Profilmessungen mit Schalenkreuzanemometern zwischen 10 und 50 m ermöglicht und zusätzlich eine hochaufgelöste Ultraschallanemometer-Messung in etwa 45 m Höhe bietet (z. B. PRYOR und BARTHELMIE, 2002; LANGE et al., 2004). Seegangparameter werden ebenfalls erfasst, der Messmast erreicht jedoch nicht annähernd die Nabenhöhe aktueller Offshore-Windkraftanlagen (90-100 m). Ein 30 m hoher Messmast 10 km vor der schwedischen Insel Östergarnsholm bietet Langzeit-Windmessungen in fünf verschiedenen Höhen zwischen 7 und 30 m und zusätzlich hochaufgelöste Ultraschallanemometer-Messungen in den Höhen 10, 18 und 26 m (SMEDMAN et al., 2003a; SJÖBLUM und SMEDMAN, 2003).

Unter anderem für die Ausbreitungsmodellierung und für die Planung und Auslegung von Offshore-Windkraftanlagen ist aber die Kenntnis z. B. des Windprofils und der Turbulenzstruktur über See von zentraler Bedeutung (SMEDMAN et al., 2003b).

3.7.2 Eigenschaften der Wasseroberfläche

Die MABL unterscheidet sich in wesentlichen Punkten von der Grenzschicht über Landoberflächen:

- Die Grenzschicht ist aufgrund der homogenen Oberfläche räumlich wesentlich homogener als über Land
- Die Oberflächenrauigkeit z_0 ist um Größenordnungen kleiner als über Land
- z_0 ist nicht konstant, sondern hängt von der Windgeschwindigkeit ab: Mit zunehmender Windgeschwindigkeit nimmt die Wellenhöhe und somit auch z_0 zu (CSANADY, 2001). Die Oberflächenrauigkeit über See lässt sich dabei nach Charnock (1955) wie folgt bestimmen:

$$z_0 = \frac{\alpha u_*^2}{g} \quad (3.20)$$

mit dem Charnock-Parameter α , der für offene See mit $\alpha \approx 0,011-0,012$ angegeben wird (z.B. SMITH, 1980; SMEDMAN et al., 2003b; IEC 61400-3). JOHNSON et al. (1998) zeigen, dass z_0 neben u_* auch vom Wellenalter abhängt.

- Die Oberflächenrauigkeit ist über See im Vergleich zu den meisten Landoberflächen um mehrere Größenordnungen kleiner und liegt im Bereich von $z_0 = 0,0002$ m (STULL, 2000)
- Die Rauigkeitselemente der Oberfläche haben eine Eigengeschwindigkeit, deren Verhältnis zur Windgeschwindigkeit (Wellenalter, s. Kap. 3.7.3) den Impulshaushalt der MABL beeinflusst
- Durch die hohe Wärmekapazität von Wasser weist die MABL im Wesentlichen keinen Tages- sondern einen Jahresgang auf

3.7.3 Seegangs-Parameter und Wellenalter

Oberflächenwellen von Meeren werden in erster Linie von der Reibungskraft erzeugt, die von dem Wind auf die Wasseroberfläche ausgeübt wird und dabei – im Fall von jungen Wellen und windgetriebenen Wellen – Impuls von der Atmosphäre nach unten gerichtet auf die Wassersäule überträgt (BYE und WOLFF, 2008). Die Wellenhöhe hängt neben der Windgeschwindigkeit (z. B. SVERDRUP und MUNK, 1947 und NEUMANN, 1953) vor allem von der atmosphärischen Stabilität und dem *Fetch* (Wirklänge des Windes) ab (z. B. YOUNG, 1999 und HERBACH und JANSSEN, 1999).

In der Ozeanografie sind verschiedene Kenngrößen für die Beschreibung der Meeresoberfläche gebräuchlich (nach <http://cdip.ucsd.edu/>) (Abb. 3.3):

- **Meeresspiegel** (*still-water line*):
Höhe der ebenen Meeresoberfläche bei absoluter Ruhe
- **Wellenkamm** (*crest*):
Höchster Punkt einer Welle (über dem Meeresspiegel)
- **Wellental** (*trough*):
Tiefster Punkt einer Welle (unter dem Meeresspiegel)
- **Wellenhöhe H** (allgemein) (*wave height*):
Vertikaler Abstand H zwischen Wellenkamm und Wellental
- **Signifikante Wellenhöhe H_s** (*significant wave height*):
Arithmetisches Mittel der Wellenhöhen von demjenigen Drittel der Wellen einer Beobachtungszeitspanne, die innerhalb dieser die größten Wellenhöhen haben
- **Maximale Wellenhöhe H_{max}** (*maximum wave height*):
Unter Annahme einer Rayleigh-Verteilung der Wellenhöhe ist die maximale Wellenhöhe H_{max} in einem bestimmten Zeitraum definiert als das 1,86-fache der signifikanten Wellenhöhe H_s des entsprechenden Zeitraums (IEC 61400-3)
- **Wellenlänge L** (*wavelength*):
Horizontaler Abstand L zwischen zwei aufeinander folgenden Wellenkämmen oder -tälern
- **Wellenperiode T** (*wave period*):
Zeit T , die eine komplette Welle zum Passieren eines vorgegebenen Punktes benötigt
- **Wellenfrequenz** (*wave frequency*):
Zahl der Wellen, die pro Zeiteinheit einen vorgegebenen Punkt passieren
- **Amplitude** (*amplitude*):
Die Hälfte der Wellenhöhe
- **Wassertiefe D** (*water depth*):
Abstand D vom Meeresboden bis zum Meeresspiegel

- **Wellenrichtung** (*direction of propagation*):
Die Richtung, in die eine Welle wandert

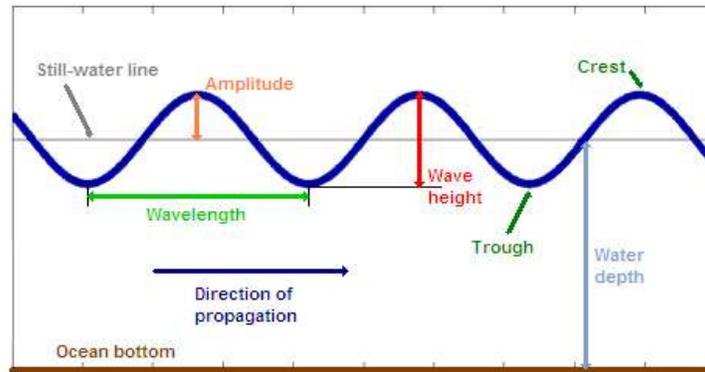


Abb. 3.3: Idealisierte Darstellung einer monochromatischen Welle. Aus <http://cdip.ucsd.edu/>

Die Rauigkeitselemente der Meeresoberfläche (das sind die Wellen) sind im Gegensatz zu Landoberflächen beweglich. Die Wellen, also die Oberfläche selbst, können unter bestimmten Bedingungen schneller als die Windgeschwindigkeit sein. Ein Maß für die Beziehung zwischen Wellen- und Windgeschwindigkeit ist das so genannte Wellenalter, das wie folgt definiert ist (z. B. SJÖBLOM und SMEDMAN, 2002):

$$c = \frac{c_p}{u_*} \quad (3.21)$$

mit c_p als Phasengeschwindigkeit der Wellen (= Wellenlänge / Wellenperiode). Ein Wellenalter von 28 bildet nach OOST et al. (2002) die Schwelle zwischen windgetriebener See („junge“ Wellen, Wellenalter < 28) und „alten“ Wellen, die schneller als die Windgeschwindigkeit sind (Wellenalter > 28, „Swell“). Durch Wellen erzeugte atmosphärische Turbulenz bei hohen Wellenaltern kann bis in eine Höhe von 100 m und mehr reichen (SETHURAMAN, 1979). Da an FINO1 die Schubspannungsgeschwindigkeit im Gegensatz zur üblichen Bestimmung in 10 m Höhe erst in einer Höhe von 40 m gemessen werden kann und u_* eine Abnahme mit der Höhe zeigt, verschieben sich das Wellenalter und somit auch die Grenze zwischen alten und jungen Wellen hin zu größeren Werten.

3.7.4 Vertikaler Aufbau und Profile in der marinen Grenzschicht

Die MABL lässt sich idealisiert in folgende Schichten einteilen:

- **Wellenschicht** (*wave boundary layer, WBL*):
Innerhalb der WBL haben die Seegangswellen einen direkten Einfluss auf die Turbulenzstruktur der Atmosphäre (SJÖBLOM und SMEDMAN, 2003), weshalb die Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie (MOST) in der WBL nicht gültig ist. Bei windgetriebener See (junge Wellen) beträgt die Mächtigkeit der WBL lediglich wenige Meter (DRENNAN et al., 1999), in bestimmten Situationen mit wellengetriebener See kann der Einfluss der Wellen die gesamte MABL umfassen (SMEDMAN et al., 1994).

- **Prandtl-Schicht** (*surface-layer*):
Wie über Landoberflächen (s. Einleitung Kap. 3) tritt innerhalb der Prandtl-Schicht die stärkste reibungsbedingte Abnahme der Windgeschwindigkeit mit abnehmender Höhe auf und die Windrichtung bleibt mit zunehmender Höhe nahezu konstant. Bei geringem Wellenalter ist die MOST innerhalb der Prandtl-Schicht gültig (EDSON und FAIRALL, 1998). Aufgrund der geringen Oberflächenrauigkeit ist die Höhe der Prandtl-Schicht über See deutlich geringer als über Land.
- **Ekman-Schicht** (*mixed layer*):
Die Ekman-Schicht ist wie über Landoberflächen (vergl. Einleitung Kap. 3) geprägt durch eine im Vergleich zur Prandtl-Schicht deutlich geringere Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, durch eine immer geringer werdende mechanische Reibungswirkung und durch den zunehmenden Einfluss der Corioliskraft auf die Windrichtung. Die Winddrehung ist aufgrund der geringen Rauigkeit der Oberfläche allerdings wesentlich geringer als über Land.

Der vertikale Aufbau der marinen Grenzschicht, der sich von dem der Grenzschicht über Land unterscheidet, ist in Abb. 3.4 skizziert. Man kann wie oben beschrieben im Wesentlichen drei Schichten unterscheiden: Die Wellenschicht, in der der Einfluss der Wellen eine große Rolle spielt und in der Impuls aus der Atmosphäre auf die Wellen (bzw. umgekehrt im Fall alter Wellen) überwiegend durch Druckkräfte übertragen wird, die *constant-flux-layer* oder Prandtl-Schicht, in der die turbulenten Flüsse näherungsweise höhenunabhängig sind und die Ekman-Schicht, in der die Flüsse mit der Höhe abnehmen und in der die Coriolis-Kraft eine Rolle spielt. Die Höhe der Wellenschicht verhält sich vermutlich ähnlich wie die von Hindernissen dominierte raue Unterschicht über einer großen Stadt, die bis zu fünfmal so hoch ist wie die typische Hindernisgröße (ROTACH, 1999). Da die Wellenhöhe (z. B. EMEIS und TÜRK, submitted) und die Oberflächenrauigkeit (z. B. CHARNOCK, 1955; GARRATT, 1992) von der Windgeschwindigkeit abhängen, kann erwartet werden, dass die Höhe der Wellenschicht und der Prandtl-Schicht ebenfalls von der Windgeschwindigkeit abhängen.

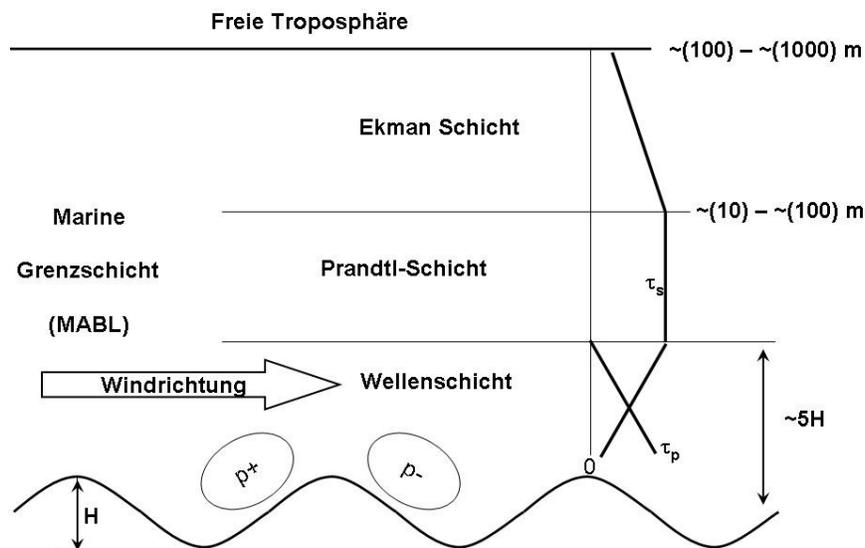


Abb. 3.4: Vertikaler Aufbau der marinen Grenzschicht. $p+$ und $p-$ kennzeichnen positive und negative Druckänderungen, die zu einer Druckkraft τ_p auf die Wellen führen. Schematische Profile des turbulenten Scherungskraft τ_s und des Druckwiderstands τ_p sowie typische Höhenintervalle der einzelnen Schichten sind auf der rechten Seite angegeben.

Das Windprofil in der marinen Prandtl-Schicht hängt wesentlich vom Wellenalter ab (z. B. SJÖBLUM und SMEDMAN, 2003; SMEDMAN et al., 2003a). Abb. 3.5, die aus SJÖBLUM und SMEDMAN (2003) entnommen ist, zeigt die möglichen Profile für verschiedene Seegangsbedingungen. Die gezeichneten Windprofile reichen bis etwa 30 m Höhe, die gekennzeichneten Höhen (Level 1-3) entsprechen 10, 18 und 26 m. Abb. 3.5 a) zeigt das Windprofil bei windgetriebener See: Die Dicke der WBL beträgt nur wenige Meter und es bildet sich sehr schnell ein „normales“ (logarithmisches) Windprofil aus wie es auch über Landoberflächen auftritt. Mit ansteigendem Wellenalter in Phasen zwischen windgetriebener See und wellengetriebenem Wind kommt es zu Übergangsphasen, in denen die Wellen beginnen, das Windprofil zu beeinflussen. Das schematische Windprofil während einer solchen Übergangsphase ist in Abb. 3.5 c) dargestellt, der Einfluss der WBL endet zwischen 10 und 20 m. Bei alten Wellen und dem Auftreten von wellengetriebenem Wind („Swell“) (SMEDMAN et al., 1999), wie in Abb. 3.5 b) aufgezeigt, erfolgt ein Antrieb von unten und das Windprofil zeigt in den von SJÖBLUM und SMEDMAN (2003) betrachteten Messhöhen keinen Vertikalgradienten. Der Einfluss der Wellen reicht über 30 m Höhe hinaus.

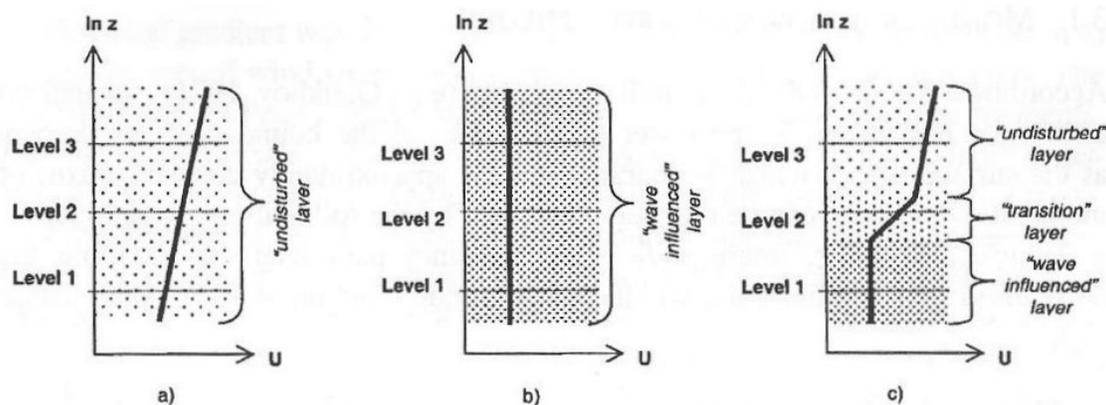


Abb. 3.5: Windprofil in der MABL bei neutraler Schichtung in den untersten 30 m bei verschiedenen Seegangsbedingungen: a) Windgetriebene See (junge Wellen), b) wellengetriebener Wind (alte Wellen), c) Übergangsphase zwischen windgetriebener See und wellengetriebenem Wind (nach SJÖBLUM und SMEDMAN, 2003).

Innerhalb der Prandtl-Schicht gilt über See bei jungen Wellen (wie über Land) bei neutraler Schichtung das logarithmische Windprofil:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (3.22)$$

Die Windgeschwindigkeit ist klein am Unterrand der Prandtl-Schicht (ungefähr gleich der Phasengeschwindigkeit c_p) und nimmt mit zunehmender Höhe logarithmisch zu (z. B. STULL, 2000). Bei nicht-neutraler Schichtung muss das logarithmische Windprofil in der Prandtl-Schicht um einen Korrekturterm für die atmosphärische Stabilität erweitert werden (z. B. ROEDEL, 2000):

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi\left(\frac{z}{L}\right) \right) \quad (3.23)$$

Mit Ψ als universelle Stabilitätsfunktion (BUSINGER et al., 1971). Das Windprofil hängt somit von der Oberflächenrauigkeit z_0 und bei nicht-neutraler Schichtung zusätzlich von der Obukhov-Länge L ab.

3.7.5 Dimensionslose Turbulenzmaße

Mit der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u} , der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* und den Geschwindigkeitsfluktuationen σ_u , σ_v und σ_w lassen sich drei dimensionslose Turbulenzmaße bilden: Der Widerstandsbeiwert, die Turbulenzintensität und die Anisotropie der Turbulenz.

3.7.5.1 Widerstandsbeiwert / drag coefficient

Die Normierung der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* mit der Windgeschwindigkeit u führt zur Formulierung des dimensionslosen Widerstandsbeiwertes (*drag coefficient*). Der Zusammenhang zwischen Widerstandsbeiwert, Messhöhe und Oberflächenrauigkeit ist unter der Annahme eines logarithmischen Windprofils gegeben durch (z. B. STULL, 1988):

$$CD_N = \frac{u_*^2}{u(z)^2} = \frac{\kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right)^2} \quad (3.24)$$

mit CD_N als Widerstandsbeiwert bei neutraler Schichtung. GARRAT (1977) schlug nach der Zusammenfassung mehrerer früherer Arbeiten folgende Abhängigkeit des Widerstandsbeiwertes über See von der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe vor:

$$10^3 CD_N = 0,51u^{0,46} \quad (3.25)$$

Andere Autoren (z. B. LARGE und POND, 1981; YELLAND und TAYLOR, 1996) kamen zu abweichenden Abhängigkeiten, die jedoch in einer ähnlichen Größenordnung liegen.

3.7.5.2 Fluktuationen der Windkomponenten und deren Verhältnis zu u_*

Die Turbulenzstruktur über Land ist verhältnismäßig gut erforscht (z. B. PANOFSKY et al, 1977; STULL, 1988; SCHROERS et al. (1990); HÖGSTRÖM 1990; HÖGSTRÖM et al., 2002). Im Gegensatz dazu sind die Bedingungen über dem Meer weniger gut bekannt. Bisherige Untersuchungen über See waren – wie bereits in den vorherigen Kapiteln beschrieben – durch geringe Messhöhe (meist 10 m), fehlende Höhenauflösung, kurze Zeitreihen und/oder geringen Küstenabstand limitiert. Ebenso wurde das Verhalten der Turbulenzvarianzen vorwiegend unter neutraler atmosphärischer Schichtung untersucht, während es nur wenige Studien für nicht-neutrale Schichtung gibt.

Nach der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie hängen die mit der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* normierten Standardabweichungen der Windgeschwindigkeitskomponenten σ_u , σ_v und σ_w in der Prandtl-Schicht nur von z/L und z_i/L

ab (z. B. PANOFKY und DUTTON, 1984) und können z. B. nach PANOFKY et al. (1977) beschrieben werden als:

$$\frac{\sigma_{u,v,w}^2}{u_*^2} = \alpha_{u,v,w} \left(\frac{z}{L}, \frac{z_i}{L} \right) \quad (3.26)$$

Mit α als System von universellen Funktionen (unterschiedlich für σ_u , σ_v und σ_w), z als Höhe über Grund, z_i der Grenzschichthöhe und L der Monin-Obukhov Länge. Bei neutraler Schichtung gilt dabei innerhalb der Prandtl-Schicht (z. B. PANOFKY et al., 1977; FOKEN, 2003):

$$\frac{\sigma_{u,v,w}^2}{u_*^2} = \alpha_{u,v,w}(0) = \text{const.} \quad (3.27)$$

Eine Übersicht früherer Untersuchungen zu σ_u , σ_v und σ_w und deren Verhältnis zu u_* zeigt Tab. 3.3 sowohl für Messstandorte an Land als auch über See.

Unter neutralen Bedingungen werden für das dimensionslose Verhältnis (σ_u^2/u_*^2) zwischen der Standardabweichung der horizontalen Windgeschwindigkeitskomponente σ_u und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* in der Prandtl-Schicht über See Werte von 6-6,8 angegeben. Die von Stationen an Land gemessenen Werte reichen je nach Topographie, Vegetationstyp, usw. von „vergleichbar zu Messstation über See“ bis 9,2. Das Verhältnis in lateraler Richtung (σ_v^2/u_*^2) liegt offshore im Bereich von 4 und über Land zwischen 2,9 und 6,1. Basierend auf Flugzeugmessungen über der Deutschen Bucht gibt GRANT (1986) für σ_u^2/u_*^2 und σ_v^2/u_*^2 einen Abfall bis zur Hälfte der Mächtigkeit der Mischungsschichthöhe (z_i) an. Die vertikale Größe (σ_w^2/u_*^2) ist dagegen laut GRANT (1986) bis 0,2 z_i höhenkonstant. Das vertikale Verhältnis (σ_w^2/u_*^2) reicht über See von 1-2 und über Land von 1-2,5.

Über das Verhalten von σ_w^2/u_*^2 bei stabiler Schichtung gibt es unterschiedliche Aussagen: Unter anderem MERRY und PANOFKY (1976) fanden einen Anstieg von σ_w^2/u_*^2 mit ansteigendem z/L wie in Gl. (3.28) beschrieben, während HICKS (1981) diesem Anstieg widersprach. Innerhalb der Prandtl-Schicht schlugen PANOFKY und DUTTON (1984) vor, σ_w^2/u_*^2 als höhenkonstant anzunehmen, mit einem Wert entsprechend dem bei neutraler Schichtung. Die Bestimmung von σ_w^2/u_*^2 unter stabilen Bedingungen ist schwierig, da sowohl σ_w als auch insbesondere u_* sehr klein werden und ihr Verhältnis somit mit relativ großen Unsicherheiten behaftet ist (MERRY und PANOFKY, 1976).

Bei instabiler atmosphärischer Schichtung wird σ_v^2/u_*^2 im Vergleich zu neutralen Bedingungen größer, während σ_u^2/u_*^2 konstant bleibt (GRANT, 1986). Basierend auf Untersuchungen an Messstationen mit geringer Oberflächenrauigkeit schlugen PANOFKY et al. (1977) folgende Abhängigkeiten vor:

$$\begin{aligned} \frac{\sigma_u^2}{u_*^2} &= 6,25 \left(1 - 3 \frac{z_i}{L} \right)^{\frac{2}{3}} \\ \frac{\sigma_v^2}{u_*^2} &= 3,81 \left(1 - 3 \frac{z_i}{L} \right)^{\frac{2}{3}} \\ \frac{\sigma_w^2}{u_*^2} &= 1,69 \left(1 - 3 \frac{z}{L} \right)^{\frac{2}{3}} \end{aligned} \quad (3.28)$$

Dieser Parametrisierungsansatz wurde u. a. von PANOFKY und DUTTON (1984) und FOKEN (2003) bestätigt.

Tab. 3.3: Übersicht über die turbulenten Windgeschwindigkeitskomponenten und deren Verhältnis zur Schubspannungsgeschwindigkeit in der atmosphärischen Grenzschicht.

Autor	Jahr	Standort	Höhe	Stabilität	Beziehungen
SETHURAMAN	1979	offshore	10 m	neutral	$\sigma_u = 0,08u, \quad u < 12 \text{ m/s}$
					$\sigma_u = 0,2u - 1,5, \quad u > 12 \text{ m/s}$
					$\sigma_v = 0,08u, \quad u < 12 \text{ m/s}$
					$\sigma_v = 0,16u - 1,06, \quad u > 12 \text{ m/s}$
					$\sigma_u^2 / u_*^2 = 6,76$
					$\sigma_v^2 / u_*^2 = 4$
SMITH	1980	offshore	10 m	neutral	$\sigma_u = 0,061u + 0,0027u^2$
					$\sigma_v = 0,057u + 0,0017u^2$
					$\sigma_w = 0,038u + 0,001u^2$
HÖGSTRÖM et al.	2002	on- und offshore	2 – 32 m	neutral	$\sigma_w^2 / u_*^2 = f(z)$ [Anstieg mit der Höhe]
MERRY und PANOSKY	1976	on- und offshore	div.	div.	$\sigma_w^2 / u_*^2 = f(z/L)$ [Minimum bei $z/L \approx 0$]
		offshore	div.	neutral	$\sigma_w^2 / u_*^2 \approx 1.7$
PANOFKY et al.	1977	on- und offshore	var.	instabil	$\sigma_{u,v}^2 / u_*^2 = f(z_i/L)$
GRANT	1986	offshore	var.	neutral	$\sigma_u^2 / u_*^2 \approx 6 - 6,5$ [a.d. Oberfläche, Abfall mit der Höhe bis $0,5 z_i$]
					$\sigma_v^2 / u_*^2 \approx 4$ [a.d. Oberfläche, Abfall mit der Höhe bis $0,5 z_i$]
					$\sigma_w^2 / u_*^2 \approx 1 - 1,5$ [a.d. Oberfläche, \approx höhenkonstant bis $0,2z_i$]
				instabil	$\sigma_v^2 / u_*^2 \approx 5 - 6$ [a.d. Oberfläche, Abfall mit der Höhe bis $0,5 z_i$]
					$\sigma_u^2 / u_*^2 \approx$ wie im neutralen Fall
HÖGSTRÖM	1990	onshore	3 – 23,3 m	neutral	$\sigma_w^2 / u_*^2 = f(z)$ [Anstieg mit der Höhe]
					$\sigma_u^2 / u_*^2 = 6,40 - 9,18$
					$\sigma_v^2 / u_*^2 = 4,16 - 8,07$
FOKEN	2003	onshore		neutral	$\sigma_u^2 / u_*^2 = 6,0$
					$\sigma_v^2 / u_*^2 = 3,61$
					$\sigma_w^2 / u_*^2 = 1,56$
FOKEN	2003	onshore		instabil	$\sigma_u^2 / u_*^2 = 17,22$
					$\sigma_w^2 / u_*^2 = 4$
STULL	1988	div.	div.	neutral	$\sigma_u^2 / u_*^2 = 6,1 - 6,5$
					$\sigma_v^2 / u_*^2 = 2,9 - 6,1$
					$\sigma_w^2 / u_*^2 = 1,0 - 2,5$

Alleine aus den FINO1-Messdaten lässt sich keine Information über die Grenzschichthöhe z_i gewinnen, eine Verifizierung der ersten beiden Gleichungen in (3.28) ist daher problematisch. Eine häufig benutzte Abschätzung für die Höhen der Grenzschicht bei neutraler Schichtung ist

$$h = a \frac{u_*}{f} \quad (3.29)$$

mit dem Skalierungsparameter a , der Grenzschichthöhe h und dem Coriolis-Parameter f . Ein typischer Wert von a ist 0,3.

HÖGSTRÖM (1990), SJÖBLOM und SMEDMAN (2002) und HÖGSTRÖM et al. (2002) diskutieren den Einfluss so genannter „inaktiver Turbulenz“ (TOWNSEND, 1961 und BRADSHAW, 1967). Nach dieser Theorie der inaktiven Turbulenz können Turbulenzelemente aus dem oberen Bereich der atmosphärischen Grenzschicht von oben in die Prandtl-Schicht eindringen und dabei σ_w erhöhen ohne dabei die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* zu beeinflussen. Die Größe solcher Turbulenzelemente sollte von der Höhe der Grenzschicht abhängen. Bei Vorhandensein von inaktiver Turbulenz wird für σ_w unter neutralen Bedingungen eine Abhängigkeit von h erwartet:

$$\sigma_w^2 / u_*^2 = f(z^* f / u) \quad (3.30)$$

HÖGSTRÖM et al. (2002) geben für die funktionelle Abhängigkeit in Gl. (3.30) folgenden Zusammenhang an:

$$(\sigma_w / u_*)^2 = 0,0205 \cdot 10^3 (z^* f / u_*) \quad (3.31a)$$

und HÖGSTRÖM (1990) schlägt

$$\sigma_w / u_* = 0,12 \ln(z^* f / u_*) + 1,99 \quad (3.31b)$$

vor.

3.7.5.3 Die Abhängigkeit von $\sigma_{u,v,w}$ von \bar{u} (Turbulenzintensität)

Eine Beziehung zwischen $\sigma_{u,v,w}$ und \bar{u} kann nach SETHURAMAN (1979) aus der Kenntnis des logarithmischen Windprofils (Gl. 3.14) und des Verhältnisses zwischen turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* hergeleitet werden. Nach PANOFSKY und DUTTON (1984) ergibt die Kombination von Gl. (3.14) und Gl. (3.27)

$$\sigma_{u,v,w} = \frac{\kappa \alpha(0)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \bar{u} \quad (3.32)$$

Bei konstantem z_0 ergibt die Beziehung $\frac{\sigma_{u,v,w}}{\bar{u}}$ eine gerade Linie und ist somit unabhängig

von \bar{u} . Bei konstantem z_0 ergibt die Beziehung $\frac{\sigma_{u,v,w}}{\bar{u}}$ eine gerade Linie und ist somit

unabhängig von \bar{u} . Über See hängt die Oberflächenrauigkeit z_0 von der Windgeschwindigkeit sowie der atmosphärischen Stabilität und dem Wellenalter ab (SETHURAMAN, 1979). SETHURAMAN (1979) zeigt für eine Messhöhe von 10 m über See einen zunächst moderaten Anstieg der horizontalen Geschwindigkeitskomponenten (σ_u und

σ_v) mit zunehmender Windgeschwindigkeit bis 12 m/s auf und einen stärkeren Anstieg mit weiter zunehmender Windgeschwindigkeit. Für die vertikale Komponente (σ_w) wird ein kontinuierlicher Anstieg mit zunehmender Windgeschwindigkeit über den gesamten untersuchten Geschwindigkeitsbereich beschrieben (Tab 3.3). Zwischen 10 und 20 m/s Windgeschwindigkeit steigt, nach SMITH (1980), unter neutralen Bedingungen und in einer Höhe von 10 m die longitudinale Turbulenzintensität (σ_u/u) um 23 % und die vertikale Turbulenzintensität (σ_w/u) um 21 %.

3.7.6 Spektralanalyse

Über Land (Kap. 3.5) ist für das Windgeschwindigkeitsspektrum der Ansatz von KAIMAL et al. (1972) allgemein akzeptiert. Nach KAIMAL et al. (1972) kommen alle mit dem Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* normierten Spektren $nS_u(n)$ der longitudinalen Windkomponente u auf einer gemeinsamen Kurve zum Liegen, wenn sie in einem Diagramm gegen die normalisierte Frequenz $f = nz/u$ aufgetragen werden. SMEDMAN et al. (2003a) finden für Spektren der longitudinalen Windgeschwindigkeit über windgetriebener See (junge Wellen) in Höhen < 30 m im Vergleich zum Kaimal-Spektrum einen deutlich erhöhten Anteil an Energie bei niedrigen Frequenzen ($f = nz/u < 5 \cdot 10^{-2}$). Beim Auftreten von wellengetriebenem Wind (*Swell*) wurde von SMEDMAN et al. (2003) und SMEDMAN et al. (2004) ein sehr ausgeprägtes Maximum des Spektrums bei niedrigen Frequenzen ($f = nz/u \approx 10^{-2}$) beschrieben.

4 Daten und Methoden

In diesem Kapitel werden die verwendeten Messdaten und einige spezifische Auswertemethoden für diese Daten vorgestellt.

4.1 Messplattform und –standort

Die Forschungsplattform FINO1 (Forschungsplattformen in Nord- und Ostsee) liegt in der Deutschen Bucht am Standort „Borkum West“ mit einer Wassertiefe von ca. 30 m etwa 45 km nördlich von Borkum (Koordinaten N 54° 0,86' E 6° 35,26', Abb. 4.1). Seit September 2003 werden kontinuierlich meteorologische und ozeanografische Messdaten sowie Daten des dynamischen Verhaltens der Gründungsstruktur der Plattform erfasst und in zentralen Datenbanken am Deutschen Windenergieinstitut (DEWI) bzw. am Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) gespeichert (Abschlussbericht TeMeFINO, 2005). Neben den genannten Messungen werden an FINO1 auch biologische Begleitforschungen durchgeführt, die unter anderem Erkenntnisse über die Auswirkungen der Errichtung der massiven Gründungsstrukturen von Offshore-Windkraftanlagen oder deren Einfluss auf den Vogelzug liefern sollen.

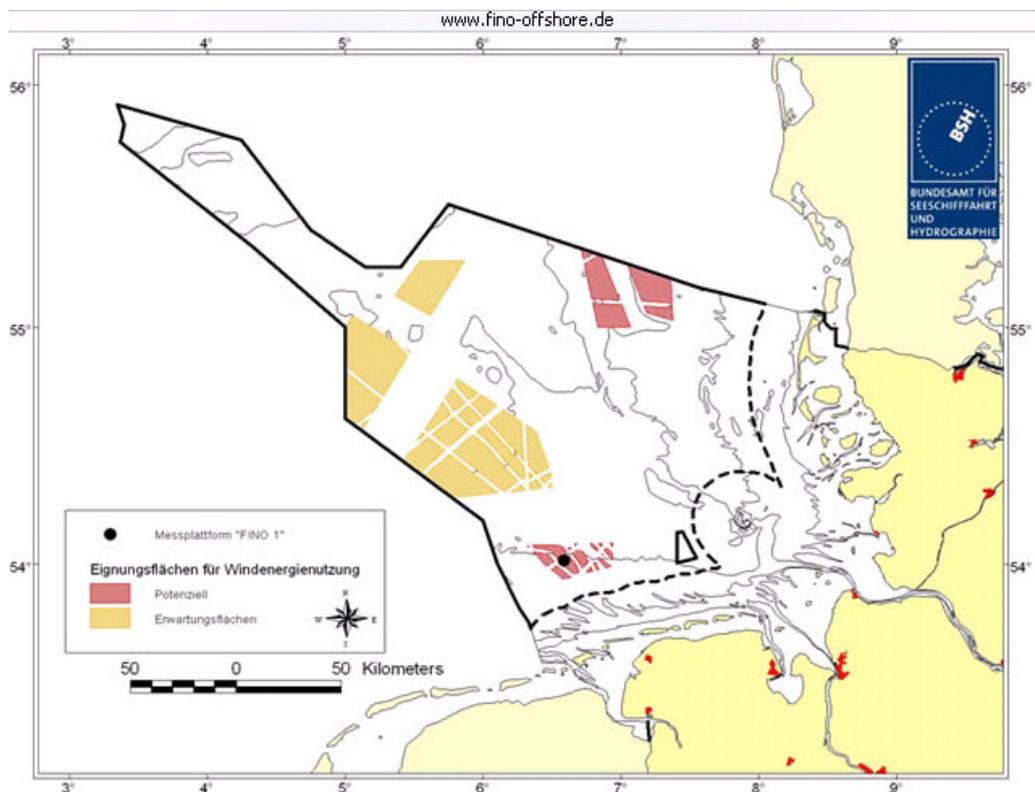


Abb. 4.1: Lage von FINO1 45 km nördlich von Borkum.

Die Messung der Seegangparameter Wellenhöhe, -richtung und -periode erfolgt durch eine Seegangboje sowie ergänzend durch ein Radar-System (WaMoS) (HERKLOTZ, 2007). Die Messungen der meteorologischen Größen Windgeschwindigkeit und -richtung, Lufttemperatur, -feuchte und -druck, Globalstrahlung und Niederschlag erfolgen am

Hauptmast von FINO1 in acht Messhöhen zwischen 30 und 100 m Höhe über Normalnull (NN) (NEUMANN und NOLOPP, 2007). Die Verteilung der verschiedenen Sensoren am Messmast ist in Tab. 4.1 aufgeführt. Um den schwierigen Bedingungen im Offshore-Einsatz Rechnung zu tragen und eine niedrige Datenausfallrate bei gleichzeitig möglichst geringem Wartungsaufwand zu gewährleisten, wurde eine „konservative“ Auslegung des Messsystems z. B. in Form von bewährten Pt100-Temperatursensoren und klassischen Haarhygrometern zur Feuchtemessung gewählt (NEUMANN et al., 2004).

Tab. 4.1: Messhöhen der meteorologischen Parameter an FINO1.

Messgröße	Messhöhen
Windgeschwindigkeit (Schalenkreuze)	100, 90, 80, 70, 60, 50, 40, 30 m
Windrichtung	90, 70, 50, 30 m
Temperatur	100, 70, 50, 40, 30 m
Luftfeuchte *)	100, 50, 30 m
Luftdruck *)	100, 20 m
Globalstrahlung *)	30 m
UVA*)	30 m
Windgeschwindigkeit (USA), 10 Hz	80, 60, 40 m
*) nur Mittelwerte	

Abb. 4.2 zeigt die Anordnung der Windmesssensoren an den Auslegern am Hauptmast von FINO1 in den verschiedenen Höhen. Die Blickrichtung ist dabei in Hauptwindrichtung nach Nordost. Bei Wind aus Hauptwindrichtung ist durch die gewählte Ausrichtung der Ausleger eine möglichst ungestörte Anströmung der Sensoren ohne Vorstau oder Nachlaufströmung des Messmastes gewährleistet.

Zur hoch aufgelösten Wind- und Turbulenzmessung sind in den Messhöhen 40, 60 und 80 m zusätzlich zu den Schalenkreuzen vom Typ Vektor A100 drei Ultraschallanemometer des Typs Gill R3-50 installiert.

4.2 Auswertemethoden

Im Folgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten Auswertemethoden für die Extremwertextrapolationen, die Bestimmung der turbulenten Längenskalen sowie der Neigung von Turbulenzelementen und die Spektralanalyse vorgestellt.

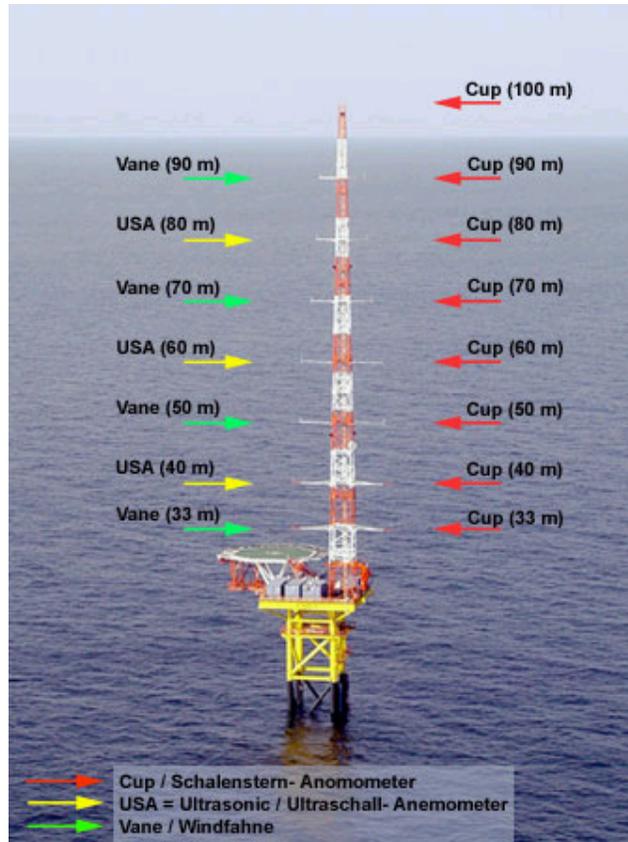


Abb 4.2.: FINO1 Sensorbestückung zur Erfassung von Windgeschwindigkeit und -richtung. *Cup* bezeichnet dabei die Schalenkreuzanemometer, *Vane* die Windfahnen und *USA* die Ultraschallanemometer.

4.2.1 Berechnung der turbulenten Längenskalen aus der Autokorrelationsfunktion

Die integralen Längenskalen $\Lambda_{u,v,w}$ der drei Komponenten der Windgeschwindigkeit u in den drei Messhöhen 80, 60 und 40 m werden wie folgt bestimmt:

- Berechnung der Autokorrelationsfunktion von u , v bzw. w
- Bestimmung der integralen Zeitskala $T_{u,v,w}$ von u , v bzw. w aus der Autokorrelationsfunktion durch Integrierung bis zum ersten Null-Durchgang
- Multiplikation von $T_{u,v,w}$ mit der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u} :

$$\Lambda_{u,v,w} = \bar{u} T_{u,v,w} \quad (4.1)$$

Die Größe der ermittelten Längenskalen hängt unter anderem auch stark von der gewählten Länge der Zeitreihen ab, die für die Berechnung der Längenskalen verwendet wird sowie von dem gewählten Enttrendsungsverfahren für die Zeitreihen. In der vorliegenden Arbeit wurden die Längenskalen auf Basis von Zeitreihen mit einer Länge von einer Stunde berechnet; die Zeitreihen wurden abschnittsweise (4 Abschnitte à 15 Minuten) linear enttrentet.

Sektoren im Mast Schatten wurden verworfen. Abb. 4.3 zeigt beispielhaft den Verlauf der Autokorrelationsfunktion der u -Komponente der Windgeschwindigkeit einer 1-Stunden Zeitreihe in den drei Höhen 80, 60 und 40 m. Bestimmt wird die Zeit bis zum ersten Nulldurchgang auf der y -Achse.

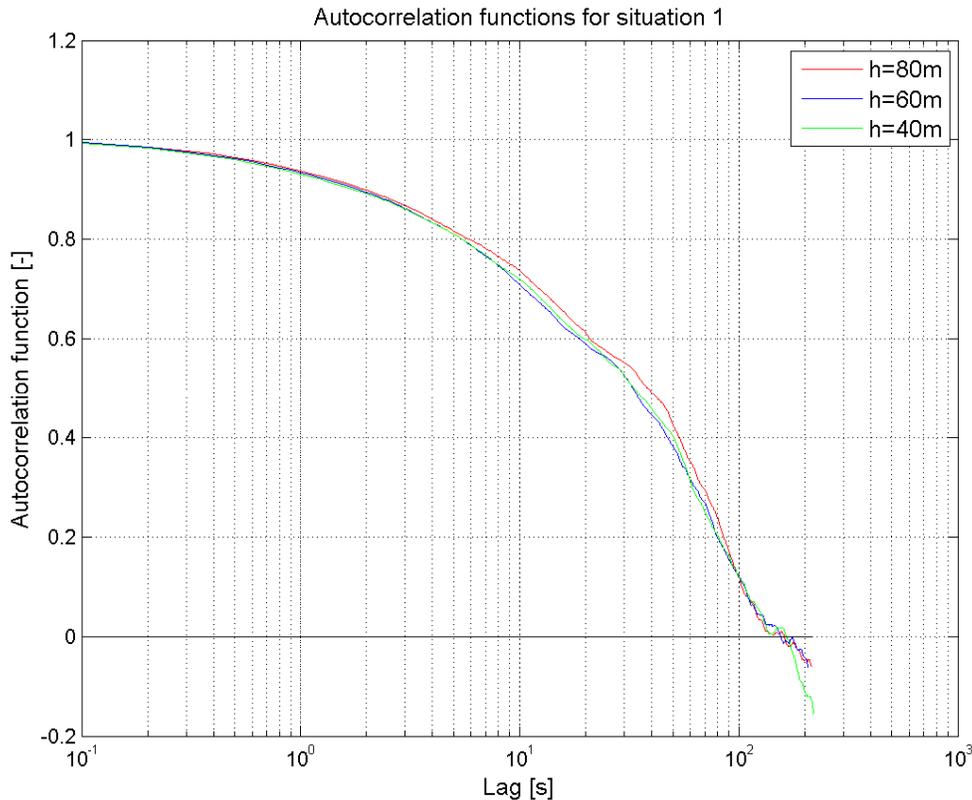


Abb. 4.3: Autokorrelationsfunktion der u -Komponente der Windgeschwindigkeit in den Höhen 80, 60 und 40 m.

