

Technische Universität Dresden

Institut für Hydrologie und Meteorologie

Abschlussbericht zum Vertiefungspraktikum Meteorologie

Thema:

Messungen zur Dynamik der atmosphärischen Grenzschicht

Pianosa – Italien

Betreuer:

Prof. Dr. Christian Bernhofer

Bearbeiter:

Lucas Kämpf, Uwe Nadler, Alexander Schrull, André Stumpf

28. März 2007

Zusammenfassung

Innerhalb der Grenzschichtmeteorologie werden Radiosonden- und Ballonmessungen seit langem verwendet, um detaillierte Informationen über vertikale Struktur der unteren Atmosphäre und die darin ablaufenden Prozesse zu erhalten. Im Rahmen eines meteorologischen Vertiefungspraktikums ergab sich für uns im Sommer 2006 die Möglichkeit zusammen mit einer Studentengruppe der Uni Basel an einer Messkampagne auf der italienischen Insel Pianosa teilzunehmen.

Mit zwei Ballonsondensystemen wurden zwei Tagesgänge verschiedener atmosphärischer Zustandsgrößen bis in Höhen von 1000m erfasst. Die Nachbearbeitung der erhaltenen Datensätze umfasste die Berechnung weiterer meteorologischer Kenngrößen wie Stabilitätsparameter und Wärmeflüsse. Durch graphische Darstellung und Interpretation der erhaltenen Größen gelingt es atmosphärische Austauschprozesse zu charakterisieren und ein detailliertes Bild der atmosphärischen Grenzschicht zu zeichnen. Dabei zeigen sich die besonderen Effekte kleiner Landmassen in maritimer Umgebung in Form von charakteristischen Tagesgängen, sowie der vertikalen Verteilung unterschiedlich beeinflusster Luftmassen.

Inhalt

1. Untersuchungsgebiet.....	5
1.1. Lage der Insel.....	5
1.2. Geologie von Pianosa.....	5
1.3. Flora der Insel.....	7
1.4. Klima.....	7
2. Überblick über die Messkampagne.....	8
2.1. Messsystem und Zielsetzung der Ballonmessungen.....	9
2.2. Messaufbau.....	10
2.3. Messzeiträume.....	13
3. Aufbereitung der Daten.....	14
3.1. Mittelungsverfahren.....	14
3.2. Vorausbetrachtung der erhaltenen Datensätze.....	16
3.3. Ableitung von meteorologischer Kenngrößen.....	16
4. Auswertung.....	24
4.1. Einordnung in die Großwetterlage.....	24
4.2. Analyse der Profile.....	25
4.3. Die atmosphärische Grenzschicht im Tagesgang.....	25
4.4. Interne Grenzschichten.....	26
4.5. Stabilitätsparameter.....	29
5. Fazit.....	33
Inhaltsverzeichnis Anhang.....	34
Literaturverzeichnis.....	34

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1 ENVISAT merris Satellitenbild. 10 August 2003	5
Abb. 2 Luftbildaufnahme von Pianosa, Blickrichtung Nord. Im Hintergrund Orographie Elbas sichtbar.	5
Abb. 3 DEM von Pianosa, Fünffache Überhöhung	6
Abb. 4 Vegetation der Insel.....	7
Abb. 5 Schematische Darstellung der Teilexperimente	9
Abb. 6 Messaufbau zur Erfassung vertikaler Gradienten	10
Abb. 7 Messaufbau zur Erfassung horizontaler Gradienten	11
Abb. 8: Überblick über den gesamten Messaufbau.....	12
Abb. 9: Messzeiträume an den verschiedenen Standorten.....	13
Abb. 10: Vermittlung von Auf- und Abstieg kombiniert mit einem Gleitmittel	15
Abb. 11 Beispiel für Änderung der potentiellen Temperatur an einer Schichtgrenze	18
Abb. 12 Annäherndes logarithmisches Windprofil.....	21
Abb. 13 Windverhältnisse bei Schichtungen; von links nach Rechts: labil, neutral, stabil	22
Abb. 14: Relative Bedeutung der Stabilitätsparameter Richardson – Zahl und Obukhov - Länge.....	23
Abb. 16 Profile von Θ und v_H vom 19.07.06 a) 13.00 Uhr, b) 18.00 Uhr, c) 23.00 Uhr, c) 20.07.06 07.00 Uhr.....	25
Abb. 17: Profile vom 19.07.06 19.00 Uhr a) Stalle: v_H , e, Θ , WR b) Horto: v_H , e, Θ	27
Abb. 18 Dampfdruckprofile von Stalle 19.07.06 19.00 – 23.00 Uhr.....	28
Abb. 19 Stabilitätsparameter Station Horto 19.07.2006 mittags.....	29
Abb. 20 Profile der spezifischen Feucht und potentiellen Temperatur – Messung vs. Idealfall	30
Abb. 21 Stabilitätsparameter Station Horto 19.07.2006 abends	30
Abb. 22 Stabilitätsparameter Station Stalle 19.07.2006 abends	31
Abb. 23 Stabilitätsparameter Station Stalle 20.07.2006 morgens.....	32
Abb. 24 Stabilitätsparameter Station Stalle 20.07.2006 mittags.....	32

1. Untersuchungsgebiet

1.1. Lage der Insel

Pianosa ist eine kleine Insel im Tyrrhenischen Meer. Sie hat 26 Km Küstenlinie und ca. eine Fläche von 1025 ha. Das flache Relief der Insel, was maximal 29 Meter über NN erreicht ist sehr markant und stellt einen deutlichen Unterschied zu den anderen sieben Inseln des Toskanischen Archipels dar. Ca. 14 km südlich der Insel Elba bildet Pianosa die westliche Begrenzung des Archipels. Der Mittelpunkt der Insel liegt bei einer nördlichen Breite von 42 Grad 34 Minuten und 52 Sekunden und einer geographischen Länge von 10 Grad 05 Minuten 01 Sekunden.



Abb. 1 ENVISAT merris Satellitenbild. 10 August 2003



Abb. 2 Luftbildaufnahme von Pianosa, Blickrichtung Nord. Im Hintergrund Orographie Elbas sichtbar.

1.2. Geologie von Pianosa

Der Name Pianosa kommt von dem italienischen Wort piano, zu deutsch flach und stammt von ihrer geologischen Beschaffenheit.

Das Relief ist flach und nur wenig differenziert, die durchschnittliche Erhebung über NN beträgt 18 m. Das flache Relief der Insel fällt auch in der Uferzone nur langsam ab so dass das Meer noch 1,5 km vor der Küste nur eine Tiefe von 50 m erreicht.

An der 28 km langen Küste wechseln sich meist aus Muschelkalk bestehende Klippen mit kleinen Felsbuchten ab.



Abb. 3 DEM von Pianosa, Fünffache Überhöhung

Geologisch unterscheidet sich die Insel zu den anderen dadurch, dass sie komplett durch Sedimentgestein gebildet wurde. Meist handelt es sich um Kalkstein und pliozänen Sandstein, was starken Einfluss auf den Wasserhaushalt der Insel und die Bodenbeschaffenheit nimmt und letztendlich so auch die Art und den Wuchs der Vegetation bedingt.

Auch das Alter der Formationen unterscheidet sich von dem der anderen Inseln. Während auf Pianosa hauptsächlich miozäne, pliozäne und quartäre Gesteine vorkommen, handelt es sich sonst bei dem Archipel eher um prä-neogene Formationen.

Die Böden der Insel sind einerseits durch maritime und andererseits durch kontinentale Sedimente beeinflusst. Sie sind generell nur sehr dünn ausgeprägt. Vorwiegend handelt es sich bei den Böden um Leptosole. Die Böden Pianosas sind alkalisch und reich an Carbonaten, lehmigen Sand oder Sand mit einem moderaten Anteil von Steinfragmenten. Der Anteil organischen Carbonats ist variabel und hängt mit der jeweiligen Bodenvegetation zusammen.

Die Böden nehmen die im Vergleich zu den anderen Inseln des Archipels ohnehin schon niedrigeren Niederschläge rasch auf, so dass es auf der gesamten Insel keinerlei Oberflächenabfluss gibt.

1.3. Flora der Insel



Abb. 4 Vegetation der Insel

Da die Insel bis vor kurzem intensivst landwirtschaftlich genutzt wurde, finden man heute viele post-landwirtschaftliche Gras- und Brachflächen. Ansonsten findet man auch Agaven, Asphodill und Kakteen, die Teil mediterraner Macchie sind und vorwiegend die peripheren Gebiete der Insel bedecken. Die Macchie stellt eine Hartlaubgebüschform dar, mit maximal 1 bis 3 m hohen Sträuchern und Baumsträuchern. Eine Bodenflora fehlt allerdings meist. Die Vegetation der Insel hat, außer den angesiedelten landwirtschaftlichen Pflanzen, einen xeromorphen Charakter. Eine kleine Fläche im südöstlichen Teil der Insel ist bewaldet.

1.4. Klima

Die Jahresdurchschnittstemperatur der Insel, bezogen auf den Messzeitraum von 1960 bis 1969 beträgt 16,9°C. Die durchschnittlichen Höchstwerte von 19,1°C und Tiefswerte von 14,8°C ergeben eine mittlere Temperaturschwankung von 4,3°C und zeugen so von einem eher milden und maritim beeinflussten Klima.

Die anemometrischen Konditionen der Insel sind dominante Winde aus südlicher und nördlicher Richtung mit jeweils 18,6% bzw. 16% der durchschnittlichen Jahresbeobachtungen.

Die Zeit des höchsten Niederschlags liegt zwischen Oktober und Dezember mit einer kontinuierlichen Abnahme über die folgenden Monate und erreicht ein Minimum im Monat Juli.¹

¹ Enrico Bartoletti, Alessandro Bini, Claudio Rucci – AN AQUIFER AT SEA: THE ISLAND OF PIANOSA

Der Niederschlag der Insel erreicht sein Maximum zwischen Oktober und November und fällt dann bis zum Juli kontinuierlich. Der jährliche Niederschlag der Insel schwankt mitunter erheblich und erreichte im Bemessungszeitraum von 1952 bis 2002 ein Minimum von 199 mm und ein Maximum von 726 mm Niederschlag.² Durchschnittlicher Niederschlag wird laut Bartoletti mit 403 mm angegeben, allerdings ohne auf den Bemessungszeitraum zu verweisen.

2. Überblick über die Messkampagne

Die Insel Pianosa ist aufgrund ihrer Lage, Orographie und relativen Abgelegenheit schon seit vielen Jahren ein beliebtes Ziel meteorologischer Feldforschung (vgl. http://www.ibimet.cnr.it/biosphere/File_progetti/01_pianosa_lab.htm). Daran anknüpfend erfolgte im Juli 2006 eine groß angelegte Messkampagne zu den Strahlungs- und Austauschprozessen der Atmosphäre über der Insel. Beteiligt daran waren:

- Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung der Uni Basel
Energiebilanzmessungen über verschiedenen Landnutzungsarten
- Französisches Forschungsteam (es standen leider keine weiter reichenden Informationen zur Verfügung zu deren Messungen zur Verfügung)
Messung der Thermalstrahlung mittels Flugzeug- Fernerkundung
- Institut für Hydrologie und Meteorologie der TU Dresden
Messung von Profilen der Temperatur, der Feuchte und der Windkomponente, atmosphärische Profile mittels Ballonsonde

Obwohl oder gerade weil die drei Messkonzepte unterschiedliche technische Mittel nutzen und in unterschiedlichen Höhenschichten Anwendungen finden, ergänzen sie sich gegenseitig. Das Output der Insel an Strahlung, fühlbarer und latenter Wärme, sowie von CO₂, in die bodennahe Grenzschicht kann durch die Bodenmessungen, der Uni Basel bestimmt werden. Die Ballonmessungen hingegen geben Auskunft über die Schichtung der unteren Atmosphäre, woraus sich die Rahmenbedingungen für einen weiteren Austausch mit den darüber liegenden Luftmassen ableiten lassen. Des Weiteren können Profildaten zu Feuchte und Temperatur

²R. Baraldi - The Pianosa_LAB: An integrated research project to assess the carbon balance of Pianosa island

genutzt werden, um die Bilddaten aus der Flugzeugfernerkundung mit regionalen Daten zu korrigieren.

