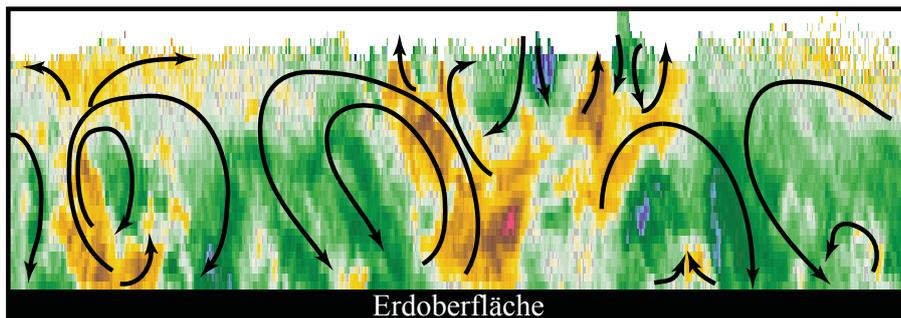


Universität Leipzig
Fakultät für Physik- und Geowissenschaften

Diplomarbeit

im Studiengang Meteorologie

Charakterisierung der Grenzschicht anhand von Vertikalwindmessungen mit einem Doppler-Lidar



zur Erlangung
des akademischen Grades

Diplom-Meteorologin

vorgelegt von
Julia Fruntke
27. Februar 2009

eingereicht bei
Prof. J. Heintzenberg und
Prof. G. Tetzlaff

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Atmosphärische Grenzschicht und Turbulenz	5
2.1	Atmosphärische Grenzschicht	5
2.2	Turbulenz und ihre Entstehung	7
2.3	Tagesgang der atmosphärischen Grenzschicht	9
2.4	Turbulente kinetische Energie	12
3	Doppler-Windlidar	15
3.1	Heterodyne Detektion	15
3.2	Aufbau und Funktionsweise des Doppler-Windlidars	17
3.3	Verarbeitung des analogen Signals	20
4	Statistische Auswertung der Lidardaten	25
4.1	Behandlung der Lidardaten	25
4.2	Statistische Methoden	26
4.3	Fehlerbetrachtung	30
5	Messungen	33
5.1	Messbedingungen am IfT	33
5.2	Auswahl der Golden Days	34
5.3	Witterungsbedingungen an den Messtagen	39
5.3.1	5. Mai 2006	39
5.3.2	18. September 2006	44
5.3.3	5. April 2006	48

6	Ergebnisse und Diskussion	55
6.1	Vorgehensweise bei der Datenanalyse	55
6.2	Statistische Analyse der Windlidardaten	57
6.2.1	5. Mai 2006	57
6.2.2	18. September 2006	71
6.2.3	5. April 2006	84
6.3	Vergleich der Ergebnisse (12 bis 17 Uhr)	95
7	Zusammenfassung und Ausblick	109
A	Abkürzungsverzeichnis	i
B	Symbolverzeichnis	iii
	Abbildungsverzeichnis	vii
	Tabellenverzeichnis	xi
	Literaturverzeichnis	xiii

Kapitel 1

Einleitung

In Zeiten der Diskussionen um einen eventuellen Klimawandel ist die Weiterentwicklung und ständige Verbesserung der für Klimavorhersagen verwendeten Atmosphärenmodelle unabdingbar. Die genaue Berücksichtigung der Vertikaltransporte von fühlbarer und latenter Wärme, Impuls, Aerosolpartikeln und Spurengasen ist eine wichtige Voraussetzung für die realitätsnahe Abbildung der Atmosphäre im Modell und somit für die Güte der erstellten Prognosen. Der Eintrag der genannten Größen in die Atmosphäre und deren Verteilung finden unter anderem infolge turbulenter Bewegungen statt. Aerosolpartikel und Spurengase können so bis in große Höhen der atmosphärischen Grenzschicht (AGS) getragen und in diesen Höhen verteilt werden.

Die AGS ist die unmittelbar über der Erdoberfläche liegende Schicht, welche in den mittleren Breiten eine vertikale Ausdehnung von 500 bis 3000 m erreichen kann. Oberhalb dieser befindet sich die freie Atmosphäre (FA). Es erfolgt zum Teil ein Austausch zwischen der Grenzschicht und der FA. Die Windverhältnisse sind aufgrund der Geostrophie oberhalb der AGS weitaus stabiler als *in* dieser Reibungsschicht. So ist eine globale Ausbreitung des Aerosols und der Spurengase in größeren Höhengniveaus, in denen sich die Verweildauer über lange Zeiträume erstreckt, möglich.

Ferner ist das Wissen über die atmosphärische Grenzschicht und die genaue Kenntnis über die in ihr ablaufenden Austauschprozesse für die regionale Wettervorhersage bedeutend. Auch hier tragen neue Erkenntnisse über Grenzschichtprozesse zu einer Optimierung der Vorhersagen bei. Die Verbesserung der Niederschlagsvorhersage war in den letzten 16 Jahren nicht erfolgreich [<https://www.uni-hohenheim.de/spp-iop>, Jan. 2009]. Es mangelt teilweise an flächendeckenden, qualitativ hochwertigen Datensätzen, die in die numerischen Modelle einfließen. Demzufolge sind direkte Messungen für das weiterführende Verständnis

über Prozesse in der Grenzschicht immer wieder erforderlich. In Bezug auf die Entstehung von niederschlagbringenden Wolken etwa spielen turbulente Bewegungen der Luftmassen in der Vertikalen eine wichtige Rolle.

Gleichermaßen sind Ab- sowie Aufwindgebiete auch in der Verkehrsmeteorologie von Interesse. Zur Verhinderung von wetterbedingten Flugunfällen ist ein gutes Verständnis von Windscherung, Turbulenz in Wolken und Klarsichtturbulenz notwendig [<http://www.muk.uni-hannover.de/forschung/hauf/forschung/unfaelle.htm>, 2009].

Die Auflösung in Klima- und Wettervorhersagemodellen ist zu gering, um turbulente Prozesse abzubilden. Aus diesem Grund werden Turbulenzgrößen in Modellen parametrisiert. Diese Parametrisierungen basieren weitgehend auf bodennahen Turbulenzmessungen (Feldexperimente) und sind daher nicht unbedingt auf den gesamten Bereich der Grenzschicht anwendbar. Aus dieser Unsicherheit ergeben sich häufig Fehler in der Modellierung schnell ablaufender vertikaler Austauschprozesse.

Windfelder können mittels Ballonen, Radiosonden, In-situ-Messungen (Flugzeuge) oder Messmasten direkt gemessen werden [Lenschow und Johnson, 1968; Lenschow, 1970; Caughey et al., 1979; Caughey und Palmer, 1979; Mitsuta et al., 1986]. Um die gesamte atmosphärische Grenzschicht abzutasten, ist die Fernerkundung notwendig. Eine gute Turbulenzcharakterisierung ist mittels indirekter Messungen über Radar (*Radio Detection and Ranging*) [Frisch et al., 1995; Pollard et al., 2000; Kollias et al., 2001], Sodar (*Sonic Detection and Ranging*) [Chintawongvanich et al., 1989] oder Lidar (*Light Detection and Ranging*) [Kunkel et al., 1980; Drobinsky et al., 2000; Frehlich et al., 2008] möglich. Hierbei dient als Informationsträger die ausgesendete beziehungsweise reflektierte elektromagnetische Strahlung.

Am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung befassen sich verschiedene Arbeitsgruppen mit der Charakterisierung der Grenzschicht, nicht nur in Hinblick auf turbulente Prozesse. Ein Dreiwellenlängen-Ramanlidar wird stationär und ein Mehrwellenlängen-Ramanlidar weltweit eingesetzt, um Aerosol- und Wolkeneigenschaften zu untersuchen [Mattis et al., 2002a; Althausen et al., 2000; Müller et al., 2006]. Weiterhin ist das Dreiwellenlängen-Ramanlidar ebenfalls Teil des europäischen Beobachtungsnetzwerks EARLINET (*European Aerosol Research Lidar Network*) [Mattis et al., 2002b; Wandinger et al., 2004]. Dieses Netzwerk ist bestrebt, einen quantitativen statistischen Datensatz der horizontalen und vertikalen Aerosolverteilung über Europa zu erstellen. Des Weiteren sind mit dem Turbulenzmesssystem ACTOS (*Airborne Cloud Turbulence Observation System*) räumlich hochaufgelöste Messungen in Wolken möglich, um Windvektoren, Temperatur, Feuchte und wolkenmikro-

physikalische Parameter zu bestimmen [Siebert et al., 2006]. Mit dem im Rahmen dieser Arbeit angewandten Doppler-Windlidar kann der Vertikalwind mit einer Genauigkeit von 0.1 m/s gemessen werden und es ist möglich, zeitlich und räumlich hochaufgelöste Profile des Vertikalwinds in der Grenzschicht zu erstellen. Bei der Beschreibung von Transportprozessen ist die Turbulenz von Bedeutung. In Engelmann et al. [2008] und Engelmann [2009] wurden vertikale turbulente Partikelflüsse in der konvektiven atmosphärischen Grenzschicht mit Hilfe von Wind- und Aerosollidarmessungen diskutiert.

Bisher liegen Arbeiten zur ausführlichen Charakterisierung der atmosphärischen Grenzschicht unter Anwendung von Doppler-Lidars vor [Drobinski et al., 2004; Banta et al., 2006]. Auch gibt es Untersuchungen den Zusammenhang zur mittleren Windrichtung und horizontalen Windgeschwindigkeit [Kaimal und Businger, 1970; Kaimal, 1974; Wilczak und Tillman, 1980] sowie die innere Struktur und Gestalt von Turbulenzballen unterschiedlichen Ausmaßes [Williams und Hacker, 1992] betreffend. Statistische Untersuchungen hinsichtlich der Ab- und Aufwindcharakteristik, der Anzahl, Dauer und Ausdehnung von Ab- und Aufwinden in der Grenzschicht sind in der Literatur bisher nicht veröffentlicht worden. Windfelder weisen unterschiedliche Strukturen auf. Die genannten Größen variieren in Abhängigkeit der atmosphärischen Bedingungen und werden in Atmosphärenmodellen abgeschätzt. In der vorliegenden Arbeit werden kontinuierliche, zeitlich und räumlich hochaufgelöste Doppler-Lidarmessungen des Vertikalwinds genutzt, um derartige Charakteristiken für verschiedene Grenzschichtentwicklungen statistisch zu beschreiben. Diese könnten bei der Parametrisierung in numerischen Turbulenzmodellen verwendet werden.

Grundlage dieser Arbeit ist der 2006 mit dem Doppler-Windlidar *WiLi* am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung in Leipzig (51.3° N, 12.4° O) gesammelte Datensatz. Für die Analyse der Messdaten wurden drei exemplarische Tage ausgesucht, um unterschiedliche witterungsbedingte Einflüsse zu betrachten. Bei der Auswahl wurde besonderer Wert auf den Bedeckungsgrad, die Stabilität der Schichtung und die Horizontalwindgeschwindigkeit gelegt.

Die vorliegende Arbeit ist in sieben Kapitel gegliedert. Zunächst werden in Kapitel 2 der Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht, die Entstehung der Turbulenz und der Tagesgang der AGS erläutert. Anschließend folgt ein Einblick in die Thematik zur turbulenten kinetischen Energie. Das Kapitel 3 umfasst die Beschreibung des Aufbaus und der Messmethode des Doppler-Windlidars sowie des Verfahrens zur Gewinnung der Vertikalwinddaten. Im Anschluss werden in Kapitel 4 die Behandlung der Lidardaten und die in der Arbeit angewandten statistischen Mittel dargelegt sowie eine Fehlerbetrachtung durchgeführt. Im

weiteren Verlauf wird in Kapitel 5 auf die synoptischen Bedingungen an den ausgewählten Messtagen eingegangen, woraufhin in Kapitel 6 die Vorstellung und Diskussion der gewonnenen Ergebnisse folgt. Mit einer zusammenfassenden Bewertung der Erkenntnisse und einem Ausblick auf weitergehende Untersuchungen in Bezug auf turbulente Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht endet die Arbeit.

Kapitel 2

Atmosphärische Grenzschicht und Turbulenz

Diese Arbeit befasst sich mit der Untersuchung von Ab- und Aufwinden in der atmosphärischen Grenzschicht. In Abschnitt 2.1 wird zunächst die Struktur der Grenzschicht der Atmosphäre beschrieben. Die Ab- und Aufwinde werden durch dynamisch und konvektiv bedingte Turbulenz erzeugt, auf deren Entstehung in Abschnitt 2.2 eingegangen wird. Die Ausbildung der Grenzschicht folgt einem Tagesgang, welcher in Abschnitt 2.3 in Bezug auf die turbulenten Bewegungen erläutert wird. Anschließend wird in Abschnitt 2.4 die Produktion sowie der Zerfall von Turbulenz anhand der Bilanzgleichung der turbulenten kinetischen Energie geschildert.

2.1 Atmosphärische Grenzschicht

Die atmosphärische Grenzschicht, oder auch planetare Grenzschicht genannt, ist wohlstrukturiert. Ihr Tagesgang ist in Abbildung 2.1 dargestellt. Es sind mehrere Schichten vorhanden, die im Gegensatz zur freien Troposphäre einen Tageszyklus aufweisen. Hauptsächlich besteht die AGS am Tag aus der Mischungsschicht und in der Nacht aus der Restschicht und der nächtlichen stabilen Grenzschicht (NGS). Die unteren zehn Prozent der planetaren Grenzschicht werden Oberflächenschicht oder Deckschicht genannt. Dieser Teil ist der Mischungsschicht oder nächtlichen stabilen Grenzschicht zugehörig. Darunter grenzt die viskose Mikroschicht an. In ihr erfolgt der Austausch zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre über molekulare Prozesse. Turbulenz findet hier nicht statt. Die vertikale Scherung ist dennoch stark, denn die Windgeschwindigkeit ist an der Erdoberfläche Null. Für turbulente

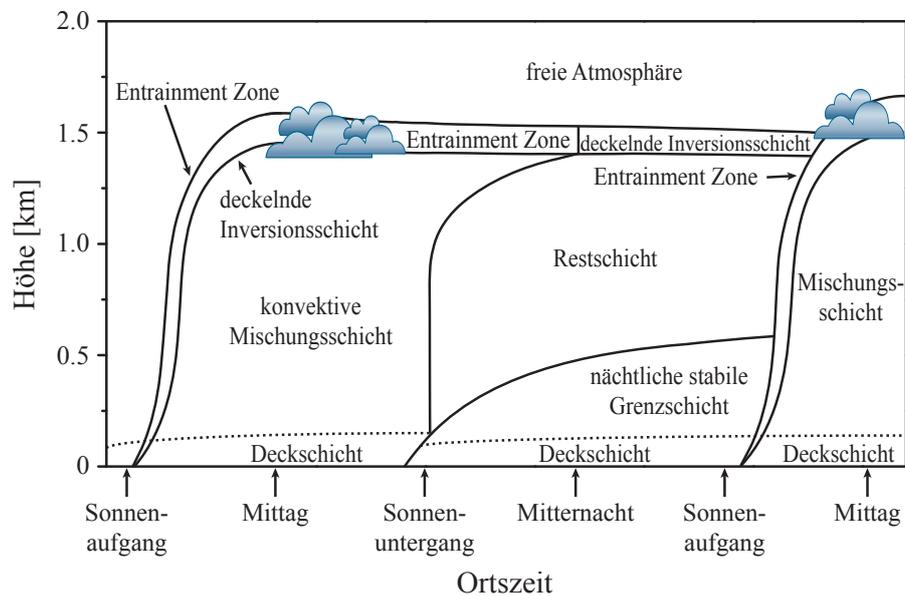


Abb. 2.1: Entwicklung der Grenzschicht im Tagesverlauf (nach [Stull, 1988]).

Prozesse ist die konvektive Mischungsschicht von Bedeutung. Sie hält am Tag den größten Anteil in der Grenzschicht. Gegen Abend prägt sich die nächtliche stabile Grenzschicht aus. Oberhalb bleibt die sogenannte Restschicht übrig, die als Rest der Mischungsschicht beschrieben werden kann. Am Oberrand ist die AGS meist durch eine deckelnde Inversion begrenzt.

Die Grenzschichthöhe variiert in Mitteleuropa zwischen rund 500 m im Winter und zirka 3000 m im Sommer. In polaren Breiten nimmt die Schichtdicke ab, während sie in Breiten um den Äquator aufgrund der Ausdehnung der Luft größer ist. Auf dem afrikanischen Kontinent ist sogar eine Grenzschichthöhe von 5000 m möglich.

Der tägliche Zyklus der Grenzschicht ist durch die Erwärmung des Bodens bedingt. Ein kleiner Teil der Sonneneinstrahlung wird in der Grenzschicht absorbiert. Die meiste Energie wird jedoch für die Aufheizung des Bodens verwendet, woraufhin Änderungen in der Grenzschicht durch turbulente Transportprozesse auftreten. In der obigen Abbildung ist ebenfalls die Entrainmentzone erfasst, in welcher konvektive Wolken auftreten können und in der der turbulente Austausch zwischen Mischungsschicht und der freien Troposphäre durch überschießende Thermalen und Einmischen von Luft aus der freien Troposphäre stattfindet.

2.2 Turbulenz und ihre Entstehung

Prinzipiell gibt es drei verschiedene Formen der Luftbewegung in der atmosphärischen Grenzschicht, die einzeln oder in Verbindung miteinander auftreten [Stull, 1988]. Der *mittlere Wind*, der sich aus einem horizontalen und einem vertikalen Anteil zusammensetzt, ist hauptsächlich für den Austausch in der Horizontalen, die Advektion, verantwortlich, denn der Vertikalwind wird mit einer Größenordnung kleiner als der Horizontalwind angenommen. *Wellen* entstehen durch Scherung des mittleren Winds oder an Hindernissen in der Umgebung. Sie liefern einen kleinen Beitrag zum Transport von atmosphärischen Größen. Den größten Anteil am Transport von Luftbeimengungen, vor allem in der Vertikalen, hat in der Grenzschicht die *Turbulenz*.

Die Grenzschicht unterscheidet sich von den anderen Teilen der Atmosphäre vor allem darin, dass nahe des Erdbodens mit hoher Frequenz Turbulenz auftritt. Weiterhin ist Turbulenz auch außerhalb der Grenzschicht in konvektiven Strukturen oder nahe des Strahlstroms zu finden, wo starke Windscherung zu Luftverwirbelungen in großen Höhen bei klarer Luft führt. Dies wird im Englischen als *Clear Air Turbulence* (CAT) bezeichnet [Reiter und Nania, 1964].

Als Turbulenz werden Luftströmungen deklariert, deren Bewegungen irregulär und zufällig sind, sich über ein breites Spektrum räumlicher und zeitlicher Skalen erstrecken und mit großen Geschwindigkeits- sowie Druckschwankungen einhergehen [Tennekes und Lumley, 1972]. Turbulente Strukturen haben in der Vertikalen und in der Horizontalen eine ähnliche Ausdehnung. Sie können einen der Grenzschichthöhe entsprechenden Durchmesser von über 1000 m annehmen. Durch molekulare Reibung existieren Wirbel bis zu einer minimalen Größe von 10^{-3} m [Holton, 2004]. Abbildung 2.2 zeigt typische Größenordnungen in Bezug auf Raum und Zeit für die Mikro- und Mesoskala [Stull, 1988].

Der vertikale Austausch von Impuls, Wärme, Feuchte und Luftbeimengungen in der Grenzschicht ist an die Turbulenz gebunden. Im Vergleich zur molekularen Diffusion ist die Turbulenz in Bezug auf den Transport um mehrere Größenordnungen effektiver [Stull, 1988].

Es gibt zwei Arten atmosphärischer Turbulenz. Beide werden durch Effekte nahe der Erdoberfläche beeinflusst. Zum einen kann Turbulenz *thermisch* und zum anderen *mechanisch* angetrieben sein. Die Turbulenz in der Mischungsschicht wird normalerweise thermisch, d.h. konvektiv, hervorgerufen, obwohl sich in Regionen starker Winde und dementsprechender Windscherung ebenfalls eine nahezu gut durchmischte Schicht entwickeln kann. Konvektiv aktivierte Turbulenz entsteht indirekt aufgrund der solaren Einstrahlung. An der er-

Zeitskala

		1 Monat	1 Tag	1 Stunde	1 Minute	1 Sekunde	
horizontale Raumskala	200 km	Hurrikans, Fronten	Grenzschichtstrahlstrom, Wolkenhaufen und MCC, geogr. Störungen, Böenlinien				α-Meso-skala
	20 km						β-Meso-skala
	2 km			Gewitter, interne Schwerewellen			γ-Meso-skala
	200 m			AGS-Wolken, Turbulenz, kurze Schwerewellen			α-Mikro-skala
	20 m					Staubteufel, thermische Blasen, Wirbel	β-Mikro-skala
	2 m					Oberflächenblasen	γ-Mikro-skala
	20 cm						δ-Mikro-skala
	2 cm					Mechanische Turbulenz	
	2 mm					Isotrope Turbulenz	

Mesoskala

Mikroskala

Abb. 2.2: Typische Größenordnungen bezüglich Raum und Zeit für die Mikro- und Mesoskala (nach [Stull, 1988]), MCC = mesoskalige konvektive Komplexe.

wärmten Erdoberfläche findet ein nach oben gerichteter Wärmefluss statt. Mechanische Turbulenz ist von der Oberflächenbeschaffenheit des Bodens, dem Betrag der Windgeschwindigkeit und der Stabilität der Atmosphäre abhängig. Meist tritt mechanische Turbulenz bei stabilen Wetterlagen auf. Sie intensiviert sich bei stark heterogenem Untergrund und einer hohen Windgeschwindigkeit.

Mithilfe der Gradient-Richardsonzahl

$$Ri = \frac{\frac{g}{\Theta_v} \frac{\Delta\overline{\Theta}_v}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta\overline{w}}{\Delta z}\right)^2} \quad (2.1)$$

kann bestimmt werden, ob mechanische oder thermische Turbulenz vorliegt. Hierbei ist g die Schwerebeschleunigung, $\overline{\Theta}_v$ die mittlere virtuelle potentielle Temperatur, z die Höhe und \overline{w} der mittlere Vertikalwind. $\Delta\overline{\Theta}_v/\Delta z$ ist laut Stull [1988] proportional zum negativen Auftriebsfluss $-\overline{w'\Theta'_v}$, woraus folgt, dass der Zähler der Gleichung (2.1) proportional zum Auftriebsfluss ist. Der Nenner stellt das Quadrat der Vertikalwindscherung dar.

Die kritische Richardsonzahl Ri_c liegt bei 0.21 bis 0.25. Sind berechnete Werte der Gradient-Richardsonzahl kleiner als die kritische Richardsonzahl, deutet dies darauf hin, dass eine laminare Strömung turbulent wird. Auflösung von Turbulenz findet statt, wenn die Gradient-Richardsonzahl größer als 1 wird [Stull, 1988].

2.3 Tagesgang der atmosphärischen Grenzschicht

Die Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht ist an die periodische Erwärmung und Abkühlung des Erdbodens gekoppelt und hat damit einen Tagesgang. Wird ein wolkenfreier Tag in Betracht gezogen, so beginnt sich eine turbulente Mischungsschicht kurz nach Sonnenaufgang auszubilden. Thermische Blasen steigen in die Höhe und leiten die vertikale Durchmischung ein. Über den Vormittag hinweg wächst die Mischungsschicht, bis sie ihr Maximum am späten Nachmittag erreicht. Die bodennahe Inversion, die vor Sonnenaufgang vorherrschend war, steigt im Verlauf der Entwicklung der Mischungsschicht an und bildet letztlich die deckelnde Inversion. Entrainmentprozesse an der Basis der Inversion bewirken die Einmischung wenig turbulenter Luft aus höher liegenden Schichten in die Mischungsschicht. Während der konvektiven Phase der AGS steigen kleine Blasen auf, die zu großen Blasen werden, welche Wärme, Feuchte und andere atmosphärische Größen gleichmäßig in der Vertikalen bis zur Inversionsschicht verteilen. Teilweise durchbrechen thermische Blasen mit hoher Energie diese Schicht, doch meist deformieren sie nur die Oberkante der konvektiven Grenzschicht, so dass diese stark verwirbelt aussieht.

In Abbildung 2.3 ist als Beispiel eine Windlidarmessung vom 12. Mai 2006 wiedergegeben, in der thermische Turbulenz, Entrainment an der Basis der Inversion sowie die deformierte AGS-Oberkante gut erkennbar sind. Die obere Abbildung zeigt das Lidarsignal, welches solange zu sehen ist, wie es Partikel in der Atmosphäre gibt, die die Laserstrahlung zurückstreuen. Eine rote Färbung deutet auf ein starkes Signal hin, während die blaue Färbung schwächere Signale kennzeichnet, bei denen weniger Partikel das Laserlicht zurückstreuen. So lässt sich die Grenzschichthöhe aus den Lidarprofilen sehr gut ableiten. Gegen 16:50 Uhr und 17:00 Uhr treten Wolken auf, deren Unterkanten im Lidarsignal an

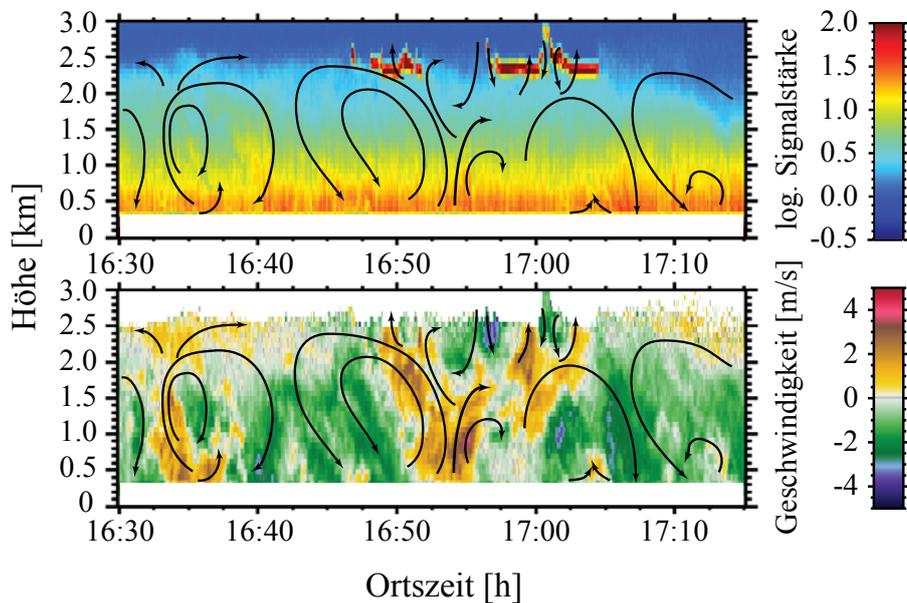


Abb. 2.3: Thermisch angetriebene Turbulenz und Entrainment an der Basis der Inversion, Windlidarmessung am 12. Mai 2006. Oberer Graph: Signalstärke, blau: geringes Signal, rot: starkes Signal. Unterer Graph: Vertikalwindgeschwindigkeit in m/s, grün-blau: Abwind, gelb-rot: Aufwind. Die Pfeile verdeutlichen die beobachteten vertikalen Strömungsmuster.

der intensiven roten Färbung ebenfalls auszumachen sind. Im unteren Bild ist die vertikale Windgeschwindigkeit dargestellt, die hier von -5 bis 5 m/s reicht. Gelb-rote Bereiche kennzeichnen Aufwinde, während die grün-blauen Färbungen Abwinde repräsentieren. Graue Flächen entsprechen einem vertikalen Wind von zirka 0 m/s. Die aufsteigenden und absinkenden Luftmassen sind in dieser Beispielmessung gut zu beobachten. Auffällig sind auch die direkt unterhalb der Wolken herrschenden Aufwinde, die Wolkenbildung, und die an den Rändern auftretenden Abwinde, die das Entrainment verdeutlichen. Unübersehbar ist ebenfalls der Bereich unterhalb von 400 m, der in jedem Lidarprofil durch Fehlwerte gekennzeichnet ist. Wie diese zustände kommen, wird in Abschnitt 3.2 beschrieben.

Ein Vergleich der konvektiven Grenzschicht am Tag mit einem Schema der nächtlichen stabilen Grenzschicht von Wyngaard [1990] zeigt große Unterschiede (Abb. 2.4). Nach Sonnenuntergang kommt es aufgrund der fehlenden solaren Einstrahlung zu einem Strahlungswärmeverlust am Boden. Der Antrieb für Konvektion geht verloren. Die deckelnde Inversion schwächt sich ab und turbulente Bewegungen in der Grenzschicht enden abrupt. In geringer Höhe über der Erdoberfläche kühlt sich die Luft stark ab. Durch Windscherung entstehen

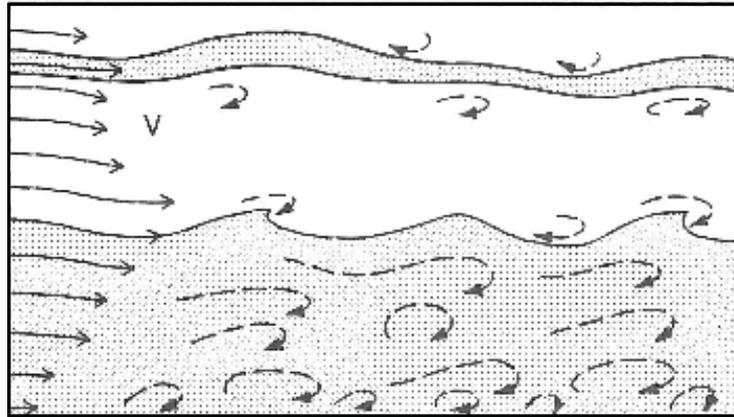


Abb. 2.4: Schema der nächtlichen stabilen Grenzschicht mit Verwirbelungen, Wellen, einer abgehobenen Inversionsschicht und Windscherung [Wyngaard, 1990].

Verwirbelungen, welche diese kalte Luft nach oben transportieren. Es entwickelt sich eine Bodeninversion, die bis Mitternacht auf eine Höhe von 100 bis 200 m ansteigt [Kaimal und Finnigan, 1994]. Oberhalb der Deckschicht, in der die Strömung empfindlich auf Veränderungen an der Erdoberfläche reagiert, entwickelt sich die nächtliche stabile Grenzschicht. Darüber bleibt die Restschicht übrig.

Auch in der NGS sind turbulente Strukturen erkennbar. Diese entstehen aufgrund der Windscherung, kleinskaliger Wirbel und gelegentlich auftretender Wellenaktivität [Kaimal und Finnigan, 1994]. Die Scherung ist nur über eine geringe Höhe aktiv, so dass die nächtliche stabile Grenzschicht üblicherweise dünner als die Mischungsschicht ist. Oberhalb der NGS treten geschichtete Inversionen auf, die ebenfalls wieder verschwinden. In einer Inversionsschicht oder darüber entsteht der nächtliche Strahlstrom, im Englischen als *low-level jet* bezeichnet. Dieser stellt nachts an der Oberkante der nächtlichen stabilen Grenzschicht das Windmaximum dar. Störungen wie Hangwinde, die durch die Abkühlung der Luft an *kleinen* Hängen zustande kommen, und wachsende, sich fortbewegende Schwerewellen schwächen sich ab, sobald der Sonnenaufgang naht. Anschließend erfolgt die Entwicklung der neuen konvektiven Mischungsschicht [Stull, 1988].

2.4 Turbulente kinetische Energie

Wird der Wind $V = (u, v, w)$ in der Atmosphäre betrachtet, so spaltet sich dieser in einen mittleren Anteil \bar{V} und einen turbulenten Anteil V' auf:

$$V = \bar{V} + V'. \quad (2.2)$$

Der mittlere Wind beschreibt die großskalige Bewegung, die mit einer Zeitskala von mehr als einer Stunde angenommen wird, wohingegen temporäre Veränderungen von weniger als einer Stunde im Windfeld durch den turbulenten Anteil gekennzeichnet sind [Stull, 1988]. Wie in Abschnitt 2.2 angemerkt wurde, werden atmosphärische Größen in der Vertikalen vor allem durch Turbulenz vermischt. Ein Maß für die Intensität der Turbulenz, in erster Linie in Bezug auf deren Produktion und Verlust, stellt die turbulente kinetische Energie (TKE) dar. Sie ist eine der wichtigsten Größen bei der Untersuchung der turbulenten Grenzschicht. Wie in Stull [1988] beschrieben, ist es aufgrund rasanter Veränderungen, die durch Turbulenzen entstehen, von Vorteil, eine gemittelte Größe einzuführen, die zudem auf eine Masseneinheit bezogen ist. So setzt sich die gemittelte turbulente kinetische Energie pro Masseneinheit \bar{e} aus den Mitteln der Quadrate der turbulenten Anteile des Winds zusammen:

$$\begin{aligned} \bar{e} &= \frac{1}{2} \overline{V'^2} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \\ &= \frac{1}{2} \sigma_{V'}^2, \end{aligned} \quad (2.3)$$

wobei $\sigma_{V'}^2$ die Varianz des turbulenten Anteils der Geschwindigkeitskomponenten darstellt.

Die zeitliche Änderung der TKE $d\bar{e}/dt$ wird über die Bilanzgleichung ausgedrückt:

$$\frac{d\bar{e}}{dt} = \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \underbrace{-(\overline{u'w'}) \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)}_I + \underbrace{\frac{g}{\Theta_v} (\overline{w'\Theta'_v})}_{II} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'p'})}_{III} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} (\overline{ew'})}_{IV} - \underbrace{\varepsilon}_V, \quad (2.4)$$

wobei sich das totale Differential $d\bar{e}/dt$ in eine lokale zeitliche Ableitung und in die Advektion von TKE zerlegt:

$$d\bar{e}/dt = \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{u} \left(\frac{\partial \bar{e}}{\partial x} \right) + \bar{v} \left(\frac{\partial \bar{e}}{\partial y} \right) + \bar{w} \left(\frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \right). \quad (2.5)$$

Die Ortsableitungen verschwinden unter Annahme horizontaler Homogenität, Vernachlässigung großskaligen Absinkens und Anwendung eines Koordinatensystems in Richtung des mittleren Winds. Die Variable g ist die Schwerebeschleunigung, Θ_v die virtuelle potentielle Temperatur, ρ die Dichte, p der Luftdruck und ε die Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie.

Die ersten beiden Ausdrücke der Gleichung (2.4) tragen zur Produktion von TKE bei. Term I stellt, obwohl er ein negatives Vorzeichen hat, eine Quelle für Turbulenz dar. Er enthält den Impulsfluss und die Scherung, durch welche mechanische Turbulenz, vor allem nahe des Erdbodens oder in der nächtlichen stabilen Grenzschicht, entsteht. Diese beiden Größen sind meist so miteinander verbunden, dass Turbulenz produziert wird und nicht verloren geht. Ob Term II, der Auftriebsterm, aufgrund der Thermik einen Anteil zur Produktion oder zum Verlust von Turbulenz liefert, hängt vom Vorzeichen des Wärmeflusses $\overline{w'\Theta'_v}$ ab. Am Tag ist er über Land in der Regel positiv, in der Nacht wird er wegen des Strahlungsverlusts negativ. An der Oberkante der Mischungsschicht kann der Wärmefluss aufgrund warmer Luftmassen, die durch Turbulenz in die tiefer liegenden Schichten eingemischt werden, ebenfalls negativ werden. Die Terme III und IV zählen zu den Transporttermen. Die turbulente kinetische Energie kann beispielsweise durch Schwerewellen beeinflusst werden. Dies wird über den Ausdruck III, den Druckkorrelationsterm, beschrieben. Term IV repräsentiert den vertikalen turbulenten Fluss der TKE, der ausdrückt, bei welcher Rate turbulente kinetische Energie durch Geschwindigkeitsfluktuationen verlagert wird. Der Transport von TKE findet in der Grenzschicht meist in der Vertikalen statt. So ist Ausdruck IV in konvektiven Fällen positiv. Wird aber die gesamte AGS in Betracht gezogen, so mittelt sich der Beitrag des Terms IV zu Null. In Term V gibt ε die viskose Dissipation wieder. Diese beschreibt die Umwandlung turbulenter kinetischer Energie in Wärme und kann aus dem Turbulenzspektrum bei hohen Frequenzen bestimmt werden. Zusammenfassend betrachtet tragen Term I und II am Tag zur Produktion von TKE bei, während Term III und IV für die Umwälzung der turbulenten kinetischen Energie verantwortlich sind und der letzte Term der Gleichung einen Verlust an TKE darstellt [Kaimal und Finnigan, 1994; Stull, 1988].

Kapitel 3

Doppler-Windlidar

Mit dem Doppler-Windlidar des Leibniz-Instituts für Troposphärenforschung sind Messungen der vertikalen Windgeschwindigkeit mit hoher zeitlicher Auflösung und großer Genauigkeit möglich. Um Lidarsignale zu messen, wird die Methode der heterodynen Detektion angewandt. Diese ist im Abschnitt 3.1 erklärt. Anschließend folgt in Abschnitt 3.2 die Schilderung des Aufbaus und der Funktionsweise des WiLi. Abschließend wird in Abschnitt 3.3 die Weiterverarbeitung der Signale zur Berechnung der Windgeschwindigkeit beschrieben.

3.1 Heterodyne Detektion

Die Partikel in der Atmosphäre bewegen sich aufgrund des auf sie wirkenden Winds. Um die Vertikalwindkomponente w zu bestimmen, wird die Dopplerverschiebung genutzt [Werner, 2005]:

$$\Delta\nu_D = -\frac{2w}{\lambda}. \quad (3.1)$$

Bei einer Wellenlänge von $\lambda \approx 2 \mu\text{m}$ und einer mittleren Vertikalwindgeschwindigkeit von $w = 0.15 \text{ m/s}$ beträgt die Dopplerverschiebung somit $\Delta\nu_D = 150 \text{ kHz}$. Die relative Frequenzverschiebung $\Delta\nu_{rel}$ ergibt sich aus

$$\Delta\nu_{rel} = \frac{\Delta\nu_D}{\nu_0} \quad \text{mit} \quad \nu_0 = \frac{c_0}{\lambda}, \quad (3.2)$$

wobei ν_0 die Frequenz des Lichts und c_0 die Lichtgeschwindigkeit ist. Unter Anwendung beider Formeln folgt für die relative Frequenzverschiebung $\Delta\nu_{rel} = 10^{-9}$. Diese geringe Verschiebung kann über kohärente Detektion nach dem Heterodynprinzip bestimmt werden [Henderson et al., 2005].

Bei der kohärenten Detektion wird nicht die Signalintensität ausgewertet, sondern es erfolgt eine Frequenzanalyse des Signals. Dazu ist es notwendig, das Licht, das von den Partikeln zurückgestreut wird, mit dem Licht eines lokalen Oszillators zu überlagern. Dabei entsteht ein Interferenzmuster mit der Schwebung $|\Delta v_i + \Delta v_D|$. Mit Δv_i wird ein voreingestellter Frequenzunterschied bezeichnet, um nicht nur die Windgeschwindigkeit, sondern auch die Windrichtung mit einem Lidar bestimmen zu können. Die heterodyne Detektion beinhaltet nun die Auswertung des Schwebungsmusters.

In Abbildung 3.1 ist ein Schema der heterodynen Detektion, wie sie für die Messung der

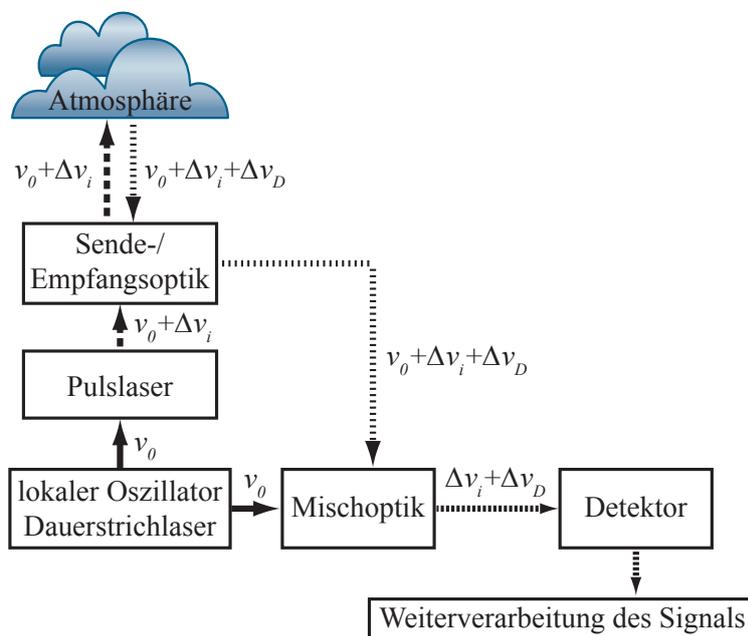


Abb. 3.1: Schema der Windmessung mit heterodyner Detektion (nach [Engelmann, 2003]).

Windgeschwindigkeit und Windrichtung angewendet wird, dargestellt. Der lokale Oszillator liefert als Dauerstrichlaser eine Referenzfrequenz v_0 . Diese Laserstrahlung wird zweifach verwendet. Ein Teil wird in einen gepulsten Laser hoher Leistung injiziert, um eine bestimmte Mode anzuregen, so dass der lokale Oszillator mit dem Pulslaser gekoppelt wird. Die Injektion in die Laserkavität findet über den akusto-optischen Modulator (AOM) statt, der die Frequenzverschiebung Δv_i bewirkt, so dass die Frequenz des in die Atmosphäre gesendeten Laserpulses $v_0 + \Delta v_i$ entspricht.

Dieser Laserpuls wird an sich bewegenden Partikeln zurückgestreut. Durch den Dopplereffekt ergibt sich für die Frequenz der rückgestreuten Strahlung $v_0 + \Delta v_i + \Delta v_D$. Positive Werte von Δv_D entsprechen einer Verschiebung in Richtung des Beobachters, also

Abwinden, analog sind negative Werte Aufwinden zuzuordnen. Das rückgestreute Licht ($\nu_0 + \Delta\nu_i + \Delta\nu_D$) wird von der Empfangsoptik aufgefangen und in der Mischoptik mit dem Licht des lokalen Oszillators, der Referenz ν_0 , überlagert. Beide Strahlen werden auf einen Fotodetektor gelenkt. Dort entsteht ein Signal mit der Frequenz $\Delta\nu_i + \Delta\nu_D$, welches proportional zur Intensität I ist. Diese setzt sich aus den elektrischen Feldstärken des rückgestreuten Lichts

$$\underline{E}_r = E_r e^{2\pi i(\nu_0 + \Delta\nu_i + \Delta\nu_D)t} \quad (3.3)$$

und des lokalen Oszillators

$$\underline{E}_L = E_L e^{2\pi i\nu_0 t} \quad (3.4)$$

wie folgt zusammen:

$$I(t) = |\underline{E}_r + \underline{E}_L|^2. \quad (3.5)$$

Werden die Terme ausmultipliziert und wird angenommen, dass \underline{E}_r^2 und \underline{E}_L^2 ein zur Schwebung nur langsam veränderliches Signal auf dem Detektor erzeugen, bleibt nur ein dritter Term des Ausdrucks übrig:

$$I(t) \approx 2E_L E_r \cos[2\pi(\Delta\nu_i + \Delta\nu_D)t]. \quad (3.6)$$

Ein elektronischer Filter, der dem Detektor nachgeschaltet ist, gewährleistet, dass bei der weiteren Verarbeitung der Daten nur dieser Term verwendet wird.