4.2.2 Wirbelneigungen

Zur Bestimmung der Vorwärtsneigung von Böen bzw. Turbulenzelementen kann die Korrelation von Zeitreihen in verschiedenen Höhen verwendet werden:

- Berechnung der Korrelation von (zeitgleichen und gleich langen) Zeitreihen der horizontalen Windgeschwindigkeit in zwei verschiedenen Höhen
- Bestimmung der Zeitverschiebung, bei der die Korrelation maximal ist
 - ⇒ zeitliche Verschiebung zwischen den beiden untersuchten Höhen
- Multiplikation der Zeitverschiebung (s) mit der mittleren Windgeschwindigkeit (m/s)
 - ⇒ räumliche Verschiebung zwischen den beiden untersuchten Höhen

Aus der räumlichen Verschiebung in horizontaler Richtung und dem bekannten vertikalen Abstand zwischen den beiden Messhöhen lässt sich ein Neigungswinkel des Luftpaketes bestimmen. Aufgrund der Reibung des Luftpaketes an der Oberfläche sollte die Windböe in den meisten Fällen vorwärts geneigt sein (die untere Höhe „sieht das Turbulenzelement später“). Abb. 4.4 zeigt schematisch die Vorwärtsneigung einer Bö bzw. die Bestimmung ihres Neigungswinkels.

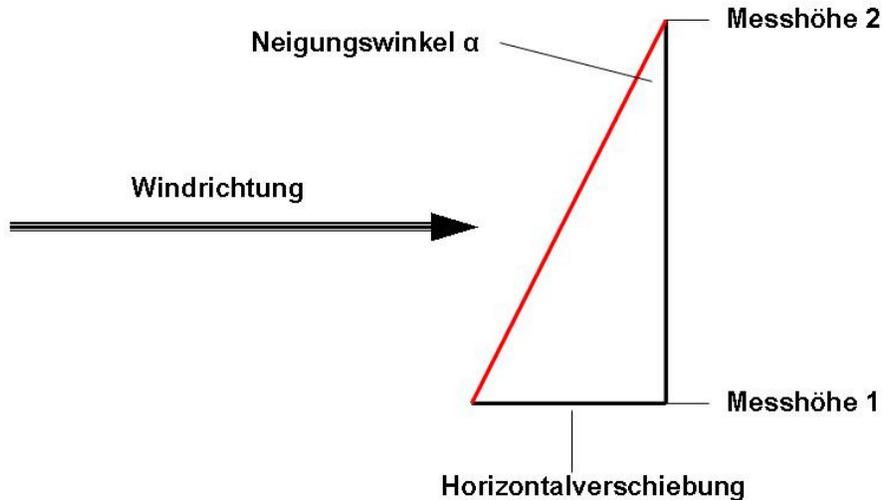


Abb. 4.4: Schematische Darstellung der Bestimmung des Neigungswinkels einer Bö.

4.2.3 Spektralanalyse

Zur Berechnung der Energiedichtespektren mittels „fast Fourier transforms“ (FFT) wurden 1-Stunden Dateien der hochaufgelösten Ultraschallanemometerdaten verwendet. Dabei wurden folgende Schritte durchgeführt (STULL, 1988; KAIMAL und FINNIGAN, 1994):

- „Check“ der verwendeten Zeitreihen auf stationäre Bedingungen
- Lineares Enttenden der 1-Stunden Zeitreihen; das Enttenden wurde dabei in sechs Abschnitten (=> lineares Enttenden über 10-Minuten Abschnitte) durchgeführt
- Anwendung eines „tapering window“ vom Typ Hanning (=> Verwendung eines modifizierten Datenfensters mit „geglätteten“ Kanten)
- Berechnung des FFT Spektrums
- Normierung der spektralen Energiedichte $S(f)$ mit f/σ^2

Die für die Messungen verwendeten Ultraschallanemometer messen mit einer Frequenz von 50 Hz, die im Gerät selbst durch eine Blockmittelung auf die in den ausgegebenen Rohdaten verwendete Frequenz von 10 Hz gemittelt werden. Diese Blockmittelung führt neben der in Kap. 3.5 genannten ansteigenden Steilheit der Kurve im Dissipationsbereich des Spektrums aufgrund der Umwandlung turbulenter kinetischer Energie in Wärme bei diesen hohen Frequenzen zu einem zusätzlichen „Knick“. Dieser Knick am Ende des Spektrums mit hohen Frequenzen ist somit messtechnisch bedingt.

4.2.4 Extremwertextrapolationen

Auf Basis der FINO1 Schalenkreuzanemometer-Daten (10-Minuten Mittelwerte und 1-Sekunden Minimum und Maximum innerhalb eines 10-Minuten Intervalls) des Zeitraums September 2003 bis August 2007 werden Extremwertextrapolationen für verschiedene Windparameter durchgeführt. Der Wertebereich der jeweiligen Parameter wird hierzu in Klassen eingeteilt, wobei bei der Wahl der Klassenbreite darauf zu achten ist, dass einerseits genügend Klassen gebildet werden, damit eine verlässliche Extrapolation nach oben

durchgeführt werden kann, andererseits in den einzelnen Klassen aber genügend Mitglieder sind, um eine gewisse statistische Sicherheit zu gewährleisten. Für die Windgeschwindigkeit wurde beispielsweise eine Klassenbreite von 1 m/s gewählt. Bestimmt werden Überschreitungswahrscheinlichkeiten für Klassenuntergrenzen z.B. der Windgeschwindigkeit. Zunächst wird eine Häufigkeitsverteilung der untersuchten Größe im Beobachtungszeitraum erstellt. Es wird die Summenhäufigkeit gebildet, das heißt die relativen Häufigkeiten der Klassen werden aufsummiert, sodass die aufsummierte Häufigkeit mit zunehmender Klassennummer gegen 1 tendiert:

$$p(i) = \frac{m_i}{N+1} \quad (4.2)$$

mit N als Anzahl aller Werte und m_i der Anzahl der Werte bis zur Klasse i . Bildet man für die aufsummierte Häufigkeit jeder Klasse den doppelten negativen Logarithmus und trägt die so erhaltenen Werte auf der Ordinate (y -Achse) gegen die Klassenuntergrenzen des untersuchten Windparameters auf der Abszisse (x -Achse) auf, ergibt sich eine Gerade, wenn die Häufigkeitsverteilung der Gumbel'schen Extremwertverteilung (siehe Kap. 3.6) entspricht („Gumbel-Diagramm“). Trägt man in diese Diagramme die entsprechend doppelt logarithmierten Wahrscheinlichkeitswerte für die verschiedenen zu bestimmenden Extremereignisse (z. B. 50-Jahres Ereignis) ein, kann die Größe des Extremereignisses grafisch ermittelt werden. Bestimmt man die Gleichung der Geraden im Gumbel-Diagramm, können die Größen von beliebigen Extremereignissen rechnerisch ermittelt werden.

5. Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Auswertungen der Messdaten von der FINO1-Plattform sowohl für die 10-Minuten gemittelten Daten (Kap. 5.1, 5.2 und 5.5) als auch für die 10 Hz Daten (Kap. 5.3 und 5.4) dargestellt. Weitere Ergebnisse, die einen direkten Bezug zu den in den IEC-Normen 61400-1 und 61400-3 bezüglich der Wind- und Turbulenzverhältnisse gemachten Vorgaben haben, sind in Kap. 6 ausführlich dargestellt.

5.1 Wellen (*Wellenhöhe, Wellenalter*)

Die Meeresoberfläche ist im Gegensatz zu Landoberflächen im Bezug auf die Oberflächenrauigkeit und die Eigengeschwindigkeit der Oberfläche nicht stationär, sondern durch die mit den Wellen einhergehende Variabilität geprägt. Daher werden hier zunächst die Parameter Wellenhöhe und Wellenalter der Meeresoberfläche untersucht, da diese teilweise einen deutlichen Einfluss auf die nachfolgend zu untersuchenden atmosphärischen Parameter haben.

5.1.1 Wellenhöhe

Die Wellenhöhe und somit die Oberflächenrauigkeit hängen vor allem von der Windgeschwindigkeit ab. Abb. 5.1 zeigt auf Basis von Stundenmittelwerten die Abhängigkeit der signifikanten Wellenhöhe H_s von der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe für den Zeitraum 2004-2006. Wie erwartet nimmt die Wellenhöhe mit zunehmender Windgeschwindigkeit zu, die Abhängigkeit zeigt jedoch eine große Streubreite. Um die Trägheit der Reaktion der Wellen auf Änderungen der Windgeschwindigkeit aufzuzeigen, sind in Abb. 5.1 zwei Einzelfallbeispiele für zwei Starkwindereignisse eingezeichnet. Die durchgezogene rote Linie kennzeichnet ein Ereignis vom 31.10. auf den 01.11.2006 (bei nördlicher Windrichtung, Sturm „Britta“), die gestrichelte schwarze Linie beschreibt den Verlauf der Wellenhöhe am 08.01.2005 (bei südwestlicher Windrichtung, Sturm „Erwin“). Mit zunehmender Windgeschwindigkeit steigt die Wellenhöhe an, reagiert dann aber verzögert auf die wieder abnehmende Windgeschwindigkeit. Die roten bzw. schwarzen Pfeile in Abb. 5.1 beschreiben die Richtung des Verlaufs der windgeschwindigkeitsabhängigen Wellenhöhe während der beiden Sturmereignisse. Es bilden sich für die einzelnen Starkwindereignisse eine Art von Hysterese-Kurven aus. Die verzögerte Reaktion der Wellenhöhe erklärt einen Teil der großen Streubreite in der Abhängigkeit der Wellenhöhe von der Windgeschwindigkeit vor allem bei einzelnen, getrennt auftretenden Starkwindereignissen: Auf den Hysterese-Kurven gibt es im Prinzip für jede Windgeschwindigkeit zwei zugehörige Wellenhöhen, die in ihrem Betrag sehr unterschiedlich sind. So betrug z. B. die Wellenhöhe während des mit der durchgezogenen roten Kurve markierten Ereignisses bei einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s einmal knapp 4 m (zu Beginn des Starkwindereignisses bei zunehmender Windgeschwindigkeit), und einmal mehr als 7 m (am Ende des Starkwindereignisses und wieder abnehmender Windgeschwindigkeit).

Die maximalen während „Britta“ aufgetretenen Wellenhöhen (10-Minuten Mittel der signifikanten Wellenhöhe > 10 m) liegen im Bereich des von WEISSE und GÜNTHER (2007) für die südliche Nordsee ermittelten Extremereignisses der signifikanten Wellenhöhe mit einer Wiederkehrdauer von 25 Jahren.

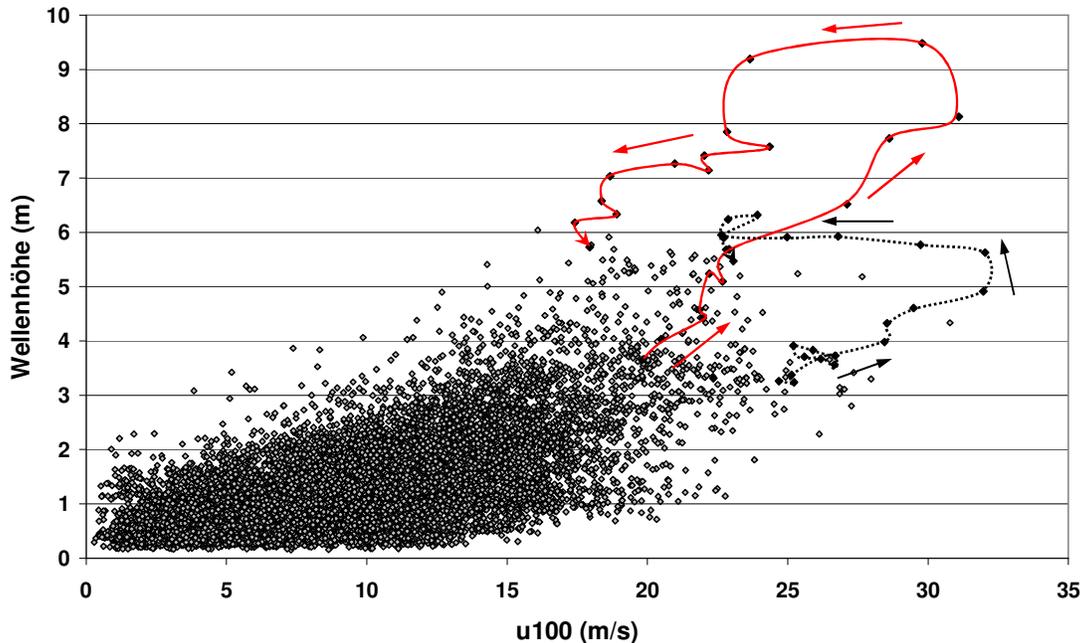


Abb. 5.1: Abhängigkeit der Wellenhöhe von der horizontalen Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Zeitraum 2004-2006. Die durchgezogene rote Linie kennzeichnet ein Starkwind-Ereignis vom 31.10. auf den 01.11.2006 (bei nördlicher Windrichtung, Sturm „Britta“), die gestrichelte schwarze Linie beschreibt den Verlauf der Wellenhöhe am 08.01.2005 (bei südwestlicher Windrichtung, Sturm „Erwin“). Die roten bzw. schwarzen Pfeile beschreiben die Richtung des Verlaufs der windgeschwindigkeitsabhängigen Wellenhöhe während der beiden Sturmereignisse.

Die Wellenhöhe hängt neben der Windgeschwindigkeit auch von der atmosphärischen Stabilität und der Windrichtung und der damit verbundenen unterschiedlichen Wirklänge („Fetch“) ab. Aus diesem Grund ergeben sich für die verschiedenen Windrichtungen und Stabilitätszustände unterschiedlich starke Abhängigkeiten der Wellenhöhe von der Windgeschwindigkeit (Abb. 5.2a und 5.2b). In Tab. 5.1 sind hauptsächlich zwei Gruppen zu unterscheiden: Instabile Schichtung und nördliche Winde sowie stabile Schichtung und westliche Winde. Die nur schwach ausgeprägte Abhängigkeit der Wellenhöhe von der Schichtung bei westlichen und nördlichen Winden lässt den Schluss zu, dass bei hohen Windgeschwindigkeiten aus diesen Sektoren der Bereich möglicher Stabilitätszustände eingeschränkt ist. Stürme aus nördlichen Windrichtungen treten hauptsächlich bei Kaltluftausbrüchen auf der Rückseite von über Nordeuropa nach Osten ziehenden Tiefdruckgebieten auf (die Luft ist in diesen Fällen typischerweise kälter als das Wasser und es bildet sich eine instabile Schichtung aus), während Stürme aus westlichen Richtungen üblicherweise an der Warmfront von Tiefdruckgebieten mit nordöstlicher oder östlicher Zugrichtung auftreten (die Luft ist typischerweise wärmer als das Wasser und es bildet sich eine stabile Schichtung aus). Dies erklärt – neben dem unterschiedlichen Fetch – auch die großen Unterschiede in der Wellenhöhe zwischen den beiden in Abb. 5.1 eingezeichneten Sturmereignissen mit trotz ähnlicher (bzw. im Fall des Sturms aus westlicher Richtung sogar leicht höheren) Windgeschwindigkeiten deutlich größeren Wellenhöhen bei nördlicher Windrichtung (Sturm „Britta“) im Vergleich zu südwestlicher Windrichtung (Sturm „Erwin“). Während des Sturms „Britta“ am 1. November 2006 lag die Lufttemperatur einige Grad

unterhalb der Wassertemperatur, es herrschte also eine instabile Schichtung vor. Der Sturm „Erwin“ am 8. Januar 2005 war hingegen mit einer leicht stabilen Schichtung verbunden. Die Regressionskurven in Abb. 5.2a und 5.2b zeigen deutliche Unterschiede zwischen stabiler und instabiler Schichtung: Bei instabiler Schichtung dominiert der quadratische Term der Gleichung, bei stabiler Schichtung dagegen der lineare Term. Die größten Wellenhöhen können somit in der Deutschen Bucht – bei gleicher Windgeschwindigkeit – bei instabiler Schichtung und insbesondere bei Winden aus nördlichen Richtungen erwartet werden. Die starke Abhängigkeit der Wellenhöhe von der Windgeschwindigkeit im nördlichen Sektor wird – neben den angesprochenen oftmals instabilen Stabilitätsbedingungen – durch den langen Fetch verursacht. Auf der anderen Seite treten die höchsten Windgeschwindigkeiten üblicherweise bei westlichen Windrichtungen auf. Die Extremwertanalyse (Tab. 5.1) zeigt daher auch, dass die instabile Schichtung offenbar einen größeren Einfluss auf die Wellenhöhe hat als die höchsten Windgeschwindigkeiten, und dass die größten Wellenhöhen für den nördlichen Sektor mit der größten Fetchlänge erwartet werden können. Tab. 5.1 zeigt die Extrapolation der Wellenhöhen für verschiedene Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Windrichtungssektoren auf Basis der Gleichungen in Abb. 5.2a und 5.2b.

Tab. 5.1: Extrapolierte Wellenhöhen für verschiedene Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Windrichtungssektoren. Extrapolation auf Basis der Gleichungen in Abb. 5.2a und 5.2b.

Sektor / Windgeschwindigkeit	25 m/s	30 m/s	35 m/s	40 m/s	Erklärte Varianz [R ²] in %
nördlich (290 - 40°)	6,7	9,2	12,1	15,5	69,5
östlich (40 – 120°), instabil	5,2	7,0	9,2	11,8	75,2
südlich (120 – 210°), instabil	4,2	6,0	8,1	10,6	61,3
südlich (120 – 210°), stabil	3,4	4,8	6,5	8,5	53,0
westlich	4,1	5,3	6,6	8,1	56,6
östlich (40 – 120°), stabil	1,6	1,6	1,7	1,6	29,9

5.1.2 Wellenalter

Im Gegensatz zu Landoberflächen sind die Rauigkeitselemente der Meeresoberfläche, die Wellen, beweglich. Unter bestimmten Bedingungen können die Wellen, also die Oberfläche selbst, schneller als die Windgeschwindigkeit sein. Ein Maß für die Beziehung zwischen Wellen- und Windgeschwindigkeit ist das so genannte Wellenalter (Kap. 3.7.3), welches als das Verhältnis zwischen der Phasengeschwindigkeit c_p der Wellen und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* definiert ist.

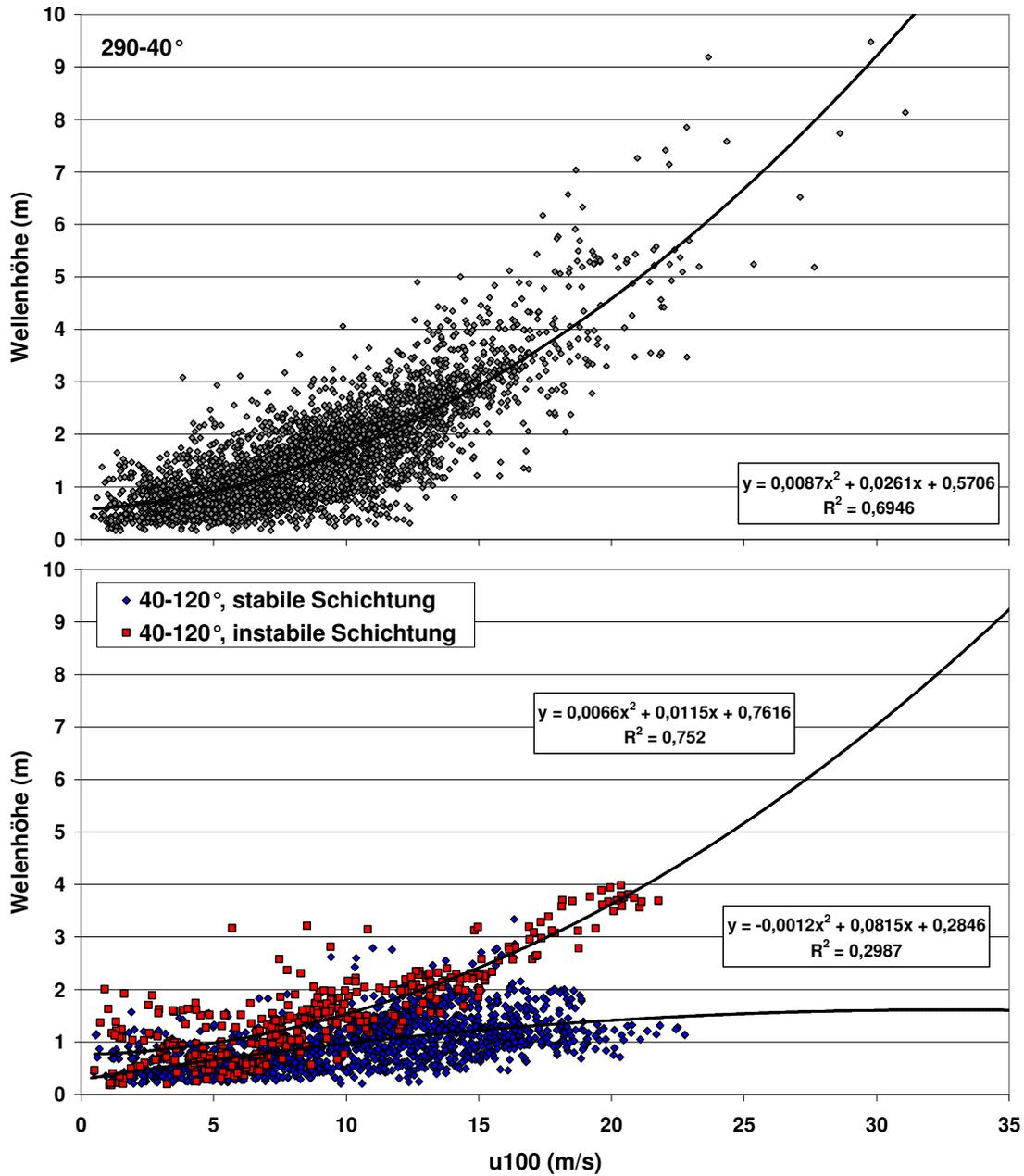


Abb. 5.2a: Abhängigkeit der Wellenhöhe von der horizontalen Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Zeitraum 2004-2006 für nördliche (oben) und östliche (unten, für zwei Stabilitätsklassen) Windrichtungssektoren. Dargestellt sind Stundenmittelwerte.

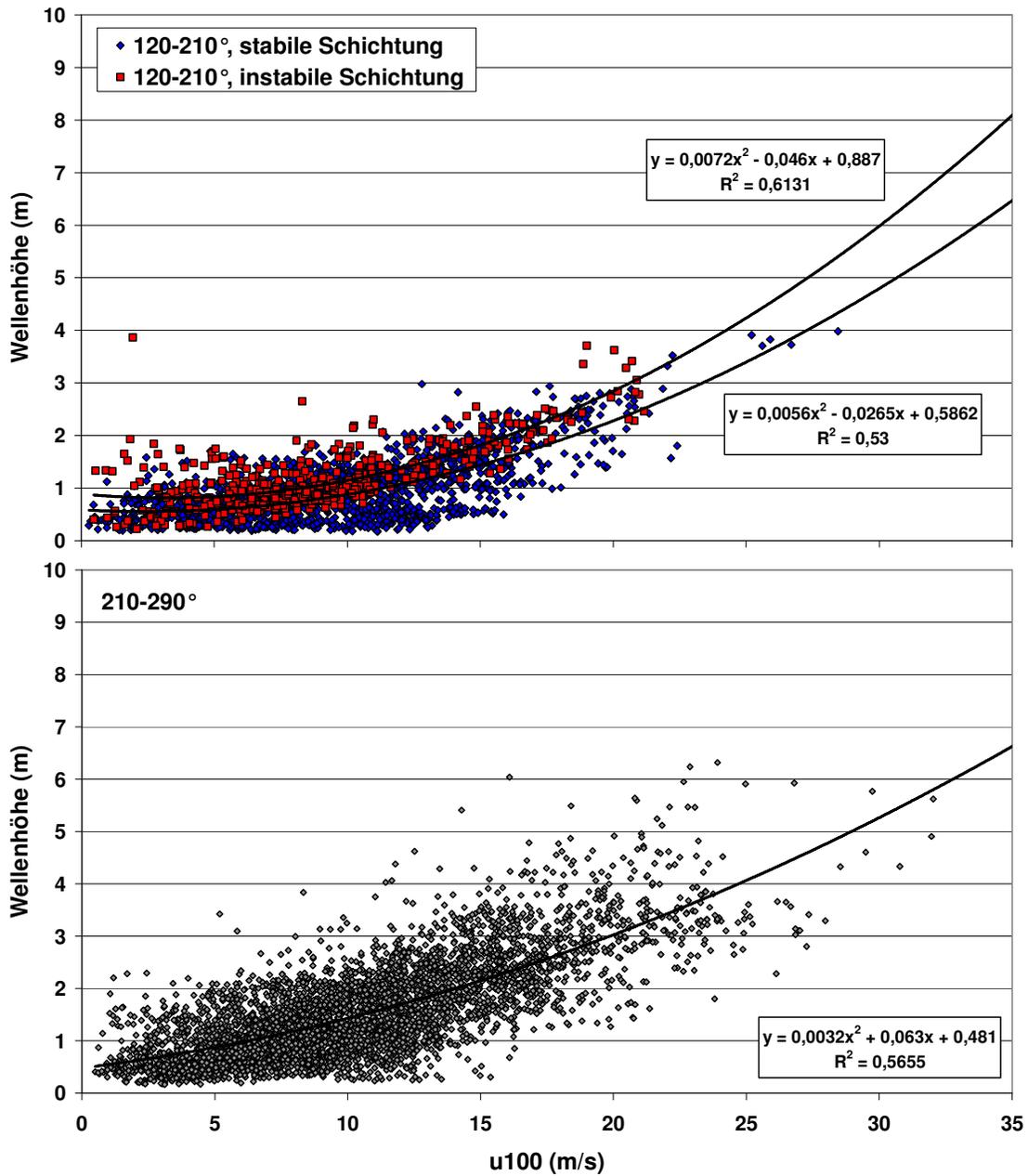


Abb. 5.2 b: Abhängigkeit der Wellenhöhe von der horizontalen Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Zeitraum 2004-2006 für südliche (oben, für zwei Stabilitätsklassen) und westliche (unten) Windrichtungssektoren. Dargestellt sind Stundenmittelwerte.

Die Häufigkeitsverteilung des Wellenalters ist in Abb. 5.3 dargestellt. Das Maximum der Verteilung liegt in der Klasse 25-30, der Mittelwert beträgt 55,3. Abb. 5.4 zeigt die Abhängigkeit des Wellenalters von der Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe für das Jahr 2005. Erwartungsgemäß treten hohe Wellenalter, bei denen die Wellengeschwindigkeit höher ist als die Windgeschwindigkeit, nur bei niedrigen bis mittleren Windgeschwindigkeiten unterhalb etwa 17 m/s auf. Bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten oberhalb von 20 m/s kann die Geschwindigkeit der Wellen nicht höher als die Windgeschwindigkeit sein, es kommen daher nur noch geringe Wellenalter vor.

Der Einfluss des Wellenalters auf das Windprofil (Kap 3.7.4) ist in Abb. 5.5 für das Jahr 2005 dargestellt. Das obere Bild zeigt die mittleren Windprofile des Geschwindigkeitsbereichs 5-9 m/s, das untere Bild die mittleren Windprofile des Geschwindigkeitsbereichs 9-12 m/s. Die durchgezogenen roten Linien zeigen jeweils das Vertikalprofil bei einem Wellenalter > 60, die gestrichelten blauen Linien kennzeichnen die Profile bei Wellenaltern < 30. Bei den niedrigen Windgeschwindigkeiten zwischen 5 und 9 m/s unterscheiden sich die Vertikalgradienten der beiden Kurven für kleine und große Wellenalter kaum. Der Einfluss der Wellen reicht auch bei hohen Wellenaltern nicht bis in den Bereich der untersten Messhöhe (30 m). Bei den etwas höheren Windgeschwindigkeiten zwischen 9 und 12 m/s ist der Gradient bei niedrigen Wellenaltern größer als bei hohen Wellenaltern. Hier reicht der Einfluss der Wellen, der das Windprofil bei alten Wellen und Swell-Bedingungen „von unten antreibt“, offensichtlich bis in den Bereich der Messhöhen an FINO1 hinein. Für noch größere Windgeschwindigkeiten, bei denen die Dicke der einzelnen Schichten der MABL weiter zunimmt, kann der Einfluss der verschiedenen Wellenalter nicht mehr dargestellt werden, da hohe Wellenalter nicht mehr vorkommen (vergl. Abb. 5.4). Vergleicht man (unabhängig vom Wellenalter) die Profile bei den verschiedenen Windgeschwindigkeiten miteinander, erkennt man, dass der Vertikalgradient des Windprofils im höheren Windgeschwindigkeitsbereich aufgrund der größer werdenden Oberflächenrauigkeit höher ist (vergl. Kap. 6.2.1).

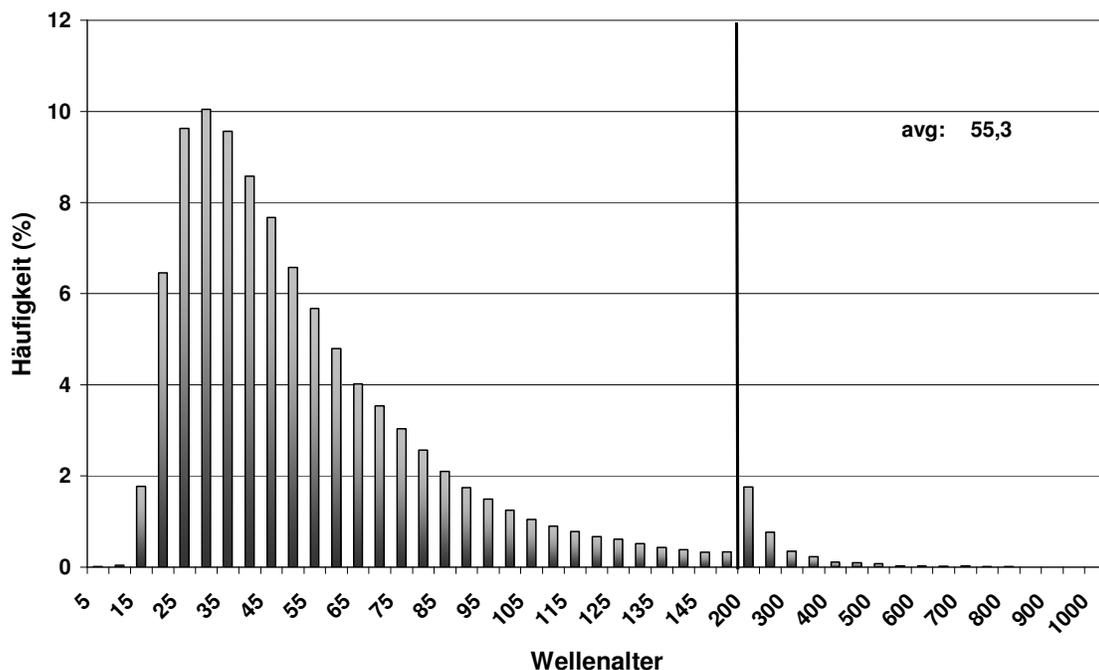


Abb. 5.3: Häufigkeitsverteilung des Wellenalters im Jahr 2005. Die vertikale Linie trennt Abschnitte auf der x-Achse mit unterschiedlicher Skalierung (links Klassenbreite 5, rechts 50).

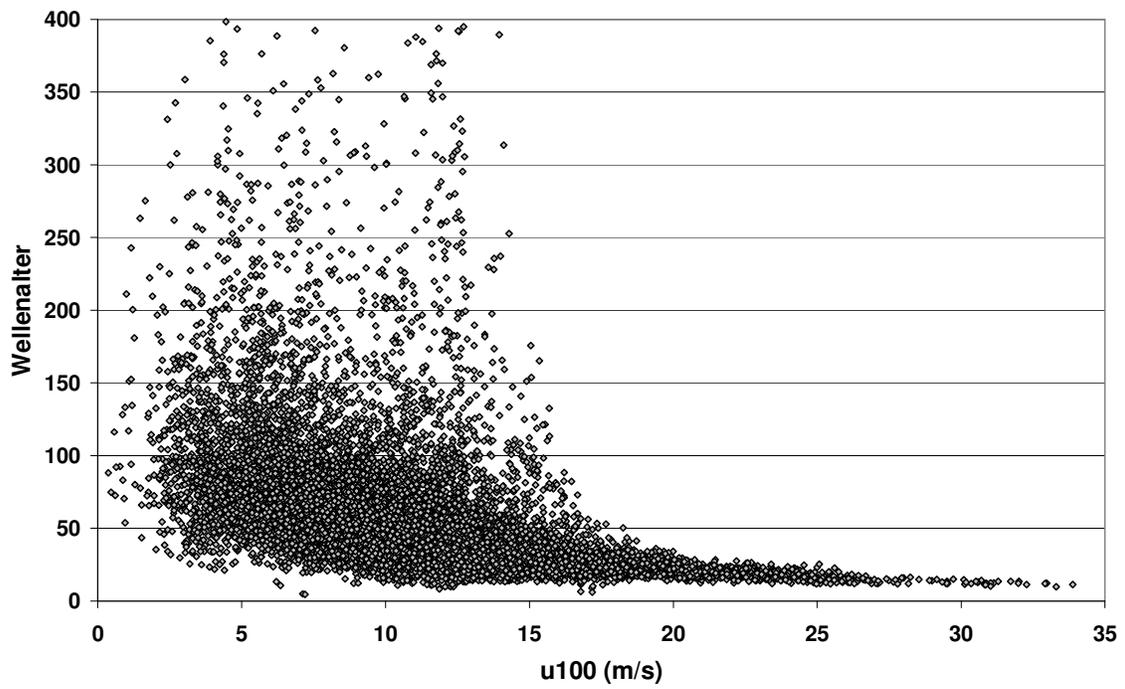


Abb. 5.4: Abhängigkeit des Wellenalters von der Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe im Jahr 2005.

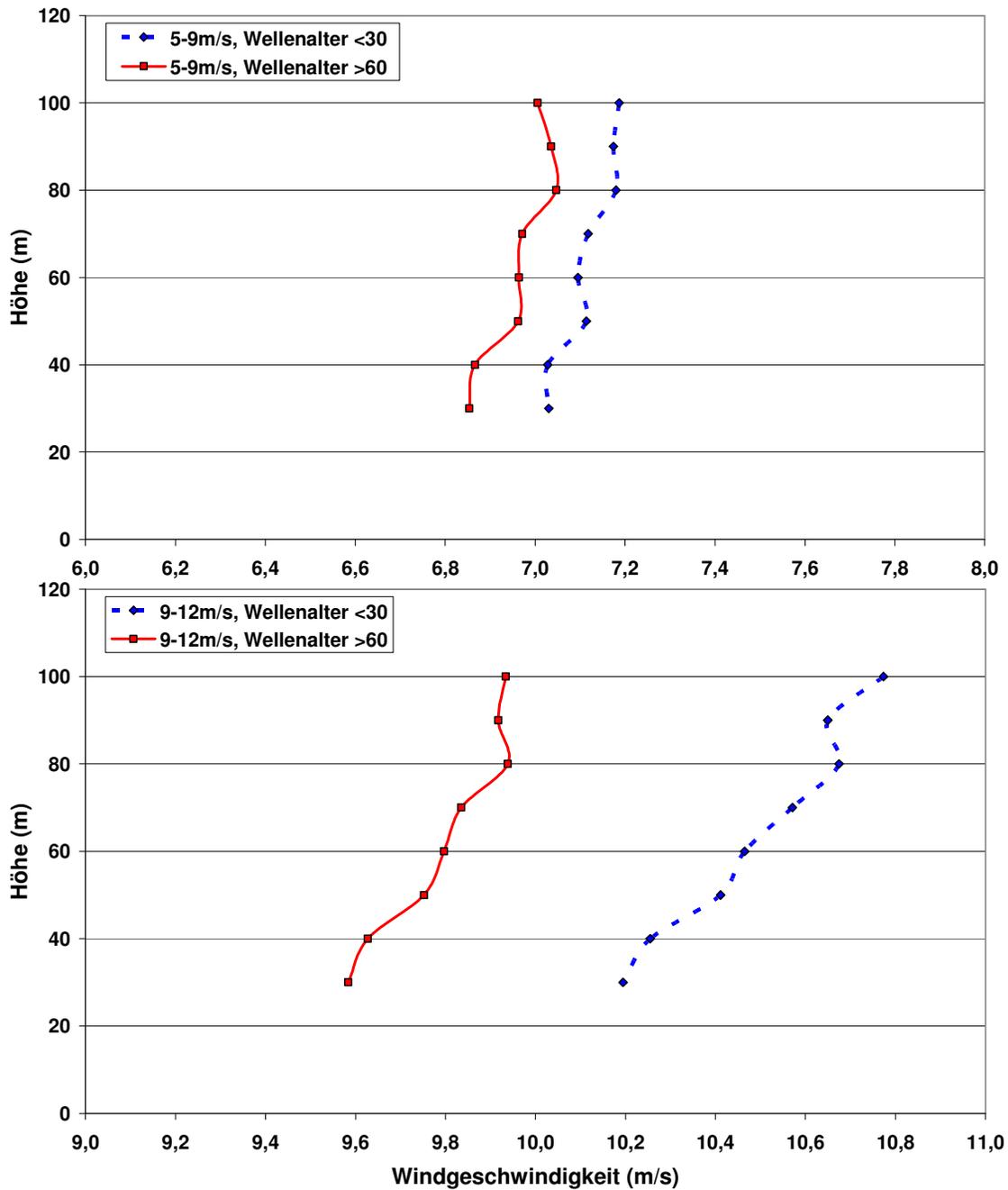


Abb. 5.5: Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit im Jahr 2005 in verschiedenen Windgeschwindigkeitsbereichen (oberes Bild: 5-9 m/s; unteres Bild: 9-12 m/s) und für verschiedene Wellenalter (rote durchgezogene Kurven: Wellenalter > 60; blaue gestrichelte Kurven: Wellenalter < 30).

5.2 Wind

Wind, der eine Bewegung von Luftmassen in der Atmosphäre darstellt und über See hauptsächlich durch Druckunterschiede zwischen zwei Luftmassen entsteht, ist die natürliche Ressource für die Windenergienutzung.

Im folgenden Kapitel werden die Auswertungen der wichtigsten Parameter des mittleren Windes auf Basis der 10-Minuten Mittelwerte präsentiert.

5.2.1 Häufigkeitsverteilungen von Windgeschwindigkeit und -richtung an FINO1

5.2.1.1 Windgeschwindigkeit

Die mittlere Windgeschwindigkeit am Standort der Forschungsplattform FINO1 beträgt im Zeitraum September 2003 bis August 2007 in 90 m Höhe 9,85 m/s. Die Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe ist in Abb. 5.6 mit einer Klassenbreite von 2 m/s dargestellt, die Beschriftung der x -Achse beschreibt (abgesehen von der kleinsten und der größten Klasse) die Klassenobergrenzen. Der Sektor im direkten Mastschatten (280-350°) der Plattform wurde bei der Auswertung ausgeschlossen. Das Maximum der Verteilung liegt in der Klasse 8-10 m/s, nur 2,4 % der Werte liegen im Windgeschwindigkeitsbereich über 20 m/s.

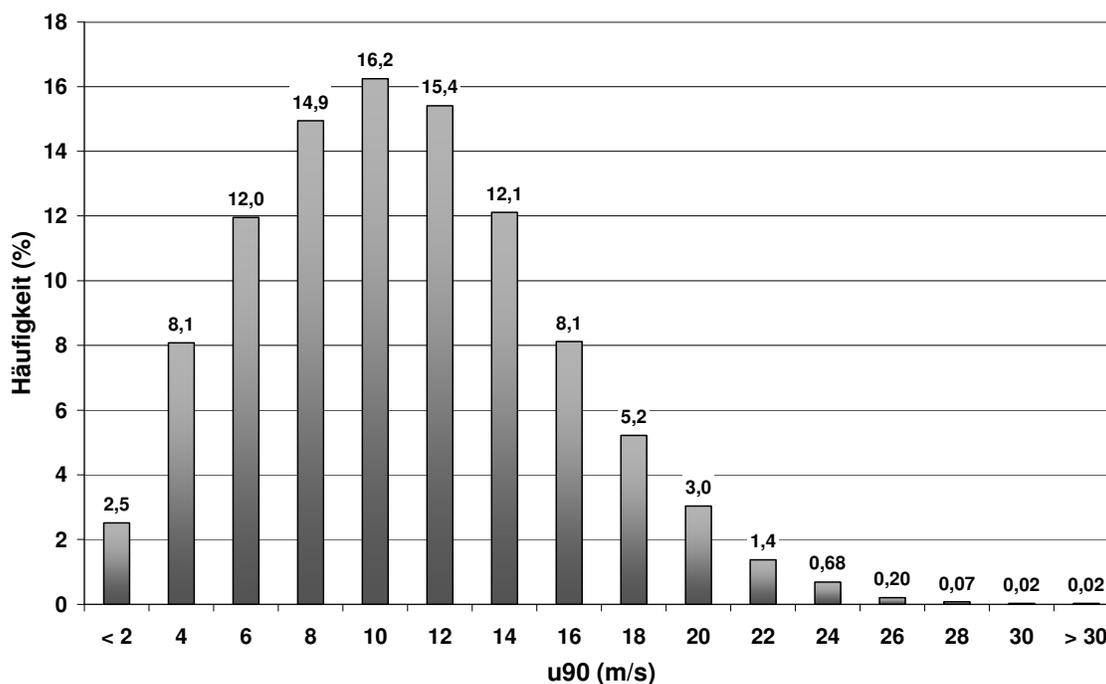


Abb. 5.6: Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe im Zeitraum September 2003 bis August 2007.

5.2.1.2 Windrichtung

Die Hauptwindrichtung in der Deutschen Bucht und am Standort der Messplattform FINO1 ist etwa Südwest. Dies zeigt sich auch in der Windrose an FINO1 in 90 m Höhe für das Jahr

2004 (Abb. 5.7). Windrichtungen aus nördlichen bis östlichen Richtungen treten am seltensten auf.

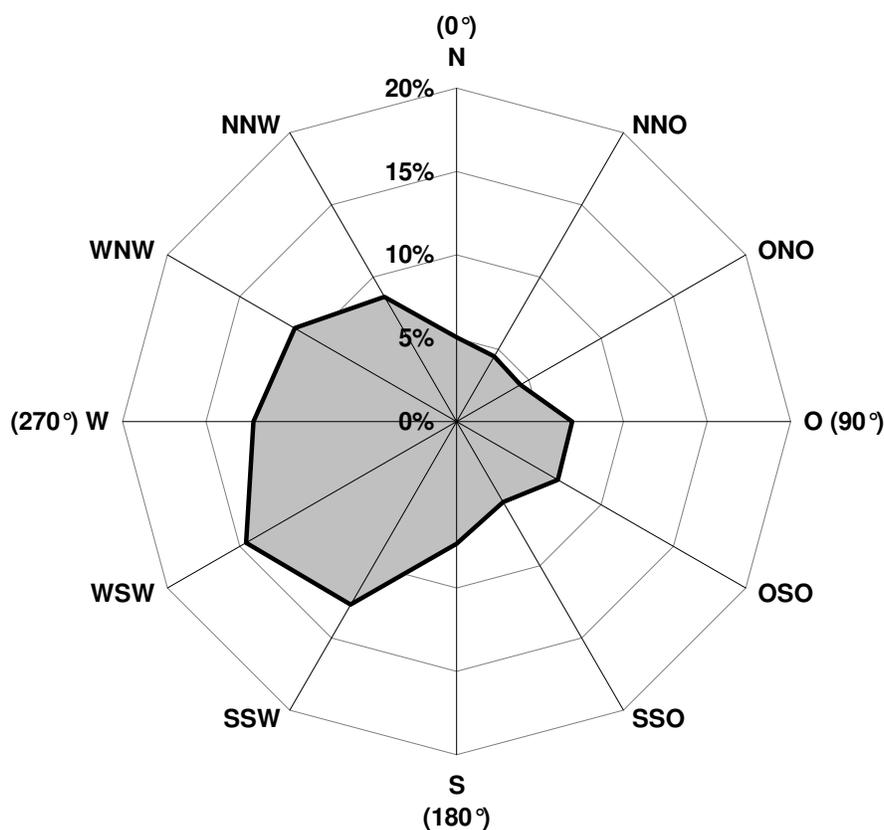


Abb. 5.7: Windrose in 90 m Höhe im Jahr 2004.

Die Mittelwerte der Windgeschwindigkeit und Windrichtung stimmen – für die Windgeschwindigkeit unter Berücksichtigung meist abweichender Messhöhen – gut mit anderen Arbeiten (z. B. BIERBOOMS, 2003) für das betrachtete Gebiet der Nordsee überein.

