

Untersuchung thermisch induzierter Hang- und Talwindsysteme am Toten Meer und deren Kopplung an größere Skalen

Studienarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Sarah Schmitz

Dezember 2009

INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Theoretische Grundlagen	5
2.1	Land- und Seewind	5
2.2	Hang- und Talwind	6
2.3	Katabatischer Wind	8
3	Datengrundlage	11
4	Datenauswertung	13
4.1	Windrosen	13
4.2	Katabatischer Wind	22
4.3	Durch Seewind unterstützter Hangabwind	28
4.4	Ausbleiben des Hangabwindes	38
5	Zusammenfassung und Schlussfolgerung	47
A	Abbildungsverzeichnis	49
B	Literaturverzeichnis	53
C	Anhang	55

1 Einleitung

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie betreibt seit Oktober 2006 eine meteorologische Station mit unter anderem einem 9 m hohen Messmast am Toten Meer in Israel (Abb. 1.1 und 1.2). Die Station befindet sich am Westufer auf dem Felsen von Masada ungefähr auf 0 m NN (Koordinaten: 31°19'10,0" N, 35°20'52,7" E). Der Felsen gehört zu einem Hang der von ca. 600 m NN bei Arad auf -400 m NN am Ufer des Toten Meeres abfällt (Abb. 1.3). Das Tote Meer liegt an der tiefsten Stelle in einem nord-süd ausgerichteten Tal, das sich vom See Genezareth im Norden bis nach Elat im Süden erstreckt. Die Topographie von Israel ist in Abb. 1.4 zu sehen.

Diese Station wurde für das Projekt MASAL (Meteorological Observation and Assimilation of the Atmosphere on Long term (Dead Sea, Israel)) aufgebaut. Ziel des Projektes ist es, mesoskalige Windsysteme und ihre Rolle bei der Verteilung von Schadstoffen im Bereich des Toten Meeres zu untersuchen. Diese Arbeit soll im Rahmen von MASAL eine Analyse der Windverhältnisse am westlichen Randgebirge des Toten Meeres liefern.



Abb. 1.1: Blick vom Masada-Felsen auf den Standort der Messstation (schwarzer Pfeil)

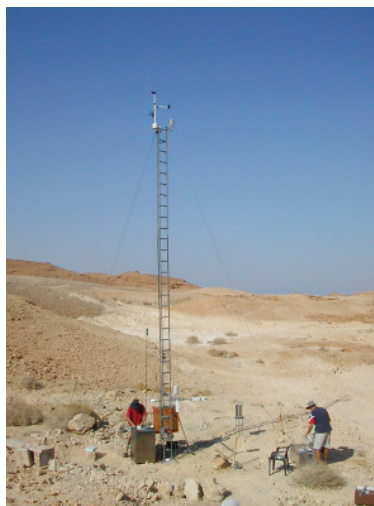


Abb. 1.2: Links Blick auf den Aufbauort der Messstation mit dem Toten Meer im Hintergrund und rechts der Messmast mit Blick nach Norden

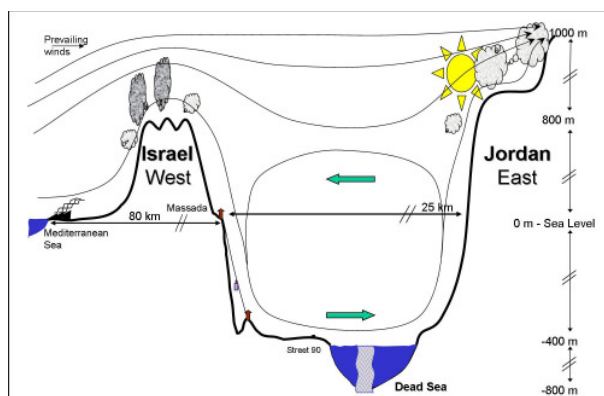


Abb. 1.3: Höhengschnitt durch des Tal des Toten Meeres auf der geographischen Breite von Masada mit möglichen Strömungsverhältnissen

Die synoptische Situation in diesem Gebiet weist häufig tiefen Druck über der arabischen Halbinsel auf, was eine nördliche Strömung über Israel zur Folge hat. Die horizontalen Druckgradienten sind dabei aber meistens schwach. Es ist also zu erwarten, dass sich kleinräumige, vorwiegend thermisch induzierte Windsysteme im Tal des Toten Meeres ausbilden können.

Die orographische Lage des Toten Meeres und die dort häufig kräftige Sonneneinstrahlung führt zur Entstehung von Hangwindsystemen. Solche Hangwindsysteme sind in allen bergigen Regionen zu finden. Da sie unter anderem wichtig für die Verteilung von Luftschadstoffen und die Entwicklung der Grenzschicht in Tälern sind, wurden sie für einige Regionen bereits untersucht. So zum Beispiel für den Schwarzwald in der Arbeit von Kossmann und Fiedler (2000), in der die Antriebsmechanismen von thermisch induzierten Hangwindsystemen am Tag und in der Nacht analysiert wurden.

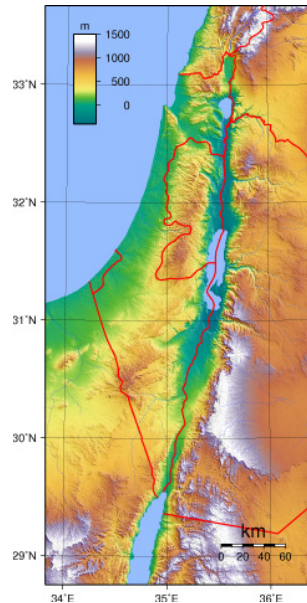


Abb. 1.4: Topographie von Israel (www.transasien.org)

Aufgrund der relativ geringen Entfernung zwischen dem Mittelmeer und dem Toten Meer von ungefähr 80 km, ist die Land-Seewindzirkulation ein zweites thermisches Windsystem, das Einfluss auf die Windverhältnisse im Tal des Toten Meeres haben kann.

Zusätzlich muss berücksichtigt werden, dass Luftströmungen, die unter einem bestimmten Winkel auf ein Tal treffen, oft so abgelenkt werden, dass sie mehr oder weniger die Richtung des Tals selbst einnehmen (Abb. 1.5). Man spricht dann von einer Kanalisierung. Dieses Thema ist für das Oberrheintal in den Arbeiten von Wippermann (1984) und Kalthoff und Vogel (1992) bereits untersucht und in der von Gross und Wippermann (1987) numerisch modelliert worden. Auch im Tal des Toten Meeres, welches in Nord-Süd-Richtung verläuft, muss bei der Analyse der dortigen Windverhältnisse mit einer Kanalisierung der Strömung gerechnet werden.

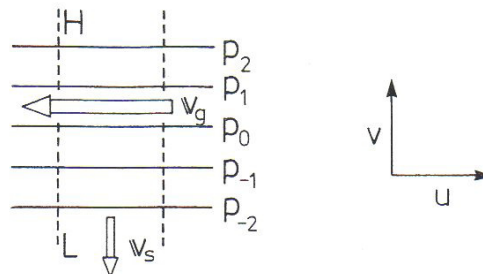


Abb. 1.5: Schematische Darstellung der Kanalisierung wobei v_g der geostrophische Wind und v_s der bodennahe Wind ist (Kalthoff und Vogel, 1992, basierend auf Fiedler, 1983)

2 Theoretische Grundlagen

2.1 Land- und Seewind

Die thermischen Eigenschaften von Wasser- und Landoberflächen unterscheiden sich deutlich voneinander. Erreicht die Strahlung die Erdoberfläche, so wird nur die dünne oberste Bodenschicht erwärmt. Beim Wasser dringt die Strahlung einige Meter tief ein, das heißt es wird ein größeres Wasservolumen erwärmt. Aufgrund seiner, im Vergleich zur Landoberfläche, höheren Wärmekapazität kühlt sich das Wasser langsamer ab. Daraus ergibt sich eine stärkere Erwärmung der Landoberfläche gegenüber Wasser am Tag und eine intensivere Abkühlung bei Nacht. Diese stärkere Erwärmung (Abkühlung) führt über der Landoberfläche zu einem Anstieg (einer Abnahme) der Schichtdicke, was in einer Neigung der Druckflächen und somit in einem horizontalen Druckgradienten resultiert. Bei ausreichenden horizontalen Temperatur- und damit Druckgradienten kommt es zu einer thermischen Zirkulation zwischen Meer und Land. Aufgrund des Richtungswechsels des Temperaturgradienten zwischen Tag und Nacht, ändert sich der Drehsinn dieser thermischen Zelle (Bendix, 2004). Die Land-Seewind-Zirkulation ist also ein tagesperiodisches lokales oder regionales Windsystem.