Durch die Frequenzverschiebung $\Delta\nu_i$ wird sichergestellt, dass die Summe der beiden Frequenzverschiebungen $\Delta\nu_i + \Delta\nu_D$ stets größer Null ist. So lässt sich schnell erkennen, ob die Dopplerverschiebung größer oder kleiner Null ist und somit entsprechend Ab- oder Aufwinde vorliegen. Ist die Dopplerverschiebung gleich Null, wurde das Laserlicht an stationären oder sich senkrecht zum Laserstrahl bewegenden Partikeln gestreut. In Henderson et al. [2005] ist das Verfahren der heterodynen Detektion ausführlicher beschrieben.

3.2 Aufbau und Funktionsweise des Doppler-Windlidars

Das Windlidar ist in einem Container installiert. Der optische Aufbau des Windlidars besteht aus zwei Ebenen, die in einem Rahmen übereinander liegen. Auf der unteren Ebene wird der Strahl erzeugt. In der oberen Ebene befindet sich die Sende- und Empfangsoptik. Dies ist in Abbildung 3.2 schematisch verdeutlicht.

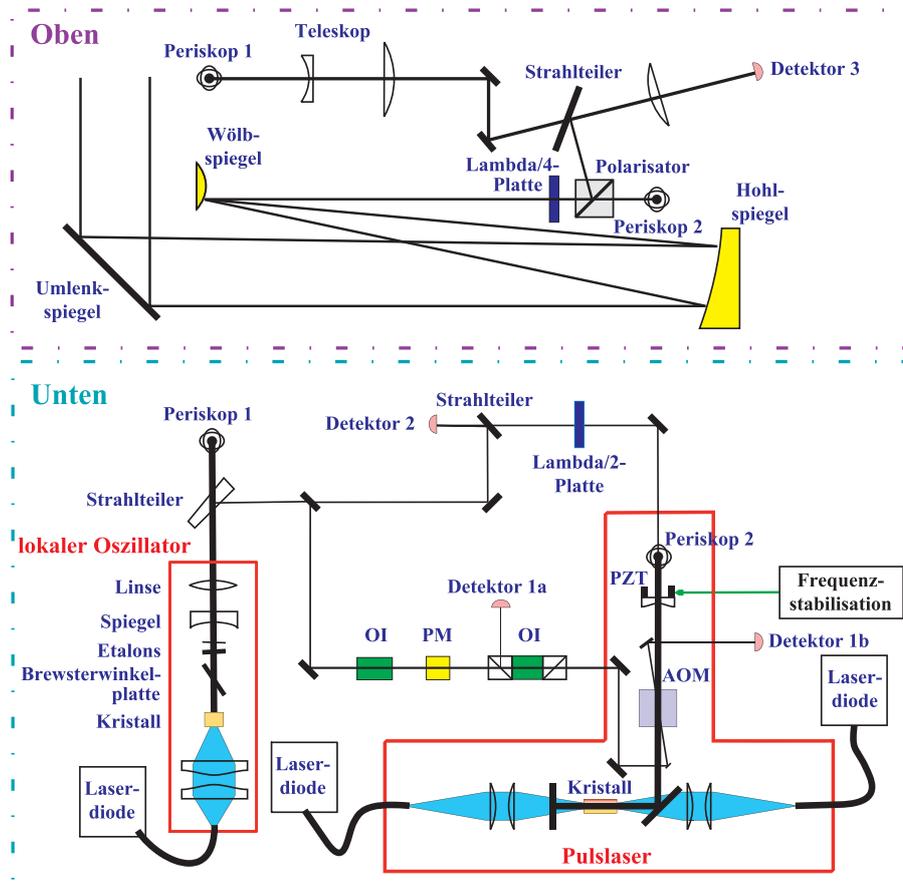


Abb. 3.2: Optischer Aufbau des Windlidars, unten: Strahlerzeugung, oben: Übertragung in die Atmosphäre und heterodyne Detektion (nach [Engelmann, 2009]). OI: Optischer Isolator, PM: Phasenmodulator, PZT: Piezo-Elektrischer Translator, AOM: Akusto-Optischer Modulator, Detektor 1a/1b: Regelung der Kavitätslänge, Detektor 2: Messung Δv_i , Detektor 3: Detektion des atmosphärischen Signals.

Das Windlidar arbeitet bei einer Wellenlänge von $2,022 \mu\text{m}$. In diesem Wellenlängenbereich hat die Atmosphäre ein Transmissionsfenster, in welchem die Absorption durch Kohlendioxid und Wasserdampf gering ist. Ein weiterer Vorteil der gewählten Wellenlänge ist die Augensicherheit, da das Gerät ebenfalls zum Abtasten der Atmosphäre verwendet wird, um beispielsweise auch die horizontalen Komponenten des Winds aufzuzeichnen. Die Strahlsteuerung erfolgt über zwei drehbare, plane Spiegel und befindet sich auf dem Dach des Containers. Für die Messung des Vertikalwinds wird der Laserstrahl senkrecht ausgerichtet. Die ausführliche Beschreibung des Apparats und die Funktion der in Abbildung 3.2

aufgeführten Elemente erfolgte in Engelmann [2003]. Hier wird nur kurz die prinzipielle Funktionsweise erklärt.

Der lokale Oszillator, der einen kontinuierlichen Referenzlaserstrahl generiert, ist für die Erzeugung der Referenzfrequenz zuständig. Der Strahl des lokalen Oszillators wird am Strahlteiler aufgeteilt, um einerseits für die heterodyne Detektion (Periskop 1) und andererseits für die Injektion in den Puls laser verwendet zu werden. Die Injektion des Referenzlaserstrahls findet über den akusto-optischen Modulator statt, der die Referenzfrequenz ν_0 um die Frequenz $\Delta\nu_i = 80$ MHz verschiebt. Um den Laserpuls auszulösen (Puls laser), muss der AOM kurzzeitig abgeschaltet werden.

Über das Periskop 2 wird der Laserstrahl des Puls lasers von der unteren in die obere Ebene geführt. Bevor der Laserstrahl das Windlidar über einen Umlenkspiegel in die Atmosphäre verlässt, wird er in einem außeraxialen Teleskop (Wölb- und Hohlspiegel) aufgeweitet. Dasselbe Teleskop fängt das zurückgestreute Licht wieder auf. Ein Strahlteiler bringt das Referenzsignal (Periskop 1) und das Signal aus der Atmosphäre auf dieselbe optische Achse. Zuvor wird der Referenzstrahl für die Überlagerung der beiden Signale mit einem Aufweitungsteleskop in Durchmesser und Divergenz an den atmosphärischen Strahl angepasst. Ein Fotodetektor fängt letztlich beide Strahlen auf. Die zeitlich aufgelösten, höhenabhängigen, empfangenen Signale werden dann elektronisch gefiltert und nur die Frequenzen, die einer Windgeschwindigkeit von -20 bis 20 m/s entsprechen, werden in einem Computer digitalisiert und weiterverarbeitet. Unterhalb von 400 m übersteuert der ausgesendete Laserpuls das zu detektierende Signal, so dass nur Signale oberhalb von 400 m korrekte Windgeschwindigkeiten liefern. Weitergehende Informationen sind in Engelmann [2003] zu finden.

Aufgrund der Konstruktion des Windlidars kann nicht ausgeschlossen werden, dass sich in jeder Messung ein systematischer Fehler für die Windgeschwindigkeit ergibt. Die Frequenzverschiebung von 80 MHz wird nicht immer exakt erreicht. Schwankungen lassen sich nicht vermeiden, führen aber dazu, dass es einen Versatz bei der Bestimmung der Windgeschwindigkeit gibt. Dieser Fehler ist meist negativ, d.h. die detektierte Windgeschwindigkeit liegt um zirka 0.1 - 0.2 m/s niedriger als die reale Windgeschwindigkeit. Auch die Strahl ausrichtung liefert möglicherweise einen Beitrag zum Versatz. Wird der Strahl nicht exakt vertikal ausgesendet, werden Beiträge des Horizontalwinds gemessen.

3.3 Verarbeitung des analogen Signals

Das analoge Signal des Fotodetektors, das durch die heterodyne Detektion entsteht, muss nach den Frequenzkomponenten analysiert werden. Die Hauptfrequenzkomponente ist hier bestimmt durch die Windgeschwindigkeit. Die Analyse findet in verschiedenen Schritten statt. Das Schema in Abbildung 3.3 illustriert die Abfolge bei der Verarbeitung des analogen

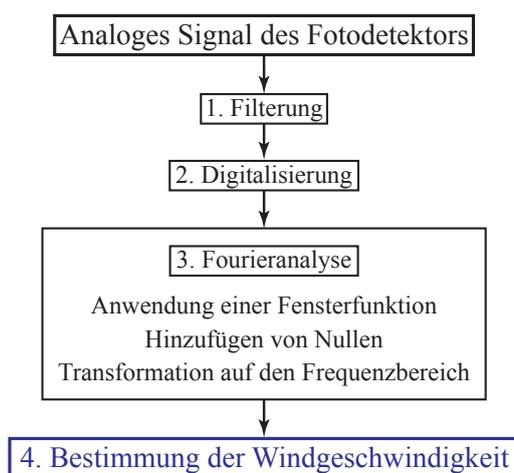


Abb. 3.3: Schema der Abfolge für die Verarbeitung des analogen Signals.

Signals. Zunächst wird das Signal gefiltert und anschließend digitalisiert. Für die Fourieranalyse wird eine Fensterfunktion auf das Signal angewendet und es werden der Zeitreihe Nullen hinzugefügt, ohne die folgende Transformation auf den Frequenzbereich zu beeinflussen. Letztlich erfolgt die Bestimmung der Windgeschwindigkeit [Rhone, 2004].

Filterung und Digitalisierung

Es ist möglich, dass bei der Digitalisierung eines Signals Frequenzen entstehen, die im ursprünglichen Signal nicht vorhanden sind. Diese Artefakte sind Resultate einer unzureichenden Abtastfrequenz. Um ein Signal zuverlässig zu analysieren, muss das Nyquist-Theorem angewendet werden. Dieses besagt, dass ein kontinuierliches Signal einer vorgegebenen, begrenzten Bandbreite (0 Hz bis v_{max}) mit einer Frequenz größer als $2 v_{max}$ abgetastet werden muss. Infolge der Abtastung des Signals wird die Eingangsamplitude verändert. Durch die Amplitudenmodulation entstehen links und rechts (Faktor 2 im Abtasttheorem) der Trägerfrequenz Seitenbänder, deren Breite von der Bandbreite des zu modulierenden Signals abhängt. Aus der periodischen Abtastung entstehen periodische Spektren im Frequenzbereich,

deren Abstand sich verringert, wenn das Originalsignal mit einer zu geringen Frequenz abgetastet wird. Die Seitenbänder der Spektren beginnen sich zu überlagern. Jedoch können überlappende Frequenzspektren nicht mehr getrennt werden, so dass es unmöglich wird, das Eingangssignal zu rekonstruieren.

Alle Signalfrequenzen müssen bei Anwendung des Nyquist-Theorems kleiner als die Nyquist-Frequenz ν_{Nq} sein. Abzutastende Frequenzen, die über der Nyquist-Frequenz liegen, werden auf den Frequenzbereich 0 bis ν_{Nq} übertragen. Dieses im Englischen als *aliasing* bezeichnete Vorgehen verfälscht allerdings das gesuchte Signal, da beispielsweise die Amplitude eines wahren Signals, welches über einer angepassten Frequenz liegt, erhöht wird, wobei angepasste Frequenzen als wahre Signalkomponenten angenommen werden, so dass sich das Signal-zu-Rausch-Verhältnis verringert. So ist es unumgänglich, Frequenzen oberhalb der Nyquist-Frequenz ν_{Nq} vor der Digitalisierung durch Anwendung eines Filters zu eliminieren. In Abbildung 3.4 ist das Aliasing an drei Sinuskurven dargestellt. Die Kurven a) und b) werden korrekt abgetastet, so dass das dazugehörige Signal rekonstruiert werden kann. Die Frequenz der Kurve c) liegt höher als die Nyquist-Frequenz. Das Signal wird mit einer zu geringen Frequenz abgetastet. Hierbei entsteht bei der Abtastung eine von der Originalfrequenz unterschiedliche Frequenz. Das bedeutet, dass durch das Aliasing die Signal-

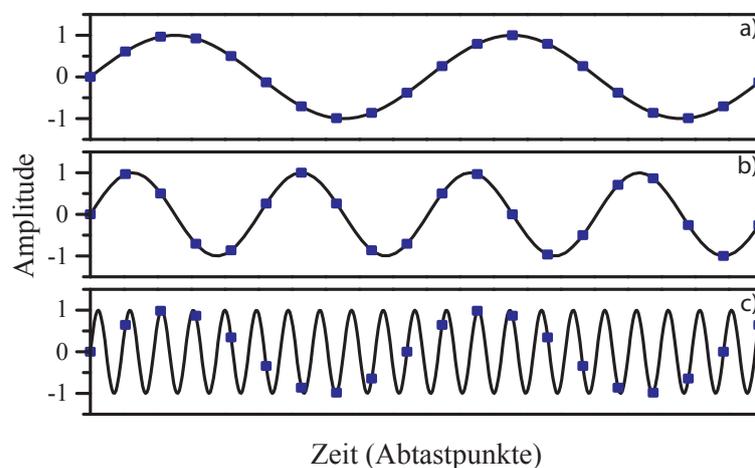


Abb. 3.4: Aliasing: Korrekte und inkorrekte Abtastung eines Signals. Die Abtastung eines kontinuierlichen Signals ist korrekt, wenn bei der Abtastung die gesamte Information, die zur Reproduktion des Signals notwendig ist, erhalten wird. Die Kurven a) und b) zeigen eine korrekte Abtastung, so dass das Signal reproduziert werden kann. Kurve c) zeigt eine Abtastung mit einer zu geringen Frequenz, so dass das Originalsignal nicht reproduziert werden kann. Die ursprüngliche Sinuskurve wird nicht wiedererkannt.

information verloren geht, so dass das Ausgangssignal nicht reproduziert werden kann. Die Digitalisierung des analogen Signals erfolgt mit Hilfe eines Analog-Digital-Wandlers.

Fourieranalyse

Bevor das Signal einer Fourieranalyse unterworfen wird, wird ein Fenster angewendet, um die Messungen vor „spektralem Verlust“ zu bewahren. Mit „spektralem Verlust“, im Englischen „*leakage*“, wird aufgrund einer Unstetigkeit im Eingangssignal die Verbreiterung der Spektrallinien oder das Auftauchen von Seitenbändern im Spektrum bezeichnet. Um dies zu umgehen, wird das Eingangssignal mit einer Fensterfunktion multipliziert. So wird die Zeitreihe gewichtet. Es gibt verschiedene Fenster, bei deren Anwendung immer ein Kompromiss zwischen Aufweitung der Spektrallinien (Auflösung) und Entstehung neuer Spektrallinien („spektraler Verlust“) getroffen werden muss. Das Verhältnis der Breite des Scheitels der Fensterfunktion zur Breite der Seitenbänder lässt sich optimieren, indem eine geeignete Funktion angewendet wird. Eine Fensterfunktion mit einem breiten Scheitel hat meist schmale Ränder und umgekehrt. Bei der Verarbeitung des analogen Signals des Doppler-Windlidars hat sich die Anwendung eines Blackman-Harris-Fensters als sinnvoller Kompromiss ergeben.

Anschließend erfolgt die Anwendung einer 256-Punkte Fast-Fourier-Transformation (FFT) auf die gewichtete Funktion. Durch sie werden die Frequenzkomponenten des gesammelten Signals bestimmt. Für die Durchführung einer FFT muss die Anzahl der verwendeten Datenpunkte der Potenz 2 entsprechen. Aus der Lidarmessung ergeben sich mit einer Länge des Zeitfensters von $1\ \mu\text{s}$ und einer Abtastfrequenz von 250 MHz 250 Datenpunkte. Bei einer Fast-Fourier-Transformation haben Nullen keinen Einfluss und verfälschen die Eingabeinformation nicht. Deshalb werden dem Datensatz vor der Transformation sechs Nullen hinzugefügt, um 256 Datenpunkte zu erhalten. Mit der FFT werden anschließend Spektren erzeugt. Die zeitliche Auflösung des Windlidars beträgt 5 s. Für jedes dieser Intervalle werden bei jedem Laserschuss (750 Hz) für alle 196 Höhenbereiche die Fast-Fourier-Transformationen berechnet und anschließend gemittelt. So entsteht für jedes Mittelungsintervall von 5 s und jeden Höhenbereich je ein Spektrum.

In Abbildung 3.5 ist links ein Beispiel für die Wichtung einer Sinusfunktion mit einem Blackman-Harris-Fenster durch Multiplikation der beiden Funktionen dargestellt. Die rechte Graphik zeigt zwei Spektren nach der Anwendung einer FFT. Das Spektrum der Sinusfunktion hat ein schwaches Maximum mit Seitenbändern hoher Leistung, während das Spektrum der gewichteten Sinusfunktion ein eindeutiges Maximum mit Seitenbändern niedriger

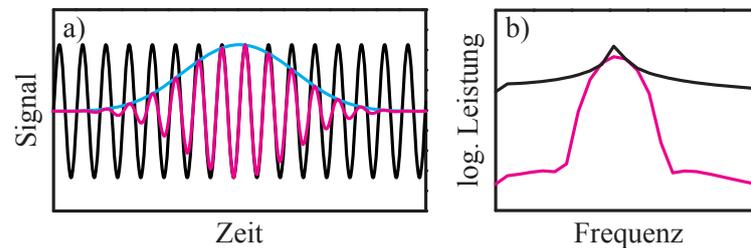


Abb. 3.5: a) Wichtung der Sinusfunktion mit einem Blackman-Harris-Fenster. Schwarz: Sinusfunktion, blau: Blackman-Harris-Fenster, rosa: mit Blackman-Harris-Fenster gewichtete Sinusfunktion. b) Spektrum einer Sinusfunktion (schwarz) und Spektrum einer mit einem Blackman-Harris-Fenster gewichteten Sinusfunktion (rosa).

Leistung besitzt.

Bestimmung der Windgeschwindigkeit

Um aus den Spektren die Windgeschwindigkeit abzuleiten, muss zunächst der Hintergrund von den Spektren abgezogen werden. Dies geschieht durch Subtraktion eines Spektrums aus großer Höhe, wo das Lidarsignal nicht mehr von atmosphärischer Rückstreuung beeinflusst wird. Im Anschluss wird in jedem Spektrum das Maximum gesucht. Die Bestimmung erfolgt über die Berechnung der Spektrenschwerpunkte. Nähere Informationen hierzu sind in Engelmann [2009] zu finden.

Abschließend wird dem Frequenzwert des Signalmaximums eine Windgeschwindigkeit zugeordnet. In Bezug auf das Windlidar entspricht eine Frequenz von 80 MHz einer Windgeschwindigkeit von 0 m/s. Das Spektrum erstreckt sich von 60 bis 100 MHz. Das kommt Geschwindigkeiten von zirka -20 bis 20 m/s gleich. Gemessen werden diese Windgeschwindigkeiten mit einer Genauigkeit von 0.1 m/s.

Kapitel 4

Statistische Auswertung der Lidardaten

Gegenstand dieser Arbeit ist die Analyse von Vertikalwinddaten hinsichtlich der Charakterisierung der Turbulenz in der Grenzschicht anhand verschiedener statistischer Elemente. Ab- und Aufwindbereiche wurden untersucht, um festzustellen, wie oft und mit welcher Dauer Ab- und Aufwinde auftreten, wie ihr statistisches Verhalten ist und welche Art von Turbulenz vorliegt. In Abschnitt 4.1 wird zunächst auf die Behandlung der Windlidardaten eingegangen und beschrieben, welche Daten für die anschließende Auswertung verwendet wurden. Die angewandten statistischen Werkzeuge werden in Abschnitt 4.2 näher erläutert. Abschließend folgt in Abschnitt 4.3 die Fehlerbetrachtung.

4.1 Behandlung der Lidardaten

Zunächst wurden die Datensätze gesichtet und auf Fehlern untersucht. Für die Auswertung wurden nur Vertikalwinddaten verwendet, die einen Absolutwert von $|w| = 10$ m/s nicht überschreiten. Dieser Schwellwert wurde angenommen, da Vertikalwindgeschwindigkeiten in der Grenzschicht im Allgemeinen geringer sind. In Cumulonimbuswolken etwa sind vertikale Geschwindigkeiten bis 30 m/s möglich. Im Mittel betragen die Vertikalwindgeschwindigkeiten in diesen Gewitterwolken jedoch auch nicht mehr als 5-10 m/s [Liljequist, 1974]. Weiterhin wurden extreme Ausreißer, d.h. Werte, die sich deutlich von den Nachbarwerten unterscheiden, als Fehlern angenommen und als *NaN* (not a number) deklariert, so dass sie in der Auswertung keine Beachtung fanden.

Für die Untersuchung der Ab- und Aufwindbereiche wurde ein weiterer Schwellwert angenommen. Vertikalwinddaten aus dem Bereich -0.1 bis 0.1 m/s wurden weder zu Ab- noch Aufwinden hinzugezählt. So waren die zwei Bereiche deutlich voneinander differen-

zierbar. Ergänzend wurde eine zeitliche Schwelle für die Dauer von 20 Sekunden eingeführt, um Ab- und Aufwindbereiche eindeutig von den Bewegungen der Umgebungsluft zu unterscheiden. Ab- oder Aufwinde mit einer Dauer kleiner als 20 s gingen nicht als solche in die Analyse ein, da die Dauer nicht signifikant erschien. Die Vorgehensweise ist anschaulich in Abbildung 4.1 dargestellt.

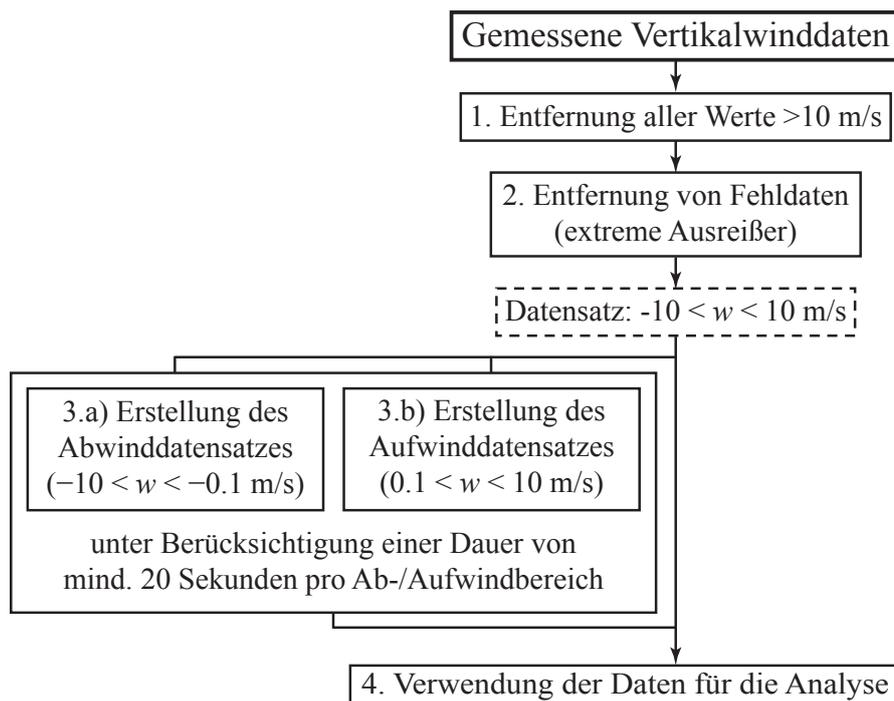


Abb. 4.1: Abfolge der Datenbehandlung.

4.2 Statistische Methoden

Für die Auswertung der Vertikalwinddaten wurden einfache Methoden der Statistik herangezogen. Die angewandten statistischen Mittel sind in Tabelle 4.1 aufgelistet. Der arithmetische Mittelwert sowie der Median wurden jeweils für einen ganzen Tag sowie für eine Stunde berechnet. Der Median wurde zusätzlich zur Auswertung hinzugezogen, da er unabhängig von Ausreißern ist. Er ist der Zentralwert der Verteilung, der je nach ungerader oder gerader Anzahl der Werte einer Verteilung an einem Wert beziehungsweise zwei Werten festgemacht wird. Die Varianz wurde ebenfalls über den ganzen Tag und für jeweils eine Stunde ermittelt. Mittelwert, Median und Varianz sind wichtige Maßzahlen zur Beschrei-

Tab. 4.1: Statistische Mittel für die Untersuchung der Vertikalwinddaten.

statistisches Mittel	Formel	Besonderheiten
arithmetisches Mittel	$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i$	
Median	$\tilde{x} = \frac{1}{2}(x_{\frac{N}{2}} + x_{\frac{N}{2}+1})$ $\tilde{x} = x_{\frac{N+1}{2}}$	für N gerade, für N ungerade, $N = \text{Datenanzahl}$
Varianz	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} (x_i - \bar{x})^2$	
Standardabweichung	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	Wurzel der Varianz
Schiefe	$S = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^3$	
Wölbung	$W = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^4 - 3$	

bung einer Beobachtungsreihe. Sie wurden hier für die Beurteilung der Windverteilung und für den Vergleich zwischen den verschiedenen Messtagen bestimmt. Eine weitere wichtige Größe ist die Standardabweichung, die sich aus der Quadratwurzel der Varianz ergibt und die Streuung einer Verteilung um ihren Mittelwert wiedergibt.

Schiefe und Wölbung eignen sich für den Vergleich der Verteilungen der Vertikalwinddaten mit einer Gaußschen Normalverteilung (NV). Zur Veranschaulichung sind die Abweichungen einer Verteilung von der NV in Abbildung 4.2 schematisch dargestellt. Die gestrichelten Kurven repräsentieren in beiden Fällen die positiven und die gepunkteten Kurven die negativen Momente. Die Gaußsche Normalverteilung weist eine Schiefe von Null und eine Wölbung von Null auf. Die Schiefe lässt sich als Neigungsstärke beschreiben. Sie ist ein Maß für die Symmetrie der Wahrscheinlichkeitsverteilung zum Mittelwert und gibt im Vergleich zu einer NV die Verlagerung der Verteilung an. Bei einer rechtsschiefen Beobachtungsreihe treten Werte, die kleiner als der Mittelwert sind, häufiger auf. Der Hauptanteil

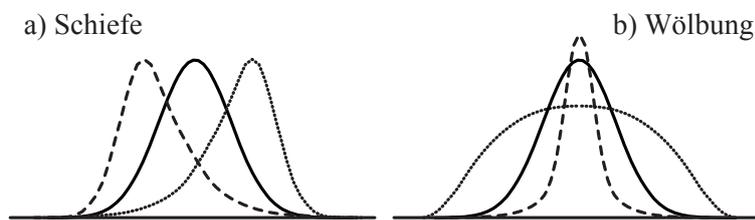


Abb. 4.2: Abweichungen einer Verteilung von der Normalverteilung, durchgezogen: Gaußkurve mit $S = 0$ und $W = 0$, a) gestrichelt: rechtsschiefe Verteilungen ($S > 0$), gepunktet: linksschiefe Verteilungen ($S < 0$), b) gestrichelt: steilgipflige Verteilungen ($W > 0$), gepunktet: flachgipflige Verteilungen ($W < 0$) (nach [Sachs, 1992]).

der Verteilung liegt links des Mittelwerts, so dass das Maximum der Verteilung nach links verschoben ist [Sachs, 1992]. Die Wölbung hingegen gibt die „Spitzigkeit“ wieder, also die Abweichung des Verlaufs der gegebenen Wahrscheinlichkeitsverteilung zum Verlauf einer Gaußschen Normalverteilung. Eine Verteilung mit einem starken Maximum wird als steilgipflig und eine relativ ausgeglichene Verteilung als flachgipflig bezeichnet.

Die Varianz wurde in der Auswertung speziell für die Bestimmung der vertikalen Geschwindigkeitsskala

$$w_* = \sqrt[3]{\frac{gz_i}{\Theta_v} \overline{w'\Theta'_v}} \quad (4.1)$$

verwendet. Diese gehört zu den Skalierungsvariablen für *freie* Konvektion. Sie stellt somit ein Maß für Turbulenz dar. In hochreichenden Mischungsschichten mit kräftiger Aufheizung wird für w_* ein Wert von 1-2 m/s angenommen [Stull, 1988].

Um eine Geschwindigkeitsskala festzulegen, ist neben dem Auftriebsfluss $(g/\overline{\Theta_v})\overline{w'\Theta'_v}$ ebenfalls die Längenskala z_i zu beachten. Die Variable z_i wird als die Skala der thermischen Blasen angesehen. Das heißt, in konvektiven Fällen wird angenommen, dass turbulente Prozesse die Längenskala z_i voll ausschöpfen, so dass z_i auch als Grenzschichthöhe festgelegt werden kann. So ergibt sich aus der Kombination der Längenskala und dem Auftriebsfluss die vertikale Geschwindigkeitsskala. Das Windlidar kann nur die Vertikalwindgeschwindigkeit bestimmen. Das erschwert die Anwendung der Gleichung (4.1), da Θ_v nicht bekannt ist. Da aber die Varianz der Vertikalgeschwindigkeit aus Windlidardaten bestimmt werden kann, ist es möglich, die Formel

$$\frac{\overline{w'^2}}{w_*^2} = 1.8 \left(\frac{z}{z_i}\right)^{\frac{2}{3}} \left(1 - 0.8\frac{z}{z_i}\right)^2 \quad (4.2)$$

zur Berechnung der vertikalen Geschwindigkeitsskala heranzuziehen. Hierbei wird die Vertikalwindvarianz $\overline{w'^2}$ mit dem Quadrat der vertikalen Geschwindigkeitsskala w_*^2 sowie die Höhe z mit der Längenskala z_i normiert. Die Formel wurde empirisch aus Profilen der Vertikalwindvarianz approximiert [Lenschow et al., 1980].

Abbildung 4.3 zeigt den Verlauf der Vertikalwindvarianz mit der Höhe. Die schwarze durchgezogene Linie ergibt sich nach der Berechnung mit Gleichung (4.2) unter Annahme einer vertikalen Geschwindigkeitsskala von $w_* = 1.6$ m/s und einer Grenzschichthöhe von $z_i = 1.8$ km. Die graue Schattierung stellt die Spanne der Varianz dar, wenn für w_* und z_i in Gleichung (4.2) 1.3 m/s und 1.3 km (untere Grenze) beziehungsweise 2.0 m/s und 3.0 km (obere Grenze) angenommen werden.

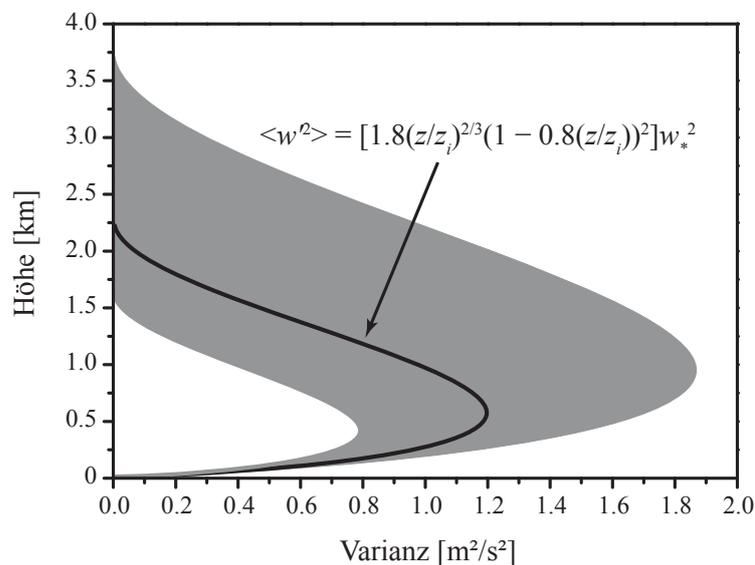


Abb. 4.3: Vertikalwindvarianz am Tag in Abhängigkeit von der Höhe, grauschattierter Bereich: Spanne der Vertikalwindvarianz (nach [Stull, 1988]).

4.3 Fehlerbetrachtung

Bei der Betrachtung der Fehler muss zwischen *systematischen* und *zufälligen* Fehlern unterschieden werden. Fehler mit konstantem Wert, die bei Messungen auftreten, welche unter denselben Bedingungen durchgeführt werden, heißen systematische Fehler. Zufällige Fehler sind nie auszuschließen, treten unvorhersagbar auf und sind additiv. Der Gesamtfehler setzt sich aus zufälligem und systematischem Fehler zusammen.

Zum systematischen Instrumentenfehler zählt beispielsweise der Versatz, der sich aus der Schwankung Δv_i ergibt (siehe Abschnitt 3.2). Weitere systematische Fehler ergeben sich aufgrund der begrenzten Beobachtungszeit. Turbulente Bewegungen weisen unterschiedliche Wirbelgrößen auf, die nicht alle in einem Mittelungszeitraum erfasst werden können. Der systematische Fehler wird nach Lenschow et al. [1994] zu

$$\delta_{\text{sys}} = \sqrt{\frac{2\tau}{t}} \quad (4.3)$$

berechnet. Hierbei ist τ die integrale Skala und t die Zeit, über die gemittelt wird. Die integrale Skala τ wird als Zeitskala betrachtet, über welche Turbulenz mit sich selbst korreliert ist. Sie ist ebenfalls ein Maß für die Zufälligkeit der Turbulenz. Kleine Werte der integralen Skala gehen mit zufällig auftretender Turbulenz einher, während hohe Werte für strukturierte Turbulenz im Zusammenhang mit größeren Wirbeln stehen [Treviño und Andreas, 2004].

Die integrale Skala berechnet sich aus dem Integral der Autokorrelationsfunktion

$$R_{ww}(\xi) = \overline{w_n w_{n+\xi}} \quad (4.4)$$

der Zeitreihe der Vertikalwinddaten. Diese Funktion kann für große ξ negative Werte annehmen oder um Null schwanken [Moore et al., 1985; Daoud et al., 2003]. Für die Berechnung der integralen Skala wird das Integral deshalb bis zum ersten Nulldurchgang der Autokorrelationsfunktion berechnet ($\xi = \xi_{\text{max}}$). Dort erreicht das Integral seinen maximalen Wert. Um die integrale Skala als Zeitskala zu betrachten, wird das Integral anschließend mit $\Delta t = 5$ s, der zeitlichen Auflösung der Lidardaten, multipliziert. Das Integral kann über diskrete Werte ausgedrückt werden, so dass sich die integrale Zeitskala zu:

$$\tau = \Delta t \sum_{\xi=0}^{\xi=\xi_{\text{max}}} R_{ww}(\xi) \quad \text{mit} \quad R_{ww}(\xi_{\text{max}}) = 0 \quad (4.5)$$

ergibt, wobei ξ der Zeitschritt ist.

Lenschow et al. [1994] geben in ihrer Arbeit Formeln für eine Abschätzung der Fehlervarianz der Momente einer Zeitreihe an. Daraus ergeben sich die in Tabelle 4.2 aufgeführten Formeln für die Berechnung der zufälligen Fehler der Varianz, Schiefe und Wölbung.

Tab. 4.2: Formeln für die Berechnung der zufälligen Fehler [Lenschow et al., 1994].

zentrales Moment	zufälliger Fehler
Varianz	$\delta_V \approx \sqrt{2 \frac{\tau}{t} \sigma^2}$
Schiefe	$\delta_S \approx \sqrt{4 \frac{\tau}{t}}$
Wölbung	$\delta_W \approx \sqrt{84 \frac{\tau}{t}}$

Der Standardfehler des Mittelwerts berechnet sich nach Sachs [1992] aus dem Quotienten der Standardabweichung und der Wurzel aus der Anzahl der bei der Mittelung verwendeten Daten

$$\delta_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{\text{Datenanzahl}}}. \quad (4.6)$$

Der Standardfehler des Medians ergibt sich aus

$$\delta_{\bar{x}} = \frac{a - b}{3.4641}. \quad (4.7)$$

Variable a ist hierbei der Wert der $\left(\frac{N}{2} + \frac{\sqrt{3N}}{2}\right)$ ten und b der Wert der $\left(\frac{N}{2} - \frac{\sqrt{3N}}{2}\right)$ ten Beobachtung der aufsteigend geordneten Daten, wobei jeweils zur nächsten ganzen Zahl aufgerundet wird [Sachs, 1992].

Kapitel 5

Messungen

Im Jahr 2006 wurden abhängig von den täglichen Witterungsbedingungen intensive Messungen mit dem Doppler-Windlidar am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung (IfT) durchgeführt. Anhand der Messungen wurde die konvektive planetare Grenzschicht hinsichtlich des vertikalen Aerosoltransports in den Frühjahrs- und Sommermonaten charakterisiert [Engelmann, 2009]. In der vorliegenden Arbeit werden Ab- und Aufwindbereiche statistisch analysiert. Hierfür wurden drei verschiedene atmosphärische Situationen in Bezug auf den Bedeckungsgrad in Betracht gezogen. Es wurden wolkenlose Tage, Tage mit wenig und Tage mit starker Grenzschichtbewölkung studiert. Letztlich wurde jeweils pro Fall ein Tag, der *Golden Day*, ausgewertet.

In Abschnitt 5.1 werden zunächst die Messbedingungen am IfT beschrieben. Der Abschnitt 5.2 bezieht sich auf die Motivation zur Auswahl der Golden Days. Für die Charakterisierung der Grenzschicht ist die Analyse der Witterungsbedingungen an den Messtagen unabdingbar. Diese erfolgt im Abschnitt 5.3.

5.1 Messbedingungen am IfT

Das IfT befindet sich, wie in Abbildung 5.1 zu sehen, im Randbezirk des Ostnordosten der Stadt Leipzig (51.3° N, 12.4° O). Die Stadt selbst liegt in der Leipziger Tieflandsbucht. Umringt von flachem Gelände gibt es in unmittelbarer Entfernung keine ausgeprägten orografischen Strukturen, die sich auf die Messungen mit dem Windlidar auswirken könnten. Das Erzgebirge, das sich in etwa 90 Kilometer Entfernung südöstlich von Leipzig befindet, und auch der Harz, der 120 Kilometer nordwestlich entfernt liegt (mit dem Brocken [1142 m] als höchste Erhebung), sind auf das Wetter Einfluss nehmende orografische Gebilde.



Abb. 5.1: Stadt Leipzig/Sachsen, rote Markierung: Lage des IFT im Wissenschaftspark mit genauerer Ansicht rechts unten [Google Earth, 2008].

Der Windlidar-Container wurde nur wenige Meter neben dem Hauptgebäude aufgestellt, um Vergleichsmessungen mit dem stationär im Gebäude installierten Dreiwellenlängen-Ramanlidar (Informationen hierzu in [Mattis, 2002] und [Engelmann, 2009]) durchführen zu können. Die Nähe des Lidars zum Gebäude hat keinen Einfluss auf die Messungen, da der Messbereich erst oberhalb von 400 m beginnt. Im Jahr 2006 wurden Messungen an 65 Tagen hauptsächlich tagsüber durchgeführt.

5.2 Auswahl der Golden Days

Tage, an denen die besten Voraussetzungen gegeben waren, um die Grenzschicht anhand der Ab- und Aufwinde zu charakterisieren, werden hier *Golden Days* genannt. Da Turbulenz in der Grenzschicht meist thermisch bedingt ist und Konvektion indirekt aufgrund der Sonneneinstrahlung durch das Aufheizen der Erdoberfläche entsteht, wurden drei Tage ausgewählt, an denen sich die atmosphärischen Bedingungen, vor allem in Bezug auf die Bedeckung, voneinander unterschieden. Die Auswahl fiel auf den 5. April, den 5. Mai und den 18. September 2006.

Der 5. Mai 2006 (Abb. 5.2) repräsentiert eine Messung an einem wolkenfreien Tag, an dem die Ausbildung der Grenzschicht lehrbuchmäßig erkennbar ist. Den gesamten Tag über

fand weder in der Grenzschicht noch in darüber liegenden, höheren Schichten Wolkenbildung statt, so dass der Boden ungehindert erwärmt werden und Luftpakete thermisch angeregt aufsteigen konnten.

Am 18. September 2006 entwickelte sich im Verlauf des Nachmittags leichte Cumulusbewölkung. Schon ab 14 Uhr Ortszeit traten Cirrocumuli in einer Höhe von zehn Kilometern auf. Diese dünnen Eiswolken verminderten die Sonneneinstrahlung nicht maßgeblich. Das Windlidarprofil (Abb. 5.3) ließ erkennen, dass die Turbulenz an diesem Tag durchweg konvektiv bestimmt war. Es sind abgegrenzte Ab- und Aufwindbereiche auszumachen.

Am 5. April 2006 (Abb. 5.4) gab es seit Tagesbeginn Cumuluswolken. Die Erwärmung des Erdbodens und somit auch die Konvektion waren durch die Bedeckung beeinträchtigt. Ein Vergleich der Lidarprofile des 5. April und 5. Mai lässt kaum Unterschiede in der turbulenten Aktivität erkennen. Das Profil des 5. April unterscheidet sich vom Profil des 5. Mai in erster Linie in der Signalstärke, welche durch die intensive rote Färbung Bedeckung durch Cumuluswolken anzeigt. Dennoch ist es von Interesse herauszufinden, ob es einen Unterschied in der Struktur turbulenter Bewegungen an Tagen ohne Bedeckung und an Tagen mit starker Bedeckung durch Cumuluswolken gibt. Gemessen wurde an allen Tagen von zirka 9 bis 19 Uhr. Die Grenzschichthöhe variierte im Mittel zwischen 1300 und 2300 m.

Die Abbildungen 5.2 bis 5.4 zeigen die Windlidarprofile der drei Golden Days. Im oberen Graph ist farblich die Signalstärke, die proportional zum Lidarsignal ist, logarithmisch aufgetragen und im unteren Graph ist die Vertikalwindgeschwindigkeit in m/s ebenfalls farblich dargestellt. In allen drei Abbildungen sind Schwankungen in der Signalstärke zu erkennen, die auf Intensitätsschwankungen des Lasers zurückzuführen sind. Diese wirken sich zwar auf das Lidarsignal, aber nicht auf die Windgeschwindigkeit aus, da die Windgeschwindigkeit aus dem Maximum des Spektrums bestimmt wird, wobei der Betrag des Maximums keine Rolle spielt (siehe Abschnitt 3.3).