5.2.2 Vertikales Windprofil

Aufgrund der deutlich geringeren Oberflächenrauigkeit ist der Vertikalgradient des Windprofils über See im Mittel wesentlich geringer als über Landoberflächen. Neben der Oberflächenrauigkeit, die über See bei hohen Windgeschwindigkeiten aufgrund der ansteigenden Wellenhöhe größer wird, hängt das Windprofil vor allem von der atmosphärischen Stabilität ab. Zusätzlich ist insbesondere in den unteren Messhöhen bei starken Swell-Bedingungen (wellengetriebener Wind bei großen Wellenaltern) der Einfluss der Wellen auf das Windprofil spürbar (siehe Kap 5.1.2). Abb. 5.8 zeigt beispielhaft Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit für den Zeitraum Oktober 2004 bis Januar 2005 und den Windrichtungssektor 210-250° (dies ist die Hauptwindrichtung) für verschiedene Stabilitätsklassen. Die mit Sternchen markierte durchgezogene schwarze Linie repräsentiert das Windprofil aller Werte (über alle Stabilitätsklassen), die grüne durchgezogene Linie mit Kreisen steht für das Profil bei neutraler Schichtung (Ri_B von -0,01 bis 0,01), die rote gestrichelte Linie mit Dreiecken zeigt das Vertikalprofil bei instabiler Schichtung

($Ri_B < -0,01$) und die beiden blauen Linien mit Quadraten repräsentieren stabile (gestrichelte Linie, Ri_B von 0,01 bis 0,03) bzw. stark stabile (durchgezogene Linie, $Ri_B > 0,03$) Schichtungszustände. Der Vertikalgradient der Windgeschwindigkeit ist bei instabiler Schichtung und guter Durchmischung am geringsten und bei stark stabiler Schichtung am größten. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten bei neutraler und leicht stabiler Schichtung auf, wobei der Vertikalgradient bei leicht stabiler Schichtung größer ist als im neutralen Fall.

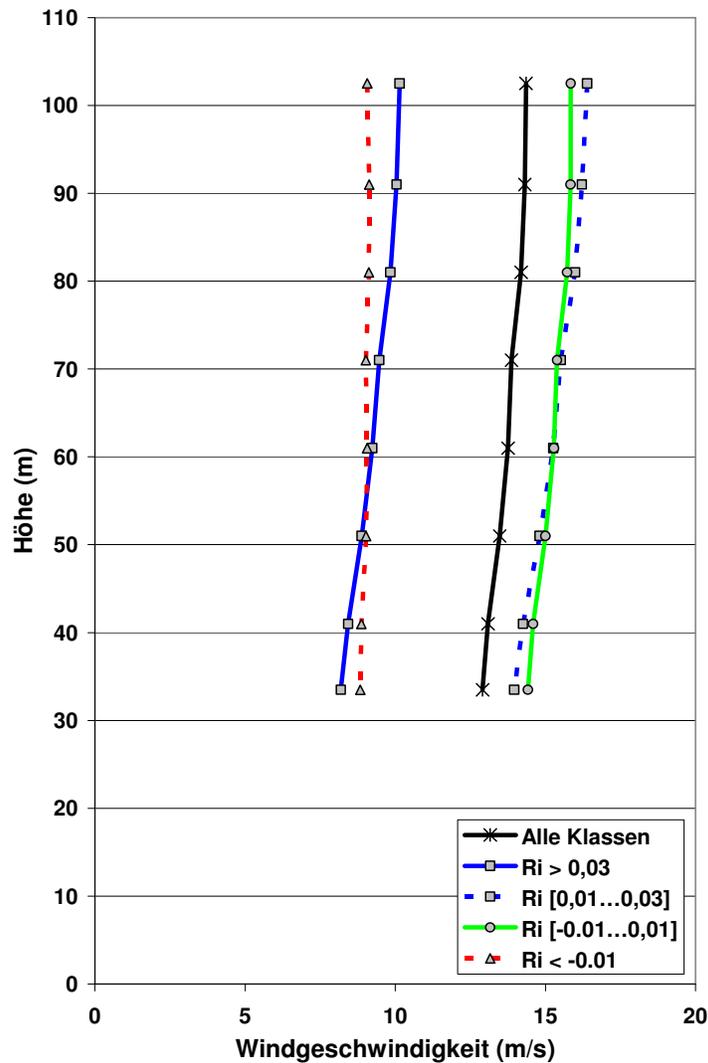


Abb. 5.8: Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit für den Zeitraum Oktober 2004 bis Januar 2005 im Windrichtungssektor 210-250° für verschiedene atmosphärische Stabilitätszustände.

Zur Beschreibung des vertikalen Windgradienten wird im Folgenden das Potenzprofil verwendet (vergl. Kap. 3.4). Im Gegensatz zum logarithmischen Windprofil, welches streng genommen nur innerhalb der Prandtl-Schicht und unter Annahme der Gültigkeit der Monin-Obukhov-Theorie zulässig ist, ist das oft bei praktischen Anwendungen in der Windenergie verwendete empirische Potenzprofil mit weniger Annahmen behaftet. Über der glatten Meeresoberfläche kann erwartet werden, dass die Messhöhen 30 bis 100 m im Wesentlichen oberhalb der Prandtl-Schicht liegen. Bei Anwendung des Potenzprofils ist es zudem zur

Ermittlung des Windprofils nicht erforderlich, die Oberflächenrauigkeit z_0 und die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* zu bestimmen. Der mittlere in den FINO1-Daten gefundene Wert für den Höhenexponenten des Potenzprofils α beträgt 0,10. Die Häufigkeitsverteilung von α für den Zeitraum September 2003 bis August 2007 ist in Abb. 5.9 für Windgeschwindigkeiten in 100m Höhe (u_{100}) oberhalb von 5 m/s gezeigt.

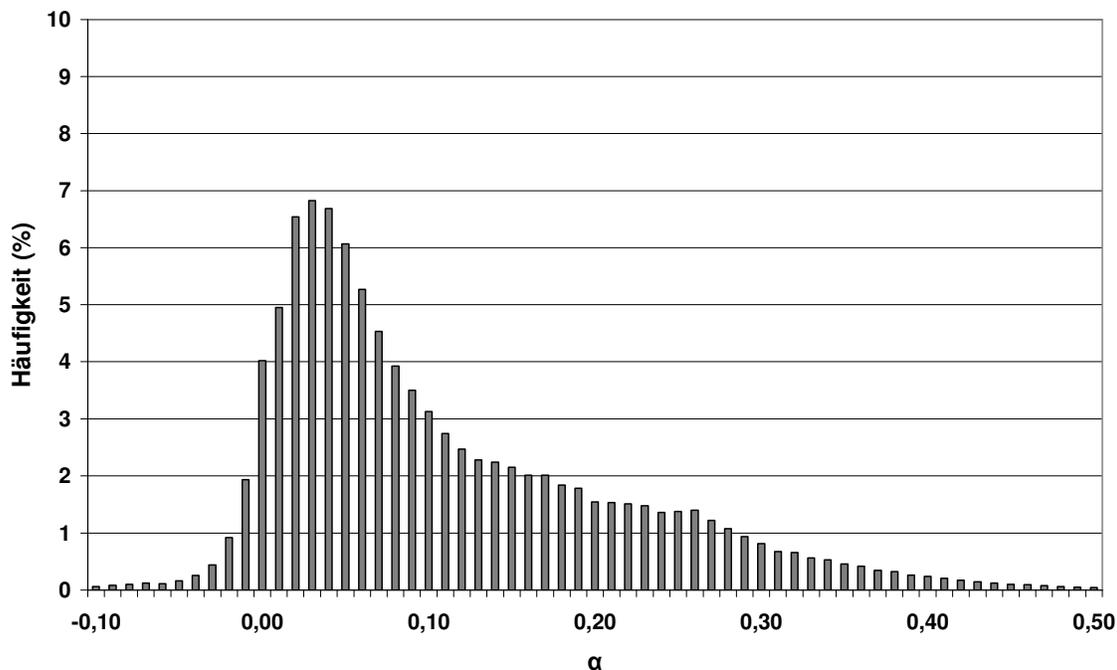


Abb. 5.9: Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten α im Zeitraum September 2003 bis August 2007. $u_{100} > 5$ m/s.

Der Höhenexponent α hängt stark von der Windgeschwindigkeit ab, da der Vertikalgradient der Windgeschwindigkeit mit zunehmender Windgeschwindigkeit aufgrund der größer werdenden Oberflächenrauigkeit zunimmt. Abb. 5.10 zeigt die Abhängigkeit von α von der Windgeschwindigkeit in 40 m Höhe im Zeitraum September 2003 bis August 2007 für die Stabilitätsklassen „labil“ ($Ri_B < -0,01$), „neutral“ (Ri_B von $-0,01$ bis $0,01$) und stark stabil ($Ri_B > 0,03$). Dargestellt sind für jede Windgeschwindigkeitsklasse Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil des Höhenexponenten sowie die Anzahl der Werte. Die Skala der y-Achse der unteren Grafik („stark stabil“) umfasst den doppelten Wertebereich der beiden anderen Grafiken. Bei instabiler Schichtung ist der Höhenexponent sehr gering und auch dessen Reaktion auf die Windgeschwindigkeit ist sehr moderat. Bei neutraler Schichtung ist die Abhängigkeit von α von der Windgeschwindigkeit bereits ausgeprägter: Der Anstieg des Höhenexponenten bei zunehmender Windgeschwindigkeit ist stärker als bei labiler Schichtung. Unter neutralen atmosphärischen Bedingungen treten die höchsten Windgeschwindigkeiten auf. Bei stark stabiler Schichtung ist die Abhängigkeit des Höhenexponenten von der Windgeschwindigkeit am ausgeprägtesten. So erreicht α z. B. bei einer Windgeschwindigkeit von 15 m/s bei stark stabiler Schichtung einen Wert von etwa 0,33, bei neutraler Schichtung 0,07 und bei labiler Schichtung nur 0,04.

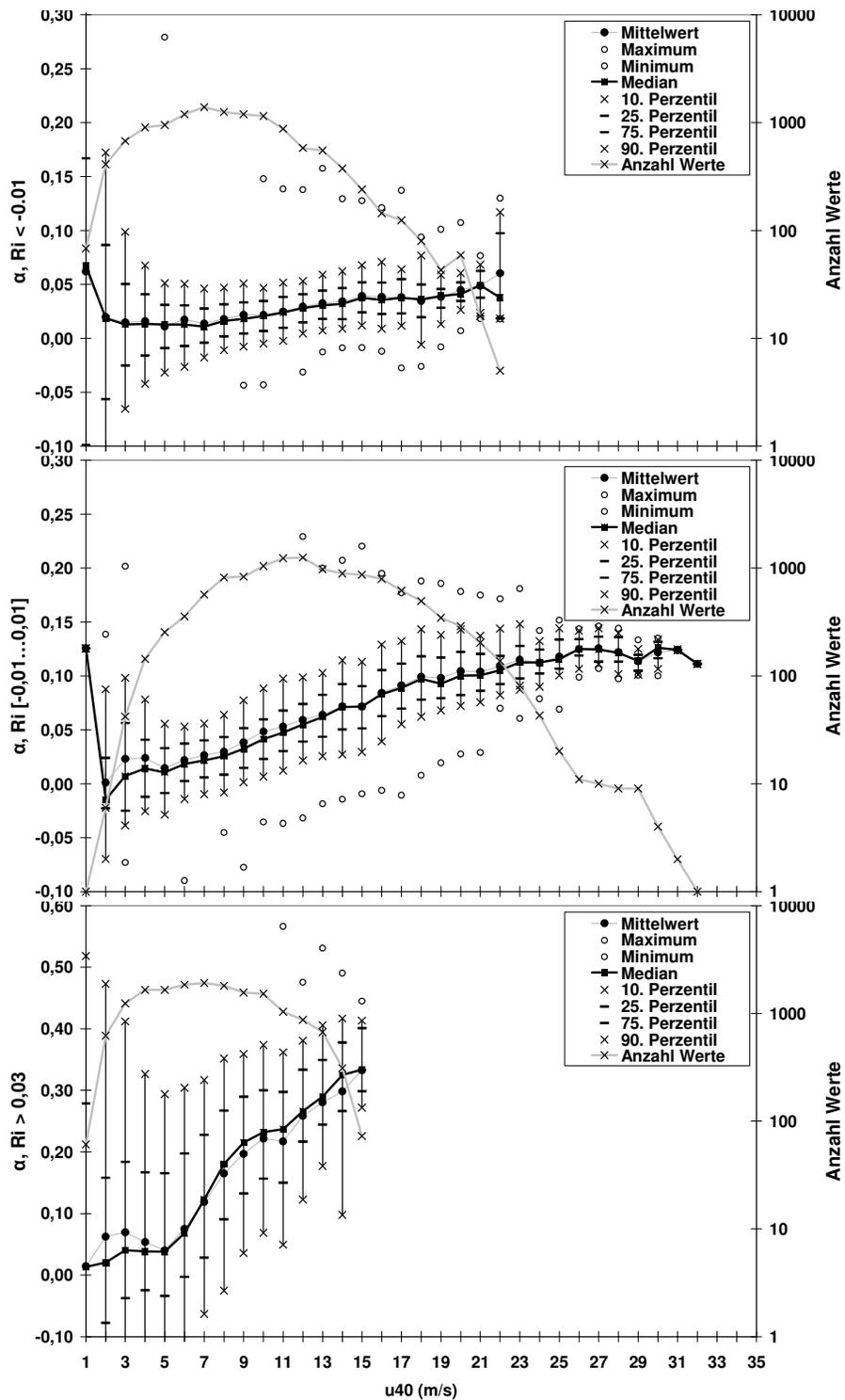


Abb. 5.10: Windgeschwindigkeitsabhängigkeit des Höhenexponenten α in 40 m Höhe im Zeitraum September 2003 bis August 2007 für die Stabilitätsklassen „labil“ ($Ri_B < -0,01$), „neutral“ (Ri_B von $-0,01$ bis $0,01$) und stark stabil ($Ri_B > 0,03$). Dargestellt sind für jede Windgeschwindigkeitsklasse Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil des Höhenexponenten sowie die Anzahl der Werte. Die Skala der y-Achse der unteren Grafik weicht von der der oberen beiden ab.

Die auftretenden Vertikalgradienten der Windgeschwindigkeit sind wie bereits angesprochen aufgrund der geringen Oberflächerauhigkeit im Mittel wesentlich geringer als über den meisten Landoberflächen. Dies zeigt sich unter anderem auch im Mittelwert des Höhenexponenten α des Potenzprofils, der mit 0,10 deutlich unterhalb der in den IEC-Normen für Windkraftanlagen gemachten Vorgaben für Landstandorte (IEC 61400-1: $\alpha = 0,20$) und für Offshore-Bedingungen (IEC 61400-3: $\alpha = 0,14$) liegt. In bestimmten Situationen (vor allem bei stark stabiler atmosphärischer Schichtung) kann der Höhenexponent α jedoch – auch bei relativ hohen, und somit für Windkraftanlagen besonders lastrelevanten Windgeschwindigkeiten – deutlich größere Werte annehmen.

Weitere Ergebnisse zur angesprochenen Abhängigkeit des Höhenexponenten von der Windgeschwindigkeit und von der atmosphärischen Schichtung finden sich in Kap. 6.2.1.

5.2.3 Winddrehungen

Die Winddrehung mit der Höhe ist in der MABL geringer als in der Grenzschicht über Land. Abb. 5.11 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Winddrehung zwischen den beiden Messhöhen 90 und 30 m ($\text{dir}_{90} - \text{dir}_{30}$). Der Mittelwert beträgt $0,8^\circ$; kleinere Werte als $-7,5$ (Links-drehung mit der Höhe) und größere Werte als 17 (Rechtsdrehung mit der Höhe) kommen nicht vor.

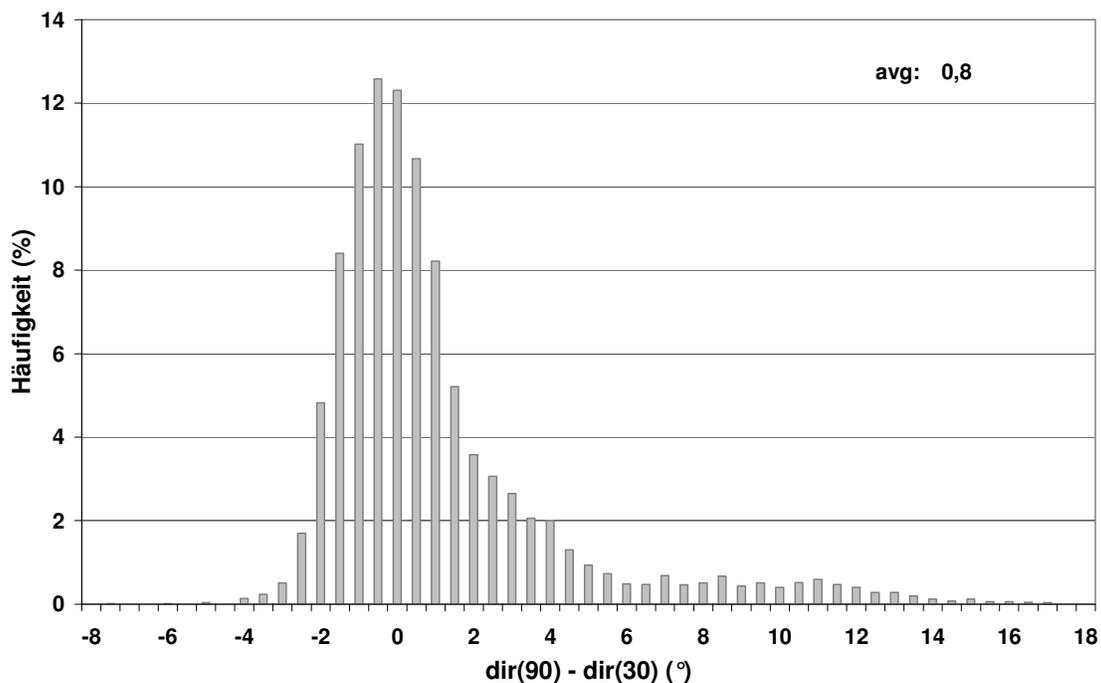


Abb. 5.11: Häufigkeitsverteilung der Winddrehung ($\text{dir}_{90} - \text{dir}_{30}$) im Jahr 2004.

5.2.4 Inversionen / Potentielle Temperatur

Der Unterschied zwischen der potentiellen Lufttemperatur und der Wasseroberflächentemperatur ist über See die treibende Kraft für den Stabilitätszustand der atmosphärischen Grenzschicht. Ist die Wassertemperatur höher als die Lufttemperatur, entsteht ein „Antrieb“ von unten und es bildet sich eine instabile Schichtung mit guter

Durchmischung aus. Im umgekehrten Fall, wenn die potentielle Temperatur der Luft größer ist als die Oberflächentemperatur des Wassers, bilden sich typischerweise stabile Zustände aus, in denen kaum noch ein Austausch zwischen den verschiedenen Höhen stattfindet. Abb. 5.12 zeigt die potentielle Temperatur in 30 und 100 m Höhe in Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 70 m Höhe im Oktober 2005. Die vertikale Linie kennzeichnet den Mittelwert der Wassertemperatur, die Diagonale (Winkelhalbierende) steht für die potentielle Temperatur in 70 m Höhe. Der Mittelwert der Wassertemperatur ist in diesem Fall ein Monatsmittel; aufgrund der Trägheit der Wassertemperatur kann dieser Wert jedoch näherungsweise als der aktuelle Zustand im gesamten Monat angesehen werden. Solange die potentielle Lufttemperatur kleiner ist als die Wassertemperatur, zeigt sich die erwartete gute Durchmischung der Grenzschicht und die potentiellen Lufttemperaturen sind in allen drei Höhen nahezu identisch. Liegt die Lufttemperatur oberhalb der Wassertemperatur, bilden sich bei stabiler Schichtung Temperaturinversionen aus, die umso stärker sind, je größer die Differenz zwischen Luft- und Wassertemperatur wird.

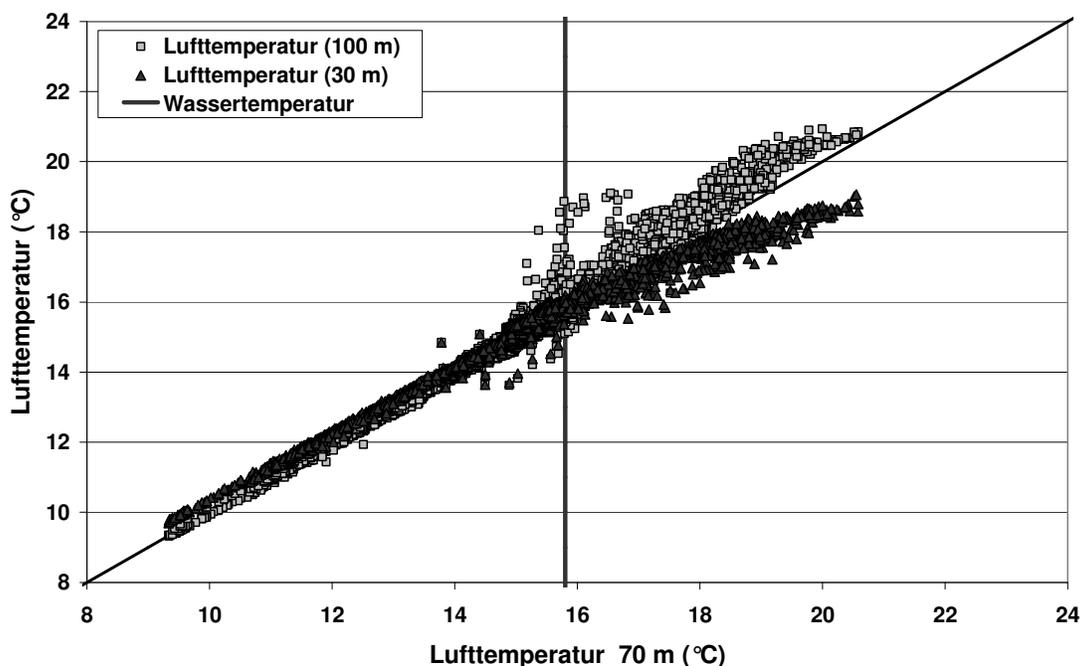


Abb 5.12: Potentielle Temperatur in 30 und 100 m Höhe in Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 70 m Höhe im Oktober 2005. Die vertikale Linie kennzeichnet den Mittelwert der Wassertemperatur (Monatsmittel), die Winkelhalbierende steht für die potentielle Temperatur in 70 m Höhe.

In Abb. 5.13 ist die Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 30 und 100 m Höhe von der potentiellen Temperatur in 70 m Höhe im Januar 2005 in der gleichen Art dargestellt wie in Abb 5.12. Im Gegensatz zum Oktober 2005 bilden sich im Januar 2005 auch in den Fällen, in denen die potentiellen Lufttemperaturen deutlich oberhalb der Wassertemperatur liegen, keine Temperaturinversionen mit einem ausgeprägten Gradienten im Vertikalprofil der potentiellen Lufttemperatur aus. Der Grund hierfür ist die im gesamten Monat Januar 2005 sehr hohe Windgeschwindigkeit, die eine große mechanische Turbulenz zur Folge hat und somit trotz stabiler Schichtung für eine gute Durchmischung der atmosphärischen Grenzschicht sorgt.

Das Monatsmittel der Windgeschwindigkeit liegt im Januar 2005 in 100 m Höhe bei 14,6 m/s und ist damit das höchste Monatsmittel im gesamten Untersuchungszeitraum.

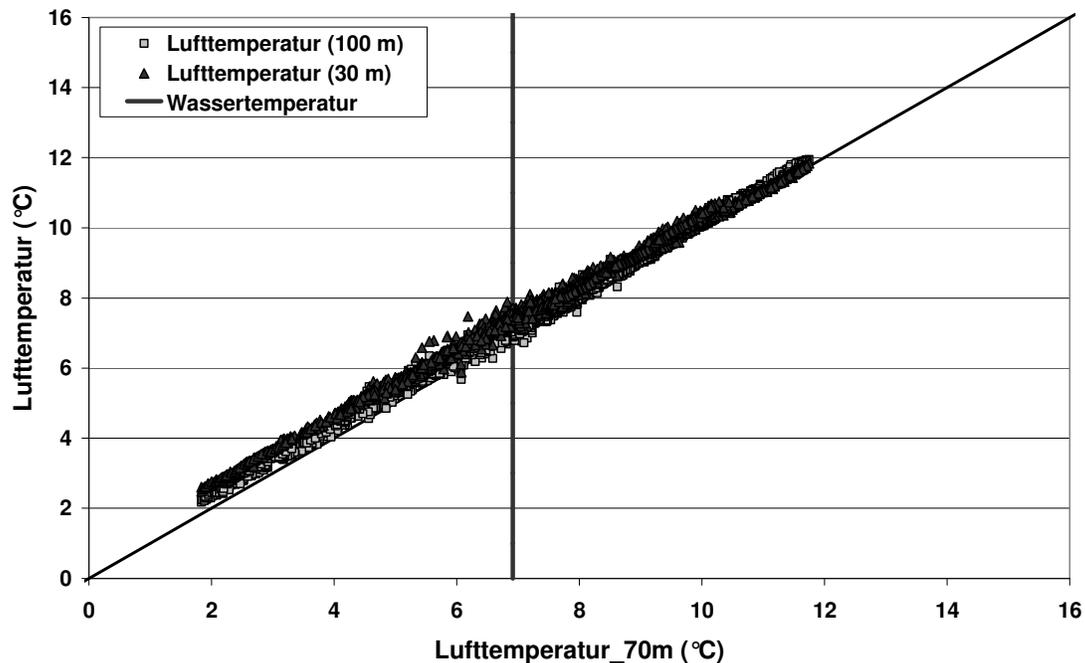


Abb 5.13: Potentielle Temperatur in 30 und 100 m Höhe in Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 70 m Höhe im Januar 2005. Die vertikale Linie kennzeichnet den Mittelwert der Wassertemperatur (Monatsmittel), die Winkelhalbierende steht für die potentielle Temperatur in 70 m Höhe.

Um die typische Höhe von Temperaturinversionen über See aufzuzeigen, sind in Abb. 5.14 die potentiellen Temperaturen in 30 und 100 m Höhe gegen die potentiellen Temperaturen in den Höhen 70 m (oben), 50 m (Mitte) und 40 m (unten) für Juli 2005 aufgetragen. Blaue Symbole repräsentieren Windgeschwindigkeiten < 5 m/s, grüne solche zwischen 5 und 12 m/s und rote stehen für Windgeschwindigkeiten > 12 m/s. Die vertikalen Linien kennzeichnen den Mittelwert der Wassertemperatur, die Winkelhalbierenden stehen für die potentielle Temperatur in 70, 50 bzw. 40 m Höhe. Der Unterschied zwischen der unteren und mittleren Abbildung ist relativ gering (die potentielle Temperatur in 30 m Höhe liegt nahe der Winkelhalbierenden der Höhen 40 bzw. 50 m), erst in der oberen Abbildung klappen die Punktwolken der beiden Temperaturen in 30 und 100 m bei stabiler Schichtung in Relation zur Winkelhalbierenden deutlich nach unten: Die potentielle Temperatur in 100 m Höhe liegt nahe der Winkelhalbierende der Höhe 70 m, während die Punkte der potentiellen Temperatur in 30 m Höhe deutlich darunter liegen. Die typische Inversionshöhe liegt somit offensichtlich im Bereich zwischen 50 m (x -Achse und Winkelhalbierende in der mittleren Grafik) und 70 m (x -Achse und Winkelhalbierende in der oberen Grafik).

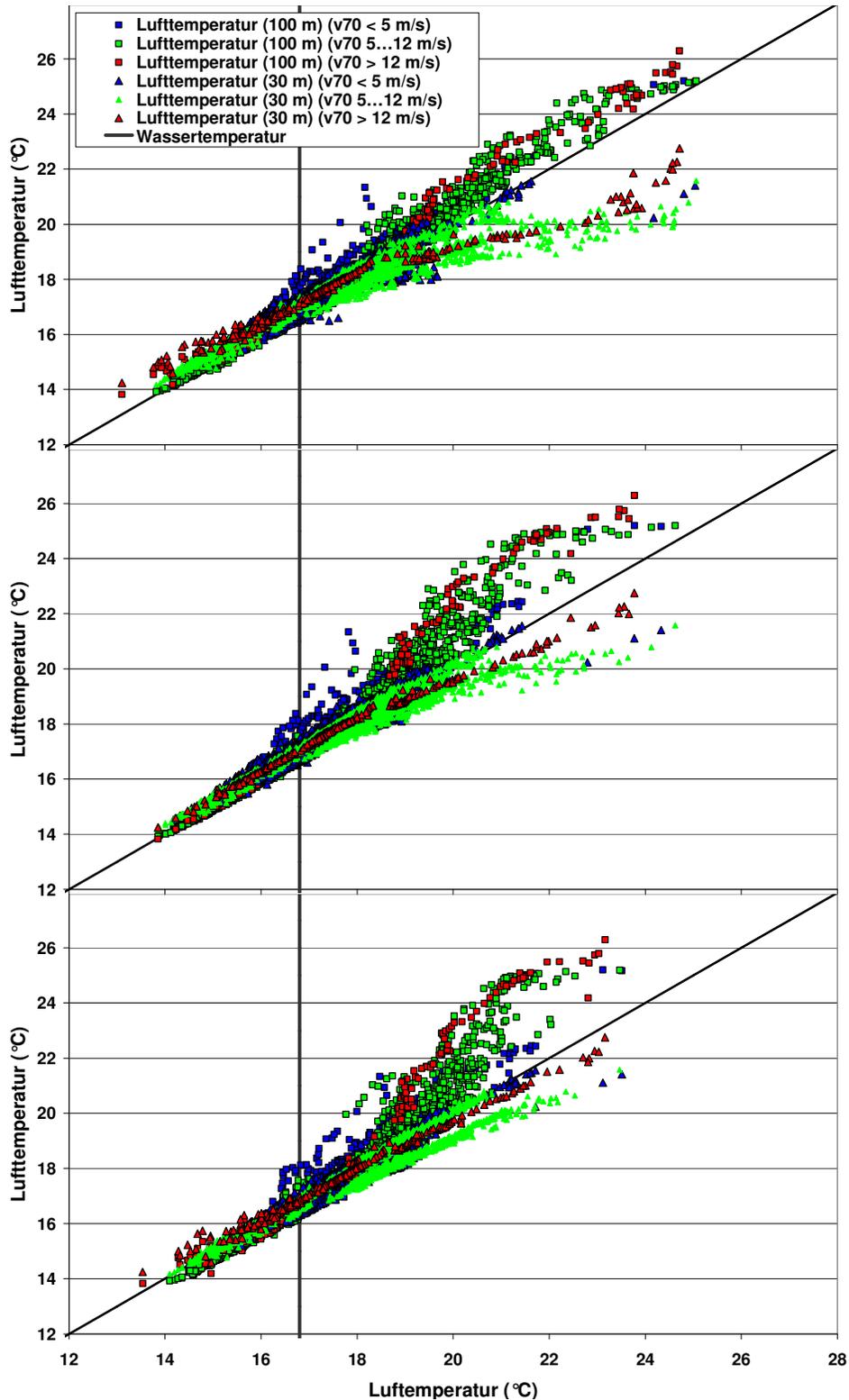


Abb. 5.14: Potentielle Temperatur in 30 (Dreiecke) und 100 m (Quadrate) Höhe in Abhängigkeit der potentiellen Temperatur in 70 m (oben), 50 m (Mitte) und 40 m (unten) Höhe im Juli 2005. Blaue Symbole repräsentieren Windgeschwindigkeiten < 5 m/s, grüne solche zwischen 5 und 12 m/s und rote stehen für Windgeschwindigkeiten > 12 m/s. Die vertikalen Linien kennzeichnen den Mittelwert der Wassertemperatur, die Winkelhalbierenden stehen für die potentiellen Temperaturen in 70, 50 bzw. 40 m Höhe.

Auffällig ist weiterhin, dass bei stabiler Schichtung in der untersten Messhöhe 30 m die Temperatur vor allem bei verhältnismäßig niedrigen Windgeschwindigkeiten unterhalb von 12 m/s (blaue und grüne Punkte) stärker an die Wassertemperatur „gekoppelt“ ist: Der Temperaturanstieg im Temperaturbereich, der oberhalb der Wasseroberflächentemperatur liegt, ist in 30 m Höhe im Verhältnis zu den oberen Höhen (und zur Höhe 30 m bei hohen Windgeschwindigkeiten) deutlich geringer.

Der Einfluss der Differenz zwischen der potentiellen Temperatur der Luft und der Wasseroberflächentemperatur auf das Windprofil ist anhand eines konkreten Fallbeispiels in Abb. 5.15 dargestellt. Gezeigt wird der zeitliche Verlauf von Windgeschwindigkeit (in 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 und 100 m Höhe) und Windrichtung (in 30, 50, 70 und 90 m Höhe), Lufttemperatur (in 30, 40, 50, 70 und 100 m Höhe) und Wassertemperatur, Luftfeuchte, Luftdruck und Globalstrahlung zwischen 26.10.2005, 12 Uhr und 28.10.2005, 12 Uhr. Die Kurven der Windgeschwindigkeit sind mit 50 multipliziert, von den mit 50 multiplizierten Werten der Temperatur ist jeweils der Wert 400 abgezogen. Zu Beginn der Zeitreihe (26.10.2005, 12 Uhr) liegt die Lufttemperatur auf dem Niveau der Wassertemperatur bzw. sogar knapp darunter. Das Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit zeigt keinen ausgeprägten Gradienten, die Windgeschwindigkeit ist in allen 8 Messhöhen zwischen 30 und 100 m nahezu identisch. Sobald die Lufttemperatur deutlich über die Wassertemperatur steigt, bildet sich ein deutlicher Gradient im Vertikalprofil sowohl der Windgeschwindigkeit als auch der Lufttemperatur aus. Der Unterschied zwischen der Windgeschwindigkeit in 100 und 30 m beträgt am 27.10.2005 zwischen 12 und 21 Uhr bis zu 5 m/s. Die Windgeschwindigkeiten in den übrigen Höhen liegen zwischen den beiden Windgeschwindigkeiten in 100 und 30 m Höhe, wobei die Windgeschwindigkeitsdifferenz zwischen 90 und 100 m am größten ist. Auch im Temperaturprofil hebt sich die Temperatur in 100 m Höhe stärker von den übrigen Temperaturen ab. Betrachtet man die zu dieser Zeitreihe gehörende Wetterlage, zeigt sich eine starke Warmluftadvektion (bis zu 15°C in 850 hPa). Abb. 5.16 zeigt die Wetterkarte der Temperatur in der Höhe 850 hPa vom 27.10.2005, 12 Uhr. Der rote Punkt markiert die Lage der FINO1-Plattform.

In anderen untersuchten Fällen mit starker Warmluftadvektion und einer im Vergleich zu oben genanntem Fallbeispiel noch größeren Differenz zwischen Luft- und Wasseroberflächentemperatur kommt es zusätzlich zu der gezeigten Entwicklung eines großen Vertikalgradienten der Windgeschwindigkeit noch zur Ausbildung eines für Verhältnisse über See hohen Vertikalgradienten der Windrichtung (bis zu 15° Differenz zwischen den Messhöhen 90 und 30 m).

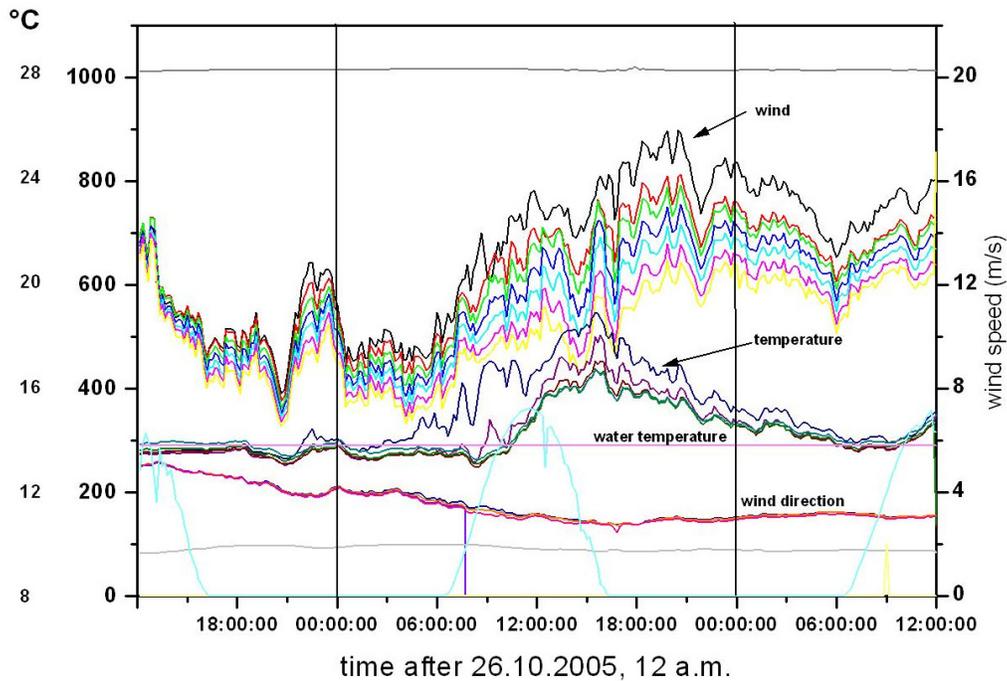


Abb. 5.15: Zeitlicher Verlauf von Windgeschwindigkeit (in 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 und 100 m Höhe) und Windrichtung (in 30, 50, 70 und 90 m Höhe), Lufttemperatur (in 30, 40, 50, 70 und 100 m Höhe) und Wassertemperatur, Luftfeuchte, Luftdruck und Globalstrahlung zwischen 26.10.2005, 12 Uhr und 28.10.2005, 12 Uhr. Die Kurven der Windgeschwindigkeit sind mit 50 multipliziert, von den mit 50 multiplizierten Werten der Temperatur ist jeweils der Wert 400 abgezogen.

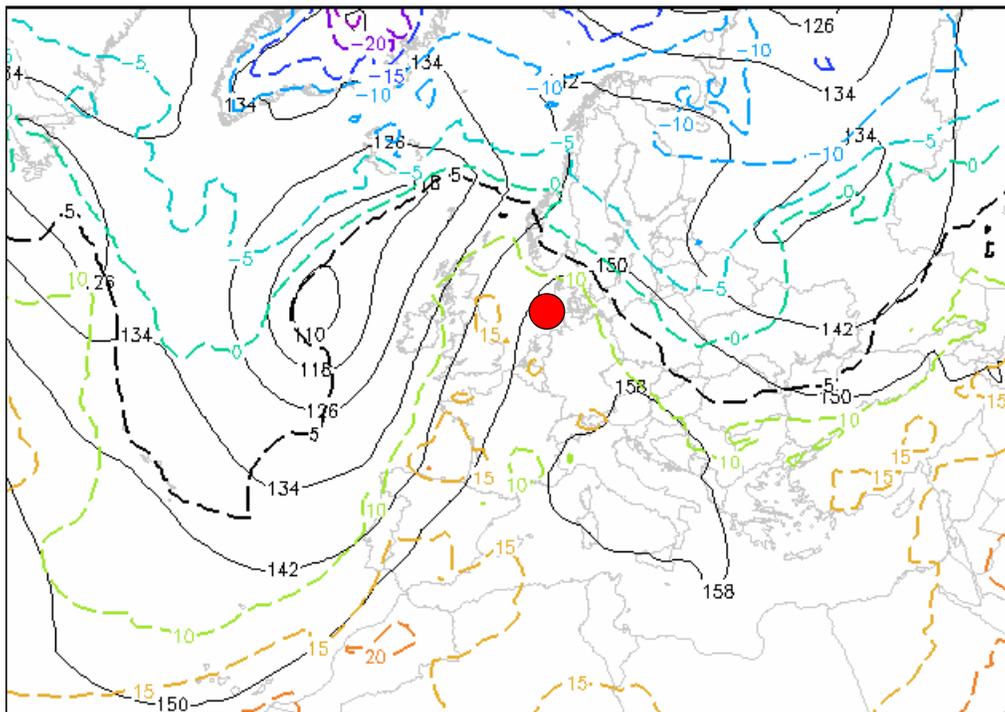


Abb 5.16: Wetterkarte der Temperatur in der Höhe 850 hPa vom 27.10.2005, 12 Uhr. Der rote Punkt markiert die Lage der FINO1-Plattform.

5.3 Turbulenz in der marinen atmosphärischen Grenzschicht

Turbulenz in der atmosphärischen Grenzschicht wird im Wesentlichen durch Reibung bzw. Scherung (mechanische Turbulenz) und durch auftriebsbedingte Kräfte (thermische Turbulenz) erzeugt. Art und Intensität der Turbulenz haben eine große Bedeutung z. B. für die auf Windkraftanlagen wirkenden Lasten und auf den Energieertrag von Windkraftanlagen. Die Turbulenz über See ist vor allem aufgrund der deutlich niedrigeren Oberflächenrauigkeit typischerweise wesentlich niedriger als über Landoberflächen.

In diesem Kapitel werden daher die Auswertungsergebnisse sowohl für die mittleren Daten der Schalenkreuzanemometer in den Messhöhen zwischen 30 und 100 m (Kap. 5.3.1) als auch für die 10 Hz-Daten von den Ultraschallanemometern in 40, 60 und 80 m Höhe (Kap. 5.3.2 und 5.3.3) dargestellt.

5.3.1 Turbulenzintensität

Die Turbulenzintensität, definiert als das Verhältnis zwischen der Standardabweichung der horizontalen Windgeschwindigkeit σ_u zur mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit \bar{u} , hängt über See aufgrund der nicht-konstanten Oberflächenrauigkeit stark von der Windgeschwindigkeit ab. Abb. 5.17 zeigt die Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe (Abb. 5.17a) bzw. 30 m Höhe (Abb. 5.17b) im Zeitraum September 2003 bis August 2007. Dargestellt sind für jede Windgeschwindigkeitsklasse (1 m/s Klassenbreite) Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Turbulenzintensität sowie die Anzahl der Werte in jeder Klasse. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit fällt der Mittelwert der Turbulenzintensität in 90 m Höhe zunächst auf ein Minimum von 4,5 % bei einer Windgeschwindigkeit von etwa 12 m/s. In 30 m Höhe liegt das Minimum der Turbulenzintensität in Höhe von 5,8 % bereits bei etwa 8 m/s Windgeschwindigkeit an. In den übrigen, hier nicht explizit gezeigten Messhöhen zwischen 40 und 80 m liegen die Minima zwischen den beiden genannten Höhen. Die Turbulenzintensität nimmt nach oben hin ab, da der Einfluss der Oberflächenrauigkeit mit der Höhe abnimmt. Unterhalb der Windgeschwindigkeit, an der das Minimum der Turbulenzintensität auftritt, wird die Turbulenzintensität (insbesondere bei instabiler Schichtung) von der thermisch induzierten Turbulenz dominiert. Oberhalb einer Windgeschwindigkeit von etwa 12 m/s steigt die Turbulenzintensität in 90 m Höhe (Abb. 5.17a) durch die mit steigender Windgeschwindigkeit zunehmende Wellenhöhe und Oberflächenrauigkeit wieder an. In diesem Bereich beginnt die mechanisch erzeugte Turbulenz zu dominieren, während die thermische Turbulenz kaum noch eine Rolle spielt. Bei den Messwerten in 30 m Höhe ist zu berücksichtigen, dass diese Höhe nur knapp oberhalb des Hubschrauberlandedecks der Messplattform liegt und somit die Turbulenz in bestimmten Situationen unter Umständen von der Struktur der Plattform stark beeinflusst werden kann. Bei der Betrachtung des absoluten Minimums der Turbulenzintensität in jeder Windgeschwindigkeitsklasse fällt auf, dass es in 90 m Höhe bis zu einer Windgeschwindigkeit von etwa 21 m/s Situationen gibt, in denen die Turbulenzintensität trotz dieser relativ hohen Windgeschwindigkeiten nahezu Null beträgt. In diesen Situationen, die vor allem bei sehr stabiler atmosphärischer Schichtung auftreten, liegt offensichtlich eine Art laminare Strömung vor, die durch eine äußerst geringe Turbulenz gekennzeichnet ist. Erst bei noch höheren Windgeschwindigkeiten wird die mechanische Turbulenz so stark, dass diese „laminare Strömung“ nicht mehr auftreten kann. In 30 m Höhe tritt dieser Effekt bis zu einer Windgeschwindigkeit von etwa 14 m/s auf.

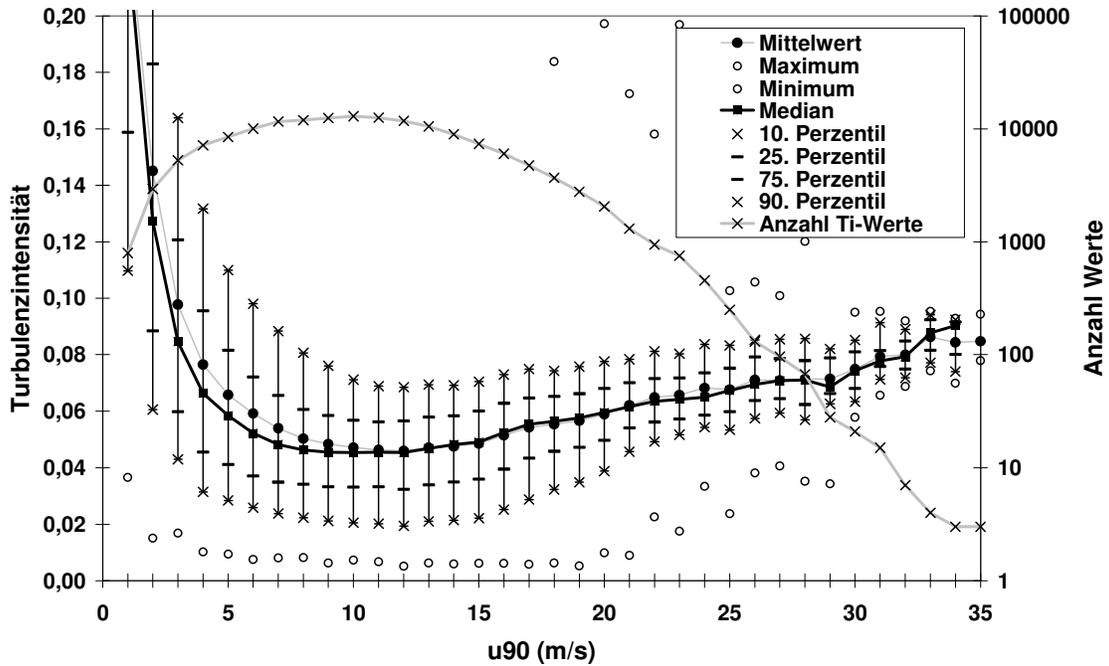


Abb. 5.17a: Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe. Dargestellt sind für jede Windgeschwindigkeitsklasse Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Turbulenzintensität sowie die Anzahl der Werte.