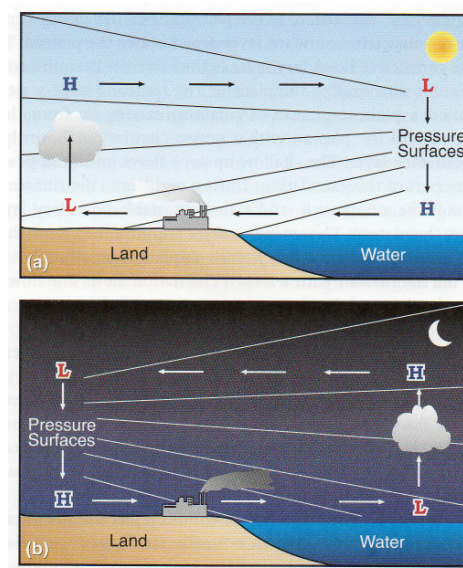


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der Land-Seewind-Zirkulation (a) am Tag und (b) in der Nacht (Whiteman, 2000, basierend auf Ahrens, 1994)

Am Tag ergibt sich eine Strömung vom kälteren Meer zum aufgeheizten Land. Dieser Seewind kann bis zu 100 km landeinwärts vordringen. In der Höhe weht, zum nötigen Massenausgleich, der Wind vom Land zum Meer. In der Nacht kehren sich die Verhältnisse um. Der Wind weht vom abgekühlten Land zum relativ gesehen wärmeren Meer (Landwind). Auch in der Höhe dreht sich die Strömungsrichtung um (Abb. 2.1). Eine solche Land-Seewind-Zirkulation wird in der Arbeit von Kottmeier et al. (2000) für Südost-Spanien beschrieben.

Der Landwind ist meist von geringerer Intensität als der Seewind. Durch die stabile Schichtung der Luft bei Abkühlung kann nur die unterste Luftschicht nennenswert von der Abkühlung bei Nacht beeinflusst werden, wohingegen bei Tag die Erwärmung durch die Konvektion auf bedeutend mächtigere Schichten übertragen wird. (Liljequist und Cehak, 2006)

2.2 Hang- und Talwind

Im Gebirge können sich thermische Gegensätze auch ohne Änderung der Landbedeckung ausbilden, wenn sich die Erwärmungsraten bedingt durch Hangneigung und -exposition bzw. unterschiedliche Luftvolumina räumlich unterscheiden. Daraus resultieren am Tag Hangauf- und Talwind, in der Nacht Hangab- und Bergwind (Bendix, 2004). Dieses thermische Windsystem wird in der Arbeit von Kossmann und Fiedler (2000) anhand von Daten, die während TRACT (TRansport of Air pollutants over Complex Terrain) im Schwarzwald gewonnen wurden, beschrieben.

Nach Whiteman (2000) entstehen Talwindsysteme durch einen horizontalen Temperaturunterschied, der sich zwischen dem Tal und der Ebene vor dem Tal bildet, und einen horizontalen Druckgradienten zur Folge hat (Abb. 2.2). Tagsüber erwärmt sich die Luftsäule im Tal schneller als in der Ebene da im Tal eine vergleichsweise geringere Luftmenge erwärmt werden muss, und deren Temperatur dann auch schneller und stärker ansteigt. Daraus resultiert ein Talwind, welcher in das Tal hineinweht. In der Nacht kühlt sich die Luftsäule im Tal schneller ab als in der nahen Ebene, was die Entstehung eines Bergwindes, der aus dem Tal heraus weht, bewirkt.

Hangwinde entstehen durch das unterschiedliche Erwärmen bzw. Abkühlen der Luft durch Strahlungsprozesse über den Hängen im Vergleich zur Luft in der gleichen Höhe aber in einiger Entfernung vom Hang. So hat ein Luftpaket nahe am Hang tagsüber eine höhere und nachts eine niedrigere Temperatur als eines, das sich nicht über dem Hang aber in gleicher Höhe NN über der Talmitte befindet. Daraus resultieren Auftriebs- bzw. Abtriebskräfte, die auf die hangnahen Luftschichten wirken (siehe auch Kapitel 2.3 „Katabatischer Wind“). Das Hangwindsystem ist in Abb. 2.3 dargestellt. Darin sieht man, dass sich an den sonnenbeschienenen Hängen Hangaufwinde bilden die auch in den Morgenstunden (d) die Tal-Inversion abbauen. Ab dem späten Nachmittag (a) und in der Nacht bilden sich Hangabwinde die mit zunehmender Kaltluftakkumulation im Tal verebben.

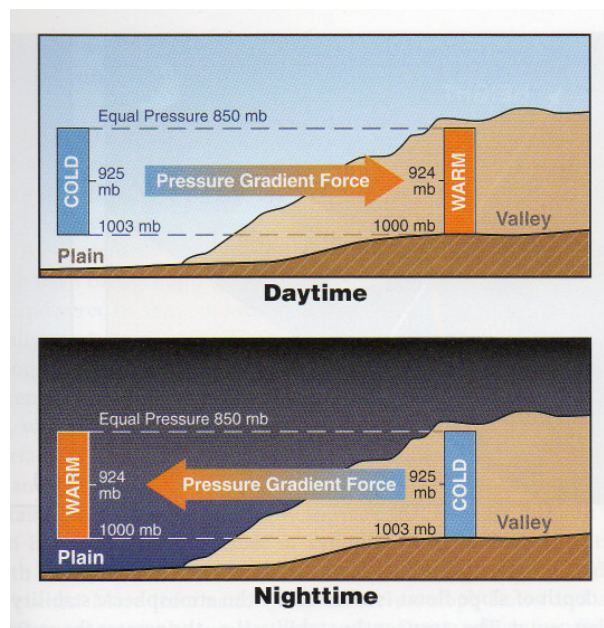


Abb. 2.2: Schematische Darstellung der Entstehung eines Druckgradienten aufgrund eines horizontalen Temperaturunterschiedes der Luftmassen im Tal und in der Ebene, der ein Talwindssystem zur Folge hat (Whiteman, 2000, basierend auf Hawkes, 1947)

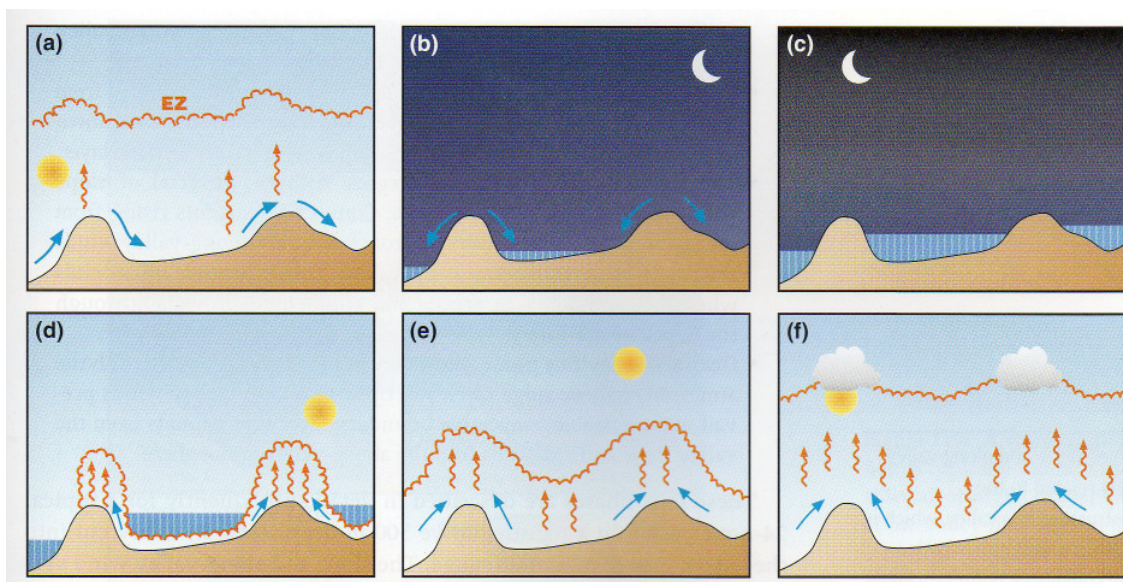


Abb. 2.3: Schematische Darstellung des Hangwindsystems (Whiteman, 2000). Die blauen Pfeile stehen für Hangwinde, die roten für konvektive Strömungen, die blauen Felder für die Tal-Inversion und die rote Linie für die Entrainment Zone