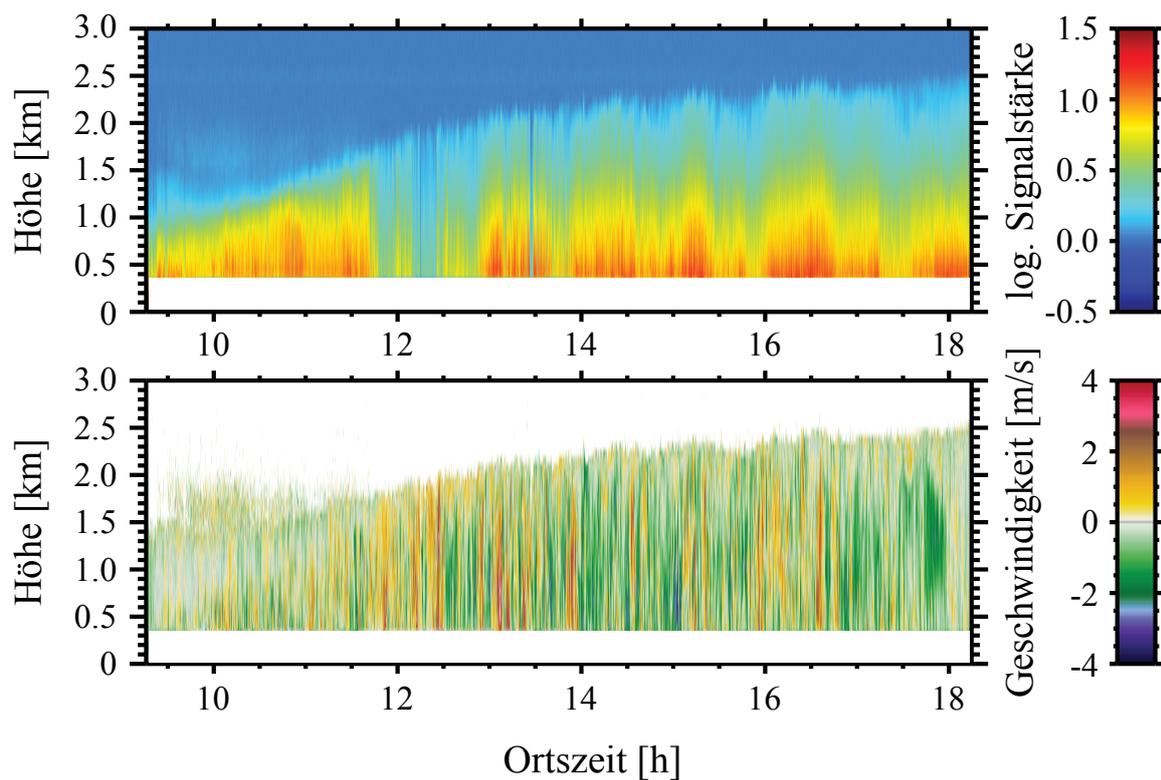


Abb. 5.2: Windlidarmessung am 5. Mai 2006. Oberer Graph: Signalstärke, blau: geringes Signal, rot: starkes Signal. Signaleinbrüche im zeitlichen Verlauf entsprechen Intensitätsschwankungen des Lasers. Unterer Graph: Vertikalwindgeschwindigkeit in m/s, grün-blau: Abwind, gelb-rot: Aufwind. Unterhalb von 400 m übersteuert der ausgesendete Laserpuls das zu detektierende Signal. Das Lidarprofil zeigt einen wolkenfreien Tag mit einer gut erkennbaren Oberkante der Grenzschicht. In der Vertikalwindgeschwindigkeit ist kräftige Turbulenz auszumachen.

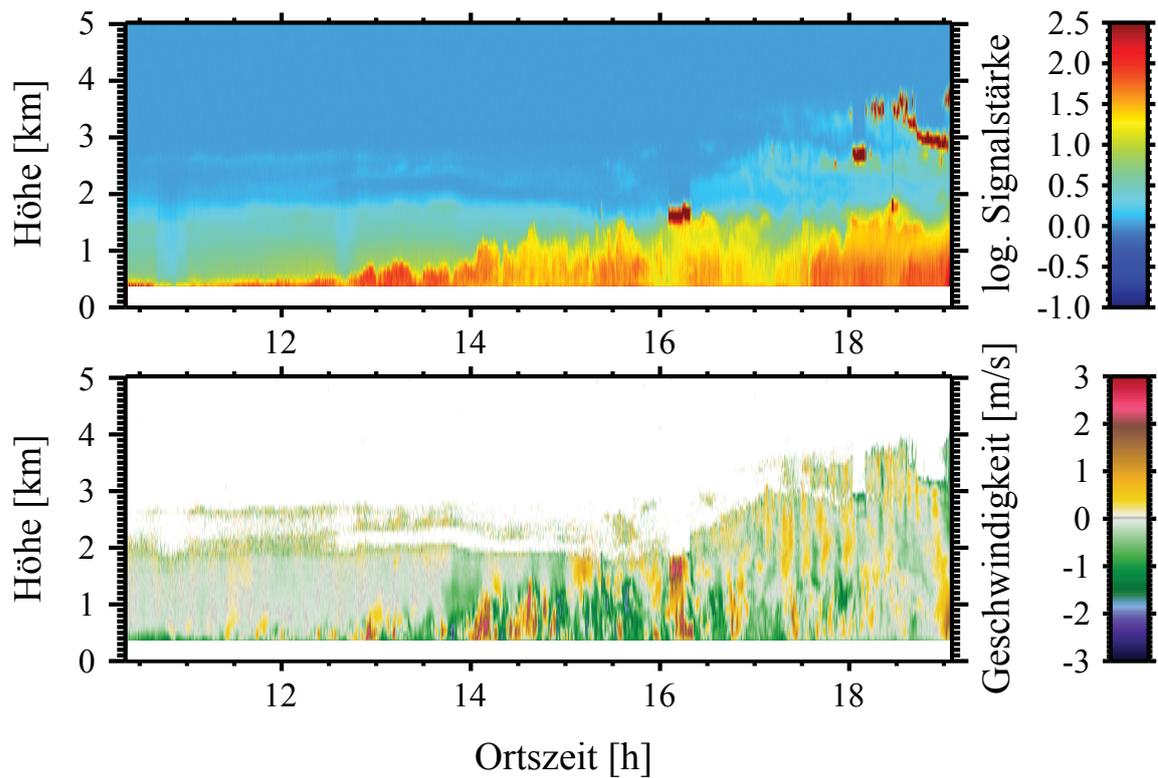


Abb. 5.3: Windlidarmessung am 18. September 2006. In der vertikalen Windgeschwindigkeit ist thermische Konvektion zu erkennen. Bis 16 Uhr gibt es keine Bewölkung, danach ziehen Wolken (dunkelrotes Signal) heran. Ebenso ist nach 17 Uhr an den periodisch abwechselnden Ab- und Aufwinden (grün/gelb) eine Schwerewelle im Profil auszumachen.

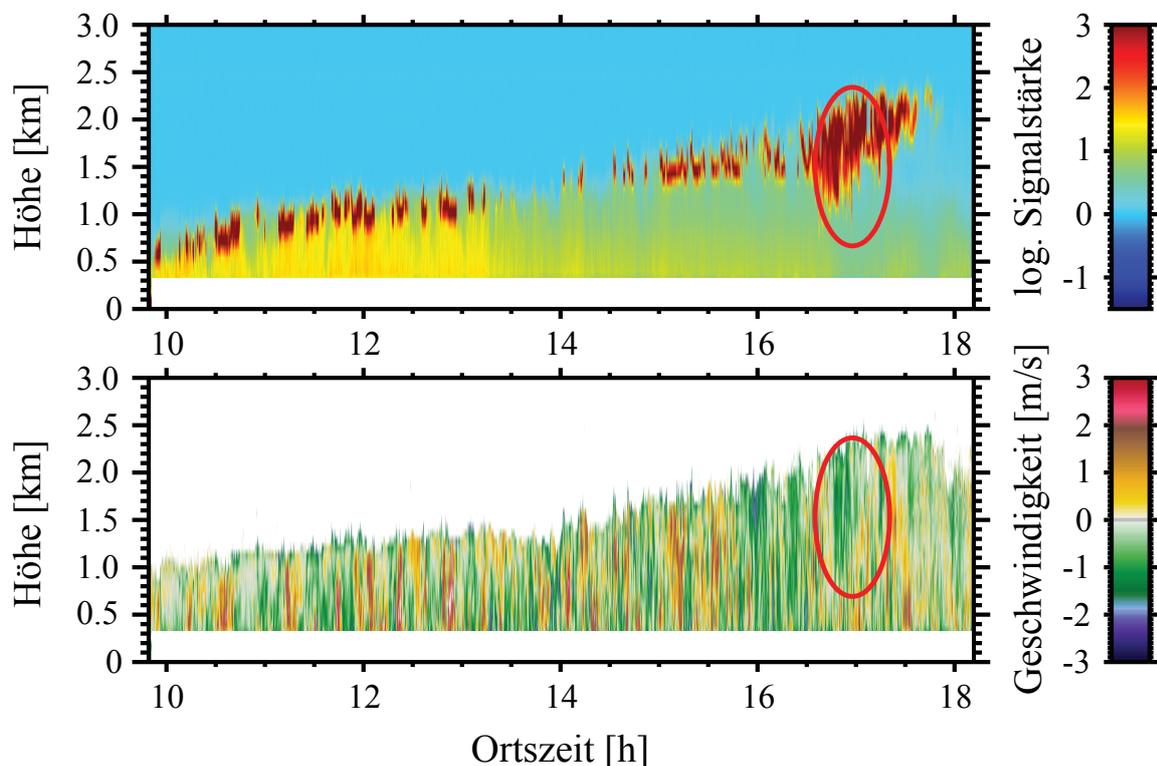


Abb. 5.4: Windlidarmessung am 5. April 2006. Die logarithmische Signalstärke zeigt, dass Grenzschichtwachstum und Wolkenbildung zusammenhängen. Es sind starke Signale an den Wolkenunterkanten zu erkennen. Bis 13:15 Uhr gibt es Feuchtwachstum der vorhandenen Aerosolpartikel bei einer relativen Feuchte von rund 70%. Ab 13:15 Uhr nimmt die Signalstärke ab. Diese Abnahme geht vermutlich mit einer Abnahme der Aerosolkonzentration einher, da die relative Feuchte keine starke Veränderung aufweist.

Es wird angenommen, dass am Nachmittag ab zirka 16 Uhr kein weiteres Wolkenwachstum stattfand, sondern Wolken heranzogen. Im weiteren Verlauf ist ab 16:45 Uhr die Signalstärke unterhalb der Wolke gering und in der Vertikalwindgeschwindigkeit ist eine verschmierte, grünliche Maserung (rote Markierung) auszumachen. Es setzte Niederschlag ein, der den Boden nicht erreichte.

5.3 Witterungsbedingungen an den Messtagen

Die drei Golden Days wurden in Bezug auf den Bedeckungsgrad ausgewählt. Unterschiede in der turbulenten Bewegung gehen aber nicht nur auf die Sonneneinstrahlung und die damit verbundene Erwärmung der Erdoberfläche, sondern beispielsweise auch auf den Wind, die Stabilität der Schichtung und die Großwetterlage mit ihren Frontensystemen zurück. In den folgenden Abschnitten werden die Witterungsbedingungen an den Messtagen beschrieben.

5.3.1 5. Mai 2006

Die Abbildungen 5.5 und 5.6 zeigen die Analyse des Geopotentials, Bodendruckfelds und der relativen Topografie sowie die Bodenanalyse am 5. Mai 2006. Deutschland lag vor- derseitig eines Langwellentrops in einem gradientschwachen Gebiet umringt von einem Tiefdruckgebiet westlich der britischen Inseln, einem Hoch über Skandinavien und einem Randtrog in der Höhe über dem Balkan. Das Hoch über Skandinavien blockierte das Voran- kommen des Langwellentrops, so dass sich die Großwetterlage nicht stark änderte. Der ehe- malige Kaltlufttropfen im Südosten stieß nach und nach Richtung Westen vor und brachte kältere, trockenere Luft mit sich. Am Boden löste sich im Tagesverlauf über dem Schwarz-

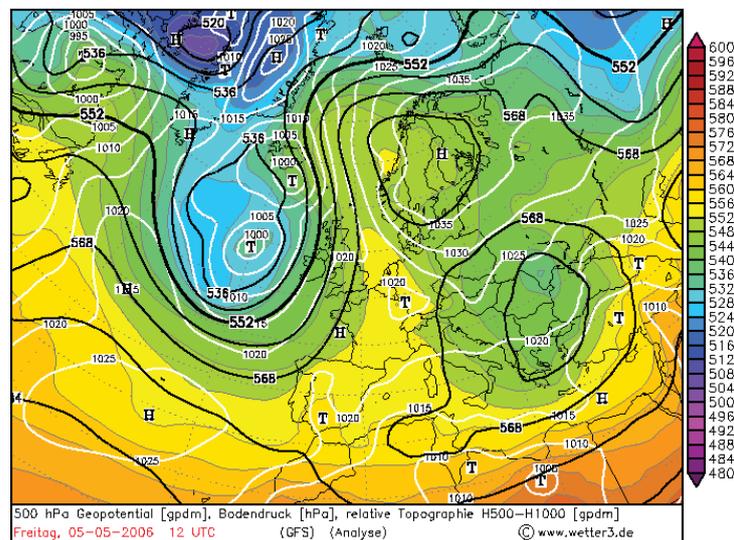


Abb. 5.5: Analyse des Global Forecast System (GFS) am 5. Mai 2006, 12 UTC, 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topografie (500-1000 gpm) [<http://www.wetter3.de>, 2008].

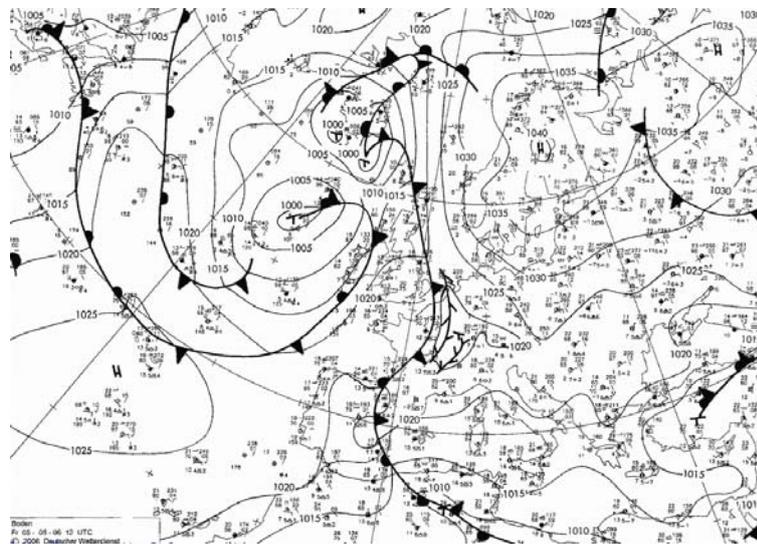


Abb. 5.6: Analyse der Bodenwetterkarte des Deutschen Wetterdiensts am 5. Mai 2006, 12 UTC [<http://www.wetter3.de>, 2008].

wald ein schwaches Bodentief auf, das mit Schauern und Gewittern einherging. Eine Kaltfront erstreckte sich von Island bis nach Nordfrankreich. Über Deutschland befanden sich keine Fronten.

Der Radiosondenaufstieg in Meiningen/Thüringen um 12 UTC (Abb. 5.7) zeigt die Inversion an der Oberkante der Grenzschicht in 2000 m Höhe und eine ausgedehnte trockene Schicht oberhalb davon, die auf Absinken in der Höhe hindeutet. Es sind keine Wolken-schichten erkennbar, wie es durch das Windlidarprofil (Abb. 5.2) bestätigt wird. Am Boden herrschte Südost- bis Ostanströmung vor. Der Wind wies eine geringe Rechtsdrehung mit der Höhe auf, welche auf eine Warmluftadvektion schließen lässt.

Dem Radiosondenaufstieg nach zeigen Temperatur- und Taupunktkurve am Boden eine relativ große Differenz auf. Aus der Analyse der 850 hPa-Temperatur und der 2 m-Temperatur lässt sich über die barometrische Höhenformel ein Temperaturgradient berechnen. Für 12 UTC liegt dieser bei $-0.93 \text{ K}/100 \text{ m}$. Wird aufgrund der großen Temperatur-Taupunkt-Differenz am Boden dieser berechnete Wert mit dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten von rund $1 \text{ K}/100 \text{ m}$ verglichen, lässt sich auf eine leicht trockenstabile Schichtung schließen, was durch den Radiosondenaufstieg in Meiningen bestätigt wird, denn die Temperaturkurve folgt in der Grenzschicht der Trockenadiabate. Wird zusätzlich

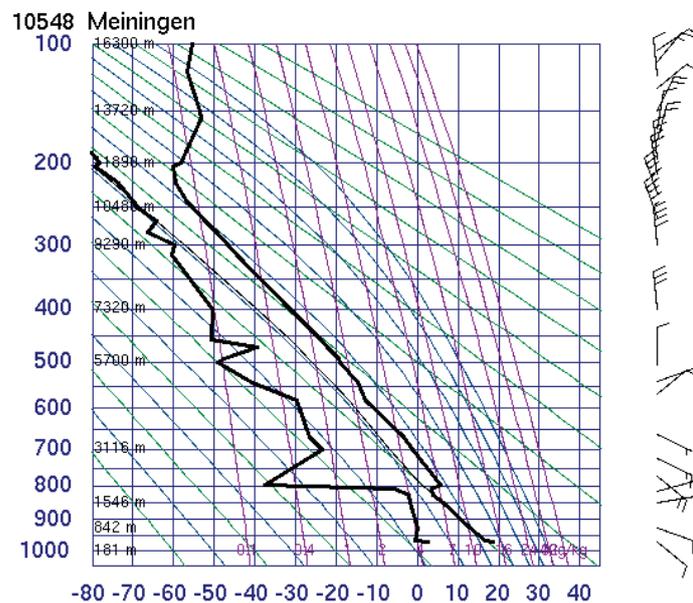


Abb. 5.7: Radiosondenaufstieg in Meiningen/Thüringen um 12 UTC am 5. Mai 2006 [http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html, 2008].

die potentielle Temperatur

$$\Theta = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.287} \quad (5.1)$$

in 850 hPa bestimmt, wobei p_0 der Bodendruck ist, und die Differenz zur potentiellen Temperatur in zwei Meter Höhe erstellt, ist erkennbar, dass Θ mit der Höhe zunimmt, also eine stabile Schichtung, unter Annahme einer trockenen Atmosphäre, vorlag. Den Wetterdaten des IFT zufolge, lag die relative Feuchte an diesem Tag um 12 UTC am Boden bei 23.3%. So ist es plausibel, insgesamt eine trockene Atmosphäre anzunehmen. Die Temperatur stieg am Tag auf maximal 22 °C.

Die Analyse der Messungen des Winds (Abb. 5.8) in zehn Metern Höhe zeigt einen Südost- bis Ostwind, der im Tagesverlauf zunächst zunahm, sich gegen Abend aber wieder abschwächte. Es wurde eine maximale Windgeschwindigkeit von 29 kn (≈ 15 m/s) erreicht [www.wetterzentrale.de, 2008]. Im Mittel wurden 5-10 kn (3-5 m/s) gemessen. Aufgrund der hohen Windgeschwindigkeit ist anzunehmen, dass Turbulenz an diesem Tag ebenso mechanisch erzeugt wurde. Die Abschätzung der Gradient-Richardsonzahl (Gl. 2.1) aus Radiosondendaten [http://gus.arl.hq.noaa.gov/ready/amet.html, 2008] ergibt für die unteren Schichten der Atmosphäre am 5. Mai negative Werte. Eine negative Gradient-

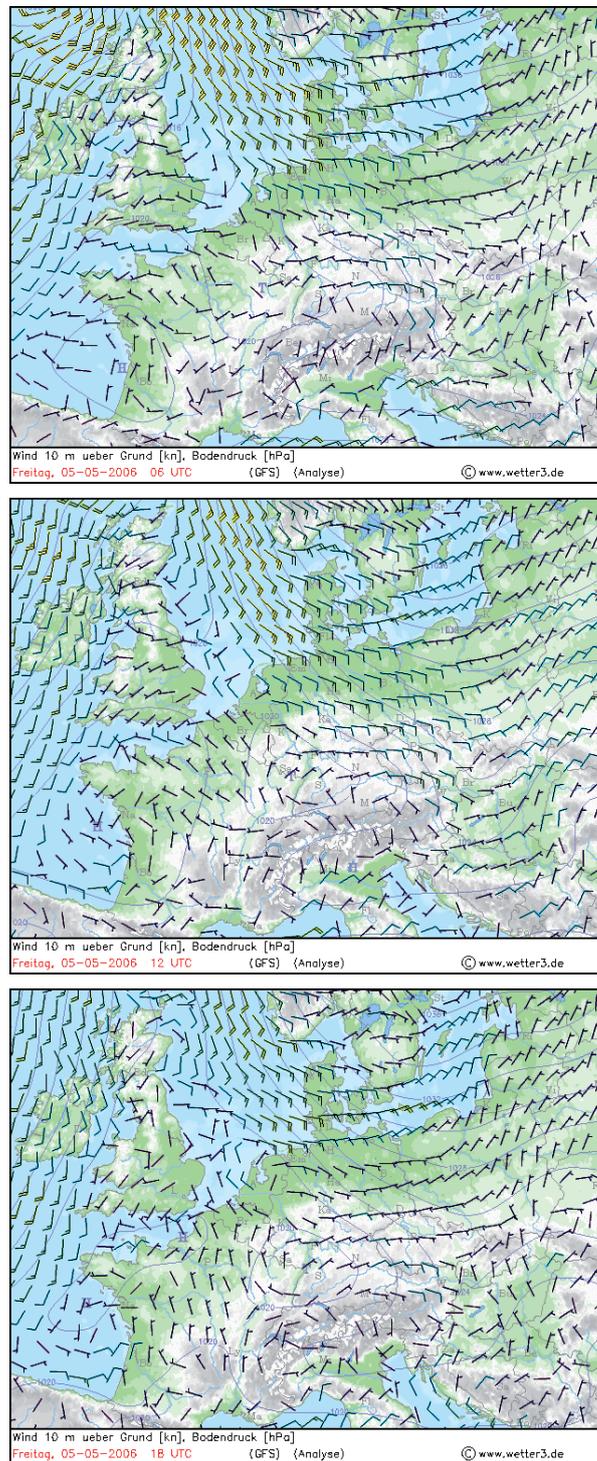


Abb. 5.8: Analyse des 10 m-Winds am 5. Mai 2006, 6, 12 und 18 UTC [http://www.wetter3.de, 2008].

Richardsonzahl bedeutet eine turbulente Strömung und folglich dynamisch bedingte Turbulenz. Oberhalb von 750 m liegen hohe positive Werte von Ri vor. Demzufolge lösten sich turbulente Strömungen auf und es herrschte eine laminare Strömung vor. Die Schichtungsverhältnisse werden durch dynamische Turbulenz höchstens bis zu einer Höhe von 1 km beeinflusst, wohingegen thermische Turbulenz oder Konvektion die gesamte Troposphäre beeinflussen können. Dies bewirkt eine besonders wirksame Durchmischung von wesentlichen Teilen der Atmosphäre [Stull, 1988]. Das Satellitenbild in Abbildung 5.9 zeigt schließlich wolkenfreie Bereiche über weiten Teilen Deutschlands und speziell über Leipzig.

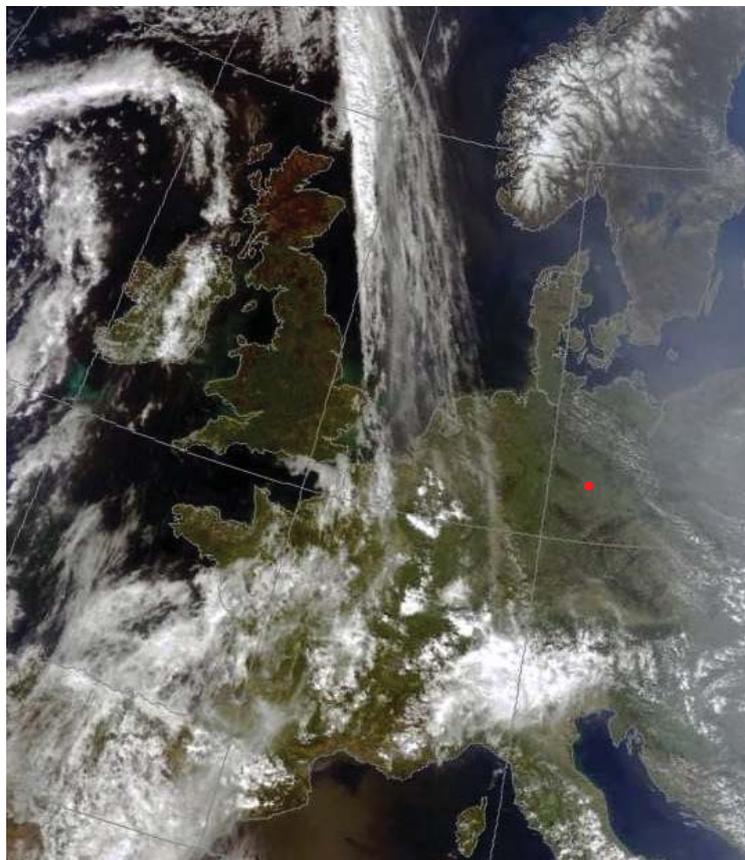


Abb. 5.9: MODIS-Satellitenbild (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) am 5. Mai 2006, 12:42:59 Uhr, rote Markierung: Leipzig, NERC Satellite Receiving Station, University of Dundee [<http://www.sat.dundee.ac.uk>, 2008].

5.3.2 18. September 2006

Der GFS-Analyse des Geopotentials, Bodendruckfelds und der relativen Topografie (Abb. 5.10) ist zu entnehmen, dass Deutschland am 18. September 2006 ebenfalls vorderseitig eines Langwellentrogs lag, der sich im Laufe des Tages ostwärts bewegte. Westlich von Island befand sich der Ex-Hurrikan Florence, dessen Kaltfront über Großbritannien bis zu den Pyrenäen reichte, so dass sich Deutschland in dessen Warmsektor befand. Im Tagesverlauf wanderte das Tief mit seinem Kern westwärts und verband sich mit einem Tief, das sich südlich von Grönland gebildet hatte. Die Kaltfront zog hingegen ostwärts und erreichte gegen Abend Nordwestdeutschland.

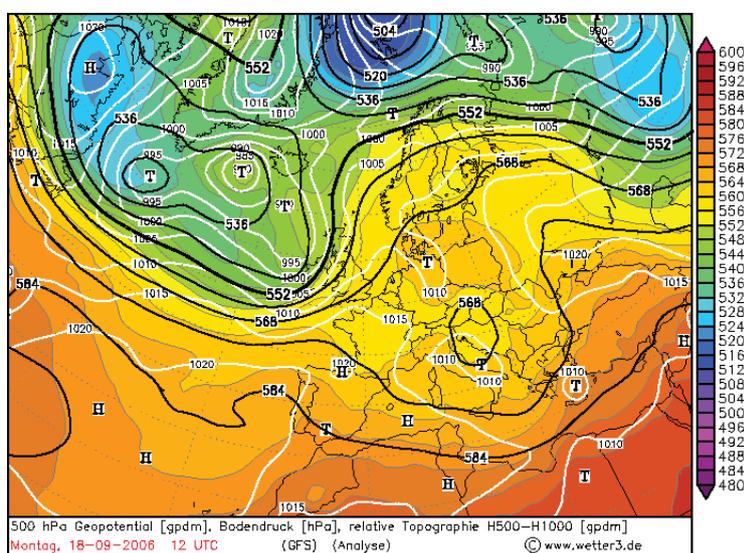


Abb. 5.10: GFS-Analyse am 18. September 2006, 12 UTC, 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topografie (500-1000 gpdm) [<http://www.wetter3.de>, 2008].

Über Deutschland lag ein schwaches Bodentief, das auf der Bodenwetterkarte (Abb. 5.11) zusammen mit einer Konvergenzlinie eingezeichnet ist. Das Tief schwächte sich immer mehr ab, löste sich auf und es verblieb die Konvergenzlinie, die von Norddeutschland bis in den Schwarzwald reichte. Im Großen und Ganzen befand sich Deutschland in einem gradientschwachen Gebiet mit im Westen leichter Nordwest- bis Westanströmung und im Osten leichter Ost- bis Südostanströmung.

Auf den Satellitenbildern (Abb. 5.12) sind die Tiefdruckgebiete und die herannahende Kaltfront sehr gut zu erkennen. Der wolkenfreie Nordosten Deutschlands ist im rechten Bild ebenfalls sichtbar. Mit der Kaltfront gingen Schauer nieder, die von Westen her über

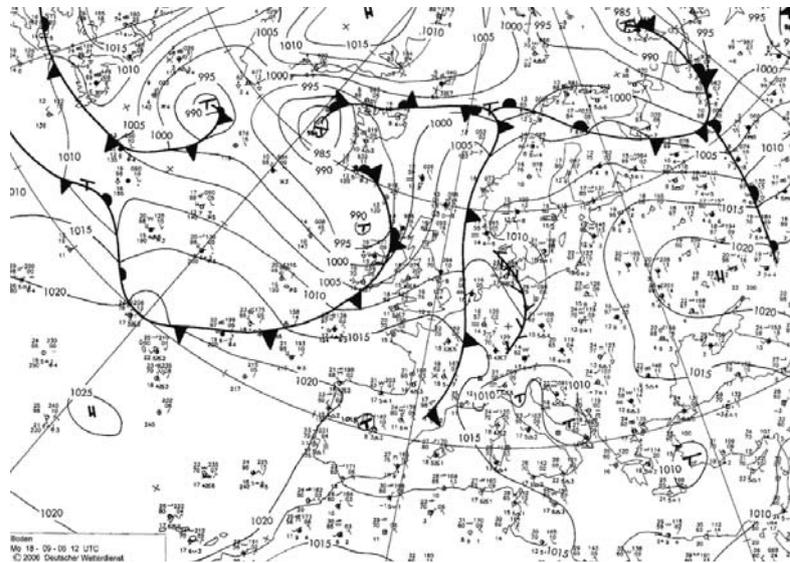


Abb. 5.11: Analyse der Bodenwetterkarte des Deutschen Wetterdiensts am 18. September 2006, 12 UTC [<http://www.wetter3.de>, 2008].

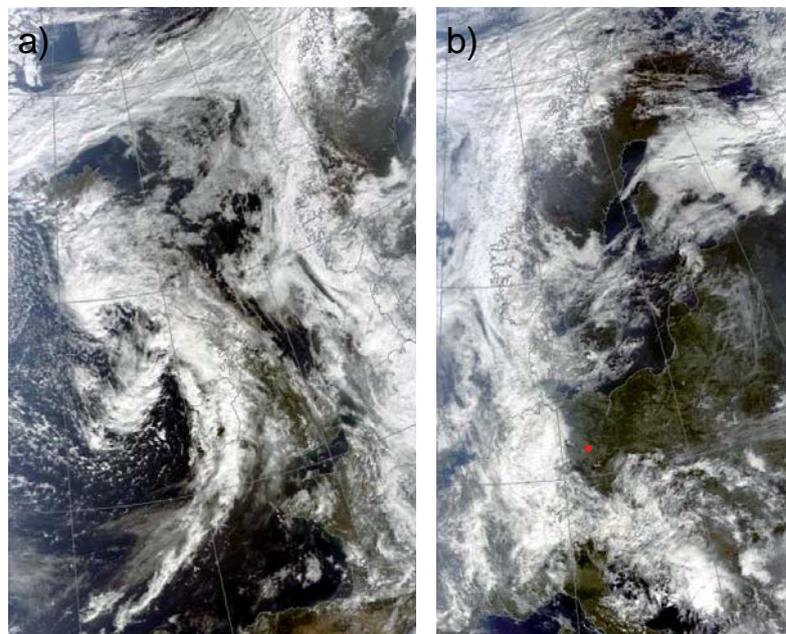


Abb. 5.12: a) MODIS-Satellitenbild am 18. September 2006, Westeuropa, 11:44:54 Uhr, b) MODIS-Satellitenbild am 18. September 2006, Nord-, Mittel- und Osteuropa, 10:06:39 Uhr, rote Markierung: Leipzig, NERC Satellite Receiving Station, University of Dundee [<http://www.sat.dundee.ac.uk>, 2008].

Deutschland hinweg zogen. Nach 18 UTC erreichten diese auch Leipzig. Ein Vergleich des Witterungszustands mit dem Windlidarprofil (Abb. 5.3) zeigt, dass die heranziehenden Wolken ab 18 Uhr Ortszeit vom Windlidar erfasst wurden.

Der Wind drehte im Tagesverlauf in Leipzig von Süd auf West, blieb aber im Mittel mit 3 kn (1.5 m/s) sehr schwach. Hier ist eine Durchmischung der Grenzschicht nur thermisch möglich. Es sind am 18. September 2006 weder Daten eines Radiosondenaufstiegs aus Meiningen noch aus Lindenberg bei Berlin verfügbar. Der Vorhersage-Modelllauf für die relative Feuchte, die Temperatur und den Taupunkt des *Air Resources Laboratory* der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) [<http://gus.arlhq.noaa.gov/ready/amet.html>, 2008] für den Gitterpunkt Leipzig (51.3° N, 11.7° O) um 12 UTC ist in Abbildung 5.13 wiedergegeben. Die Art der Schichtung lässt

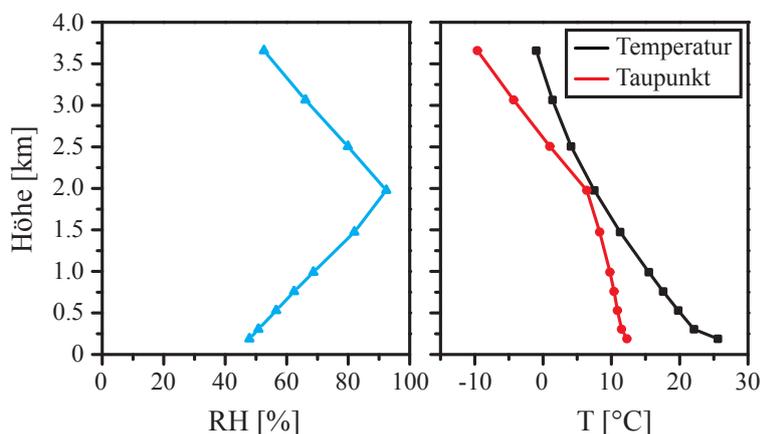


Abb. 5.13: Vorhersage-Modelllauf für relative Feuchte (blau), Taupunkt (rot) und Temperatur (schwarz) am 18. September 2006, 12 UTC, Gitterpunkt Leipzig [Air Resources Laboratory, 2008].

sich aus der Abschätzung des Temperaturgradienten und des Verhaltens der potentiellen Temperatur bestimmen. Am IfT wurde um 12 UTC eine relative Feuchte von 41.4% bei einer Temperatur von 27.1 °C am Boden gemessen. Der Vorhersage-Modelllauf zeigt, dass die relative Feuchte bis zur AGS-Unterkante kontinuierlich auf rund 90% zunimmt, während die Temperatur abnimmt. Im Windlidarprofil ist zu erkennen, dass kaum Wolken auftraten. So wird angenommen, dass es zwar Aerosolfeuchtewachstum gab, die Feuchte und Temperaturabnahme jedoch für Wolkenwachstum nicht ausreichten. Für den Temperaturgradienten ergibt sich aus der Analyse der 2 m-Temperatur und der Temperatur im 850 hPa-Niveau ein Wert von -0.95 K/100 m. Die potentielle Temperatur, die sich aus der barometrischen Hö-

henformel berechnen lässt, zeigt eine Zunahme mit der Höhe. So wird auch an diesem Tag, trotz höherer Feuchte am Boden und in der Höhe, von einer leicht trockenstabilen Schichtung ausgegangen, welche wiederum die Annahme der thermisch bedingten Turbulenz unterstützt.

5.3.3 5. April 2006

Am 5. April 2006 lag Deutschland, wie in Abbildung 5.14 zu sehen, in einem Langwellentrog. Die Frontalzone befand sich direkt über Deutschland. Im Tagesverlauf Einfluss nehmende Tiefs lagen westlich von Portugal, westlich von Korsika und Sardinien im Mittelmeer und zwischen Dänemark und Südschweden. Über dem Baltikum lag eine Konvergenzzone, die nach Osten wanderte. Bis zum Abend erstreckte sich die Warmfront des Tiefs westlich

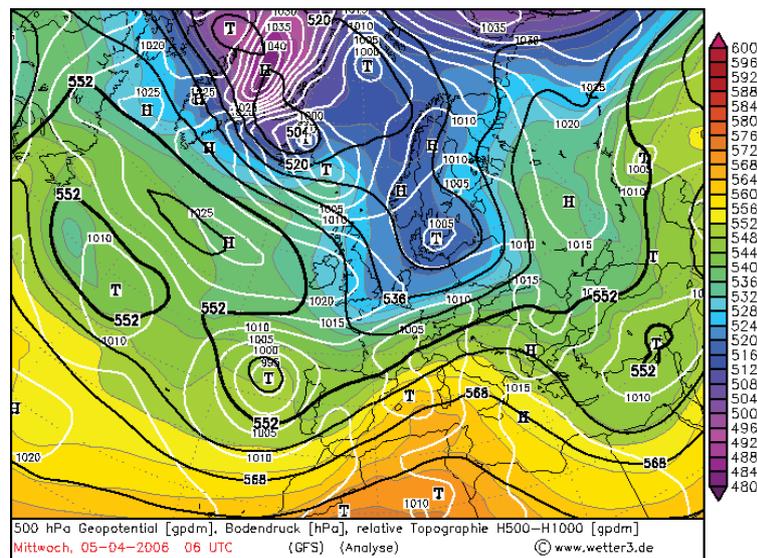


Abb. 5.14: GFS-Analyse am 5. April 2006, 6 UTC, 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topografie (500-1000 gpm) [<http://www.wetter3.de>, 2008].

von Portugal von den Pyrenäen in Verbindung mit den Fronten des Tiefs im Mittelmeer bis nach Österreich, wo sich dieses System mit der Kaltfront des nun über Südfinnland liegenden Tiefdruckgebiets verband. Die Bodenwetterkarten in Abbildung 5.15 zeigen die aktuelle Witterungssituation um 12 und 18 UTC. Sehr gut ist im unteren der beiden Bilder die Verbindung der drei Frontensysteme zu erkennen. Auch auf dem Satellitenbild (Abb. 5.16) ist das kompakte Wolkenband sichtbar.

Deutschland wurde von kalter, trockener Luft aus polaren Breiten beeinflusst, welche von zwei Tiefs über Skandinavien nach Mitteleuropa geführt wurde und sich nach Süden ausdehnte. Dies ist in den Abbildungen 5.17 und 5.18 gut zu sehen. Die Luft in 850 hPa hatte eine Temperatur von -6 bis -7 °C. So wurde am Tag eine mittlere Temperatur von 3.3 °C erreicht, welche für Anfang April unterdurchschnittlich ist. Die Bewölkung nahm über den Tag zu. Von Süden her zogen Schneeschauer über das Land.

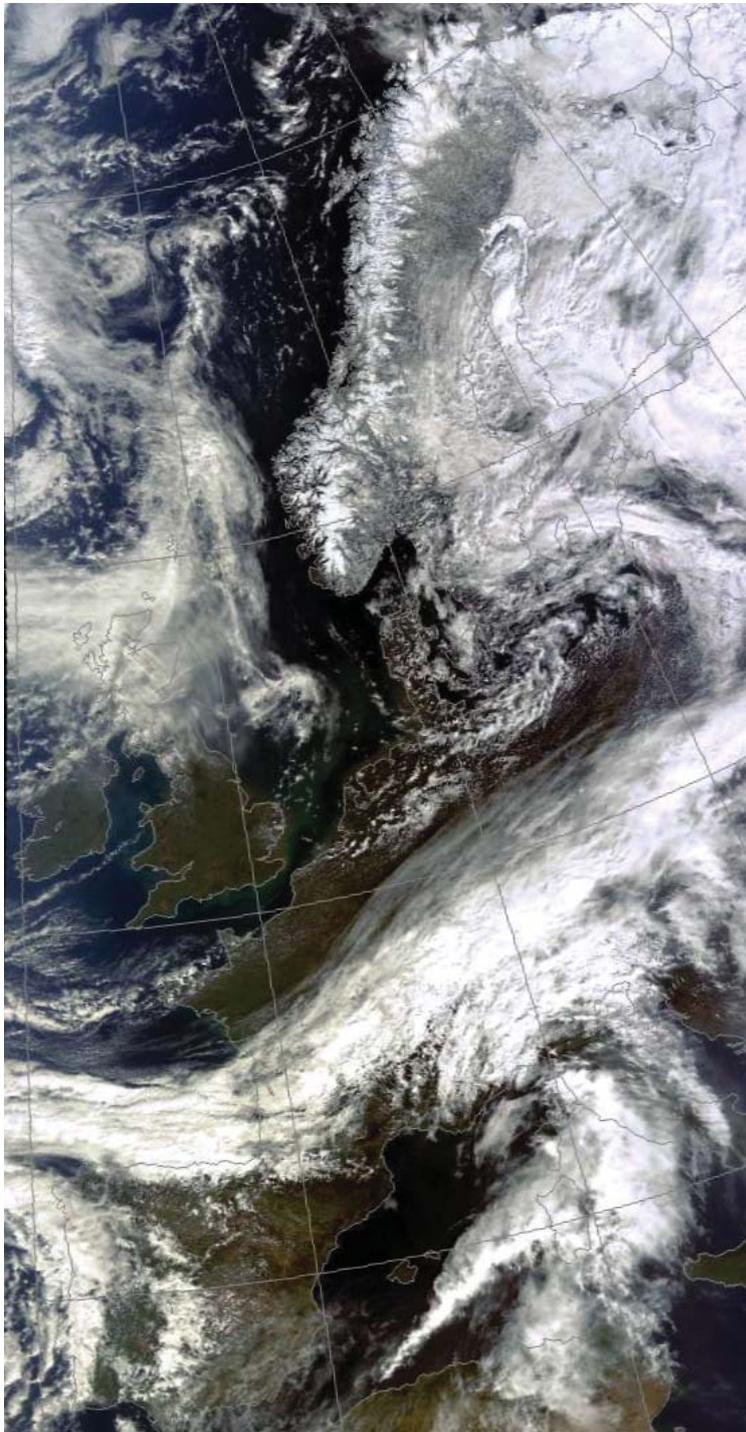


Abb. 5.16: MODIS-Satellitenbild am 5. April 2006, 10:43:33 Uhr, NERC Satellite Receiving Station, University of Dundee [<http://www.sat.dundee.ac.uk>, 2008].