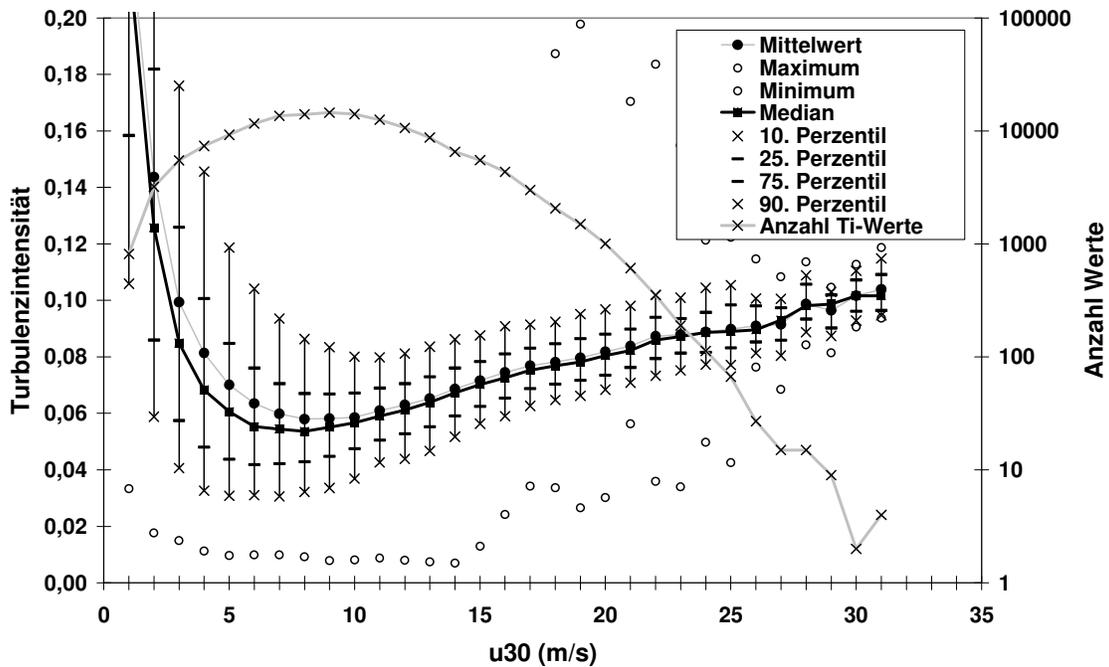


Abb. 5.17b: Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 30 m Höhe. Darstellung wie in Abb. 5.17a.

Abb. 5.18 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Turbulenzintensität für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen. Die Klassenbreite beträgt 2 m/s. In der Grafik ist die Häufigkeit in jeder Klasse 100%, d. h. die Häufigkeitsverteilung jeder Kurve bezieht sich nicht auf die Gesamtanzahl aller Werte, sondern nur auf die Häufigkeit innerhalb der jeweiligen Klasse. Bei niedrigen Windgeschwindigkeiten ist die Breite der Verteilung – wie bereits in Abb. 5.17a anhand der Perzentile zu erkennen – am größten und nimmt mit zunehmender Windgeschwindigkeit immer weiter ab. Das Maximum der Verteilung verschiebt sich mit zunehmender Windgeschwindigkeit zunächst bis zur Klasse 10-12 m/s hin zu kleineren Werten der Turbulenzintensität (dies ist der Bereich, in dem der thermische Einfluss der Turbulenz bei niedrigen Windgeschwindigkeiten die dominierende Rolle spielt) und nimmt dann mit weiter zunehmender Windgeschwindigkeit wieder zu (der mechanische Anteil der Turbulenz beginnt zu dominieren).

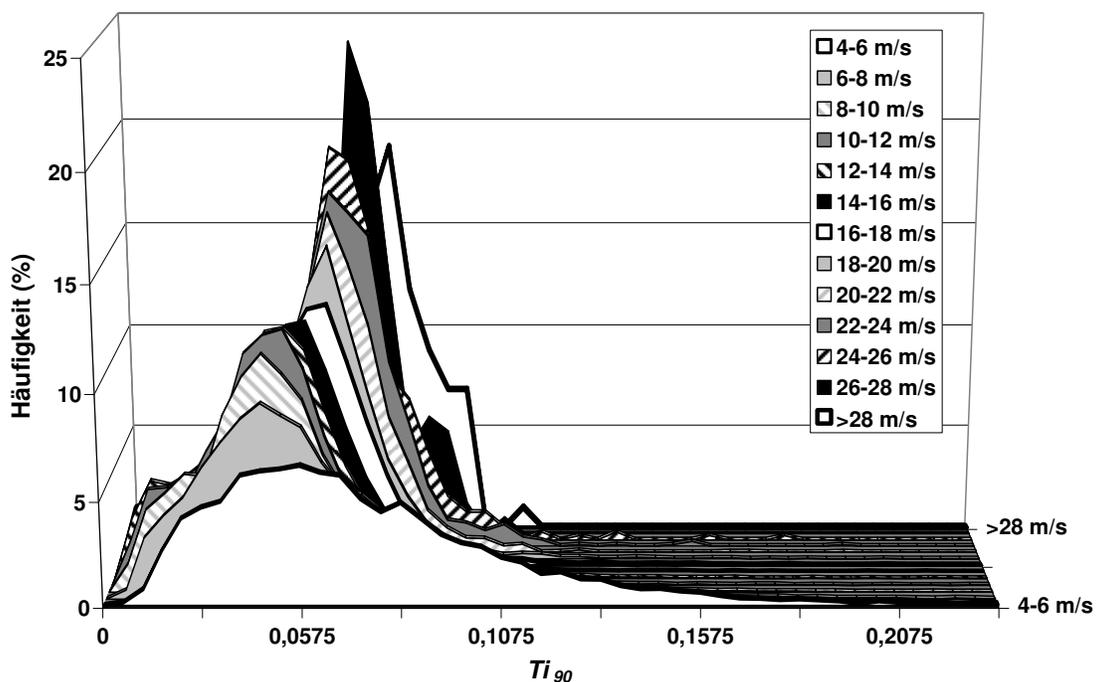


Abb. 5.18: Häufigkeitsverteilung der Turbulenzintensität in 90 m Höhe für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen.

Vertikalprofile der Turbulenzintensität sind in Abb. 5.19 beispielhaft für den Zeitraum Oktober 2004 bis Januar 2005 und den Windrichtungssektor 210-250° (dies ist die Hauptwindrichtung) für verschiedene Stabilitätsklassen dargestellt. Die mit Sternchen markierte durchgezogene schwarze Linie repräsentiert das Turbulenzprofil aller Werte (über alle Stabilitätsklassen), die grüne durchgezogene Linie mit Kreisen steht für das Profil bei neutraler Schichtung (Ri_B von -0,01 bis 0,01), die rote gestrichelte Linie mit Dreiecken zeigt das Vertikalprofil bei instabiler Schichtung ($Ri_B < -0,01$) und die beiden blauen Linien mit Quadraten repräsentieren stabile (gestrichelte Linie, Ri_B von 0,01 bis 0,03) bzw. stark stabile (durchgezogene Linie, $Ri_B > 0,03$) Schichtungszustände. In allen Profilen zeigt sich eine deutliche Höhenabhängigkeit der Turbulenzintensität: Mit zunehmender Höhe nimmt die Turbulenzintensität ab. Der Gradient des Vertikalprofils ist bei stark stabiler Schichtung am größten und bei instabiler Schichtung mit guter Durchmischung am kleinsten. Neben der Höhe hängt die Turbulenzintensität stark von der atmosphärischen Schichtung ab. Sie ist am

größten bei instabiler und neutraler Schichtung und nimmt mit zunehmender Stabilität ab. Sehr deutlich zeigt sich dieser Effekt bei stark stabiler Schichtung, hier ist die Turbulenzintensität aufgrund der Dämpfung der Turbulenz wesentlich niedriger als in den anderen Stabilitätsklassen.

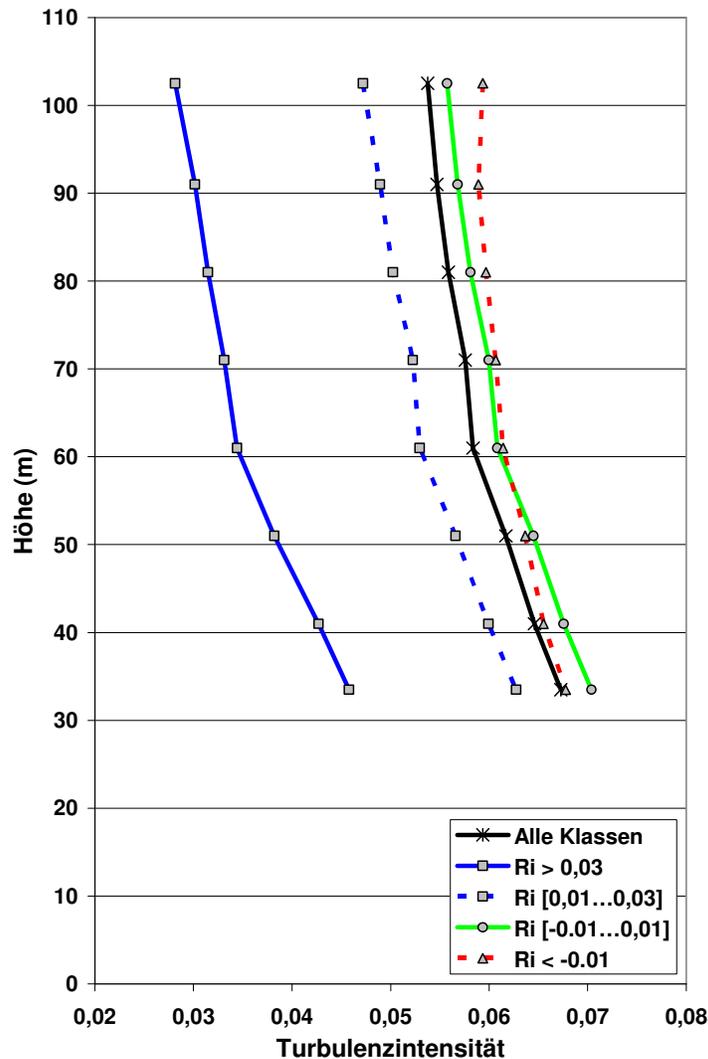


Abb. 5.19: Vertikalprofile der Turbulenzintensität für den Zeitraum Oktober 2004 bis Januar 2005 im Windrichtungssektor 210-250° für verschiedene atmosphärische Stabilitätszustände.

Aufgrund der geringen Oberflächenrauigkeit ist die Turbulenzintensität über See deutlich niedriger als über den meisten Landoberflächen. Eine Besonderheit über See ist dabei auch der gezeigte Anstieg der Turbulenzintensität mit zunehmender Windgeschwindigkeit oberhalb einer messhöhenabhängigen Schwelle der Windgeschwindigkeit von etwa 8 m/s in 30 m Höhe und 12 m/s in 90 m Höhe. Dieser Anstieg ist auf die im Gegensatz zu Landoberflächen nicht-stationäre Oberfläche zurück zu führen: Die Wellenhöhe und somit die Oberflächenrauigkeit nehmen mit zunehmender Windgeschwindigkeit zu. Neben der Windgeschwindigkeitsabhängigkeit zeigt die Turbulenzintensität eine deutliche Variation mit der Höhe: Mit zunehmender Höhe nimmt die Turbulenzintensität aufgrund des

geringer werdenden Einflusses der Oberfläche (und der dort erzeugten mechanischen Turbulenz durch Scherung) ab.

Weitere Auswertungen zur Turbulenzintensität finden sich in den Kapiteln 6.2.2 und 6.3.1.

5.3.2 Fluktuationen der Windkomponenten und deren Verhältnis zu u_*

Die Standardabweichungen der drei Windkomponenten sowie die Schubspannungsgeschwindigkeit und der hier verwendete Stabilitätsparameter z/L wurden aus den hochaufgelösten Daten der Ultraschallanemometer in den drei Messhöhen 40, 60 und 80 m jeweils auf Basis von 10-Minuten Intervallen berechnet. Der Untersuchungszeitraum beträgt zweieinhalb Jahre (Juli 2004 bis Dezember 2006). Die Untersuchung der Fluktuationen der drei Komponenten der Windgeschwindigkeit trägt zum besseren Verständnis der Struktur der Turbulenz (speziell über See) bei.

5.3.2.1 Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der Schubspannungsgeschwindigkeit und der Standardabweichungen

Die Abhängigkeit der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* von der Windgeschwindigkeit ist in Abb. 5.20 gezeigt. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, Anzahl der Werte sowie 10., 25., 75. und 90. Perzentile für jede Windgeschwindigkeitsklasse. Die Streubreite – selbst zwischen 10. und 90. Perzentil – ist relativ klein, die Korrelation zwischen der Schubspannungsgeschwindigkeit und der Windgeschwindigkeit entsprechend hoch.

Wie erwartet hängt u_* von der Windgeschwindigkeit und der Oberflächenrauigkeit ab und nimmt deshalb mit ansteigender Windgeschwindigkeit zu. Dieser Anstieg tritt sowohl bei neutraler, als auch bei instabiler und stabiler atmosphärischer Schichtung auf, wobei die Werte von u_* unter neutralen Bedingungen am größten sind. Bei instabiler Schichtung ($z/L < -0,1$) wird u_* kleiner, da die Korrelation zwischen den horizontalen Fluktuationen u' und v' und der vertikalen Fluktuation w' abnimmt. Unter Berücksichtigung der größeren Messhöhen in der vorliegenden Arbeit liegen sowohl die Steigungen als auch die absoluten Werte der Kurven der windgeschwindigkeitsabhängigen Standardabweichungen der Windkomponenten (σ_u , σ_v und σ_w) (Tab. 5.2) in einem vergleichbaren Bereich wie z. B. von SMITH (1980) berichtet.

Betrachtet man das absolute Minimum von u_* , fällt auf, dass bis zu einer Windgeschwindigkeit von 15 m/s Situationen auftreten, in denen u_* nahe Null geht. Diese Fälle, die überwiegend bei sehr stabiler atmosphärischer Schichtung auftreten und in ähnlicher Weise in Kap. 5.3.1 bereits für die Turbulenzintensität beschrieben wurden, sind vermutlich durch eine Art laminare Strömung gekennzeichnet.

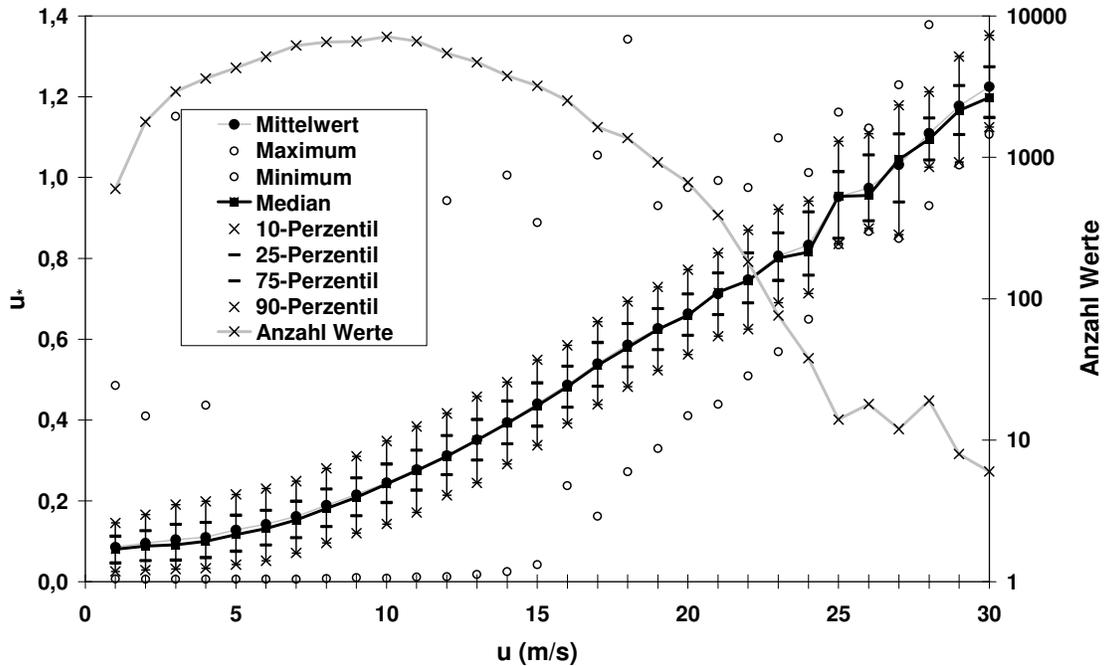


Abb. 5.20: u_* als Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung in 40 m Höhe. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Minimum und Maximum, Anzahl der Werte sowie 10., 25., 75. und 90. Perzentile für jede Windgeschwindigkeitsklasse.

Der Mittelwert von u_* in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit in 40 m Höhe ist in Abb. 5.21 für verschiedene atmosphärische Stabilitätszustände (stabil: $z/L > 0,1$; neutral: $z/L -0,1$ bis $0,1$; instabil: $z/L < -0,1$) dargestellt. Die Schubspannungsgeschwindigkeit steigt sowohl bei neutraler als auch bei stabiler bzw. instabiler Schichtung mit zunehmender Windgeschwindigkeit an. Die höchsten Werte der Schubspannungsgeschwindigkeit treten bei neutraler Schichtung auf. Für jede Stabilitätsklasse sind nur Windgeschwindigkeitsklassen dargestellt, die mindestens 10 Werte enthalten (diese Auswahl wird auch für die folgenden Abbildungen beibehalten).

Abb. 5.22 zeigt die Abhängigkeit von u_* von \bar{u} bei neutraler Schichtung in den drei Höhen 40, 60 und 80 m. Bis zu einer Windgeschwindigkeit von etwa 12 m/s scheint die Schubspannungsgeschwindigkeit unabhängig von der Höhe zu sein, während bei größeren Windgeschwindigkeiten u_* mit zunehmender Höhe abnimmt. Zwischen einer Windgeschwindigkeit von 10 und 20-22 m/s ist die Abhängigkeit von u_* nahezu linear, während bei größeren Windgeschwindigkeiten die Kurven leicht steiler werden.

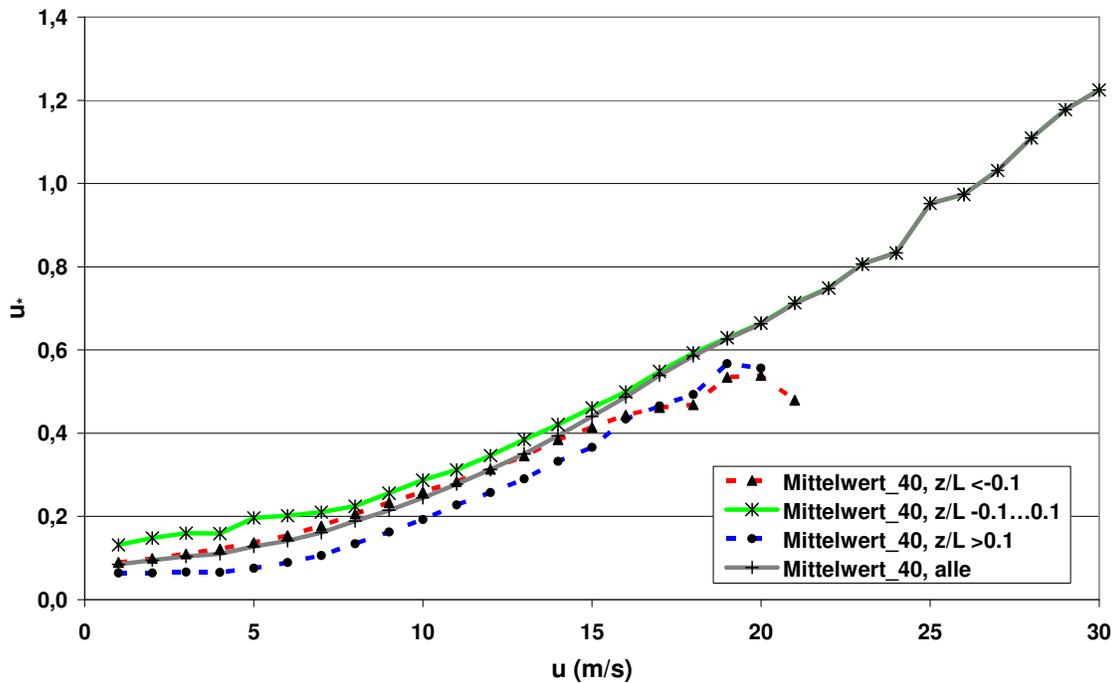


Abb 5.21: u_* als Funktion von \bar{u} für verschiedene Stabilitätsklassen in 40 m Höhe.

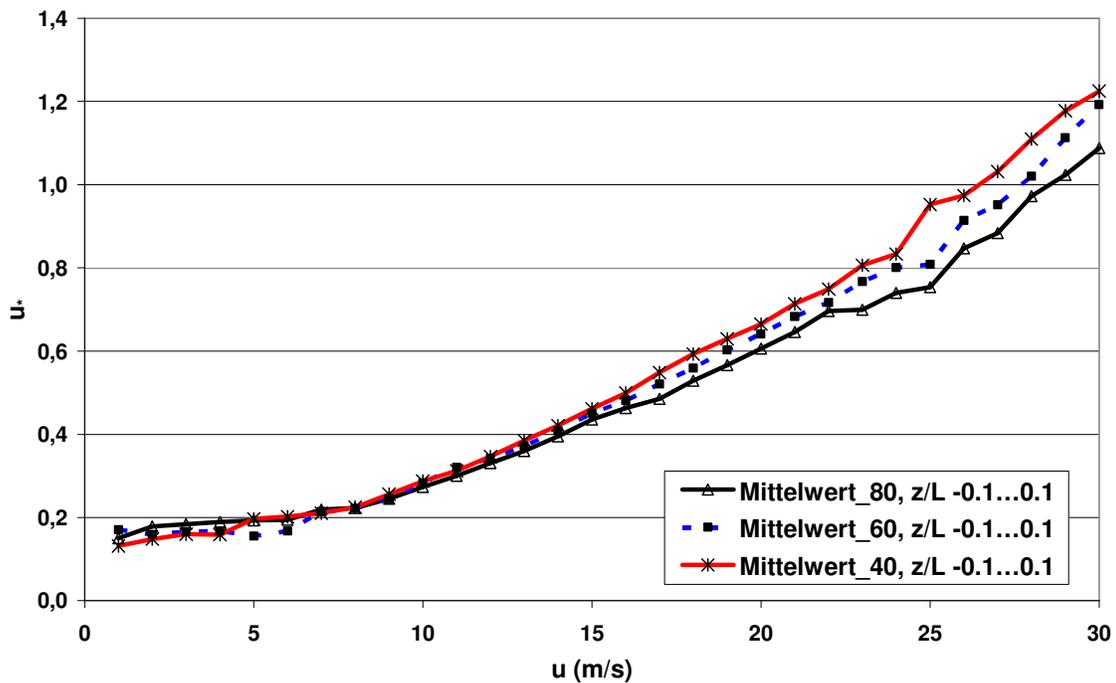


Abb. 5.22: u_* als a Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung für verschiedene Höhen.

Die Abhängigkeit der Fluktuationen der longitudinalen, lateralen und vertikalen Windgeschwindigkeitskomponenten (σ_u , σ_v und σ_w) von der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit (dies ist die Turbulenzintensität) ist in Abb. 5.23 (in derselben Darstellungsweise wie Abb. 5.21) abgebildet. Als Maß für die Streubreite ist in der Klasse

„alle Werte“ (die Klasse, welche die Werte aller Stabilitätsklassen enthält) der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil in jeder Windgeschwindigkeitsklasse als vertikale Linie dargestellt. Analog zu u_* (Abb. 5.20) ist die Streubreite der Standardabweichungen der Windkomponenten relativ gering, wobei die größte Streuung bei σ_w und niedrigen Windgeschwindigkeiten unterhalb 10 m/s auftritt. σ_u zeigt in den verschiedenen Stabilitätsklassen ein ähnliches Verhalten wie u_* in Abb. 5.21. Lediglich die σ_u -Werte bei instabiler Schichtung liegen im Gegensatz zu u_* bereits bei Windgeschwindigkeiten oberhalb von 8 m/s auf gleichem Niveau wie die Werte im neutralen Fall. Im Gegensatz zu σ_u treten bei σ_v oberhalb von 6 m/s die höchsten Werte bei instabiler Schichtung auf. Bei der vertikalen Komponente σ_w sind die Werte bei stabiler Schichtung niedriger als bei neutraler und instabiler Schichtung, die etwa auf gleichem Niveau liegen.

Die Abhängigkeit von σ_u , σ_v und σ_w von der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit bei neutraler Schichtung ist in Abb. 5.24 für die Höhen 40, 60 und 80 m dargestellt. Bis zu einer Windgeschwindigkeit von 8 m/s ist σ_u annähernd höhenkonstant, bei höheren Windgeschwindigkeiten nimmt σ_u – ähnlich wie u_* in Abb. 5.22 – mit der Höhe ab. Oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 27 m/s scheinen die Werte von σ_u in 60 und 80 m Höhe zu konvergieren. Da diese Windgeschwindigkeitsklassen nur mit verhältnismäßig wenigen Werten besetzt sind, ist dieses Verhalten von σ_u gegebenenfalls ein Effekt statistischer Unsicherheit.

Die Werte der lateralen Fluktuation (σ_v) sind in 40 m Höhe am größten, während die Werte in den beiden Höhen 60 und 80 m nahezu identisch sind. Die absoluten Werte von σ_v sind bei gleicher Windgeschwindigkeit im Vergleich zu σ_u etwa 25% niedriger.

Die vertikale Komponente σ_w ist bei neutraler Schichtung zwischen 40 und 80 m über den gesamten beobachteten Windgeschwindigkeitsbereich annähernd höhenkonstant.

Für die verschiedenen Standardabweichungen und Höhen wurden folgende Beziehungen gefunden (Tab. 5.2):

Tab. 5.2: Die Abhängigkeit der Standardabweichungen der drei Windkomponenten (σ_u , σ_v , σ_w) von der mittleren Windgeschwindigkeit (\bar{u}) bei neutraler Schichtung.

Parameter und Messhöhe	Gleichung
$\sigma_u(40)$	$0.0029u^2 + 0.0054u + 0.3303$
$\sigma_u(60)$	$0.0024u^2 + 0.0108u + 0.2813$
$\sigma_u(80)$	$0.0027u^2 - 0.0033u + 0.3685$
$\sigma_v(40)$	$0.0022u^2 + 0.0024u + 0.2994$
$\sigma_v(60)$	$0.0017u^2 + 0.0059u + 0.2994$
$\sigma_v(80)$	$0.0019u^2 - 0.0002u + 0.3303$
$\sigma_w(40)$	$0.0011u^2 + 0.0073u + 0.1757$
$\sigma_w(60)$	$0.0012u^2 + 0.0039u + 0.2068$
$\sigma_w(80)$	$0.0012u^2 + 0.0014u + 0.243$

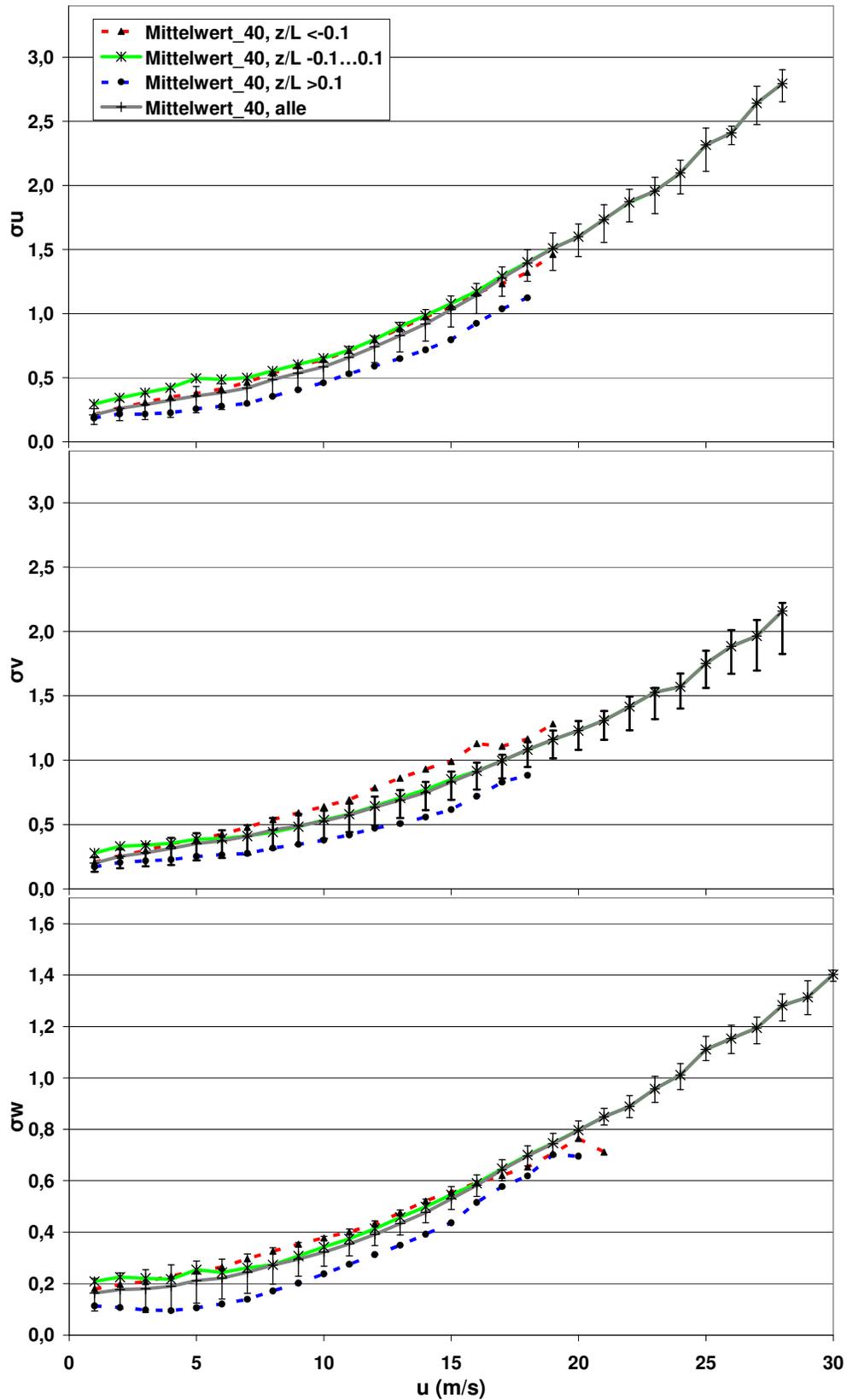


Abb. 5.23: σ_u , σ_v und σ_w als Funktion von \bar{u} für verschiedene Stabilitätsklassen in 40 m Höhe. Der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil der Klasse „alle Werte“ ist als vertikale Linie dargestellt.

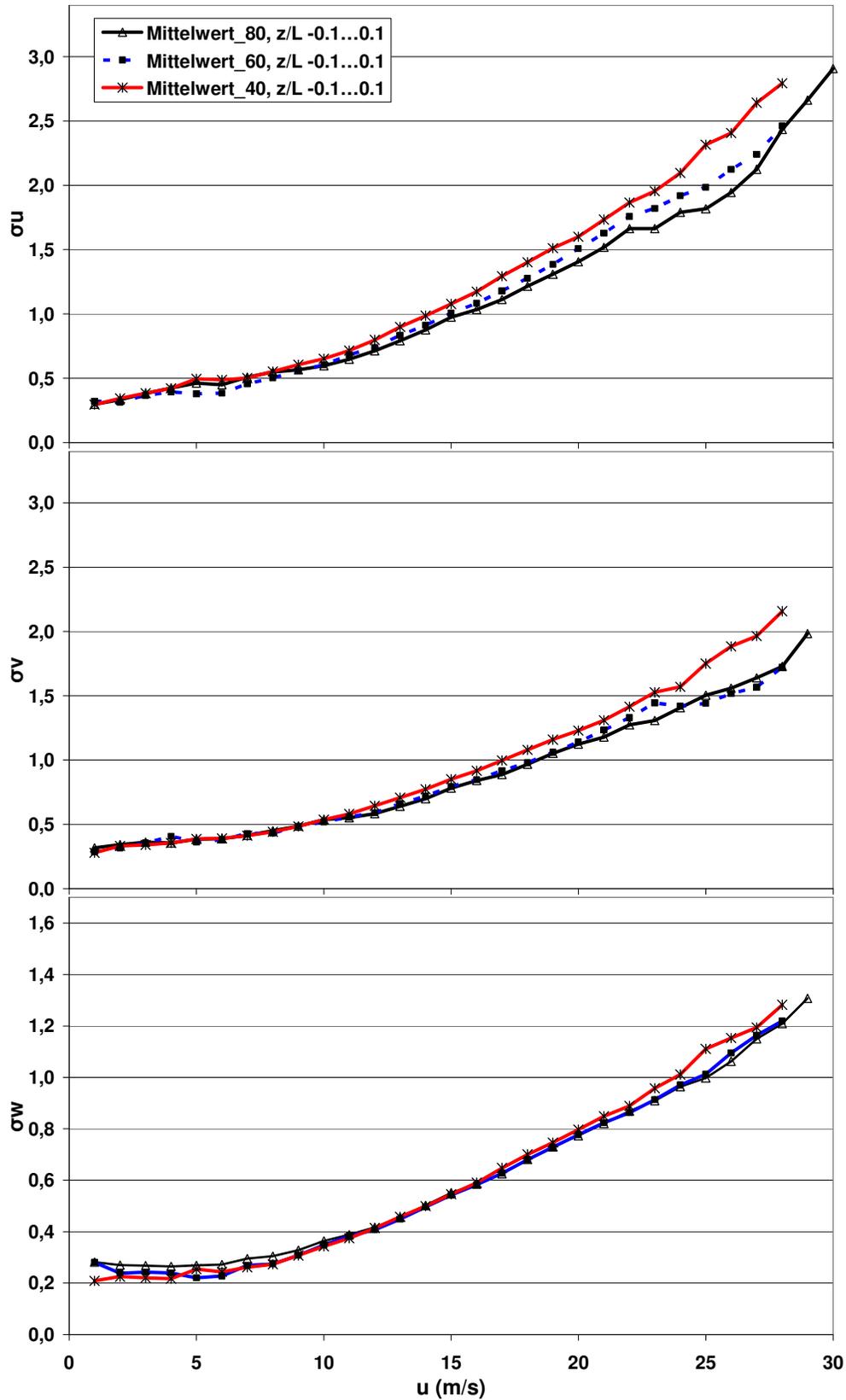


Abb. 5.24: σ_u , σ_v und σ_w als Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung in verschiedenen Höhen. Die Regressionslinien sind in Tab. 2 aufgeführt.

5.3.2.2 Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der normierten Standardabweichungen

Die dimensionslosen Verhältnisse zwischen den Standardabweichungen der Windgeschwindigkeit (σ_u , σ_v , σ_w) und der Schubspannungsgeschwindigkeit (u_*) in Abhängigkeit der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit ist in Abb. 5.25 für verschiedene Stabilitätsklassen in 40 m Höhe dargestellt. Analog zu Abb. 5.23 ist der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil der Klasse „alle Werte“ in jeder Windgeschwindigkeitsklasse als vertikale Linie dargestellt. Unterhalb einer Windgeschwindigkeit von 15 m/s – dies ist der Bereich mit der größten Streubreite – liegen die Mittelwerte von σ_u^2/u_*^2 und σ_v^2/u_*^2 im gleichen Größenordnungsbereich wie die entsprechenden 75. Perzentile der jeweiligen Windgeschwindigkeitsklasse. Die absoluten Werte von σ_v^2/u_*^2 sind im Vergleich zu den Werten von σ_u^2/u_*^2 zwischen 30 und 40% niedriger. Beide Größen liegen damit in einem Wertebereich, der gut mit den in früheren Arbeiten aufgezeigten Werten übereinstimmt (vergl. Tab. 3.3).

Sowohl für σ_u^2/u_*^2 als auch σ_v^2/u_*^2 treten bei niedrigen Windgeschwindigkeiten unterhalb von 7-8 m/s die höchsten Werte bei stabiler atmosphärischer Schichtung ($z/L > 0,1$) auf. Eine Erklärung für dieses unerwartete Verhalten wird in Kap. 5.3.2.3 gegeben. Mit weiter ansteigender Windgeschwindigkeit sinken die Werte bei stabiler Schichtung schnell ab und die höchsten Werte treten nun bei instabiler Schichtung auf. Bei neutraler Schichtung steigen die σ_u^2/u_*^2 Werte oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s linear an bis zu einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s. Oberhalb dieser Schwelle wird σ_u^2/u_*^2 nahezu konstant und bewegt sich auf einem Niveau zwischen 6 und 6,5. Dieser Wert stimmt sehr gut mit den meisten in früheren Arbeiten gefundenen Werten (siehe Tab. 3.3) überein.

Das laterale Verhältnis σ_v^2/u_*^2 scheint oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s ebenfalls nahezu konstant zu sein. Ein Anstieg von σ_v^2/u_*^2 bei instabiler Schichtung, wie von GRANT (1986) beschrieben, wird auch in der vorliegenden Studie gefunden. Während GRANT (1986) diesen Anstieg jedoch nicht für das longitudinale Verhältnis σ_u^2/u_*^2 nachweisen konnte, zeigt σ_u^2/u_*^2 in den hier untersuchten Daten bei instabiler Schichtung einen ähnlichen Anstieg wie das laterale Verhältnis σ_v^2/u_*^2 .

Das vertikale Verhältnis σ_w^2/u_*^2 unterscheidet sich bei der Abhängigkeit von \bar{u} von den beiden horizontalen Verhältnissen. So zeigt σ_w^2/u_*^2 in allen Stabilitätsklassen einen Abfall mit zunehmender Windgeschwindigkeit und die Werte bei instabiler Schichtung sind in allen Windgeschwindigkeitsklassen am höchsten. Die niedrigsten Werte von σ_w^2/u_*^2 treten bei neutralen Verhältnissen auf, dieses Minimum um $z/L = 0$ wurde u. a. auch von MERRY und PANOFSKY (1976) und HICKS (1981) gefunden. Bis zu einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s liegen die Werte von σ_w^2/u_*^2 bei stabiler Schichtung leicht oberhalb der Werte bei neutraler Schichtung, bei höheren Windgeschwindigkeiten liegen die Werte in beiden Stabilitätsklassen etwa auf gleichem Niveau. Bei neutraler Schichtung ist σ_w^2/u_*^2 oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 15 m/s etwa konstant und fällt erst oberhalb von 25 m/s sehr leicht ab. Dieses Verhalten stimmt gut mit dem Vorschlag von PANOFSKY und DUTTON (1984) überein, im stabilen Fall für σ_w^2/u_*^2 den gleichen Wert wie bei neutraler Schichtung anzunehmen.

Abb. 5.26 zeigt die Verhältnisse σ_u^2/u_*^2 , σ_v^2/u_*^2 und σ_w^2/u_*^2 als Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung in verschiedenen Höhen. Aufgrund der geringen Unterschiede und der „zappelnden“ Kurven ist für σ_u^2/u_*^2 und σ_v^2/u_*^2 keine stark ausgeprägte Höhenabhängigkeit erkennbar. Der von GRANT (1986) für einen größeren Höhenbereich – basierend auf Flugzeug-Einzelmessungen – berichtete Abfall von σ_u^2/u_*^2 und σ_v^2/u_*^2 mit zunehmender Höhe ist somit in der vorliegenden Untersuchung – vermutlich aufgrund des zu geringen

betrachteten Höhenintervalls – nicht klar ersichtlich. Lediglich σ_u^2/u_*^2 liegt in der unteren Messhöhe (40 m) über einen weiten Windgeschwindigkeitsbereich leicht oberhalb der Werte in den beiden anderen Höhen, die umeinander fluktuieren. Das laterale Verhältnis σ_v^2/u_*^2 ist oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 7 m/s in der oberen Messhöhe (80 m) etwas größer als in 60 und 40 m. Die absoluten Werte von σ_v^2/u_*^2 (3,5-4) liegen etwa 30-40% unterhalb der Werte von σ_u^2/u_*^2 (5,5-6,5).

Im Gegensatz zu den beiden horizontalen Verhältnissen zeigt σ_w^2/u_*^2 über den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich eine deutlichere Höhenabhängigkeit und nimmt mit zunehmender Höhe zu, was den Annahmen innerhalb der Prandtl-Schicht widerspricht (siehe Gl. (3.27)). Eine Erklärung für dieses Verhalten findet sich in Kap. 5.3.2.3. Die Werte in 80 m Höhe liegen dabei relativ deutlich über den Werten in 60 und 40 m. In allen drei Höhen nimmt σ_w^2/u_*^2 mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab.

Die absoluten Werte von σ_w^2/u_*^2 bei neutraler Schichtung und oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s in 40 und 60 m Höhe liegen etwas niedriger ($\sim 1,5$) als bzw. in 80 m Höhe in einem vergleichbaren Bereich ($\sim 1,7$) wie von MERRY und PANOFSKY (1976) nach Auswertung mehrerer früherer Studien für σ_w^2/u_*^2 bei neutraler Schichtung über See berichtet.

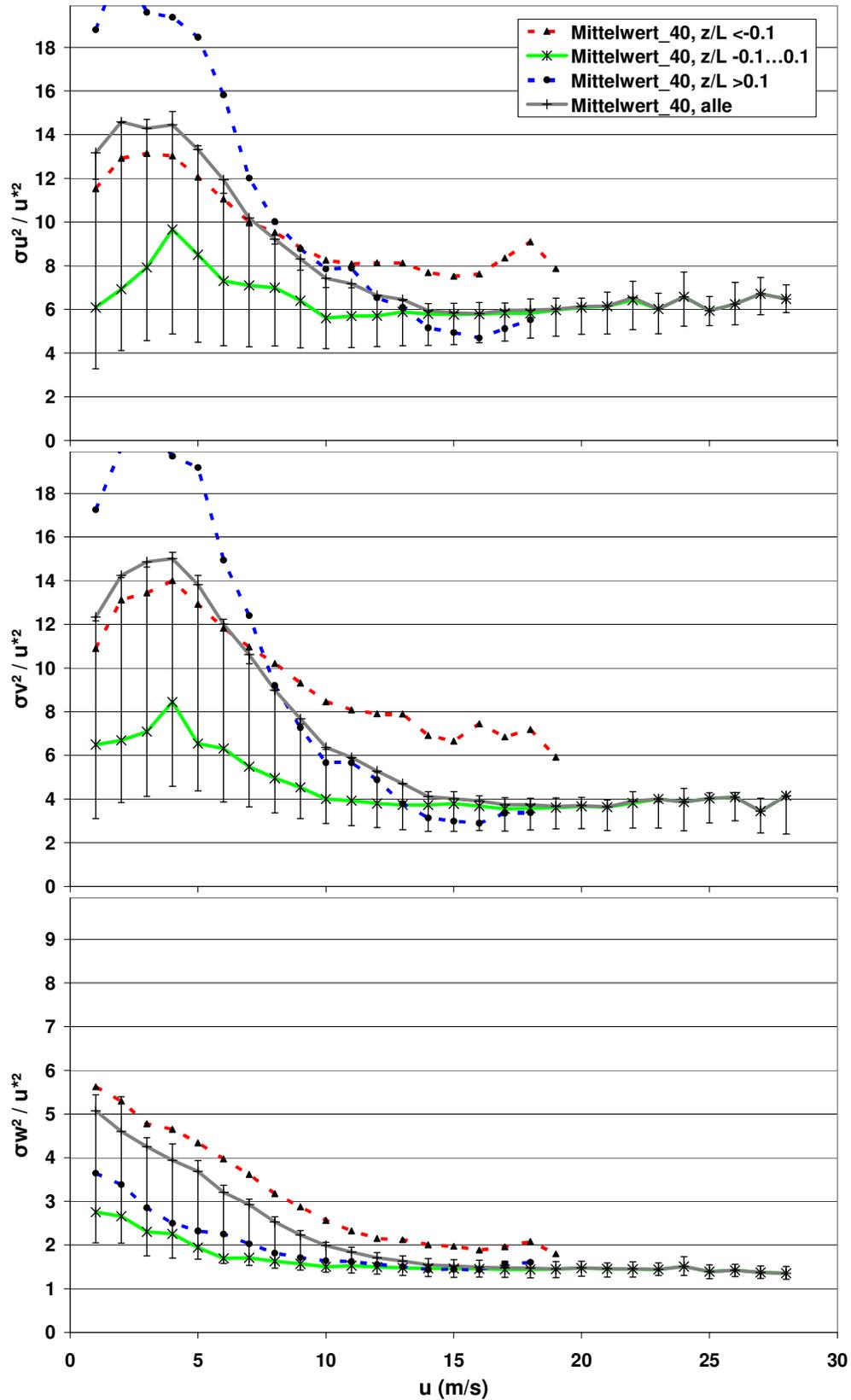


Abb. 5.25: σ_u^2/u_*^2 , σ_v^2/u_*^2 und σ_w^2/u_*^2 in Abhängigkeit von \bar{u} für verschiedene Stabilitätsklassen in 40 m Höhe. Der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil der Klasse „alle Werte“ ist als vertikale Linie dargestellt.