Die Geschwindigkeit eines Hangwindes kann mit der Formel von Vergeiner und Dreiseitl (1987), abgeschätzt werden:

$$v_{max} = \frac{H \cdot (1 - d)}{\tan(\beta) \cdot c_p \cdot \rho \cdot \frac{d\bar{\theta}}{dz} \cdot z_w} \quad , \quad [2.1]$$

wobei v die maximale Hangwindgeschwindigkeit in m s^{-1} , β die Hangneigung in Grad, c_p die spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck in $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$, ρ die Luftdichte in kg m^{-3} , $\frac{d\bar{\theta}}{dz}$ der mittlere Höhengradient der potentiellen Temperatur in der Talluft in K m^{-1} , z_w die Dicke der hangparallelen Warmluftschicht in m, H der fühlbare Wärmestrom auf die horizontale Fläche in W m^{-2} und $(1-d)$ der relative Wärmeverlust an die Talluft ist.

Die Talquer- (Hangwind) und Tallängszirkulationen (Berg-Talwind) sind nicht unabhängig voneinander zu sehen, sondern bilden ein sich ergänzendes System (Bendix, 2004). Dieses System wurde von Defant (1949) in idealisierter Form schematisch zusammengefasst und ist in Abb. 2.4 dargestellt. Zu sehen ist, dass sich bei Sonnenaufgang (A) an den Hängen ein Hangaufwind bildet während der nächtliche Bergwind noch vorhanden ist. Dieser kommt dann im Laufe des Morgens zum Erliegen und es beginnt sich ein Talwind auszubilden (B und C). Am späten Nachmittag verebbt der Hangaufwind und mit zunehmender tiefer stehender Sonne bildet sich ein Hangabwind (D und E). Nach Sonnenuntergang verebbt dann der Talwind und mit zunehmender Kaltluftakkumulation im Tal dann auch der Hangabwind. Dann weht nur noch der Bergwind der sich einige Zeit nach Sonnenuntergang gebildet hat. (F bis H)

2.3 Katabatischer Wind

Es wird von katabatischem Wind (griechisch: „katabitikos“- herunterfließen) gesprochen, wenn Kaltluft von geneigten Hochflächen abfließt. Der Grund für einen solchen kalten Fallwind ist die Schwerkraft. Diese beschleunigt die, im Vergleich zur Umgebung, kältere und somit dichtere Luft nach unten. Zu den katabatischen Winden gehören der bereits erwähnte Hangabwind, und auch der Gletscherwind. Bei der Überströmung von Gebirgen, wenn die herunterfließende Luft kälter ist als die verdrängte Luft, spricht man ebenfalls von katabatischem Wind.

Bekannte katabatische Winde sind z.B. die Bora an der Adriaküste oder der Höllentalwind im Südschwarzwald (Foken, 2006). Die stärksten katabatischen Winde treten in der Antarktis auf, wo sie aus den hochgelegenen, ausgedehnten Inlandeisflächen in Richtung der umliegenden Küsten ausströmen und dabei häufig Sturm- oder sogar Orkanstärke erreichen.

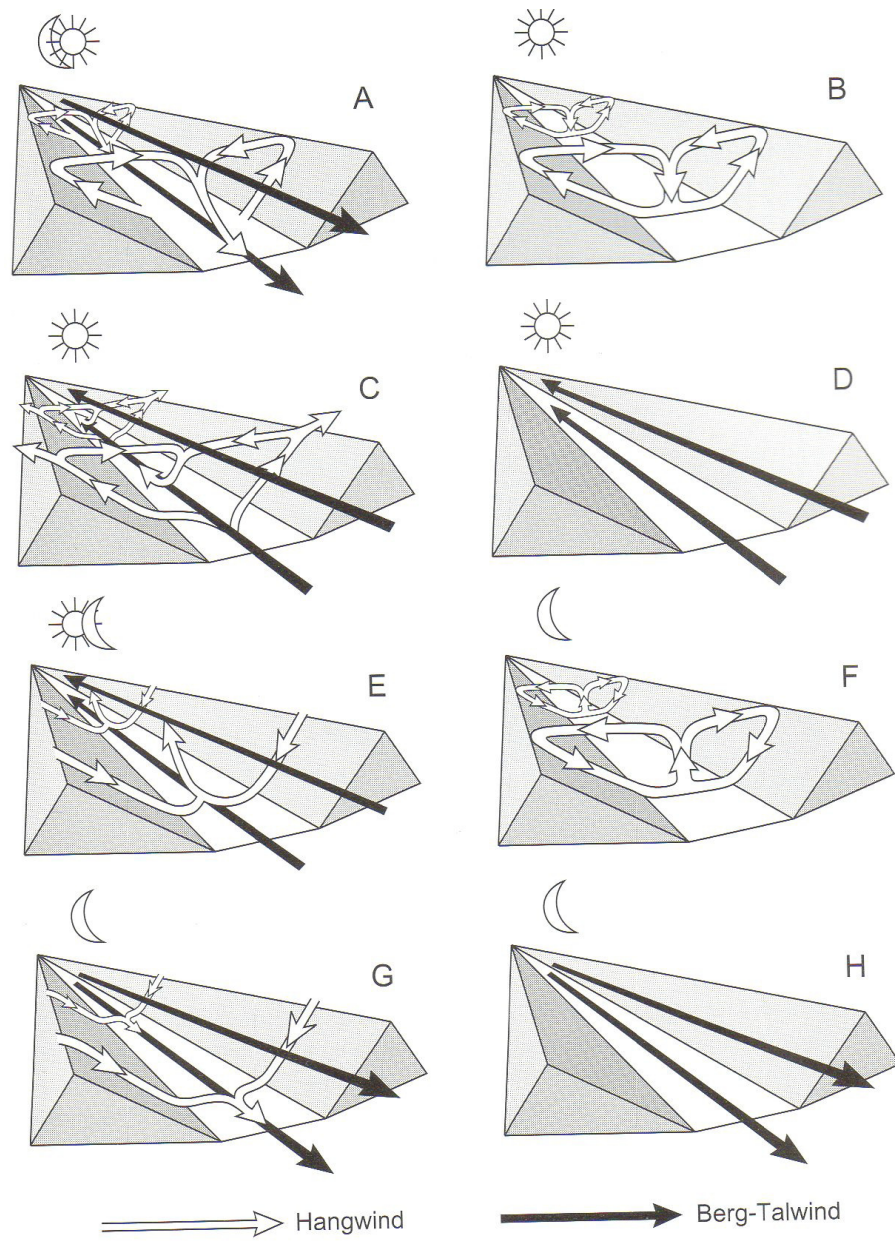


Abb. 2.4: Das idealisierte Berg-Talwindsystem bei symmetrischer Hangerwärmung und -abkühlung (Bendix, 2004, nach Defant, 1949)

3 Datengrundlage

In dieser Arbeit werden Daten des israelischen operationellen Messnetzes, Analysen des GFS-Modells und im Wesentlichen die Messdaten der Station Masada des IMK benutzt. Zusätzlich werden noch einige Daten der Messkampagne MASAL von Oktober 2006 am Toten Meer verwendet.

- **Station Masada:**

Die Messstation besteht aus einem 9 m hohen Mast an dessen Spitze ein Propelleranemometer die 3 Windgeschwindigkeitskomponenten liefert. Temperatur- und Feuchtemessgeräte sind jeweils in 2 und in 9 m Höhe angebracht. Die kurzwellige und die langwellige Strahlung werden mit einem Albedometer beziehungsweise einem Pyrradiometer gemessen. Mittels eines Strahlungsthermometers wird die Strahlungstemperatur des Bodens gemessen und den Bodenwärmestrom liefern die neben dem Mast in ca. 1 cm Tiefe eingegrabenen 3 Wärmestromplatten. Desweiteren verfügt die Station über eine Regenmesser und ein Barometer. Die Daten aller Messgeräte liegen als 10-Minuten-Mittelwerte vom 8. Oktober 2006 bis heute vor und wurden bis zum 31. Dezember 2008 ausgewertet.