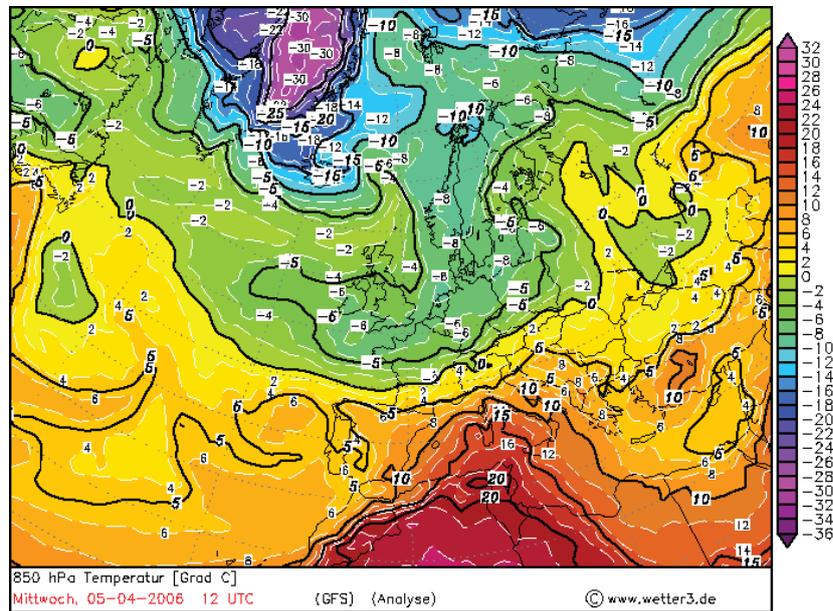


Abb. 5.17: GFS-Analyse am 5. April 2006, 12 UTC, 850 hPa Temperatur [http://www.wetter3.de, 2008].

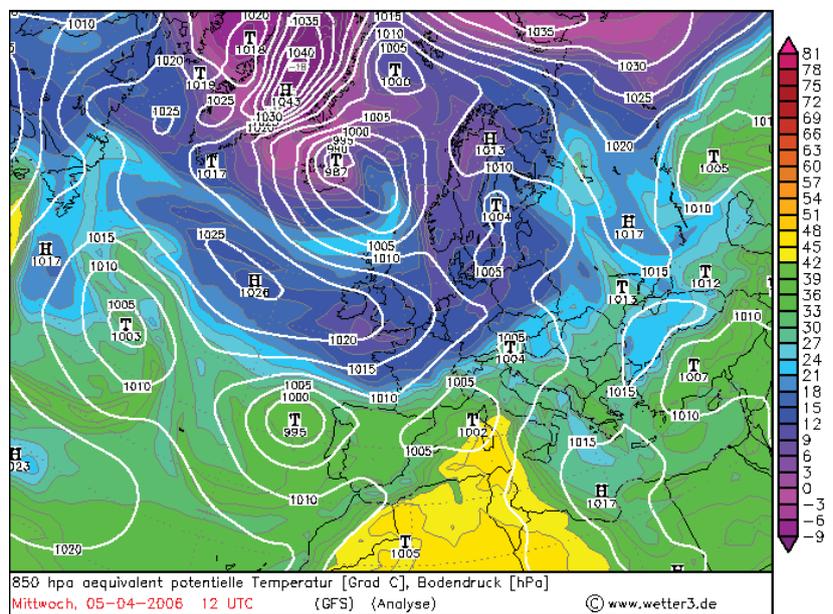


Abb. 5.18: GFS-Analyse am 5. April 2006, 12 UTC, äquivalent potentielle Temperatur und Bodendruck [http://www.wetter3.de, 2008].

In Leipzig wurde allerdings kein Niederschlag am Boden registriert.

Der Wind wehte mit 8 kn (2-4 m/s) schwach aus unterschiedlichen Richtungen. Am Morgen kam er meist aus Nord, während er abends auf westliche Richtungen drehte. Es wird dennoch angenommen, dass aufgrund des Winds in den unteren Schichten der Atmosphäre dynamisch bedingte Turbulenz auftrat, die durch Windscherung entstand.

Am 5. April 2006 ergab sich zwischen dem Boden und der Höhe in 850 hPa ein Temperaturgradient von $-0.87 \text{ K}/100 \text{ m}$. Eine *trockenstabile* Schichtung ist gekennzeichnet durch eine Temperaturabnahme, die kleiner als der trockenadiabatische Temperaturgradient ($-dT/dz < 1 \text{ K}/100 \text{ m}$) ist. In einer *feuchtlabilen* Schichtung ist die Temperaturabnahme größer als der feuchtadiabatische Temperaturgradient ($-dT/dz > 0.5\text{-}0.6 \text{ K}/100 \text{ m}$). Das heißt, die berechnete Temperaturabnahme lässt auf eine trockenstabile oder feuchtlabile Schichtung schließen. Wird die potentielle Temperatur in Betracht gezogen, zeigt sich, dass diese mit der Höhe zunimmt. Die Atmosphäre war somit um 12 UTC stabil geschichtet. Auch der Radiosondenaufstieg in Abbildung 5.19 zeigt, dass die Temperatur bis zur Grenzschichtinversion trockenadiabatisch abnimmt.

Es gab an diesem Tag bis zum Niveau von 500 hPa drei Inversionsschichten. Zwischen der Grenzschichtinversion und der dritten Inversionsschicht im 550 hPa-Niveau befand sich um 12 UTC eine trockene Schicht, darüber lag eine relativ feuchte. Die dort vorhandene

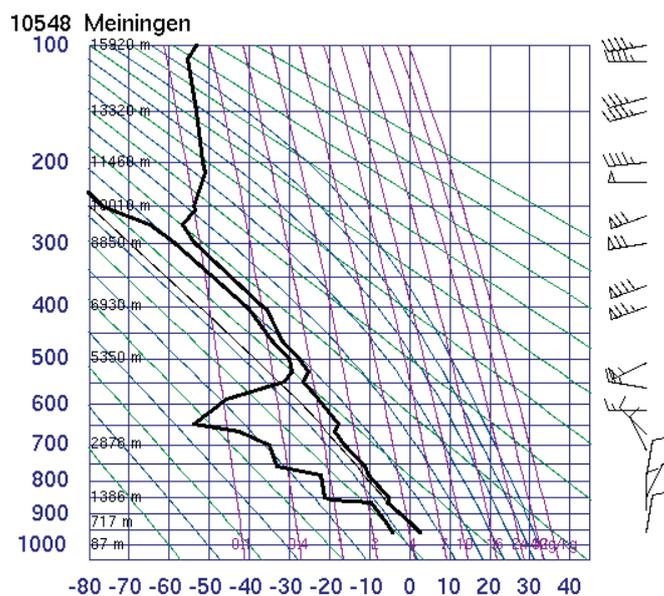


Abb. 5.19: Radiosondenaufstieg in Meiningen/Thüringen um 12 UTC am 5. April 2006 [http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html, 2008].

Wolkenschicht wurde auch mit dem Windlidar beobachtet (Abb. 5.20). Die optisch dünne Altocumulus-Schicht ließ die Sonneneinstrahlung praktisch ungehindert durch. So konnte sich in der Grenzschicht starke Konvektion ausbilden.

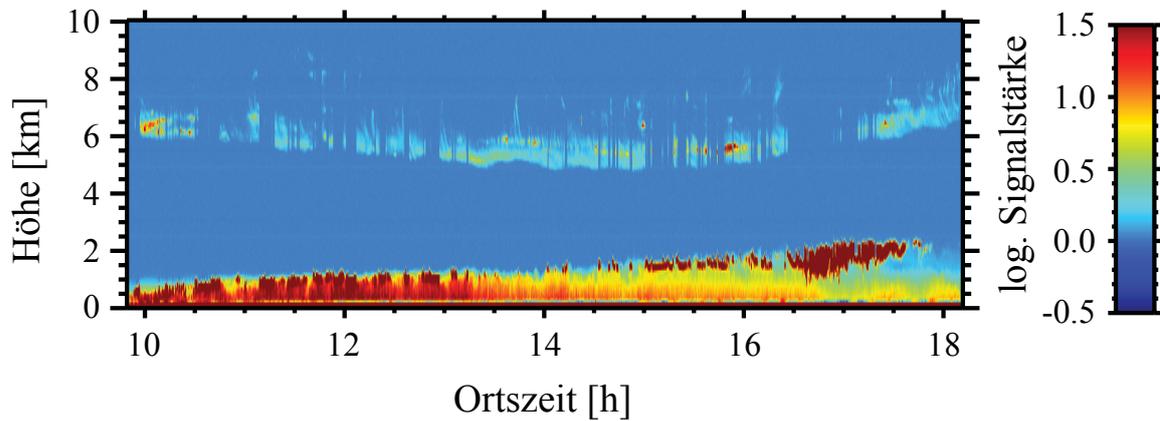


Abb. 5.20: Windlidarsignal am 5. April 2006 mit stratiformem Altocumulus in zirka 6 km Höhe.

Kapitel 6

Ergebnisse und Diskussion

Das folgende Kapitel umfasst die Ergebnisse und die Diskussion der Vertikalwindmessungen. Zunächst folgt in Abschnitt 6.1 die Beschreibung der Vorgehensweise bei der Datenanalyse. Die Auswertung der Daten erfolgt in Abschnitt 6.2. Es werden die Daten der drei Tage in den Abschnitten 6.2.1 bis 6.2.3 analysiert und abschließend in Abschnitt 6.3 miteinander verglichen.

6.1 Vorgehensweise bei der Datenanalyse

Es werden Ab- und Aufwindbereiche statistisch untersucht und die Entwicklung konvektiver Turbulenz anhand statistischer Größen bewertet. Hierbei kommen zwei Vorgehensweisen zur Anwendung. Abbildung 6.1 zeigt die zwei Mechanismen am Beispiel der Messung des 5. April 2006. In dunkelrot ist die erste Vorgehensweise dargestellt, in der die Grenzschicht im zeitlichen Bereich von 12 Uhr mittags bis 17 Uhr nachmittags in den drei verschiedenen Höhenschichten 525, 750 und 1050 m untersucht wird. Die blaue Markierung zeigt die zweite Herangehensweise, mit welcher die gesamte Messung in den sieben Höhengniveaus 525, 750, 975, 1200, 1500, 1800 und 2100 m analysiert wird. Dabei kann es vorkommen, dass die Auswertung in großen Höhen erst zu einem späteren Zeitpunkt möglich ist, da vorher in diesen Höhen keine Werte vorhanden sind, weil sich die Grenzschicht noch nicht so weit entwickelt hatte.

Bei der Analyse muss beachtet werden, dass der Lidarmessung am 18. September 2006 ein Versatz von -0.2 m/s zu Grunde liegt (siehe Abschnitt 3.2). So sind die Windgeschwindigkeiten um 0.2 m/s zu niedrig. Dieser Versatz wurde in der Auswertung der Daten durch Addition des Betrags berücksichtigt. Der Versatz wurde anhand einer Mittelung der Verti-

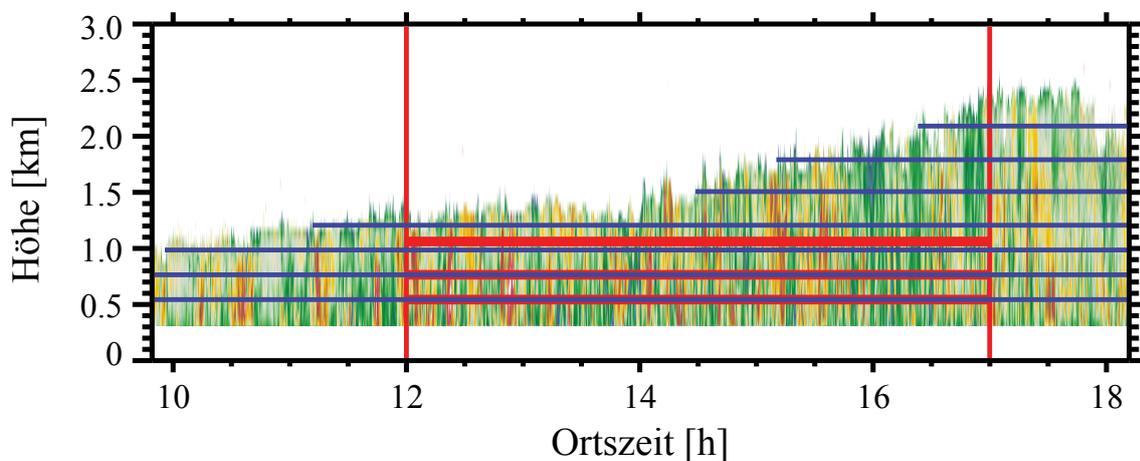


Abb. 6.1: Angewandte Vorgehensweisen bei der Datenauswertung am Beispiel des Windlidarprofils der Messung am 5. April 2006. Rot: Analyse in den drei Höhen 525, 750 und 1050 m von 12 bis 17 Uhr (konstantes, höhenunabhängiges Zeitfenster), blau: Analyse in den Höhen 525, 750, 975, 1200, 1500, 1800 und 2100 m im gesamten Messzeitraum, sofern Werte in diesen Höhen vorhanden sind (variables, höhenunabhängiges Zeitfenster).

kalwindgeschwindigkeiten in den Morgen- und Abendstunden vor Beginn beziehungsweise nach Ende der konvektiven Phase ermittelt. Am 5. Mai und 5. April ergab sich kein Versatz.

Des Weiteren endete die Messung am 5. April 2006 laut Abbildung 5.4 zwar erst um 18:11 Uhr lokaler Zeit, es wurden aber nur Daten bis 16:45 Uhr für die Analyse verwendet. Aufgrund der dunkelgrünen, verschmierten Maserung, die ab 16:45 Uhr in einer Höhe zwischen 1000 und 2000 m im Lidarprofil zu erkennen ist, wird vermutet, dass nach 16:45 Uhr eine Regenwolke heranzog. Deren Niederschlag erreichte den Erdboden nicht, so dass die Messung nicht abgebrochen werden musste. In Bezug auf die Geschwindigkeit in den Ab- und Aufwindbereichen verfälschen die Niederschlagstropfen allerdings die Analyse, da Regentropfen oder andere Hydrometeore wegen ihrer Größe im Vergleich zu Wolkentropfen oder Partikeln, die sich mit der Luftströmung bewegen, beträchtliche Fallgeschwindigkeiten aufweisen.

6.2 Statistische Analyse der Windlidardaten

Dieser Abschnitt behandelt die statistische Auswertung der Vertikalwindgeschwindigkeiten der Lidarmessungen am 5. Mai 2006 (Abschnitt 6.2.1), am 18. September 2006 (Abschnitt 6.2.2) und am 5. April 2006 (Abschnitt 6.2.3). Es wird der Zeitraum von 12 bis 17 Uhr sowie der gesamte Messzeitraum in unterschiedlichen Höhen betrachtet.

6.2.1 5. Mai 2006

In Abschnitt 5.3.1 wurden die Witterungsbedingungen am 5. Mai 2006 ausführlich dargestellt. Der 5. Mai war ein wolkenloser Tag mit einer Maximaltemperatur von 22 °C, einer stabilen Schichtung und mäßigem Wind. Turbulenz war demzufolge thermisch und infolge des mäßigen Horizontalwinds von im Mittel 4.8 m/s mechanisch bedingt. Somit traten relativ hohe Vertikalwindgeschwindigkeiten auf. Die Zeitreihe in Abbildung 6.2 zeigt die Vertikalwinde der Höhen 525, 750, 975, 1200, 1500, 1800 und 2100 m im gesamten Messzeitraum. Es ist die Entwicklung der Grenzschicht nachzuvollziehen. In den unteren Schichten waren ab Messbeginn Daten vorhanden. Erst später hatte sich die AGS soweit entwickelt, dass auch in den oberen Schichten Daten verfügbar waren. Weiterhin ist zu erkennen, dass in Bodennähe bereits relativ frühzeitig kräftige Vertikalbewegungen vorherrschten, die nach und nach auch in größeren Höhen zu beobachten waren. Ab 12 Uhr lassen sich Ab- und Aufwindstrukturen teilweise bis in 1800 m verfolgen.

In Abbildung 6.3 ist dieselbe Zeitreihe für den Analysezeitraum 12 bis 17 Uhr für die Höhen 525, 750 und 1050 m dargestellt. Bereits gegen Mittag ist eine ausgebildete Mischungsschicht erkennbar. Es sind Ab- und Aufwinde im Geschwindigkeitsbereich von 3 bis über 5 m/s abzulesen. Die Ab- und Aufwinde variieren stark, was auf die mäßige horizontale Windgeschwindigkeit zurückzuführen ist. Starke konvektive Blasen, die sich in der Höhe fortsetzen, sind ebenfalls verzeichnet. Die im Windlidarprofil (Abb. 5.2) durch die rote Färbung hervorgehobenen Aufwinde mit Geschwindigkeiten bis 5.1 m/s in 525 m und 4.5 m/s in 1050 m im Bereich von 12 bis 14 Uhr mit dazwischen liegenden Abwindbereichen sind in der Zeitreihe sehr gut auszumachen. Auch der Abwindbereich zwischen 14 und 15 Uhr ist in der Zeitreihe auffällig. Kurz nach 15 Uhr wird in 525 und 750 m Höhe eine Windgeschwindigkeit von -3.6 m/s erreicht.

Insgesamt ist zwischen 12 und 17 Uhr kein Trend in der Zeitreihe zu beobachten. Konvektion und Durchmischung der Schichten hielten relativ konstant über den gewählten Zeitraum an. Es ist davon auszugehen, dass Einflüsse, die die Turbulenz prägten, beständig waren.

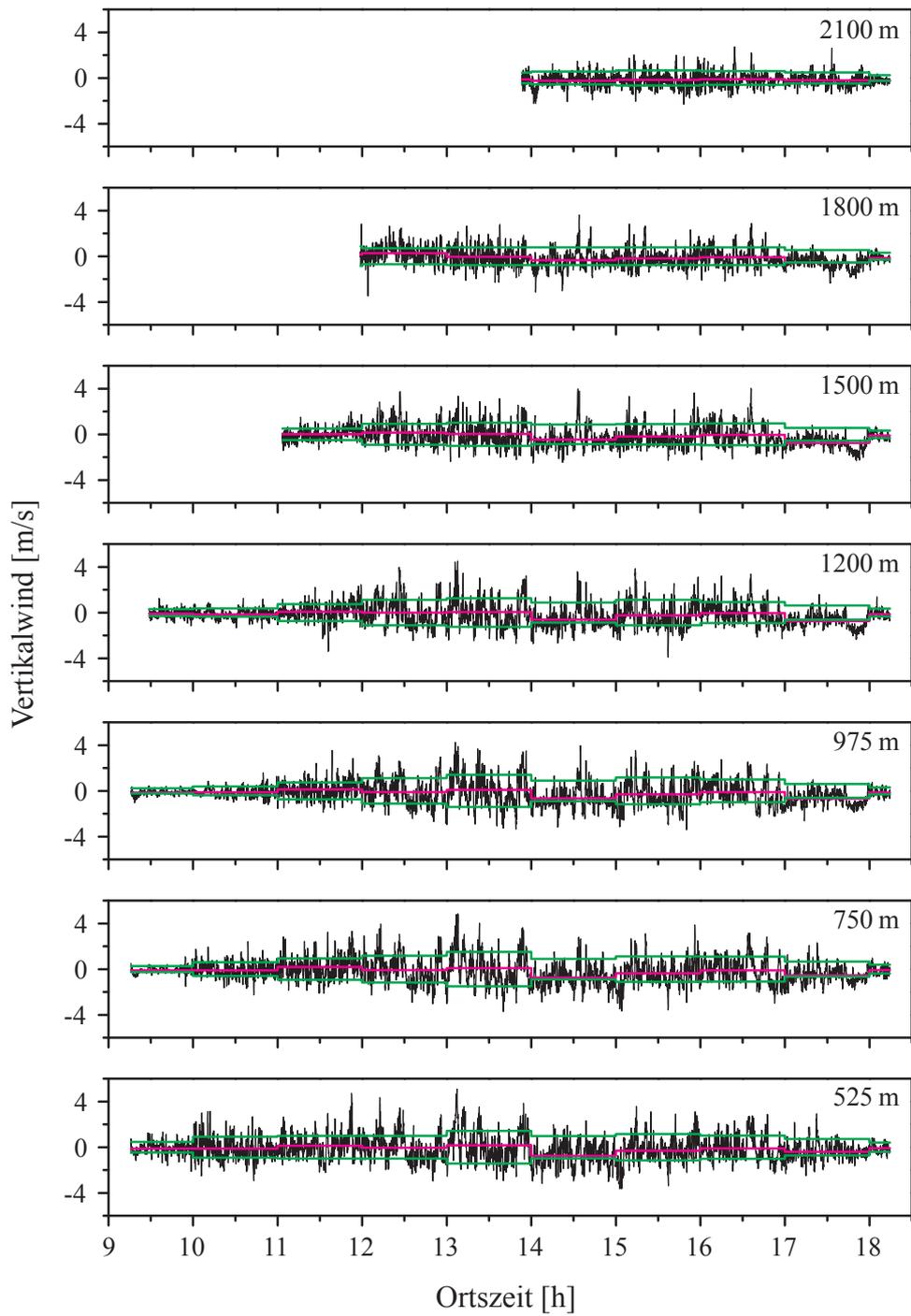


Abb. 6.2: Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr, für die Höhen 525, 750, 975, 1200, 1500, 1800 und 2100 m, schwarz: Vertikalwind, rosa: 1 h-Mittelwert, grün: 1 h-Standardabweichung.

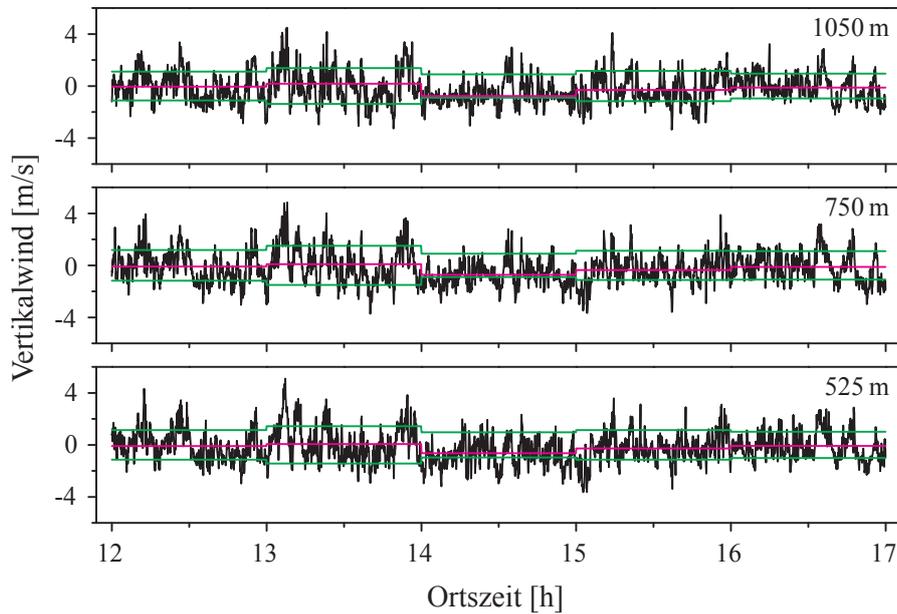


Abb. 6.3: Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr, für die Höhen 525, 750 und 1050 m, schwarz: Vertikalwind, rosa: 1 h-Mittelwert, grün: 1 h-Standardabweichung.

Dies bestätigt sich anhand der meteorologischen Größen, die am IfT täglich aufgezeichnet werden. Die Abbildungen 6.4 und 6.5 zeigen die Windgeschwindigkeit, die Globalstrahlung und die relative Feuchte am IfT an diesem Messtag. Die Windgeschwindigkeit schwankt zwar stark, liegt im Mittel aber bei zirka 5 m/s. Es ist kein Trend zu erkennen. Im zweiten

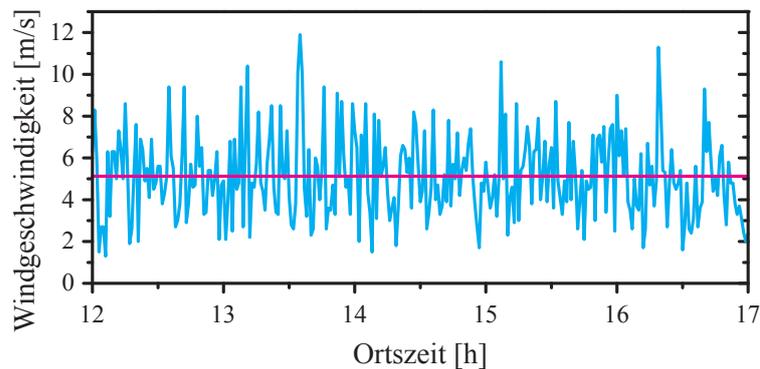


Abb. 6.4: Windgeschwindigkeit gemessen am IfT am 5. Mai 2006 von 12 bis 17 Uhr, rosa: mittlere Windgeschwindigkeit.

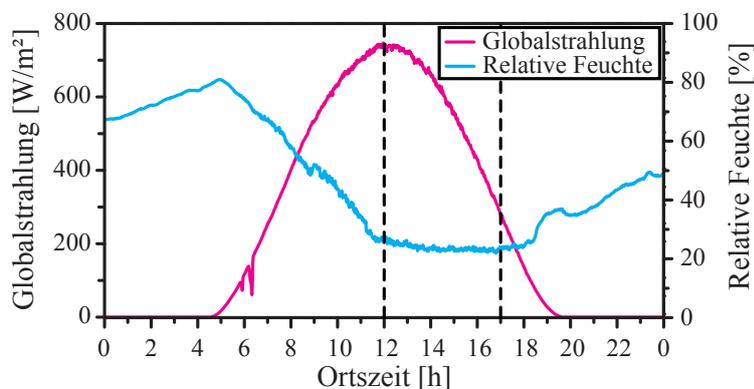


Abb. 6.5: Globalstrahlung und relative Feuchte gemessen am IfT am 5. Mai 2006, schwarze Markierung: Zeitraum 12 bis 17 Uhr.

Graph sind die Globalstrahlung in blau und die relative Feuchte in rosa aufgetragen, wobei der Messzeitraum 12 bis 17 Uhr durch die schwarzen, gestrichelten Linien hervorgehoben ist. Die Sonneneinstrahlung wurde nicht gemindert, da es keine Bedeckung durch Wolken gab. Auch die relative Feuchte blieb über den Messzeitraum in etwa konstant. Infolge der weitestgehend unveränderlichen Witterungsbedingungen wird angenommen, dass zwischen 12 und 17 Uhr eine stabile Schichtung bestehen blieb, der Antrieb für das Aufsteigen der über der Erdoberfläche befindlichen Luftmassen nicht unterbrochen wurde und somit die turbulenzprägenden Einflüsse andauerten.

Abbildung 6.6 zeigt die Histogramme der vorliegenden Daten aus dem gesamten Messzeitraum. Die graue Kurve reflektiert hierbei die Gaußkurve einer Normalverteilung. Die Fläche unterhalb der Gaußkurve entspricht der gemittelten Fläche unterhalb der Histogrammkurven. Die Gaußkurve wurde für einen optischen Vergleich der vorliegenden Daten mit einer Normalverteilung eingefügt, so dass Schiefe und Wölbung ersichtlich sind. Die Histogramme sind auf Eins normiert. Auf diese Weise ist ein direkter Vergleich zwischen den einzelnen Höhen möglich.

Es sind die Verteilungen in den sieben Höhen wiedergegeben. Die Histogramme der Höhen 1800 und 2100 m heben sich aufgrund der geringeren Anzahl an Daten etwas von den anderen Verteilungen ab. Im Vergleich zum Analysezeitraum 12 bis 17 Uhr (Abb. 6.7) zeigt sich, dass die Verteilungen der sieben Höhen spitzer sind. Der Grund hierfür liegt in den Daten vor 12 Uhr. In diesem Zeitraum hat sich die Grenzschicht zunächst ausgebildet und so traten geringere Geschwindigkeiten auf. Weiterhin zeigt sich in den beiden Abbildungen, dass mehr negative Windgeschwindigkeiten verzeichnet sind als positive, dass es somit

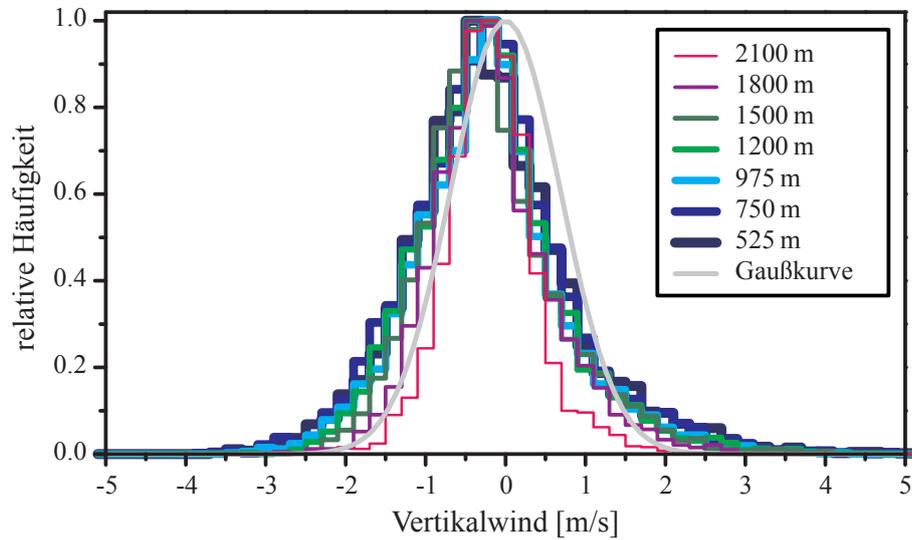


Abb. 6.6: Histogramme der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr.

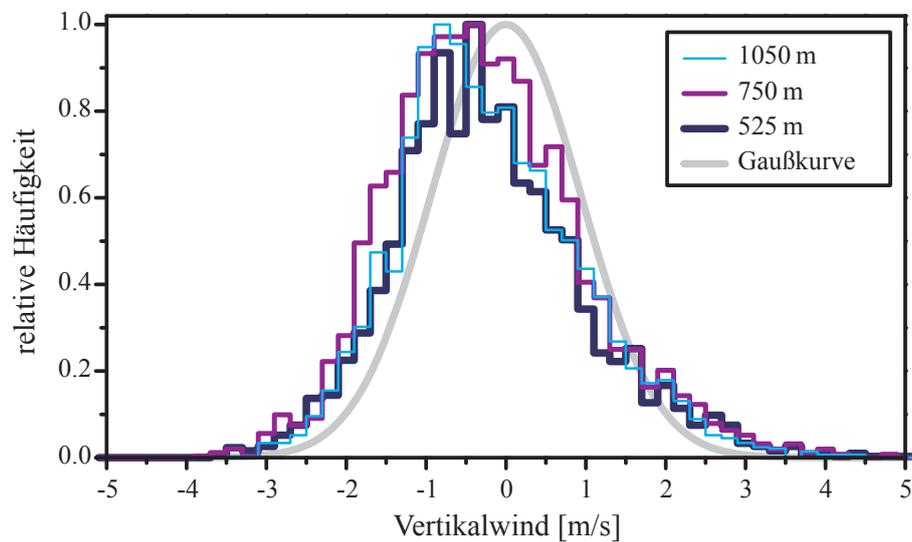


Abb. 6.7: Histogramme der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr.

mehr Abwinde als Aufwinde gab. Die Histogramme sind leicht rechtsschief. Im Mittel liegt das Maximum bei zirka -0.2 bis -0.4 m/s. Das heißt, das Maximum liegt links der 0 m/s-Marke und der rechte Ast der Verteilung ist länger. Des Weiteren zeigen die Histogramme eine relativ gleiche Verteilung für alle Höhen.

Im Folgenden werden die zentralen Momente Mittelwert, Median, Varianz, Schiefe und Wölbung diskutiert. Bei der Analyse des gesamten Messzeitraums wurden die Momente über die gesamte Messung gemittelt und sind über die Höhe aufgetragen, während sie bei der Analyse des Zeitraums 12 bis 17 Uhr als Stundenmittel über die Zeit abgebildet sind.

In Abbildung 6.8 ist das Mittel der vier Momente über den gesamten Messzeitraum zu sehen. Der Mittelwert liegt bei zirka -0.2 m/s und schwankt nur schwach mit der Höhe. Das

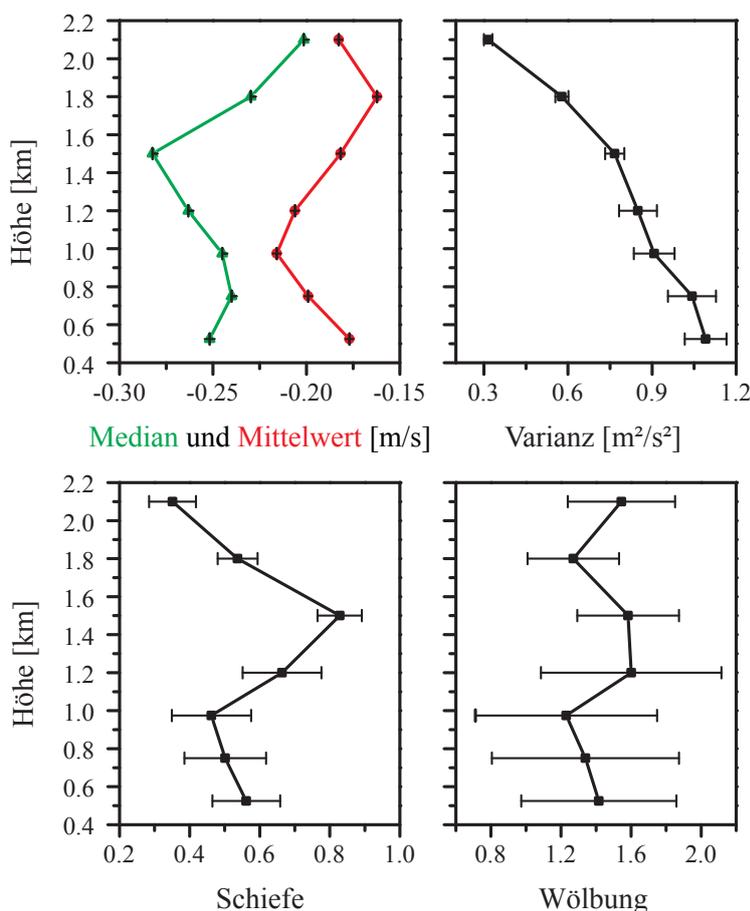


Abb. 6.8: Mittelwert (rot), Median (grün), Varianz, Schiefe und Wölbung der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr.

deutet auf eine bis in große Höhen gut durchmischte Grenzschicht hin. Der Median weicht leicht vom Mittelwert ab und liegt etwas niedriger. Das heißt, es sind einige Ausreißer in Richtung positiver Geschwindigkeiten in der Zeitreihe vorhanden.

Die Varianz nimmt stetig mit der Höhe ab. Sie schwankt zwischen 0.3 und $1.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Das entspricht einer Standardabweichung von 0.5 bis 1.0 m/s . Die Abnahme der Varianz mit der Höhe ist damit zu erklären, dass die Vertikalbewegungen am Boden ihren Antrieb erhalten und dort dementsprechend stärker variieren. Diese Eigenschaft und die hohen Werte der Varianz deuten auf kräftige konvektiv und mechanisch angeregte Turbulenz hin, wie sie an einem Tag ohne Bedeckung durch Wolken, einer stabilen Schichtung und einem mäßigen Wind zu erwarten ist.

Über die Schiefe und Wölbung sind Aussagen zur Verteilung der Windgeschwindigkeit in Bezug auf eine Gaußsche Normalverteilung möglich. Die Schiefe ist in den sieben Schichten im Mittel durchgehend leicht positiv. Das heißt, die Verteilungen sind rechtsschief. Es sind viele geringe negative und einige vergleichsweise hohe positive Vertikalwinde verzeichnet. Weiterhin sind keine großen Unterschiede in den Höhen festzustellen. Die Wölbung ist ebenso positiv und schwankt mit der Höhe ähnlich stark wie die Schiefe. Eine leicht positive Wölbung deutet auf eine spitzgipflige Verteilung hin. Es gibt spontan auftretende, kurzlebige Ab- und Aufwinde, die dazu führen, dass die Wölbung positiv wird.

In Abbildung 6.9 sind die über jeweils eine Stunde gemittelten Werte der Momente im Zeitraum 12 bis 17 Uhr dargestellt. Hier bedeuten unterschiedliche Farben unterschiedliche Höhen. Der Mittelwert schwankt zwischen -0.8 und 0.2 m/s . Er ist in jedem Zeitraum für alle Höhen relativ konstant, schwankt aber in 525 m mehr als in 1050 m . Der Unterschied ist relativ gering, dennoch lässt sich daraus vermuten, dass sich Konvektion bis in große Höhen ausbreitete, die Energie, die von der erwärmten Erdoberfläche ausging, jedoch mit zunehmender Höhe abnahm. So war die Energie der Ab- und Aufwinde in 525 m größer als in 1050 m . Daraus resultieren höhere Beträge der Windgeschwindigkeiten in 525 m .

Der Median ähnelt dem Mittelwert sehr, was darauf hindeutet, dass es wenig Ausreißer in der Zeitreihe gibt. Der Abwindbereich mit nur wenigen schwachen Aufwinden zwischen 14 und 15 Uhr ist ebenfalls in den Mittelwerten und dem Median verzeichnet. Während zwischen 12 und 14 Uhr das Mittel der Vertikalwindgeschwindigkeit bei annähernd 0 m/s liegt, erreicht es in der darauffolgenden Stunde einen Wert von rund -0.7 m/s in den drei Höhen. Anschließend nahmen die Aufwinde, wie auch im Lidarprofil (Abb. 5.2) an der roten Färbung zu erkennen, wieder in ihrer Anzahl zu und das Mittel erreicht in den drei Höhen in den letzten beiden Stunden des Auswertzeitraums einen Wert von -0.1 bis -0.4 m/s .

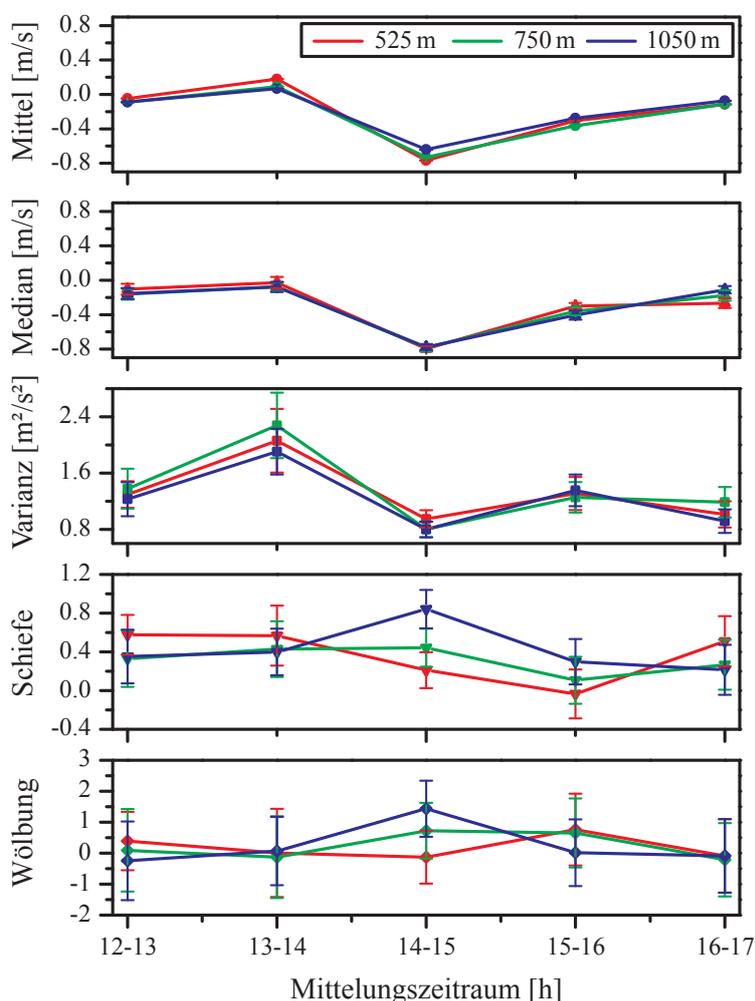


Abb. 6.9: Mittelwert, Median, Varianz, Schiefe und Wölbung als 1 h-Mittel der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr, rot: 525 m, grün: 750 m und blau: 1050 m.

Es wird vermutet, dass der relativ lang anhaltende Abwindbereich mit nur wenigen Aufwinden zwischen 14 und 15 Uhr aufgrund lokaler Phänomene entstanden ist. Bei Annahme einer mittleren Horizontalwindgeschwindigkeit in der Höhe von 10.5 m/s und Taylors Hypothese, dass Turbulenz als „gefroren“ angesehen wird [Stull, 1988], wenn diese über das Lidar hinweg zieht, nimmt diese Bewegung eine Ausdehnung von 37.8 km an. Laut Abbildung 2.2 haben geographische Störungen, Wolkenhaufen, Böenlinien, Gewitter, urbane Effekte und interne Schwerewellen diese Ausdehnung auf einer Zeitskala von einer Stunde. Im vorliegenden Fall kommen in der flachen Leipziger Tieflandsbucht für die Abwärtsbewe-

gung aufgrund der Witterungsbedingungen lediglich „niederschlagsfreie“ Effekte und somit „urbane Effekte“ in Frage. Da es sich am 5. Mai um einen Strahlungstag handelte, bleibt zu vermuten, dass dieses Absinkgebiet infolge der Thermik in der Innenstadt Leipzigs auftrat. Luft steigt bevorzugt über Heizflächen wie beispielsweise Beton auf, wohingegen sie aufgrund der Kontinuität dann in der Nähe dieser Gebiete mehrheitlich absinken muss. Dagegen spricht, dass an diesem Tag Ostwind herrschte, wobei ein städtischer Effekt tendenziell im Westen der Stadt anzunehmen wäre. Ein weiterer Grund für die starken Abwinde kann ebenso ein vorübergehendes Absinken auf der Mesoskala gewesen sein, das anhand der vorhandenen Daten nicht zu erklären ist.