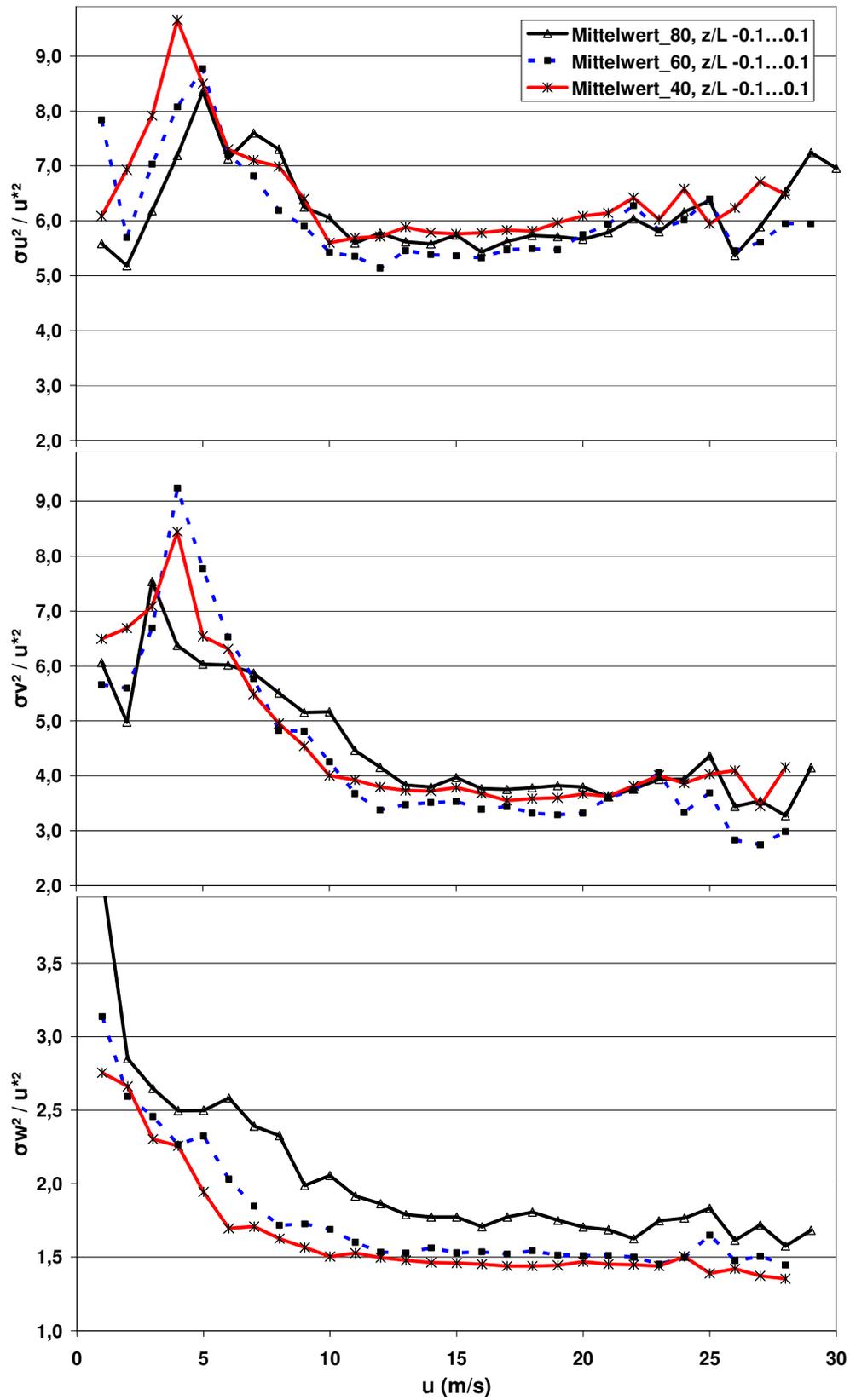


Fig. 5.26: σ_u^2/u_*^2 , σ_v^2/u_*^2 und σ_w^2/u_*^2 in Abhängigkeit von \bar{u} bei neutraler Schichtung in verschiedenen Höhen.

5.3.2.3 Abhängigkeit vom Wellenalter und der Grenzschichthöhe

Wie in den Ergebnissen in Kap. 5.3.2.2 gezeigt, treten bei niedrigen Windgeschwindigkeiten bei den normalisierten Standardabweichungen sehr große Streubreiten und teilweise unerwartete Verhalten – insbesondere das Vorkommen der höchsten Werte von σ_u^2/u_*^2 und σ_v^2/u_*^2 bei stabiler Schichtung – auf (Abb. 5.25). Da niedrige Windgeschwindigkeiten die Situationen darstellen, bei denen hohe Wellenalter am häufigsten auftreten, wird im folgenden Kapitel der Einfluss dieses Parameters untersucht.

Die Abhängigkeit von $\sigma_{u,v,w}^2/u_*^2$ vom Wellenalter wird beispielhaft für σ_u^2/u_*^2 aufgezeigt. Der höchste Wert von σ_u^2/u_*^2 tritt in Abb. 5.25 in der Windgeschwindigkeitsklasse 3,5-4,5 m/s auf. Für diese Windgeschwindigkeitsklasse wird in Abb. 5.27 die die Abhängigkeit von σ_u^2/u_*^2 vom Wellenalter für verschiedene Stabilitätszustände in 40 m Höhe aufgezeigt. In dieser niedrigen Windgeschwindigkeitsklasse treten 2/3 aller Werte bei instabiler Schichtung ($z/L < -0,1$) auf, die Regressionsgerade in Abb. 5.27 ist für die Werte dieser Stabilitätsklasse eingezeichnet. Es zeigt sich ein Anstieg von σ_u^2/u_*^2 mit zunehmendem Wellenalter, der auch in den beiden anderen Stabilitätsklassen auftritt (nicht als Regressionsgerade dargestellt). Ein Anstieg von $\sigma_{u,v,w}^2/u_*^2$ mit ansteigendem Wellenalter wird auch von DAVIDSON (1974) berichtet.

Abb. 5.27 gibt auch eine Erklärung dafür, warum bei niedrigen Windgeschwindigkeiten die Werte von σ_u^2/u_*^2 in Abb. 5.25 bei stabiler Schichtung größer sind als bei neutraler oder instabiler Schichtung: In diesen Klassen mit niedrigen Windgeschwindigkeiten liegen sehr viele 10-Minuten Intervalle mit instabiler Schichtung und niedrigen Wellenaltern und entsprechend geringen normalisierten Standardabweichungen der Windgeschwindigkeit. Die 10-Minuten Intervalle bei stabiler Schichtung treten dagegen in diesen „niedrigen“ Klassen wesentlich seltener auf bzw. sind gleichmäßiger über den gesamten Bereich der vorkommenden Wellenalter und normierten Standardabweichungen verteilt. Der Mittelwert bei instabiler Schichtung über alle Wellenalter (dies ist der Wert, der in Abb. 5.25 dargestellt wird) ist daher in diesen Windgeschwindigkeitsklassen wesentlich niedriger als bei stabiler Schichtung.

Nach DAVIDSON (1974) ist bei neutraler Schichtung die Wechselwirkung zwischen Wind und Wellen bei einem Wellenalter um 25 am geringsten. OOST (2002) nennt ein Wellenalter von 28 als Grenze zwischen windgetriebener See ($c_p/u_* < 28$) und wellengetriebenem Wind ($c_p/u_* > 28$).

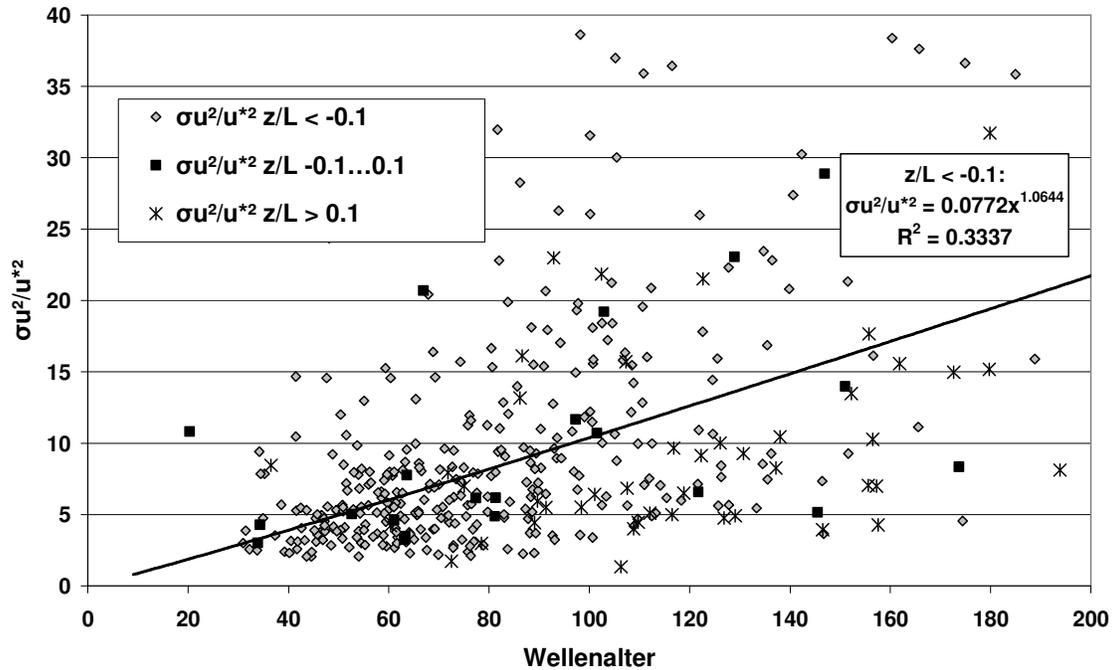


Abb. 5.27: Abhängigkeit von σ_u^2/u_*^2 vom Wellenalter in verschiedenen Stabilitätsklassen in 40 m Höhe (Juli bis Dezember 2005). Die Regressionsgerade ist für die Klasse $z/L < -0,1$ eingezeichnet.

Wie in der unteren Grafik von Abb. 5.26 gesehen, nimmt σ_w^2/u_*^2 bei neutraler Schichtung mit der Höhe zu, was den Annahmen innerhalb der Prandtl-Schicht widerspricht (siehe Gl. (3.27)). Dieses Verhalten von σ_w^2/u_*^2 wurde unter anderem auch von GRANT (1986), HÖGSTRÖM (1990) und HÖGSTRÖM et al. (2002) beschrieben. Nach HÖGSTRÖM et al. (2002) wird dieser Anstieg von σ_w^2/u_*^2 , der im Widerspruch zur Monin-Obukhov-Theorie steht, evtl. durch so genannte „inaktive Turbulenz“ verursacht. Das theoretische Konzept der inaktiven Turbulenz beschreibt die Erzeugung größerer Turbulenzelemente in starken Scherungszonen an der Obergrenze der atmosphärischen Grenzschicht, die dann in Richtung der oberflächennahen Schichten transportiert werden (SMEDMAN et al., 1994). Unter Annahme dieser „inaktiven Turbulenz“ sollte σ_w^2/u_*^2 von der Grenzschichthöhe h abhängen, die vermutlich proportional zu u_*f (mit dem Coriolis-Parameter f) ist. Abb. 5.28 zeigt σ_w^2/u_*^2 als Funktion von $\ln(z*f/u_*)$ bei neutraler Schichtung in den drei Höhen 40, 60 und 80 m. Es werden nur Fälle mit einer Windgeschwindigkeit oberhalb von 15 m/s dargestellt, da bei niedrigeren Windgeschwindigkeiten der verbleibende thermische Einfluss eine große Streubreite in den Daten verursacht. Zur besseren Visualisierung des Bereiches zwischen den 25. und 75. Perzentilen der drei Kurven wurde die Kurve der Messhöhe 40 m in der Abbildung um -0,02 Einheiten auf der x-Achse verschoben und die Kurve der Messhöhe 80 m um +0,02 Einheiten. Die Werte für die von HÖGSTRÖM (1990) vorgeschlagene Abhängigkeit (Gl. 3.31b) sind als schwarze Quadrate eingezeichnet. Die Streubreite nimmt in allen drei Höhen mit ansteigendem $\ln(z*f/u_*)$ zu. Mit abnehmender Höhe verschieben sich die Kurven von σ_w^2/u_*^2 hin zu kleineren (stärker negativen) Werten von $\ln(z*f/u_*)$. Aufgrund der starken Abhängigkeit von u_* von \bar{u} (Abb. 5.20 und 5.21) treten die höchsten Windgeschwindigkeiten auf der linken Seite der Kurven bzw. bei den niedrigsten Werten von $\ln(z*f/u_*)$ in Abb. 5.28 auf.

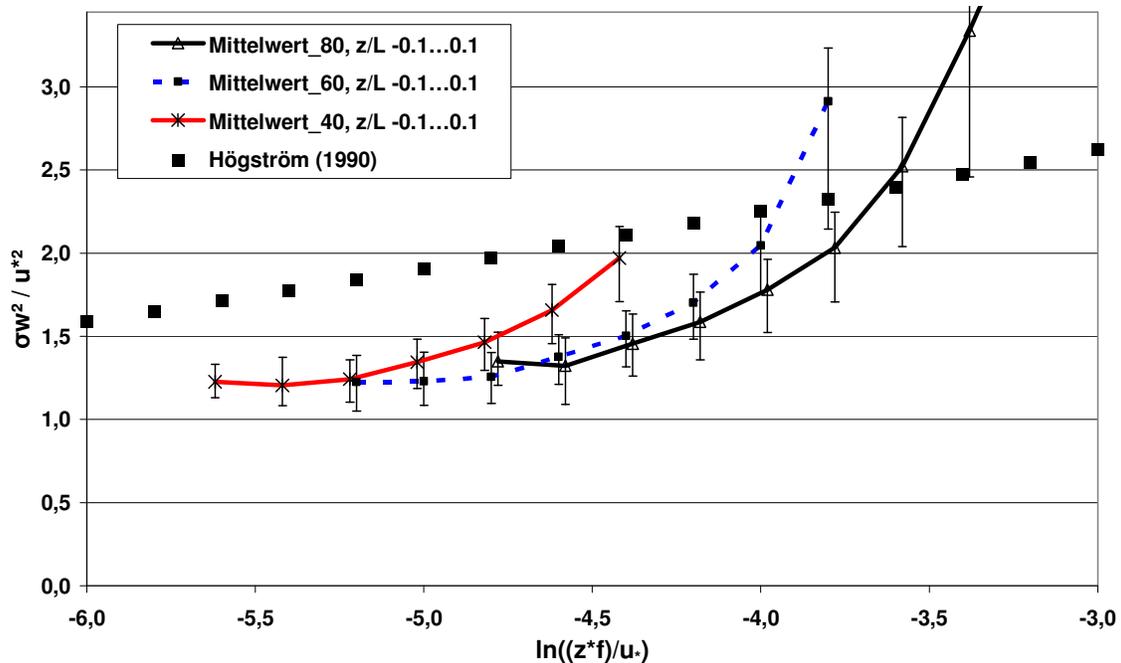


Abb. 5.28: σ_w^2/u_*^2 als Funktion von $\ln(z*f/u_*)$ bei neutraler Schichtung in drei verschiedenen Höhen. Windgeschwindigkeit > 15 m/s. Der Bereich zwischen 25. und 75. Perzentil der Klasse „alle Werte“ ist als vertikale Linie dargestellt. Die Quadrate kennzeichnen die von HÖGSTRÖM (1990) vorgeschlagenen Werte (Gl. 3.31b).

Betrachtet man nur die linken Abschnitte der Kurven in Abb. 5.28 (dies sind die $\ln(z*f/u_*)$ -Klassen, welche die höchsten Windgeschwindigkeiten sowie den Kumulationspunkt der σ_w^2/u_*^2 -Werte enthalten), ist die Steigung der σ_w^2/u_*^2 -Kurven vergleichbar zu der Steigung, die von HÖGSTRÖM (1990) angegeben wird. Die absoluten Werte liegen etwas niedriger. Die hohen Werte von σ_w^2/u_*^2 auf den rechten Abschnitten der Kurven in Abb. 5.28 werden durch kleine u_* -Werte verursacht (in der Größenordnung von nur etwa 50% der normalerweise für die dargestellten Windgeschwindigkeiten oberhalb von 15 m/s erwarteten Werte für u_*). Diese kleinen u_* -Werte führen einerseits zu großen σ_w^2/u_*^2 -Verhältnissen, andererseits zu großen $\ln(z*f/u_*)$ -Klassen. Diese Klassen mit stark ansteigendem σ_w^2/u_*^2 sind nur mit relativ wenigen Werten besetzt. Betrachtet man die synoptischen Bedingungen, bei denen diese kleinen u_* -Werte auftreten, zeigt sich, dass diese überwiegend durch südliche und östliche Windrichtungen (Winde von Land) sowie Situationen mit keiner oder nur geringer kurzweiliger Einstrahlung (Winter und/oder Nacht) charakterisiert sind. Möglicherweise werden über Land entstandene Inversionen und Low-Level-Jets über das Meer transportiert und verursachen niedrige u_* -Werte bei gleichzeitig hohem σ_w . Die Windgeschwindigkeiten in diesen Situationen liegen zwischen 15 m/s (dies ist die gewählte Untergrenze in Abb. 5.28) und 17,5 m/s, welches eine beim Entstehen von Low-Level-Jets typische Windgeschwindigkeit in 40 m Höhe ist.

5.3.2.4 Unterscheidung zwischen Prandtl- und Ekman-Schicht

Berechnet man anstelle der Standardabweichung der beiden einzelnen horizontalen Komponenten die Standardabweichung der mittleren horizontalen Windkomponente

($\sigma_{uv}^2 = \sigma(\sqrt{u'^2 + v'^2})$) und deren Verhältnis zu u_* und definiert einen weiter gefassten Bereich

für die Einteilung „neutrale Schichtung“ ($-0,2 < z/L < 0,2$), ergibt sich eine Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit wie in Abb. 5.29 für verschiedenen Höhen dargestellt. Das Maximum bei Windgeschwindigkeiten um 4 m/s ist vergleichbar mit dem Maximum der beiden einzelnen horizontalen Windkomponenten σ_u^2/u_*^2 und σ_v^2/u_*^2 (Abb. 5.26). Vergleichbar zu σ_u^2/u_*^2 liegt σ_{uv}^2/u_*^2 zwischen einer Windgeschwindigkeit von 10 und 20 m/s bei Werten zwischen 5 und 6. Oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s überschreitet σ_{uv}^2/u_*^2 den Wert 6 und bleibt mit weiter zunehmender Windgeschwindigkeit annähernd konstant. In 60 m Höhe liegt diese Schwelle bei 22 m/s, in 80 m Höhe bei 25 m/s Windgeschwindigkeit. Vergleicht man dieses Verhalten mit den von GRANT (1986) gemessenen Profilen von σ_u^2/u_*^2 , die eine Abnahme dieser Variable in der Grenzschicht oberhalb der Prandtl-Schicht zeigen (zwischen 4 und 5 für z/z_i -Verhältnisse zwischen 0,1 und 0,2), führt dies zu der Vermutung, dass die Bereiche hoher Windgeschwindigkeiten in Abb. 5.29, mit konstanten σ_{uv}^2/u_*^2 -Werten um 6, Messungen in der Prandtl-Schicht repräsentieren. Bei niedrigeren Windgeschwindigkeiten mit σ_{uv}^2/u_*^2 -Werten unterhalb von 6 liegen die Messungen in den drei Höhen 40, 60 und 80 m über der durch eine sehr geringe Rauigkeit gekennzeichneten Meeresoberfläche bereits oberhalb der Prandtl-Schicht in der Ekman-Schicht. Die Obergrenze der Prandtl-Schicht liegt bei diesen Bedingungen also unterhalb der untersten Messhöhe. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit und Oberflächenrauigkeit steigt die Obergrenze der Prandtl-Schicht demnach an und erreicht eine Höhe von 40 m bei etwa 20 m/s, eine Höhe von 60 m bei etwa 22 m/s und eine Höhe von 80 m bei etwa 25 m/s Windgeschwindigkeit.

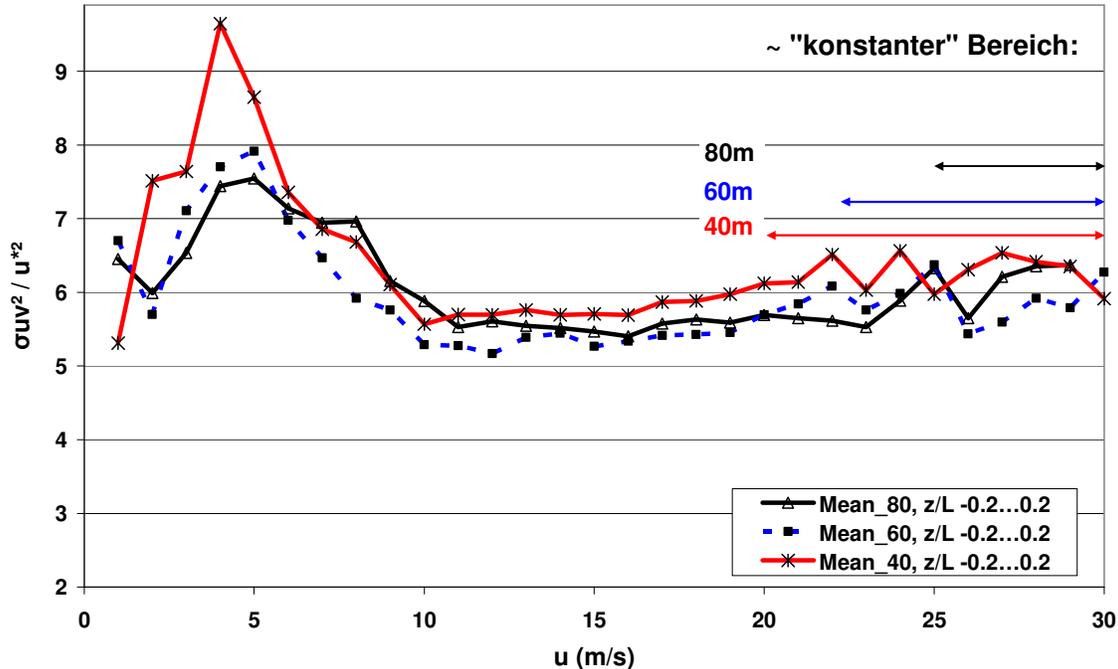


Abb. 5.29: σ_{uv}^2/u_*^2 als Funktion von \bar{u} bei neutraler Schichtung in verschiedenen Höhen.

Bei Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 20 m/s, wenn alle drei Messhöhen vermutlich bereits in der Ekman-Schicht liegen, ist mit abnehmender Windgeschwindigkeit ein leichter Abfall von σ_{uv}^2/u_*^2 von etwa 5,8 auf etwa 5,3 zu beobachten. Im Vergleich mit den Profilen

von GRANT (1986) deutet dies auf eine Abnahme der Mächtigkeit der Grenzschicht mit abnehmender Windgeschwindigkeit hin. Unterhalb einer Windgeschwindigkeit von etwa 10 m/s steigt der Einfluss thermisch erzeugter Turbulenz und des Wellenalters, so das σ_w^2/u_*^2 nicht mehr auf diese einfache Weise zu interpretieren ist.

5.3.3 Räumliche Struktur der Turbulenz

5.3.3.1 Turbulente Längenskalen

Die turbulenten Längenskalen $A_{u,v,w}$ können eine Vorstellung von der räumlichen Ausdehnung von Turbulenzelementen in horizontaler Richtung liefern. Das Auftreten der turbulenten Längenskalen ist hoch variabel und kaum direkt mit einem oder zwei meteorologischen Standardparametern (z. B. der Windgeschwindigkeit oder der atmosphärischen Stabilität) zu korrelieren. Eine Beschreibung der turbulenten Längenskalen kann unter anderem über die Häufigkeitsverteilung ihres Auftretens erfolgen.

Abb. 5.30 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Längenskala A_u der u -Komponente der Windgeschwindigkeit in den drei Messhöhen 80, 60 und 40 m im Jahr 2005. Es zeigt sich eine Höhenabhängigkeit von A_u : Die Längenskala wird mit zunehmender Höhe größer. Stellt man sich Turbulenzelemente näherungsweise als in den drei Raumrichtungen homogene Strukturen vor, kann die in der unteren Messhöhe 40 m gemessene Längenskala auch in horizontaler Richtung nicht so groß werden wie in den oberen Messhöhen, da die Ausdehnung in vertikaler Richtung nach unten begrenzt ist. Die gefundene Zunahme der Längenskala der u -Komponente mit der Höhe entspricht nahezu exakt dem Vorschlag von SCHROERS et al. (1990), deren absolute Werte jedoch leicht höher liegen:

$$\Lambda_u(z) = 112,3z^{0,27} \quad (5.1)$$

In der longitudinalen Windrichtung ist die Längenskala (A_u) am größten, in lateraler Richtung (A_v) beträgt sie etwa 90 % von A_u und in vertikaler Richtung (A_w) nur etwa 13 % (siehe Tab. 5.5).

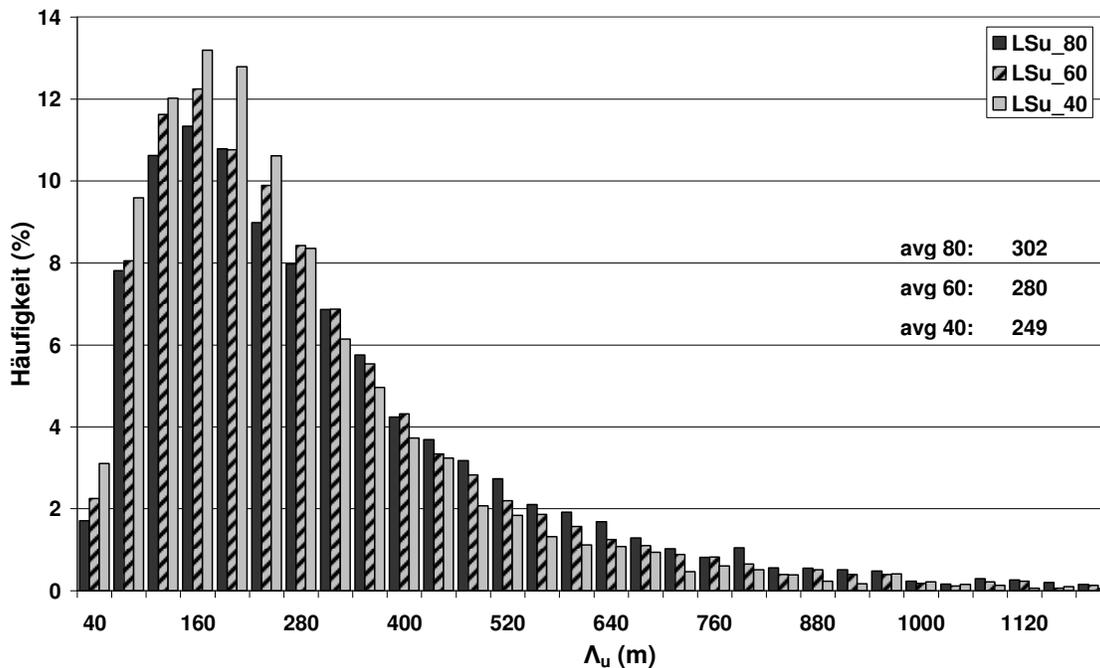


Abb. 5.30: Häufigkeitsverteilung der turbulenten Längenskala Λ_u der u -Komponente der Windgeschwindigkeit in den Höhen 80, 60 und 40 m im Jahr 2005.

5.3.3.2 Vorwärtsneigung der Turbulenzelemente

Aufgrund der reibungsbedingten Geschwindigkeitsabnahme zur Oberfläche hin sollten Böen bzw. Turbulenzelemente (in Windrichtung betrachtet) typischerweise eine Vorwärtsneigung aufweisen. Die Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung ($^\circ$) ist in Abb. 5.31 für die Höhen 80 und 60 m (obere Grafik) bzw. 60 und 40 m (untere Grafik) dargestellt. Positive Neigungswinkel bedeuten eine Vorwärtsneigung, negative eine Rückwärtsneigung der Turbulenzelemente. Die „Lücken“ im Bereich des Neigungswinkels um 0° sind systematisch bedingt, da die zur Bestimmung des Neigungswinkels erforderliche Zeitverschiebung nur mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Hz bestimmt werden kann. Würde man diesen Effekt nachträglich korrigieren, lägen die „fehlerhaften“ Säulen vom Wert her in der Mitte zwischen den links und rechts von ihnen gelegenen Säulen. Es zeigt sich, dass der Neigungswinkel zwischen beiden betrachteten Höhenintervallen im Mittel positiv ist. Es tritt also in der Mehrzahl der Fälle die erwartete Vorwärtsneigung auf. Der mittlere Neigungswinkel ist im Intervall 60 – 40 m größer als im Intervall 80 – 60 m. Dies ist plausibel, da die reibungsbedingte Abnahme der Windgeschwindigkeit nach unten hin größer wird. Betrachtet man die Häufigkeitsverteilung des Neigungswinkels für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen, zeigt sich, dass die Vorwärtsneigung mit zunehmender Windgeschwindigkeit zunimmt. Abb. 5.32 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 60 und 40 m in verschiedenen Windgeschwindigkeitsklassen (Windgeschwindigkeit in 60 m Höhe) im Jahr 2005. Die Grafik links oben zeigt die Klasse 5-10 m/s, die Grafik rechts oben die Klasse 10-15 m/s, die Grafik links unten die Klasse 15-20 m/s und die Grafik rechts unten die Klasse > 20 m/s. Bei hohen Windgeschwindigkeiten oberhalb von 15 m/s treten fast nur noch positive Neigungswinkel, also vorwärts geneigte Turbulenzelemente auf.

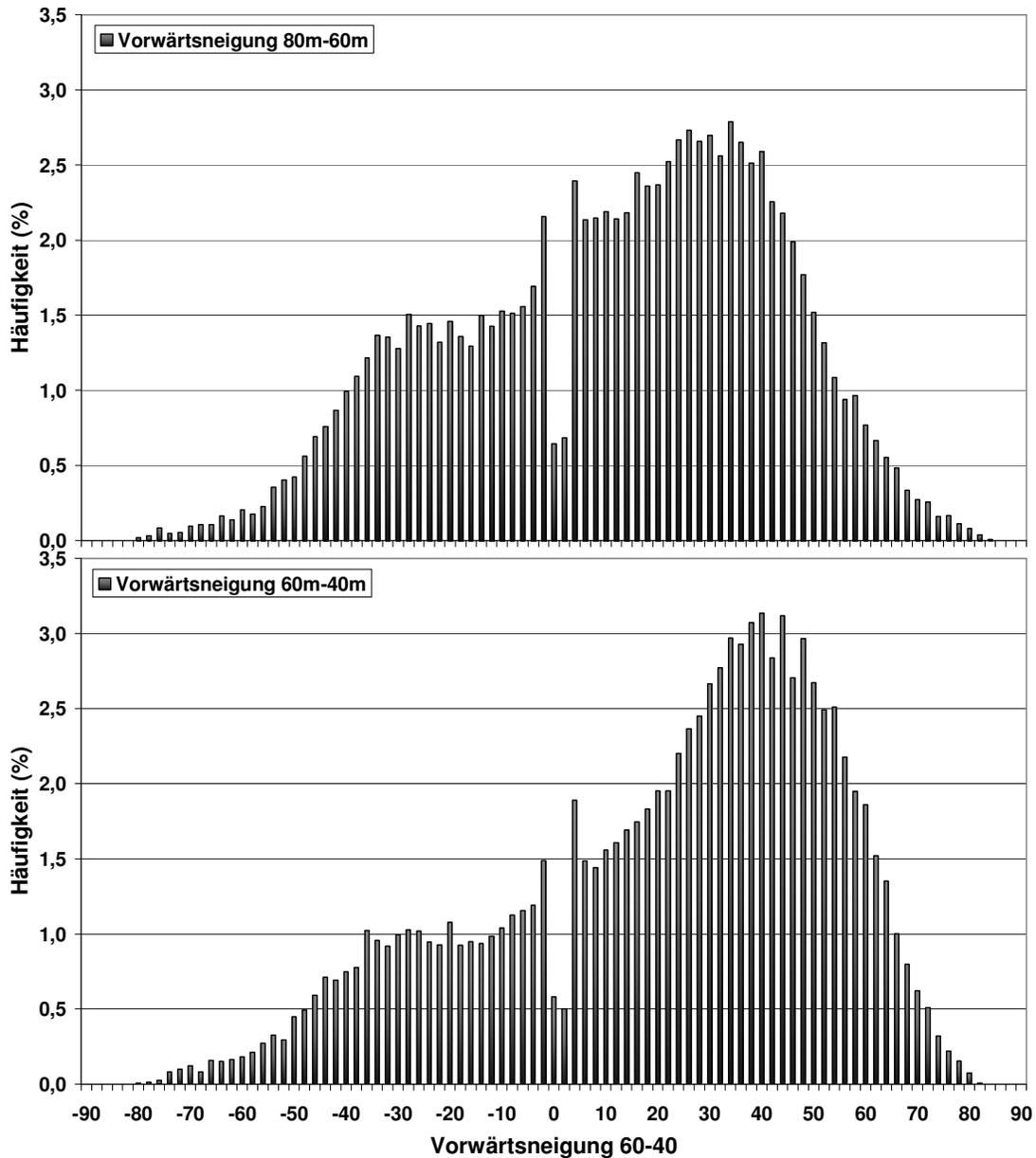


Abb. 5.31: Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 80 und 60 m (oben) bzw. 60 und 40 m (unten) im Jahr 2005.

Die Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 60 und 40 m für verschiedene Stabilitätsklassen (z/L in 60 m Höhe) im Jahr 2005 ist in Abb. 5.33 dargestellt. Bei instabiler Schichtung ist der Mittelwert des Neigungswinkels mit $12,7^\circ$ aufgrund der guten Durchmischung am geringsten. Bei stabiler Schichtung liegt er mit $20,2^\circ$ höher, es treten aber häufiger Situationen mit stark negativem Neigungswinkel auf. Bei neutraler Schichtung ist der Mittelwert des Neigungswinkels mit $26,3^\circ$ am größten, da in dieser Klasse die höchsten Windgeschwindigkeiten auftreten.

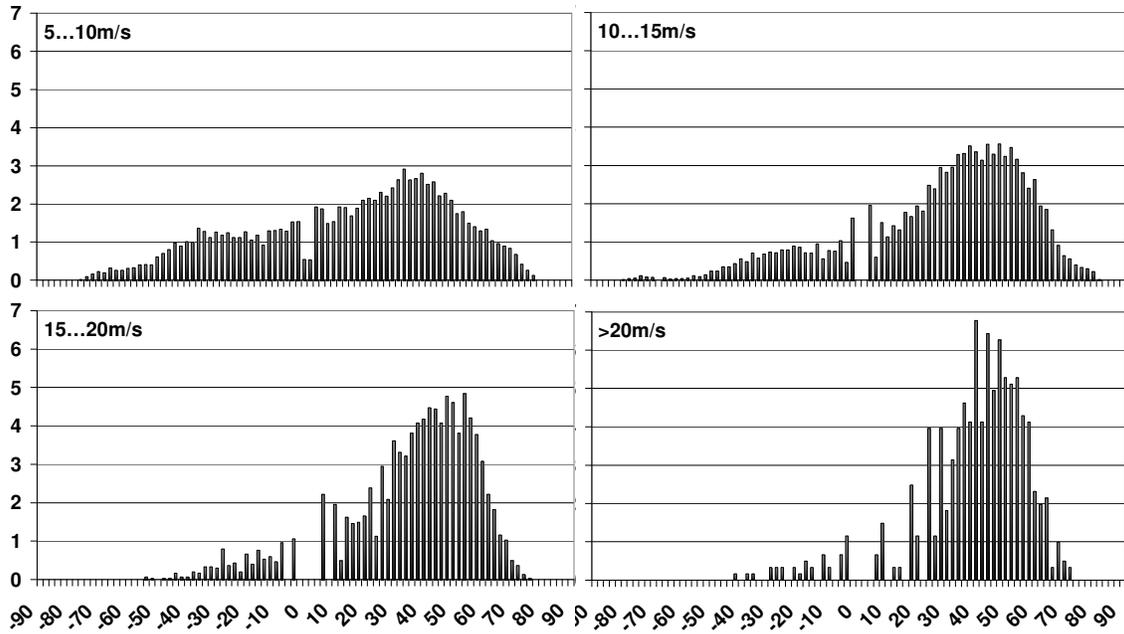


Abb.5.32: Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 60 und 40 m in verschiedenen Windgeschwindigkeitsklassen (u_{60}) im Jahr 2005.

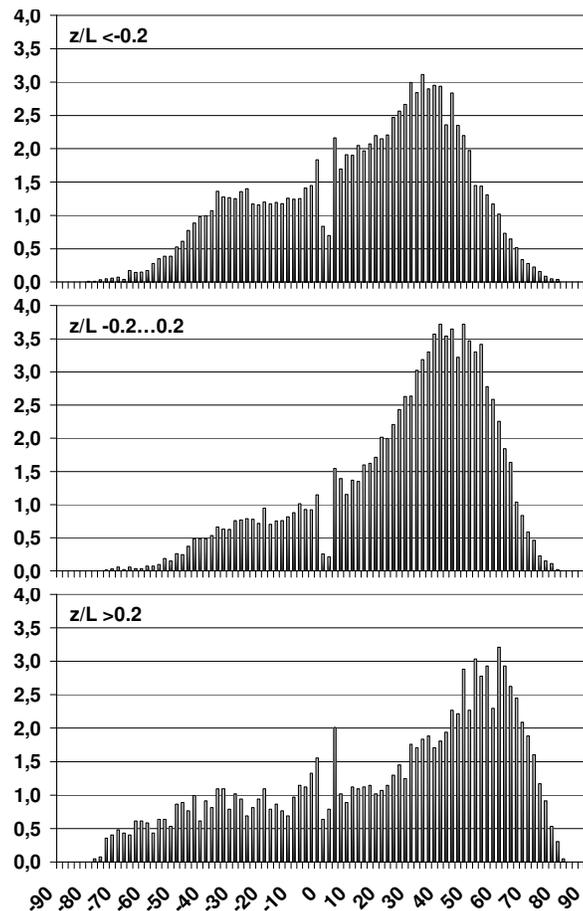


Abb. 5.33: Häufigkeitsverteilung der Vorwärtsneigung von Turbulenzelementen zwischen den Höhen 60 und 40 m für verschiedene Stabilitätsklassen (z/L_{60}) im Jahr 2005.

Die maximal auftretende Korrelation zwischen zwei Zeitreihen der Windgeschwindigkeit in zwei verschiedenen Höhen hängt unter anderem von der atmosphärischen Schichtung ab. Abb. 5.34 zeigt die Abhängigkeit der maximalen Korrelation (Bestimmtheitsmaß R^2) zwischen den Zeitreihen (10-Minuten Intervalle) der Messhöhen 80 und 60 m vom Stabilitätsparameter z/L_{80} . Mit zunehmend stabiler Schichtung nimmt die maximal auftretende Korrelation ab, da die stabile Schichtung die beiden Schichten voneinander „trennt“. Bei instabiler Schichtung mit der damit verbundenen guten Durchmischung können sich dagegen hohe Korrelationen zwischen den beiden Schichten ausbilden.

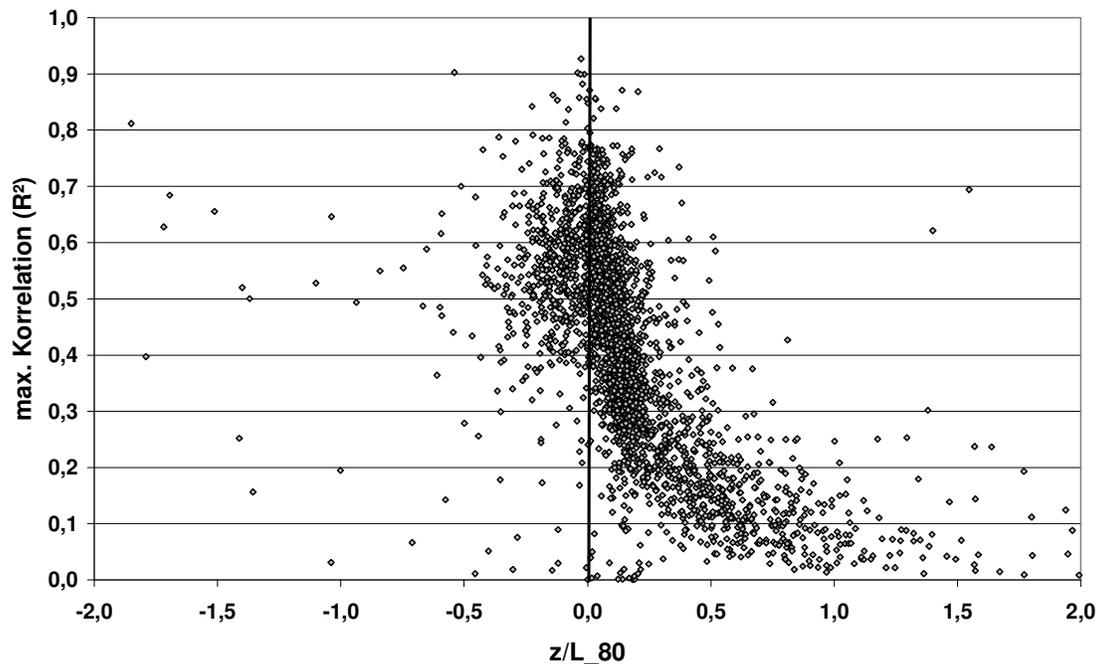


Abb. 5.34: Abhängigkeit der maximalen Korrelation zwischen den Zeitreihen der Messhöhen 80 und 60 m vom Stabilitätsparameter z/L_{80} . Dargestellt sind nur Fälle mit einer Windgeschwindigkeit über 15 m/s. Die vertikale Linie markiert $z/L = 0$.

5.3.3.3 Spektralanalyse

Um die Verteilung der Energieanteile der verschiedenen Turbulenzelement-Größen an der gesamten Energie zu bestimmen, wurden Spektralanalysen der drei Windkomponenten u , v und w durchgeführt. Eine wichtige Größe ist dabei die Frequenz, bei der das spektrale Maximum auftritt, da die Lage dieses Maximums einen Hinweis auf die Größe von Turbulenzelementen mit dem größten Energieinhalt liefert. Abb. 5.35 zeigt die normierten Energiedichte-Spektren $fS_{u,v,w}(f)/\sigma^2$ der drei Windkomponenten u (longitudinal, obere Zeile der Abbildung), v (lateral, mittlere Zeile) und w (vertikal, untere Reihe) in 80 m Höhe. In der linken Spalte sind die Spektren bei stark instabiler Schichtung ($z/L < -1$), in der mittleren Spalte bei neutraler Schichtung ($-0,1 < z/L < 0,1$) und in der rechten Spalte bei stark stabiler Schichtung ($z/L > 1$) abgebildet. Es wurden für die Darstellung der stabilen und instabilen Situationen hohe Schwellen von z/L (1 bzw. -1) verwendet, um die Unterschiede zwischen den einzelnen Stabilitätszuständen deutlich zu machen. Die x-Achse jedes abgebildeten Spektrums reicht von 10^{-3} bis 10^2 Hz, die y-Achse von 10^{-4} bis 10^1 . Die gezeigten Spektren repräsentieren alle einen Windgeschwindigkeitsbereich von 5-10 m/s. Normierte Energiedichtespektren für andere Windgeschwindigkeitsbereiche zeigten keine signifikanten

Abweichungen. Die deutlichste Abhängigkeit von der atmosphärischen Stabilität zeigt sich in den Spektren der w -Komponente: Das Maximum des Spektrums liegt bei instabiler Schichtung im Vergleich zu stabiler Schichtung bei niedrigeren Frequenzen. Zur Beschreibung der Spektren wurden angepasste Kurven eingezeichnet (abgewandelt nach KAIMAL et al. (1972), die mit u_*^2 anstelle von σ^2 normieren):

$$fS_{u,v,w}(f)/\sigma^2 = P_1 * f / (1 + P_2 * f)^{(5/3)} \quad (5.2)$$

mit P_1 und P_2 als anzupassende Koeffizienten. Die Werte von P_1 und P_2 für die in Abb. 5.35 gezeigten Spektren sind in Tab. 5.3 aufgeführt. P_2 verschiebt die Kurven (mit zunehmendem Wert) nach links unten bzw. (mit abnehmendem Wert) rechts oben, P_1 verschiebt die Kurven (mit abnehmendem Wert) nach unten bzw. (mit zunehmendem Wert) nach oben.