- **IMS (Israel Meteorological Service):**

Für ausgewählte Stationen des israelischen Wetterdienstes liegen stündliche Werte von Temperatur, relativer Feuchte, Niederschlag, Windrichtung, Windgeschwindigkeit und teilweise des Luftdruckes vor. Dies für den Zeitraum vom 8. August 2008 bis Ende 2009.

Benutzt wurden die Daten folgender Stationen, deren Lage in Abb. 4.38 zu sehen ist:

- Arad (31°15' N, 35°11' E, 546 m NN)
- Ashdod Harbour (31°49' N, 34°38' E, 10 m NN)
- Beer Sheva (31°15' N, 34°48' E, 280 m NN)

- **Modellanalysen des GFS:**

Es werden Analyse-Karten des GFS (Global Forecast System) für ausgewählte Zeiträume zwischen Oktober 2006 und Dezember 2008 benutzt. Für diese Zeiträume liegt für jeden Tag jeweils um 0:00, 6:00, 12:00 und 18:00 UTC eine Analyse des Bodendruckes und des Geopotentials in

500 hPa, ein Windfeld in 10 m Höhe über Grund und eine Temperaturanalyse vor. Die Auflösung des verwendeten Gitters beträgt 1 Grad (ca. 110 km). Dabei ist der Ausschnitt der Bodendruck/500 hPa Karte größer (15N-60N und 10W-60E) als der der Wind- und Temperaturkarten (29N-36N und 32E-39E). Das Windfeld wird durch Windpfeile dargestellt deren Symbole und die zugehörigen Geschwindigkeiten in Abb. 3.1 zu sehen sind.

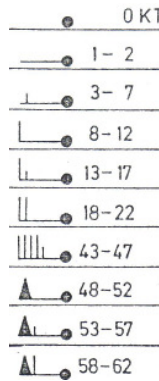


Abb. 3.1: Symbole der Pfeilferdern und zugehörige Geschwindigkeit in Knoten

- **Energiebilanzstation:**

Die Daten einer Energiebilanzstation während der Messkampagne im Rahmen von MASAL am Toten Meer vom 29. September 2006 bis zum 11. Oktober 2006 werden genutzt, um die Dicke der Hangwindschicht abzuschätzen. Die Daten liegen als Plots der Strahlungsbilanz, des fühlbaren Wärmestroms, des latenten Wärmestroms und des Bodenwärmestroms vor.

- **Radiosondenaufstiege:**

Während der Messkampagne im Rahmen von MASAL vom 29. September 2006 bis zum 11. Oktober 2006 am Toten Meer wurden täglich bis zu 8 Radiosonden vom Typ DFM 97 der Firma Graw gestartet. Während eines Aufstiegs liefert die Sonde alle 2 Sekunden Werte für Druck, Temperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Höhe über NN. Aus diesen Messdaten können dann die Werte für Geopotential, Taupunkt, virtuelle Temperatur und Aufstiegs geschwindigkeit der Sonde berechnet werden. Einige dieser Daten werden zur Abschätzung der Dicke der Hangwindschicht herangezogen.

4 Datenauswertung

In diesem Kapitel wird als erstes anhand von Windrosen eine Statistik der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit an der Station Masada erstellt und untersucht. Zusätzlich werden die tageszeitlichen und saisonalen Unterschiede dieser Statistik betrachtet.

Als nächstes werden einzelne Tage mit unterschiedlichen Windverhältnissen am Toten Meer genauer untersucht. Im ersten Fall wird ein rein katabatischer Wind und seine Kopplung an die synoptische Strömung betrachtet. Im Weiteren wird erläutert, unter welchen Bedingungen der Seewind vom Mittelmeer die Windverhältnisse am Toten Meer beeinflusst und was das konkret für das Hangwindssystem am Toten Meer bedeutet. Abschließend werden noch die Ursachen für das Ausbleiben des Hangabwindes an bestimmten Tagen untersucht.

4.1 Windrosen

An der Spitze des Masada-Mastes in 9 m Höhe liefert ein Propelleranemometer die 3 Windgeschwindigkeitskomponenten u , v , und w , die zu 10-Minuten-Mitteln zusammengefasst werden. Aus diesen Werten werden die Windrichtung und die horizontale Windgeschwindigkeit berechnet:

$$\text{Windrichtung} = \arctan \frac{u}{v} \quad , \quad [4.1]$$

$$\text{horizontale Windgeschwindigkeit} = \sqrt{u^2 + v^2} \quad . \quad [4.2]$$

Diese Winddaten werden einer Häufigkeitsanalyse unterzogen und die Ergebnisse werden in Form von Windrosen dargestellt. Die Legende (Abb. 4.1) zeigt, für welche prozentuale Häufigkeit die einzelnen Kreise in einer solchen Darstellung stehen.

Für die Windrosendarstellung werden die horizontale Windgeschwindigkeit und die Windrichtung in Klassen aufgeteilt. Den fünf Windgeschwindigkeitsklassen ($<1,6 \text{ ms}^{-1}$ bis $>8,0 \text{ ms}^{-1}$) werden unterschiedliche Farben zugeteilt (Abb. 4.1). Für die Windrichtung gibt es 36 Klassen von je 10 Grad Breite. Der Windrichtungsklasse x werden alle Windrichtungen zugeteilt für die gilt:

$$x \cdot 10 - 5 \leq \text{Windrichtung} < x \cdot 10 + 5 \quad , \quad [4.3]$$

$$\text{zum Beispiel für } x = 26: 255^\circ \leq \text{Windrichtung} < 265^\circ \quad . \quad [4.4]$$

Sind alle Werte in die Klassen aufgeteilt, zeigen die Windrosen an, wie häufig der Wind aus welcher Richtung und mit welcher Stärke weht.

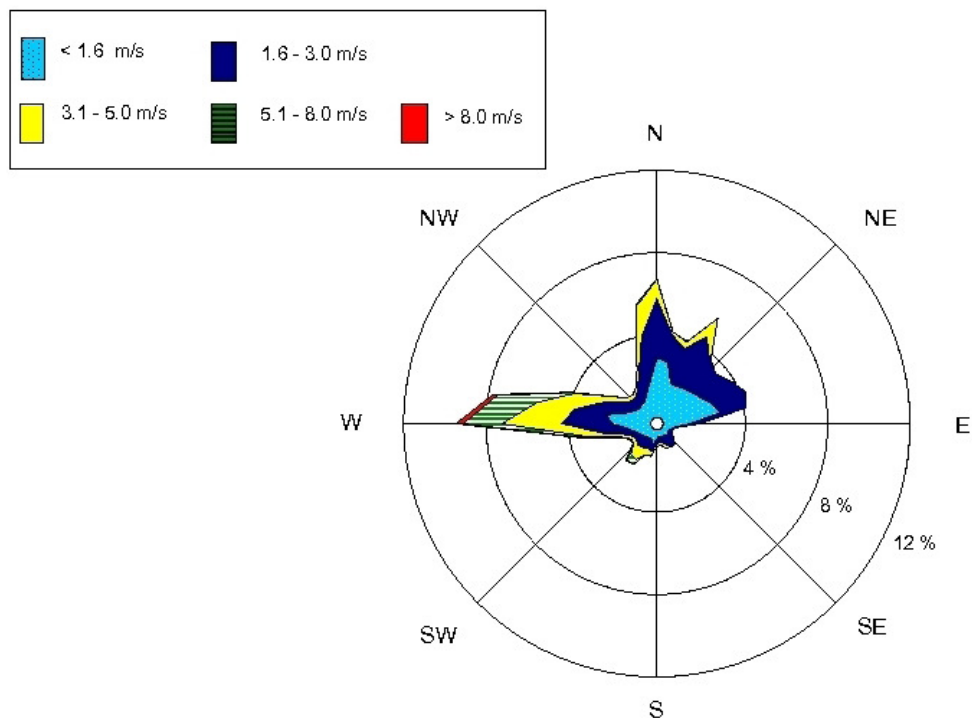


Abb. 4.1: Legende der Windrosen

Die Winddaten des Mastes liegen vom Oktober 2006 bis zum Dezember 2008 vor. Aus statistischen Gründen werden die drei Monate von 2006 bei der Erstellung aller folgenden Windrosen außer Acht gelassen, damit alle Monate genau zweimal zum Gesamtergebnis beitragen. Bei einigen Windrosen wurde eine andere Skalierung nötig, da eine Windrichtung besonders häufig auftrat und anders keine sinnvolle Darstellung möglich gewesen wäre (siehe zum Beispiel Abb. 4.9).