Die Varianz lag im Messzeitraum zwischen 0.8 und $2.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Dies entspricht einer Standardabweichung von 0.9 bis 1.5 m/s . Auffällig sind die hohen Werte zwischen 13 und 14 Uhr, die aus der stark variierenden Vertikalbewegung, wie sie in der Zeitreihe (Abb. 6.3) zu sehen ist, resultieren. Im Zeitraum zwischen 14 und 15 Uhr nimmt die Varianz ab. Mittelwert und Median nehmen dem Betrag nach zu. Daraus lässt sich ableiten, dass diese Abwinde weniger stark variierten als die Aufwinde. Das lässt auf thermisch bedingte Turbulenz schließen. Die Luftmassen bekamen möglicherweise einen kräftigen Antrieb von der erwärmten Erdoberfläche und stiegen somit plötzlich in die Höhe auf, wobei kühle Luftmassen aus der Höhe ohne Antrieb, allein aufgrund der Thermik, absanken.

Im Zeitraum 12 bis 17 Uhr ist zu erkennen, dass auch hier die Schiefe für die fünf Mittelungszeiträume leicht positiv ist und somit rechtsschiefe Verteilungen vorliegen. Zu Beginn des Messzeitraums liegen die Werte für die Wölbung in den drei Höhen um Null. Das bedeutet, dass die Verteilungen im Vergleich zur Normalverteilung „normalgipflig“ sind, es also keine großen Auffälligkeiten in Bezug auf Ausreißer in der Verteilung der Ab- und Aufwinde gibt. Zwischen 14 und 15 Uhr bleibt die Wölbung für die Höhe 525 m bei annähernd Null, während sie in 750 und 1050 m ansteigt. Die Wölbung ist somit leicht positiv, was auf steilgipflige Verteilungen hindeutet. Das heißt, dass Spitzen in der Verteilung vorhanden sind. Nach 15 Uhr nimmt die Wölbung in 525 m zu, während sie in 1050 m wieder auf Werte um Null zurückgeht. Ab 16 Uhr liegt die Wölbung in den drei Höhen wieder näherungsweise bei Null. Der Anstieg in der Wölbung zwischen 14 und 15 Uhr ist auch in der Zeitreihe (Abb. 6.3) auszumachen. Während in 525 m Ab- und Aufwinde relativ gleichverteilt auftreten und vom Betrag her nicht stark variieren, sind in 1050 m betragsmäßig geringe Ab- und Aufwinde zwischen 14 und 14:30 Uhr und anschließend Spitzen in der Zeitreihe zu erkennen. Der Anstieg in der Wölbung in 525 m Höhe ist auf die gleiche Weise erklärbar.

Wie in Abschnitt 4.2 dargelegt, wurde für die Analyse der Daten unter Verwendung der

Varianz und der Mischungsschichthöhe z_i in Gleichung (4.2) die vertikale Geschwindigkeitsskala w_* bestimmt, die ein Maß für konvektive Turbulenz darstellt. Abgeschätzt werden die Mischungsschichthöhe und die vertikale Geschwindigkeitsskala, indem sie in diese Gleichung so eingesetzt werden, dass sich die Kurve der berechneten Varianz der Kurve der gemessenen Varianz annähert. In hochreichenden Mischungsschichten mit kräftiger Aufheizung wird für die vertikale Geschwindigkeitsskala ein Wert von 1-2 m/s angenommen [Stull, 1988].

Abbildung 6.10 zeigt die beiden Graphen für den gesamten Messzeitraum in grün und für die Analyse zwischen 12 und 17 Uhr in blau. Die gemessene Varianz ist in hellen, die berechnete in dunklen Farbtönen dargestellt. Die Skala w_* erreicht unter Berücksichtigung des gesamten Messzeitraums bei einer mittleren Mischungsschichthöhe z_i von 2000 m einen Wert von 1.50 m/s. Der Graph für die nach Gleichung (4.2) berechnete Varianz passt sich

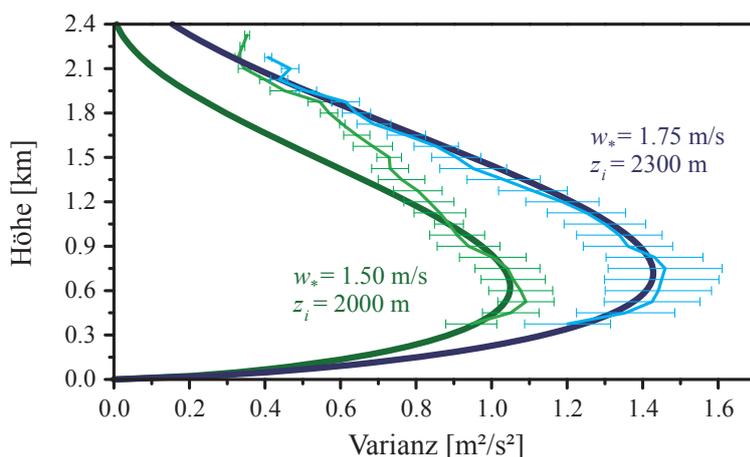


Abb. 6.10: Varianz der Messdaten (hell) und Varianz nach Gleichung (4.2) berechnet (dunkel) der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr (grün) und 12 bis 17 Uhr (blau).

bis etwa 1 km Höhe gut dem Graphen der Varianz der Originaldaten an. Im Vergleich zum Datensatz von 12 bis 17 Uhr fällt auf, dass die Werte für w_* und z_i bei Verwendung des Datensatzes des gesamten Messzeitraums geringer sind, da der zeitliche Bereich, in welchem sich die atmosphärische Grenzschicht zunächst entwickelte, ebenfalls in die Betrachtung eingeht. So ergab sich zwischen 12 und 17 Uhr für die Mischungsschichthöhe ein Wert von 2300 m, welcher der Grenzschichthöhe gleichkommt, die optisch am Lidarprofil (Abb. 5.2) bestimmbar ist, und für die vertikale Geschwindigkeitsskala ein Wert von 1.75 m/s. Ebenso ist deutlich eine gute Übereinstimmung der beiden Graphen bis in eine Höhe von 2000 m zu

erkennen.

Interessant für die statistische Auswertung sind neben den Verteilungen der Vertikalwindgeschwindigkeiten die Anzahl, mittlere Dauer und mittlere Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche, die für die jeweiligen Analysezeiträume in den Abbildungen 6.11 und 6.12 dargestellt sind. Im gesamten Messzeitraum überragen die Abwind- die Aufwindsektoren bezüglich ihrer absoluten Anzahl in jeder Höhe erheblich.

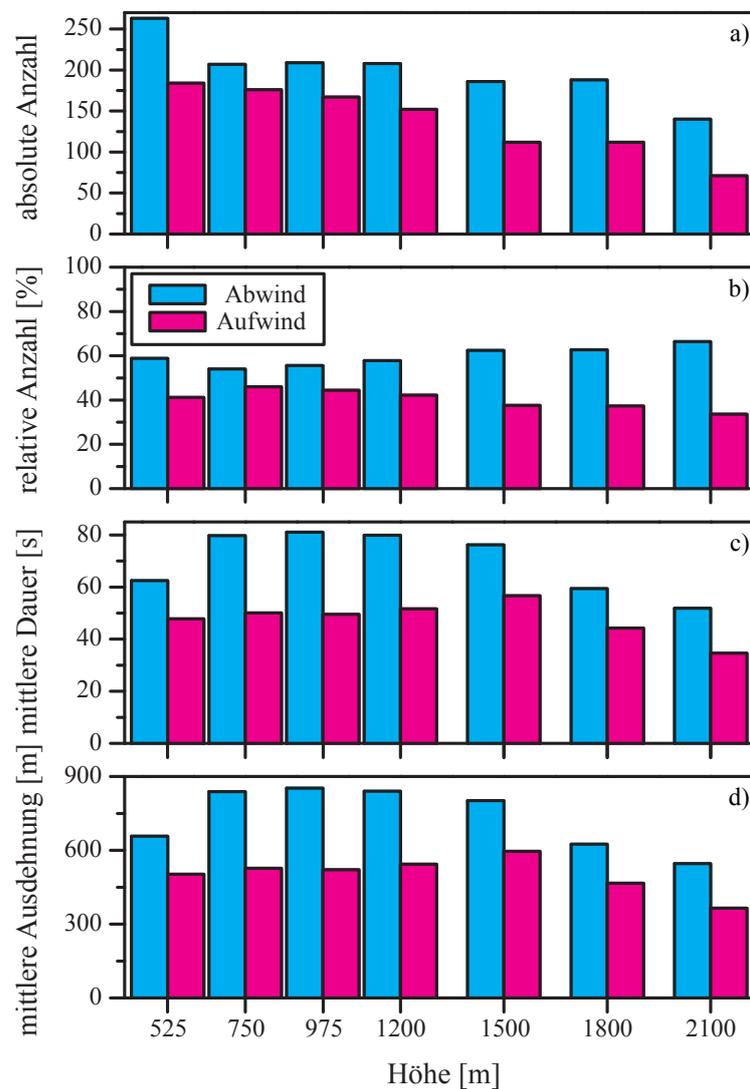


Abb. 6.11: a) Absolute Anzahl, b) relative Anzahl, c) mittlere Dauer und d) mittlere Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr.

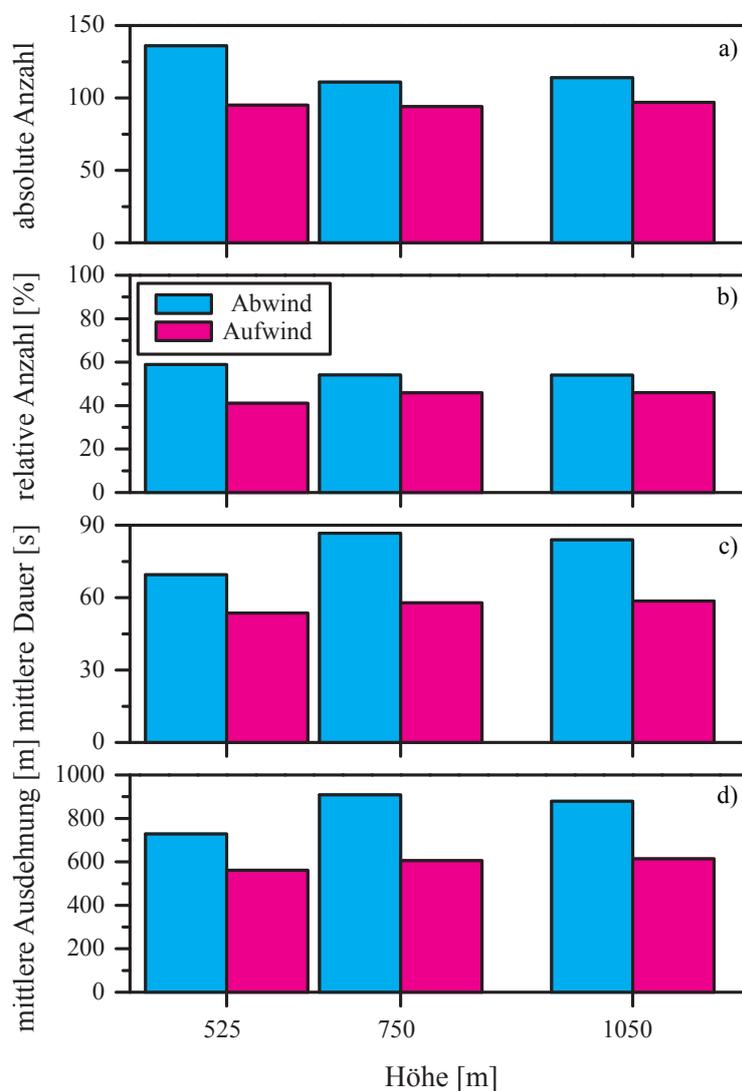


Abb. 6.12: a) Absolute Anzahl, b) relative Anzahl, c) mittlere Dauer und d) mittlere Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr.

An der relativen Anzahl wird deutlich, dass in Bezug auf die Gesamtanzahl der Ab- und Aufwindphasen in den oberen Schichten mehr Abwinde auftreten als in den unteren Schichten. Ein Grund hierfür kann einerseits das Entrainment an der Grenzschichtoberkante sein. Andererseits erreichten möglicherweise nicht alle Aufwinde, die ihren Antrieb von der erwärmten Erdoberfläche erhielten, große Höhen, so dass in den unteren Schichten prozentual mehr Aufwinde vorhanden waren als in den oberen Höhenniveaus.

Hinsichtlich der absoluten Anzahl werden in 525 m Höhe mit 263 die meisten Abwinde verzeichnet. Diese haben eine mittlere Dauer von 63 s. Mit zirka 80 s werden in den Schichten zwischen 750 und 1500 m die zeitlich längsten Abwinde registriert. Die Aufwinde weisen im Mittel eine Dauer von 50 s auf. Mit im Mittel 57 s gibt es in 1500 m Höhe die längsten Aufwinde. Eine relativ starke Konvektion, die in Bodennähe durch mechanische Turbulenz beeinflusst wird, könnte eine Erklärung für die kurzen Abwindbereiche in 525 m und die langen Abwindgebiete in den mittleren Schichten sein. Es wird angenommen, dass die Luft am Boden erwärmt wurde und plötzlich in Blasen nach oben aufstieg, wobei sie am Boden durch das Auftreten mechanischer Turbulenz schneller durchmischt wurde als in der Höhe, so dass die Luftmassen, die ohne weiteren Antrieb absanken, in Erdbodennähe möglicherweise einen schnelleren Abbruch fanden als in höheren Schichten. Weiterhin war die Grenzschicht an diesem Tag im Mittel 2000 m hoch. Ein Grund für die geringeren Dauern in großer Höhe kann somit ebenfalls das Entrainment an der Grenzschichtoberkante sein, welches zu einer stärkeren Durchmischung der oberen Schichten führte.

Bei Annahme einer mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit in den unterschiedlichen Höhengniveaus kann durch Multiplikation mit der Dauer der Ab- und Aufwindbereiche eine mittlere Ausdehnung der Sektoren abgeschätzt werden. Dies ist möglich, wenn Taylors Hypothese in Betracht gezogen wird. Im gesamten Messzeitraum lag eine mittlere Horizontalwindgeschwindigkeit von 10.5 m/s vor. Analog zur Dauer haben die Abwinde eine größere Ausdehnung als die Aufwinde. Sie nahmen im Mittel einen Wert von 740 m an. Die Aufwinde waren hingegen nur 500 m breit.

Anzahl und mittlere Dauer der Ab- und Aufwindsektoren ähneln für den Zeitraum 12 bis 17 Uhr denen des gesamten Messzeitraums. Auch hier fällt auf, dass die Abwindbereiche die Aufwindbereiche der Anzahl nach überragen. Das wiederum geht mit den Verteilungen der Vertikalwinde einher. Ebenso auffällig ist die relativ konstante Anzahl der Aufwindsektoren. In der Dauer sind die Abwindbereiche länger als die Aufwindbereiche. Hinzu kommt, dass die Bereiche in 750 und 1050 m Höhe, wie bereits bei der Analyse des gesamten Messzeitraums festgestellt wurde, eine größere Dauer haben als in 525 m.

Die relativen Anzahlen der Ab- und Aufwindgebiete sind in den drei Höhen in etwa gleichverteilt. Die Anzahl der Abwindbereiche nimmt mit der Höhe leicht ab, während die Anzahl der Aufwindbereiche folglich zunimmt. Dies ist für den betrachteten Höhenbereich ebenfalls in der Abbildung des gesamten Messzeitraums zu sehen.

Im Analysezeitraum 12 bis 17 Uhr traten in 525 m Abwinde und Aufwinde mit einer Ausdehnung von 730 und 560 m auf. In den höheren Schichten erreichten die Abwinde

sogar eine Ausdehnung von 880 bis 910 m und die Aufwinde waren im Mittel rund 610 m breit.

In beiden Abbildungen stechen die geringe Dauer und geringe Ausdehnung der Abwindbereiche in 525 m im Vergleich zu höheren Schichten hervor. Ebenso traten Abwindsektoren in 525 m häufiger auf als in höheren Schichten. Dies spiegelt den Einfluss der mechanischen Turbulenz wider.

6.2.2 18. September 2006

In Abschnitt 5.3.2 wurde anhand der Witterungsbedingungen bestimmt, dass der 18. September ein Tag mit starker Thermik war. Mechanische Turbulenz spielte nur eine untergeordnete Rolle. Konvektion wird durch die Erwärmung der auf der Erdoberfläche aufliegenden Luftmassen angetrieben. Bei unveränderten Witterungsbedingungen entstehen in Erdbodennähe kräftige Turbulenzballen, die nach und nach größere Höhen erreichen. Dieser Ablauf ist in den Zeitreihen der Lidarmessung in den Abbildungen 6.13 und 6.14 sehr gut nachzuvollziehen.

In der Zeitreihe des gesamten Messzeitraums sind anfangs weder in 525 m noch in den oberen Schichten, in denen Daten vorhanden sind, starke vertikale Windgeschwindigkeiten verzeichnet. Konvektion setzt erst ab 12 Uhr langsam ein. In 525 m Höhe treten thermische Blasen, abzulesen an den Aufwinden in der Zeitreihe, ab zirka 12:50 Uhr auf. Diese beeinflussen zunehmend größere Höhen. Etwa ein bis zwei Stunden nach Einsetzen der Konvektion in 525 m sind Abwinde und starke Aufwindschläuche in größeren Höhen wahrzunehmen. Nach 16 Uhr gelangen thermische Blasen bis in 1500 m Höhe. Zwischen 15 und 16 Uhr sind in 1800 m starke Schwankungen wahrzunehmen, die möglicherweise durch Rauschen entstehen, da die Grenzschichtoberkante zu diesem Zeitpunkt leicht absank. In der weiteren Analyse werden diese Schwankungen nicht weiter betrachtet.

An der Zeitreihe zwischen 12 und 17 Uhr wird noch einmal die stark konvektive Phase deutlich. In beiden Zeitreihen sind die starken Aufwindbereiche von den sonstigen Vertikalbewegungen gut zu unterscheiden. Sie sind breit und variieren betragsmäßig nicht sehr stark. Es sind eindeutig thermische Blasen auszumachen, die schnell in die Höhe aufsteigen. Zwischen 15 und 16 Uhr ist ein breiter Abwindbereich mit nur einigen Aufwinden, vor allem in den unteren Schichten, zu sehen. Dieser ist auch im Lidarprofil (Abb. 5.3) durch die grüne Färbung gut zu erkennen. Auffällig ist weiterhin, dass die Beträge der Windgeschwindigkeiten in den höheren Schichten geringer sind als in den unteren Schichten. Das wiederum unterstützt die Hypothese der thermisch angeregten Turbulenz. Die Energie der Aufwindschläuche reicht zwar bis in große Höhen, nimmt aber mit der Höhe ab, so dass die Windgeschwindigkeit in höheren Schichten dem Betrag nach im Mittel geringer ist als in 750 und 525 m. Im Mittel liegen die Vertikalwindgeschwindigkeiten bei zirka -0.1 m/s. An diesem Tag werden, abgesehen von den Schwankungen in 1800 m Höhe, Abwinde von maximal -2.3 m/s und Aufwinde von maximal 3.0 m/s erreicht.

Abbildung 6.15 zeigt die Verteilungen der Vertikalwindgeschwindigkeiten für den gesamten Messzeitraum. Eine Spitzgipfligkeit und leichte Rechtsschiefe sind erkennbar. Es

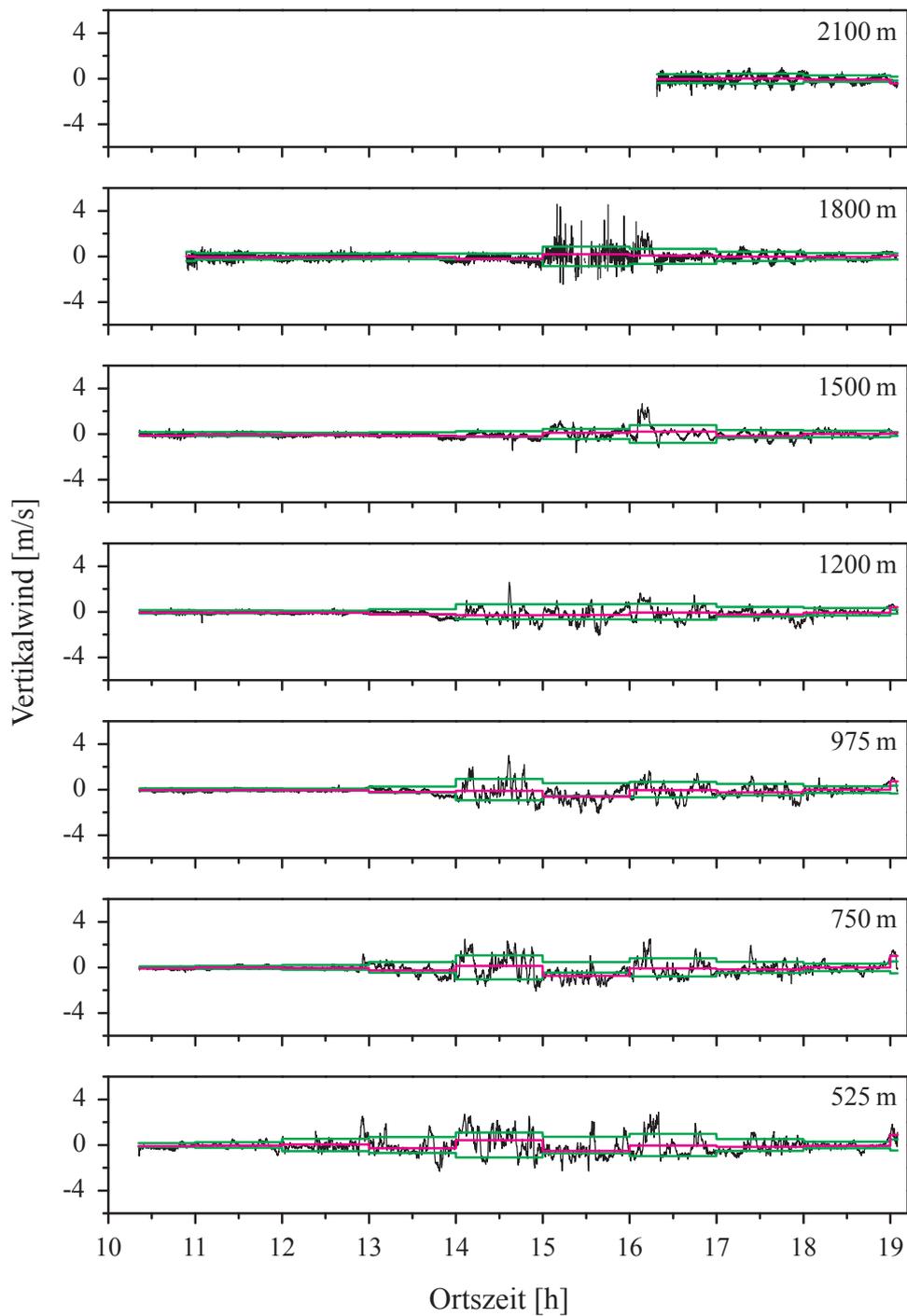


Abb. 6.13: Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr, schwarz: Vertikalwind, rosa: 1 h-Mittelwert, grün: 1 h-Standardabweichung.

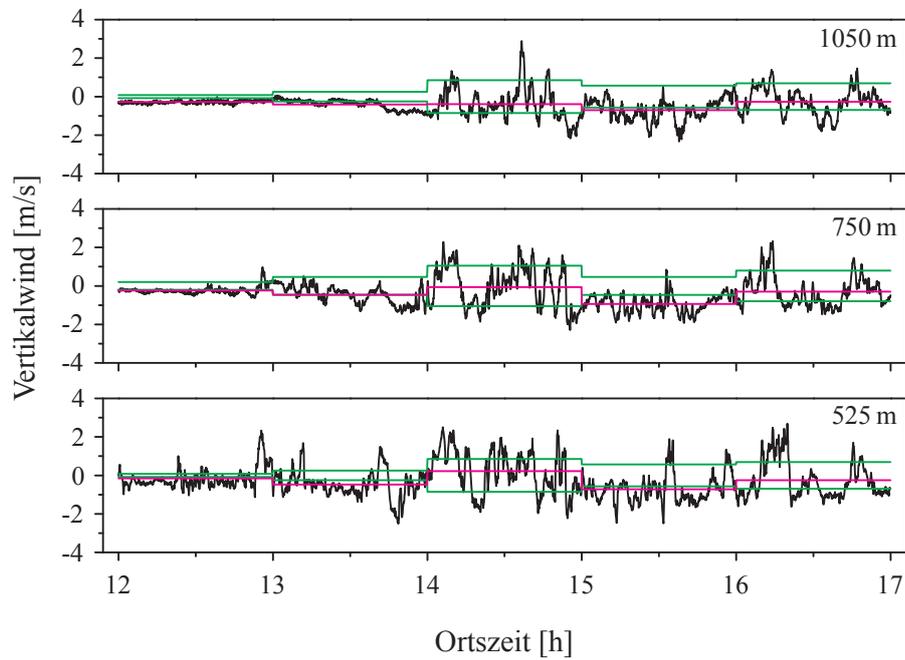


Abb. 6.14: Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr, schwarz: Vertikalwind, rosa: 1 h-Mittelwert, grün: 1 h-Standardabweichung.

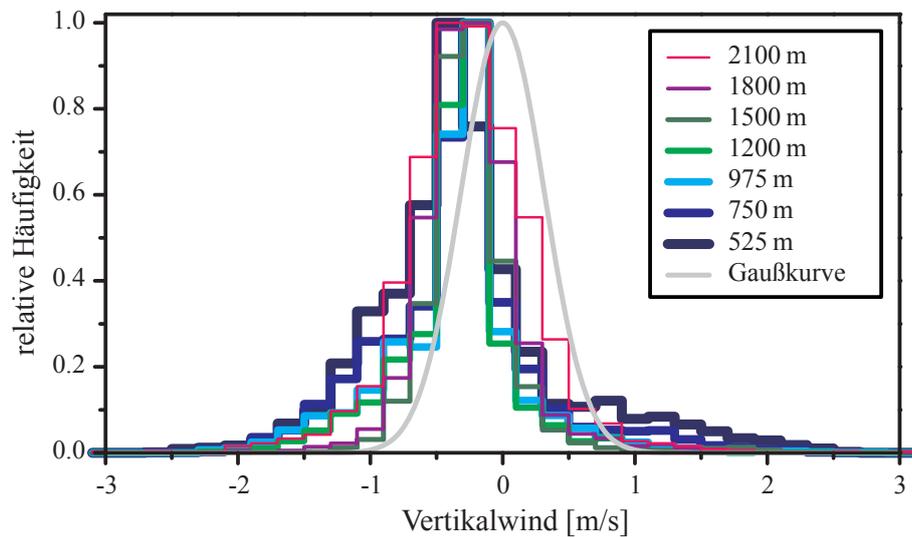


Abb. 6.15: Histogramme der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr.

fällt auf, dass die Histogramme umso schmaler sind, je größere Höhenniveaus erreicht werden. Das Histogramm in 2100 m hebt sich leicht von den anderen ab. Es gibt keine Geschwindigkeitsspitzen, so dass die Verteilung breiter ist. In 525 und 750 m sind zwei Nebenmaxima zu sehen, welche auf die Konvektion zurückzuführen sind. Es handelt sich um energiereiche, schnell aufsteigende thermische Blasen in einer stabilen Schichtung, die einen Antrieb von der erhitzten Erdoberfläche erhalten und eine vergleichsweise hohe Windgeschwindigkeit erreichen. Nicht alle Aufwindschläuche erreichten große Höhen. So ist das Nebenmaximum nur in den unteren Schichten zu registrieren.

Die Verteilungen der Vertikalwindgeschwindigkeiten zwischen 12 und 17 Uhr zeigen im Vergleich zur Gaußkurve in Abbildung 6.16 keine große Verschiebung des Maximums in

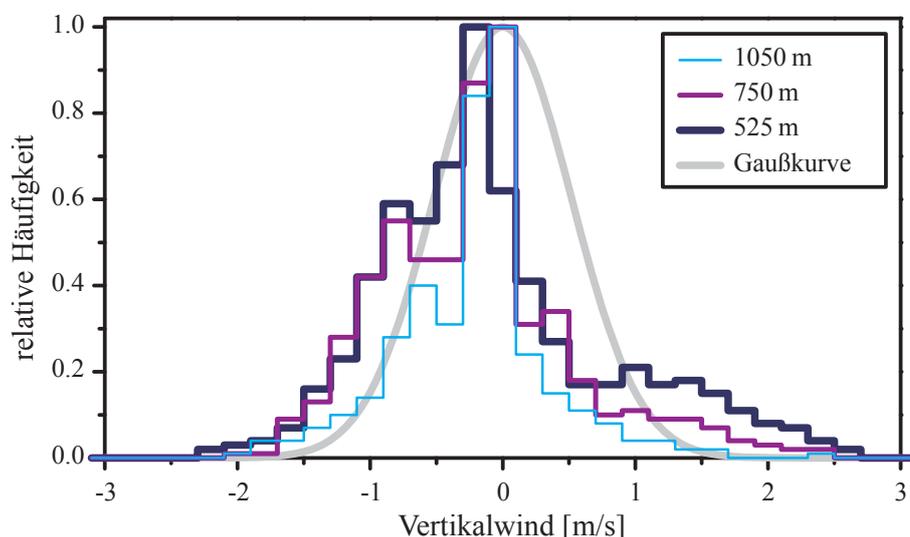


Abb. 6.16: Histogramme der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr.

Richtung negativer Werte. Das Maximum liegt für 750 und 1050 m bei 0 m/s und in der unteren Schicht bei -0.2 m/s. Dennoch treten in den drei Höhen relativ häufig Abwinde mit Geschwindigkeiten zwischen -0.4 und -0.8 m/s auf. Ebenso gibt es in 525 und 750 m, wie bereits beschrieben, ein Nebenmaximum bei 1.0 m/s, welches im unteren der beiden Niveaus stärker ausgeprägt ist. In 1050 m ist das Nebenmaximum im positiven Geschwindigkeitsbereich nicht mehr festzustellen.

Des Weiteren ist zu sehen, dass die Verteilungen, die über den gesamten Messzeitraum erstellt wurden, deutlich spitzer sind, als jene aus dem fünfstündigen Analysezeitraum. Dies hängt wiederum mit der Detektion der wesentlich geringeren Vertikalwindgeschwindigkei-

ten vor 12 und nach 17 Uhr zusammen.

Am Windlidarprofil dieses Tages (Abb. 5.3) und auch in der vorliegenden Zeitreihe ist zu erkennen, dass Konvektion in der Grenzschicht erst nach 12 Uhr einsetzte. Um statistisch signifikante Werte zu erhalten, wurden die Mittelungszeiträume für die berechneten Größen verändert. Da starke konvektive Bewegungen in 525 m um zirka 12:53 Uhr einsetzten, wurde der Zeitraum 12 bis 13 Uhr für diese Höhe auf 53:25 min begrenzt und der anschließende Mittelungszeitraum auf 66:30 min erweitert. In 750 m Höhe betragen diese zwei Zeiträume 55:30 und 64:25 min. In 1050 m Höhe setzte Konvektion kurz nach 14 Uhr ein, so dass die Mittelungszeiträume bei einer Dauer von einer Stunde belassen wurden. Dies ist in den darüber liegenden Schichten ebenso der Fall. Auf das Problem der Mittelung wird im folgenden Abschnitt bei der Betrachtung der Wölbung erneut genauer eingegangen.

Die Mittelwerte und Mediane für den gesamten Messzeitraum (erste Graphik, Abb. 6.17) liegen im negativen Geschwindigkeitsbereich und schwanken leicht zwischen -0.16 und -0.03 m/s. Die mittlere vertikale Windgeschwindigkeit nimmt mit steigender Höhe leicht ab. Zwischen 1200 und 1500 m ist eine plötzliche Zunahme zu verzeichnen. Darüber bleibt die Geschwindigkeit mit der Höhe vergleichsweise konstant. Der Median weist eine geringere Schwankung auf und nimmt leicht mit der Höhe zu. Die geringe Abweichung zum Mittelwert zwischen 750 und 1200 m ist durch einige stärkere Abwinde begründet, die zu einem leicht erhöhten Median führen. In 1500 und 1800 m Höhe traten hingegen einige stärkere Aufwinde auf, so dass der Median geringer als der Mittelwert ist.

Die Varianz nimmt wie erwartet mit der Höhe ab. Es werden Werte von $0.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ in den unteren Schichten bis $0.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ in der Höhe erreicht. Das ist mit einer Standardabweichung von 0.7 bis 0.3 m/s gleichzusetzen. Weiterhin sind keine Auffälligkeiten oder starken Unterschiede in den einzelnen Höhen festzustellen.

Schiefe und Wölbung schwanken während des gesamten Messzeitraums stark. Das dritte Moment ist in allen Höhen positiv bis Null, nimmt zwischen 525 und 1200 m ab, danach in 1500 und 1800 m abrupt zu und erreicht in 2100 m erneut einen Wert von Null. Eine positive Schiefe lässt auf eine rechtsschiefe Verteilung schließen. In 1200 und 2100 m wird die Schiefe annähernd Null. In diesen Höhen ist die Verteilung nahezu symmetrisch. In 1500 und 1800 m wird eine vergleichsweise hohe positive Schiefe erreicht. In beiden Höhen gab es demnach viele negative und einige verhältnismäßig hohe positive Windgeschwindigkeiten. Die Wölbung ist ebenfalls durchgehend positiv. Es liegen spitzgipflige Verteilungen vor.

In den beiden Höhen 1500 und 1800 m werden sehr hohe Werte für die Wölbung und Schiefe erreicht. Dies ist nicht auf die Varianz zurückzuführen, da diese keine großen Un-

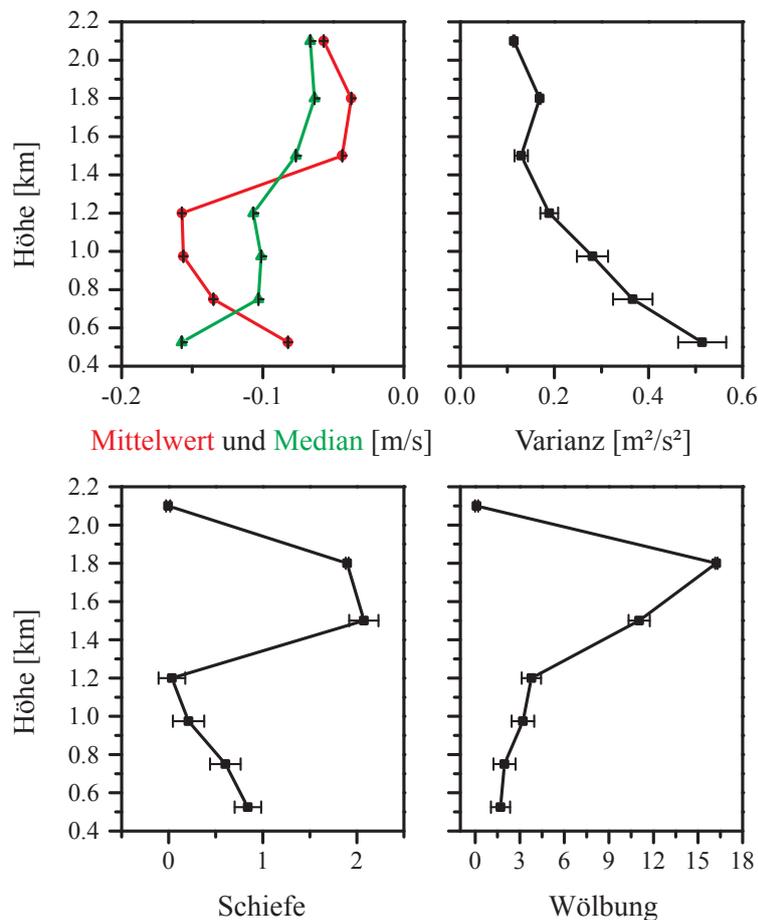


Abb. 6.17: Mittelwert (rot), Median (grün), Varianz, Schiefe und Wölbung der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr.

terschiede in den einzelnen Höhen aufweist. Weiterhin zeigt auch die mittlere Geschwindigkeit der Ab- und Aufwinde oder deren Anzahl keine Unterschiede zu den anderen Höhen. Zwischen 15 und 16 Uhr sank die Grenzschicht etwas ab, so dass in 1800 m teilweise Rauschen die Messwerte beeinträchtigte. In der Zeitreihe ist dies an starken Schwankungen in der Windgeschwindigkeit auszumachen. Auch die Wolke, die sich durch starke Konvektion kurz nach 16 Uhr gebildet hatte, könnte ein Grund für die hohen Werte in 1500 m sein. Im Bereich der Wolke, der für das Lidar sichtbar ist, gab es Aufwinde, die hohe Geschwindigkeitsbeträge erreichten, die in der restlichen Zeitreihe in diesen Schichten nicht auftraten. Vermutlich sind die Verteilungen in diesen Höhen aufgrund dieser vergleichsweise hohen positiven Windgeschwindigkeiten etwas stärker nach links geneigt und spitzgipfliger als in

den anderen Höhen.

Die einstündigen Mittelwerte, die in Abbildung 6.18 im oberen Graph dargestellt sind, liegen in den ersten beiden Mittelungszeiträumen zunächst bei -0.3 bis 0 m/s. Ab 14 Uhr nahm die Konvektion vor allem in den unteren Schichten zu und so steigt der Mittelwert in 525 m im Zeitraum 14 bis 15 Uhr auf 0.4 m/s an, während er in 1050 m relativ konstant bei -0.2 m/s bleibt. Der breite Abwindbereich zwischen 15 und 16 Uhr ist in jeder Höhe verzeichnet. Es werden Werte von -0.7 m/s in 750 m Höhe bis -0.5 m/s in den anderen Höhen

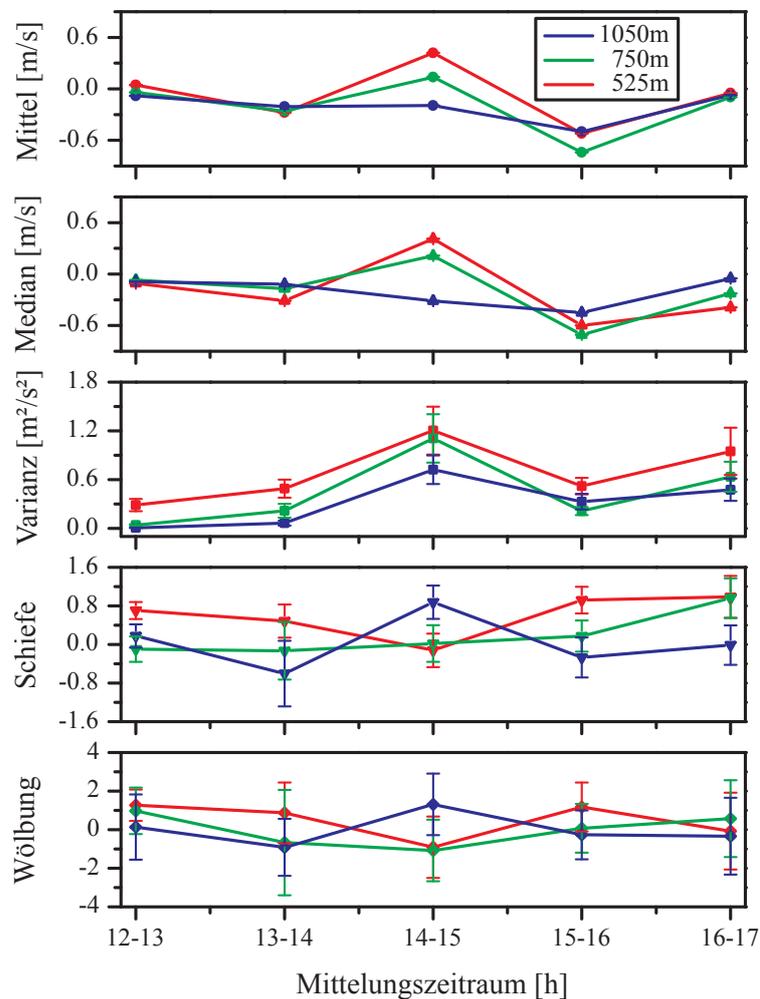


Abb. 6.18: Mittelwert, Median, Varianz, Schiefe und Wölbung als 1 h-Mittel der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr. Messzeitraum zwischen 12 und 13 Uhr in 525 m auf 53:25 min und in 750 m auf 55:30 min beschränkt, zweiter Zeitraum dementsprechend erweitert.

erreicht. Der Median schwankt ähnlich wie der Mittelwert und zeigt keine großen Unterschiede, so dass erneut davon ausgegangen werden kann, dass es keine groben Ausreißer in der Zeitreihe gibt.

Die Werte der Varianz spiegeln die Variabilität des Vertikalwinds wider. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Höhen sind gut zu erkennen. In der unteren Schicht war die Energie der Aufwindschläuche größer als in den oberen Schichten, so dass die Luftbewegung in 525 m Höhe turbulenter war als im Niveau 1050 m. Bevor Konvektion einsetzt, liegt die Varianz bei rund $0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, wobei in 525 m/s schon vor 13 Uhr Vertikalbewegung und somit eine von Null verschiedene Varianz erkennbar ist. Bereits im Zeitraum 13 bis 14 Uhr steigt die Varianz in 525 m schneller an als in 750 und 1050 m, erreicht zwischen 14 und 15 Uhr ihr Maximum von $0.7 \text{ m}^2/\text{s}^2$ in 1050 m bis $1.2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ in 525 m und nimmt danach wieder ab. Die Schwankungen sind in jeder der drei Höhen verzeichnet.

Wie an der Darstellung der Schiefe und Wölbung zu erkennen ist, variieren die einstündigen Mittel dieser Momente ebenfalls relativ stark. Es ist im Wesentlichen nicht eindeutig auszumachen, ob es sich um rechts- oder linksschiefe Verteilungen handelt. Die Verteilung in 525 m weist außer im Zeitraum 14 bis 15 Uhr eine leicht positive Schiefe auf, während die Verteilung in 750 m zunächst eine Schiefe um Null und zwischen 16 und 17 Uhr größer Null hat. Die Werte für das dritte Moment in 1050 m schwanken stark um den Wert Null. Zwischen 13 und 14 Uhr ist die Schiefe eindeutig negativ, während sie im darauffolgenden Zeitraum eindeutig positiv ist.

Zusammenfassend lässt sich erkennen, dass in 525 m häufiger negative Windgeschwindigkeiten mit kurzen kräftigen Aufwinden auftraten und sich in 750 m bis auf den letzten Messzeitraum Ab- und Aufwinde die Waage hielten. In 1050 m dominierten dem Betrag nach geringe Windgeschwindigkeiten, wobei sich vor allem zwischen 14 und 15 Uhr einige vergleichsweise hohe Geschwindigkeiten in den Aufwindschläuchen ereigneten.