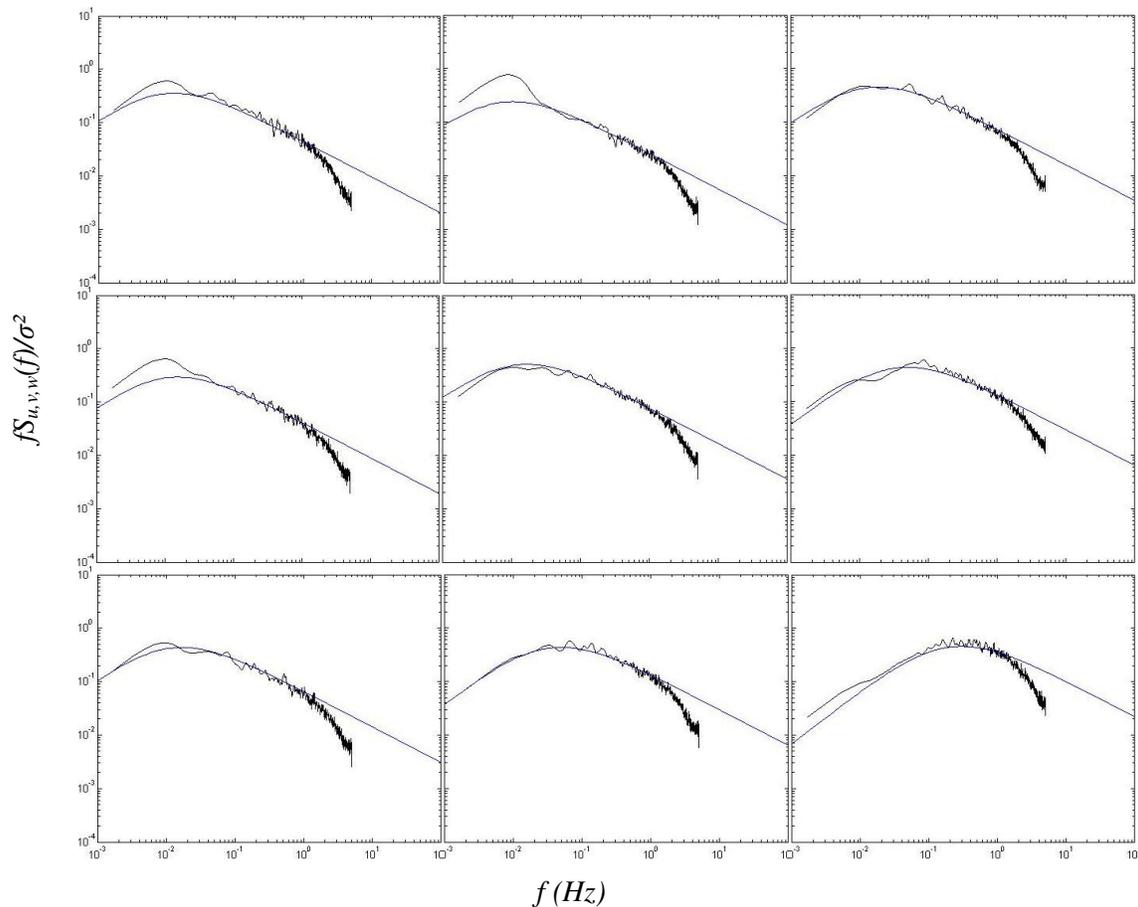


Abb. 5.35: Normierte Energiedichte-Spektren $fS_{u,v,w}(f)/\sigma^2$ der drei Windkomponenten u (longitudinal, obere Zeile der Abbildung), v (lateral, mittlere Zeile) und w (vertikal, untere Reihe) für Windgeschwindigkeiten zwischen 5-10 m/s in 80 m Höhe. In der linken Spalte sind die Spektren bei stark instabiler Schichtung ($z/L < -1$), in der mittleren Spalte bei neutraler Schichtung ($-0,1 < z/L < 0,1$) und in der rechten Spalte bei stark stabiler Schichtung ($z/L > 1$) abgebildet. Die x -Achse jedes abgebildeten Spektrums reicht von 10^{-3} bis 10^2 Hz, die y -Achse von 10^{-4} bis 10^1 . Die Faktoren der angepassten Kurve sind in Tab. 5.3 aufgeführt.

Die auffälligen Abweichungen nach oben auf der linken Seite des Spektrums bei neutraler und vor allem bei instabiler Schichtung in der u - und v -Komponente ähnelt stark den von

SMEDMAN et al. (2003a) gezeigten Spektren für Swell-Bedingungen (wellengetriebener Wind) bei hohen Wellenaltern. Das Wellenalter beträgt für den gezeigten neutralen Fall (mittlere Spalte in Abb. 5.35) 50,3 und für den stark instabilen Fall (linke Spalte in Abb. 5.35) 58,9. In beiden hier geigten Fällen liegen demnach nach der Definition z. B. von OOST et al. (2002) Swell-Bedingungen vor.

Tab. 5.3: Werte der angepassten Koeffizienten $P1$ und $P2$ aus Abb. 5.35.

	$z/L < -1$		$-0,1 < z/L < 0,1$		$z/L > 1$	
	P1	P2	P1	P2	P1	P2
<i>U</i>	130	120	110	150	110	80
<i>V</i>	90	100	140	190	40	30
<i>w</i>	120	90	40	30	7	5

Sind das Maximum des Spektrums, die dazugehörige Frequenz f und die mittlere Windgeschwindigkeit \bar{u} bekannt, lässt sich – unter Annahme der Taylor’schen Hypothese der eingefrorenen Turbulenz – die Längenskala am Maximum des Spektrums (dies entspricht der typischen Ausdehnung der energiereichsten Turbulenzelemente) Λ_{Smax} berechnen:

$$\Lambda_{Smax} = \frac{1}{f} \bar{u} \quad (5.3)$$

Die Werte von Λ_{Smax} sind in Tab. 5.4 für die u -, v - und w -Komponente für verschiedene Stabilitätsklassen aufgeführt. Erwartungsgemäß ist Λ_{Smax} für die w -Komponente am kleinsten und am größten für die u -Komponente. Bei instabiler Schichtung ist der Unterschied zwischen den einzelnen Windkomponenten aufgrund der guten Durchmischung und der nahezu isotropen Turbulenz am geringsten. Die vertikale Komponente zeigt die stärkste Abhängigkeit von der atmosphärischen Schichtung und einen deutlichen Rückgang von Λ_{Smax} mit zunehmend stabiler Schichtung, da die Dämpfung der Turbulenz bei stabiler Schichtung sich in erster Linie auf die vertikalen Anteile auswirkt. Der in der u -Komponente deutlich (und auch leicht in der v -Komponente) erhöhte Wert von Λ_{Smax} bei neutraler Schichtung kann teilweise dadurch erklärt werden, dass bei instabiler Schichtung der verstärkte Vertikaltransport größere Strukturen in horizontaler Richtung „zerstört“, während bei stabiler Schichtung die Dämpfung in vertikaler Richtung die dreidimensionalen Turbulenzelemente auch in ihrer horizontalen Ausdehnung einschränkt. Es muss außerdem beachtet werden, dass es sich bei den gezeigten Spektren und entsprechend bei den aus ihnen abgeleiteten Längenskalen um ausgewählte Einzelsituationen handelt (jeweils auf 1-Stunden Datenlänge basierend) und nicht um Mittelwerte über einen längeren Zeitraum.

Tab. 5.4: Längenskala in 80 m Höhe am Maximum des Spektrums. Die Situationen entsprechen Abb. 5.35 bzw. Tab. 5.3.

	$z/L < -1$	$-0,1 < z/L < 0,1$	$z/L > 1$
	$\Lambda_{Smax} (m)$	$\Lambda_{Smax} (m)$	$\Lambda_{Smax} (m)$
<i>u</i>	290	485	292
<i>v</i>	252	286	223
<i>w</i>	223	97	15

Die aus der Autokorrelationsfunktion berechneten turbulenten Längenskalen (Kap. 5.3.3.1) liegen in einem ähnlichen Größenordnungsbereich wie die Längenskalen am Maximum des Spektrums. Tab. 5.5 zeigt die turbulenten Längenskalen in 80 m Höhe aus den Autokorrelationsfunktionen. Im Gegensatz zu den Längenskalen am Maximum des Spektrums (Tab. 5.4) sind hier Mittelwerte für das Jahr 2005 unabhängig von der atmosphärischen Schichtung dargestellt.

Tab. 5.5: Turbulente Längenskalen in 80 m Höhe (Mittelwerte über alle Stabilitätsklassen im Jahr 2005) aus den Autokorrelationsfunktionen.

	$L (m)$
u	302
v	273
w	41

Fasst man die Ergebnisse aus Kap. 5.3 kurz zusammen, ergibt sich für die geometrische Struktur der Turbulenzelemente in der marinen atmosphärischen Grenzschicht folgendes Bild: Die Wirbel scheinen langgestreckt in der Horizontalen zu sein (mit einer etwas größeren Ausdehnung in longitudinaler Richtung) und abgeflacht in der Vertikalen. Die vertikale Ausdehnung hängt dabei stark von der atmosphärischen Schichtung ab: Mit zunehmend stabiler Schichtung werden die Turbulenzelemente flacher. Die Wirbelelemente weisen neben der angesprochenen geometrischen Struktur eine im Mittel in Windrichtung vorwärts gerichtete Neigung auf. Die Stärke der Neigung hängt neben der atmosphärischen Schichtung vor allem von der Windgeschwindigkeit (und der von ihr abhängigen Oberflächenrauigkeit) ab.

5.4 Extremwertextrapolationen

Im Folgenden sind die Extremwertextrapolationen für die mittlere Windgeschwindigkeit (10-Minuten Mittelwert, Abb. 5.36) und die maximale Böengeschwindigkeit (1-Sekunden Bö, Abb. 5.37) jeweils für die Messhöhe 90 m aufgeführt. Diese Auswertungen beruhen wie die im Kap. 5.2 dargestellten Auswertungen auf den 10-Minuten Mittelwerten. Abb. 5.36 zeigt die Extrapolation des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe auf Basis des Zeitraums September 2003 bis August 2007. Die horizontalen Linien kennzeichnen die Schwellen für das 1-Monats Ereignis sowie die 1-Jahres, 5-Jahres und 50-Jahres Ereignisse. Während sich die Häufigkeitsverteilung aller Werte der Windgeschwindigkeit sehr gut durch eine Weibull- bzw. Rayleighverteilung beschreiben lässt, folgt die Verteilung der hohen Windgeschwindigkeiten (also der extremen Werte) oberhalb von 18-20m/s, die weniger als 5 % der Gesamthäufigkeit ausmachen, eher der Gumbel'schen Extremwertverteilung. Für die Extrapolation der Extremwerte werden daher nur die Klassen der hohen Windgeschwindigkeiten benutzt. Die durchgezogene rote Linie ist die mittlere Extrapolationsgerade, die gestrichelten Linien umfassen den oberen bzw. unteren Grenzwert der Extrapolation (alle Punkte der Verteilung liegen innerhalb der gestrichelten Linien). Der extrapolierte 50-Jahres Wert beträgt 42,4 m/s.

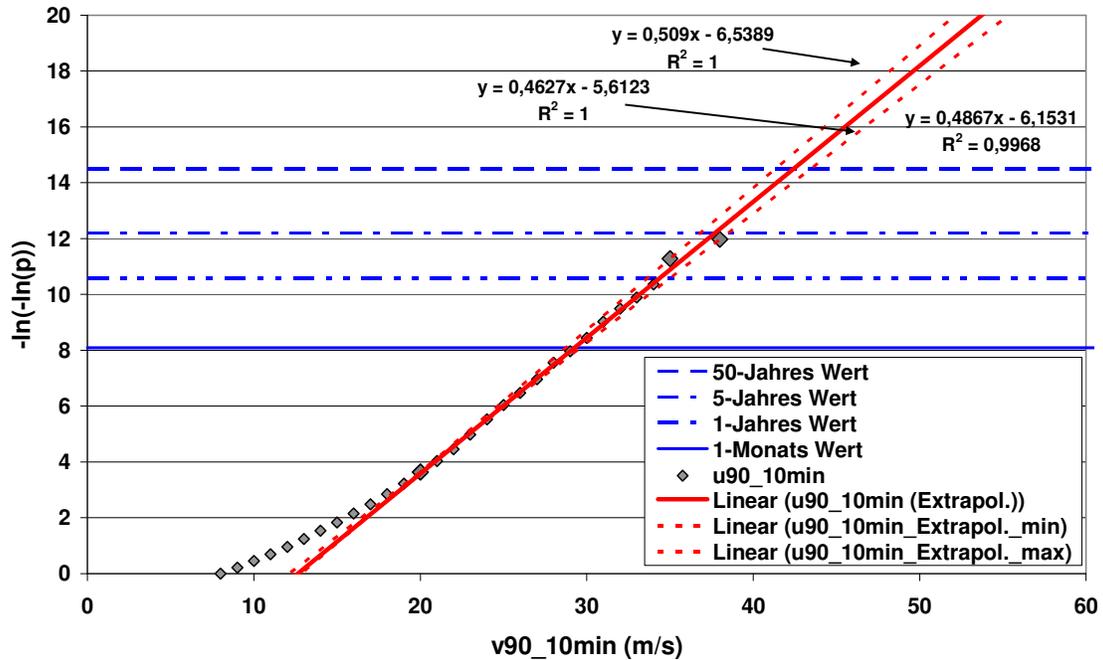


Abb. 5.36: Extrapolation verschiedener Extremereignisse des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe auf Basis des Zeitraums September 2003 bis August 2007.

Die Extrapolation der 1-Sekunden Bö wird in der gleichen Darstellungsweise wie Abb. 5.36 in Abb. 5.37 gezeigt. Der extrapolierte 50-Jahres Wert beträgt 52,1 m/s. Extremwertextrapolationen wurden neben dem 10-Minuten Mittel und der 1-Sekunden Bö unter anderem auch für die Differenz der maximalen und minimalen 1-Sekunden Bö in einem 10-Minuten Intervall, für die Differenz der mittleren Windgeschwindigkeiten in aufeinander folgenden 10-Minuten Intervallen und für die Differenz der quadrierten (maßgeblich für die Windlast auf eine Windkraftanlage) bzw. kubierten (relevant für die Energie, die im Wind enthalten ist bzw. aus diesem gewonnen werden kann) mittleren Windgeschwindigkeiten in aufeinander folgenden 10-Minuten Intervallen ausgeführt. Diese hier nicht explizit dargestellten Extrapolationen ergeben im Gumbel-Diagramm keine Geraden wie bei der Darstellung der mittleren Windgeschwindigkeit und der maximalen Bö. Es kann somit mit dem hier benutzten Verfahren keine Abschätzung der Extremwerte vorgenommen werden.

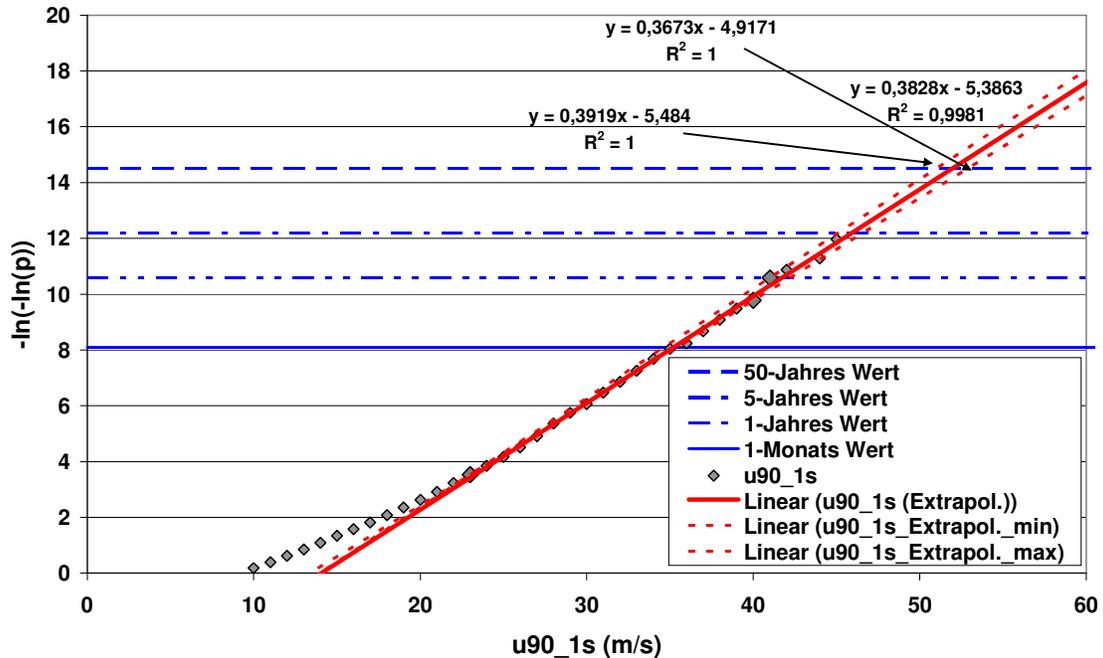


Abb. 5.37: Extrapolation verschiedener Extremereignisse der 1-Sekunden Bö der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe auf Basis des Zeitraums September 2003 bis August 2007.

Die auf einer Basis von vier Jahren Daten extrapolierten 50-Jahres Werte der 10-Minuten Mittels und 1- bzw. 3-Sekunden Bö der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe liegen – unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Messhöhen – in einem ähnlichen Bereich wie z. B. WEISSE et al. (2003) für diesen Bereich der Deutschen Nordsee prognostiziert. Die in der vorliegenden Arbeit für die Extremwertextrapolationen (auf Basis einer verhältnismäßig kurzen Zeitreihe) verwendete modifizierte Gumbel-Methode mit kumulierten Summenhäufigkeiten führt innerhalb der statistischen Unsicherheit zu den gleichen Ergebnissen wie die „Independent Storms“ Methode, die auf Basis einer langzeitkorrelierten 14-jährigen Datenreihe für die mittlere Windgeschwindigkeit und die 3-Sekunden Bö durchgeführt wurde (s. Kap. 6.3.1).

Weitere Ergebnisse zu Extremwertextrapolationen, unter anderem Höhenprofile des extrapolierten 50-Jahres Wertes der Windgeschwindigkeit, finden sich in Kap. 6.3.1.

6. Vergleich der FINO-Messdaten mit den IEC-Normen 61400

Die vorliegende Arbeit wurde innerhalb des vom BMU finanzierten Verbundprojektes OWID (Offshore Wind Design Parameter) angefertigt. Ein Ziel innerhalb von OWID war eine Überprüfung und Validierung der bestehenden Normen für den Bau von Windkraftanlagen.

Im folgenden Kapitel wird anhand der Messdaten von der FINO1-Plattform ein Vergleich zu den Vorgaben der Normen IEC 61400-1, Ed.3 („Wind turbines - Part 1: Design requirements“) und IEC 61400-3, Ed.1 („Wind turbines - Part 3: Design requirements for offshore wind turbines“) angestellt. Die IEC-Norm 61400-1 ist ursprünglich eine Norm für Windkraftanlagen an Land, einige Vorgaben aus dieser Norm werden jedoch für die Offshore-Norm IEC 61400-3 übernommen.

Die beiden o. g. Normen definieren Mindeststandards für die äußeren Bedingungen (unter anderem mittlere Wind- und Turbulenzverhältnisse, Extremwerte und spezielle Lastfälle), denen eine Windkraftanlage innerhalb ihres veranschlagten Lebenszyklus (mindestens 20 Jahre nach IEC 61400-1) standhalten muss und die deshalb bei der Planung und dem Bau einer Windkraftanlage berücksichtigt werden müssen.

Die Reihenfolge und Bezeichnung der aufgeführten Punkte innerhalb des folgenden Kapitels richtet sich in erster Linie nach der Gliederung der IEC-Normen. Die englischen Fachausdrücke der Norm werden in diesem Kapitel unverändert übernommen, um eine eindeutige Zuordnung zu gewährleisten. Die ursprünglichen Gleichungsnummern aus den IEC-Normen sind im folgenden Kapitel in eckigen Klammern angegeben.

6.1 Windkraftanlagen-Klassen

In der IEC-Norm 61400-1 werden in Abhängigkeit der jeweiligen Standortbedingungen verschiedene Windkraftanlagen-Klassen definiert, die durch unterschiedliche Windgeschwindigkeiten und Turbulenzintensitäten gekennzeichnet sind (Tab. 6.1).

Tab. 6.1: Windgeschwindigkeiten und Turbulenzintensitäten der verschiedenen Windkraftanlagen-Klassen.

Windkraftanlagen-Klassen	I	II	III	S
V_{ref} (m/s)	50	42,5	37,5	Values Specified by the Designer
A I_{ref}	0,16			
B I_{ref}	0,14			
C I_{ref}	0,12			

Die in Tab. 6.1 aufgeführten Parameter gelten in Nabenhöhe. A steht für die Kategorie mit der höchsten, B mit einer mittleren und C mit der niedrigsten Turbulenzintensität. I_{ref} ist dabei die erwartete Turbulenzintensität bei einer Windgeschwindigkeit von 15 m/s.

6.2 Normale Windbedingungen

6.2.1 The normal wind profile model (NWP)

In der IEC-Norm 61400-1 wird zur Beschreibung des vertikalen Windgradienten das Potenzprofil verwendet [Gl. 10]:

$$v(z) = v_{hub} \left(\frac{z}{z_{hub}} \right)^\alpha \quad (6.1)$$

mit $v(z)$ als mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in der Höhe z über Grund, v_{hub} als mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in Nabenhöhe z_{hub} und α als dem Höhenexponenten des Potenzprofils.

In der Norm IEC 61400-1 wird für das normale Windprofil (NWP) für α ein Wert von 0,20 vorgegeben, in der für Offshore-Verhältnisse gültigen IEC 61400-3 ein Wert von 0,14.

Für die Bestimmung des Höhenexponenten aus den FINO1-Daten wurde $z_{hub} = 90$ m gewählt und als Referenzhöhe $z = 40$ m. Die Datenbasis beträgt 4 Jahre (September 2003 bis August 2007). Der Windrichtungssektor im direkten Mastschatten wurde ausgeschlossen.

Der mittlere in den FINO1-Daten gefundene Wert für α beträgt 0,10, der Höhenexponent ist jedoch stark von der Windgeschwindigkeit sowie der atmosphärischen Schichtung abhängig. Abb. 6.1 zeigt die Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen. Die Klassenbreite beträgt 2 m/s. In der Grafik ist die Häufigkeit in jeder Klasse 100%, d. h. die Häufigkeitsverteilung jeder Kurve bezieht sich nicht auf die Gesamtanzahl aller Werte, sondern nur auf die Häufigkeit innerhalb der jeweiligen Klasse. Mittelwert, Standardabweichung und Anzahl der Werte von α je Windgeschwindigkeitsklasse sind in Tab. 6.2 aufgeführt. Bei niedrigen Windgeschwindigkeiten ist der Mittelwert von α am kleinsten und es treten regelmäßig Fälle mit negativem Höhenexponenten auf, also Situationen, in denen die Windgeschwindigkeit nach oben abnimmt. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit nimmt der Mittelwert von α aufgrund der größer werdenden Oberflächenrauigkeit bis zu einem Maximum in Höhe von 0,142 in der Windgeschwindigkeitsklasse 18-20 m/s zu. Mit weiter ansteigender Windgeschwindigkeit bleibt α im Bereich um 0,13 nahezu konstant und die Verteilungen innerhalb der Windgeschwindigkeitsklassen werden deutlich schmaler. Sowohl sehr kleine als auch sehr große Werte von α kommen bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten kaum noch vor, die Standardabweichung wird mit zunehmender Windgeschwindigkeit immer geringer.

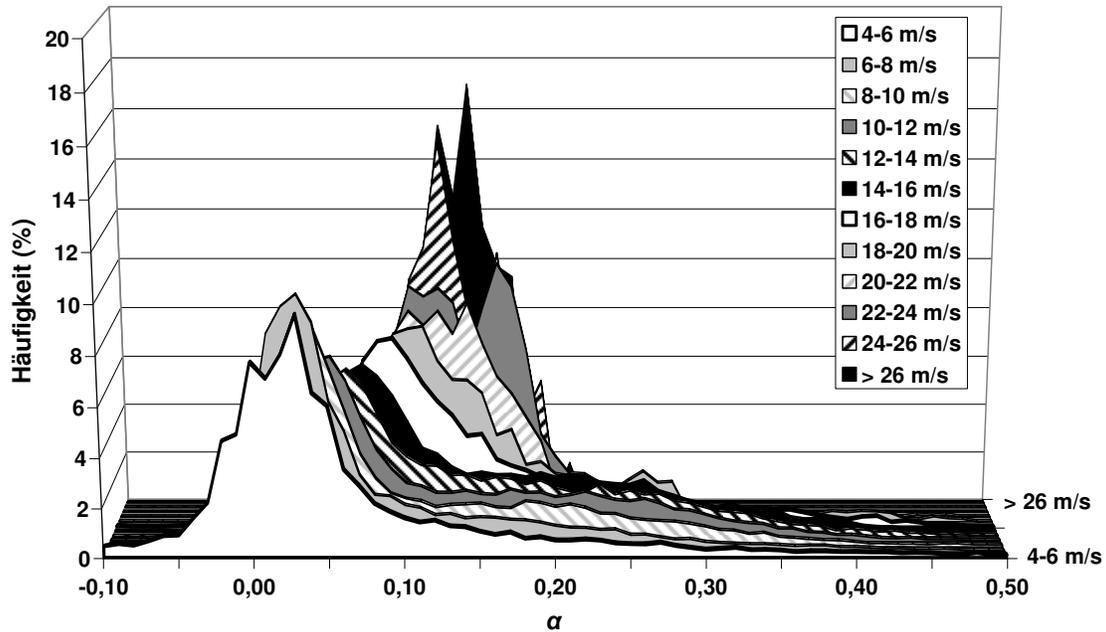


Abb. 6.1: Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten α für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen.

Tab. 6.2: Mittelwert, Standardabweichung und Anzahl der Werte von α für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen.

Windgeschwindigkeit (m/s)	Mittelwert	Standardabweichung	Anzahl Werte
4-6	0,048	0,144	18178
6-8	0,068	0,114	23318
8-10	0,094	0,109	25236
10-12	0,116	0,109	24599
12-14	0,129	0,104	19863
14-16	0,137	0,101	13645
16-18	0,138	0,092	8540
18-20	0,142	0,084	4874
20-22	0,131	0,056	2270
22-24	0,133	0,039	1210
24-26	0,130	0,034	384
>26	0,130	0,025	247

Die Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten α für verschiedene Stabilitätsklassen ist in Abb. 6.2 dargestellt. Analog zur Grafik in Abb. 6.1 ist die Häufigkeit innerhalb jeder Klasse 100%, d. h. die Häufigkeitsverteilung jeder Kurve bezieht sich nicht auf die Gesamtanzahl aller Werte, sondern auf die Häufigkeit innerhalb der jeweiligen Klasse. Als Maß für die atmosphärische Stabilität wird die Bulk-Richardson-Zahl Ri_B verwendet (Kap. 3.3.2). Mittelwert, Standardabweichung und Anzahl der Werte von α je Stabilitätsklasse sind in Tab. 6.3 aufgeführt. Bei instabiler Schichtung ($Ri_B < -0,01$) sind die Werte von α sowie die Breite der Verteilung am kleinsten, da sich durch die gute Durchmischung der atmosphärischen Grenzschicht nur ein sehr kleiner Vertikalgradient der Windgeschwindigkeit ausbilden kann. Mit zunehmend stabiler werdender Schichtung nimmt der Mittelwert von α zu, um bei stark

stabilen Verhältnissen ($Ri_B > 0,03$) sein Maximum zu erreichen. Die Verteilung der Anzahl der Werte je Stabilitätsklasse in Tab. 6.3 ist nicht repräsentativ für die Verteilung der atmosphärischen Stabilitätszustände im Gesamtzeitraum, da die für die Bestimmung der Bulk-Richardson-Zahl verwendete Wasseroberflächentemperatur nur für begrenzte und noch dazu ungleichmäßig über den Gesamtzeitraum verteilte Zeitabschnitte verfügbar ist.

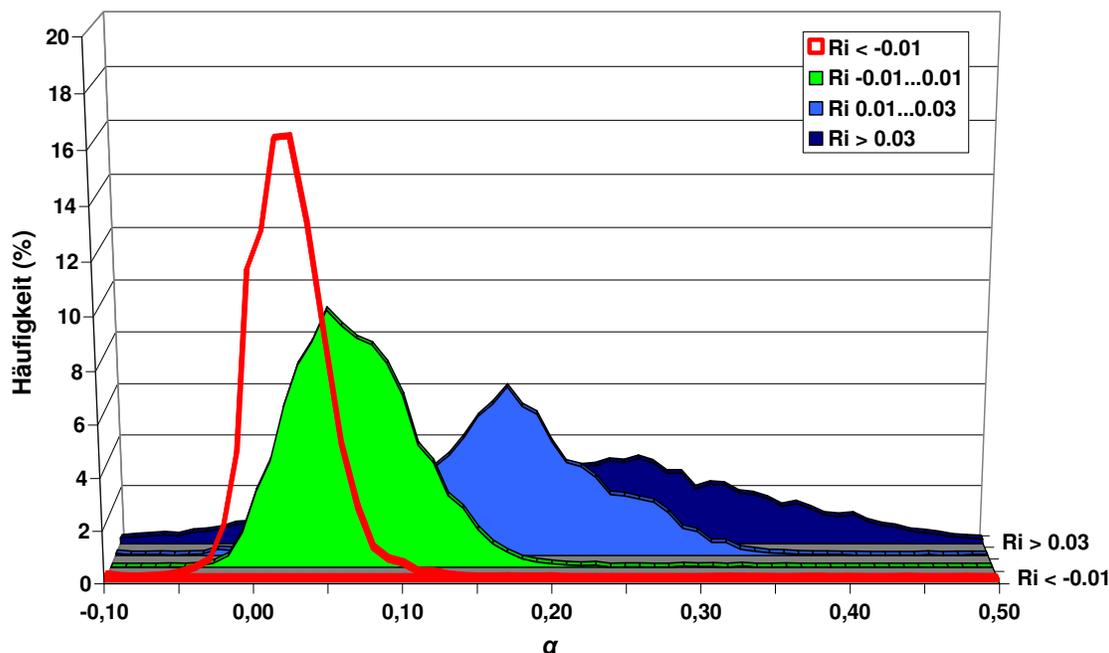


Abb. 6.2: Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten α für verschiedene Stabilitätsklassen.

Tab. 6.3: Mittelwert, Standardabweichung und Anzahl der Werte von α für verschiedene Stabilitätsklassen.

Bulk-Richardson-Zahl Ri_B	Mittelwert	Standardabweichung	Anzahl Werte
< -0,01	0,023	0,036	9450
-0,01...0,01	0,063	0,048	11939
0,01...0,03	0,149	0,065	10626
> 0,03	0,190	0,185	11361

Der aus den FINO1-Daten ermittelte Höhenexponent α liegt im Mittel mit 0,10 relativ deutlich unterhalb der Vorgaben aus den IEC-Normen (0,2 über Land bzw. 0,14 für Offshore-Verhältnisse). Lastrechnungen des OWID-Projektpartners DEWI-OCC (pers. Mitteilung K. GRIGUTSCH, DEWI-OCC) für konkrete Windkraftanlagen deuten darauf hin, dass die auftretenden Lasten für die Lastgröße „Blattwurzel Schlagmoment“ bei Verwendung der oben dargestellten real auftretenden Verteilung des Höhenexponenten dennoch oberhalb der Lasten liegen, die sich bei Verwendung eines konstanten Höhenexponenten von 0,14 in den Lastrechnungen ergeben. Das in den Vorgaben der IEC-Normen nicht berücksichtigte Vorkommen sehr großer Höhenexponenten – auch bei relativ hohen Windgeschwindigkeiten – wiegt bei der Berechnung der Betriebslasten für das Blattwurzel Schlagmoment also offenbar größer als der „konservativ“ angesetzte Mittelwert von α , der mit 0,14 deutlich

oberhalb des gemessenen Mittelwertes von 0,10 liegt. Hier bedarf es weiterer Untersuchungen.

6.2.2 The normal turbulence model (NTM)

Bezüglich der Turbulenzintensität T_i (σ_u/u) (Kap. 3.2 und 3.7.5.3) im NTM gibt die IEC-Norm 61400-1 vor, dass die 90. Perzentile der gemessenen Turbulenzintensität bzw. der Standardabweichung der horizontalen Windgeschwindigkeit durch die Parametrisierung in Gleichung [11] abgedeckt werden sollen:

$$\sigma_{u,l} = I_{ref}(0,75v_{hub}+b); \quad b = 5,6 \text{ m/s} \quad (6.2)$$

mit $\sigma_{u,l}$ als Standardabweichung der horizontalen Windgeschwindigkeit u über Land und b als empirisch bestimmtem konstantem Faktor.

Die Turbulenzintensität hängt neben der Windgeschwindigkeit stark von der Oberflächenrauigkeit z_0 ab. Da über See z_0 nicht konstant ist, sondern von der Windgeschwindigkeit abhängt, ist z_0 nach IEC 61400-3 [Gl. 26] wie folgt iterativ zu bestimmen:

$$z_0 = \frac{A_C}{g} \left(\frac{\kappa * V_{hub}}{\ln(z_{hub} / z_0)} \right)^2 \quad (6.3)$$

mit A_C dem Charnock-Parameter (0,011 für Offshore-Bedingungen nach IEC 61400-3), g der Erdbeschleunigung (9,81 m/s²) und κ der von-Karman-Konstante (0,40). Die Standardabweichung der Windgeschwindigkeit über See ist nach IEC 61400-3 [Gl. 27] zu berechnen als:

$$\sigma_{u,s} = \frac{V_{hub}}{\ln(z_{hub} / z_0)} + 1,28(1,44 \text{ m/s}) I_{15} \quad (6.4)$$

mit $\sigma_{u,s}$ als Standardabweichung der horizontalen Windgeschwindigkeit u über See.

Die 90. Perzentile der an FINO1 in den Höhen 30, 50, 70 und 90 m gemessenen Turbulenzintensität in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit (durchgezogene Linien) sind in Abb. 6.3 im Vergleich zu den Vorgaben aus der IEC-Norm 61400-3 für die entsprechenden Höhen (gestrichelte Linien, nach Gl. (6.4)) dargestellt. Die für I_{15} eingesetzten Werte orientieren sich an den tatsächlich an FINO1 gemessenen Turbulenzintensitäten bei einer Windgeschwindigkeit von 15 m/s und liegen zwischen 7,2 (30 m Höhe) und 4,9 (90 m Höhe). Die 90. Perzentile der gemessenen Turbulenzintensität nehmen zunächst in allen Höhen mit ansteigender Windgeschwindigkeit stark ab bis zu einem Minimum – je nach Höhe – bei 10-12 m/s Windgeschwindigkeit. Die sehr großen Werte von T_i bei niedrigen Windgeschwindigkeiten werden durch thermisch induzierte Turbulenz hervorgerufen, die mit ansteigender Windgeschwindigkeit schnell an Bedeutung verliert. Nach dem angesprochenen Minimum nimmt T_i mit weiter ansteigender Windgeschwindigkeit wieder zu, da mit zunehmender Windgeschwindigkeit z_0 und hierdurch auch die mechanisch erzeugte Turbulenz größer werden.

Bei dem Vergleich zwischen den 90. Perzentilen der gemessenen Turbulenzintensität und den Vorgaben aus der IEC-Norm fällt vor allem die Diskrepanz bei niedrigen

Windgeschwindigkeiten unterhalb von etwa 8 m/s auf. In diesem Windgeschwindigkeitsbereich, der allerdings für Windkraftanlagen weniger lastrelevant ist, können die Kurven nach Gl. (6.4) die gemessenen Werte nicht korrekt wiedergeben. Im Windgeschwindigkeitsbereich zwischen etwa 12 und 20 m/s sind die Vorgaben der IEC-Norm konservativ und liegen immer oberhalb der gemessenen Werte. Oberhalb von 20 m/s liegen vor allem die gemessenen Werte in den beiden unteren Höhen 30 und 50 m teilweise oberhalb der Kurven nach Gl. (6.4).

Um die Übereinstimmung zwischen IEC 61400-3 und den gemessenen Werte zu verbessern, wird eine Modifizierung der Turbulenzparametrisierung nach Gl. (6.4) vorgeschlagen:

$$\sigma_{u,s} = a \frac{V_{hub}}{\ln(z_{hub} / z_0)} + \frac{V_{Ti,min}}{V_{hub}} (1,44 \text{ m/s}) I_{15} \quad (6.5)$$

mit a als Fitting-Parameter und $V_{Ti,min}$ als Windgeschwindigkeit, bei der die Turbulenzintensität in der (jeweiligen Höhe) minimal ist. Der empirische Faktor 1,44 m/s wurde zur besseren Vergleichbarkeit mit Gl. (6.4) beibehalten.

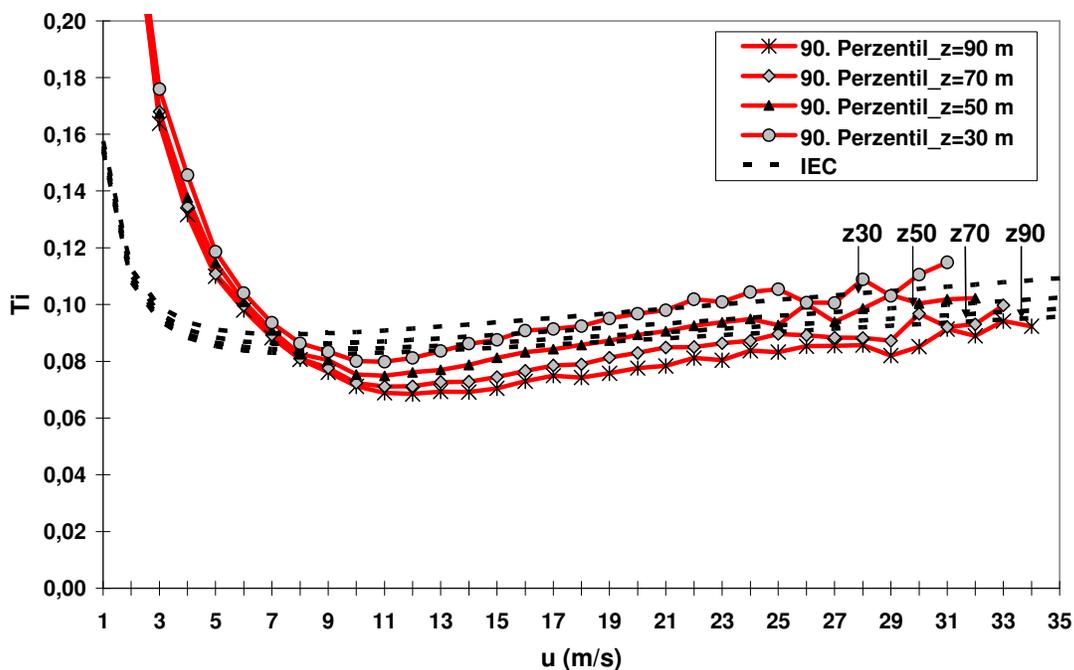


Abb. 6.3: 90. Perzentile der an FINO1 in verschiedenen Höhen gemessenen Turbulenzintensität in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit (durchgezogene Linien) im Vergleich zu den Vorgaben aus der IEC-Norm 61400-3 (gestrichelte Linien, s. Gl. (6.4)).

Die Abhängigkeit der 90. Perzentile der gemessenen Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit wird in Abb. 6.4 im Vergleich zu Gl. (6.5) für 90 m Höhe gezeigt. Der Fitting-Parameter a wurde für die Höhe 90 m auf 1,03 gesetzt, I_{15} auf 4,9% und $V_{Ti,min}$ auf 12 m/s. Abb. 6.5 zeigt die gleiche Darstellung für die Höhe 30 m. Hier wurden $a = 1,12$, $I_{15} = 7,2\%$ und $V_{Ti,min} = 9$ m/s gesetzt.

Der Fitting-Parameter a verschiebt die Kurven nach Gl. (6.5) in vertikaler Richtung auf- bzw. abwärts und erhöht mit größer werdenden Werten die Steigung der Kurven. Da a nahe 1 gewählt wurde ($a = 1,03$ in Abb. 6.4 bzw. $a = 1,12$ in Abb. 6.5), zeigen die modifizierten Kurven bei hohen Windgeschwindigkeiten eine ähnliche Steigung wie die ursprünglichen Kurven aus IEC 61400-3 in Abb. 6.3. Der angepasste zweite Term aus Gl. (6.5) bringt für die Übereinstimmung von gemessenen und parametrisierten T_i -Werten speziell bei niedrigen Windgeschwindigkeiten eine wesentliche Verbesserung im Vergleich zu Gl. (6.4). Bei hohen Windgeschwindigkeiten liegen die Kurven aus Gl. (6.5) wie von der IEC-Norm gefordert in allen Höhen über den gemessenen Werten. Auch hier konnte eine Verbesserung des Parametrisierungsansatzes aus IEC 61400-3 erreicht werden, da die Vorgaben aus Gl. (6.4) in den unteren Höhen nicht ausreichend konservativ sind.

Weitere Ergebnisse, unter anderem zu den tlw. auch für die IEC-Normen relevanten Mittelwerten der Turbulenzintensität und der Standardabweichung, finden sich in Kap. 5.3.

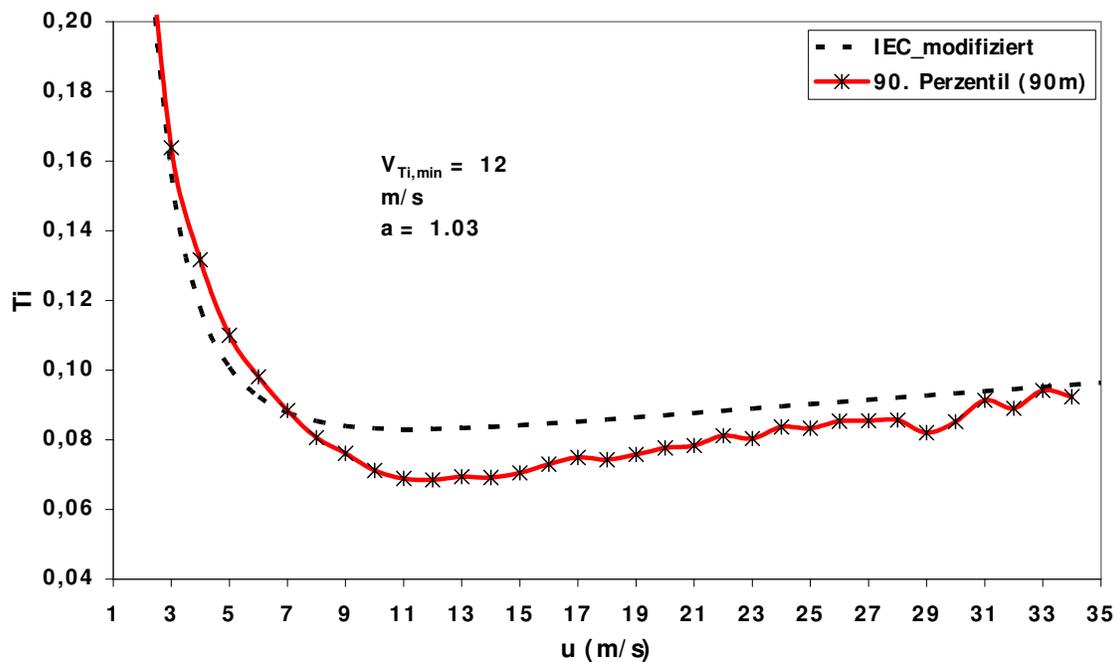


Abb. 6.4: Abhängigkeit der 90. Perzentile der gemessenen Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit im Vergleich zu Gl. (6.5) in 90 m Höhe.