Als Grenze zwischen den Tag- und Nachtdarstellungen wurden 200 W m^{-2} bei der kurzwelligen Einstrahlung gewählt. Dieser Wert hat sich als sinnvoll erwiesen, da sich die Windverhältnisse an der Station Masada bei unter- beziehungsweise überschreiten dieses Strahlungswertes signifikant verändern. An einem Strahlungstag findet dies morgens zwischen 04:00 und 05:00 UTC und abends zwischen 15:00 und 16:00 UTC statt (Abb. 4.2). Im Sommerhalbjahr entspricht dies in Israel Lokalzeiten von 07:00 und 08:00 Uhr beziehungsweise 18:00 und 19:00 Uhr und im Winterhalbjahr von 06:00 und 07:00 Uhr beziehungsweise 17:00 und 18:00 Uhr.

Für die Abgrenzung der einzelnen Jahreszeiten wurden die Monate benutzt, die laut meteorologischer Definition zu den verschiedenen Jahreszeiten gehören:

Frühlingsmonate: März, April, Mai;

Sommermonate: Juni, Juli, August;

Herbstmonate: September, Oktober, November;

Wintermonate: Dezember, Januar, Februar.

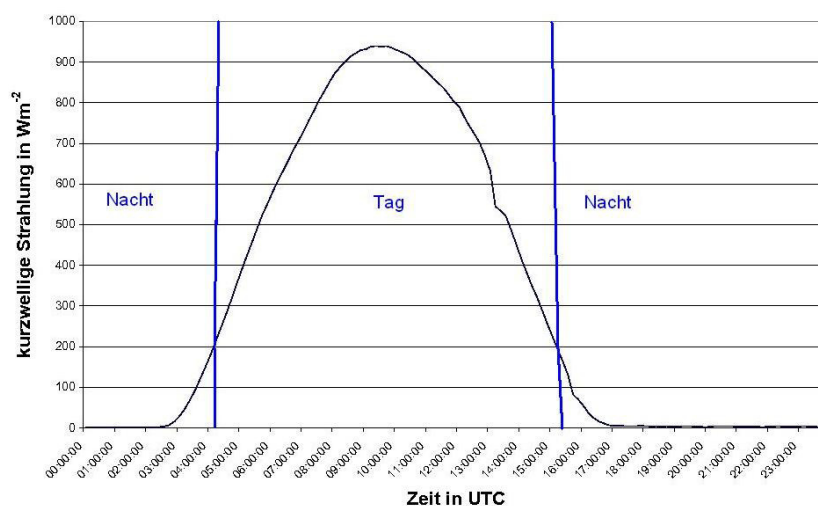


Abb. 4.2: Einteilung in Tag und Nacht anhand der kurzwelligen Strahlung

Windrosenauswertung:

Sieht man sich die Windrose des gesamten analysierten 2-jährigen Zeitraums an (Abb. 4.4) so fällt auf, dass der Wind vor allem aus west- (ca. 9 %), nord- (ca. 6 %) und nordöstlichen Richtungen (um 4 %) weht. Die hohen Windgeschwindigkeiten von $5,1 \text{ ms}^{-1}$ bis $8,0 \text{ ms}^{-1}$ und über $8,0 \text{ ms}^{-1}$ treten nur bei Westwind auf. Wind aus südlichen Richtungen tritt fast gar nicht auf. Das liegt daran, dass die synoptische Grundströmung am Toten Meer meist eine nördliche oder eine westliche ist.

Spaltet man die Windrose in Tag- und Nachtfälle auf (Abb. 4.5 und Abb. 4.6) so ist zu erkennen, dass der Wind am Tag aus ENE bis NNE weht und in der Nacht die westlichen und nördlichen Windrichtungen vorherrschen. Die Daten zeigen, dass der zum Teil starke Westwind (über $8,0 \text{ ms}^{-1}$) zusammen mit einem negativen Wert der Vertikalgeschwindigkeit des Windes auftritt. Es handelt sich hierbei also um einen Hangabwind. Zeitlich tritt der Hangabwind am späten Nachmittag und/oder am Abend auf. Am späten Abend und in der Nacht endet der Hangabwind und der Wind dreht auf Nord (synoptische Strömung). Der am Tag auftretende Hangaufwind fällt schwächer aus (maximal $5,0 \text{ ms}^{-1}$) als der nächtliche Hangabwind. Bei einer kräftigen synoptischen Strömung wird der Hangaufwinde dahingegen beeinflusst, dass er eher aus NNE weht. Ist der Hangaufwind aber unbeeinflusst von anderen Windsystemen, so weht er aus ENE.

Zusätzlich wurden die saisonalen Unterschiede der Windverteilung untersucht. Im Sommer (Abb. 4.7) ist der Nordwind weniger vorhanden (unter 4 %) als in den anderen Jahreszeiten, der Westwind aber umso mehr (12 %). Dies sieht man besonders deutlich in der Nacht (Abb. 4.9). Aber auch am Tag sind die NNE Anteile geringer (ungefähr 7 %), zugunsten der ENE Anteile (12 %). Das alles deutet auf eine starke Hangwindzirkulation hin. Die synoptische Strömung hat also einen schwächeren Einfluss auf die Windverhältnisse am Toten Meer. Der Grund für diese starke Hangwindzirkulation ist die verstärkte solare Einstrahlung (über 900 Wm^{-2}) während der Sommermonate. Diese bewirkt zusätzlich die Entstehung einer Land-Seewind-Zirkulation. Der vom Mittelmeer kommende Seewind wirkt am späten Nachmittag unterstützend auf den Hangabwind.

Die Daten der Station Masada zeigen, dass die solare Einstrahlung im Winter geringer ist (maximal 500 Wm^{-2}) als im Sommer (über 900 Wm^{-2}). Dies gilt somit auch für die Tagesmitteltemperatur (Abb. 4.3). Sie erreicht im Winter um $10 \text{ }^\circ\text{C}$ wohingegen sie im Sommer auf Werte über $20 \text{ }^\circ\text{C}$ steigt. Folglich ist auch der Hangwind schwächer. Mit der schwächeren solaren Einstrahlung wird auch der Temperaturunterschied zwischen dem Mittelmeer und der Landoberfläche nicht mehr so groß, so dass sich nur eine schwache bzw. gar keine Land-Seewind-Zirkulation ausbildet. Aufgrund dieser schwächeren thermischen Zirkulationen ist zu erwarten, dass die Windverhältnisse am Toten Meer von der synoptischen Strömung dominiert werden. Das lässt sich an den Windrosen für die Wintermonate auch erkennen (Abb. 4.10 - 4.12). Hangaufwind (aus ENE) und Hangabwind (aus Westen) sind wohl noch vorhanden, aber es dominiert eindeutig am Tag der NNE- (über 16 %) und in der Nacht der Nord-Wind (über 12 %). Die Windgeschwindigkeiten des Hangaabwindes erreichen auch keine so hohen Maxima (keine Werte über $8,0 \text{ m s}^{-1}$) wie im Sommer. Was auch noch auffällt ist ein südwestlicher Wind, der sowohl tagsüber als auch nachts auftritt und teils sehr kräftig ist (bis $8,0 \text{ m s}^{-1}$). Das hängt mit Tiefdruckgebieten, die vom Mittelmeer her über Israel hinwegziehen, zusammen.