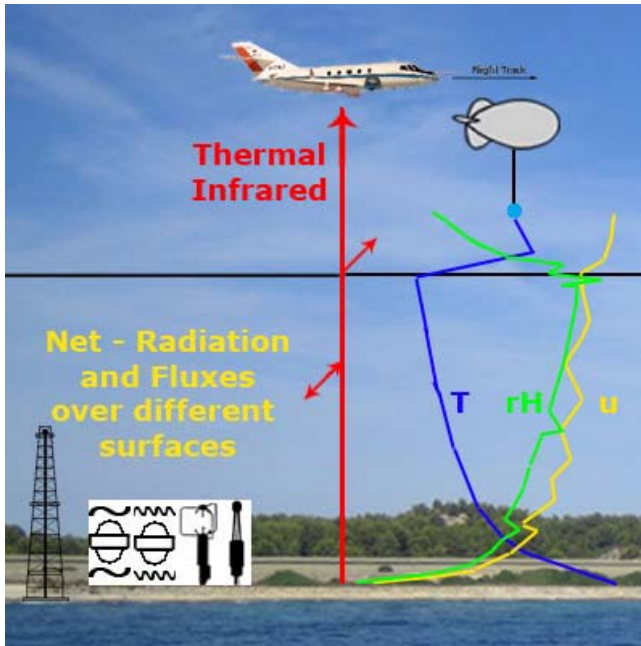


Abb. 5 Schematische Darstellung der Teilexperimente

2.1. Messsystem und Zielsetzung der Ballonmessungen

Für die Profilmessungen, wurde das DigiCORA Tethersonde-System der Firma Vaisala verwendet. Zwei Messsonden standen zur Verfügung. Die Sensoren sind jeweils fähig folgende meteorologischen Messgrößen hochfrequent zu messen³.

- Temperatur [-50...+60 °C]
- Feuchte [0..100%]
- Windgeschwindigkeit [0..20 m/s]
- Windrichtung [0..360°]
- Luftdruck [500...1080 hPa]

Die Messwerte werden in einem Frequenzbereich von 400-406 MHz zum Boden übertragen und dort von einer Empfängerstation, mittels Laptop, im ASCII-Format aufgezeichnet. Durch den Strombedarf der Empfängerstation, des Laptops und der elektrischen Winde spielt die Stromversorgung bei der Standortwahl eine wichtige Rolle.

Ziel der Messungen war es zunächst aus den Profilen der fünf genannten Messgrößen die tägliche Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht abzuleiten. Stabilität und Labilität

³ VAISALA Digi CORA Tethersonde System – Users Manual

der atmosphärischen Schichtung geben die Rahmenbedingungen für Austauschprozesse mit der höheren Atmosphäre und können aus den gemessenen Größen abgeleitet werden. Vorwiegend in Abhängigkeit von der Einstrahlung verändert sich die Schichtung im Tagesgang, was eine längerfristige Beobachtung (24h) notwendig macht. Im Weiteren soll der Versuch unternommen werden, aus Temperatur- sowie Feuchteunterschieden innerhalb der einzelnen Schichten Flüsse abzuleiten und ferner zu untersuchen inwiefern sich aus den Messwerten ein Energiebudget der atmosphärischen Grenzschicht der Insel ableiten lässt. Die Erfassung vertikaler bzw. horizontaler Flüsse stellt dabei unterschiedliche Ansprüche an den Messaufbau.

2.2. Messaufbau

Zwei verschieden Messaufbauten konnten im Rahmen der Messkampagne verwirklicht werden. Einmal wurden zwei Sonden an einem Ballon, mit einem Höhenunterschied von 10m angebracht (Abb.6). Dieser Messaufbau ist zwar auf einen Punkt beschränkt, hat aber den Vorteil, dass er zwei vergleichbare Profile liefert und aus zeitgleichen Messwerten, vertikale Gradienten abgeleitet werden können.

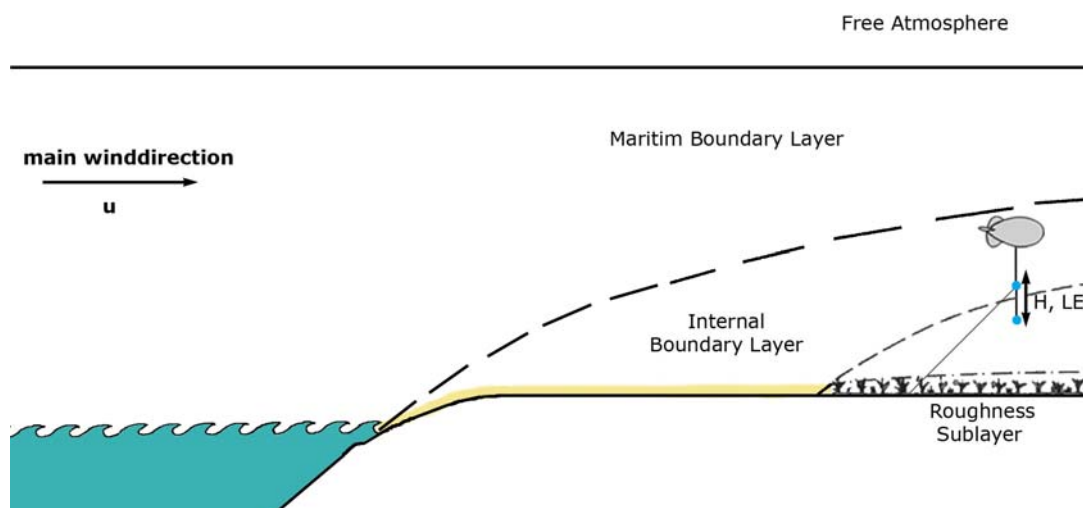


Abb. 6 Messaufbau zur Erfassung vertikaler Gradienten

Zum Zweiten wurde mit zwei Ballons an unterschiedlichen Standorten gemessen (Abb. 7). Dadurch lässt sich erkennen inwiefern die Schichtung der Atmosphäre vom jeweiligen Oberflächentyp abhängig ist. Gelingt es den Auf- und Abstieg der Sonden zu synchronisieren, können hierbei horizontale Gradienten abgeleitet werden.

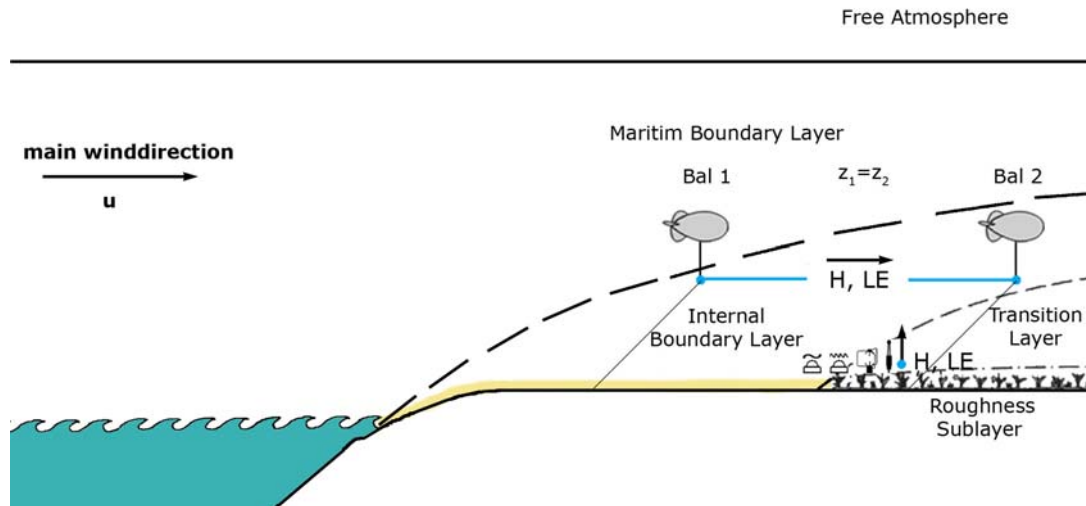
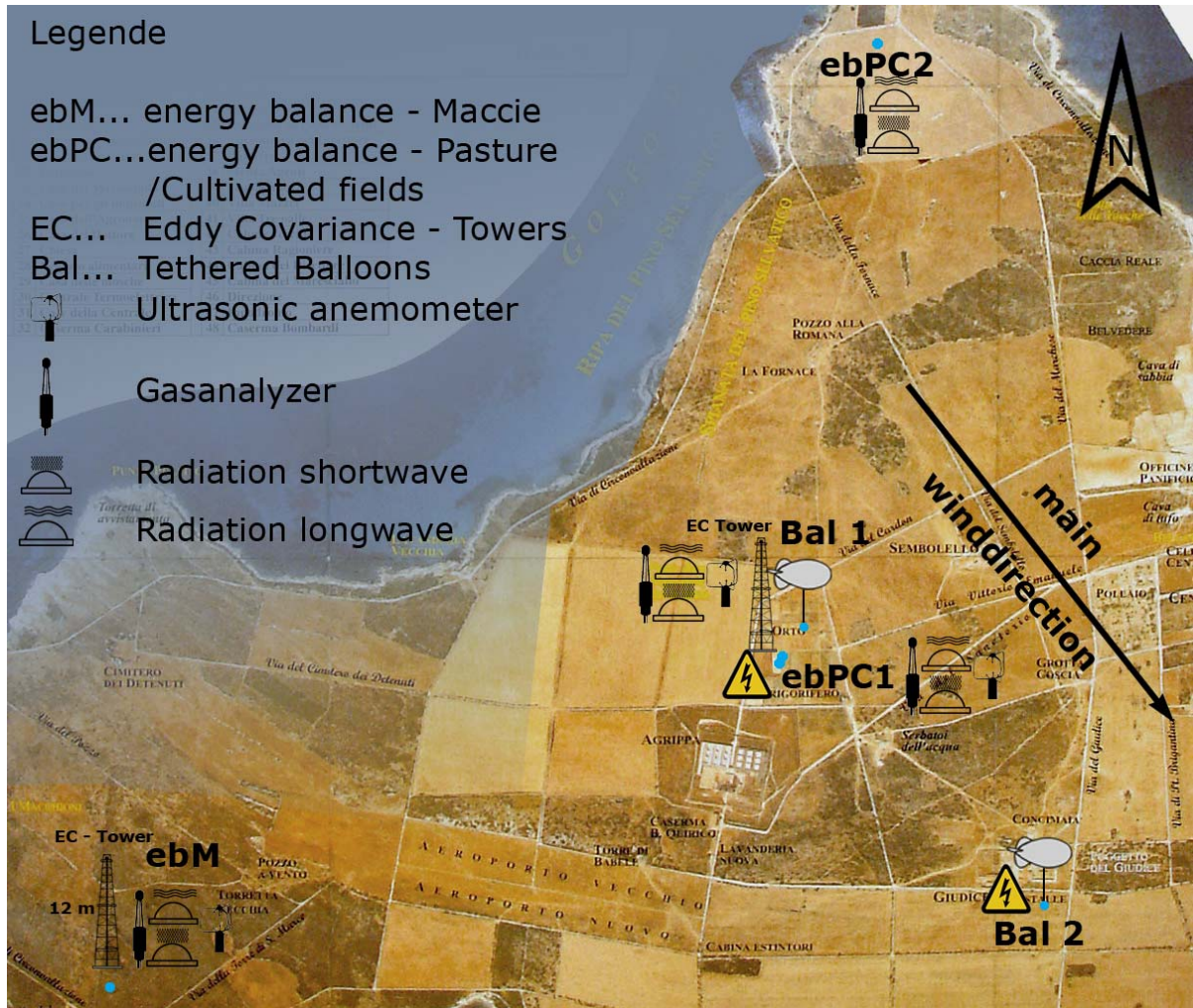


Abb. 7 Messaufbau zur Erfassung horizontaler Gradienten

Bei einer Deckelung der atmosphärischen Grenzschicht der Insel durch eine Temperatur - Inversion, kann die Energiebilanz als Summe der Energiebilanz am Boden und der horizontalen Ein- und Austräge von Luftmassen betrachtet werden. Durch Erfassung des horizontalen Transportes mittels Ballonmessungen und eine Integration der Messwerte am Boden, wäre dann eine Budgetierung der Inselgrenzschicht möglich. Die zwei Messstandorte (Abb. 8) wurden deshalb in Hauptwindrichtung gegeneinander versetzt. Bal 1 wird im Folgenden als Station Horto und Bal 2 als Stalle bezeichnet. Eine der Energiebilanzstationen der Uni Basel befand sich dazwischen.