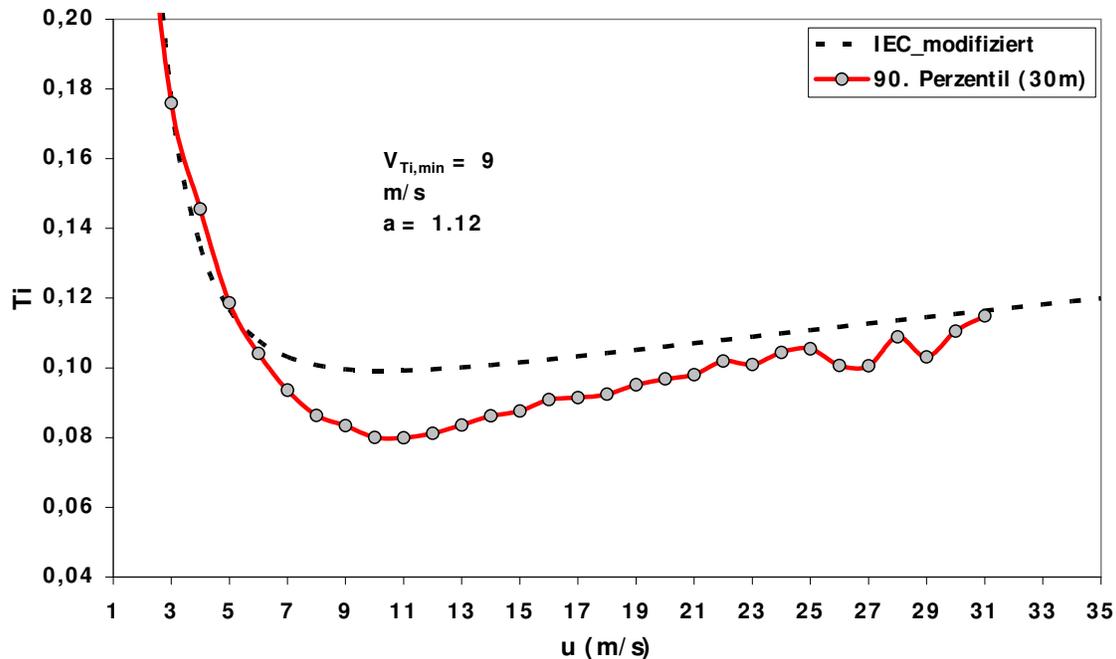


Abb. 6.5: Abhängigkeit der 90. Perzentile der gemessenen Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit im Vergleich zu Gl. (6.5) in 30 m Höhe.

6.3 Extreme Windbedingungen

Das Kapitel „Extreme Windbedingungen“ umfasst neben zu erwartenden Spitzengeschwindigkeiten während Sturmereignissen auch extreme Windscherungen sowie schnelle Änderungen der Windgeschwindigkeit und -richtung.

6.3.1 Extreme wind speed model (EWM)

Das EWM kann entweder als so genanntes stetiges (3-Sekunden Bö) oder als so genanntes turbulentes (10-Minuten Mittelwert) Windmodell formuliert werden. Das stetige Windgeschwindigkeitsmodell liefert die Extremwerte für die 3-Sekunden Bö und ist in IEC 61400-1 [Gl. 12 + 13] definiert als:

$$V_{e50}(z) = 1,4V_{ref} \left(\frac{z}{z_{hub}} \right)^{0,11} \quad (6.6a)$$

bzw.

$$V_{e1}(z) = 0,8V_{e50}(z) \quad (6.6b)$$

mit $V_{e50}(z)$ als extreme 3-Sekunden Bö in Höhe z mit einer Wiederkehrperiode von 50 Jahren, $V_{e1}(z)$ als extreme 3-Sekunden Bö in Höhe z mit einer Wiederkehrperiode von 1 Jahr und V_{ref} als Referenzgeschwindigkeit. Die Referenzgeschwindigkeit ist in IEC 61400-1 für verschiedene Windkraftanlagen-Klassen definiert (Tab. 6.1). Für Offshore-Standorte wird Klasse I empfohlen, hier beträgt V_{ref} 50 m/s. In Klasse II wird V_{ref} mit 42,5 m/s angegeben.

Das turbulente Extremwindmodell für das 10-Minuten Mittel mit einer Wiederkehrdauer von 50 Jahren bzw. 1 Jahr ist nach IEC 61400-1 [Gl. 14 + 15] und 61400-3 definiert als:

$$V_{50}(z) = V_{ref} \left(\frac{z}{z_{hub}} \right)^{0,11} \quad (6.7a)$$

bzw.

$$V_1(z) = 0,8V_{50}(z) \quad (6.7b)$$

mit $V_{50}(z)$ als extremes 10-Minuten Mittel in Höhe z mit einer Wiederkehrperiode von 50 Jahren und $V_{e1}(z)$ als extremes 10-Minuten Mittel in Höhe z mit einer Wiederkehrperiode von 1 Jahr.

Die Extremwertextrapolationen im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden auf Basis von 4 Jahren FINO1-Daten (10-Minuten Mittelwerte und 1-Sekunden Böen aus den Schalenkreuzanemometern) für die 8 Messhöhen zwischen 33 und 103 m durchgeführt. Da aus den mittleren Daten nur 1-Sekunden Maxima verfügbar sind, muss für den Vergleich mit der in der IEC-Norm geforderten 3-Sekunden Bö ein Korrekturfaktor verwendet werden. Abb. 6.6 zeigt das aus den 10 Hz Ultraschallanemometer-Daten berechnete Verhältnis von 3-Sekunden zu 1-Sekunden Bö für das Jahr 2005. Der mittlere Quotient in Höhe von 0,983 wurde zur Umrechnung der extrapolierten 1-Sekunden Extremwerte verwendet. Aufgrund der für Extremwertextrapolationen verhältnismäßig kurzen zur Verfügung stehenden Zeitreihe wurde eine modifizierte Gumbel-Methode auf der Basis von Summenhäufigkeiten der gesamten Zeitreihe für die Extremwertberechnungen verwendet. Zur Validierung dieser modifizierten Gumbel-Methode wurde für einige Höhen auf Basis einer langzeitkorrelierten, künstlich erzeugten 14-jährigen Zeitreihe die so genannte „Independent Storms“-Methode zur Extremwertextrapolation herangezogen.

Abb. 6.7a und 6.7b zeigen den extrapolierten 50-Jahres Wind (10-Minuten Mittel und 3-Sekunden Bö) auf Basis von 4 Jahren FINO1-Daten mittels modifizierter Gumbel-Methode (blaue Kurve mit Kreisen) im Vergleich zum extrapolierten 50-Jahres Wind auf Basis einer langzeitkorrelierten (14 Jahre) Datenreihe mittels „Independent Storms“-Methode (schwarz gestrichelte Kurven mit Quadraten). Die roten Kurven zeigen im Vergleich dazu jeweils die Vorgaben aus IEC 61400-1 für die Klassen I (Dreiecke) und Klasse II (Kreuze) (Gl. (6.6a) für 3-Sekunden Bö bzw. Gl. (6.7a) für 10-Minuten Mittel).

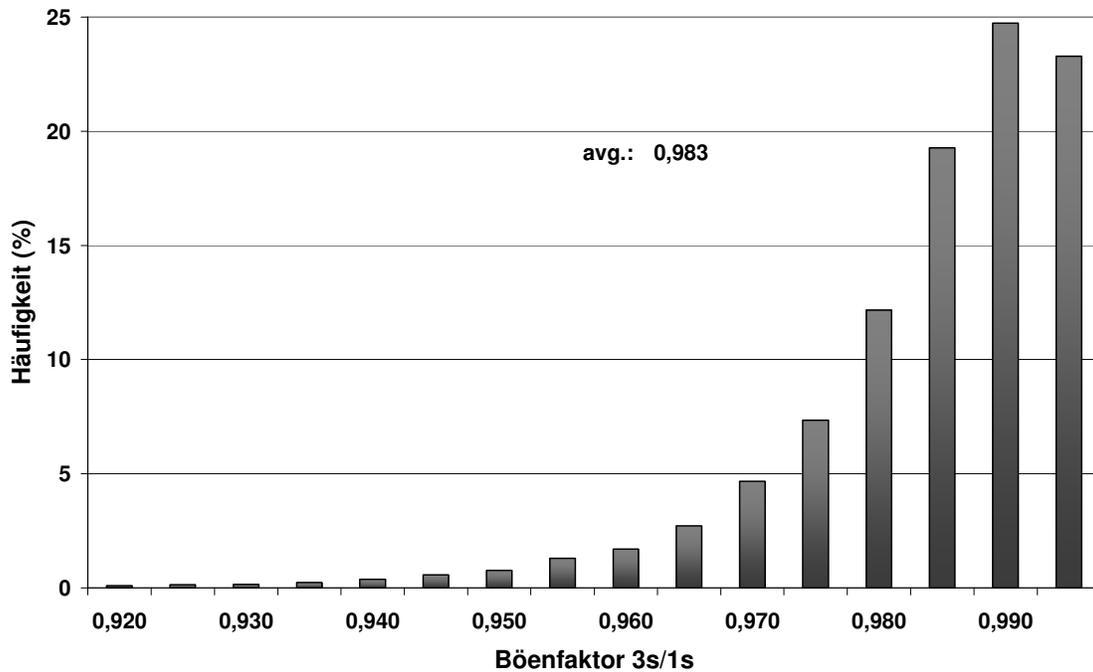


Abb. 6.6: Verhältnis der 3-Sekunden Bö zur 1-Sekunden Bö.

Die vorhergesagten 50-Jahres Ereignisse liegen bei beiden verwendeten Extrapolationsmethoden auf einem ähnlichen Niveau und weit unter den Vorgaben der IEC-Norm 61400-1, Klasse I. Für die extrapolierten 3-Sekunden Maxima ist selbst IEC Klasse II ausreichend konservativ, die 50-Jahres Ereignisse der 10-Minuten Mittelwerte werden von Klasse II jedoch nicht vollständig abgedeckt. Die leicht höheren Werte, die sich bei Anwendung der „Independent Storms“-Methode im Vergleich zur modifizierten Gumbel-Methode für die extrapolierten 10-Minuten Mittel ergeben, könnten teilweise darin begründet liegen, dass der für die Extrapolation zur Verfügung stehende 4-Jahres Zeitraum mit FINO1-Messdaten in der mittleren Windgeschwindigkeit etwas unter dem langjährigen Mittel liegt. Hier sind weitere Untersuchungen notwendig.

Die in Abb. 6.7a und 6.7b gezeigten „Vertikalprofile“ der 50-Jahres Ereignisse sind keine Profile im eigentlichen Sinn, da diese nicht das Windprofil zum Zeitpunkt des 50-Jahres Ereignisses wiedergeben. Die gezeigten Extremwerte wurden für jede Messhöhe separat extrapoliert.

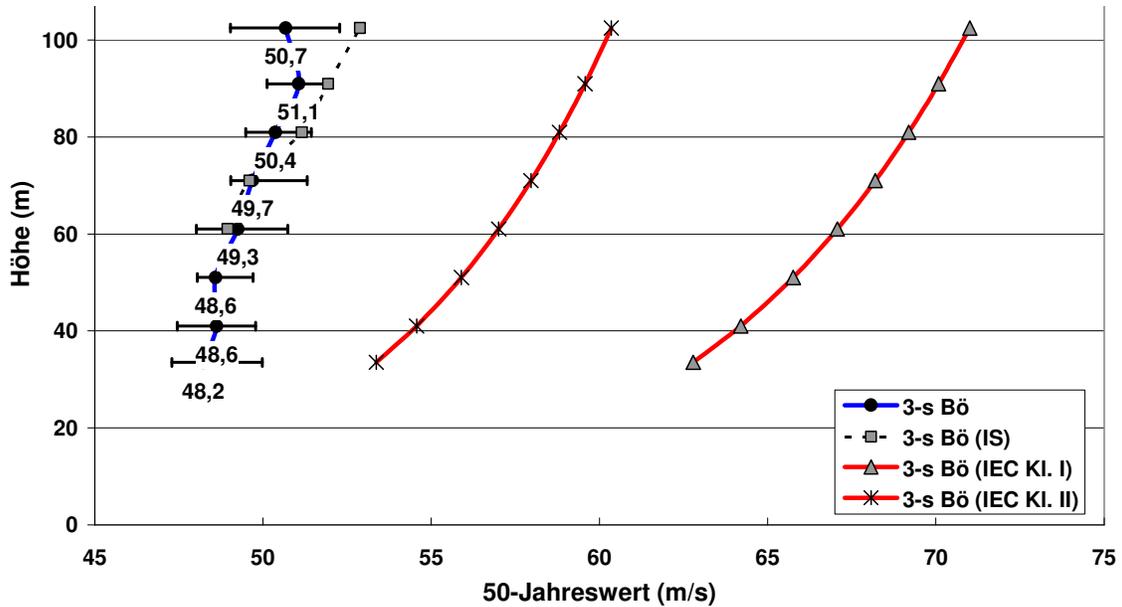


Abb. 6.7a: Extrapolierter 50-Jahres Wert der 3-Sekunden Bö auf Basis von 4 Jahren FINO1-Daten mittels modifizierter Gumbel-Methode (blaue Kurven mit Kreisen) und auf Basis einer langzeitkorrelierten Datenreihe mittels „Independent Storms“-Methode (schwarz gestrichelte Kurven mit Quadraten). Die roten Kurven zeigen im Vergleich dazu jeweils die Vorgaben aus IEC 61400-1 für die Klassen I (Dreiecke) und Klasse II (Kreuze) (Gl. (6.6a)).

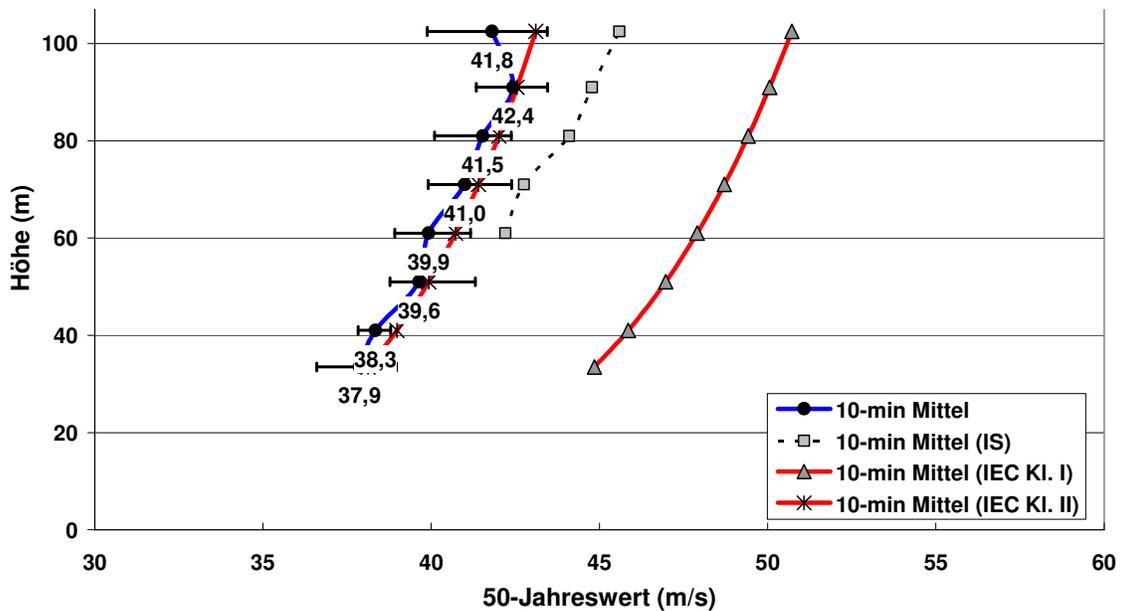


Abb. 6.7b: Extrapolierter 50-Jahres Wert des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit auf Basis von 4 Jahren FINO1-Daten mittels modifizierter Gumbel-Methode (blaue Kurven mit Kreisen) und auf Basis einer langzeitkorrelierten Datenreihe mittels „Independent Storms“-Methode (schwarz gestrichelte Kurven mit Quadraten). Die roten Kurven zeigen im Vergleich dazu jeweils die Vorgaben aus IEC 61400-1 für die Klassen I (Dreiecke) und Klasse II (Kreuze) (Gl. (6.7a)).

Neben den Extremereignissen (z. B. 50-Jahres Wert) der Windgeschwindigkeit ist im EWM auch die Turbulenzintensität bei der entsprechenden Windgeschwindigkeit von Interesse. Eine Möglichkeit zur Abschätzung dieser extremen Turbulenzintensität ist eine Extrapolation der Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit (Kap. 5.3.1) auf die entsprechenden Windgeschwindigkeiten. Abb. 6.8 zeigt die Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe für den Zeitraum September 2003 bis August 2007. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Maximum und Minimum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Amplitude sowie die Anzahl der Werte je Windgeschwindigkeitsklasse (1 m/s Klassenbreite). Oberhalb einer Windgeschwindigkeit von etwa 12 m/s steigen Mittelwert und Median der Turbulenzintensität bis zur höchsten im Untersuchungszeitraum aufgetretenen Windgeschwindigkeit von 35 m/s nahezu linear an. Die rote Gerade beschreibt die lineare Extrapolation des Mittelwertes der Turbulenzintensität auf Basis der Werte in den Klassen 12 bis 35 m/s. Die Steigung der Geraden sowie der Korrelationskoeffizient sind im Diagramm angegeben. Der extrapolierte 50-Jahres Wert des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe beträgt 42,4 m/s (Abb. 6.7b). Für diese Windgeschwindigkeit ergibt sich anhand der Extrapolationsgeraden in Abb. 6.8 eine Turbulenzintensität von 10,0 %. Diese Abschätzung kann als konservativ angesehen werden, da mit weiter zunehmenden Windgeschwindigkeiten (oberhalb der gemessenen 35 m/s) typischerweise eher eine Abflachung der Kurve als ein weiterhin linearer Anstieg erwartet wird.

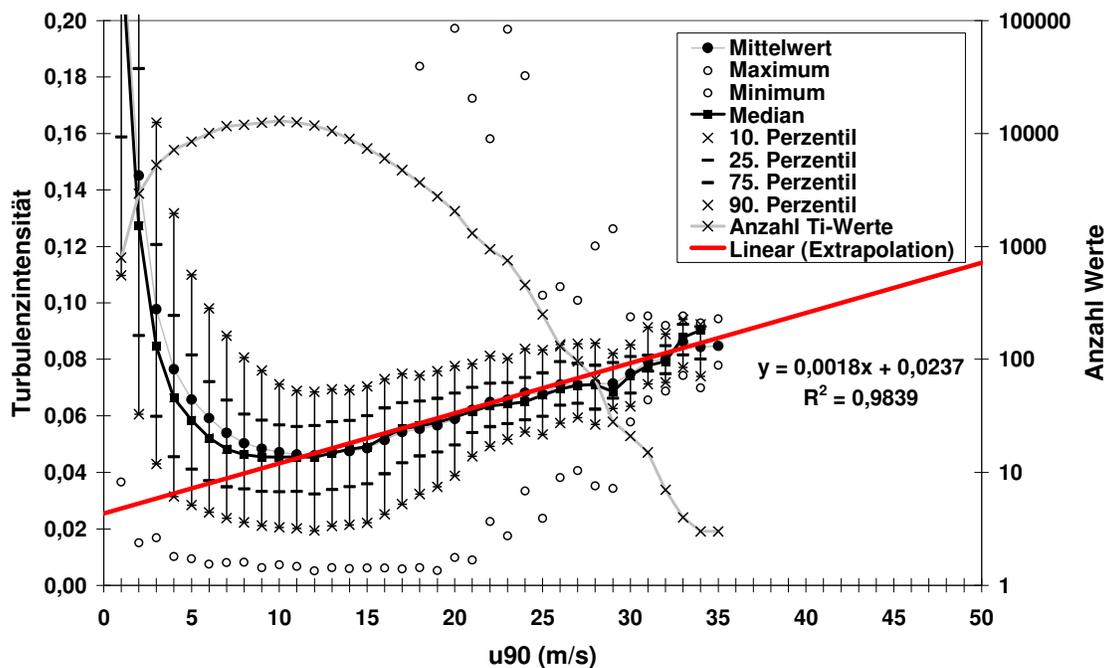


Abb. 6.8: Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe für den Zeitraum September 2003 bis August 2007. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Maximum und Minimum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Amplitude sowie die Anzahl der Werte je Windgeschwindigkeitsklasse (1 m/s Klassenbreite). Die rote Gerade beschreibt die lineare Extrapolation des Mittelwertes der Turbulenzintensität auf Basis der Werte in den Klassen 12 bis 35 m/s. Steigung der Geraden sowie der Korrelationskoeffizient sind im Diagramm angegeben.

6.3.2 Extreme operating gust (EOG)

Die EOG ist ein Worst-Case-Lastfall, der wegen der Form der Zeitreihe auch als „Mexikanischer Hut“ bekannt ist. Die maximale Böenamplitude in Nabenhöhe mit einer Wiederkehrdauer von einem Jahr ist nach IEC 61400-1 [Gl. 17] definiert als:

$$V_{gust} = \text{Min} \left\{ 1,35(V_{e1} - V_{hub}); \quad 3,3 \left(\frac{\sigma_{u,1}}{1 + 0,1 \left(\frac{D}{\Lambda_1} \right)} \right) \right\} \quad (6.8)$$

mit V_{gust} als maximaler Böengeschwindigkeit, D als Rotordurchmesser der Windkraftanlage (hier 120 m) und Λ_1 als Skalierungsparameter, der nach IEC 61400-1 [Gl. 5] in Nabenhöhe z_{hub} definiert ist als:

$$\Lambda_1 = 42 \text{ m} \quad [\text{für } z_{hub} \geq 60 \text{ m}] \quad (6.9)$$

Der Windgeschwindigkeitsverlauf während der EOG wird nach IEC 61400-1 [Gl. 18] beschrieben durch:

$$V(z, t) = \begin{cases} V(z) - 0,37V_{gust} \sin(3\pi / T)(1 - \cos(2\pi / T)) & \text{for } 0 \leq t \leq T \\ V(z) & \text{otherwise} \end{cases} \quad (6.10)$$

mit $T = 10,5 \text{ s}$.

Abb. 6.9 zeigt den Verlauf der EOG über die Zeit. Die EOG ist als Lastfall besonders kritisch, da es zunächst zu einem Abfall der Windgeschwindigkeit kommt, welcher die Windkraftanlage zur Verstellung des Pitch-Winkels der Rotorblätter (Drehwinkel der Rotorblätter in Windrichtung zur Leistungsanpassung) veranlasst. Unmittelbar nach dem Abfall der Windgeschwindigkeit trifft den Rotor – dessen Rotorblätter in ihrem Pitch-Winkel wegen des vorangegangenen Geschwindigkeitsabfalls auf niedrige Windgeschwindigkeit eingestellt sind – ein starker Geschwindigkeitsanstieg. Die zweite schädliche Komponente der EOG liegt in Ihrem Gesamtverlauf über die Zeit: Die Böenform in Kombination mit einer bestimmten Periodendauer (10,5 s nach IEC 61400-1) führt zu einer starken Schwankung des gesamten Turmes einer Windkraftanlage. Diese Schwankung ist um so stärker, je dichter die Periodendauer einer Bö vom Typ EOG an der Eigenschwingfrequenz der entsprechenden Windkraftanlage liegt.

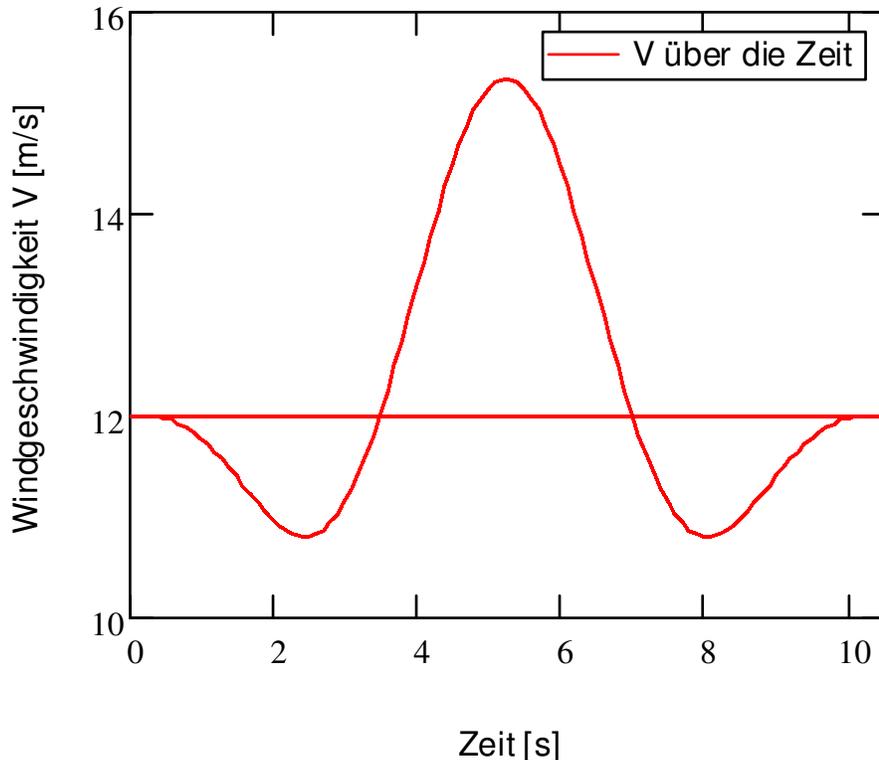


Abb. 6.9: Zeitlicher Verlauf der EOG (Gl. 6.10).

Um zu untersuchen, ob Böen mit einem nach im Lastfall EOG definierten Verlauf in den an FINO1 gemessenen Zeitreihen auftreten, wurde das von SOOD et al. (2007) beschriebene Verfahren modifiziert, bei dem der Windgeschwindigkeitsverlauf nach Gl. (6.10) als gleitendes Fenster in 0,1 s Schritten über die Zeitreihe der gemessenen Daten verschoben wird. Für jeden Verschiebungsschritt wird dabei der Korrelationskoeffizient bzw. das Bestimmtheitsmaß R^2 zwischen der Kurve nach Gl. (6.10) und dem aktuellen Fenster der Zeitreihe (mit Länge T) bestimmt. Wird eine Korrelation mit $R^2 > 0,85$ gefunden, wird der entsprechende Zeitstempel der Messreihe markiert und für die spätere Auswertung gespeichert. Die Grenze von $R^2 > 0,85$ hat sich im Rahmen von durchgeführten Einzelfallstudien als geeigneter Wert für eine ausreichende Korrelation (die Böenform vom Typ EOG ist in der Messzeitreihe klar erkennbar) herausgestellt. Setzt man den Grenzwert von R^2 zu niedrig, werden auch Fälle detektiert, die nicht alle oben genannten kritischen Eigenschaften der EOG erfüllen. Setzt man die Schwelle für R^2 dagegen zu hoch an, werden teilweise Böenverläufe nicht erkannt, die bereits über die kritischen Eigenschaften einer EOG verfügen. Bei der angewandten Methode zur Detektion der EOG in der gemessenen Zeitreihe müssen verschiedene Punkte beachtet werden: Durch den kleinen Verschiebungsschritt des gleitenden Fensters von 0,1 s kann es vorkommen, dass in mehreren direkt aufeinander folgenden Schritten eine Korrelation mit $R^2 > 0,85$ gefunden wird, die jedoch nur einem Böenereignis zuzuordnen sind. In diesen Fällen wird nur der Zeitschritt mit der höchsten Korrelation für die weitere Auswertung verwendet. Eine weitere Besonderheit ist das Vorkommen negativ korrelierter Fälle bei der Verwendung von R^2 als Maß für die Korrelation zwischen Gl. (6.10) und der gemessenen Zeitreihe. Für das Jahr 2005 wurde z. B. für die Messhöhe 80 m und eine Periodendauer der EOG von $T = 10,5$ s in 57% der Fälle mit einer Korrelation von $R^2 > 0,85$ eine negative Korrelation gefunden. Sollen nur die positiv korrelierten Fälle untersucht werden, muss R anstelle von R^2 als Maß für die Korrelation

verwendet werden. Abb. 6.10 zeigt die im Jahr 2005 in 80 m Höhe in den FINO1-Daten gefundenen Böen mit einer Periodendauer $T = 10,5$ s, die mit $R^2 > 0,85$ mit Gl. (6.10) korreliert sind, und deren maximale Windgeschwindigkeit über 20 m/s liegt.

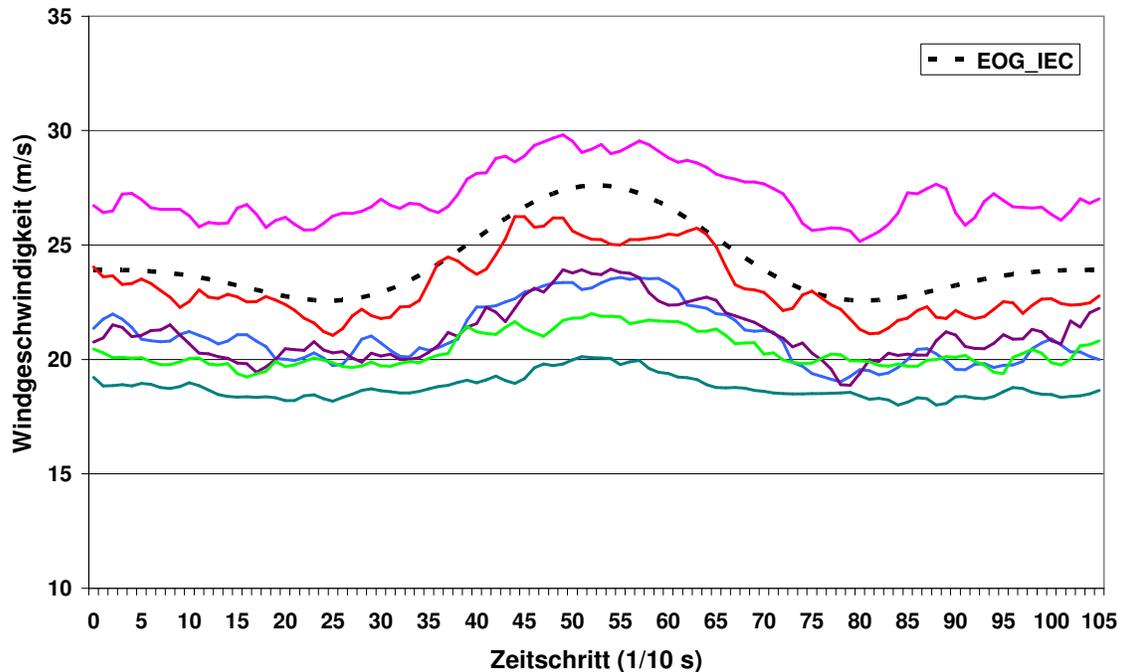


Abb. 6.10: In den FINO1-Daten im Jahr 2005 in 80 m Höhe gefundene Böen mit Verlauf vom Typ EOG und einer maximalen Windgeschwindigkeit > 20 m/s . $R^2 > 0,85$, $T = 10,5$ s. Die gestrichelte Linie zeigt den Verlauf der Bö nach der Vorgabe aus IEC 61400-1 (Gl. 6.10, mit $D = 120$ m und $V_{hub} = 25$ m/s).

Um die vertikale Ausdehnung der Böen vom Typ EOG zu untersuchen, wurde bei Auffindung einer entsprechenden Bö in einer der drei Messhöhen ebenfalls der Windgeschwindigkeitsverlauf der beiden anderen Höhen betrachtet. In vielen Fällen konnte dabei der Böenverlauf nach EOG nur in einer oder zwei der drei Messhöhen zeitgleich gefunden werden. Abb. 6.11 zeigt beispielhaft ein Böenereignis am 07.01.2005, 12:52:32 Uhr, bei dem die Windgeschwindigkeit in 80 m Höhe den charakteristischen Verlauf nach EOG zeigt, die beiden anderen Messhöhen 60 und 40 m jedoch einen völlig anderen Windgeschwindigkeitsverlauf aufweisen.

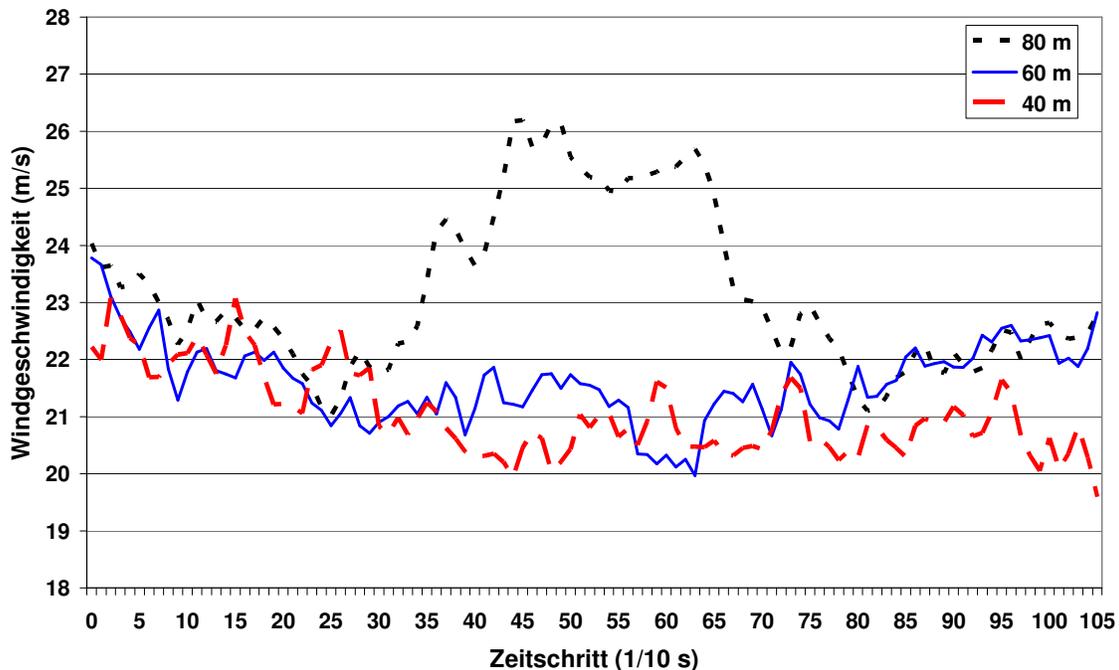


Abb. 6.11: Böenverlauf am 07.01.2005, 12:52:32 Uhr in den drei Messhöhen 80, 60 und 40 m.

Zur statistischen Beschreibung der Häufigkeit der gefundenen Böen vom Typ EOG wurde die Geschwindigkeitsamplitude vom Zeitpunkt der niedrigsten Windgeschwindigkeit (0,1-Sekunden Wert) bis zum Punkt der größten Windgeschwindigkeit (ebenfalls 0,1-Sekunden Wert) bestimmt. Die Häufigkeitsverteilung dieser Geschwindigkeitsamplitude ist in Abb. 6.12 für das Jahr 2005 in 80 m Höhe dargestellt. Berücksichtigt wurden Fälle mit $R^2 > 0,85$ und einer Periodenlänge von $T = 10,5$ s. Negative Amplituden kennzeichnen Fälle mit negativer Korrelation. Die beiden gestrichelten Linien kennzeichnen Bereiche mit geänderter Klassenbreite auf der x -Achse. Die Untersuchung der Häufigkeitsverteilung analog zur Darstellung in Abb. 6.12 wurde auch detailliert für verschiedene Windgeschwindigkeitsklassen durchgeführt. Hier zeigt sich, dass die Häufigkeitsverteilung relativ unabhängig vom betrachteten Windgeschwindigkeitsbereich ist.

Die Abhängigkeit der Amplitude der EOG in 80 m Höhe von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe (10-Minuten Mittel) ist in Abb. 6.13 für das Jahr 2005 dargestellt. Die Klassenbreite der Windgeschwindigkeitsklassen beträgt 2 m/s. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Maximum und Minimum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Amplitude sowie die Anzahl der Werte je Windgeschwindigkeitsklasse. In den Windgeschwindigkeitsklassen von 4-6 m/s bis 10-12 m/s sind Mittelwert und Median der EOG-Amplitude nahezu konstant bei Werten um 12-13 %. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit steigen Mittelwert und Median bis auf einen Wert von ~25 % in der Windgeschwindigkeitsklasse 24-26 m/s an, und fallen in der Windgeschwindigkeitsklasse > 26 m/s wieder auf einen Wert von ~16 % ab. Bei der Bewertung der Statistik ist zu beachten, dass in den Windgeschwindigkeitsklassen oberhalb von 16 m/s die Anzahl der Werte weniger als 10, in den beiden Klassen 24-26 und >26 m/s sogar nur 1 beträgt.

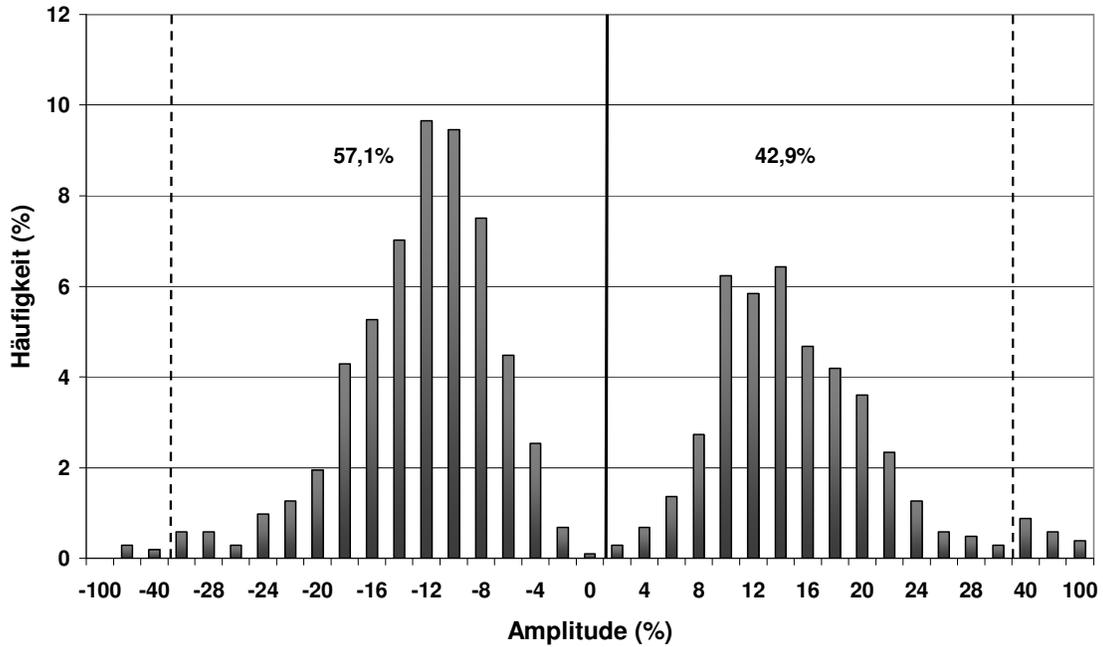


Abb. 6.12: Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeitsamplitude der Böenverläufe vom Typ EOG im Jahr 2005 in 80 m Höhe. $R^2 > 0,85$, $T = 10,5$ s. Die beiden gestrichelten Linien kennzeichnen Bereiche mit geänderter Klassenbreite auf der x -Achse.

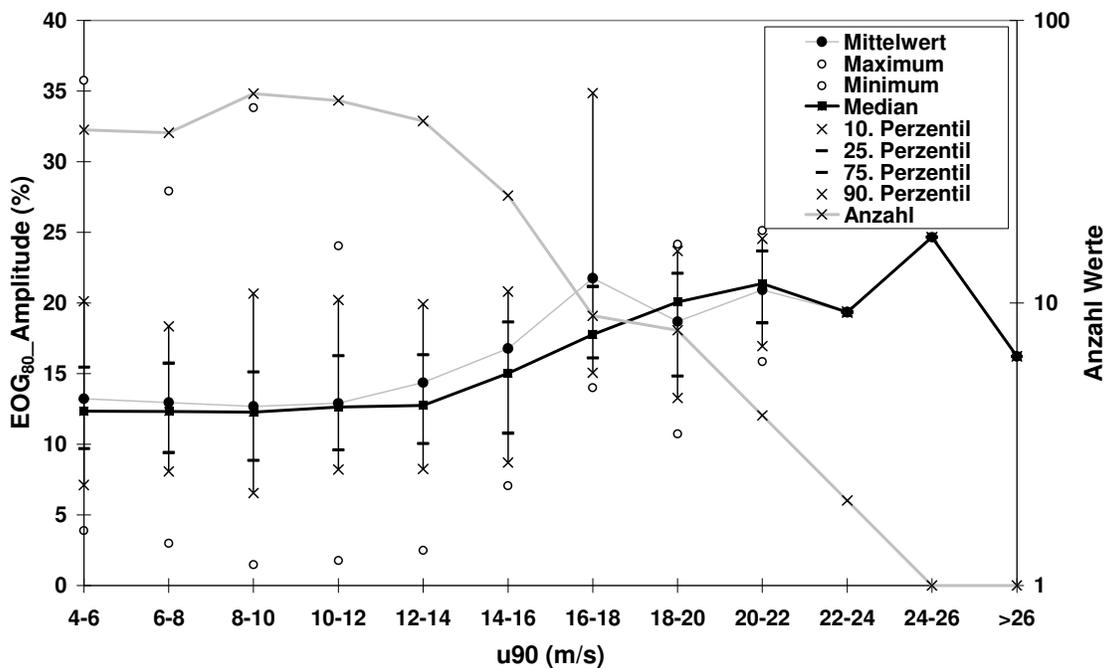


Abb. 6.13: Abhängigkeit der Amplitude der EOG in 80 m Höhe von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe (10-Minuten Mittel) im Jahr 2005. Dargestellt sind Mittelwert, Median, absolutes Maximum und Minimum, 10., 25., 75. und 90. Perzentil der Amplitude sowie die Anzahl der Werte je Windgeschwindigkeitsklasse (2 m/s Klassenbreite).

Eine weitere Größe zur Charakterisierung der EOG ist deren Magnitude, also der maximale Windgeschwindigkeitswert (0,1-Sekunden Wert) im zeitlichen Verlauf der EOG. Die Abhängigkeit der Magnitude der in 80 m Höhe von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe (10-Minuten Mittel) ist in Abb. 6.14 für das Jahr 2005 gezeigt. Die Art der Darstellung entspricht Abb. 6.13. Im Gegensatz zur Amplitude ist die Streubreite der Magnitude innerhalb einer Windgeschwindigkeitsklasse wesentlich geringer, es zeigt sich eine sehr gute Korrelation zwischen der Magnitude der EOG und dem 10-Minuten Mittel der Windgeschwindigkeit. In der Windgeschwindigkeitsklasse 4-6 m/s liegen Mittelwert und Median der Magnitude der EOG bei etwa 5 m/s und steigen nahezu linear an auf einen Wert von ~22,5 m/s in der Klasse 20-22 m/s. Mit weiter zunehmender Windgeschwindigkeit steigt auch die Magnitude der EOG weiter an, die Kurve wird aufgrund der geringen Wertezahl je Klasse jedoch „unruhiger“.

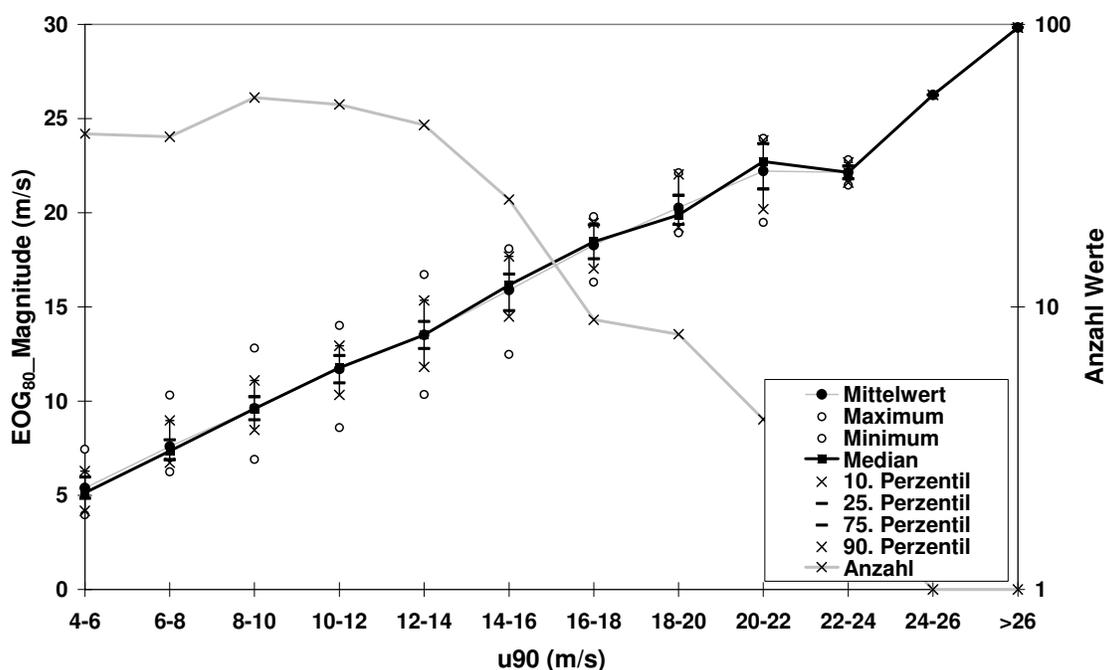


Abb. 6.14: Abhängigkeit der Magnitude der EOG in 80 m Höhe von der Windgeschwindigkeit in 90 m Höhe (10-Minuten Mittel) im Jahr 2005. Format der Abbildung wie Abb. 6.13.