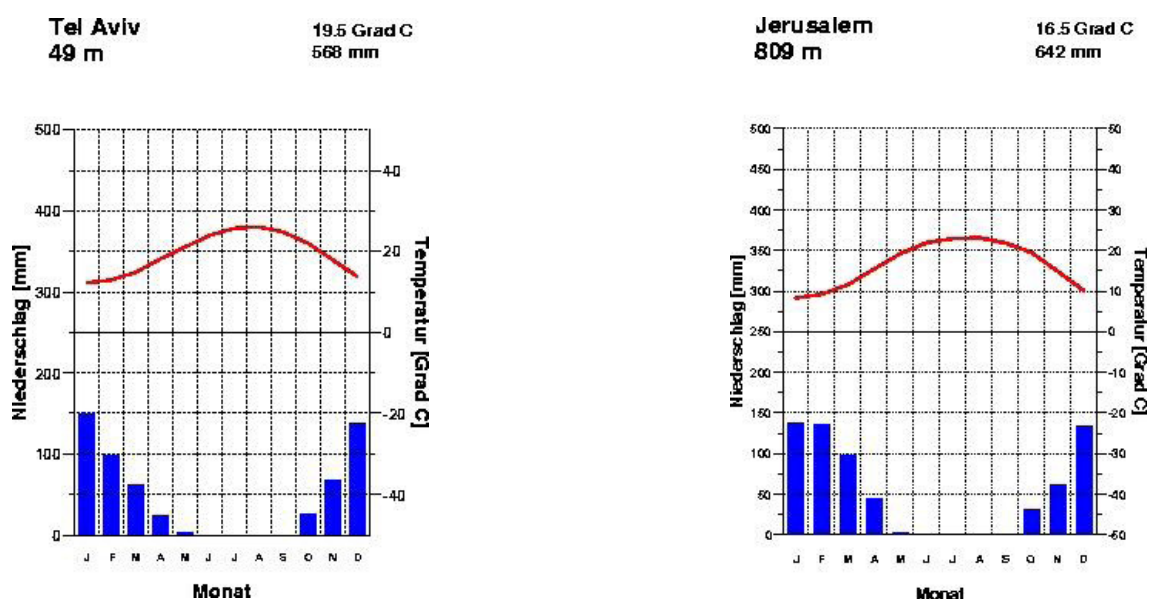


Abb. 4.3: Klimadiagramme von Tel Aviv und Jerusalem (www.klimadiagramme.de)

Frühling (Abb. 4.13 - 4.15) und Herbst (Abb. 4.16 - 4.18) sind Übergangszeiten in denen sowohl die synoptische Strömung als auch die Hangwind- und Land-Seewind-Zirkulation eine Rolle für die Windverhältnisse am Toten Meer spielen. Im Frühling nimmt die Stärke der Sonneneinstrahlung gegenüber von der im Winter zu und somit auch die Stärke der Hangwind- und Land-Seewind-Zirkulation. Die Windgeschwindigkeiten des Hangaabwindes erreichen, im Vergleich zu den Wintermonaten, wieder Werte über $8,0 \text{ m s}^{-1}$. Im Herbst wird die Sonneneinstrahlung allmählich schwächer und mit ihr die kleinräumigeren Zirkulationen. Die synoptische Strömung gewinnt an Einfluss und das Geschwindigkeitsmaximum des Hangaabwindes fällt schwächer aus.