2.3. Messzeiträume

Nach Aufbau, Eichung, sowie Versuchslauf der Messsysteme wurde die erste Kampagne an zwei Standorten am 19.07 mittags begonnen. Nachdem sich im Laufe der Nacht stabile, sich kaum verändernde atmosphärische Verhältnisse eingestellt hatten, wurden die Messungen zunächst unterbrochen und erst am Morgen, jedoch noch vor Sonnenaufgang fortgesetzt. Erst mit Sonnenaufgang, sind wieder prägnante Veränderungen in der Atmosphäre zu beobachten. Die Kampagne dauerte bis zum nächsten Mittag an und beschreibt somit einen Zeitraum von 24 h. Nach erster Sichtung der Daten, wurde beschlossen, zwecks Validierung eine zweite Kampagne zu fahren. Schichtung, Stabilität und Labilität ändern sich, in Folge der sich ändernden Strahlung besonders in den Morgen- und Abendstunden. Zur genaueren Untersuchung wurde am Standort Horto nochmals mit zwei Sonden gemessen.

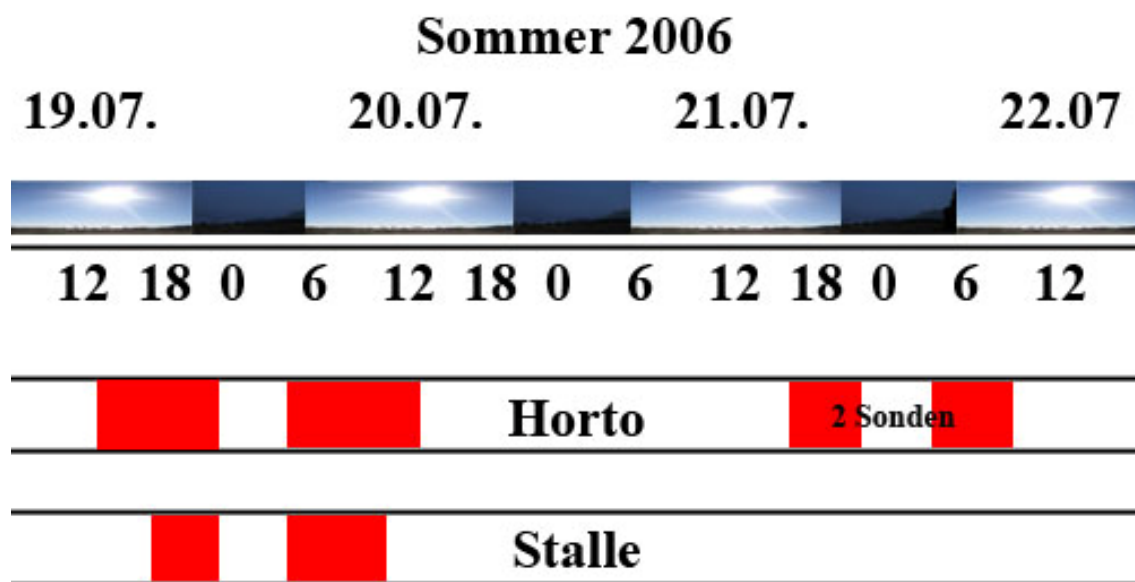


Abb. 9: Messzeiträume an den verschiedenen Standorten

Eine umfassende Dokumentation der einzelnen Auf- und Abstiege findet sich auch als Protokoll im **Anhang 1**.

3. Aufbereitung der Daten

Mittels des oben beschriebenen Messverfahrens wurden diskrete Daten zur Temperatur, zum Luftdruck, zur relativen Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit erhoben und zusammen mit der Aufnahmezeit gespeichert. Bei der Aufzeichnung der Daten wird außerdem bereits ein aus dem Druck und dem vorher bestimmten Bodenniveau berechneter Höhenwert ausgegeben. Die unbearbeiteten Originaldatensätze finden sich im **Anhang 2**. Den später verwendeten Formeln zur Berechnung von Stabilität, Labilität und Flüssen liegt eine Betrachtung der Atmosphäre, aus ihren mittleren Zustandsgrößen heraus, zugrunde. Kleinere, kurzlebige Turbulenzen müssen dabei vernachlässigt werden. Dass der verwendete Sensor eine geringe Trägheit besitzt, d.h. auch kleinere Fluktuationen der Zustandsgrößen wieder gibt macht eine Mittelung der Werte nötig. Die ASCII Dateien wurde dafür zunächst in EXCEL importiert und manuell bereinigt:

- Entnahme bzw. Ergänzung von augenscheinlich fehlerhaften bzw. fehlerhafter Werte, Füllen kleinerer Lücken innerhalb der Messreihen durch Interpolation aus Randwerten
- Entnahme von überschüssigen Daten (z.B. Leerlauf vor dem Aufstieg)

3.1. Mittelungsverfahren

Erst im Anschluss wurden Mittelungsverfahren zur Anwendung gebracht. Vier grundlegend verschiedene Verfahren standen dabei zur Auswahl:

Das **Schichtmittel** stellt eine Möglichkeit dar die durchmessene Atmosphäre äquidistant zu unterteilen und durch Mittelung aller, in der Schicht gemessenen Werte, eine mittlere Zustandsbeschreibung der jeweiligen Schicht zu erhalten. Weiter führt dies zu einer modellhaften Betrachtung der Gradienten und Austauschprozesse zwischen den einzelnen Schichten. Im vorliegenden Fall wurde eine Unterteilung in 10m – Abständen vorgenommen. Die Mittelung der Rohdaten erfolgte automatisiert mit Hilfe von IDL, einem Programm zur Datenverarbeitung der amerikanischen Firma ITT. Frau Irene Lehner von der Universität Basel sei an dieser Stelle herzlich für Programmierung und Implementierung der Mittelung gedankt. Das angewendete Programm, sowie Input –und Outputdaten finden sich mit einigen Bemerkungen im **Anhang 3**.

Eine weitere Form der Mittelung stellt das so genannte **Gleitmittel** dar. Dabei ergibt sich der gemittelte Wert für eine bestimmte Höhe aus dem arithmetischen Mittel des Ausgangswertes in der gleichen Höhe und einer bestimmten Anzahl darüber und darunter liegender Messwerte. Auch dies bewirkt eine Glättung der Kurve und beseitigt kleinere Fluktuationen aus der Messreihe. Um stärkere Änderungen der Zustandsgrößen und damit eventuelle Schichtgrenzen nicht zu stark zu verwischen wurde bei einer Grundsumme von sieben Eingangswerten außerdem eine Gewichtung der Eingangswerte durchgeführt.

Eine dritte Möglichkeit besteht darin Auf- und Abstieg der Messsonde zu einer Reihe zusammenzufassen. Bei der einfachen **arithmetischen Mittelung von Auf- und Abstieg** werden die Messgrößen gleicher Höhe zusammengefasst, um den durchschnittliche Zustand über einen längeren Zeitraum zu beschreiben (je nach Fahrtgeschwindigkeit der Sonde, hier ca. 45min). Diese Methode wurde auch auf die Schichtmittel angewendet, um neben der räumlichen Mittelung auch eine zeitliche Mittelung zu erhalten (**Anhang 4**). Ein Nachteil dieser Methode kann sich in den Zeiträumen von Sonnenauf- und -untergang zeigen, wenn sich die Zustandsgrößen relativ schnell ändern und die Ergebnisse der Mittelung stark von den realen Verhältnissen abweichen können.

Auf die bereinigten Rohdaten wurde schließlich eine **Kombination von Gleitmittel und arithmetischer Mittelung von Auf- und Abstieg** wie es in Abb. 10 dargestellt ist, angewendet. Der erhaltene Datensatz findet sich im **Anhang 5**.

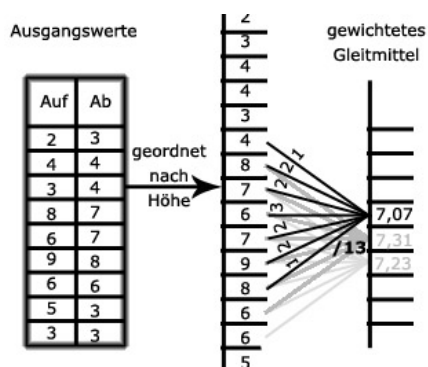


Abb. 10: Vermittlung von Auf- und Abstieg kombiniert mit einem Gleitmittel

Da die Windkomponente sich aus den zwei Größen Windrichtung und Windgeschwindigkeit zusammensetzt, muss für sie eigentlich ein gesondertes Mittelungsverfahren zum Einsatz kommen. Innerhalb des Schichtmittels erfolgte zumindest eine Mittelung der Einheitsvektoren der Windrichtung. Korrekter wäre jedoch ein **vektorielles Mittel der Windkomponente**. Dieses wurde im Rahmen dieses Belegs zwar nicht eingebunden, aber im Laufe der

Nachbearbeitung erstellt und findet sich mit vergleichenden Darstellungen in Form einer EXCEL – Tabelle im **Anhang 6**.

3.2. Vorausbetrachtung der erhaltenen Datensätze

Jenseits von Messungenauigkeiten, die von der Architektur der einzelnen Sensoren⁴ abhängen, bestehen erhebliche Unterschiede bezüglich der Qualität der einzelnen Messreihen. Dabei fallen besonders unterschiedliche Aufstiegshöhen und die Stärke der Funksignale ins Gewicht.

Für die Aufstiegshöhe gilt die Faustregel, desto höher die Windgeschwindigkeit, desto stärker der Abtrieb, desto niedriger die erreichte Höhe, wodurch, trotz einer ständig ausgeschöpften Windenlänge von 1000m, die erreichten Höhen zwischen 400 und fast 1000m schwanken. Hinzu kommen gelegentliche Ausfälle der Sonden während der Messreihe. Diese können teilweise durch Interpolation ausgeglichen werden, sollten aber bei zu großen Lücken (Dekameterbereich) offen gelassen werden.

Schon während der Kampagne zeigte sich des Weiteren, dass durch ein kleines Wäldchen innerhalb der Sichtlinie, die Sonde an der Station Stalle, erst in einer Höhe von 40 – 100m empfangen werden konnte. Auf Grund der Eignung des Standortes wurde aber auf eine Umstellung des Messkonzeptes verzichtet. Trotz dieser räumlichen und zeitlichen Einschränkungen zeichnen die Messreihen insgesamt ein sehr umfassendes Bild der atmosphärischen Prozesse. Die Messwerte an beiden Messstationen wiesen außerdem nur geringe Unterschiede auf, wodurch bei Ausfällen, die jeweils andere Station als Vergleichswert dienen kann.