Die Wölbung variiert wie erwähnt ebenfalls stark. Die Kurve in 1050 m verläuft teilweise entgegengesetzt zu den anderen beiden Kurven. Es scheint, als wäre sie zeitlich um zwei Mittelungszeiträume verschoben. Während die Wölbung in 525 und 750 m zwischen 12 und 15 Uhr abnimmt, im Zeitraum 14 bis 15 Uhr ihr Minimum erreicht und danach wieder ansteigt, nimmt die Wölbung in 1050 m in den ersten beiden Zeiträumen ab, erreicht ihr Maximum im Zeitraum 14 bis 15 Uhr und nimmt danach wieder ab. Dies ist folgendermaßen zu erklären. In den beiden unteren Schichten treten, wie in der Zeitreihe zu sehen, schon zu Beginn des Messzeitraums turbulente Bewegung auf, die dem Betrag nach geringe Geschwindigkeiten produzieren. Dennoch gibt es Spitzen in der Verteilung, wodurch die Wölbung

zunächst positive Werte annimmt. Anschließend bleiben die Vertikalwindgeschwindigkeiten annähernd gleichverteilt, so dass die Wölbung in 525 m abnimmt, aber leicht positiv bleibt, und in 750 m sogar negativ wird. Im dritten Mittelungszeitraum nimmt die Wölbung in beiden Höhen negative Werte an. Die Verteilungen sind flachgipflig. Das heißt, es gibt eine annähernd gleichverteilte Anzahl an geringen und hohen sowie positiven und negativen Geschwindigkeiten. Es sind weniger bis keine Spitzen in der Verteilung vorhanden. In den letzten beiden Zeiträumen stellt sich erneut die Anfangssituation ein.

Die Verteilung in 1050 m ist anfangs normalgipflig, wird dann flachgipflig und im Zeitraum 14 bis 15 Uhr stark steilgipflig. Konvektion setzte in 1050 m erst nach 14 Uhr ein, zwei Stunden nachdem sie in den unteren Schichten einsetzte. Den Antrieb für die thermischen Blasen stellt der stark aufgeheizte Erdboden dar. Die turbulente Bewegung war in der Nähe der Erdoberfläche um diese Zeit schon relativ stark. Es kam zu kurzen, betragsmäßig hohen Vertikalwinden in der Höhe, so dass in der Verteilung Geschwindigkeitsspitzen auftreten, die die Verteilung spitzgipflig werden lassen. Im Anschluss nimmt die Wölbung wie in den anderen beiden Höhen, nur zu einem späteren Zeitpunkt, wieder ab. Die Verteilung wird zunehmend normalgipflig.

Hier ist bereits ersichtlich, warum die Mittelungsdauer an das Einsetzen der Konvektion gekoppelt wurde. Ein sehr markantes Beispiel, das die Einteilung rechtfertigt, zeigt die Wölbung an diesem Tag besonders im Mittelungszeitraum 12 bis 13 Uhr, der in Abbildung 6.19 genau eine Stunde beträgt. Es ist deutlich erkennbar, warum die starken Aufwinde, die in

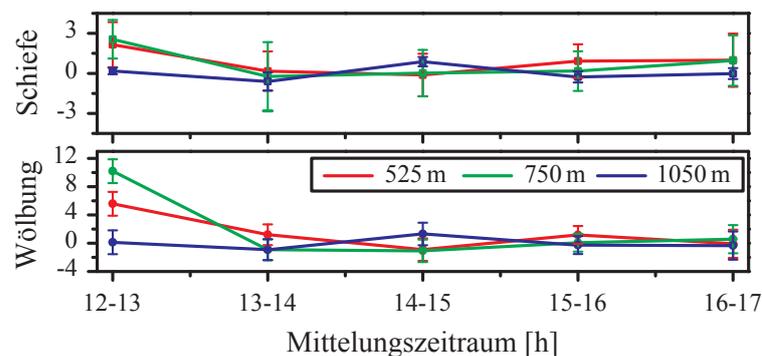


Abb. 6.19: Schiefe und Wölbung der Windlidarmessung am 18. September 2006, Mittelungsdauer: 60 min, 12 bis 17 Uhr. Im Vergleich zu Abbildung 6.18 ist deutlich zu erkennen, dass die Wölbung im ersten Zeitraum verfälscht ist. Dieses Artefakt kommt durch eine zu lang gewählte Mittelungsdauer zustande. Kurz vor 13 Uhr setzt in 525 und 750 m Konvektion ein, die zu erhöhten Windgeschwindigkeiten führt, welche die Werte für die Varianz und somit die Werte für die Wölbung vergrößern.

525 m gegen 12:53 Uhr und in 750 m gegen 12:55 m eintraten, nicht zum Mittelungszeitraum 12 bis 13 Uhr gezählt werden dürfen. Sie verfälschen die Werte der Wölbung extrem. Für eine statistisch signifikante Betrachtung müssen die starken Ab- und Aufwindschläuche in den Mittelungszeitraum eingehen, in welchem die Konvektion stattfand, das heißt in diesem Fall in den Zeitraum 13 bis 14 Uhr.

Abbildung 6.20 zeigt die Werte der nach Gleichung (4.2) berechneten und der gemesse-

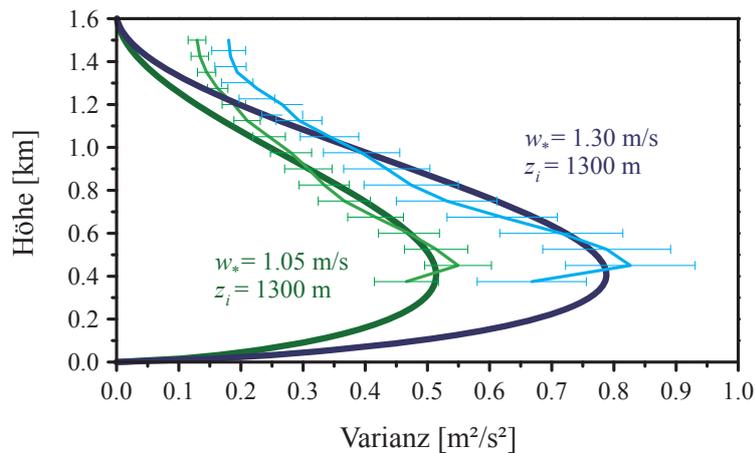


Abb. 6.20: Varianz der Messdaten (hell) und Varianz nach Gleichung (4.2) berechnet (dunkel) der Windlidarmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr (grün) und 12 bis 17 Uhr (blau).

nen Varianz. Für die vertikale Geschwindigkeitsskala w_* ergibt sich im gesamten Messzeitraum ein Wert von 1.05 m/s, bei einer Mischungsschichthöhe von 1300 m. Im Vergleich zum Analysezeitraum 12 bis 17 Uhr ist für w_* ein geringer Unterschied festzustellen. Bei kräftiger Aufheizung und einer hochreichenden Mischungsschicht werden Werte von 1-2 m/s erreicht [Stull, 1988]. Der Wert 1.05 m/s liegt am unteren Ende dieses Bereichs, wohingegen im Zeitraum 12 bis 17 Uhr ein Wert von 1.3 m/s erreicht wird. Die Mischungsschichthöhe ändert sich nicht. Der Unterschied begründet sich aus den Daten vor 12 Uhr, als die Grenzschicht noch in ihrer Entwicklung und kaum Konvektion vorherrschend war. Auch gegen Ende des Analysezeitraums nach zirka 18 Uhr nimmt die Stärke der Ab- und Aufwinde ab, so dass der Wert für den gesamten Messzeitraum geringer ist als der für den stark konvektiv geprägten Zeitraum zwischen 12 und 17 Uhr. So wird am Beispiel des 18. September deutlich, inwiefern w_* ein Maß für konvektive Turbulenz darstellt.

In Abbildung 6.21 wird an der Anzahl und Dauer der Ab- und Aufwindbereiche eine stark konvektiv geprägte Vertikalbewegung deutlich. In Bezug auf Anzahl und mittlere Dauer

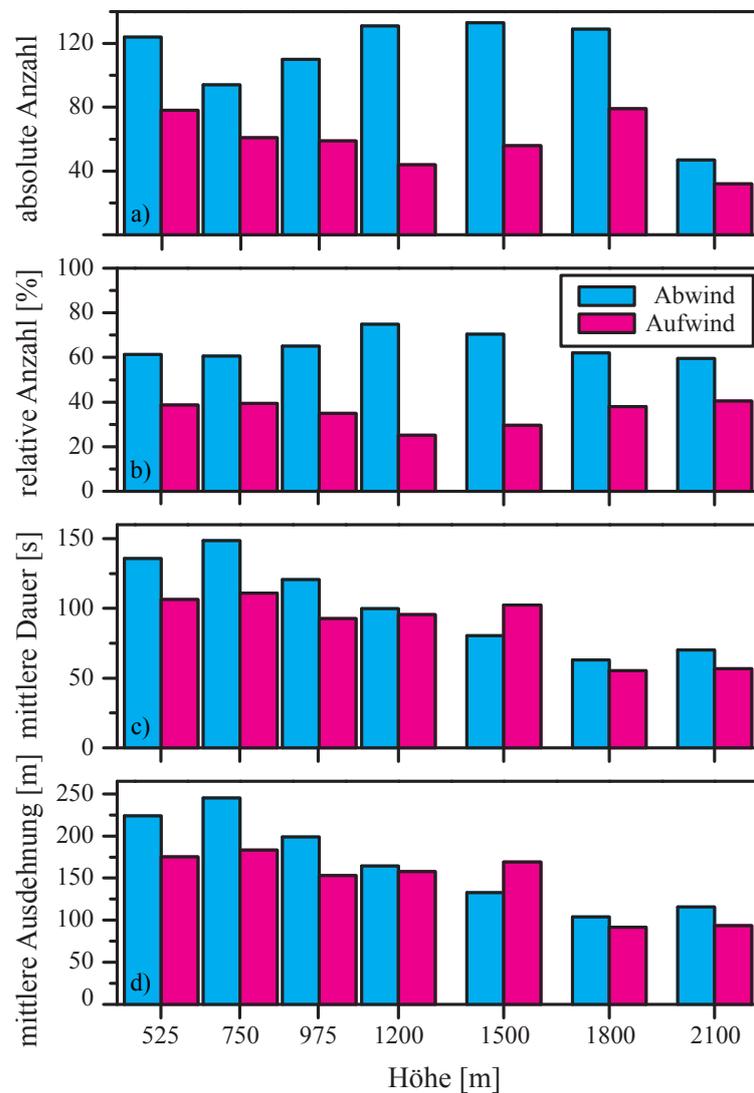


Abb. 6.21: a) Absolute Anzahl, b) relative Anzahl, c) mittlere Dauer und d) mittlere Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr.

überragen die Abwind- die Aufwindbereiche. Es gibt mehr Abwinde, welche in ihrer Dauer meist länger anhalten als die Aufwinde.

Der zweite Graph zeigt wieder die relative Anzahl der Ab- und Aufwindgebiete. Diese nimmt hinsichtlich der Abwindbereiche bis 1200 m mit der Höhe zu und anschließend wieder ab. In 1200 m Höhe beträgt das Verhältnis von Abwind- zu Aufwindsektoren 3:1. Die über die Schichten gemittelte Dauer der Sektoren beträgt für die Abwinde maximal 149 s

und für die Aufwinde 106 s. Über alle Höhenbereiche gemittelt ergibt sich für die Abwindgebiete eine Dauer von 103 s und für die Aufwindgebiete von 89 s.

Es gibt wenige kurze Aufwinde und eine größere Anzahl an länger anhaltenden Abwinden. Des Weiteren wird in den mittleren Schichten eine geringere Anzahl an Aufwinden festgestellt. Es wird angenommen, dass nicht alle thermischen Blasen große Höhen erreichten. Die Zunahme in der Anzahl der Aufwinde in den oberen Schichten ist möglicherweise auf die gegen Ende des Tages entstandenen Wolken und Schwerewellen zurückzuführen, auf welche hier nicht näher eingegangen wird.

Abbildung 6.22 illustriert ähnliche Verhältnisse zwischen 12 und 17 Uhr. Es gibt wenige Ab- und Aufwindperioden mit langer Dauer. Hinsichtlich der Anzahl überragen auch hier die Abwindbereiche die der Aufwinde. Die Perioden mit Abwinden sind besonders in 750 m Höhe, im Zentrum der AGS, wesentlich länger als die Phasen mit Aufwinden. Das bestätigt wiederum die Annahme, dass Thermalen zügig aufstiegen und andererseits Luftpakete langsam und in ausgedehnten Bereichen wieder absanken.

Bezüglich der Ausdehnung wurde die mittlere horizontale Windgeschwindigkeit für die unterschiedlichen Höhenniveaus in den beiden Analysezeiträumen ermittelt und mit der Dauer multipliziert. In beiden Zeiträumen ergab sich eine Windgeschwindigkeit von 1.7 bis 1.8 m/s. In den beiden unteren Graphen der Abbildungen 6.21 und 6.22 ist die Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche dargestellt. Die Abwindbereiche haben bezogen auf den gesamten Messzeitraum eine mittlere räumliche Ausdehnung von 100 bis 250 m. Die Aufwindbereiche weisen hingegen eine mittlere räumliche Ausdehnung von 90 bis 180 m auf. Zwischen 12 und 17 Uhr traten mit 390 m horizontaler Ausdehnung in 750 m die im Mittel größten Abwindgebiete auf. Aufwinde waren in diesem Zeitraum auf im Mittel 200 m breite Schläuche beschränkt.

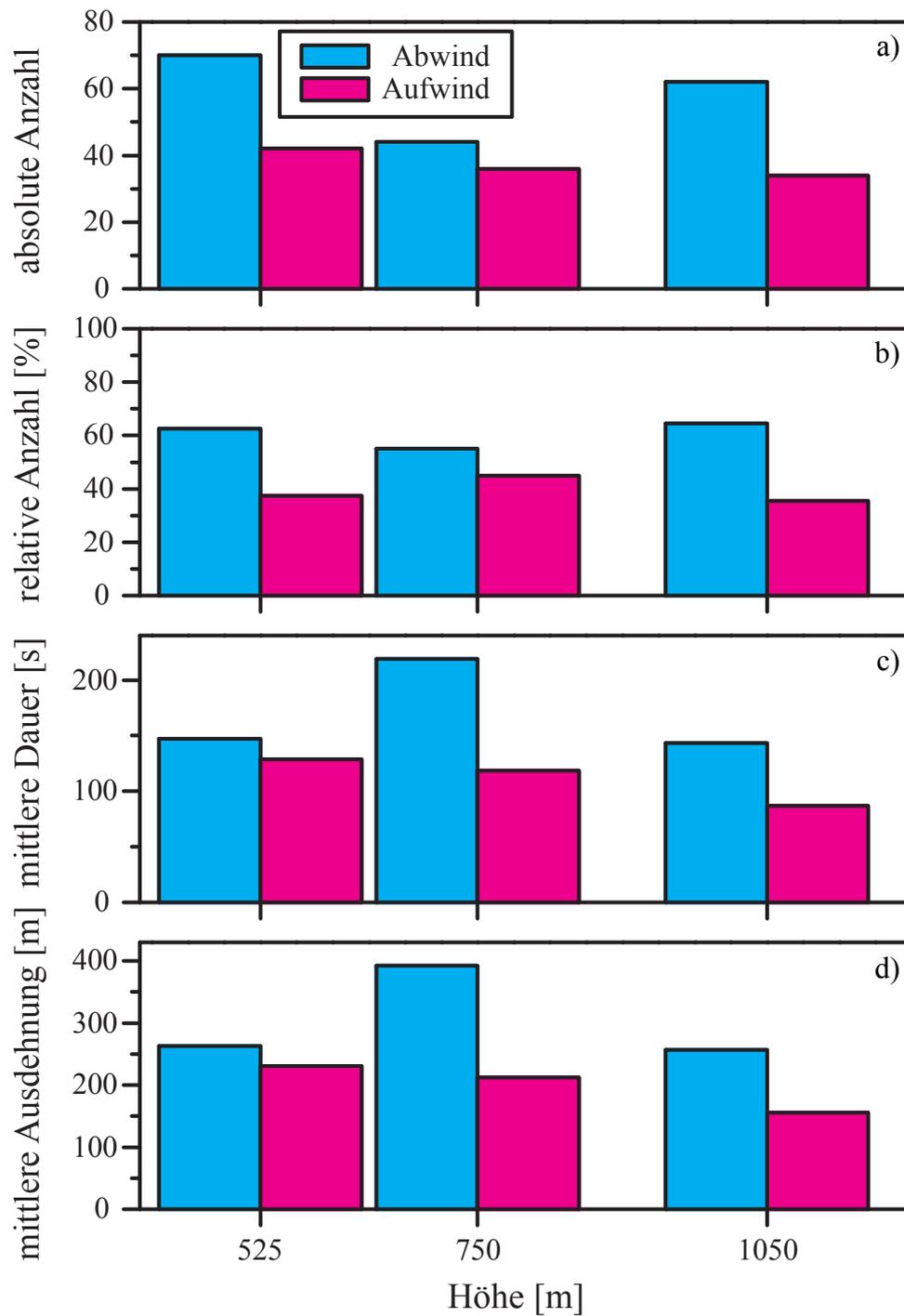


Abb. 6.22: a) Absolute Anzahl, b) relative Anzahl, c) mittlere Dauer und d) mittlere Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr.

6.2.3 5. April 2006

Am 5. April ist die Grenzschichtentwicklung, ähnlich wie am 5. Mai, gut nachvollziehbar. Dieser Tag war ein typischer Grenzschichttag mit kräftiger Ausbildung von Quellwolken. Die Windlidarmessung wurde von 9:49 bis 18:11 Uhr durchgeführt. Zwischen 13 und 15 Uhr nahm der Bedeckungsgrad etwas ab. Nach 16:45 Uhr ist im Lidarprofil (Abb. 5.4) eine verschmierte, grünliche Maserung oberhalb von 1000 m zu erkennen, die auf Niederschlag in Form von Schnee oder Regen hindeutet. Dieser Niederschlag erreichte die Erdoberfläche nicht, so dass die Messung nicht abgebrochen werden musste. Gleichwohl verfälschen Niederschlagstropfen aufgrund ihrer Größe und folglich ihrer Fallgeschwindigkeit die Analyse. So wurde die Auswertung zum Zeitpunkt 16:45 Uhr abgebrochen. Des Weiteren erreichte die Grenzschicht erst um zirka 16 Uhr eine vertikale Ausdehnung von 2000 m, so dass an diesem Tag für das 2100 m-Niveau keine Analyse der Vertikalwinddaten erfolgt. Dies gilt ebenfalls für die Schicht in 1800 m, in welcher eine Wolke die Vertikalwinddatenanalyse ebenfalls verfälscht.

Die Zeitreihe in Abbildung 6.23 zeigt ab Beginn der Messung Konvektion mit relativ starken Auf- und Abwinden. Anfangs sind in den einzelnen Schichten Strukturen erkennbar, die im Lauf der Messung nach und nach an Ordnung verlieren. Hin und wieder treten Ab- und Aufwärtsbewegungen auf, die bis in große Höhen vordringen. Es werden Geschwindigkeiten in den Aufwinden von 4.5 m/s und in den Abwinden bis -4.1 m/s erreicht. Vor allem vor 13 Uhr gibt es hohe Aufwindspitzen. Zwischen 13:15 und 14 Uhr scheinen die Vertikalbewegungen (Abb. 6.24) kurzzeitig ruhiger zu werden. Ab 13:15 Uhr sind im Lidarprofil (Abb. 5.4) eine Abnahme der Aerosolkonzentration und eine Abnahme des Bedeckungsgrads zu sehen. Beide Faktoren sind ein Indiz für eine zunehmend stabilere Grenzschicht. Es gibt weniger starke Ab- und Aufwinde. Nach 14 Uhr nahm der Bedeckungsgrad wieder zu. Ebenso verstärkten sich die Bewegungen in der Vertikalen.

Die Verteilungen für den gesamten Messzeitraum sind in Abbildung 6.25 gezeigt. Die Vertikalwindwerte der fünf Höhen sind nahezu gleichverteilt. An der grauen Gaußkurve werden Schiefe und Wölbung der Verteilungen deutlich. Auffällig sind die zahlreichen positiven Windgeschwindigkeiten, die sich eindeutig von der Gaußkurve abheben.

Die Histogramme des fünfstündigen Analysezeitraums (Abb. 6.26) zeigen im Vergleich zum gesamten Messzeitraum keine großen Unterschiede. Die Rechtsschiefe tritt deutlicher in den Vordergrund. Auffällig ist, dass die Verteilungen der drei Höhen jeweils ein anderes Maximum besitzen. Dieses liegt im negativen Geschwindigkeitsbereich bei -0.6 m/s in 525 m bis -0.2 m/s in 1050 m. Das deutet darauf hin, dass sich in 525 m stärkere Abwinde

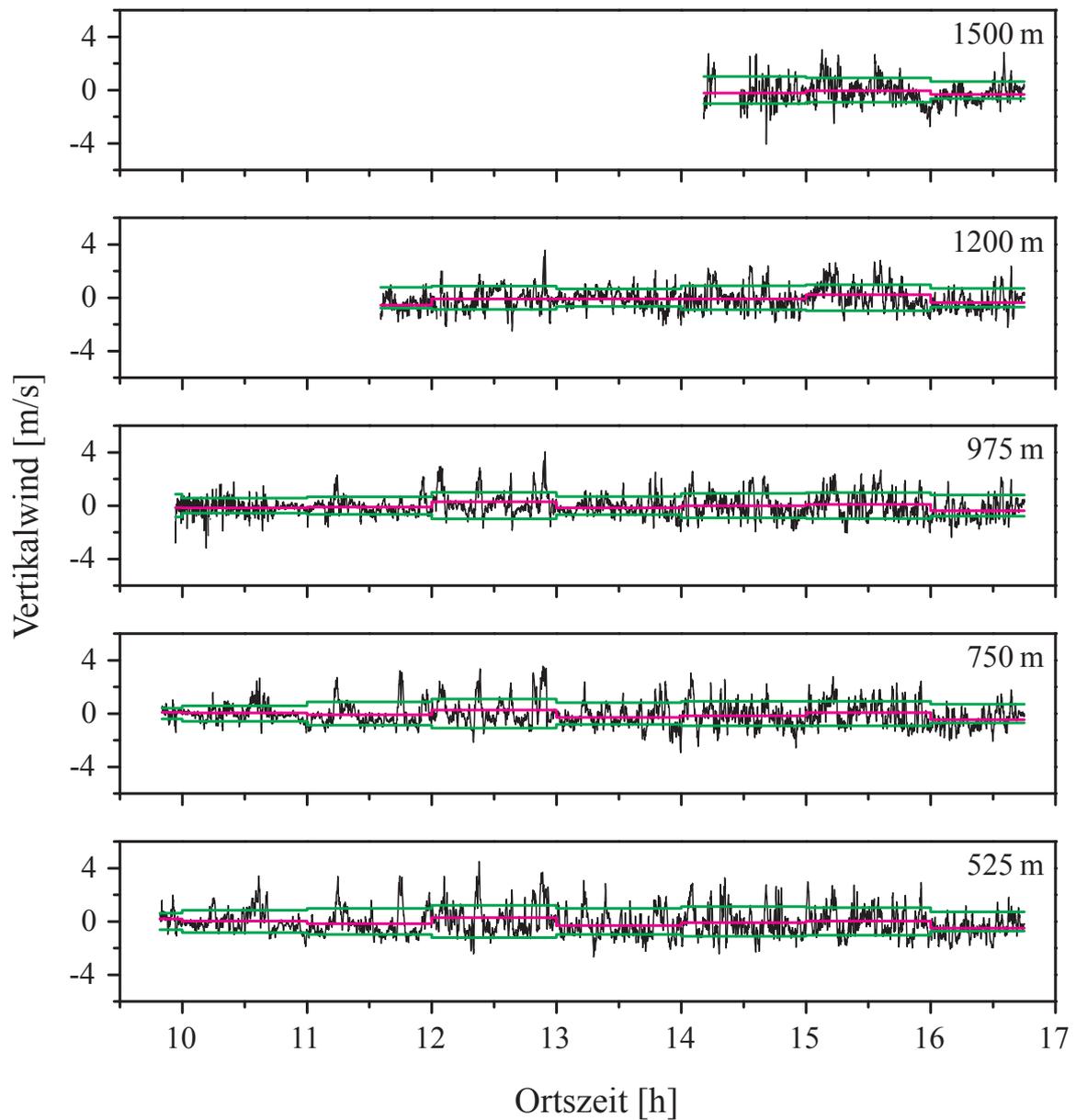


Abb. 6.23: Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr, schwarz: Vertikalwind, rosa: 1 h-Mittelwert, grün: 1 h-Standardabweichung.

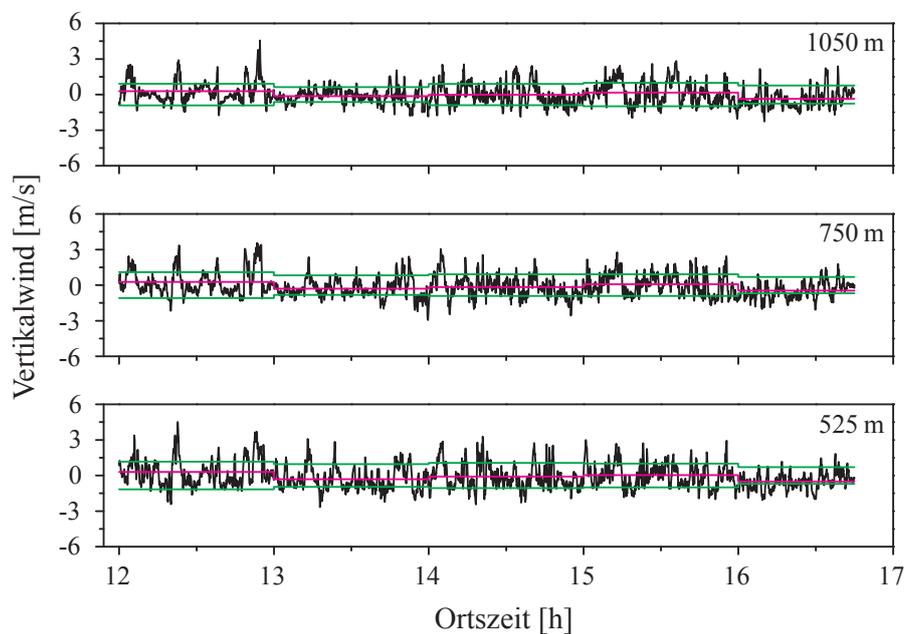


Abb. 6.24: Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. April 2006, 12 bis 16:45 Uhr, schwarz: Vertikalwind, rosa: 1 h-Mittelwert, grün: 1 h-Standardabweichung.

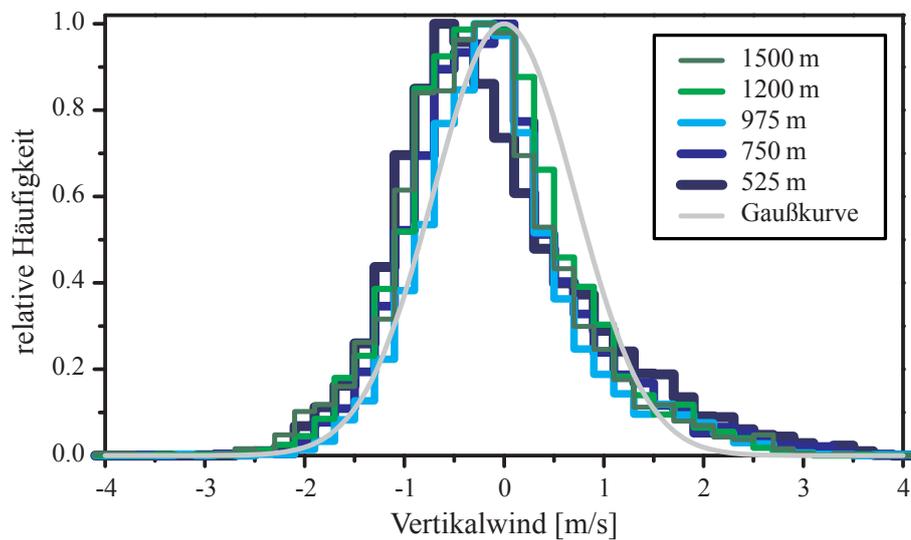


Abb. 6.25: Histogramme der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr.

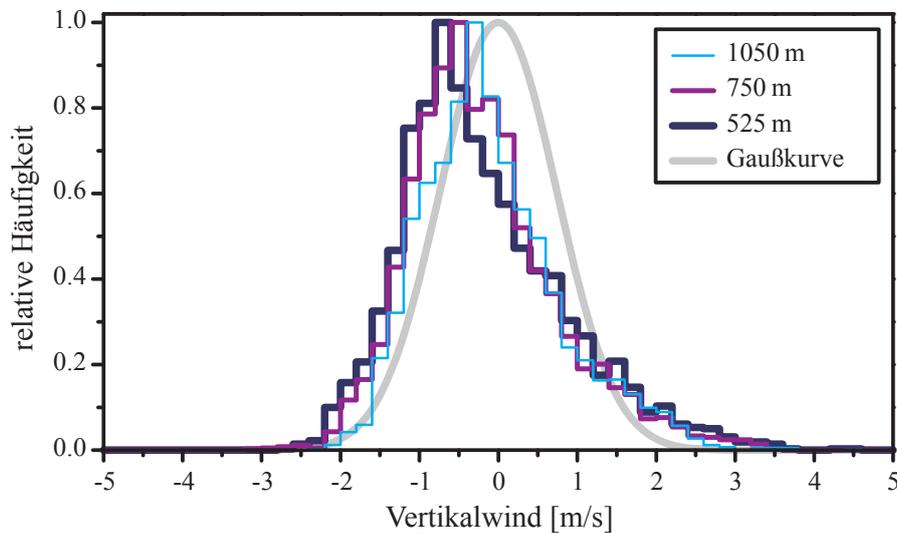


Abb. 6.26: Histogramm der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. April 2006, 12 bis 16:45 Uhr.

ereigneten als in den höheren Schichten. Es treten weder zwischen 12 und 16:45 Uhr noch im gesamten Messzeitraum Nebenmaxima auf.

In Abbildung 6.27 sind Mittelwert, Median, Varianz, Schiefe und Wölbung für den gesamten Messzeitraum über die Höhe dargestellt. Das Geschwindigkeitsmittel liegt in den unteren Schichten bei zirka -0.07 m/s und nimmt ab 975 m mit zunehmender Höhe dem Betrag nach zu. Der Median verhält sich im gleichen Maße. Die Varianz nimmt erwartungsgemäß mit der Höhe ab. Sie schwankt zwischen 1 m²/s² in 525 m und 0.6 m²/s² in 975 m. Das entspricht einer Standardabweichung von 1 bis 0.8 m/s. Die Schiefe nimmt mit der Höhe ab, bleibt aber positiv. Die Verteilungen sind demzufolge rechtsschief. Die Wölbung schwankt vergleichsweise stark mit der Höhe. Es werden geringe positive Werte angenommen. Das besagt, dass die Verteilungen leicht spitzigipflig sind.

Die oberen zwei Graphen in Abbildung 6.28 zeigen die einstündigen Geschwindigkeitsmittel und -mediane zwischen 12 und 16:45 Uhr. Diese schwanken nur gering um die 0 m/s-Marke und sind in allen Höhen in etwa einheitlich, was auf eine gut durchmischte Grenzschicht hindeutet. Es werden Geschwindigkeitsmittel von -0.5 bis 0.3 m/s erreicht. Der Mittelwert in 1050 m liegt geringfügig höher als der Mittelwert in den unteren Schichten. In Bezug auf das Lidarprofil (Abb. 5.4) lässt sich feststellen, dass in den unteren Schichten kräftigere Abwinde auftraten, die in der oberen Schicht nicht mehr vorhanden waren oder vom Betrag her geringer ausfielen. Ein Grund für die leicht erhöhten Mittelwerte in

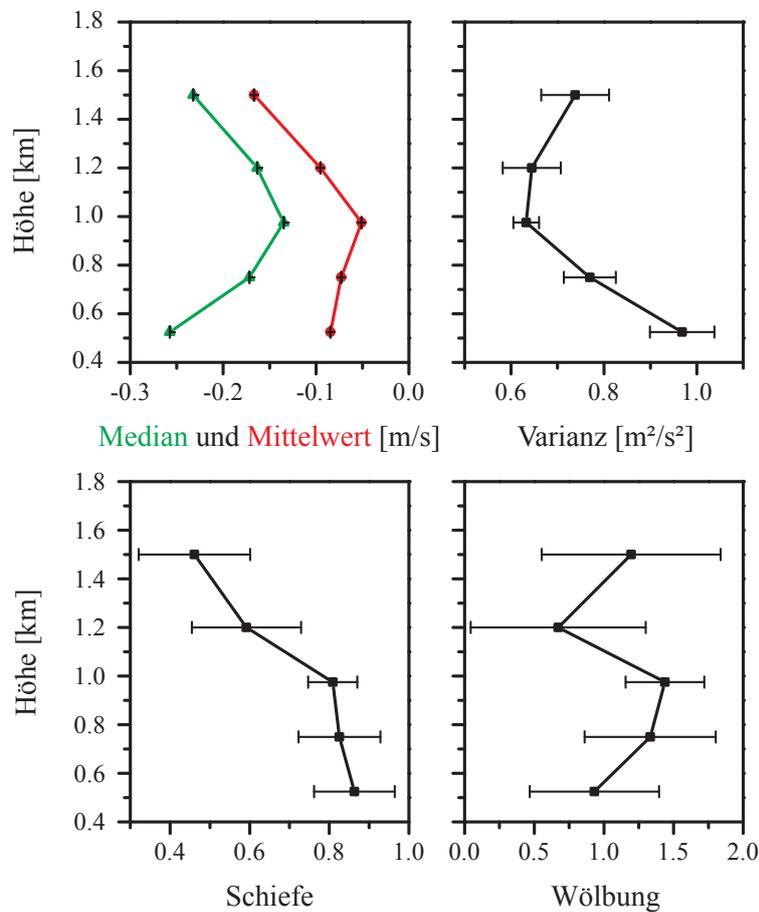


Abb. 6.27: Mittelwert (rot), Median (grün), Varianz, Schiefe und Wölbung der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr.

1050 m könnten ebenfalls die Wolken darstellen. Anhand des Lidarprofils (Abb. 5.4) und des Satellitenbilds (Abb. 6.29) lässt sich vermuten, dass an diesem Tag Cumulus humilis vorherrschend waren. Während ihres Entstehungsprozesses wird aufgrund der Kondensation latente Wärme frei. Die Wolken erhalten dadurch einen positiven Auftrieb [Stull, 1988]. So entsteht möglicherweise eine Art *Sogwirkung*, durch welche Aufwinde unterhalb der Cumuli detektiert werden. Diese zahlreichen positiven Vertikalwindgeschwindigkeiten sind ferner in den Histogrammen (Abb. 6.25 und 6.26) wiederzufinden.

Auch die Varianz weist keine starken Schwankungen auf. Sie liegt zwischen 0.4 und $1.4 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Das entspricht einer Standardabweichung von 0.5 bis 1.2 m/s . Es ist ein leichter Abwärtstrend zu erkennen und die Unterschiede zwischen den Höhen nehmen nach und nach ab. Zwischen 12 und 13 Uhr ist die größte Variabilität vorhanden, die ebenfalls in der

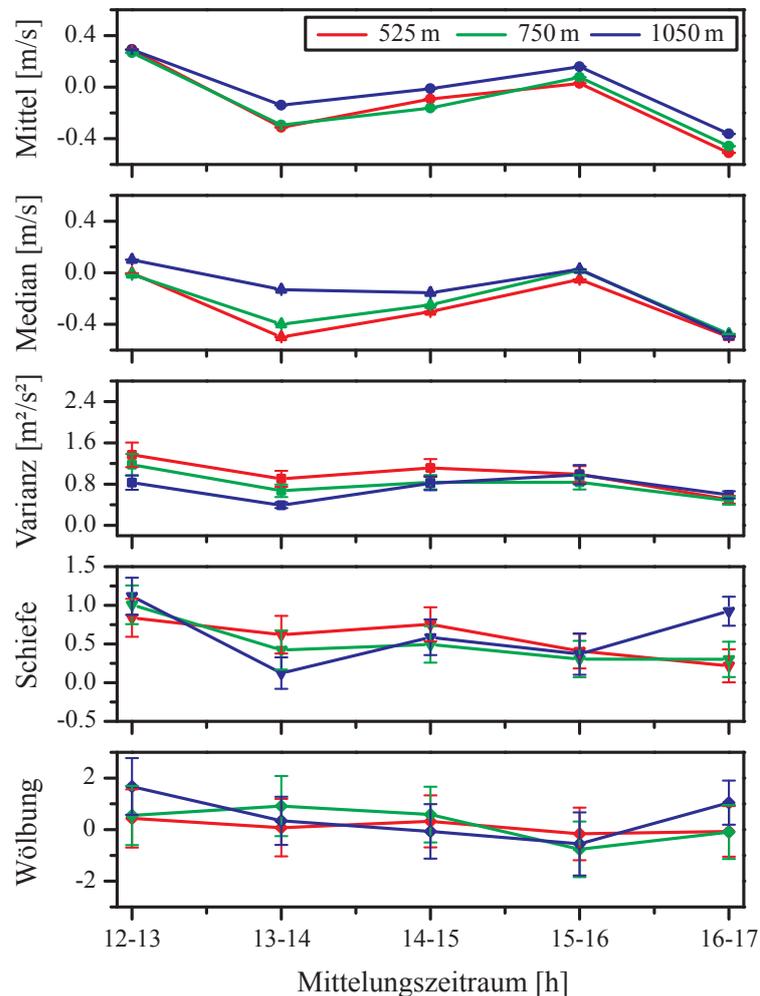


Abb. 6.28: Mittelwert, Median, Varianz, Schiefe und Wölbung als 1 h-Mittel der Vertikalwindgeschwindigkeiten aus der Windlidarmessung am 5. April 2006, 12 bis 16:45 Uhr.

Zeitreihe sichtbar ist.

Die Schiefe ist durchgehend leicht positiv. Somit weisen die Verteilungen der Vertikalwinddaten in den untersuchten Höhen eine Rechtsschiefe auf. In 525 und 750 m nimmt die Schiefe relativ konstante Werte an und es ist ein leichter Abwärtstrend erkennbar. In 1050 m schwankt sie stärker und weist keinen Trend auf. Dennoch bleibt die Schiefe in den drei Höhen in den Mittelungszeiträumen positiv. Diese positiven Schiefewerte könnten ein Indiz für den Sogeffekt unterhalb der Cumuli sein, wodurch sich die zahlreichen, relativ hohen positiven Windgeschwindigkeiten erklären lassen.

Die Wölbung variiert stärker, vor allem in der oberen Schicht. Im ersten und letzten

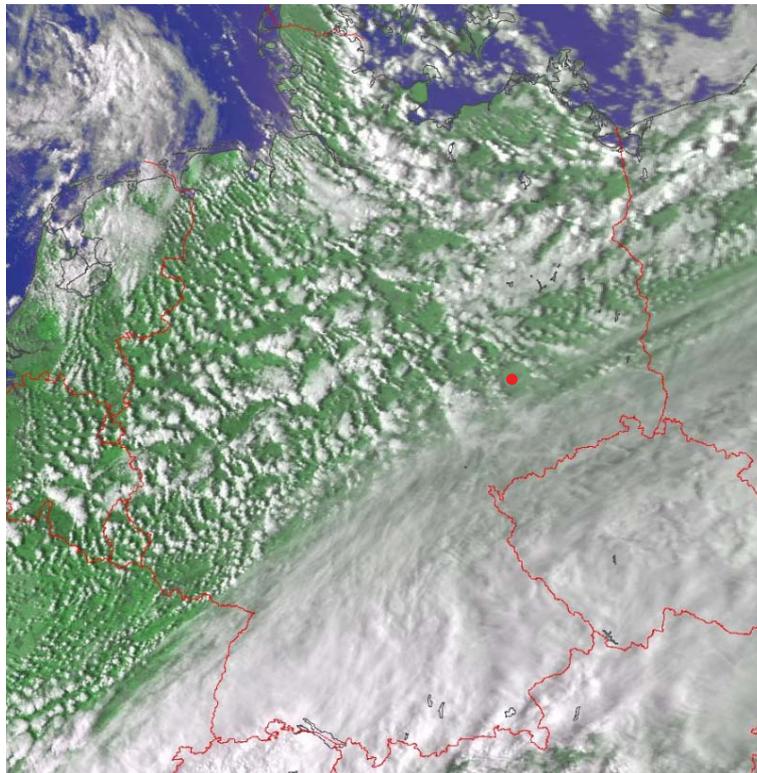


Abb. 6.29: Satellitenbild des NOAA-Advanced High Resolution Radiometer am 5. April 2006, 16:08 UTC, rote Markierung: Leipzig, Archiv der Universität Hannover, Bilder des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums, DLR [<http://www.muk.uni-hannover.de/meteo/archiv/dfd/avhrr/2006/0604051608.ce.jpg>, 2009].

Mittelungszeitraum nimmt sie dort im Vergleich zu den anderen Schichten einen recht hohen Wert an, der aus den starken positiven und teilweise negativen Vertikalwinden resultiert, die plötzlich in Spitzen auftraten. Die Grenzschicht war gut durchmischt und es traten gelegentlich dem Betrag nach hohe vertikale Windgeschwindigkeiten auf, die zu einer leicht positiven Wölbung führen.

Turbulenz war an diesem Tag sowohl thermisch als auch dynamisch bedingt. Die Sonneneinstrahlung wurde durch Wolken teilweise vermindert. Dennoch konnte sich der Boden in den Wolkenlücken stark aufheizen, so dass die Thermalen nahezu ungehindert bis in große Höhen aufsteigen konnten. Die Strecke, welche Turbulenzballen in der Vertikalen zurücklegen können, ist mit der Variablen z_i gleichzusetzen. Hier wird angenommen, dass diese Variable der Grenzschichthöhe entspricht. Bei Berücksichtigung der Messdaten des gesamten Zeitraums wird eine Mischungsschichthöhe z_i von 1350 m erreicht und die ver-

Die vertikale Geschwindigkeitsskala w_* beträgt 1.45 m/s. Abbildung 6.30 zeigt die beiden Größen für die untersuchten Zeiträume. Die Werte, die aus der Betrachtung des gesamten Messzeitraums resultieren, sind denen ähnlich, die sich bei Berücksichtigung der zwischen 12 und 16:45 Uhr gemessenen Daten ergeben. Es ist kaum ein Unterschied festzustellen, da die Grenzschicht an diesem Tag ab Beginn der Messung gut durchmischt war und vor 12 Uhr eine vergleichbare Turbulenzstruktur aufwies. Für die vertikale Geschwindigkeitsskala w_* ergibt sich somit zwischen 12 und 16:45 Uhr nach Anpassung an die Varianz der Messdaten ein Wert von 1.51 m/s bei einer Mischungsschichthöhe von 1450 m. Diese Höhe stimmt mit dem Lidarprofil (Abb. 5.4) gut überein. Der Wert für w_* liegt im von Stull [1988] angegebenen Bereich zwischen 1 und 2 m/s. Konvektion und mechanisch angetriebene Turbulenz fanden statt, so dass Aufwinde bis in große Höhen vorhanden waren.