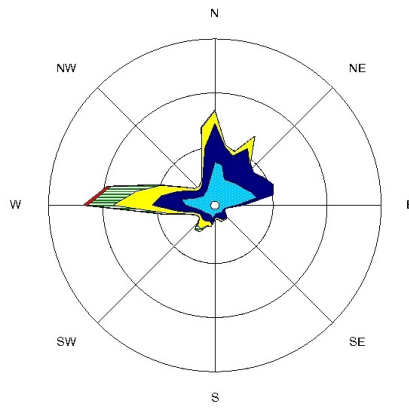


Abb. 4.4: Windrose der Jahre 2007 und 2008

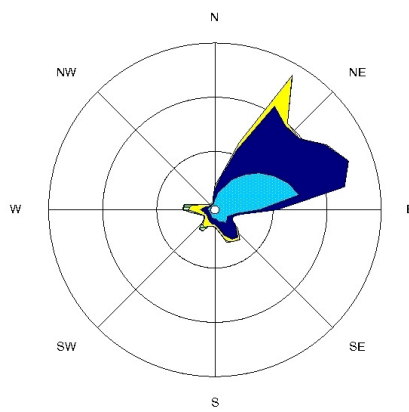


Abb. 4.5: Windrose der Jahre 2007 und 2008 am Tag

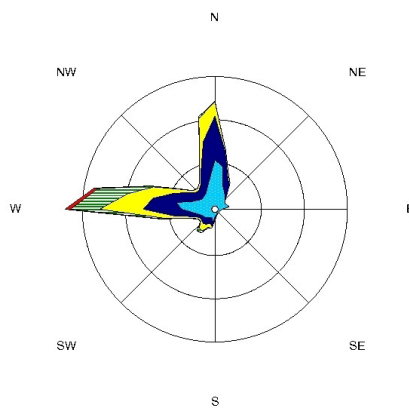


Abb. 4.6: Windrose der Jahre 2007 und 2008 in der Nacht

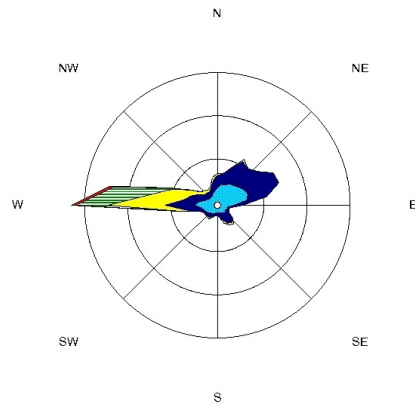


Abb. 4.7: Windrose der Sommermonate von 2007 und 2008

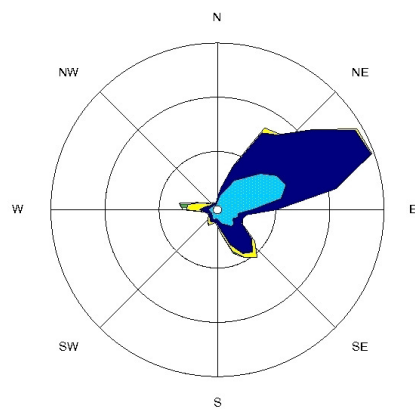


Abb. 4.8: Windrose der Sommermonate von 2007 und 2008 am Tag

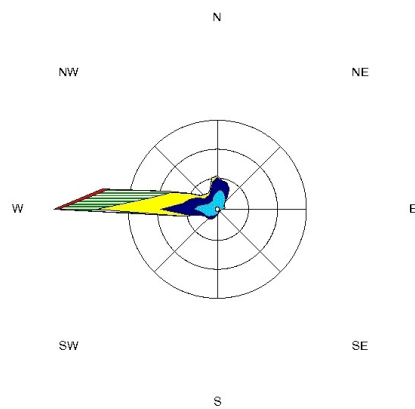


Abb. 4.9: Windrose der Sommermonate von 2007 und 2008 in der Nacht

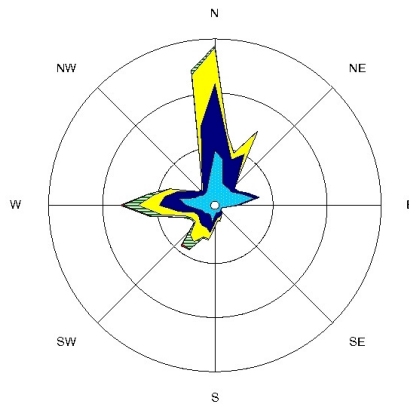


Abb. 4.10: Windrose der Wintermonate von 2007 und 2008

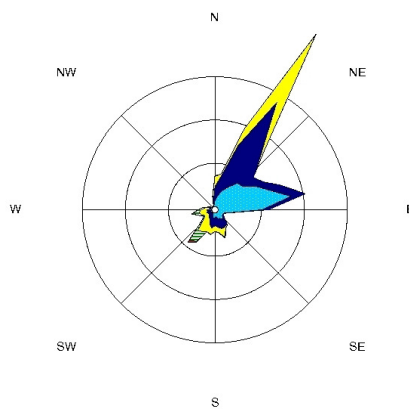


Abb. 4.11: Windrose der Wintermonate von 2007 und 2008 am Tag

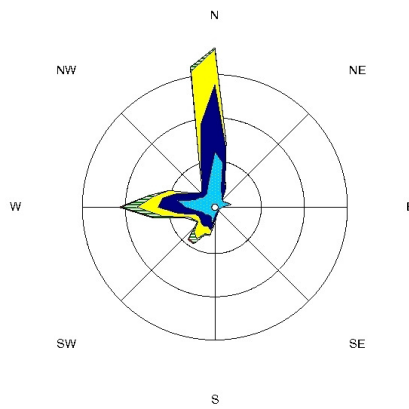


Abb. 4.12: Windrose der Wintermonate von 2007 und 2008 in der Nacht

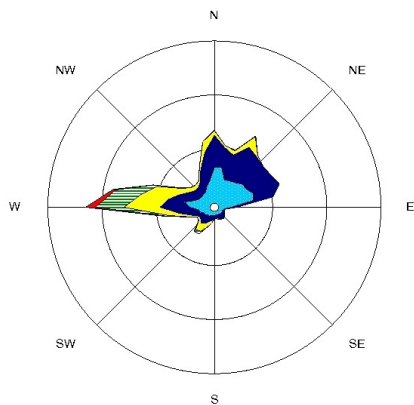


Abb. 4.13: Windrose der Frühlingsmonate von 2007 und 2008

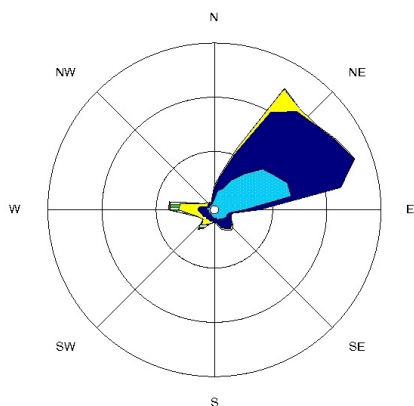


Abb. 4.14: Windrose der Frühlingsmonate von 2007 und 2008 am Tag

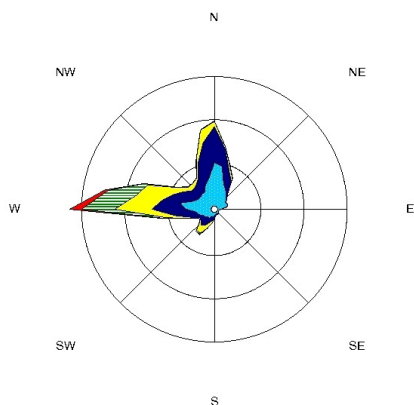


Abb. 4.15: Windrose der Frühlingsmonate von 2007 und 2008 in der Nacht

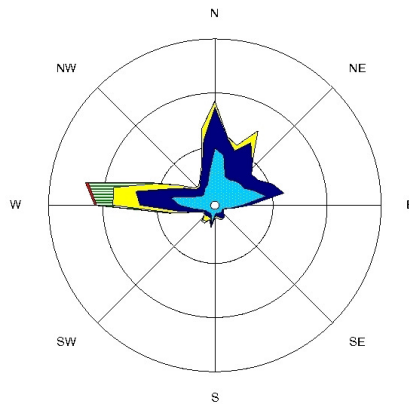


Abb. 4.16: Windrose der Herbstmonate von 2007 und 2008

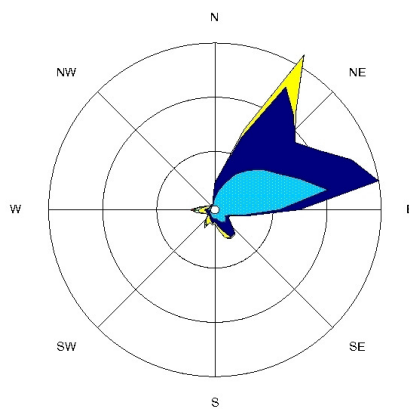


Abb. 4.17: Windrose der Herbstmonate von 2007 und 2008 am Tag

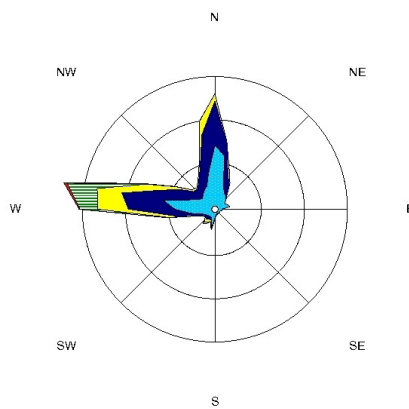


Abb. 4.18: Windrose der Herbstmonate von 2007 und 2008 in der Nacht

4.2 Katabatischer Wind

Nach Sonnenuntergang, wenn sich die Luft am Hang durch Ausstrahlung von der Bodenoberfläche bereits stärker abgekühlt hat als die über dem Tal, beginnt sie aufgrund der Schwerkraft am Hang hinunter zu fließen. Der 5. Juni 2008 ist ein Tag an dem solch ein katabatischer Wind aufgetreten ist. Anhand dieses Tages wird dieser Hangabwind aber auch der gesamte Tagesverlauf des Windes an der Station Masada genauer betrachtet.

Das Einsetzen des Hangabwindes (die Vertikalgeschwindigkeit w wird negativ) findet gegen 20:00 UTC statt (Abb. 4.19). Die kurzweilige Strahlung ist zu diesem Zeitpunkt schon längst bis auf Null gesunken (Abb. 4.20). Das heißt der Abkühlungsprozess, der dem Hangabwind vorausgeht, hat bereits eingesetzt. Mit dem Einsetzen des katabatischen Windes frischt auch der Horizontalwind von ungefähr $1,5 \text{ ms}^{-1}$ auf bis zu $6,0 \text{ ms}^{-1}$ auf (siehe Abb. 4.21). Das Maximum der Vertikalgeschwindigkeit während des Hangabwindes ($-1,0 \text{ m s}^{-1}$) fällt mit dem Maximum des Horizontalwindes ($6,0 \text{ m s}^{-1}$) zusammen. Mit zunehmender Kaltluftakkumulation unten im Tal lässt der Hangabwind nach und verebbt schließlich ganz, was an diesem Tag nach ungefähr 3 Stunden der Fall ist.

Auch das Einsetzen des Hangaufwindes lässt sich aus den Abb. 4.19 - 4.21 ablesen. Ab 5:30 UTC steigt die horizontale Windgeschwindigkeit von ungefähr $0,5 \text{ ms}^{-1}$ auf $1,5 \text{ ms}^{-1}$ an und die vertikale Windgeschwindigkeit von Null auf ungefähr $0,3 \text{ ms}^{-1}$. Zu diesem Zeitpunkt ist die Strahlung bereits auf über 400 W m^{-2} gestiegen. Der Hangaufwind ist schwächer als der Hangabwind: Die Horizontalgeschwindigkeit erreicht ungefähr 2 m s^{-1} und die Vertikalgeschwindigkeit nur ungefähr $0,3 \text{ m s}^{-1}$.

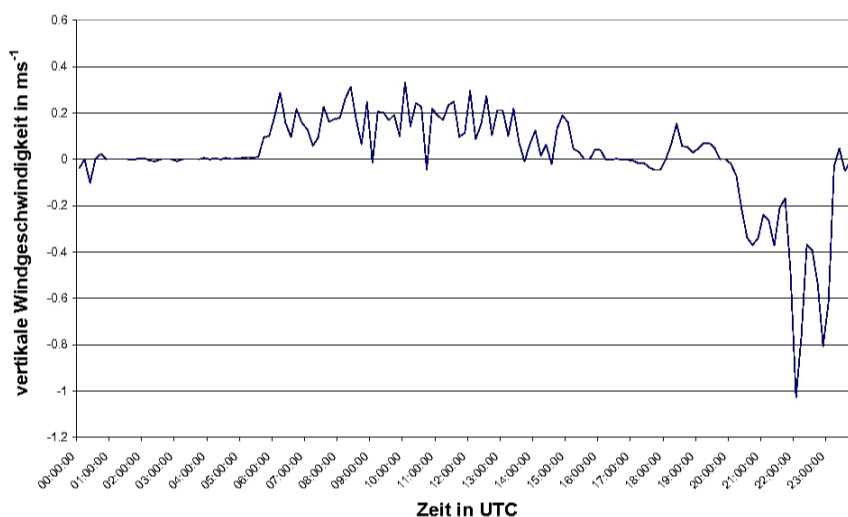


Abb. 4.19: Vertikale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 5. Juni 2008