3.3. Ableitung von meteorologischer Kenngrößen

Auf Grundlage der gemessenen und aufbereiteten Ausgangsdaten können nur begrenzt Aussagen bezüglich der Schichtung der Atmosphäre erfolgen. Die in EXCEL – Tabellen vorliegenden Daten bieten jedoch die Möglichkeit weitere Zustandsgrößen und geeignete Kennwerte für atmosphärischer Schichtungen aus zu berechnen. Neben zahlreichen anderen Größen wurden dementsprechend der Dampfdruck e , die potentielle Temperatur Θ , der fühlbare Wärmestrom H , sowie die Richardson Zahl und die Obukovh-Länge ermittelt.

⁴ VAISALA Digi CORA Tethersonde System – Users Manual

(1) Der **Dampfdruck** e ist ein absolutes Feuchtemaß und beschreibt den Partialdruck des Wasserdampfes in der Luft. Er ist im Wesentlichen abhängig von der Temperatur und der relativen Feuchte. Aus der MAGNUS- Formel lässt sich zunächst der Sättigungsdampfdruck e_s ableiten, welcher, multipliziert mit der relativen Feuchte, den Dampfdruck ergibt.

$$e = e_s * rH = \left(6.0187 hPa \exp \frac{17,2694 * T}{237,3 + T} \right) * rH / 100\% \quad [hPa]$$

Dabei ist T die Temperatur in °C und rH die relative Feuchte in %. Die Zahlenwerte entsprechen den Koeffizienten der MAGNUS – Formel bei $T > 0^\circ C$.

(2) Die **potentielle Temperatur** ist ein Temperaturbegriff der dazu dient adiabatische Prozesse zu charakterisieren. Der Begriff adiabatisch kommt aus der Thermodynamik und beschreibt ein System, welches gegenüber seiner Umgebung thermisch isoliert ist. Dies beobachtet man beim Aufsteigen von Luftpaketen, welche sich im trockenadiabatischen Fall um 0,98 K pro 100m abkühlen. Dies geschieht, obwohl das Luftpaket thermisch isoliert ist. Um nun den tatsächlichen Wärmeinhalt von Luft in verschiedenen Höhen zu untersuchen, nutzt man die potentielle Temperatur. Die einfache gemessene Temperatur könnte keine genauen Aussagen über die Schichtung machen. Die potentielle Temperatur wird aus der gemessenen Temperatur und dem vertikalen Druckgradienten über folgende Beziehung berechnet.

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^K \quad [K]$$

K ist der Quotient aus der spezifischen Gaskonstante trockener Luft und der spezifischen Wärmekapazität und kann durch 0,286 ersetzt werden.

Ist die potentielle Temperatur über die Höhe konstant, so ist der Wärmeinhalt in allen Höhen gleich und damit die Atmosphäre neutral geschichtet. Es handelt sich dann in aller Regel auch um ein und dieselbe Luftmasse und Schichtung.

Wird $d\Theta$ mit steigender Höhe negativ, so ist die Schichtung labil, ist $d\Theta$ positiv, so ist die Schichtung stabil. Die potentielle Temperatur war in allen Messungen ein zuverlässiger Indikator für die Charakterisierung der Schichtung. Dies liegt daran das nur wenige Werte in die Formel eingehen und keine empirischen Konstanten oder vereinfachte Annahmen und Randbedingungen gelten. Zeigt die Kurve der potentiellen Temperatur eine markante

Veränderung des Anstiegs oder sogar einen Vorzeichenwechsel im Anstieg, heißt dies, dass die Luft einen anderen Wärmeinhalt hat und somit eines anderen Ursprungs sein kann (z.B. Überlagerung der Grenzschicht der Insel durch die maritime Grenzschicht).

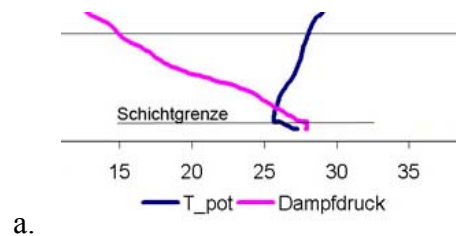


Abb. 11 Beispiel für Änderung der potentiellen Temperatur an einer Schichtgrenze

(3) Das **Bowen – Verhältnis** gibt das Verhältnis von fühlbaren zum latenten Wärmestrom an.

$$\beta = H / L.E$$

Wobei H der fühlbare Wärmestrom und L.E der latente Wärmestrom ist. Das

Bowen – Verhältnis gibt nun an, ob an einem Ort die zugeführte Energie mehr in die Verdunstung (Bowen > 1) oder in die Erwärmung (Bowen < 1) geht. Diese Verdunstungsmessung durch das Bowen – Verhältnis ist auch Grundlage für ein Gradientenverfahren. Gradientenverfahren beruhen auf der Theorie, dass Luftpakete Träger von verschiedenen Eigenschaften sind und fühlbare- als auch latente Wärme gleichermaßen durch turbulent aufsteigende Luftpakete transportiert werden. Daher kann man durch Messung von Gradienten indirekt auf den jeweiligen Fluss zurück schließen.

Das Bowen – Verhältnis ist der Quotient aus H und L.E und lässt sich somit durch folgende Formel ausdrücken.

$$\beta = \frac{-\rho_L \cdot c_P \cdot K_L d\Theta/dz}{-\rho_w \cdot L_v \cdot K_w dq/dz}$$

Wobei ρ (Index L) die Dichte von Luft bzw. (Index W) die Dichte von Wasser, c_P die spezifische Wärmekapazität, L_v die Verdampfungswärme K_L und K_w die Austauschkoefizienten für den fühlbaren Wärmestrom und für den der latenten Energie sind (Index W) beschreibt. Während dq/dz dem Gradient der spezifischen feucht und $d\Theta/dz$ der Gradient der potentiellen Temperatur entspricht.

Bedenkt man, dass die Austauschkoefizienten gleich groß sind, lassen sich beide kürzen. Da jeweils Wertepaare der gleichen Höhe in die Formel eingehen lässt sich diese ebenfalls kürzen. Man erhält dann folgenden Ausdruck:

$$\beta = \frac{-\rho_L \cdot c_p \cdot d\Theta}{-\rho_w \cdot L_v \cdot dq}$$

Nimmt man nun an, dass die spezifische Feuchte q sich ungefähr aus $0.622 e/p$ ergibt und die Psychrometerkonstante sich wie folgt bestimmt:

$$\gamma = \frac{p \cdot c_p}{0.622 \cdot L_v}$$

kann man näherungsweise auch eine stark vereinfachte Formel nutzen.

$$\beta = \gamma \cdot \Delta\Theta / \Delta e$$

Diese vereinfachte Form wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit für die Berechnung Bowen- Ratio aus den 10m Schichtmitteln verwendet.

(4) Es sollten auch noch weitere Indikatoren für die atmosphärische Schichtung genutzt werden. Bevor man diese berechnen kann, muss man zunächst den **fühlbaren Wärmestrom** bestimmen, da dieser in die Formel mit eingeht. Wenngleich der fühlbare Wärmestrom auch Aufschluss über die Beschaffenheit der Grenzschichten gibt, soll dieser hier zunächst nur als Zwischengröße betrachtet werden. Der fühlbare Wärmestrom ist die Änderung der Wärmemenge der Luft, welche bei einer Temperaturänderung auftritt. Dabei dürfen keine Phasenübergänge stattfinden. Die Wärmemenge kann aber in Form elektromagnetischer Strahlung, molekular oder turbulent weiter transportiert werden. Bei den Fesselballonmessungen dieser Untersuchung war der turbulente Austausch von alleiniger Bedeutung. Fühlbare Wärme wird dabei von der sich erwärmenden Oberfläche durch turbulente Konvektion in höhere und kühlere Luftschichten gebracht. Dies geschieht durch einzelne sich vom Boden lösende und aufsteigende Luftpakete. Ist die Oberfläche kälter als die darüber liegende Luft tritt der umgekehrte Prozess auf und fühlbare Wärme wird zum Boden hin transportiert. Die treibenden Kräfte sind dabei unterschiedliche Dichteverhältnisse der Luftpakete und Turbulenzen, die aus der Rauigkeit der Oberfläche und der räumlichen Struktur der Windgeschwindigkeiten resultieren. Bezüglich der Turbulenz gilt, dass ein Gradient der potentiellen Temperatur sich erst durch den Teilchentransport unterschiedlichen Wärmehalts einstellt. Steigt ein Teilchen A mit der Θ und ein Teilchen B mit Θ ab und beide Teilchen hatten aber die gleiche Θ dann hat effektiv gesehen kein Wärmefluss stattgefunden⁴, auch wenn eigentlich eine vertikale Luftbewegung vorausgegangen ist⁵. Der Gradient der Θ ist daher für die Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms äußerst wichtig.

⁵ Die Atmosphäre der Erde – H. Kraus

Den Transport fühlbarer Wärme kann man über Berechnungen bestimmen. Im Wesentlichen bedient man sich dabei den sich einstellenden Temperaturgradienten und eines turbulenten Diffusionskoeffizienten. Als Formel⁶ gilt:

$$\frac{Q_H}{A} = -\zeta_L K_L \frac{d\Theta}{dz}$$

Dabei ist K_L der Diffusionskoeffizient, ζ_L Wärmekapazitätsdichte der Luft bei konstantem Druck und $\frac{Q_H}{A}$ die fühlbare Wärmeflussdichte. Der Diffusionskoeffizient ist variabel und kompliziert zu bestimmen. Grundsätzlich lassen sich zur Bestimmung von H ein direkter und ein indirekter Ansatz unterscheiden⁷. Der indirekte Ansatz nutzt die Gradientenmethode, die zum einen, wie oben beschrieben, ein aerodynamischer Ansatz sein kann oder über das Bowen-Verhältnis erfolgen kann. Bei der direkten Bestimmung bedient man sich der Eddy-Kovarianz-Methode. Dabei misst man mit sehr hoher Genauigkeit die Fluktuationen der potentiellen Temperatur und die der vertikalen Windkomponente. Die fühlbare Wärmeflussdichte wird dann bestimmt über $\frac{Q_H}{A} = -\zeta_L \overline{w'\Theta'}$, wobei $\overline{w'\Theta'}$ die mittlere Abweichung der Vertikalwindkomponente und die der potentiellen Temperatur vom Mittelwert ist, also die Kovarianz. Hierbei ist der Einsatz von zeitlich sehr hochauflösenden Messgeräten, wie 3D-Ultraschallanemometer, die zusätzlich fest installiert sein müssen, von Nöten. Da dies im Rahmen Fesselballonaufstieg nicht möglich ist, aber dennoch großes Interesse an der Ermittlung des fühlbaren Wärmestromes H bestand, wurde auf die Gradientenmethode zurückgegriffen. Bleibt das Problem der Bestimmung der turbulenten Diffusionskoeffizienten.

Bei den Gradientenmethoden sollte es der aerodynamische Ansatz sein. Dabei benötigte man die Messung der Temperatur und die Änderung der horizontalen Windgeschwindigkeit über Grund. Die hierbei verwendeten Annahmen beziehen sich auf die Tatsache das Änderungen der horizontalen Windgeschwindigkeit durch aufsteigende Luftpakete verursacht werden. Daraus kann dann über die Ähnlichkeitstheorie (The principal of similarity)⁸ und die damit verbundene Annahme, dass die Luftpakete Träger anderer Größen sind auch auf weitere Flussgrößen geschlossen werden.

⁶ Meteorologisches Grundwissen – Zmarsly/Kuttler/Pethe

⁷ Meteorologisches Grundwissen – Zmarsly/Kuttler/Pethe

⁸ u.a. Boundary Layer Climates – T. R. OKE

Da die Änderung des Windes über die Höhe durch das logarithmische Windprofil beschrieben werden kann, geht dieses als Annahme in die Bestimmung von H mit ein. Genau hier liegt nun auch die Problematik bei der Berechnung von H . Das logarithmische Windprofil ist generell nur für die untersten 100 m anzunehmen und stellt sich lediglich bei neutraler Schichtung ein⁹. Wenn sich bei der Berechnung von H sehr große positive oder negative Werte einstellen, ist dies auf ein nicht gegebenes logarithmisches Windprofil, bzw. Böigkeit, zurückzuführen.