Die in der IEC-Norm 61400-1 für die Periodenlänge gemachte Vorgabe $T = 10,5$ s ist nur für bestimmte Anlagengrößen die kritischste Periodendauer. Für größere oder kleinere Anlagen können längere oder kürzere Periodendauern einen ungünstigeren Lastfall darstellen, wenn diese Periodendauer näher an der Eigenschwingfrequenz der jeweiligen Windkraftanlage liegt. Aus diesem Grund wurde in den FINO1-Daten auch nach Böen mit einem Geschwindigkeitsverlauf nach EOG mit Periodendauern von 8 und 14 s gesucht. Die Häufigkeit des Auftretens von Böen mit Verlauf nach EOG ist demnach abhängig von der gewählten Periodendauer: $8 \text{ s} > 10,5 \text{ s} > 14 \text{ s}$. Setzt man die Anzahl der gefundenen EOG-Fälle mit einer Periodendauer von 10,5 s als 100 %, treten Böen vom Typ EOG bei einer Periodendauer von 8 s mit einer Häufigkeit von etwa 160 % auf, bei einer Periodendauer von 14 s mit einer Häufigkeit von etwa 63 %. Tab. 6.4 zeigt beispielhaft Häufigkeit der in den

FINO1-Daten gefundenen Böenverläufe vom Typ EOG im Jahr 2005 in 80 m Höhe für $R^2 > 0,85$ und $T = 10,5$ s.

Tab. 6.4: Häufigkeit der in den FINO1-Daten gefundenen Böenverläufe vom Typ EOG im Jahr 2005 in 80 m Höhe. $R^2 > 0,85$, $T = 10,5$ s.

Windgeschwindigkeitsbereich (m/s)	Häufigkeit (absolut, 2005)
0 – 5	58
5 – 10	150
10 – 15	169
15 – 20	51
> 20	12

6.3.3 Extreme direction change (EDC)

Die maximale Windrichtungsänderung θ_e mit einer Wiederkehrdauer von einem Jahr wird nach IEC 61400-1 [Gl. 20] berechnet aus:

$$\theta_e = \pm 4 \arctan \left(\frac{\sigma_{u,l}}{V_{hub} \left(1 + 0,1 \left(\frac{D}{\Lambda_1} \right) \right)} \right) \quad (6.11)$$

θ_e ist dabei auf das Intervall $\pm 180^\circ$ limitiert. Der zeitliche Verlauf der Windrichtung im Lastfall EDC ist nach IEC 61400-1 [Gl. 21] gegeben durch:

$$\theta(t) = \begin{cases} 0^\circ & \text{für } t < 0 \\ \pm 0,5\theta_e (1 - \cos(\pi/T)) & \text{für } 0 \leq t \leq T \\ 0^\circ & \text{für } t > T \end{cases} \quad (6.12)$$

Am Ende des Verlaufs der EDC wird die Windrichtungsänderung als konstant bleibend angenommen. Abb. 6.15 zeigt den zeitlichen Verlauf der EDC für $T = 6$ s.



Abb. 6.15: Zeitlicher Verlauf der EDC für $T = 6$ s.

Die maximale Windrichtungsänderung θ_e wurde aus den hochaufgelösten FINO1-Ultraschallanemometer-Daten für verschiedene Zeitlängen ($T = 6, 10$ und 14 s) bestimmt. Die im Jahr 2005 in den FINO1-Daten gefundene Häufigkeitsverteilung des Betrages von θ_e in $T = 6, 10$ und 14 s ist in Abb. 6.16 für die Messhöhe 80 m dargestellt. Die maximale Windrichtungsänderung (in positiver wie negativer Richtung; verwendet wird nur der Betrag) wurde für jedes 10-Minuten Intervall des Messzeitraumes bestimmt, wobei die zeitliche Änderung sich auf 1-Sekunden Mittel der Windrichtung mit einem Abstand von 6, 10 bzw. 14 s bezieht. Fälle im direkten Mastschatten wurden verworfen. Erwartungsgemäß nimmt der Mittelwert von θ_e mit zunehmender Zeitlänge zu, die Mittelwerte liegen zwischen $10,65^\circ$ (6 s) und $11,71^\circ$ (14 s). Abb. 6.17 zeigt θ_e mit $T = 6$ s im Jahr 2005 in 80 m Höhe in Abhängigkeit der horizontalen Windgeschwindigkeit. Die größten maximalen Windrichtungsänderungen treten bei sehr niedrigen Windgeschwindigkeiten auf. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit wird die Streubreite von θ_e immer geringer und oberhalb einer Windgeschwindigkeit von etwa 19 m/s wird θ_e annähernd konstant bei etwa 19° .

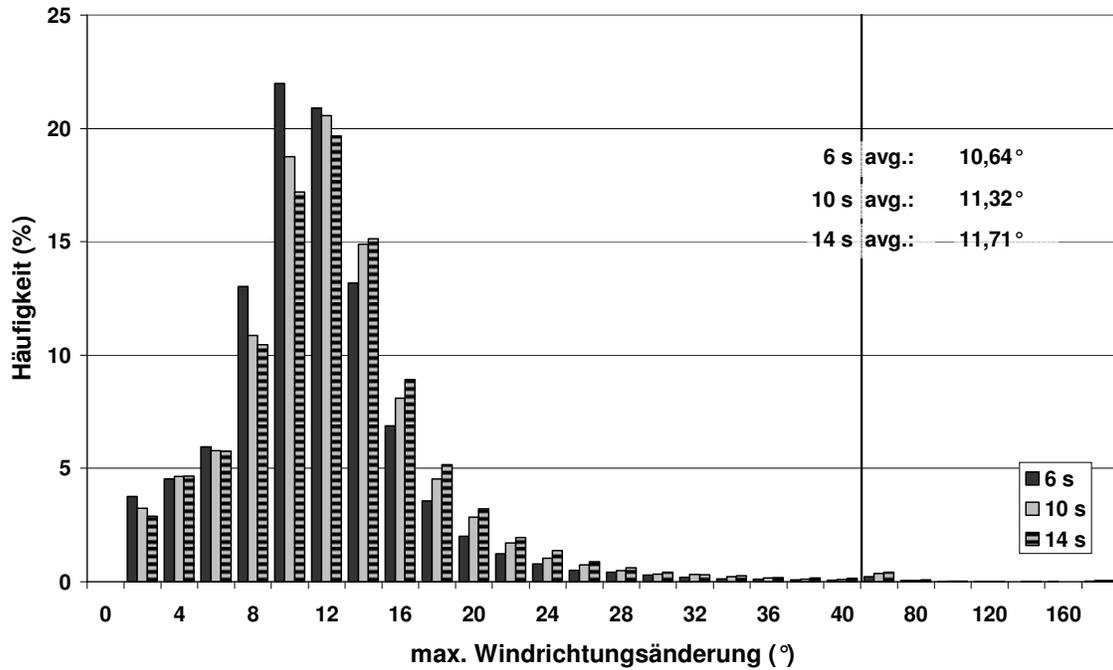


Abb. 6.16: Häufigkeitsverteilung des Betrages der maximalen Windrichtungsänderung θ_e mit $T = 6, 10$ und 14 s im Jahr 2005 in 80 m Höhe. Die vertikale Linie trennt Abschnitte auf der x -Achse mit unterschiedlicher Skalierung.

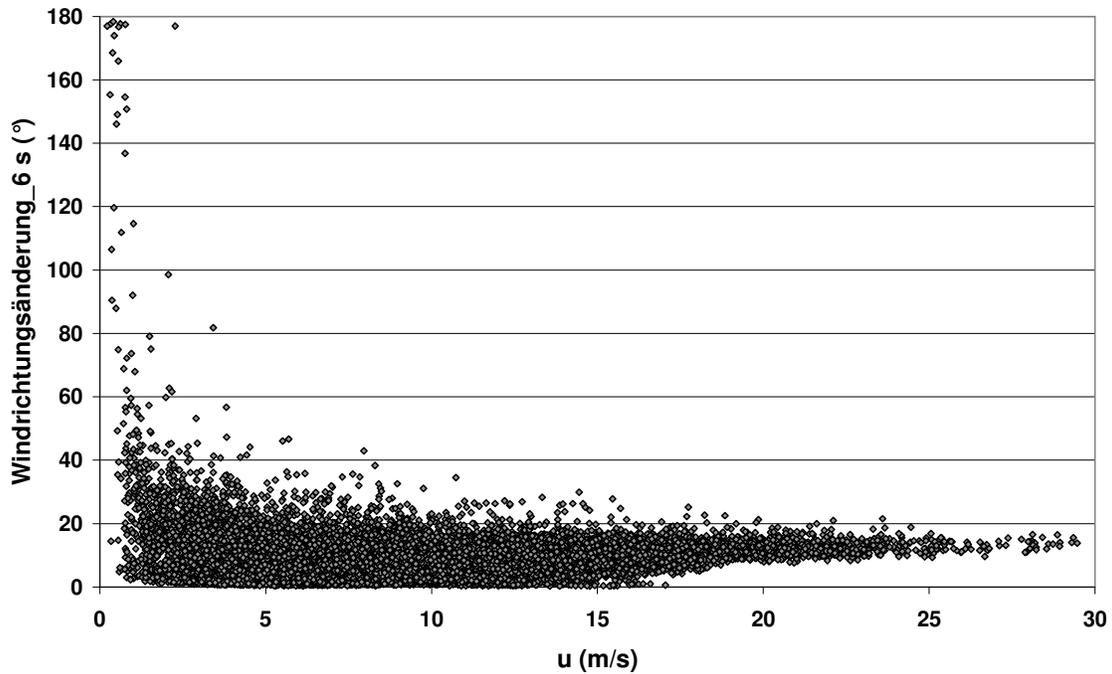


Abb. 6.17: θ_e mit $T = 6$ s im Jahr 2005 in 80 m Höhe in Abhängigkeit der horizontalen Windgeschwindigkeit.

6.3.4 Extreme coherent gust with direction change (ECD)

Die extreme kohärente Bö mit gleichzeitiger Windrichtungsänderung hat nach IEC 61400-1 [Gl. 22] eine Magnitude von:

$$V_{cg} = 15 \text{ m/s} \quad (6.13)$$

Der Windgeschwindigkeitsverlauf der ECD ist nach IEC 61400-1 [Gl. 23] definiert als:

$$v(z, t) = \begin{cases} v(z) & \text{für } t \leq 0 \\ v(z) + 0,5V_{cg} (1 - \cos(\pi/T)) & \text{für } 0 \leq t \leq T \\ v(z) + V_{cg} & \text{für } t \geq T \end{cases} \quad (6.14)$$

mit $T = 10 \text{ s}$ als Andauer des Windgeschwindigkeitsanstieges. Der Windgeschwindigkeitsanstieg tritt in der ECD gleichzeitig mit einer Windrichtungsänderung θ von 0° bis zur maximalen Windrichtungsänderung während der ECD (θ_{cg}) auf. θ_{cg} ist in IEC 61400-1 [Gl. 24] beschrieben durch:

$$\theta_{cg}(V_{hub}) = \begin{cases} 180^\circ & \text{für } V_{hub} < 4 \text{ m/s} \\ \frac{720^\circ \text{ m/s}}{V_{hub}} & \text{für } 4 \text{ m/s} < V_{hub} < V_{ref} \end{cases} \quad (6.15)$$

Die gleichzeitige Windrichtungsänderung $\theta(t)$ ist in IEC 61400-1 [Gl. 25] definiert als:

$$\theta(t) = \begin{cases} 0^\circ & \text{für } t \leq 0 \\ \pm 0,5\theta_{cg} (1 - \cos(\pi/T)) & \text{für } 0 \leq t \leq T \\ \pm \theta_{cg} & \text{für } t \geq T \end{cases} \quad (6.16)$$

mit $T = 10 \text{ s}$.

Zur Bestimmung der ECD aus den FINO1-Daten wurde der maximale Windgeschwindigkeitsanstieg in $T = 10 \text{ s}$ (1-Sekunden Mittelwerte mit einem Abstand von 10 s) innerhalb jedes 10-Minuten Intervalls der Messzeitreihe ermittelt. Für jeden dieser maximalen Windgeschwindigkeitsanstiege innerhalb eines 10-Minuten Intervalls wurde zeitgleich die Windrichtungsänderung θ in 10 s bestimmt. Die Abhängigkeit von θ von dem maximalen Windgeschwindigkeitsanstieg in 10 s ist in Abb. 6.18 für das Jahr 2005 in 80 m Höhe dargestellt. Die größten Windrichtungsänderungen treten bei kleinen maximalen Windgeschwindigkeitsanstiegen auf, mit größer werdenden maximalen Anstiegen wird die Streubreite von θ geringer. Die in der IEC-Norm 61400-1 beschriebene maximale Amplitude der Windgeschwindigkeitsänderung von $V_{cg} = 15 \text{ m/s}$ wurde im Untersuchungszeitraum an der FINO1-Plattform nicht erreicht.

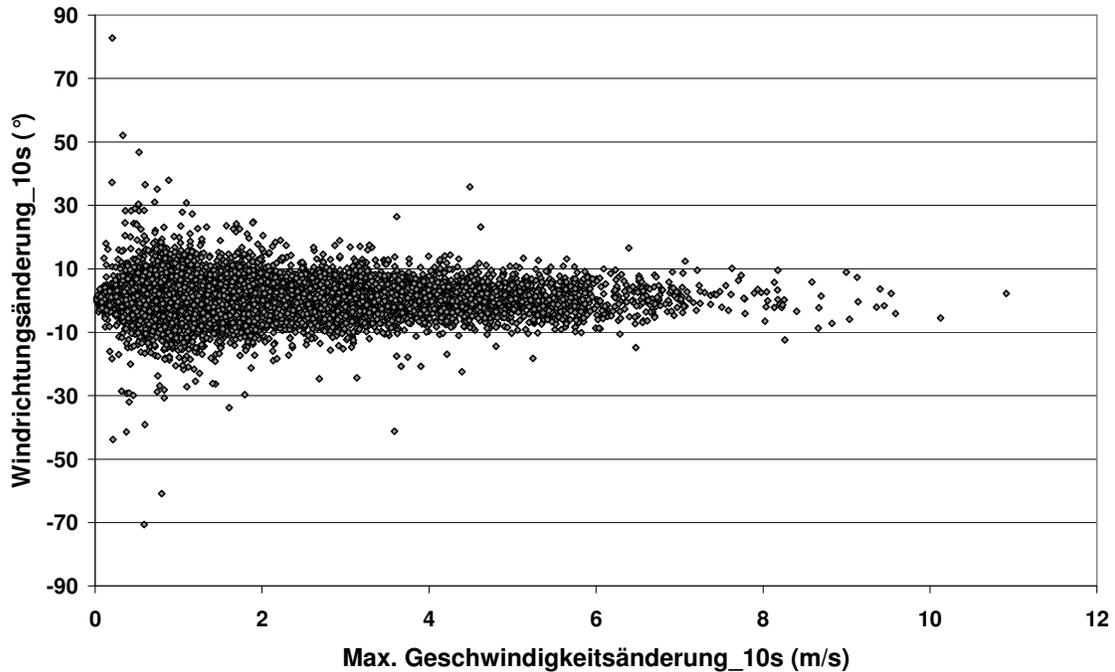


Abb. 6.18: Windrichtungsänderung (°) in Abhängigkeit der maximalen Windgeschwindigkeitsänderung (m/s) in 10 s im Jahr 2005 in 80 m Höhe.

6.4 Zusammenfassung des Vergleichs mit der IEC-Norm

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die in den IEC-Normen 61400-1 und 61400-3 gemachten Vorgaben im Vergleich zu den an FINO1 gemessenen Werten ausreichend konservativ erscheinen. Sowohl die Turbulenzintensität als auch die extrapolierten Extremwerte liegen sicher unterhalb der Vorgaben aus den IEC-Normen. Lediglich die in IEC 61400-3 gemachte Annahme eines mittleren Höhenexponenten von $\alpha = 0,14$ scheint bei den vom DEWI-OCC durchgeführten Lastsimulationen für die Größe „Blattwurzel Schlagmoment“ zu geringeren Lasten zu führen als die Simulation unter Verwendung der tatsächlich an FINO1 gemessenen Häufigkeitsverteilung des Höhenexponenten (mit einem Mittelwert von $\alpha = 0,10$).

7. Schlussfolgerungen

Auf der Forschungsplattform FINO1, deren Daten im Rahmen dieser Studie ausgewertet wurden, wurden erstmals mehrjährige, kontinuierliche Messungen von mittleren und turbulenten Größen im Höhenbereich zwischen 30 und 100 m (mit einer Höhenauflösung von 10 m) in einem so großen Küstenabstand (kürzeste Entfernung zur Küste: 45 km) vorgenommen. Damit unterscheidet sich die vorliegende Arbeit signifikant von bisher vorliegenden Auswertungen z. B. zu Horns Rev vor der dänischen Nordseeküste oder zu Rødsand im dänischen Teil der Ostsee.

Aufgrund der hier zur Verfügung stehenden Höhenauflösung und der guten Qualität der Daten konnten Aussagen zur Mächtigkeit der verschiedenen Schichten innerhalb der marinen atmosphärischen Grenzschicht gemacht werden. Es zeigt sich, dass die Obergrenze der Prandtl-Schicht, in der die meisten turbulenten Größen höheninvariant sind, in den meisten Fällen (vor allem bei niedrigen bis mittleren Windgeschwindigkeiten) unterhalb der untersten Messhöhe von 30 m liegt.

Die für die atmosphärische Stabilität maßgebende Temperaturschichtung sowie das Auftreten von Temperaturinversionen über See konnte erstmals für den Höhenbereich zwischen 30 und 100 m dokumentiert werden. Eine Verteilung des Höhengradienten des Windprofils (ausgedrückt durch den Hellmann-Exponenten des Potenzgesetzes) mit Windgeschwindigkeit und Schichtung konnte abgeleitet werden und bestätigte die erwarteten, gegenüber dem Land deutlich niedrigeren Werte. Allerdings waren bei stabiler Schichtung aufgrund der dann sehr geringen Turbulenzintensität auch verhältnismäßig hohe Gradienten möglich.

Die Turbulenzintensität, die – wie erwartet – ebenfalls deutlich niedriger als über Land gefunden wurde, hängt über See stark von der Windgeschwindigkeit ab und nimmt – im Gegensatz zu Landoberflächen – oberhalb einer von der Messhöhe abhängigen Schwelle aufgrund der ansteigenden Wellenhöhe und somit Oberflächenrauigkeit mit zunehmender Windgeschwindigkeit wieder zu. Bis zu den in dem ausgewerteten Datensatz auftretenden maximalen Geschwindigkeiten von ca. 33 m/s konnte kein Ende dieses Anstiegs gefunden werden. Die Variation der Abhängigkeit der Turbulenzintensität von der Windgeschwindigkeit mit der Höhe konnte für den Bereich zwischen 30 und 100 m gezeigt werden. Für die 90. Perzentile wurde eine im Vergleich zur bestehenden Parametrisierung der Turbulenzintensität in der IEC-Norm 61400-3 optimierte Parametrisierung aus den Messdaten abgeleitet.

Die Länge des Messzeitraumes von 4 Jahren erlaubte auch erste belastbare Extremwertabschätzungen für den genannten Höhenbereich aus dem Datenmaterial heraus. Die wenigen bisherigen Extremwertextrapolationen für Offshore-Bedingungen existieren nur auf Basis niedriger Messhöhen (z. B. 10 m). Extremwertabschätzungen für größere Höhen konnten daher bisher nur durch eine Extrapolation nach oben – unter Annahme eines abgeschätzten Windprofils bei extremen Windgeschwindigkeiten – erfolgen. Der extrapolierte 50-Jahres Wert des 10-Minuten Mittels der Windgeschwindigkeit beträgt in der Nabenhöhe der geplanten Offshore-Windkraftanlagen 42,4 m/s, der entsprechende Wert für die 3-Sekunden Bö 51,1 m/s.

Parallel betriebene Ultraschallanemometer in den drei Höhen 40, 60 und 80 m erlaubten erstmals offshore die geometrische Bestimmung der Wirbelneigung aus dem Zeitversatz der durchziehenden Turbulenzstrukturen. Bisher wäre nur eine indirekte Ableitung über die Bestimmung der Neigung der Hauptachsen des Stress-Tensors in einer Messhöhe möglich gewesen. Es zeigt sich, dass die Vorwärtsneigung maßgeblich von der Windgeschwindigkeit und somit der Oberflächenrauigkeit abhängt.

Die Mittelwerte der aus den Autokorrelationsfunktionen berechneten turbulenten Längenskalen (und insbesondere deren Verhältnisse zueinander) bewegen sich auf einem ähnlichen Niveau wie in früheren Arbeiten für Inland-Standorte berichtet. Ihre räumliche Ausdehnung in horizontaler Richtung ist in Nabenhöhe der geplanten Offshore-Windkraftanlagen (~90 m) etwa 2,5- bis 3-fach so groß wie deren Rotordurchmesser (~120 m).

Die aus den Auswertungen der hochaufgelösten Turbulenzdaten abgeleitete geometrische Struktur der Turbulenzelemente in der marinen atmosphärischen Grenzschicht deutet auf horizontal langgestreckte Wirbelelemente hin, die in der Vertikalen – abhängig von der atmosphärischen Schichtung – abgeflacht sind. Die vertikale Ausdehnung hängt dabei stark von der atmosphärischen Schichtung ab: Mit zunehmend stabiler Schichtung werden die Turbulenzelemente flacher.

Erstmals konnte die Abhängigkeit der signifikanten Wellenhöhe – die neben den Wind- und Turbulenzverhältnissen in der Atmosphäre maßgeblich zu den auf Offshore-Windkraftanlagen wirkenden Lasten beiträgt – von der Windgeschwindigkeit in Nabenhöhe der in der Deutschen Bucht geplanten Offshore-Windkraftanlagen analysiert werden. Wie bei Annahme der Gültigkeit der Ähnlichkeitstheorie innerhalb der Prandtl-Schicht zu erwarten, hängt die signifikante Wellenhöhe neben der Windgeschwindigkeit und der Wirklänge des Windes (Fetch) von der atmosphärischen Stabilität ab. Es konnte gezeigt werden, dass am Standort von FINO1 neben der atmosphärischen Stabilität dabei vor allem die Fetchlänge der dominierende Einflussparameter zu sein scheint.

Die im Rahmen des BMU-Verbundprojektes „*Offshore Wind Design Parameter*“ (OWID) definierten, speziell aus Sicht der (Offshore-)Windenergienutzung relevanten Parameter wie z. B. Häufigkeit und Stärke von auftretenden Vertikalgradienten oder maximalen Änderungen der Windgeschwindigkeit und -richtung oder das Auftreten konkreter, in den IEC-Normen 61400-1 und 61400-3 definierter Lastfälle wie beispielsweise die so genannte „*Extreme Operating Gust*“ (EOG) konnten erstmals für die freie Nordsee beziehungsweise konkret das Gebiet der Deutschen Bucht, in dem die ersten Deutschen Offshore-Windparks errichtet werden sollen, analysiert werden. Es zeigt sich, dass die in den Normen gemachten Vorgaben für die meisten relevanten Lastgrößen ausreichend konservativ sind.

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit gefundenen Ergebnisse liefern einen wichtigen Datensatz, der dazu dienen wird, bestehende numerische Modelle zur Ausbreitungsrechnung zu validieren und die in ihnen enthaltenen Turbulenzparametrisierungen gegebenenfalls zu verbessern sowie die notwendige Sicherheit für Planung, Bau und Betrieb von Offshore-Windkraftanlagen zu gewährleisten.

Für die Windenergienutzung sind unter anderem die Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit und der Turbulenzintensität von großer Wichtigkeit. Die im Vergleich zu Landoberflächen geringen Vertikalgradienten sowohl der Windgeschwindigkeit als auch der Turbulenzintensität führen (bei gleicher Windgeschwindigkeit) zu geringeren Lasten auf die Windkraftanlagen.

Aufbau und Struktur der marinen atmosphärischen Grenzschicht sind nicht nur für Fragen der Windenergienutzung von Bedeutung. Die im Vergleich zu Landoberflächen deutlich niedrigere Turbulenzintensität führt zu einer geringeren Verbreiterung von Abluftfahnen über See, was eine weniger schnelle Verdünnung von hohen Schadstoffkonzentrationen z. B. entlang der Hauptschifffahrtsrouten mit sich bringt. Auch die aufs Meer gewehten Abgasfahnen z. B. von oftmals an der Küste gelegenen Megacities werden weniger schnell verdünnt.

8. Ausblick

Um die vorliegenden Ergebnisse zum Aufbau und zur Struktur der marinen Grenzschicht zu bestätigen und zu ergänzen, sind weitere Untersuchungen notwendig. Für eine detailliertere und im Bezug auf die Abdeckung des Höhenprofils vollständige Beschreibung der marinen Grenzschicht wäre eine Erfassung von mittleren und turbulenten Größen auch im Bereich unterhalb von 30 m Höhe notwendig. Damit könnte die Höhe der Prandtl-Schicht auch für niedrigere Windgeschwindigkeiten ermittelt werden und die Kraftübertragung von der Atmosphäre auf die Wellen (und umgekehrt, bei hohen Wellenaltern) genauer untersucht werden. Bis dahin müssen Arbeiten wie z. B. die von SMEDMAN et al. (2003b) und SJÖBLOM und SMEDMAN (2003), basierend auf Messdaten von einem 30 m hohen Messmast 10 km vor der schwedischen Insel Östergarnsholm als Ergänzungen – aber unter Berücksichtigung der anderen Lage (Ostsee) und des deutlich geringeren Küstenabstands – herangezogen werden.

Auch die Erfassung eines weiteren Höhenbereiches oberhalb von 100 m, um z. B. das Profil über den gesamten Rotorbereich der geplanten Windkraftanlagen bestimmen zu können, ist eine offene Fragestellung, die aber mit Messmasten kaum beziehungsweise nur noch mit extrem hohem finanziellen Aufwand zu bewerkstelligen ist. Es steht jedoch zu erwarten, dass zukünftig optische Windmessverfahren auch detaillierte Informationen über die Schicht 100 bis 200 m liefern werden (EMEIS et al., 2007).

Die „ungestörte“ Turbulenz, wie sie z. B. an FINO1 gemessen und im Rahmen dieser Arbeit analysiert wurde, trifft in einem Windpark nur die luvseitigen Windkraftanlagen, während im Inneren eines Windparks eine „modifizierte“ Turbulenz vorherrscht: Durch den Rotor der Windkraftanlagen wird in deren Lee die Windgeschwindigkeit verringert und gleichzeitig zusätzliche Turbulenz („Wakes“) erzeugt, die dann auf die in Windrichtung nachfolgenden Anlagen trifft. Die Modellierung dieser Wake-Effekte sowie die Optimierung von Windpark-Layouts (Anordnung der einzelnen Windkraftanlagen innerhalb des Windparks) im Hinblick auf diese Effekte (und einen möglichst optimalen Gesamt-Wirkungsgrad des Windparks) war ein Teilprojekt innerhalb von OWID, welches am DEWI durchgeführt wurde (RIEDEL und NEUMANN, 2007). Nach Abschluss der bereits begonnenen Bauphase des ersten Test-Windparks „Alpha Ventus“ (12 Windkraftanlagen der 5 MW Klasse, Fertigstellung geplant für 2009) in unmittelbarer Nähe der FINO1 Messplattform wird – in Situationen mit Windrichtungen, in denen FINO1 im Lee von Alpha Ventus liegt – erstmals die Messung der durch den Windpark modifizierten Wind- und Turbulenzprofile zwischen 30 und 100 m Höhe offshore möglich sein. Daraus ergibt sich zukünftig die Möglichkeit, bestehende Modelle für die Simulation der Turbulenz im Nachlauf von Offshore-Windkraftanlagen und ganzen Windparks zu validieren und ggf. anzupassen.

Auch für die Validierung und die Verbesserung der Qualität anderer numerischer Modelle über See bietet der FINO1-Datensatz bislang einzigartige Möglichkeiten.

Der Großteil der erforderlichen Neuinstallationen von Windkraftanlagen, die notwendig sind, um das Ziel, bis 2030 einen Anteil der Windenergie an der Stromerzeugung in Deutschland von 25% zu erreichen, wird offshore erfolgen.

Die in dieser Arbeit dargestellten Ergebnisse tragen hoffentlich zu einem erfolgreichen Ausbau der Offshore-Windenergie bei.

Literaturverzeichnis

- BIERBOOMS, W. A. A. M. (2003): Wind and Wave Conditions. DOWEC (Dutch Offshore Wind Energy Converter Project) 47 rev. 2.
- BRADSHAW, P. (1967): Inactive motion and pressure fluctuations in turbulent boundary layers. *Journal of Fluid Mechanics* **30**, 241–258.
- BRÜMMER, B.; BAKAN, S.; HINZPETER, H. (1985): Kontur: observations of cloud streets and open cellular structures. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **9**, 281–296.
- BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E. F. (1971): Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* **28**, 181–189.
- BYE, J. A. T.; WOLFF, J. -O. (2008): Charnock Dynamics: a Model for the velocity structure in the wave boundary layer of the air-sea interface. *Ocean Dynamics* **58**, 31–42.
- CARTER, D. J. T. (1993): Estimating extreme wave heights in the NE Atlantik from GEOSAT data. Health and Safety Executive - Offshore Technology Report. Her Majesty's Stationary Office OTH 93 396.
- CHARNOCK, H. (1955): Wind Stress on a Water Surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **81**, 639–640.
- COELINGH, J. P.; VAN WIJK, A. J. M.; HOLTSLAG, A. A. M. (1996): Analysis of wind speed observations over the North Sea. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics* **61**, 51–69.
- COELINGH, J. P.; VAN WIJK, A. J. M.; HOLTSLAG, A. A. M. (1998): Analysis of wind speed observations on the North Sea coast. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics* **73**, 125–144.
- CSANADY, G. T. (2001): *Air-Sea Interaction: Laws and Mechanisms*. London und New York: Cambridge University Press, 248 pp.
- DAVENPORT, A. G. (1965): The relationship of wind structure to wind loading. *Nat. Phys. Lab. Symp. 16: "Wind effects on buildings and structures"*. Her Majesty's Stationary Office, London, 54–112.
- DAVIDSON, K. L. (1970): An investigation of the influence of water waves on the adjacent airflow. ORA Report 08849-2-T, Dept. of Meteorology and Oceanography, University of Michigan.
- DAVIDSON, K. L. (1973): Wave-Related Fluctuations in the Airflow Above Natural Waves. *Journal of Physical Oceanography* **3**, 102–119.
- DAVIDSON, K. L. (1974): Observational Results on the Influence of Stability and Wind-Wave Coupling on Momentum Transfer Fluctuations over Ocean Waves. *Boundary-Layer Meteorology* **6**, 305–331.
- Deutsches Windenergie-Institut GmbH, Wilhelmshaven (DEWI) und Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg (BSH) (2005): Abschlussbericht: Technische Messungen in Nord- und Ostsee (TeMeFINO) – Forschungsplattform Borkum West.
- DRENNAN, W. M.; KAHMA, K. K.; DONELAN, M. A. (1999): On Momentum Flux and Velocity Spectra over Waves. *Boundary-Layer Meteorology* **92**, 489–515.

- DYER, A. J. (1974): A review of flux-profile relations. *Boundary-Layer Meteorology*, 363–372.
- EDSON, J. B.; FAIRALL, C. W. (1998): Similarity Relationships in the Marine Atmospheric Surface Layer for Terms in the TKE and Scalar Variance Budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences* **55**, 2311–2328.
- EMEIS, S. (2000): *Meteorologie in Stichworten*. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung (Hirt's Stichwortbücher), 199 pp.
- EMEIS, S. (2001): Vertical variation of frequency distributions of wind speed in and above the surface layer observed by sodar. *Meteorologische Zeitschrift* **10**, 141–149.
- EMEIS, S. (2005): How Well Does a Power Law Fit to a Diabatic Boundary-Layer Wind Profile? *DEWI-Magazin* **26**, 59–62.
- EMEIS, S.; HARRIS, M.; BANTA, R. M. (2007): Boundary-layer anemometry by optical remote sensing for wind energy applications. *Meteorologische Zeitschrift* **16**, 337–347.
- EMEIS, S.; TÜRK, M. (submitted): Wind-Driven wave heights in the German Bight. *Ocean Dynamics*.
- ETLING, D. (2002): *Theoretische Meteorologie*. 2. Aufl. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 354 pp.
- FOKEN, T. (1990): Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage. Methoden, messtechnische Realisierung sowie ihre Grenzen und Anwendungsmöglichkeiten. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **180**.
- FOKEN, T. (2003): *Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden*. Berlin: Springer, 290 pp.
- GARRAT, J. R. (1977): Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents. *Monthly Weather Review* **105**, 915–929.
- GARRATT, J. R. (1992): *The atmospheric boundary layer*. London und New York: Cambridge University Press, 333 pp.
- GRAINGER, W.; GAMMIDGE, A.; SMITH, D. (1998): Offshore Wind Data for Wind Farms. Proceedings of the 20th British Wind Energy Association (BWEA) Wind Energy Conference. Online verfügbar unter: http://www.owen.eri.ac.uk/documents/bwea20_38.pdf.
- GRANT, A. L. M. (1986): Observations of boundary layer structure made during the 1981 KONTUR experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **112**, 825–841.
- GUMBEL, E. J. (1958): *Statistics of Extremes*. New York: Courier Dover Publications (Reprint 2004), 400 pp.
- HAUF, T. (1984): Turbulenzmessungen mit dem Forschungsflugzeug Falcon. *Meteorologische Rundschau* **37**, 163–176.
- HERKLOTZ, K. (2007): Oceanografic Results of Two Years Operation of the First Offshore Wind Research Platform in the German Bight - FINO1. *DEWI-Magazin* **30**, 884–892.
- HERSBACH, H.; JANSSEN, P. A. E. M. (1999): Improvement of the Short-Fetch Behavior in the Wave Ocean Model (WAM). *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies* **16**, 884–892.
- HICKS, B. B. (1981): An Examination of Turbulence Statistics in the Surface Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology* **21**, 389–402.
- HÖGSTRÖM, U. (1990): Analysis of Turbulence Structure in the Surface Layer with a Modified Similarity Formulation for Near Neutral Conditions. *Journal of the Atmospheric*

Sciences **47**, 1949–1972.

HÖGSTRÖM, U.; HUNT, J. C. R.; SMEDMAN, A. -S. (2002): Theory and Measurements for Turbulence Spectra and Variances in the Atmospheric Neutral Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorology* **103**, 101–124.

HSU, S. A.; MEINDL, E. A.; GILHOUSEN, D. B. (1994): Determining the Power-Law Wind-Profile Exponent under Near-Neutral Stability Conditions at Sea. *Journal of Applied Meteorology* **33**, 757–765.

Draft IEC 61400-1, Ed. 3, 2003: Wind Turbines – Part 1: Design requirements.

Draft IEC 61400-3, Ed. 1, 2005: Wind Turbines - Part 3: Design requirements for offshore wind turbines.

JOHNSON, H. K.; HOJSTRUP, J.; VESTED, H. J.; LARSEN, S. E. (1998): On the Dependence of Sea Surface Roughness on Wind Waves. *Journal of Physical Oceanography* **28**, 1702–1716.

KAIMAL, J. C.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; COTÉ, O. R. (1972): Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **98**, 563–589.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. (1994): Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurement. London und New York: Oxford University Press, 289 pp.

LANGE, B.; LARSEN, J.; HOJSTRUP, S.; BARTHELMIE, R. (2004): Influence of Thermal Effects on the Wind Speed Profile of the Coastal Marine Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology* **112**, 587–617.

LARGE, W. G.; POND, S. (1981): Open Ocean Flux Measurements in Moderate to Strong Winds. *Journal of Physical Oceanography* **11**, 324–336.

MAAT, N.; KRAAN, C.; OOST, W. A. (1991): The Roughness of Wind Waves. *Boundary-Layer Meteorology* **54**, 89–103.

MERRY, M.; PANOFSKY, H. A. (1976): Statistics of Vertical Motion over Land and Water. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **102**, 255–260.

NEUMANN, G. (1953): On ocean wave spectra and a new method of forecasting wind-generated sea. Beach Erosion Board, Washington. Tech Mem No. 43.

NEUMANN, T.; NOLOPP, K.; HERKLOTZ, K. (2004): Erste Betriebserfahrungen mit der FINO1-Forschungsplattform in der Nordsee. *DEWI-Magazin* **24**, 27–34.

NEUMANN, T.; NOLOPP, K. (2007): Three Years of Operation of Far Offshore Measurements at FINO1. *DEWI-Magazin* **30**, 42–46.

OKE, T. R. (1987): *Boundary layer climates*. London: Methuen, 425 pp.

OOST, W. A.; KOMEN, G. J.; JACOBS, C. M. J.; VAN OORT, C. (2002): New Evidence for a Relation between Wind Stress and Wave Age from Measurements during Asgamage. *Boundary-Layer Meteorology* **103**, 409–438.

PANCHANG, V.; ZHAO, L.; DEMIRBILEK, Z. (1999): Estimation of extreme wave heights using GEOSAT measurements. *Ocean Engineering* **26**, 205–225.

- PANOFSKY, H. A. (1977): Wind Structure in Strong Winds Below 150 m. *Wind Engineering* **1**, 91–103.
- PANOFSKY, H. A.; TENNEKES, H.; LENSCHOW, D. H.; WYNGAARD, J. C. (1977): The Characteristics of Turbulent Velocity Components in the Surface Layer under Convective Conditions. *Boundary-Layer Meteorology* **11**, 355–361.
- PANOFSKY, H. A.; DUTTON, J. A. (1984): *Atmospheric Turbulence. Models and Methods for Engineering Applications*. New York: John Wiley and Sons, 397 pp.
- PRYOR, S. C.; BARTHELMIE, R. (2002): Statistical Analysis of flow characteristics in the coastal zone. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics* **90**, 201–221.
- RIEDEL, V.; NEUMANN, T. (2007): RANS-Modelling of Wind Flow through Large Offshore Wind Farms. Proceedings of the European Wind Energy Conference (EWEC) 2007. Online verfügbar unter: www.ewec2007proceedings.info/allfiles2/504_Ewec2007fullpaper.pdf.
- ROEDEL, W. (2000): *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. 3. Aufl. Berlin: Springer, 498 pp.
- ROGERS, D. P.; JOHNSON, D. W.; FRIEHE, C. A. (1995): The Stable Internal Boundary Layer over a Coastal Sea. Part I: Airborne Measurements of the Mean and Turbulent Structure. *Journal of the Atmospheric Sciences* **52**, 667–683.
- ROTACH, M. (1999): On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion. *Atmospheric Environment* **33**, 4001–4008.
- SCHROERS, H.; LÖSSLEIN, H.; ZILCH, K. (1990): Untersuchung der Windstruktur bei Starkwind und Sturm. *Meteorologische Rundschau* **42**, 202–212.
- SEDEFIAN, L. (1980): On the vertical extrapolation of mean wind power density. *Journal of Applied Meteorology* **19**, 488–493.
- SETHURAMAN, S. (1978): Structure of Turbulence over Water during High Winds. *Journal of Applied Meteorology* **18**, 324–328.
- SETHURAMAN, S. (1979): Structure of Turbulence over Water during High Winds. *Journal of Applied Meteorology* **18**, 324–328.
- SJÖBLOM, A.; SMEDMAN, A. -S. (2002): The turbulent kinetic energy budget in the marine atmospheric surface layer. *Journal of Geophysical Research (Oceans)* **107** (C10), 6.1-6.18.
- SJÖBLOM, A.; SMEDMAN, A. -S. (2003): Vertical Structure in the Marine Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology* **109**, 1–25.
- SMEDMAN, A. -S.; TJERNSTRÖM, M.; HÖGSTRÖM, U. (1994): The Near-Neutral Marine Atmospheric Boundary Layer with no Surface Shearing Stress: A Case Study. *Journal of the Atmospheric Sciences* **51**, 3399–3411.
- SMEDMAN, A. -S.; HÖGSTRÖM, U.; RUTGERSSON, A.; KAHMA, K. K. (1999): A case-study of air-sea interaction during swell conditions. *Journal of Geophysical Research (Oceans)* **104** (C11), 25.833-25.851.
- SMEDMAN, A. -S.; HÖGSTRÖM, U.; SJÖBLOM, A. (2003a): A Note on Velocity Spectra in the Marine Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology* **109**, 27–48.

- SMEDMAN, A. -S; LARSÉN, X. G.; HÖGSTRÖM, U.; KAHMA, K. K.; PETTERSSON, H. (2003b): Effect of sea state on the momentum exchange over the sea during neutral conditions. *Journal of Geophysical Research (Oceans)* **108** (C11), 31.1-31.13.
- SMEDMAN, A. -S; HÖGSTRÖM, U.; LARSÉN, X. G.; JOHANSSON, C.; RUTGERSSON, A.; SJÖBLOM, A. (2004): Towards a fundamentally new understanding of the marine atmospheric boundary layer. Veranstaltung vom 2004. American Meteorological Society: 16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence.
- SMITH, S. D. (1980): Wind Stress and Heat Flux over the Ocean in Gale Force Winds. *Journal of Physical Oceanography* **10**, 709–726.
- SMITH, D.; ANDERSON, R. J.; OOST, W. A.; KRAAN, C.; MAAT, N.; DECOSMO, J. et al. (1992): Sea Surface Wind Stress and Drag Coefficients: The HEXOS Results. *Boundary-Layer Meteorology* **60**, 109–142.
- SOOD, A.; SUSELJ, K.; HEINEMANN, D. (2007): Wind resource and site assessment in the German Bight: Extreme Winds at Meso- to Microscale. Proceedings of the European Wind Energy Conference (EWEC) 2007. Online verfügbar unter: www.ewec2007proceedings.info/allfiles2/231_Ewec2007fullpaper.pdf.
- STULL, R. B. (1988): *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- STULL, R. B. (2000): *Meteorology for Scientists and Engineers*. 2. Aufl. Pacific Grove: Brooks/Cole, 502 pp.
- SVERDRUP, H. U.; MUNK, W. H. (1947): Wind, sea and swell: Theory of relations for forecasting. US Navy Hydrographic Office Publications **601**.
- TAMBKE, J.; LANGE, M.; FOCKEN, U.; WOLFF, J. -O.; BYE, J. A. T. (2005): Forecasting offshore wind speeds above the North Sea. *Wind Energy* **8**, 3–16.
- TOWNSEND, A. A. (1961): Equilibrium layers and wall turbulence. *Journal of Fluid Mechanics* **11**, 97–120.
- VICKERS, D.; MAHRT, L.; SUN, J.; CRAWFORD, T. (2001): Structure of Offshore Flow. *Monthly Weather Review* **129**, 1251–1258.
- WEISSE, R.; FESER, F.; GÜNTHER, H. (2003): Wind- und Seegangsklimatologie 1958-2001 für die südliche Nordsee basierend auf Modellrechnungen. GKSS-Report 2003/10. Herausgegeben von GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH. Geesthacht.
- WEISSE, R.; GÜNTHER, H. (2007): Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958-2002. *Ocean Dynamics* **57**, 161–172.
- WILLS, J. A. B. (1992): Offshore Wind Structure Measurements at the West Sole Gas Platform. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics* **44**, 2465–2473.
- YELLAND, M.; TAYLOR, P. K. (1996): Wind Stress Measurements from the Open Ocean. *Journal of Physical Oceanography* **26**, 541–558.
- YOUNG, I. R. (1999): *Wind Generated Ocean Waves*. London, New York: Elsevier, 288 pp.
- ZENGER, A. (1998): *Atmosphärische Ausbreitungsmodellierung: Grundlagen und Praxis*. Berlin: Springer, 159 pp.

Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Priv.-Doz. Dr. Stefan Emeis betreut worden."

Matthias Türk

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die mir die Vollendung meiner Promotion ermöglichten:

Für die Betreuung der Arbeit bedanke ich mich herzlich bei Herrn Priv.-Doz. Dr. Stefan Emeis, der mir jederzeit mit wertvollen Hinweisen zur Verfügung stand und mich als „Förster“ beim Einstieg die Welt der Grenzschichtmeteorologie unterstützte.

Herrn Prof. Dr. Michael Kerschgens danke ich für die Möglichkeit, meine Promotionsarbeit an seinem Institut anfertigen zu dürfen.

Bedanken möchte ich mich auch bei den Projektpartnern innerhalb von OWID für die gute und konstruktive Zusammenarbeit, die den Spagat zwischen Wissenschaft und Ingenieurspraxis in dieser Arbeit erst ermöglichte. Ein besonderer Dank gilt hier Volker Riedel vom DEWI für zahlreiche Diskussionen und die Unterstützung bei diversen Programmierungs-Lösungen für die Auswertungen der hochaufgelösten Daten.

Meinen Kollegen am IMK-IFU danke ich für das tolle Arbeitsklima und die Hilfe und Unterstützung bei jeder Art von Problemen. Carsten, Markus, Andi, Hecki und Karin danke ich außerdem für die regelmäßigen Radtouren und sonstigen Aktivitäten, um den Kopf nach Feierabend wieder frei zu bekommen und frische Energie für die Arbeit zu tanken.

Ganz besonders danke ich natürlich meinen Eltern, die mir das Studium erst ermöglichten und mich jederzeit unterstützten, sowie meiner Frau Constance, die meiner Arbeit viel Verständnis und Geduld entgegenbrachte.