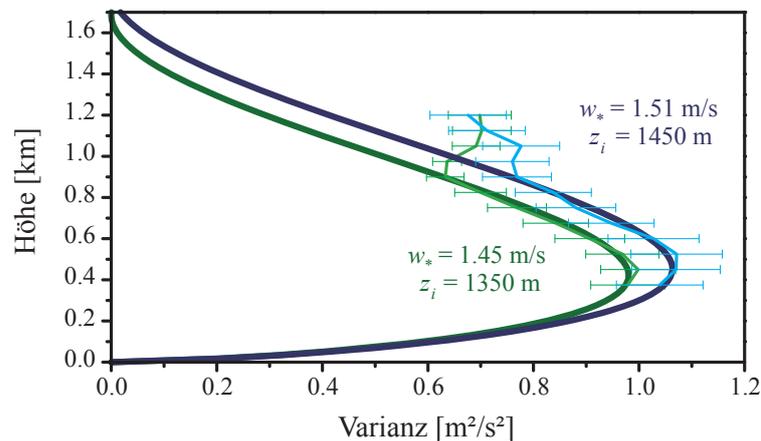


Abb. 6.30: Varianz der Messdaten (hell) und Varianz nach Gleichung (4.2) berechnet (dunkel) der Windlidarmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr (grün) und 12 bis 16:45 Uhr (blau).

In den oberen zwei Graphiken der Abbildungen 6.31 und 6.32 sind die absolute Anzahl und die relative Anzahl der Ab- und Aufwindbereiche dargestellt. Darunter folgen die mittlere Dauer und mittlere Ausdehnung der Sektoren. Die Ergebnisse deuten ebenfalls auf eine gut durchmischte Grenzschicht hin. Bezüglich der Anzahl überragen außer in 975 m die Abwind- die Aufwindbereiche. Dennoch sind die Unterschiede zwischen den Sektoren in Bezug auf die Anzahl im Vergleich zu den anderen Tagen geringer. Die Ab- und Aufwindsektoren halten sich in ihrer Anzahl die Waage.

Die mittlere Dauer der Ab- und Aufwinde nimmt mit zunehmender Höhe ab. In den unteren Schichten treten noch Abwinde mit einer Dauer von im Mittel 95 s auf, während sie

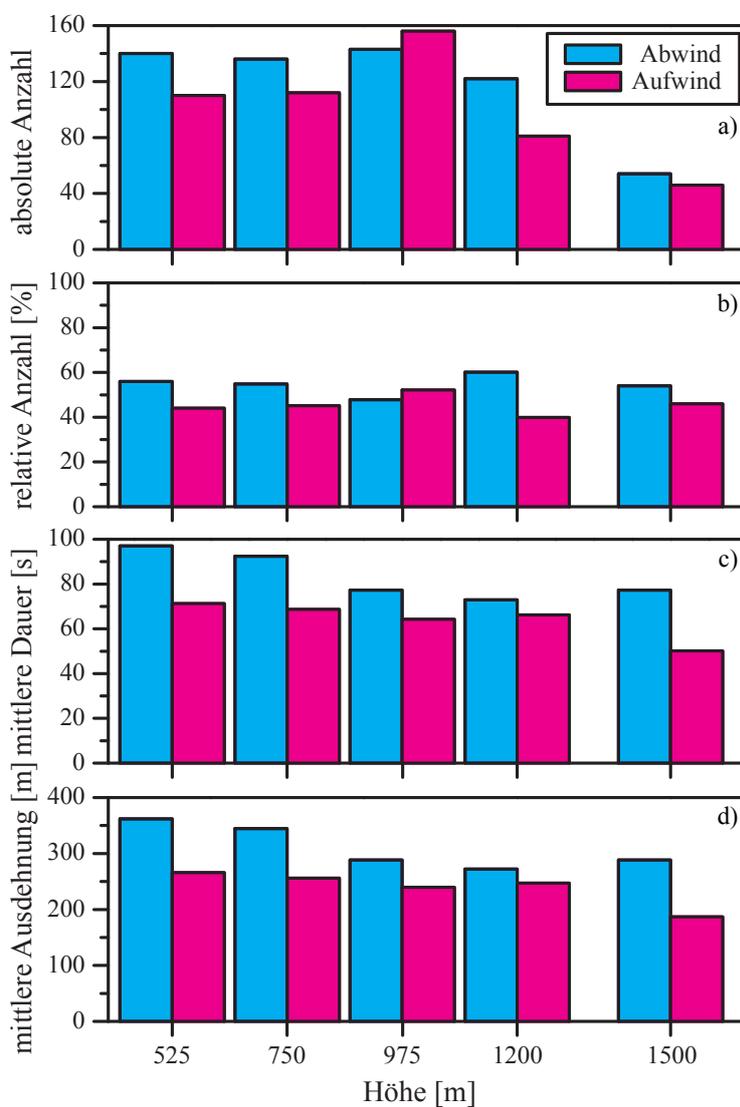


Abb. 6.31: a) Absolute Anzahl, b) relative Anzahl, c) mittlere Dauer und d) mittlere Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr.

in der Höhe nur noch zwischen 70 und 80 s betragen. Die Aufwinde weisen eine geringere Dauer auf. Auch diese verringert sich mit der Höhe. Bis 1200 m werden Aufwinde mit einer mittleren Dauer von 70 s ermittelt. In 1500 m dauern Aufwinde nur noch 50 s an.

Da aufgrund des Niederschlags in der Höhe die Analyse um 16:45 Uhr abgebrochen wurde, sind die zwei Analysezeiträume in etwa gleich lang, so dass Unterschiede in den Ergebnissen gering ausfallen. Zwischen 12 und 16:45 Uhr gibt es in den drei Höhen kaum

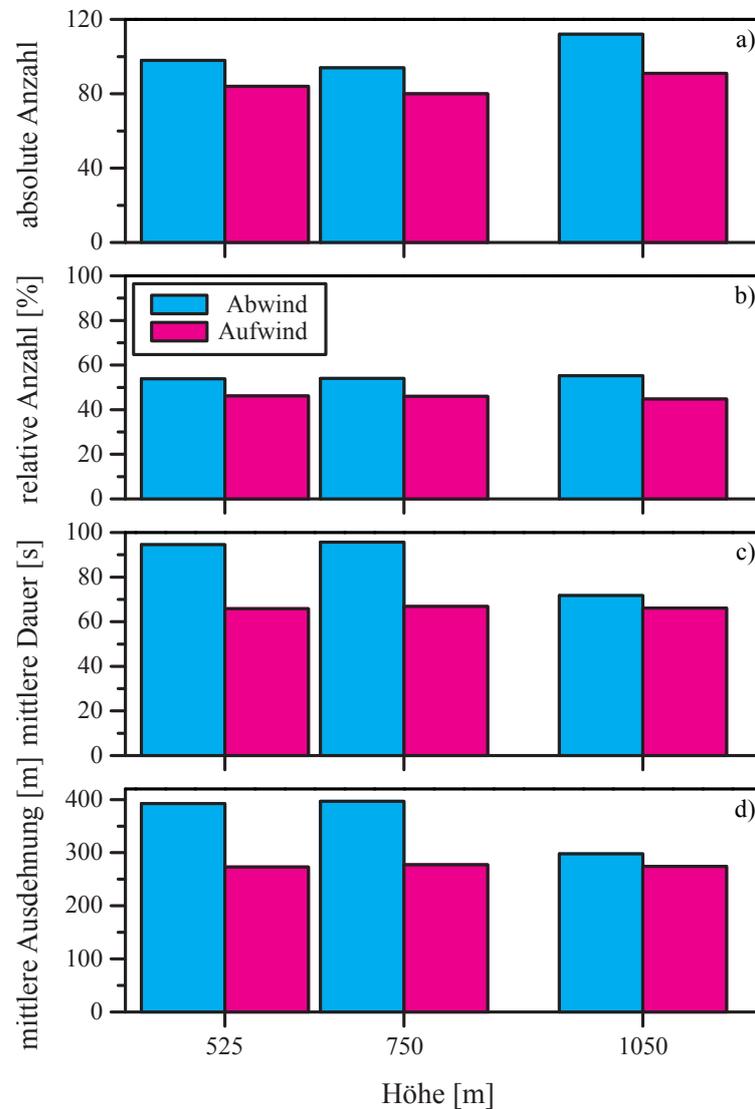


Abb. 6.32: a) Absolute Anzahl, b) relative Anzahl, c) mittlere Dauer und d) mittlere Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. April 2006, 12 bis 16:45 Uhr.

Unterschiede in der absoluten Anzahl der Ab- und Aufwindphasen. Es treten ebenfalls mehr Ab- als Aufwindsektoren auf. In 1050 m ist der Kontrast zwischen den beiden Bereichen etwas größer. Hinsichtlich der Dauer überragen Abwinde die Aufwinde und im Vergleich zum gesamten Messzeitraum treten kaum Unterschiede in der Länge der Sektoren auf. Die Gleichverteilung in der Anzahl und Dauer der Ab- und Aufwindsektoren macht die Durchmischung der Grenzschicht deutlich.

Die unteren Graphiken der Abbildungen 6.31 und 6.32 zeigen die mittlere Ausdehnung der Vertikalwindbereiche. Die über die Höhe gemittelte horizontale Windgeschwindigkeit lag bei 3.7 m/s für den gesamten Messzeitraum und zwischen 12 und 16:45 Uhr bei 4.2 m/s. Im Mittel waren Abwindbereiche im gesamten Messzeitraum 310 m und Aufwinde zwischen 190 und 270 m breit. Im fünfständigen Analysezeitraum ergeben sich etwas höhere Werte. Abwinde hatten im Mittel eine Ausdehnung von 360 m und Aufwinde von 280 m.

6.3 Vergleich der Ergebnisse des Zeitraums mit starker konvektiver Bewegung (12 bis 17 Uhr)

Im vorherigen Kapitel wurden drei recht unterschiedliche Grenzschichtentwicklungen diskutiert. Am 5. Mai wurde eine hochreichende Mischungsschicht mit kräftiger Durchmischung beobachtet. Thermische als auch mechanische Turbulenz bewirkten die vertikalen Bewegungen. Thermisch angeregte Turbulenz prägte die relativ schwache Entwicklung am 18. September. Am 5. April gab es thermisch sowie dynamisch angeregte Turbulenz und die Grenzschichtentwicklung wurde von starker Cumulusbildung begleitet. Im Folgenden wird der Zeitabschnitt starker konvektiver Bewegung (12 bis 17 Uhr) der drei Messtage miteinander verglichen.

Die Vertikalwindhistogramme sind am 5. April (Abb. 6.26) etwas schmaler als am 5. Mai (Abb. 6.7). Daraus lässt sich schlussfolgern, dass an Tagen mit einer gut durchmischten Grenzschicht aufgrund mechanischer Turbulenz flachgipfligere Verteilungen entstehen als an Tagen mit schwächerer dynamischer Turbulenz. Am 18. September traten spontan kurzlebige Aufwinde auf, aus denen spitzgipflige Verteilungen mit Nebenmaxima in den unteren Schichten resultieren (Abb. 6.16).

Die einstündigen Windmittel und -mediane der drei Tage (Abb. 6.9, 6.18 und 6.28) nehmen ähnliche Werte an. Diese liegen zwischen -0.8 und 0.4 m/s. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Schichten sind bis auf wenige Ausnahmen gering. In der Varianz spiegeln sich die turbulenten Bewegungen am besten wider. Die Werte liegen für den 5. Mai zwischen 0.8 und 2.3 m^2/s^2 und für den 18. September nur zwischen 0 und 1.2 m^2/s^2 . Der 5. April liegt mit Werten von 0.4 bis 1.4 m^2/s^2 zwischen diesen beiden Fällen mit kräftiger und eher schwacher Grenzschichtentwicklung. Dies zeigt deutlich, dass die vertikalen Windgeschwindigkeiten in einer gut durchmischten Grenzschicht mit dynamisch und thermisch bedingter Turbulenz (5. Mai) stärker variieren als an Tagen mit kräftiger Konvektion, aber schwacher windscherungsbedingter Turbulenz (18. September). Anhand der Abbildung 6.33 wird diese Aussage erneut bestätigt. Zu sehen sind jeweils über eine Stunde gleitend gemittelte Werte der Varianz. An der linken Ordinate ist die normierte Höhe aufgetragen. Hierbei wurde die Höhe auf die maximale Grenzschichthöhe der jeweiligen Tage normiert. Deutlich sind am 5. Mai und 5. April ab Beginn der Messungen die Bereiche mit Konvektion und mechanischer Turbulenz auszumachen (grün). Am 18. September setzt die Konvektion erst gegen 13:30 Uhr ein. Auch die Abnahme mit der Höhe ist deutlich sichtbar. Die hohe Varianz am 5. Mai zwischen 12:30 und 14 Uhr ist ebenfalls in der Zeitreihe (Abb. 6.3) er-

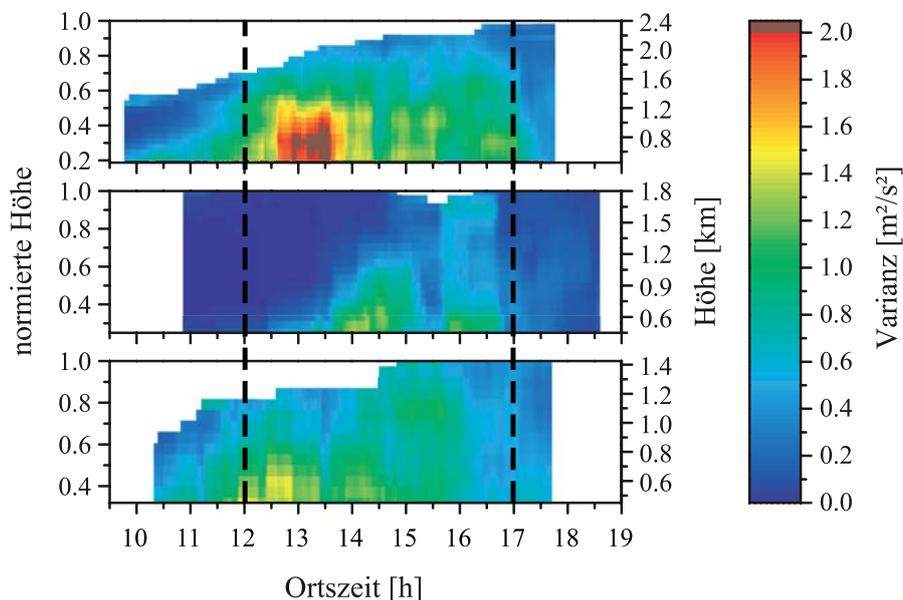


Abb. 6.33: Über eine Stunde gleitend gemittelte Varianz der Golden Days für den gesamten Messzeitraum, Höhenbereich: 450 m bis maximale Grenzschichthöhe, oben: 5. Mai 2006, Mitte: 18. September 2006, unten: 5. April 2006, schwarze Markierung: Zeitraum 12 bis 17 Uhr.

kennbar. Es treten Ab- und Aufwinde mit hohen Geschwindigkeiten im schnellen Wechsel auf, so dass daraus eine hohe Varianz resultiert. Ferner ist zu sehen, dass am 18. September die Varianz unterhalb der Wolke (16 Uhr) ähnliche hohe Werte annimmt wie in den unteren Höhengniveaus. Diese hohen Werte deuten auf den Sogeffekt unterhalb des Cumulus hin.

Die einstündigen Mittelwerte für die Schiefe liegen in den drei Höhen zwischen -0.6 und 1.1 und für die Wölbung zwischen -1.1 und 1.7 (Abb. 6.9, 6.18 und 6.28). Die Momente zeigen an den einzelnen Tagen vom Betrag her keine großen Unterschiede und sind größtenteils positiv. Die Vertikalwindverteilungen sind demzufolge vorwiegend rechtsschief und spitzgipflig. Aufgrund des negativen Mittelwerts gibt es somit mehr Ab- als Aufwinde, wobei die wenigen Aufwärtsbewegungen meist höhere Geschwindigkeiten erreichen.

Moeng und Rotunno [1990] und LeMone [1990] untersuchten die atmosphärische Grenzschicht hinsichtlich der Schiefe der Vertikalwindgeschwindigkeitsfelder numerisch und anhand von Messungen. Festgestellt wurde, dass die Schiefe in einer turbulenten Strömung einen Indikator für die Struktur einer Bewegung darstellt. Eine positive Schiefe geht mit en-

gen Aufwinden und breiten Abwinden einher. Analoges gilt für negative Schiefewerte. Hogan et al. [2008] griffen dies kürzlich in einer Arbeit auf, stellten Zusammenhänge zwischen Schiefe und Varianz und zum Ort des Antriebs her und wiesen nach, dass das Vorzeichen der Schiefe vom Ort des Antriebs der turbulenten Bewegungen abhängt. Werden Luftmassen vom erhitzten Boden her erwärmt, liegt eine positive Schiefe vor, so dass Aufwinde schmal und stark und Abwinde breit und schwach sind. In wolkenbedeckten Grenzschichten wird Turbulenz oft durch langwelligen Strahlungswärmeverlust an der Wolkenoberkante angetrieben, so dass von einer Art umgekehrter Version der von der Erdoberfläche angetriebenen Turbulenz gesprochen werden kann. In diesem Fall ist die Schiefe negativ und Abwinde sind schmaler und stärker als Aufwinde. Weiterhin wurden keine Unterschiede zwischen Tagen mit Cumulusbildung und Strahlungstagen ohne Bedeckung festgestellt.

Abbildung 6.34 zeigt jeweils über eine Stunde gleitend gemittelte Schiefewerte der drei untersuchten Tage. Die schwarze Markierung kennzeichnet den Analysezeitraum 12 bis

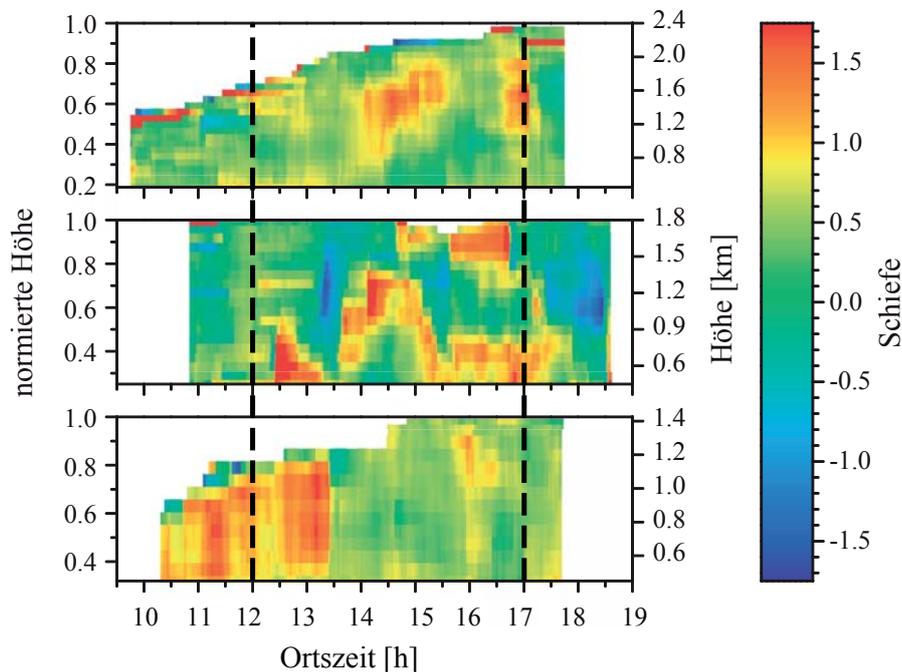


Abb. 6.34: Über eine Stunde gleitend gemittelte Schiefe der Golden Days für den gesamten Messzeitraum, Höhenbereich: 450 m bis maximale Grenzschichthöhe, oben: 5. Mai 2006, Mitte: 18. September 2006, unten: 5. April 2006, schwarze Markierung: Zeitraum 12 bis 17 Uhr.

17 Uhr. Am 5. Mai und 5. April ist die Schiefe relativ gleichverteilt, da Ab- und Aufwinde mit einer hohen Frequenz abwechselnd auftreten. Die Schiefewerte sind fast ausschließlich positiv oder schwanken um Null. Nur vereinzelt gibt es Bereiche mit negativer Schiefe. Weiterhin ist am 5. April eine abrupte Schiefeänderung kurz vor 13:30 Uhr zu erkennen, die mit einer rapiden Abnahme des Bedeckungsgrads und einer Abnahme der Aerosolkonzentration einhergeht.

Am 18. September ist die Verteilung aufgrund der starken Konvektion weniger konstant. Es dominieren Schiefewerte um Null, dennoch treten hohe positive Schiefewerte und vereinzelt hohe negative Werte auf. Auffällig ist die hohe positive Schiefe unterhalb der Wolke, die sich nach 16 Uhr gebildet hat. Die negativen Schiefewerte gegen 13:30 Uhr und nach 18 Uhr können anhand des Lidarprofils (Abb. 5.3) auf die starken Abwinde im Vergleich zu den sehr geringen Aufwinden zurückgeführt werden. Es kann bestätigt werden, dass sich an Strahlungstagen und an Tagen mit Cumulusbewölkung bei einem Turbulenzantrieb von der Erdoberfläche her positive Schiefewerte ergeben und es kaum einen Unterschied im Betrag der Schiefe gibt.

In Abbildung 6.35 sind die Varianz der Messdaten und die nach Gleichung (4.2) berechnete Varianz für die drei Tage vergleichend dargestellt. Die Mischungsschichthöhe z_i und die vertikale Geschwindigkeitsskala w_* sind ebenfalls eingetragen. Es ist ein Zusammenhang zwischen den Mischungsschichthöhen und vertikalen Geschwindigkeitsskalen zu erkennen. Steigt die Mischungsschichthöhe, steigt auch die Geschwindigkeitsskala. Eine hochreichen-

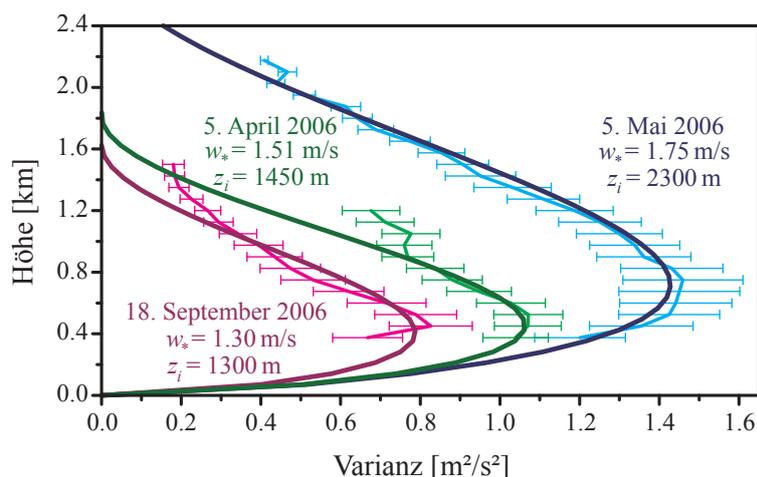


Abb. 6.35: Varianz der Messdaten (hell) und nach Gleichung (4.2) berechnete Varianz (dunkel) der drei Messtage, 12 bis 17 Uhr.

de Mischungsschicht spricht für ausgeprägte turbulente Bewegungen. Am 5. Mai war die Grenzschicht gut durchmischt, es gab kräftige Aufheizung am Boden und thermisch sowie durch den mäßigen Horizontalwind mechanisch angetriebene Turbulenz. Die Geschwindigkeitsskala spiegelt kräftige, hochreichende Vertikalbewegungen wider. Der 18. September hingegen war konvektiv bestimmt. Es gab ebenfalls kräftige Erwärmung am Erdboden, jedoch erreichten Turbulenzballen nur geringe Höhen, wie es die vertikale Geschwindigkeitsskala und auch das Lidarprofil (Abb. 5.3) bestätigen. Der 5. April liegt mit den beiden Werten zwischen den anderen Tagen. Der Boden konnte sich trotz der vorherrschenden Cumulusbewölkung in Wolkenlücken so stark aufheizen, dass Thermalen große Höhen erreichten und die Geschwindigkeitsskala, die ein Maß für konvektive Turbulenz darstellt, demzufolge einen recht hohen Wert annimmt.

Deardorff [1970] fand mittels eines dreidimensionalen numerischen Modells der instabilen planetaren Grenzschicht heraus, dass turbulente Geschwindigkeitsschwankungen von der Größenordnung der konvektiven Geschwindigkeit w_* sind. Mit Hilfe des Verhältnisses der maximalen Standardabweichung $(\sigma_w)_{max}$ zur vertikalen Geschwindigkeitsskala w_* demonstrierte er die Allgemeingültigkeit der Skala, hergeleitet aus einem numerischen Modell und aus Flugzeugmessungen für die instabile atmosphärische Grenzschicht sowie anhand von Beobachtungen für turbulente Rayleigh-Konvektion. Um den Wert des Modells zu überprüfen, wurden Flugzeugmessungen und Messungen anderer Wissenschaftler [Lenschow, 1970; Lenschow und Johnson, 1968; Telford und Warner, 1964] in Bezug auf Werte für die vertikale Geschwindigkeitsskala und maximale Varianz ausgewertet. Deardorffs Ergebnisse gelten für zwei Größenordnungen der thermischen Instabilität, zum Einen bei einem Verhältnis von $-z_i/L = 4.5$ und zum Anderen bei $-z_i/L = 45$. Hierbei ist L die Monin-Obukhov-Länge. Tabelle 6.1 zeigt die Resultate.

Es wird mit dem Modell ein Verhältnis von 0.61 ± 0.02 m/s und mit den Flugzeugmessungen von 0.65 ± 0.06 m/s erreicht. Auffällig ist der Unterschied der Werte des Mo-

Tab. 6.1: Verhältnis der maximalen Standardabweichung zur vertikalen Geschwindigkeitsskala anhand eines numerischen Modells und von Messungen [Deardorff, 1970].

	$(\sigma_w)_{max} / w_*$
Modell	0.61 ± 0.02
Flugzeugmessungen	0.65 ± 0.06
turbulente Rayleigh-Konvektion	0.90 ± 0.05

dells und der Messungen zum Verhältnis für die turbulente Rayleigh-Konvektion, welches 0.90 ± 0.05 m/s beträgt. Rayleigh-Konvektion findet zwischen horizontalen Platten statt und es wird eine Schubspannungsgeschwindigkeit u_* von Null vorausgesetzt. Das Verhältnis von $-z_i/L$ wird als unendlich groß betrachtet. Das heißt, L wird als sehr klein angenommen. Der Parameter z_i ist hierbei der Abstand zwischen den Platten.

Bei den Messungen mit dem Windlidar ergeben sich für das Verhältnis die in Tabelle 6.2 angegebenen Ergebnisse. Das Verhältnis ist trotz der unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen an den drei Tagen praktisch gleich. Dies bestätigt die Annahme von Deardorff, dass die vertikale Geschwindigkeitsskala allgemeingültig ist. Im Vergleich zu den Angaben von Deardorff fällt auf, dass die Werte innerhalb der Fehlergrenzen besser mit den Flugzeugmessungen übereinstimmen. Ein Grund für die geringen Unterschiede könnte die Art der Schichtung sein. Deardorff hat die Berechnungen unter dem Gesichtspunkt einer *instabilen* planetaren Grenzschicht vorgenommen. Anhand der Temperaturgradienten wurde für die Atmosphäre an den Golden Days hingegen eine leicht *stabile* bis leicht instabile Schichtung bestimmt.

Tab. 6.2: Verhältnis der maximalen Standardabweichung zur vertikalen Geschwindigkeitsskala der Vertikalwinddaten am 5. Mai, 18. September und 5. April 2006.

	$(\sigma_w)_{max} / w_*$
5. Mai 2006	0.69 ± 0.09
18. September 2006	0.70 ± 0.08
5. April 2006	0.69 ± 0.06

Abbildung 6.36 zeigt die Verteilungen der mittleren Vertikalwindgeschwindigkeiten der gesamten Ab- und Aufwindphasen im Zeitraum 12 bis 17 Uhr. Es sind an den drei Tagen eindeutig mehr Abwindsektoren zu erkennen, welche eine mittlere Vertikalwindgeschwindigkeit von 0 bis zirka -2.2 m/s aufweisen. Obwohl weniger Aufwindphasen zu beobachten sind, treten vermehrt höhere Geschwindigkeiten mit Werten bis 2.8 m/s auf. Dies spiegelt die Rechtsschiefe der Verteilungen wider. Weiterhin fällt auf, dass die Maxima der Vertikalwindphasen am stark thermisch sowie dynamisch geprägten 5. Mai bei höheren Beträgen der Geschwindigkeiten liegen als am vorwiegend durch thermische Turbulenz beeinflussten 18. September. Die Ergebnisse für den 5. April ähneln wiederum denen des 5. Mai, jedoch verlagern sich die Maxima der Verteilungen ebenfalls in Richtung geringerer Geschwindigkeitsbeträge.

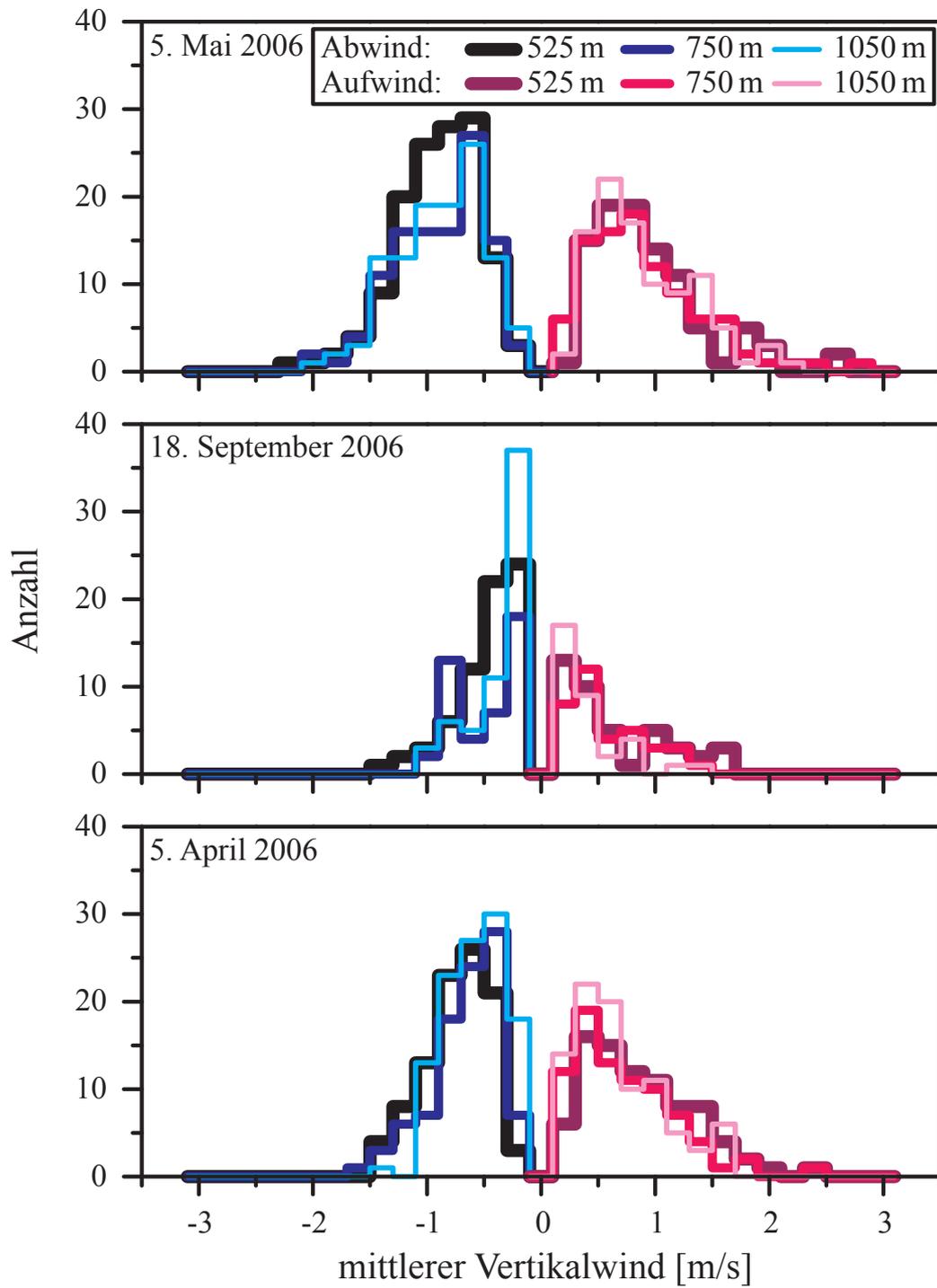


Abb. 6.36: Histogramme der mittleren Vertikalwindgeschwindigkeit pro Ab- und Aufwindbereich in 525, 750 und 1050 m, 12 bis 17 Uhr.

Die Abbildungen 6.37 und 6.38 illustrieren Korrelationen der Vertikalwindgeschwindigkeiten der Ab- und Aufwindsektoren und der Dauer sowie der Ausdehnung dieser. Die Vertikalwindgeschwindigkeit der Ab- und Aufwindbereiche setzt sich aus der Mittelung der

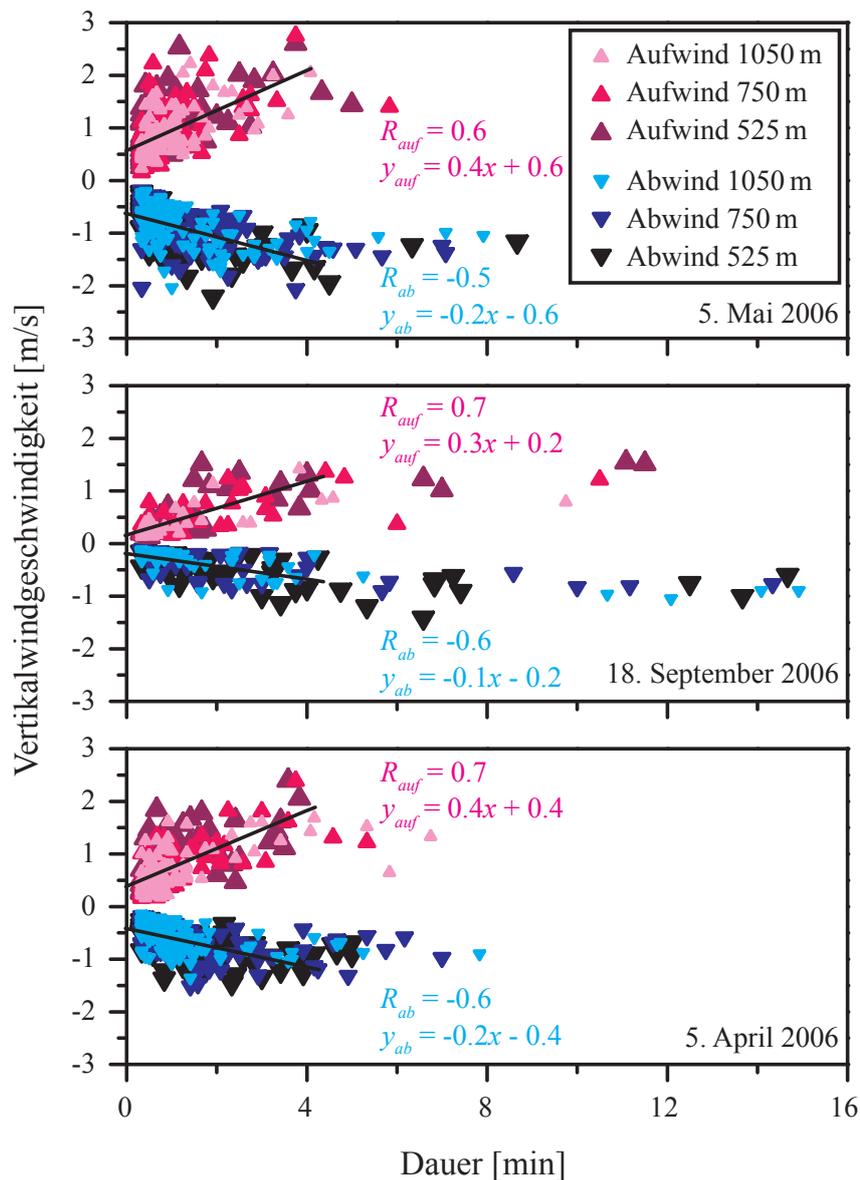


Abb. 6.37: Korrelation von Vertikalwindgeschwindigkeit und Dauer pro Ab- und Aufwindbereich in 525, 750 und 1050 m, 12 bis 17 Uhr, schwarz: Lineare Regression. Am 18. September traten sehr wenige Abwinde mit Dauern größer als 16 min auf, welche in dieser Abbildung nicht gezeigt sind.

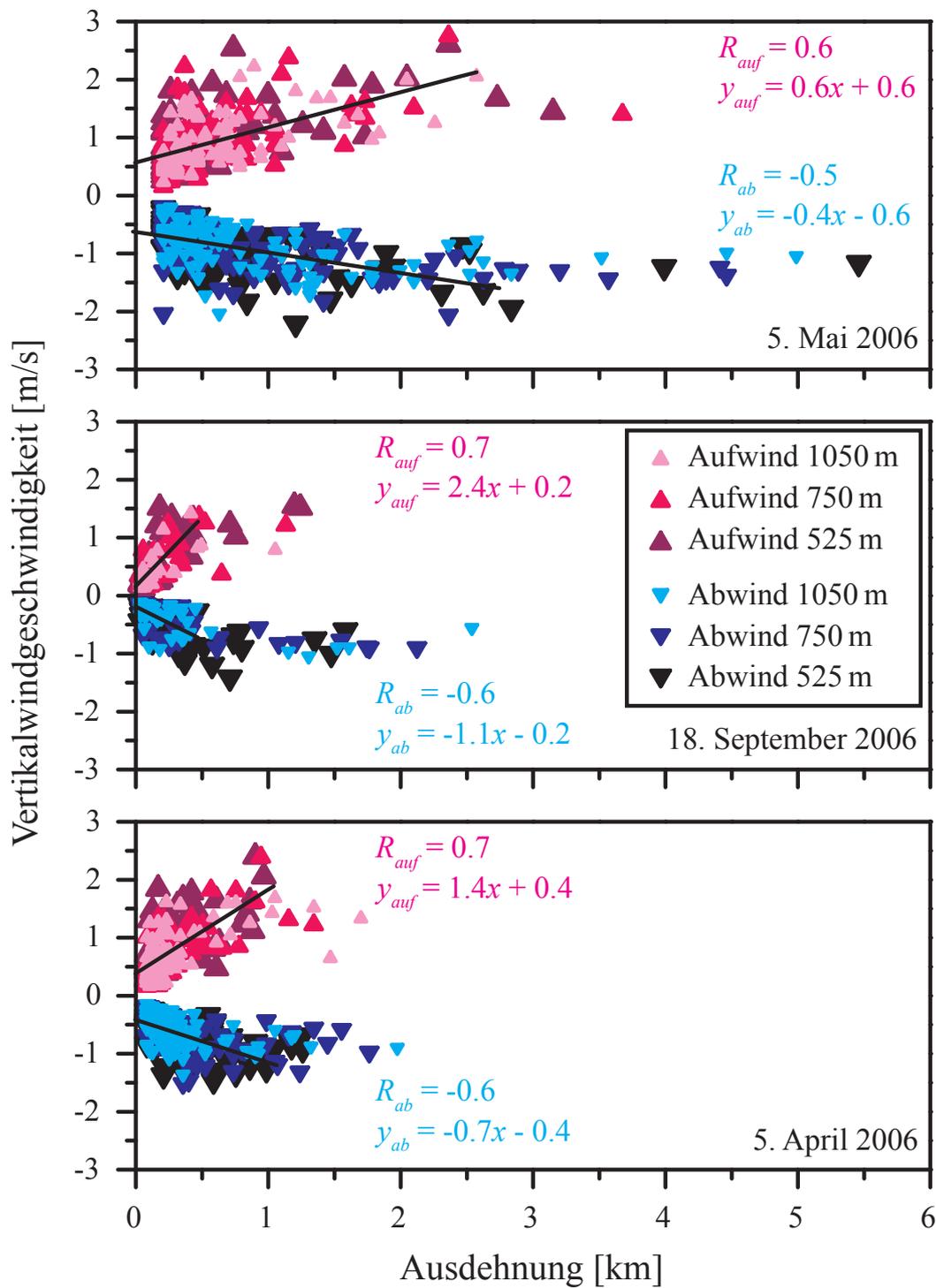


Abb. 6.38: Korrelation von Vertikalwindgeschwindigkeit und Ausdehnung pro Ab- und Aufwindbereich in 525, 750 und 1050 m, 12 bis 17 Uhr, schwarz: Lineare Regression.

Geschwindigkeiten in diesen Bereichen zusammen. Die meisten Ab- und Aufwinde haben eine Dauer von bis zu vier Minuten. Hier wird vermutet, dass die Daten im Bereich bis zu vier Minuten einen linearen Zusammenhang aufweisen. Somit wurde auf diese Daten eine lineare Regression

$$y = \alpha x + \beta \quad (6.1)$$

angewendet. Die Variablen α und β sind hierbei die Steigung und der Schnittpunkt der Geraden mit der Ordinate. Variable x entspricht im vorliegenden Fall der Dauer beziehungsweise der Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche. Dem Funktionswert y ist die Vertikalwindgeschwindigkeit der Sektoren zuzuordnen. Aus der linearen Regression ergibt sich ein Korrelationskoeffizient R , welcher angibt, in wie fern eine lineare Abhängigkeit zwischen x und y besteht. Der Korrelationskoeffizient kann Werte von -1 bis 1 annehmen. Für $R = 0$ liegt keine lineare Abhängigkeit vor. Ein Korrelationskoeffizient nahe ± 1 weist auf einen linearen Zusammenhang positiver beziehungsweise negativer Steigung hin [Sachs, 1992]. Für den Zusammenhang der Vertikalwindgeschwindigkeit zur Dauer beziehungsweise zur Ausdehnung ergeben sich die in Tabelle 6.3 angegebenen Werte für den Korrelationskoeffizienten R und die jeweiligen Regressionsgleichungen.

Tab. 6.3: Korrelationskoeffizienten und Regressionsgleichungen für die Korrelation der Vertikalwindgeschwindigkeit mit der Dauer und Ausdehnung der Ab- und Aufwindgebiete.