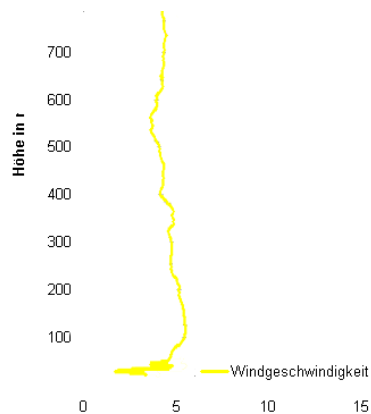


Abb. 12 Annäherndes logarithmisches Windprofil unterhalb 100 m

Berechnung von H resultiert nun aus folgender Formel:

$$H = -C_a k^2 \frac{\overline{\Delta u} * \Delta T}{\ln^2 \frac{z_2}{z_1}}$$

Wobei u die horizontale Windgeschwindigkeit, k die Karman Zahl mit 0,41 ist. C_a (J/m^3k) entspricht der Wärmekapazität trockener Luft, welche sich aus dem Produkt der Luftdichte und der spezifischen Wärme von trockener Luft ergibt. Die Richtung des fühlbaren Wärmestromes ist mit dem Vorzeichen des Temperaturgradienten verbunden. Verallgemeinert lässt sich somit sagen, dass, wenn am Tag der Gradient negativ ist, H positiv ist. H ist also von der Oberfläche in Richtung der Atmosphäre gerichtet und nachts sind die Vorzeichen genau entgegengesetzt, der Fluss ist in Richtung Oberfläche gerichtet.

Es wird darauf hingewiesen, dass es auch noch andere Methoden zur Bestimmung des Diffusionskoeffizienten gibt, so kann K z.B. auch über den Mischungsweg bestimmt werden. Auf Vor- und Nachteile sei hier nicht eingegangen.

Wie bereits erwähnt ist der Gradient der vertikalen Windgeschwindigkeit auch in Abhängigkeit der atmosphärischen Schichtung zu sehen. Dies nutzt man bei der Richardson

⁹ u.a. Boundary Layer Climates – T. R. OKE

Zahl um Rückschlüsse auf die Schichtung zu ziehen. So ist bei einer stabilen Schichtung (z.B. Bodeninversion) der vertikale Gradient der Windgeschwindigkeit entsprechend größer als bei einer neutralen Schichtung. Die vorherrschende stabile Schichtung hemmt schnellere turbulente Luftbewegungen höherer Schichten beim Vordringen in Bodennähe, wo dann wegen dem bremsenden Einfluss der Erdoberfläche (Rauhigkeit) langsamere Windgeschwindigkeiten vorherrschen. Dies wird in der folgenden Abbildung veranschaulicht.

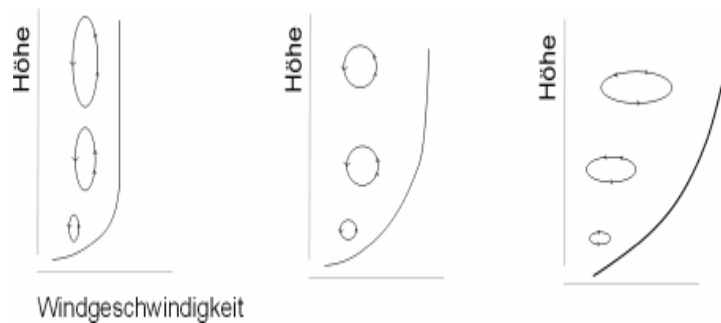


Abb. 13 Windverhältnisse bei Schichtungen; von links nach rechts: labil, neutral, stabil
Bei stabilen Verhältnissen ist die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe am Größten.

(5) Die **Richardson Zahl** stellt dabei einen einfachen Ansatz dar, die konvektiven und turbulenten Austauschprozesse in ein Verhältnis zu setzen und ist somit ein weit reichendes Maß für die Stabilität der atmosphärischen Grenzschicht.

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{(d\Theta / dz)}{(du / dz)^2}$$

Hierbei ist g die mittlere Fallbeschleunigung mit $9,81 \text{ m/s}^2$. Da hier die Änderung der Windgeschwindigkeit über die Höhe du / dz als Quadrat in den Nenner eingeht, ergeben sich extrem große Werte für Ri wenn sich die Windgeschwindigkeit mit der Höhe fast nicht ändert, was bei einer sehr labilen Schichtung der Fall ist. Das Vorzeichen wird dabei ausschließlich über den Gradienten der potentiellen Temperatur mit der Höhe $d\Theta / dz$ bestimmt und nur die Stärke der Schichtung durch den Windgradienten.

Es gilt:

- $Ri > 0$ stabile Schichtung
- $Ri = 0$ neutrale Schichtung
- $Ri < 0$ labile Schichtung

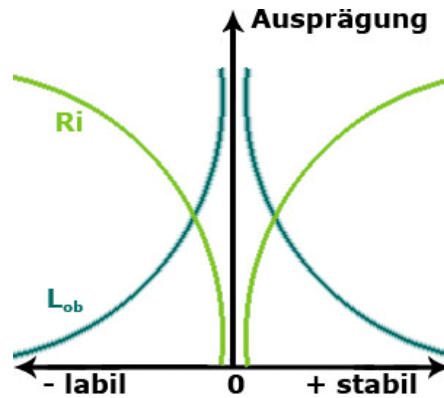


Abb. 14: Relative Bedeutung der Stabilitätsparameter Richardson – Zahl und Obukhov - Länge

(6) Neben potentieller Temperatur und Richardson Zahl, ist die **Obukhov – Länge** ein weit verbreiteter Ansatz um Austauschprozesse in der atmosphärischen Grenzschicht zu charakterisieren.

$$L = - \frac{c_p * p_a * u_*^3 * T}{K * g * H} \quad [m]$$

Dabei entspricht c_p der spezifischen Wärmekapazität der Luft ($1010 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und p_a der Dichte der Luft in $[\text{kg} * \text{m}^{-3}]$. Bei u_* handelt es sich um die Schubspannungsgeschwindigkeit, welche aus der Windgeschwindigkeit und dem logarithmischen Windprofil hergeleitet werden kann. T ist die Temperatur in $[K]$, g die Fallbeschleunigung mit $9,81 \text{ m} * \text{s}^{-2}$. K steht für die Karman – Konstante ($0,41$) und mit H geht der zuvor berechnete sensible Wärmestrom mit in die Gleichung ein. Da H mit in die Berechnung einfließt, wird aus den oben geschilderten Gründen auch L_{ob} nur für die unteren einhundert Meter der Atmosphäre berechnet und ausgewertet. Die Obukhov- Länge beschreibt die Höhe einer Luftsäule in der die Produktion kinetischer Turbulenzenergie infolge der Auftriebeskräfte gleich der dynamischen Produktion kinetischer Turbulenzenergie ist. Dies gilt in einer beliebigen Höhe z innerhalb der dynamischen Unterschicht. L_{ob} eignet sich für die dynamische Unterschicht somit auch als Stabilitätsparameter.

- Allgemein gilt¹⁰:
- $L_{ob} > 0$ stabile Schichtung
 - a. $L_{ob} = 0$ neutrale Schichtung
 - b. $L_{ob} < 0$ labile Schichtung

¹⁰ Angewandte Meteorologie – T. Foken

4. Auswertung

Anhand der berechneten Parameter und durch graphische Darstellung der gemessenen Messgrößen, soll im Folgenden versucht werden, die Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht im Tagesgang und die Ursachen der Schichtungs- und Austauschprozesse zu beschreiben. Dem geht eine Betrachtung der Großwetterlage voraus.

4.1. Einordnung in die Großwetterlage

Wie die Abbildungen (Abb. 15) deutlich erkennen lassen, war bereits zum Zeitpunkt unserer Anreise ein starkes Hoch über weiten Teilen Europas ausgeprägt. Der Hochdruckeinfluss hielt viele Wochen an und bescherte Mitteleuropa den heißesten Juli seit Beginn der Wetteraufzeichnungen. Alle Messungen wurden somit an wolkenlosen Strahlungstagen durchgeführt. Erst am Ende der Messtage begann sich der Hochdruckeinfluss abzuwächen, was sich auch in deutlich schlechterer Sicht äußerte. Die Rahmenbedingungen waren also hohe Einstrahlung, hohe Verdunstung bzw. starker sensibler Wärmefluss und weiträumig absinkenden Luftmassen.

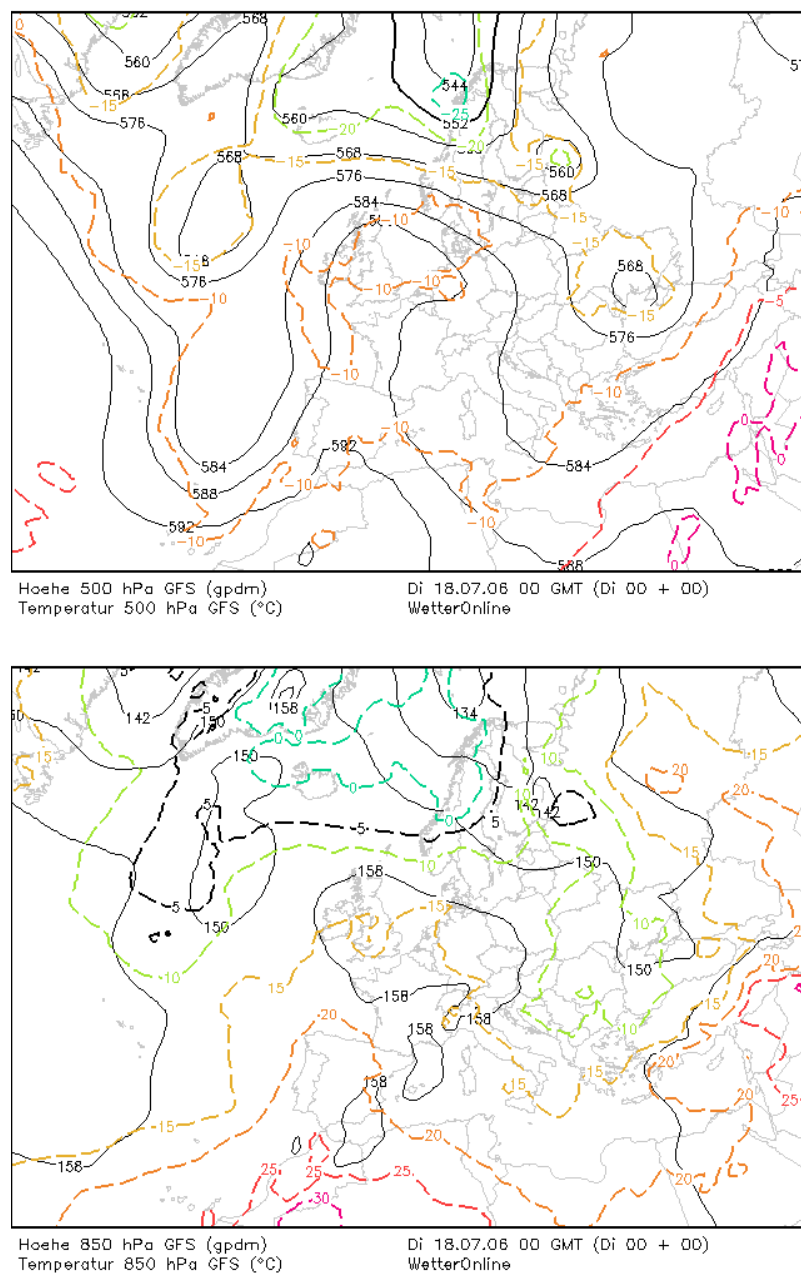


Abb. 15: Druckgebiete über Europa am 18.07.06, 500 hPa und 850 hPa - Niveau

4.2. Analyse der Profile

Für eine Analyse der atmosphärischen Grenzschicht der Insel wurden Profile der meteorologischen Größen Dampfdruck (e in hPa) potentielle Temperatur (Θ in $^{\circ}\text{C}$) und der horizontalen Windgeschwindigkeit (v_H in m/s) aufgestellt und analysiert. Der Dampfdruck als Feuchtemaß wird insbesondere zur Identifizierung unterschiedlicher Luftmassen genutzt. Anhand der potentiellen Temperatur können Aussagen zur Stabilität der Schichtung in der Grenzschicht gemacht werden, plötzliche Änderungen deuten zudem auf unterschiedliche Luftmassen hin. Das Profil der Windgeschwindigkeit wird primär durch die Bodenrauigkeit und Konvektionsprozessen in der Atmosphäre beeinflusst. Bei gleich bleibender Rauigkeit lassen Turbulenzen auf Konvektion und somit Instabilität schließen. Abrupte Änderungen der Windgeschwindigkeit können zudem durch Luftmassenwechsel hervorgerufen werden. Dazu wird noch die Windrichtung (WR in $^{\circ}$) zur Analyse herangezogen.

Ziel der Analyse sind Aussagen zum Tagesgang der gesamten Grenzschicht, sowie die Charakterisierung interner Grenzschichten, welche durch einen Wechsel von Luftmassen mit unterschiedlichen Eigenschaften hervorgerufen werden.

4.3. Die atmosphärische Grenzschicht im Tagesgang

Die atmosphärische Grenzschicht ist der vom Untergrund beeinflusste Teil der Troposphäre.¹¹ Der Tagesgang wird insbesondere durch den Gang der Sonneneinstrahlung bestimmt. Der Gang der Strahlungsbilanz am Boden induziert Austauschprozesse mit der Atmosphäre, die sich in der Schichtung widerspiegeln. OKE beschreibt in *Boundary layer Climates* einen typischen Tagesgang der Grenzschicht der sich auch in den Profilen (Abb. 16) widerfindet.

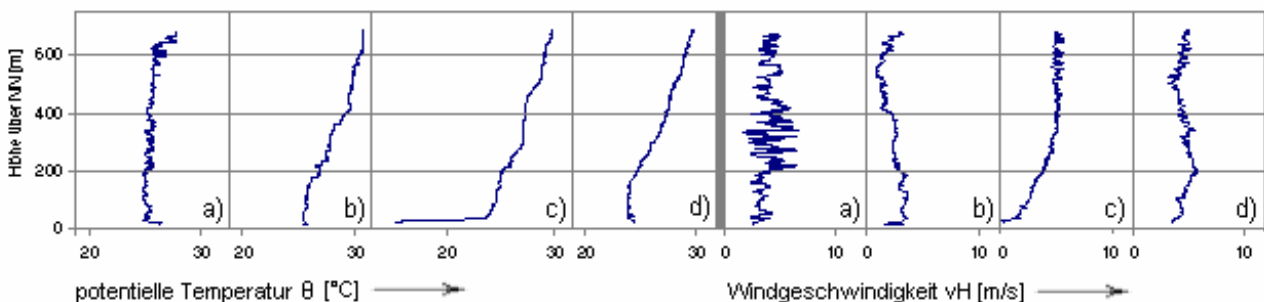


Abb. 16 Profile von Θ und v_H vom 19.07.06 a) 13.00 Uhr, b) 18.00 Uhr, c) 23.00 Uhr, c) 20.07.06 07.00 Uhr

¹¹ Angewandte Meteorologie – T. Foken

Das Profil a in Abb. 16 zeigt den Verlauf der meteorologischen Elemente Θ und v_H zur Mittagszeit nach dem Strahlungsmaximum. Der Boden ist stark aufgeheizt, in der knapp darüber liegenden Luftschicht herrscht ein starker negativer Temperaturgradient. Diese labile Schichtung begünstigt einen starken konvektiven Strom fühlbarer und latenter Wärme von der Erdoberfläche aus. Die Mischungsprozesse unterschiedlicher Größenordnung führen zu einer über mehrere hundert Meter gleich bleibende potentielle Temperatur, was eine neutrale Atmosphärenschichtung aufzeigt. Auch die Windgeschwindigkeit ändert sich im Mittel kaum, was als Folge der starken Durchmischung zu interpretieren ist. Die kurzen Fluktuationen werden durch Überlagerung von Turbulenzen unterschiedlicher Skalen hervorgerufen.

Gegen Sonnenuntergang verringert sich die Einstrahlung, der Boden kühlt sich ab (Abb. 16b). Die durchmischte Schicht ist auf eine Ausdehnung von ca. 200m zusammengeschrumpft. Im weiteren Verlauf kommt es zur Ausbildung einer starken nächtlichen Bodeninversion (Abb. 16c). Diese wird von einer schwach durchmischten Schicht überlagert, an dem im Mittel leicht positiven Θ – Gradienten bis 200m zu erkennen. Der Verlauf der Windgeschwindigkeit wird in den Profilen b) und c) klarer und nähert sich immer mehr der logarithmischen Form an. Durch das Einschlafen konvektiver Prozesse verlieren auch Turbulenzen ihren Motor, das Windprofil ist ungestört.

Mit Sonnenaufgang wird die Strahlungsbilanz am Boden positiv, es kommt zur Erwärmung und zur Zerstörung der nächtlichen Bodeninversion (Abb. 16d). Einsetzende Konvektion führt zur Ausbildung einer gut durchmischten Schicht mit 200m Mächtigkeit um 06.00 Uhr. Das Windprofil zeigt wie das Profil der potentiellen Temperatur eine ähnliche Form wie in der abendlichen Übergangszeit.¹²

4.4. Interne Grenzschichten

Interne Grenzschichten entstehen beim advektiven Transport von Luft über Oberflächen mit unterschiedlichen thermischen oder hygri-schen Eigenschaften. Ebenso sind unterschiedliche Rauigkeiten der Oberflächen bedeutend. OKE bezeichnet diesen Vorgang als *leading edge effect*. Die Ausdehnung der Internen Grenzschicht wächst in Windrichtung. Zur Analyse werden dazu in den Profilen alle 4 Messgrößen in die Betrachtung einbezogen. Zeigen sich besondere Auffälligkeiten, können diese als Interne Grenzschichten interpretiert werden.

¹² zusammenfassend aus: Boundary Layer Climates, S. 73 – T.R. Oke

Am 19.07. und 20.07. wurde an zwei verschiedenen Standorten Ballonaufstiege durchgeführt. Gleiche Auffälligkeiten an den zwei Standorten würden zusätzlich für ein flächiges Phänomen sprechen. Wir erwarteten die Ausbildung einer Grenzschicht, deren Eigenschaften durch die Insel bestimmt sind. Darüber könnte sich eine maritime Grenzschicht befinden. Auch Luftmassen von der benachbarten Insel Korsika könnten zur Ausbildung einer Grenzschicht führen.

Als Beispiel für das Vorgehen werden hier Profile vom 19.07.06 um 19.00 Uhr gezeigt (Abb. 17). Diese zeigen am Standort Stalle (a) den Verlauf von e , Θ , v_H , WR sowie am Standort Horto (b) den Verlauf von e , Θ , v_H .

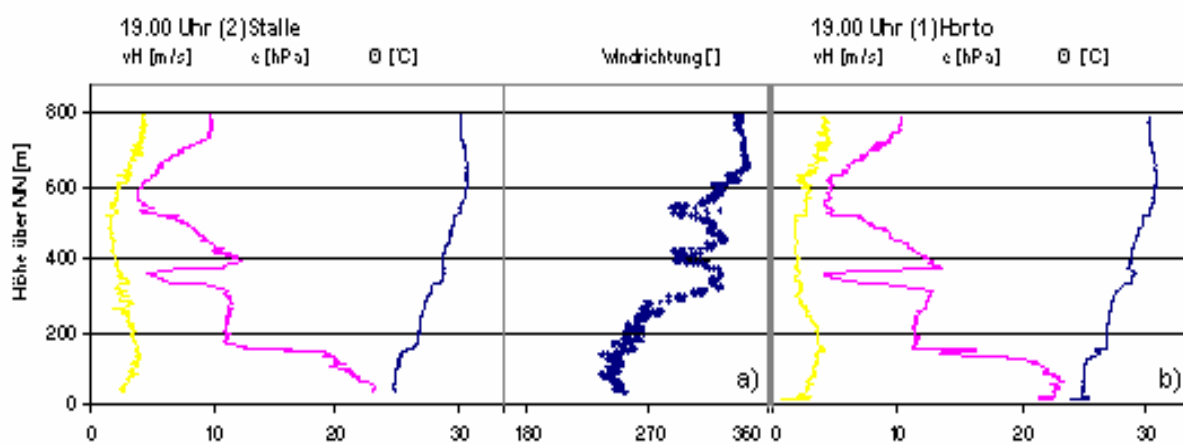


Abb. 17: Profile vom 19.07.06 19.00 Uhr a) Stalle: v_H , e , Θ , WR b) Horto: v_H , e , Θ

Auffällig in Abb. 17 sind zunächst die Inversion bei 170m mit Dampfdrucksprung und ein Ausschlag im Temperatur- und besonders deutlich im Dampfdruckprofil bei 320-400m. Dieser ist auch im Profil der Windrichtung zu erkennen. Ab 320m Höhe dreht der Wind von W auf NW und dann wieder zurück. Auch die Profile von Horto zeigen diese Auffälligkeit in ähnlicher Höhe. Zusammen deutet dies auf eine Luftmasse anderer Herkunft hin, welche wärmer und trockener als die umgeben Luft ist. Diese befindet sich als 80m mächtige Schicht in ca. 320m Höhe.

Durch die stündlichen Messungen kann die zeitliche Variabilität der atmosphärischen Grenzschicht analysiert werden. Neben der Betrachtung des Tagesganges können auch die Veränderungen interner Grenzschichten beobachtet werden. Am 19.07.06 wurden Profile von 19.00 Uhr bis 23.00 Uhr erstellt (Abb. 18). Zur Betrachtung wird der Verlauf des Dampfdruckes genutzt, da dieser am stärksten auf veränderte Luftmassen reagiert. Zur Analyse wurden hier die Profile vom Standort Stalle herangezogen, da es bei Horto zur selben Zeit technische Probleme gab.

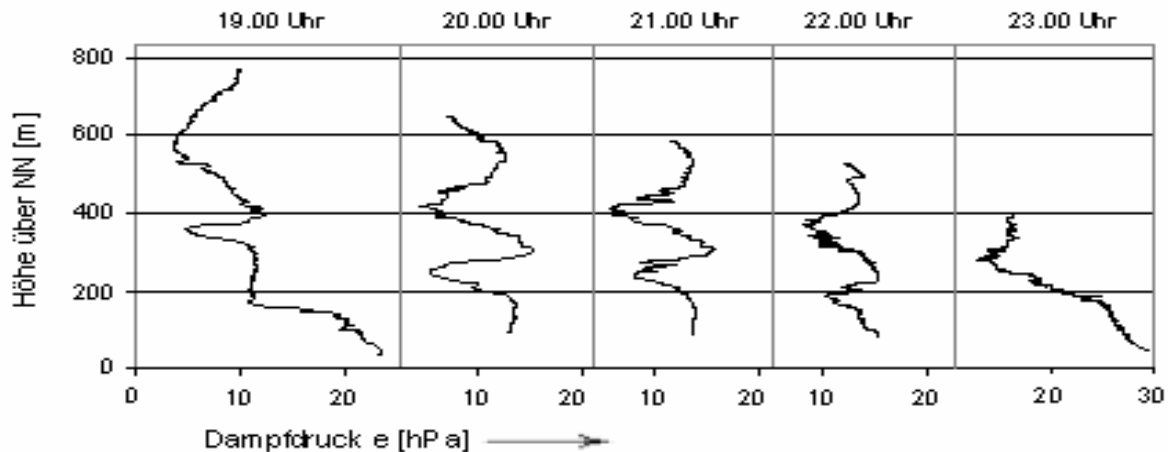


Abb. 18 Dampfdruckprofile von Stalle 19.07.06 19.00 – 23.00 Uhr

Es zeigen sich im Verlauf des Abends zwei auffällige Ausschläge im Dampfdruckprofil, die auf interne Grenzschichten hindeuten. Um 19.00 der bereits besprochene Ausschlag bei ca. 320m, ein Zweiter lässt sich bei ca. 550m erahnen. Bis 20.00 Uhr sinken beide stark um 150m ab, der Obere tritt nun deutlich hervor. Das Absinken hält abgeschwächt bis 23.00 Uhr an. Die Beträge der Dampfdrucksprünge werden zudem kleiner. Um 20.00 Uhr beträgt der Dampfdruckunterschied des unteren Ausschlages über 8 hPa, 22.00 Uhr nur noch etwa 5 hPa, bis 23.00 Uhr geht dieser vollkommen zurück.