	Dauer			
	Abwind		Aufwind	
Tag	R	Regressionsgleichung	R	Regressionsgleichung
5. Mai 2006	$R = -0.5$	$y = -0.2x - 0.6$	$R = 0.6$	$y = 0.4x + 0.6$
18. September 2006	$R = -0.6$	$y = -0.1x - 0.2$	$R = 0.7$	$y = 0.3x + 0.2$
5. April 2006	$R = -0.6$	$y = -0.2x - 0.4$	$R = 0.7$	$y = 0.4x + 0.4$
	Ausdehnung			
	Abwind		Aufwind	
Tag	R	Regressionsgleichung	R	Regressionsgleichung
5. Mai 2006	$R = -0.5$	$y = -0.4x - 0.6$	$R = 0.6$	$y = 0.6x + 0.6$
18. September 2006	$R = -0.6$	$y = -1.1x - 0.2$	$R = 0.7$	$y = 2.4x + 0.2$
5. April 2006	$R = -0.6$	$y = -0.7x - 0.4$	$R = 0.7$	$y = 1.4x + 0.4$

Anhand der Korrelationskoeffizienten ist erkennbar, dass nur 25 bis 50% (Bestimmtheitsmaß R^2 [Sachs, 1992]) der Streuung durch einen linearen Zusammenhang beschrieben werden können. Weitere Schlussfolgerungen können nicht gezogen werden, da atmosphärische Bedingungen, wie Stabilität der Schichtung, Feuchte und Temperatur, eine Rolle spielen, die in dieser Diskussion nicht einbezogen sind.

Es ist ein spezifischer Unterschied zwischen den drei Tagen erkennbar. In Abbildung 6.37 ist die Schere zwischen den Ab- und Aufwindbereichen am 5. Mai weit geöffnet. Es herrschten vorwiegend Ab- und Aufwinde mit einer hohen Geschwindigkeit, aber einer geringen Dauer vor. Am 5. April wurden ähnliche Ergebnisse ermittelt. Es sind vergleichbar hohe Geschwindigkeiten der Aufwindbereiche wie am 5. Mai verzeichnet, jedoch beschränkten sich die Abwindsektoren auf Geschwindigkeiten von bis zu -1.6 m/s. Die Ab- und Aufwindphasen ähneln sich hinsichtlich der Dauer bis auf einige Ausnahmen. Am 18. September hingegen waren weniger hohe Geschwindigkeiten, jedoch wesentlich längere Ab- und Aufwindphasen zu beobachten. Vereinzelt traten Abwindgebiete mit einer Dauer von bis zu 24 min auf, während die Abwindphasen an den zwei Frühlingstagen nur eine maximale Dauer von etwa zehn Minuten erreichten.

Aufgrund der hohen Horizontalwindgeschwindigkeit am 5. Mai von 10.5 m/s ergaben sich im Vergleich zu den anderen beiden Tagen, wie in Abbildung 6.38 zu erkennen, wesentlich breitere Ab- und Aufwindgebiete. Hier ist die Schere zwischen den Ab- und Aufwindsektoren am 5. Mai enger, während sie am 18. September weit geöffnet ist. Am 5. Mai traten Abwinde mit einer Breite von bis zu 5.5 km auf. Aufwindschläuche waren maximal 3.7 km breit. Am 18. September sowie 5. April war die Horizontalwindgeschwindigkeit um die Hälfte geringer. So nahmen die Ab- und Aufwindsektoren eine maximale Breite von 2.5 und 1.7 km an.

Bei der Analyse der Anzahl und Dauer der Ab- und Aufwindsektoren (Abb. 6.12, 6.22 und 6.32) tritt die Gemeinsamkeit auf, dass an den drei Tagen die Anzahl der Abwinde die der Aufwinde überwiegt. Die Anzahl und die horizontale Breite der Ab- und Aufwindbereiche hängen dabei von den spezifischen atmosphärischen Bedingungen Horizontalwind, vertikaler Temperaturgradient und Bedeckungsgrad ab. Es stellt sich heraus, dass am durch mechanische und thermische Turbulenz geprägten 5. Mai viele Ab- und Aufwinde auftreten, deren Dauer gering ausfällt, aber deren horizontale Erstreckung aufgrund des mäßigen Horizontalwinds relativ hoch liegt, während am konvektiv geprägten 18. September der Anzahl nach weniger Ab- und Aufwinde auftreten, welche aber in ihrer Dauer wesentlich länger beziehungsweise in ihrer horizontalen Ausdehnung kürzer sind. An dem durch Cumulus-

konvektion geprägten 5. April hingegen halten sich Ab- und Aufwinde hinsichtlich ihrer Anzahl und Dauer in etwa die Waage.

Tabelle 6.4 zeigt zusammenfassend die über die drei untersuchten Höhen gemittelte Anzahl, Dauer und Ausdehnung der Ab- und Aufwindabschnitte. Die Werte für den 5. Mai und 5. April weichen nur in geringem Maße voneinander ab. Nur im Vergleich zum 18. September ist ein deutlicher Unterschied zu erkennen. An den Frühlingstagen sind mehr Ab-

Tab. 6.4: Anzahl, Dauer und Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Golden Days für je 5 Stunden Messdauer über alle Höhen gemittelt.

Tag	Abwind			Turbulenzverhalten & Merkmale
	Anzahl	Dauer [s]	Ausdehnung [m]	
5. Mai 2006	120 ± 14	80 ± 9	839 ± 97	thermisch und mechanisch wolkenlos hor. Wind: 10.5 m/s
18. September 2006	59 ± 13	170 ± 43	304 ± 77	thermisch wolkenlos bis 16 Uhr hor. Wind: 1.8 m/s
5. April 2006	101 ± 9	87 ± 13	362 ± 57	thermisch und mechanisch Cumulusbildung hor. Wind: 4.2 m/s
Tag	Aufwind			Turbulenzverhalten & Merkmale
	Anzahl	Dauer [s]	Ausdehnung [m]	
5. Mai 2006	95 ± 2	57 ± 3	594 ± 28	thermisch und mechanisch wolkenlos hor. Wind: 10.5 m/s
18. September 2006	37 ± 4	111 ± 22	199 ± 39	thermisch wolkenlos bis 16 Uhr hor. Wind: 1.8 m/s
5. April 2006	85 ± 6	66 ± 1	275 ± 2	thermisch und mechanisch Cumulusbildung hor. Wind: 4.2 m/s

und Aufwindbereiche mit einer geringeren Dauer verzeichnet. Die mittlere Ausdehnung ist am 5. Mai aufgrund der hohen horizontalen Windgeschwindigkeit von 10.5 m/s am größten, obwohl die Dauer am geringsten ist. Infolge der wesentlich geringeren horizontalen Windgeschwindigkeit am 18. September beträgt die mittlere räumliche Ausdehnung ebenfalls nur 199 ± 39 beziehungsweise 304 ± 76 m für die Auf- beziehungsweise Abwindsektoren. Die Werte für den 5. April liegen wiederum zwischen den beiden Fällen mit kräftiger thermischer und mechanischer sowie nahezu ausschließlich thermisch bedingter Turbulenz.

Auch in Bezug auf die *maximale* Dauer überragen die Abwind- die Aufwindphasen. In Abbildung 6.39 sticht deutlich hervor, dass die längsten Ab- und Aufwindabschnitte am 18. September auftreten. In 1050 m erreichen die Abwindsektoren eine maximale Dauer von 24 min. Die längsten Aufwindphasen sind um die Hälfte kürzer und weisen eine Dauer von nur 12 min auf. Für den 5. Mai und 5. April ähneln sich die Werte. Die Ab- beziehungsweise Aufwindabschnitte haben im Vergleich zum 18. September nur eine maximale Dauer von 6 bis 9 min.

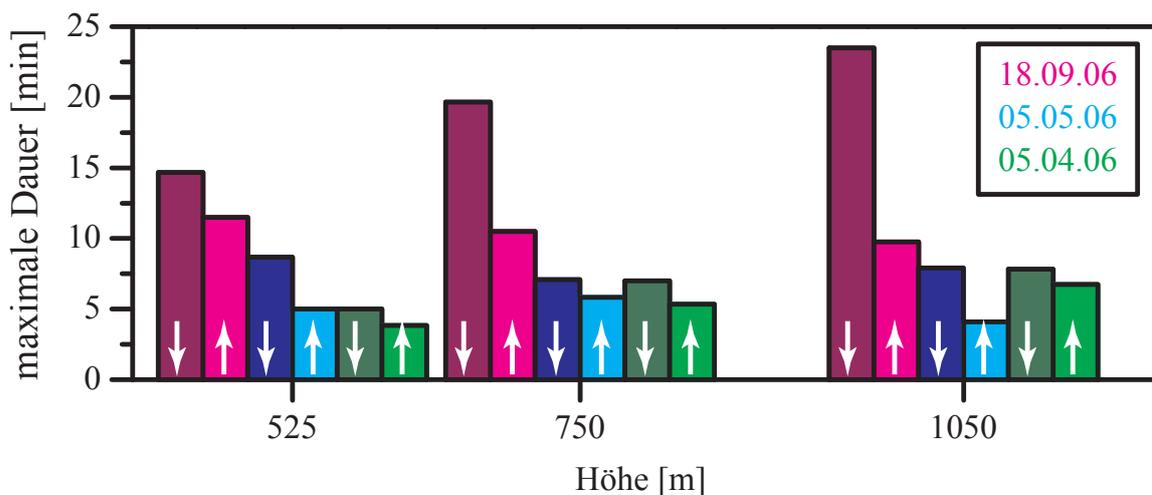


Abb. 6.39: Maximale Dauer der Ab- und Aufwindbereiche an den Golden Days, 12 bis 17 Uhr, dunkel: Abwinde, hell: Aufwinde.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Ausblick

Im Jahr 2006 wurden am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung in Leipzig/Deutschland innerhalb einer Intensivmessphase von März bis Oktober quasi-kontinuierliche Messungen mit einem Doppler-Windlidar durchgeführt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die aufgezeichneten Vertikalwinddaten hinsichtlich der Charakterisierung des Turbulenzverhaltens in der atmosphärischen Grenzschicht analysiert. Um die Ab- und Aufwindcharakteristik für verschiedene Grenzschichtentwicklungen zu beschreiben, wurden mit Hilfe der Lidarprofile drei Tage mit unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen bestimmt. Ausgewählt wurden der 5. Mai, 18. September und 5. April 2006.

Der 5. Mai war ein durch thermisch sowie dynamisch angetriebene Turbulenz geprägter Strahlungstag, während am 18. September konvektive Vertikalbewegung vorherrschend war und mechanische Turbulenz nur eine untergeordnete Rolle spielte. Auch zogen im letzten Drittel des Messzeitraums Wolken heran. Der 5. April spiegelte einen typischen Grenzschichttag mit Cumulusbildung wider, an dem thermische und scherungsbedingte Turbulenzbewegungen existierten. An den drei Tagen lag eine leicht stabile bis leicht instabile Schichtung der Atmosphäre vor. Eine typische Grenzschichtentwicklung war besonders am 5. Mai und 5. April zu beobachten.

Die Datenanalyse wurde unter der Annahme durchgeführt, dass unterschiedliche atmosphärische Bedingungen zu kontrastreichen Ergebnissen führen, welche jene Bedingungen widerspiegeln. So war anhand statistischer Mittel eine Bewertung der Turbulenzcharakteristik möglich. Die zentralen Momente Mittelwert/Median, Varianz, Schiefe und Wölbung gaben Aufschluss über die Verteilungen der Vertikalwinddaten. Es wurden ferner die einzelnen Ab- und Aufwindschläuche auf ihre Anzahl, Dauer und Ausdehnung hin untersucht.

Hinsichtlich der Verteilung von Vertikalwinddaten wird vermutet, dass Ab- sowie Auf-

winde über einen langen Zeitraum betrachtet im Mittel gleichverteilt auftreten und somit eine Geschwindigkeit von 0 m/s aufweisen. Aus der Analyse ergaben sich jedoch durchgehend negative Windmittel von zirka -0.1 bis -0.2 m/s. Offenbar werden häufiger Abwinde detektiert als Aufwinde. Abwindbereiche weisen im Mittel eine größere räumliche Ausdehnung auf als Aufwindschläuche. Daher wird angenommen, dass das Windlidar mit größerer Wahrscheinlichkeit breite Abwindbereiche erfasst als dünne Aufwindschläuche.

In Bezug auf die Varianz wurde die erwartete Abnahme mit der Höhe in den drei Fällen nachgewiesen. Auch der Vergleich mit der berechneten vertikalen Geschwindigkeitsskala w_* [Lenschow et al., 1980] zeigte eine gute Übereinstimmung. Obwohl w_* als Maß für *freie* Konvektion angenommen wird [Stull, 1988], zeigen die vorliegenden Fälle eher eine Abhängigkeit von konvektiv *und* dynamisch angeregter Turbulenz. So lag die vertikale Geschwindigkeitsskala an Tagen, an denen ausschließlich konvektive Turbulenz vorherrschend war (18. September), bei geringeren Werten als an Tagen, an denen zusätzlich und durchaus dominierend dynamische Turbulenz auftrat (5. Mai). Gleichwohl lagen die Werte für w_* immer im von Stull [1988] angegebenen Bereich zwischen 1 und 2 m/s.

Die Bestimmung der Grenzschichthöhe ist auf unterschiedliche Weise möglich. Fernerkundungsgeräte wie Lidar und Radar oder In-situ-Messungen können angewandt werden [Kaimal et al., 1982; Bianco und Wilczak, 2002; Baars, 2007]. In der vorliegenden Arbeit wurde die mittlere Grenzschichthöhe aus der Varianz der Vertikalwindgeschwindigkeiten unter Anwendung der Gleichung (4.2) ermittelt, welche Lenschow et al. [1980] empirisch aus Profilen der Vertikalwindvarianz approximierten. Ein Vergleich mit den Lidarprofilen (Abb. 5.2 bis 5.4) zeigte eine gute Übereinstimmung der Werte.

Schiefe und Wölbung sind Maßzahlen, welche einen Vergleich zur Gaußschen Normalverteilung ermöglichen. Die Werte dieser zwei Momente waren meist positiv, die Verteilungen demzufolge rechtsschief und spitzgipflig. Dies bedeutet, dass Abwindabschnitte zwar häufiger auftraten, aber im Vergleich zu den Aufwindperioden schwächer waren. Weiterhin war der Anteil der Aufwindabschnitte mit hohen Geschwindigkeiten größer als der der Abwindsektoren, so dass der rechte Ast der Verteilungen länger war als der linke. Zudem ereigneten sich die geschwindigkeitsstarken Perioden in Spitzen.

Ausführliche Untersuchungen zur absoluten Anzahl, mittleren Dauer und mittleren räumlichen Ausdehnung von Ab- und Aufwindgebieten in der Grenzschicht liegen bisher in der Literatur nicht vor, so dass die Analyse hinsichtlich dieser Größen besonders interessante Resultate lieferte. So war eindeutig ein Zusammenhang zu den atmosphärischen Bedingungen Bedeckungsgrad, Stabilität der Schichtung und Horizontalwindgeschwindigkeit festzu-

stellen. An Tagen mit geringer mechanischer Turbulenz (18. September) wurden weniger häufig Ab- und Aufwindgebiete nachgewiesen (96 ± 15). Gleichwohl währten diese im Mittel umso länger. Abwinde wiesen eine mittlere Dauer von 170 ± 43 s und Aufwinde von 111 ± 22 s auf. Aufgrund der geringen mittleren Horizontalwindgeschwindigkeit (1.8 m/s) war die mittlere räumliche Ausdehnung der Ab- und Aufwindgebiete mit 304 ± 76 m beziehungsweise 199 ± 39 m jedoch vergleichsweise gering.

Im Kontrast hierzu wiesen die häufig auftretenden vertikalen Bewegungen (216 ± 18) an Tagen mit einer hohen dynamischen Aktivität (5. Mai) eine besonders kurze mittlere Dauer auf. Abwinde waren im Mittel 80 ± 9 s, Aufwinde 57 ± 3 s lang. Infolge des starken Horizontalwinds (10.5 m/s) wurde eine hohe mittlere Ausdehnung in der Horizontalen erreicht. So waren Abwindbereiche im Mittel 839 ± 97 m und die Aufwindsektoren 594 ± 28 m breit. Darüber hinaus kristallisierte sich ein Unterschied zwischen den Ab- und Aufwindgebieten heraus. Meist überragten Anzahl und mittlere Dauer sowie mittlere Ausdehnung der Abwindbereiche die der Aufwindbereiche in allen Höhen.

Die gezeigten Ergebnisse bestätigen die Vermutung, dass turbulente Bewegungen in der Grenzschicht eine unterschiedliche Struktur aufweisen, wenn abweichende atmosphärische Bedingungen zu Grunde liegen. Die hier vorgestellte Analyse von Vertikalwinddaten berücksichtigt bisher nur unterschiedliche Witterungsbedingungen. Für eine weitergehende Forschung bezüglich der Turbulenzcharakteristik könnte beispielsweise die Orografie von Interesse sein. So wird in Tälern von Gebirgen oder in der marinen Grenzschicht auf Inselgruppen eine zu den hier gezeigten Resultaten abweichende Charakteristik vermutet. Im Rahmen der Messkampagnen *COPS* (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) und *SAMUM II* (Saharan Mineral Dust Experiment II), welche im Schwarzwald und auf den Kapverden stattfanden, wurden ebenfalls Vertikalwinddaten mit dem Windlidar des IfT aufgezeichnet. Es ist geplant, diese hinsichtlich der Turbulenz in der Grenzschicht mit besonderem Blick auf die Orografie auszuwerten. Die vorliegende Arbeit lieferte für die weiteren Analysen eine Grundlage.

Anhang A

Abkürzungsverzeichnis

ACTOS	Airborne Cloud Turbulence Observation System
AGS	Atmosphärische Grenzschicht
AOM	akusto-optischer Modulator
CAT	clear air turbulence
COPS	Convective and Orographically-induced Precipitation Study
EARLINET	European Aerosol Research Lidar Network
FA	freie Atmosphäre
FFT	Fast-Fourier-Transformation
GFS	Global Forecast System
IfT	Leibniz-Institut für Troposphärenforschung
Lidar	Light Detection and Ranging
MCC	Mesoscale Convective Complex
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NaN	not a number
NERC	Natural Environment Research Council
NGS	nächtliche stabile Grenzschicht
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NV	Gaußsche Normalverteilung
OI	optischer Isolator

PM	Phasenmodulator
PZT	Piezo-Elektrischer Translator
Radar	Radio Detection and Ranging
SAMUM II	Saharan Mineral Dust Experiment II
Sodar	Sonic Detection and Ranging
TKE	turbulente kinetische Energie
UTC	Universal Time Coordinated
WiLi	Windlidar des Instituts für Troposphärenforschung e.V.

Anhang B

Symbolverzeichnis

a	Wert der $\left(\frac{N}{2} + \frac{\sqrt{3N}}{2}\right)$ ten Beobachtung aufsteigend geordneter Daten
α	Steigung (lineare Regression)
b	Wert der $\left(\frac{N}{2} - \frac{\sqrt{3N}}{2}\right)$ ten Beobachtung aufsteigend geordneter Daten
β	Schnittpunkt mit Ordinate (lineare Regression)
c_0	Lichtgeschwindigkeit
δ_S	Wurzel aus Fehlervarianz der Schiefe
δ_{sys}	systematischer Fehler
δ_V	Wurzel aus Fehlervarianz der Varianz
δ_W	Wurzel aus Fehlervarianz der Wölbung
$\delta_{\bar{x}}$	Standardfehler des Mittelwerts
$\delta_{\tilde{x}}$	Standardfehler des Medians
$d\bar{e}/dt$	zeitliche Änderung der TKE
$\partial\bar{e}/\partial t$	lokale zeitliche Ableitung der TKE
\bar{e}	turbulente kinetische Energie pro Masseneinheit
ε	Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie
E_L	Feldstärke der Referenzlaserstrahlung
E_r	Feldstärke des rückgestreuten Lichts
g	Schwerebeschleunigung
L	Monin-Obukhov-Länge

λ	Wellenlänge
m	Masseneinheit
N	Datenanzahl
ν_0	Frequenz des Lichts
ν_{atm}	Frequenz des rückgestreuten Lichts
ν_{ges}	Frequenz des ausgesendeten Lichts
ν_{max}	maximale Frequenz
ν_{Nq}	Nyquist-Frequenz
$\Delta\nu_D$	Dopplerverschiebung, Frequenzunterschied aus Dopplerfrequenz
$\Delta\nu_i$	Frequenzverschiebung für in die Atmosphäre gesendeten Laserpuls
$\Delta\nu_{rel}$	relative Frequenzverschiebung
I	Intensität
p	Luftdruck
p_0	Luftdruck am Boden
ρ	Dichte
R	Korrelationskoeffizient
R^2	Bestimmtheitsmaß
R_{ww}	Autokorrelationsfunktion der Zeitreihe der Vertikalwinddaten
Ri	Gradient-Richardsonzahl
Ri_c	kritische Richardsonzahl
S	Schiefe
σ	Standardabweichung
$(\sigma_w)_{max}$	maximale Standardabweichung des Vertikalwinds
σ^2	Varianz
$\sigma_{V'}^2$	Varianz des turbulenten Anteils der Geschwindigkeitskomponenten
T	Temperatur
t	Mittelungszeit
Δt	zeitlichen Auflösung der Lidardaten
τ	integrale Skala

Θ	potentielle Temperatur
Θ_v	virtuelle potentielle Temperatur
Θ'_v	turbulenter Anteil der virtuellen potentiellen Temperatur
$\overline{\Theta}_v$	mittlere virtuelle potentielle Temperatur
u	zonale Geschwindigkeitskomponente
u'	turbulenter Anteil der zonalen Geschwindigkeitskomponente
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit
v	meridionale Geschwindigkeitskomponente
v'	turbulenter Anteil der meridionalen Geschwindigkeitskomponente
V	Windgeschwindigkeit
\overline{V}	mittlerer Anteil der Windgeschwindigkeit
V'	turbulenter Anteil der Windgeschwindigkeit
W	Wölbung
w	vertikale Geschwindigkeitskomponente
w'	turbulenter Anteil der vertikalen Geschwindigkeitskomponente
w_n	Vertikalwind zum Zeitpunkt n
$\overline{w'^2}$	mittlere Vertikalwindvarianz
w_*	vertikale Geschwindigkeitsskala
x	Definitionswert (lineare Regression)
\bar{x}	Mittelwert
\tilde{x}	Median
ξ	Zeitschritt bei der Integration der Autokorrelationsfunktion
y	Funktionswert (lineare Regression)
z	Höhe
z_i	Längenskala, hier: mittlere Mischungsschichthöhe

Abbildungsverzeichnis

2.1	Entwicklung der Grenzschicht im Tagesverlauf (nach [Stull, 1988]).	6
2.2	Typische Größenordnungen bzgl. Raum und Zeit für die Mikro- und Mesoskala (nach [Stull, 1988]).	8
2.3	Thermisch angetriebene Turbulenz und Entrainment an der Basis der Inversion, Windlidarmessung am 12. Mai 2006.	10
2.4	Schema der nächtlichen stabilen Grenzschicht mit Verwirbelungen, Wellen, einer abgehobenen Inversionsschicht und Windscherung [Wyngaard, 1990].	11
3.1	Schema der Windmessung mit heterodyner Detektion (nach [Engelmann, 2003]).	16
3.2	Optischer Aufbau des Windlidars (nach [Engelmann, 2009]).	18
3.3	Schema der Abfolge für die Verarbeitung des analogen Signals.	20
3.4	Aliasing: Korrekte und inkorrekte Abtastung eines Signals.	21
3.5	a) Wichtung der Sinusfunktion mit einem Blackman-Harris-Fenster. b) Spektrum einer Sinusfunktion und Spektrum einer mit einem Blackman-Harris-Fenster gewichteten Sinusfunktion.	23
4.1	Abfolge der Datenbehandlung.	26
4.2	Abweichungen einer Verteilung von der Normalverteilung.	28
4.3	Vertikalwindvarianz am Tag in Abhängigkeit von der Höhe.	29
5.1	Stadt Leipzig/Sachsen, [Google Earth, 2008].	34
5.2	Windlidarmessung am 5. Mai 2006.	36
5.3	Windlidarmessung am 18. September 2006.	37
5.4	Windlidarmessung am 5. April 2006.	38

5.5	Analyse des Global Forcast System (GFS) am 5. Mai 2006, 12 UTC, 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topografie (500-1000 gpdm) [http://www.wetter3.de , 2008].	39
5.6	Analyse der Bodenwetterkarte des Deutschen Wetterdiensts am 5. Mai 2006, 12 UTC [http://www.wetter3.de , 2008].	40
5.7	Radiosondenaufstieg in Meiningen/Thüringen um 12 UTC am 5. Mai 2006 [http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html , 2008].	41
5.8	Analyse des 10 m-Winds am 5. Mai 2006, 6, 12 und 18 UTC [http://www.wetter3.de , 2008].	42
5.9	MODIS-Satellitenbild (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) am 5. Mai 2006, 12:42:59 Uhr, rote Markierung: Leipzig, NERC Satellite Receiving Station, University of Dundee [http://www.sat.dundee.ac.uk , 2008].	43
5.10	GFS-Analyse am 18. September 2006, 12 UTC, 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topografie (500-1000 gpdm) [http://www.wetter3.de , 2008].	44
5.11	Analyse der Bodenwetterkarte des Deutschen Wetterdiensts am 18. September 2006, 12 UTC [http://www.wetter3.de , 2008].	45
5.12	a) MODIS-Satellitenbild am 18. September 2006, Westeuropa, 11:44:54 Uhr, b) MODIS-Satellitenbild am 18. September 2006, Nord-, Mittel- und Osteuropa, 10:06:39 Uhr, rote Markierung: Leipzig, NERC Satellite Receiving Station, University of Dundee [http://www.sat.dundee.ac.uk , 2008].	45
5.13	Vorhersage-Modelllauf für relative Feuchte (blau), Taupunkt (rot) und Temperatur (schwarz) am 18. September 2006, 12 UTC, Gitterpunkt Leipzig [Air Resources Laboratory, 2008].	46
5.14	GFS-Analyse am 5. April 2006, 6 UTC, 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topografie (500-1000 gpdm) [http://www.wetter3.de , 2008]. . .	48
5.15	Analyse der Bodenwetterkarten des Deutschen Wetterdiensts am 5. April 2006, a) 12 UTC und b) 18 UTC [http://www.wetter3.de , 2008].	49
5.16	MODIS-Satellitenbild am 5. April 2006, 10:43:33 Uhr, NERC Satellite Receiving Station, University of Dundee [http://www.sat.dundee.ac.uk , 2008].	50
5.17	GFS-Analyse am 5. April 2006, 12 UTC, 850 hPa Temperatur [http://www.wetter3.de , 2008].	51

5.18	GFS-Analyse am 5. April 2006, 12 UTC, äquivalent potentielle Temperatur und Bodendruck [http://www.wetter3.de , 2008].	51
5.19	Radiosondenaufstieg in Meiningen/Thüringen um 12 UTC am 5. April 2006 [http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html , 2008].	52
5.20	Windlidarsignal am 5. April 2006 mit stratiformem Altocumulus.	53
6.1	Angewandte Vorgehensweisen bei der Datenauswertung.	56
6.2	Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr.	58
6.3	Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr.	59
6.4	Windgeschwindigkeit am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr.	59
6.5	Globalstrahlung und relative Feuchte am 5. Mai 2006.	60
6.6	Histogramme der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr.	61
6.7	Histogramme der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr.	61
6.8	Zentrale Momente der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr.	62
6.9	Zentrale Momente der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr.	64
6.10	Varianz der Windlidarmessung am 5. Mai 2006.	66
6.11	Anzahl, Dauer, Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 9:15-18:14 Uhr.	67
6.12	Anzahl, Dauer, Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. Mai 2006, 12 bis 17 Uhr.	68
6.13	Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr.	72
6.14	Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr.	73
6.15	Histogramme der Windlidarmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr.	73
6.16	Histogramme der Windlidarmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr.	74
6.17	Zentrale Momente der Windlidarmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr.	76
6.18	Zentrale Momente der Windlidarmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr.	77
6.19	Schiefe und Wölbung der Windlidarmessung am 18. September 2006, 1 h-Mittelungszeitraum, 12 bis 17 Uhr.	79
6.20	Varianz der Windlidarmessung am 18. September 2006.	80
6.21	Anzahl, Dauer, Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 18. September 2006, 10:20-19:05 Uhr.	81

6.22	Anzahl, Dauer, Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 18. September 2006, 12 bis 17 Uhr.	83
6.23	Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr. . . .	85
6.24	Zeitreihe der Vertikalwindmessung am 5. April 2006, 12 bis 16:45 Uhr. . .	86
6.25	Histogramme der Windlidarmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr. . .	86
6.26	Histogramme der Windlidarmessung am 5. April 2006, 12 bis 16:45 Uhr. . .	87
6.27	Zentrale Momente der Windlidarmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr.	88
6.28	Zentrale Momente der Windlidarmessung am 5. April 2006, 12 bis 16:45 Uhr.	89
6.29	Satellitenbild des NOAA-Advanced High Resolution Radiometer am 5. April 2006, 16:08 UTC, rote Markierung: Leipzig, Archiv der Universität Hannover, Bilder des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums, DLR [http://www.muk.uni-hannover.de/meteo/archiv/dfd/avhrr/2006/0604051608.ce.jpg , 2009].	90
6.30	Varianz der Windlidarmessung am 5. April 2006.	91
6.31	Anzahl, Dauer, Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. April 2006, 9:49-16:45 Uhr.	92
6.32	Anzahl, Dauer, Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Windlidarmessung am 5. April 2006, 12 bis 17 Uhr.	93
6.33	Gleitend gemittelte Varianz der Golden Days über den gesamten Messzeitraum.	96
6.34	Gleitend gemittelte Schiefe der Golden Days über den gesamten Messzeitraum.	97
6.35	Varianz der Golden Days, 12 bis 17 Uhr.	98
6.36	Histogramme pro Ab- und Aufwindbereich an den Golden Days, 12 bis 17 Uhr.	101
6.37	Korrelation von Vertikalwindgeschwindigkeit und Dauer pro Ab- und Aufwindbereich, 12 bis 17 Uhr.	102
6.38	Korrelation von Vertikalwindgeschwindigkeit und Ausdehnung pro Ab- und Aufwindbereich, 12 bis 17 Uhr.	103
6.39	Maximale Dauer der Ab- und Aufwindbereiche an den Golden Days, 12 bis 17 Uhr.	107

Tabellenverzeichnis

4.1	Statistische Mittel für die Untersuchung der Vertikalwinddaten.	27
4.2	Formeln für die Berechnung der zufälligen Fehler [Lenschow et al., 1994]. .	31
6.1	Verhältnis der maximalen Standardabweichung zur vertikalen Geschwindigkeitsskala anhand eines numerischen Modells und von Messungen [Dear-dorff, 1970].	99
6.2	Verhältnis der maximalen Standardabweichung zur vertikalen Geschwindigkeitsskala der Vertikalwinddaten.	100
6.3	Korrelationskoeffizienten und Regressionsgleichungen für die Korrelation der Vertikalwindgeschwindigkeit mit der Dauer und Ausdehnung der Ab- und Aufwindgebiete.	104
6.4	Anzahl, Dauer und Ausdehnung der Ab- und Aufwindbereiche der Golden Days für je 5 Stunden Messdauer über alle Höhen gemittelt.	106

Literaturverzeichnis

- Althausen, D., Müller, D., Ansmann, A., Wandinger, U., Hube, H., Clauer, E. und Zörner, S. (2000). Scanning 6-Wavelength 11-Channel aerosol lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17:1469–1482.
- Baars, H. (2007). Continuous monitoring of the planetary-boundary-layer depth with lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig.
- Banta, R. M., Pichugina, Y. L. und Brewer, W. A. (2006). Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63:2700–2719.
- Bianco, L. und Wilczak, J. M. (2002). Convective boundary layer depth: Improved measurement by Doppler radar wind profiler using fuzzy logic methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19:1745–1758.
- Caughey, S. J. und Palmer, S. G. (1979). Some aspects of turbulence structure through the depth of the convective boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105:811–827.
- Caughey, S. J., Wyngaard, J. C. und Kaimal, J. C. (1979). Turbulence in the evolving stable boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36:1041–1052.
- Chintawongvanich, P., Olsen, R. und Biltoft, C. A. (1989). Intercomparison of wind measurements from two acoustic Doppler sodars, a laser Doppler lidar, and in situ sensors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6:785–797.
- Daoud, W. Z., Kahl, J. D. W. und Ghorai, J. K. (2003). On the synoptic-scale Lagrangian autocorrelation function. *Journal of Applied Meteorology*, 42:318–324.
-

- Deardorff, J. W. (1970). Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and for Rayleigh convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27:1211–1213.
- Drobinsky, P., Dabas, A. M. und Flamant, P. H. (2000). Remote measurement of turbulent wind spectra by heterodyne Doppler lidar technique. *Journal of Applied Meteorology*, 39:2434–2451.
- Drobinski, P., Carlotti, P., Newsom, R. K., Banta, R. M., Foster, R. C. und Redelsperger, J.-L. (2004). The structure of the near-neutral atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61:699–714.
- Engelmann, R. (2003). Entwicklung eines Mini-Ramanlidar und Aufbau einer kombinierten Sende- und Empfangseinheit für ein Doppler-Wind-Lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig.
- Engelmann, R. (2009). Aerosol vertical exchange in the convective planetary boundary layer. Dissertation, Universität Leipzig.
- Engelmann, R., Wandinger, U., Ansmann, A., Müller, D., Zeromskis, E., Althausen, D. und Wehner, B. (2008). Lidar observations of the vertical aerosol flux in the planetary boundary layer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25:1296–1306.
- Frehlich, R., Meillier, Y. und Jensen, M. L. (2008). Measurements of boundary layer profiles with in situ sensors and Doppler lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25:1328–1340.
- Frisch, A. S., Lenschow, D. H., Fairall, C. W., Schubert, W. H. und Gibson, J. S. (1995). Doppler radar measurements of turbulence in marine stratiform cloud during ASTEX. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52:2800–2808.
- Henderson, S. W., Gatt, P., Rees, D. und Huffaker, R. M. (2005). *Laser Remote Sensing*, Kapitel: Wind Lidar, S. 469–722. Taylor & Francis, Boca Raton, FL.
- Hogan, R. J., Grant, A. L. M., Illingworth, A. J., Pearson, G. N. und O’Connor, E. J. (2008). Vertical velocity variance and skewness in clear and cloud-topped boundary layers as revealed by Doppler lidar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, S. 1–9. In Druck.
-

-
- Holton, J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier Academic Press, Burlington, MA. 535 S.
- Kaimal, J. C. (1974). Translation speed of convective plumes in the atmospheric surface layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100:46–52.
- Kaimal, J. C. und Businger, J. A. (1970). Case studies of a convective plume and a dust devil. *Journal of Applied Meteorology*, 9:612–620.
- Kaimal, J. C. und Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric Boundary Layer Flows - Their Structure and Measurement*. Oxford University Press, New York. 289 S.
- Kaimal, J. C., Abshire, N. L., Chadwick, R. B., Decker, M. T., Hooke, W. H., Kropfli, R. A., Neff, W. D. und Pasqualucci, F. (1982). Estimating the depth of the daytime convective boundary layer. *Journal of Applied Meteorology*, 21:1123–1129.
- Kollias, P., Albrecht, B. A., Lhermitte, R. und Savtchenko, A. (2001). Radar observations of updrafts, downdrafts, and turbulence in fair-weather cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58:1750–1766.
- Kunkel, K. E., Eloranta, E. W. und Weinman, J. A. (1980). Remote determination of winds, turbulence spectra and energy dissipation rates in the boundary layer from lidar measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37:978–985.
- Lenschow, D. H. (1970). Airplane measurements of planetary boundary layer structure. *Journal of Applied Meteorology*, 9:874–884.
- Lenschow, D. H. und Johnson, W. B. (1968). Concurrent airplane and balloon measurements of atmospheric boundary-layer structure over a forest. *Journal of Applied Meteorology*, 7:79–89.
- Lenschow, D. H., Wyngaard, J. C. und Pennell, W. T. (1980). Mean-field and second-moment budgets in a baroclinic, convective boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37:1313–1326.
- Lenschow, D. H., Mann, J. und Kristensen, L. (1994). How long is long enough when measuring fluxes and other turbulence statistics? *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11:661–673.
-

- LeMone, M. A. (1990). Some observations of vertical velocity skewness in the convective planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47:1163–1169.
- Liljequist, G. H. (1974). *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig. 368 S.
- Mattis, I. (2002). Aufbau eines Feuchte-Temperatur-Aerosol-Ramanlidars und Methodenentwicklung zur kombinierten Analyse von Trajektorien und Aerosolprofilen. Dissertation, Universität Leipzig.
- Mattis, I., Ansmann, A., Althausen, D., Jaenisch, V., Wandinger, U., Müller, D., Arshinov, Y. F., Bobrovnikov, S. M. und Serikov, I. B. (2002a). Relative-humidity profiling in the troposphere with Raman lidar. *Applied Optics*, 41:6451–6462.
- Mattis, I., Ansmann, A., Müller, D., Wandinger, U. und Althausen, D. (2002b). Dual-wavelength Raman lidar observations of the extinction-to-backscatter ratio of Saharan dust. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 1306.
- Mitsuta, Y., Monji, N. und Lenschow, D. H. (1986). Comparisons of aircraft and tower measurements around Tarama Island during AMTEX '75. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25:1946–1955.
- Müller, D., Tesche, M., Eichler, H., Engelmann, R., Althausen, D., Ansmann, A., Cheng, Y. F., Zhang, Y. H. und Hu, M. (2006). Strong particle light absorption over the Pearl River Delta (south China) and Beijing (north China) determined from combined Raman lidar and Sun photometer observations. *Geophysical Research Letters*, 33:L20811.
- Moeng, C.-H. und Rotunno, R. (1990). Vertical-velocity skewness in the buoyancy-driven boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47:1149–1162.
- Moore, G. E., Liu, M.-K. und Shi, L.-H. (1985). Estimates of integral time scales from a 100-m meteorological tower at a plains site. *Boundary Layer Meteorology*, 31:349–368.
- Pollard, B. D., Khanna, S., Fraser, S. J., Wyngaard, J. C., Thompson, D. W. und McIntosh, R. E. (2000). Local structure of the convective boundary layer from a volume-imaging radar. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57:2281–2296.
- Reiter, E. R. und Nania, A. (1964). Jet-stream structure and Clear-Air-Turbulence (CAT). *Journal of Applied Meteorology*, 3:247–260.
-

- Rhone, P. (2004). Development of the data acquisition and analysis systems for portable Raman lidar and a Doppler wind lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig.
- Sachs, L. (1992). *Angewandte Statistik - Anwendung statistischer Methoden*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 846 S.
- Siebert, H., Franke, H., Lehmann, K., Maser, R., Saw, E. W., Schell, D., Shaw, R. und Wendisch, M. (2006). Probing finescale dynamics and microphysics of clouds with helicopter-borne measurements. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87:1727–1738.
- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 666 S.
- Telford, J. W. und Warner, J. (1964). Fluxes of heat and vapor in the lower atmosphere derived from aircraft observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21:539–548.
- Tennekes, H. und Lumley, J. L. (1972). *A First Course in Turbulence*. The MIT Press, Cambridge, MA. 390 S.
- Treviño, G. und Andreas, E. L. (2004). On Reynolds averaging and the zero integral scale constraint. *Tagung, 16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, Portland, ME, 9.-13. August 2004:CD-ROM 7.8, 6 S.
- Wandinger, U., Mattis, I., Tesche, M., Ansmann, A., Bösenberg, J., Chaikovski, A., Freudenthaler, V., Komguem, L., Linné, H., Matthias, V., Pelon, J., Sauvage, L., Sobolewski, P., Vaughan, G. und Wiegner, M. (2004). Air mass modification over Europe: EARLINET aerosol observations from Wales to Belarus. *Journal of Geophysical Research*, 109:D24205.
- Werner, C. (2005). *Lidar - Range-resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, Kapitel: Doppler Wind Lidar, S. 325–354. Springer, Berlin.
- Wilczak, J. M. und Tillman, J. E. (1980). The three-dimensional structure of convection in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37:2424–2443.
- Williams, A. G. und Hacker, J. M. (1992). The composite shape and structure of coherent eddies in the convective boundary layer. *Boundary Layer Meteorology*, 61:213–245.
- Wyngaard, J. C. (1990). Scalar fluxes in the planetary boundary layer - theory, modeling, and measurement. *Boundary Layer Meteorology*, 50:49–75.
-

Danksagung

An dieser Stelle bedanke ich mich ganz herzlich bei allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Die Arbeit entstand am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung in der Arbeitsgruppe Optische Fernmessung unter der Leitung von Herrn Dr. Albert Ansmann. Ihm und Ronny Engelmann spreche ich besonderen Dank für die Betreuung, jedwede Unterstützung und alle hilfreichen und kritischen Worte aus. Beide haben *immer* Zeit für einen regen Informationsaustausch aufgebracht. Aufgrund dieser zahlreichen Diskussionen und der durchdachten Anregungen und Erläuterungen war ein zielstrebiges Arbeiten möglich. Weiterhin danke ich Ronny Engelmann für die Bereitstellung der Programme zur Bearbeitung der Datensätze.

Ferner möchte ich Frau Dr. Ulla Wandinger für die sorgfältige Durchsicht und die Hilfe in sprachlicher sowie fachlicher Hinsicht danken.

Durch die angenehme Arbeitsatmosphäre in der Lidargruppe fühlte ich mich jederzeit gut aufgehoben. So bedanke ich mich bei meinen Kollegen für die stets umgehende Hilfestellung bei kleineren Anliegen und ihr Interesse an meiner Diplomarbeit. Auch möchte ich mich bei meinen Kommilitonen und den Mitarbeitern des IFT und der Universität Leipzig, die zur Bewältigung von Fragestellungen beigetragen haben, bedanken.

Herrn Prof. Jost Heintzenberg und Herrn Prof. Gerd Tetzlaff danke ich für die Begutachtung der vorliegenden Arbeit.

Besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mich in den Jahren meines Studiums finanziell, vor allem aber moralisch fortwährend unterstützt haben und mir immer mit gutem Rat zur Seite standen! Ohne sie wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Ebenso boten mir meine Freunde im Privaten Rückhalt, wofür ich zutiefst dankbar bin. Darüber hinaus bedanke ich mich bei Elfriede Braune und Georg Becker sowie Karin Görner, dass sie sich für das Lesen dieser Arbeit Zeit genommen haben und mir hilfreiche Hinweise gaben.

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorgelegte Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe. Des Weiteren versichere ich, dass die Arbeit noch nicht in einem anderen Studiengang als Prüfungsleistung verwendet wurde.

Ich erkläre mich ebenfalls damit einverstanden, diese Arbeit bei positiver Bewertung der Bibliothek zur Verfügung zu stellen.

Julia Fruntke

Leipzig, 27. Februar 2009