Auch an den folgenden Messtagen können ähnliche Beobachtungen getroffen werden. In einem nächsten Schritt wäre es nun interessant diese internen Grenzschichten zu charakterisieren und ihre Entstehung nachzuvollziehen. Hier im Beispiel sind die Luftmassen wärmer und trockener als die Umgebungsluft. Bei einer maritimen Grenzschicht würde man wohl eher feuchtere Luft erwarten, wie es z.B. am 21.07. nachmittags der Fall ist.

Auch zur Dynamik der internen Grenzschichten besteht noch viel Erklärungsbedarf. Am ersten Messtag bilden sich diese erst gegen Abend aus. Am Tag der 2. Messreihe verschwinden sie gegen Abend, am Morgen gibt es Beobachtungen ca. 500m höher. Auch bedarf die recht stabile Inversion, die ab dem 2.Tag zwischen 100 und 250m Höhe zu beobachten ist, einer Erklärung. Ein Punkt wäre zudem, herauszufinden, inwieweit die internen Grenzschichten an die Dynamik der gesamten Grenzschicht gekoppelt sind, welche gegenseitigen Einflüsse bestehen und wodurch die Kopplung bestimmt wird.

Interne Grenzschichten haben sich als interessante und schnell veränderliche Gebilde erwiesen. Um tiefer gehende Aussagen zu treffen, wären Messergebnisse aus anderen Landschaftsformen hilfreich. Ein breiter Erfahrungsschatz über Luftbewegung und

Austauschprozesse in der Atmosphärischen Grenzschicht erlaubt zudem einige weitere Schlussfolgerungen aus den gewonnen Daten.

4.5. Stabilitätsparameter

Im Folgenden werden beispielhaft einzelne Messreihen der Kampagne herausgegriffen, die abgeleiteten Stabilitätsparameter graphisch dargestellt und ihre Bedeutung für die Schichtungs- und Austauschprozesse innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht diskutiert.

Die Messungen begannen am 19.07.06 kurz nach Mittag. Im Allgemeinen kann in diesem Fall Maximum der Turbulenz innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht, kurz nach dem täglichen Strahlungsmaximum angenommen werden¹³. Dies führt hier zu einer turbulenten Durchmischung bis in eine Höhe von 600m (Abb. 19), was sich, trotz zwischengelagerter stabiler bzw. labiler Schichten, deutlich in der weitgehend neutralen Schichtung der Grenzschicht äußert. In Abb. 19 wurden dabei nur Schichten kenntlich gemacht, die auch in Folgemessungen als längerfristige Phänomene belegt werden konnten. Als stark ausgeprägt und zeitlich sehr konstant erwies sich die Inversion in der Höhe (hier zwischen 600m und 700m). In Anbetracht der stark ausgeprägten Hochdruckwetterlage (4.1), der Stärke der Inversion und der geringen Feuchte, der Luftmasse, handelt es sich hierbei wohl um eine Absinkinversion¹⁴. Dass es sich dabei, wie zunächst vermutet um die Passatinversion handelt, scheint unwahrscheinlich, da sich bei späteren Messungen, darüber wieder labile Bedingungen zeigten (Abb. 21).

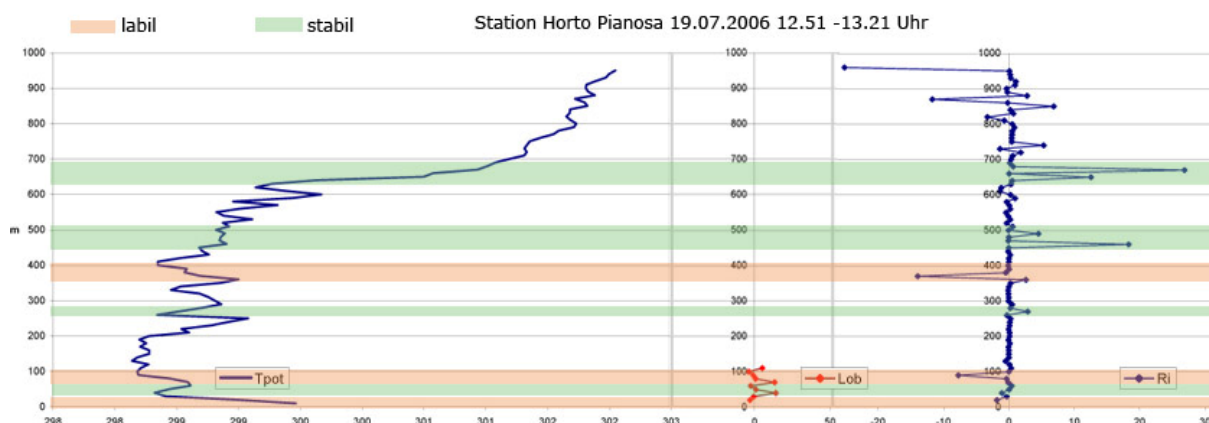


Abb. 19 Stabilitätsparameter Station Horto 19.07.2006 mittags

¹³ Angewandte Meteorologie – T. Foken

¹⁴ Die Atmosphäre der Erde – H. Kraus

Mit erstaunlicher Konstanz hält sich zudem in einer Höhe von ca. 400m eine labile Schichtung, welche bis in die Abendstunden, weder durch turbulente Thermik vom Boden noch durch die, sich zum Boden durchsetzende, Absinkinversion aufgelöst wird (siehe auch Abb. 21 und). Dies legt den Schluss nahe, dass es sich hier um die Grenze zu einer Luftmasse handelt, welche aus anderen Oberflächenbedingungen gespeist wird. Hinsichtlich der Frage nach dem räumlichen Ursprung der Luftmasse und den Entstehungsbedingungen deuten geringere potentielle Temperatur und erhöhte Werte der spezifischen Feuchte einen zunehmend maritimen Einfluss an. Andere Erklärungsansätze, die Kondensationsniveau und Wolkenbildung zur Grundlage haben¹⁵, versagen in diesem Fall aufgrund der viel zu geringen Luftfeuchte. Der regelhafte Unterteilung der atmosphärischen Grenzschicht, im Sinne von durchmischter Schicht, Inversion und freier Atmosphäre, mit den dazugehörigen charakteristischen Profilen von q und Θ (Abb. 20) zeigte sich jedoch sehr deutlich.

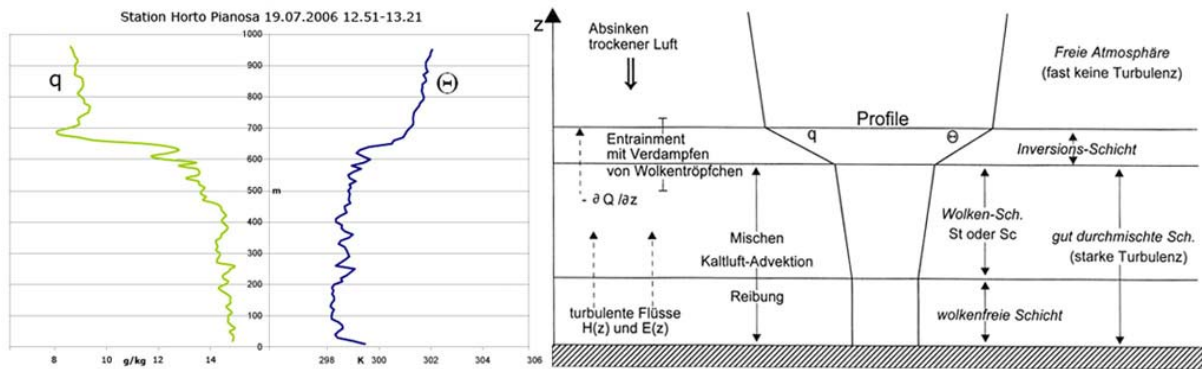


Abb. 20 Profile der spezifischen Feucht und potentiellen Temperatur – Messung vs. Idealfall
Rechts: Messung, Links: Idealfall aus KRAUS, H. (2003)

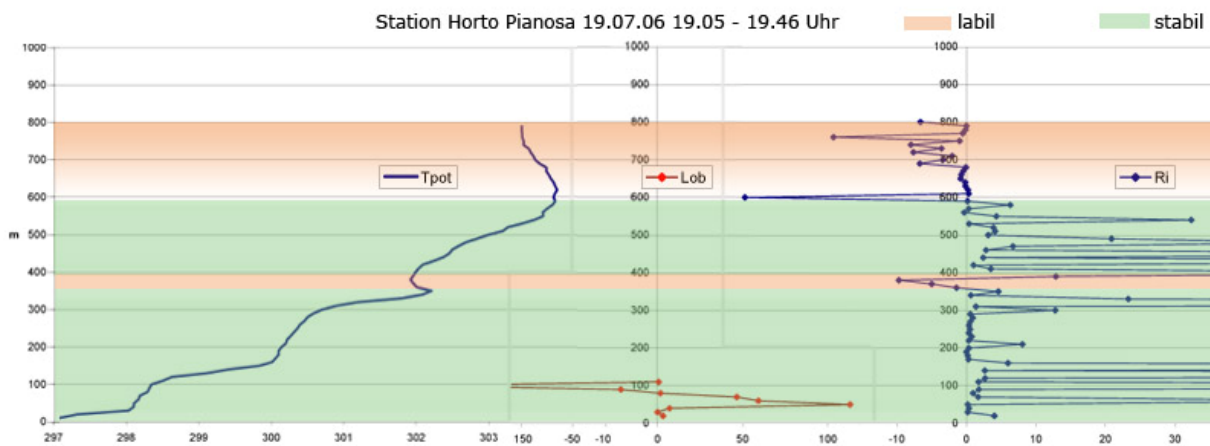


Abb. 21 Stabilitätsparameter Station Horto 19.07.2006 abends

¹⁵ Die Atmosphäre der Erde – H. Kraus

Mit nachlassender Einstrahlung kommen auch die thermisch bedingten Austauschprozesse sehr schnell zum Erliegen. Bis zum Abend kann sich die Inversion, wie in Kapitel 4.3 bereits geschildert, dadurch bis zum Boden durchsetzen. Die negative Strahlungsbilanz am Erdboden und die damit verbundene Abkühlung verstärken die Inversion in Bodennähe zusätzlich. Dies sorgt für weitestgehend stabile Bedingungen (Abb. 21 und Abb. 22). Da die atmosphärische Schichtung nun viel weniger durch die lokale Thermik bestimmt wird, als durch großräumigere Luftmassen, ist auch für die Betrachtungsweise ein Skalenübergang notwendig. Das heißt die Schichtung der Atmosphäre wird durch großräumigere Unterschiede der Land- See- Verteilung bestimmt, was wiederum durch die Absinkinversion überlagert wird. Im Profil (Abb. 21 und Abb. 22) zeigt sich dabei deutlich eine Verteilung der Atmosphäre. Die zwei labilen Schichten entsprechen dabei Luftmassen, welche im Vergleich zu ihrer Umgebung kühler und feuchter sind. Sie weisen also eher einen maritimen Einfluss auf.

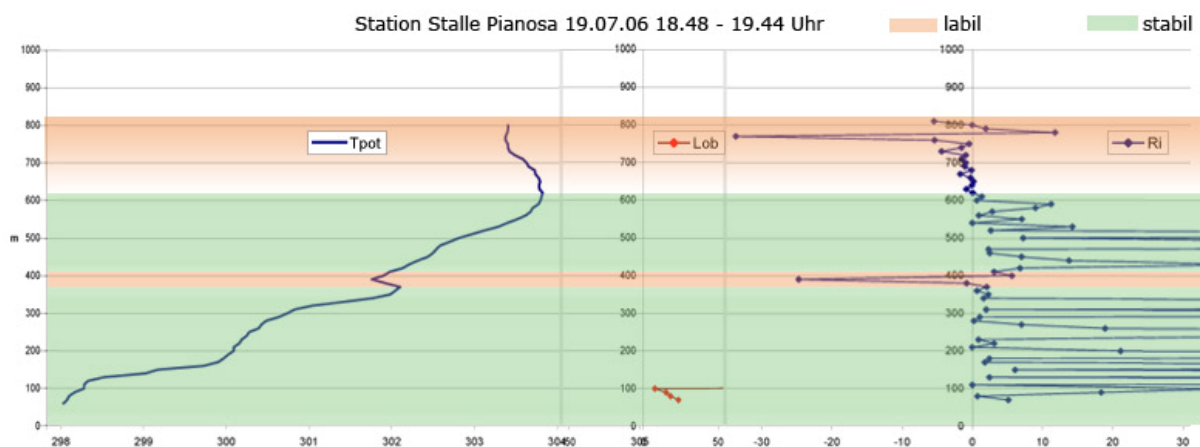


Abb. 22 Stabilitätsparameter Station Stalle 19.07.2006 abends

Im Laufe der Nacht stellt sich zunehmend Stabilität ein. Auch die interne Grenzschicht bei 400m verschwindet, was dafür spricht, dass im Laufe der Nacht eine Angleichung der Verhältnisse über verschiedenen Oberflächen erfolgt. Bis zum Morgen weist die Atmosphäre schließlich eine, über das ganze Profil reichende, stabile Schichtung auf (Abb. 23). Diese ist durch die hohe Ausstrahlung der Erdoberfläche, am Boden besonders stark ausgeprägt.

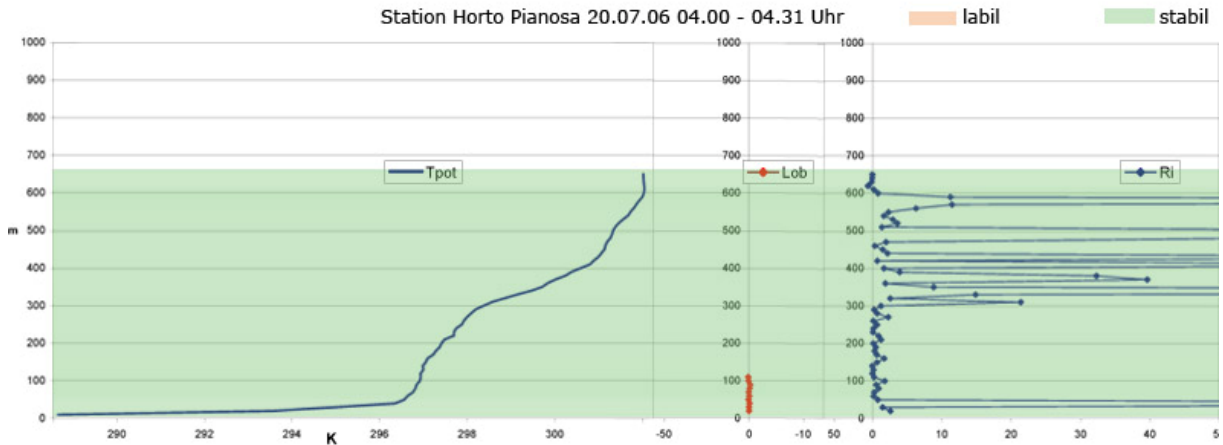


Abb. 23 Stabilitätsparameter Station Stalle 20.07.2006 morgens

Unmittelbar nach Sonnenaufgang (Abb. 24) setzt die thermische Durchmischung von neuem ein und beginnt die Inversion vom Boden her aufzulösen. Interessant ist, dass die Mischungsschicht nun bis zum Mittag, trotz ähnlicher Strahlungsbedingungen, bei weitem nicht die Höhe des Vortages erreicht. Wenn der Grund dafür nicht in einer geringeren Einstrahlung liegt (ein Vergleich mit den Messungen der Uni Basel wäre in diesem Fall aufschlussreich), bleiben zwei weitere mögliche Einflussfaktoren. Zum einen verstärkter Einfluss der absinkenden Luftmassen innerhalb des Hochdruckgebietes, vor allem wohl aber die wesentlich höheren Windgeschwindigkeiten am zweiten Messtag. Die horizontal sehr starken Winde stehen dabei den thermisch bedingt, aufsteigenden Luftmassen entgegen.

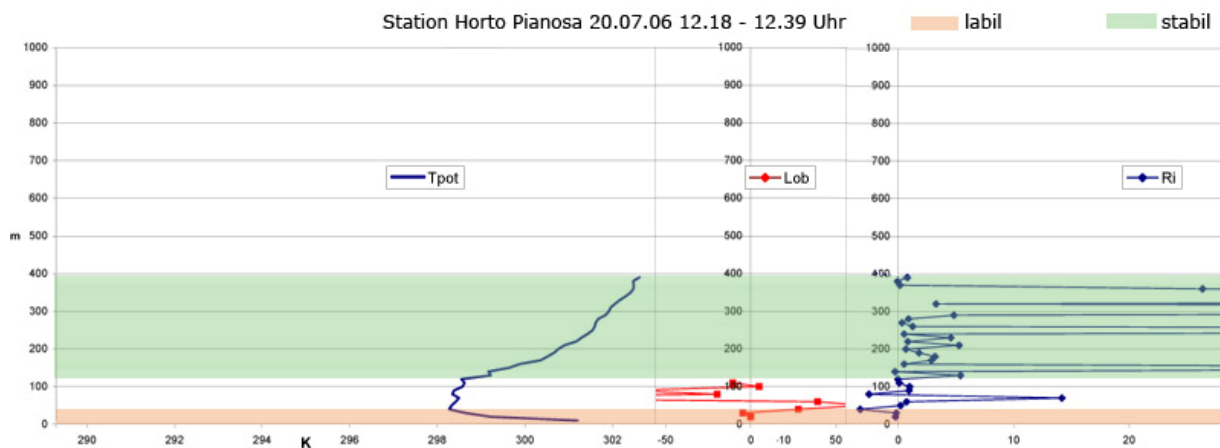


Abb. 24 Stabilitätsparameter Station Stalle 20.07.2006 mittags

Stellt man zunächst die Werte der verschiedenen Stabilitätsparameter gegenüber ist eine starke Übereinstimmung zwischen Richardson- Zahl und potentieller Temperatur zu erkennen. Bezieht man die Obukhov- Länge mit in die Interpretation der Profile ein, ergeben sich

Deutungsschwierigkeiten, da die Windgeschwindigkeit, indirekt durch H das Vorzeichen der Obukhov-Länge mit beeinflusst und bei, mit der Höhe abnehmenden Windgeschwindigkeiten, zu gegensätzliche Aussagen bezüglich der Stabilität führt. Bei sehr ausgeprägter Stabilität bzw. Labilität (Abb. 23) zeigen alle drei Stabilitätsparameter ein einheitliches Bild, bei neutralen bzw. indifferenten Bedingungen, ist eine zuverlässige Interpretation der Größen, jedoch nur unter Betrachtung der Rahmenbedingungen und mit einiger Überlegung möglich.

5. Fazit

Die kontinuierlichen Profilmessungen haben sich als ein geeignetes Mittel zur Beschreibung der Atmosphärischen Grenzschicht erwiesen. Labilität und Stabilität als steuernder Faktor für die atmosphärischen Austauschprozesse konnten klar charakterisiert werden. Die beobachteten Tagesgänge der atmosphärischen Zustandsgrößen entsprachen im Wesentlichen den in der Literatur dargestellten Schemata. Insbesondere die Amplitude der Temperatur in den unteren 30m der Atmosphäre lies eine deutliche Kopplung an den Strahlungsumsatz der Oberfläche erkennen. Darüber liegende Luftschichten waren hingegen maritim bzw. durch die Großwetterlage beeinflusst. Auch zeigten die Profile die typische Unterteilung in Bodenschicht, Mischungsschicht und Absinkinversion als Grenze zur freien Atmosphäre. Darüber hinaus ließen die Profilmessungen immer wieder interne Grenzschichten erkennen. Diese waren trotz geringer Ausdehnung in der Höhe von oft nur wenigen Dekametern von erstaunlicher zeitlicher Konstanz. Daraus lässt sich schließen, dass sie auf die räumliche Verteilung unterschiedlicher Oberflächeneigenschaften zurückgehen. Es bleibt jedoch schwierig aus punktuellen Messungen auf den genauen Ursprung der Luftmassen Rückschlüsse zu ziehen.

Mit Problemen behaftet war auch die Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms mittels eines aerodynamischen Verfahrens, da die für die Berechnung geforderten Restriktionen (z.B. neutrale Schichtung, keine Konvergenz bzw. Divergenz der Flüsse) innerhalb des betrachteten Systems nicht vollständig gegeben waren.

Inhaltsverzeichnis Anhang

Anhang 1: Protokoll_Pianosa.xls

Anhang 2: Ballondaten roh

Anhang 3: Kommentierte Version des verwendeten IDL Skripts, Input - Outputdatensätze

Anhang 4: Datensätze nach Schichtmittelung mit Diagrammen

Anhang 5: Datensätze nach Gleitmittelung mit Diagrammen

Anhang 6: Vorlage zur vektoriellen Mittelung der Windkomponente mit Diagramm

Anhang 7: Zusammenfassende Darstellung der Profile nach Gleitmittelung

Literaturverzeichnis

BARTOLETTI, E., et al. (2004): AN AQUIFER AT SEA: THE ISLAND OF PIANOSA, Kongresspaper, http://www.regione.emilia-romagna.it/wcm/geologia/canali/convegni_e_seminari/congresso_europeo/congresso_04.htm [22.01.2007]

BARALDI, R. (2004): The Pianosa LAB. An integrated research project to access the carbon balance of Pianosa island, Journal of Mediterranean Ecology, vol 5, No. 1, 2004, S.5 – 13, Effe Publisher, Itlay

FOKEN, T. (2003): Angewandte Meteorologie – Mikrometeorologischen Methoden, mit 90 Tabellen, Springer, Heidelberg – Berlin

HUPFER, P. ; HEYER, E. [Hrsg.],(2006): Witterung und Klima – Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie, 12. überarbeitete Auflage, Teubner, Wiesbaden

KRAUS, H. (2004): Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie, 3. erweiterte und aktualisierte Auflage, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York

OKE, T.R. (2003): Boundary layer climates, 2. überarbeitete Neuauflage, Routledge, London

VAISALA Digi CORA Tethersonde System – Users Manual

ZMARSLY, E. et al (2002): Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen - Eine Einführung mit Übungen, Aufgaben und Lösungen ; 30 Tabellen, 2. Auflage, Ulmer, Stuttgart