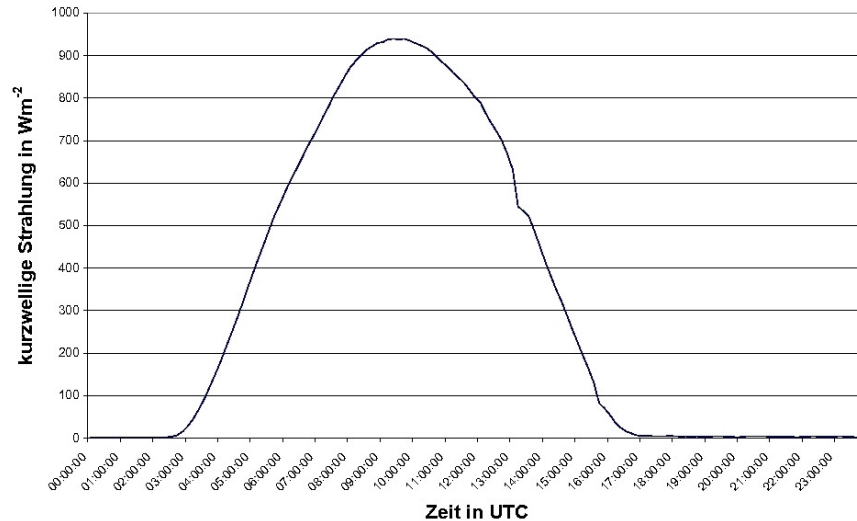


Abb. 4.20: Kurzwellige Einstrahlung an der Station Masada für den 5. Juni 2008

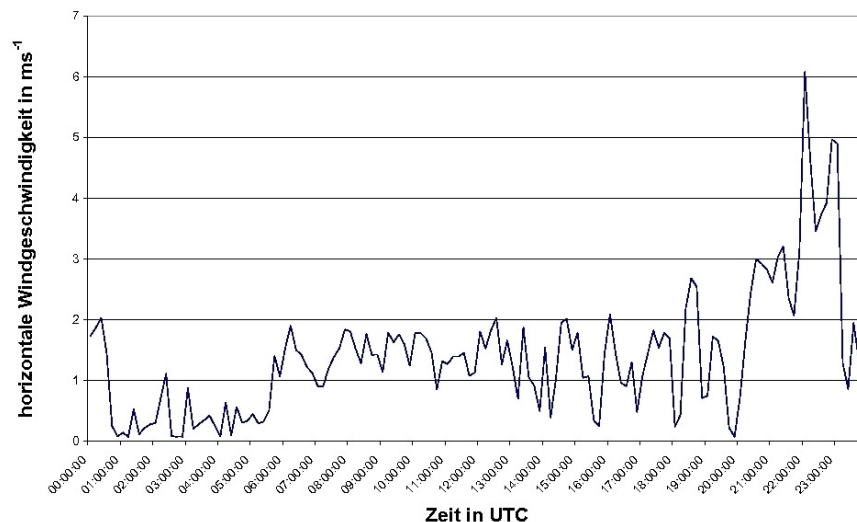


Abb. 4.21: Horizontale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 5. Juni 2008

Die maximale Geschwindigkeit des Hangwindes kann, wie bereits erwähnt, mit der Formel von Vergeiner und Dreiseitl (1987) abgeschätzt werden (Formel 2.1). In diesem Fall ist die maximale Geschwindigkeit schon bekannt. Somit kann man die Formel umstellen, um eine Schätzung für die Dicke der hangparallelen Luftschicht zu erhalten:

$$z_w = \frac{H \cdot (1 - d)}{\tan(\beta) \cdot c_p \cdot \rho \cdot \frac{d\theta}{dz} \cdot v_{max}} \quad . \quad [4.5]$$

Die maximale Windgeschwindigkeit tritt gegen 22:00 UTC auf und beträgt ungefähr $6,0 \text{ m s}^{-1}$. Dieser Betrag wurde aus den drei Windkomponenten zu diesem Zeitpunkt berechnet:

$$v_{max} = \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \quad . \quad [4.6]$$

Da es sich hierbei um einen Hangabwind handelt wird $v_{max} = -6,0 \text{ m s}^{-1}$ in die Formel eingesetzt. Die Luftdichte lässt sich aus der Temperatur und dem Druck, die zu diesem Zeitpunkt herrschen, berechnen. Sie beträgt:

$$\rho = \frac{p}{R_s \cdot T} = \frac{101200 \text{ Pa}}{287 \frac{\text{J}}{\text{kg K}} \cdot 306,55 \text{ K}} = 1,15 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \quad . \quad [4.7]$$

Desweiteren ist $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, und d wird Null gesetzt.

Die Hangneigung wurde mittels Landkarten abgeschätzt:

$$\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{10000 \text{ m}} \Rightarrow \beta = 4,6^\circ \quad . \quad [4.8]$$

Der mittlere Höhengradient der potentiellen Temperatur in der Talluft wurde mittels der Daten der Radiosondenaufstiege vom 30. September 2006 bis zum 10. Oktober 2006 berechnet. Für jeden Aufstieg wurden Temperatur- und Druckwert über 1000 Höhenmeter (einmal in Höhe der Talsole des Toten Meeres bei -400 m NN und in ca. 600 m NN) genommen und jeweils die potentielle Temperatur berechnet. Die Differenz diese beiden Werte ergibt den Höhengradient. Im Mittel ergibt sich:

$$\frac{d\bar{\theta}}{dz} = \frac{2,25 \text{ K}}{1000 \text{ m}} \quad . \quad [4.9]$$

Ein Schätzwert für den fühlbaren Wärmestrom kann aus den Daten der Energiebilanzstation, die während einer Messkampagne am Toten Meer betrieben wurde, abgeleitet werden. Der typische Tagesgang der fühlbaren Wärme ist in Abb. 4.22 dargestellt. Für 22:00 UTC ergibt sich H zu ungefähr -40 W m^{-2} .

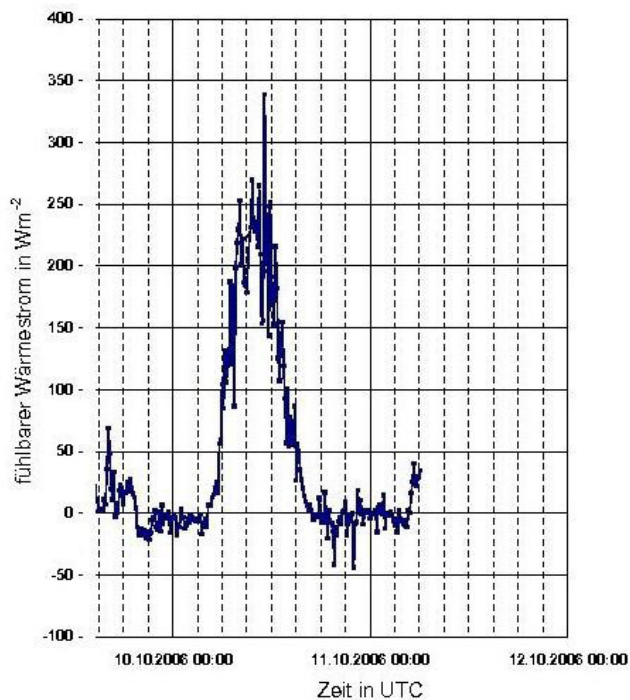


Abb. 4.22: Fühlbare Wärme an der Station Masada für den 10. Oktober 2006

Setzt man dies alles in die obige Formel 4.5 ein so ergibt sich für die Dicke der hangparallelen Luftschicht:

$$z_w \approx 31 \text{ m} \quad . \quad [4.10]$$

Da die Hangneigung an einigen Stellen steiler ist, wurde untersucht welchen Effekt das auf die Dicke der hangparallelen Luftschicht hat. Nimmt man $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{5000 \text{ m}}$ ergibt sich eine Dicke von ungefähr 16 m und für $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{2000 \text{ m}}$ ungefähr 6 m. Dieses Ergebnis ist natürlich nur eine Schätzung. Die Rechnung beruht auf Annahmen und einige Werte (fühlbarer Wärmestrom und Höhengradient der potentiellen Temperatur) wurden aus Oktoberdaten ermittelt, obwohl der zu berechnende Fall im Juni liegt. Aber trotzdem kann aus diesem Ergebnis geschlossen werden, dass der Hangabwind in einer dünnen Schicht parallel zum Hang weht. Der Bodendruck an diesem Tag weist einen sehr schwachen Gradienten im Bereich des Toten Meeres auf (Abb. 4.23 und Abb. 4.24).

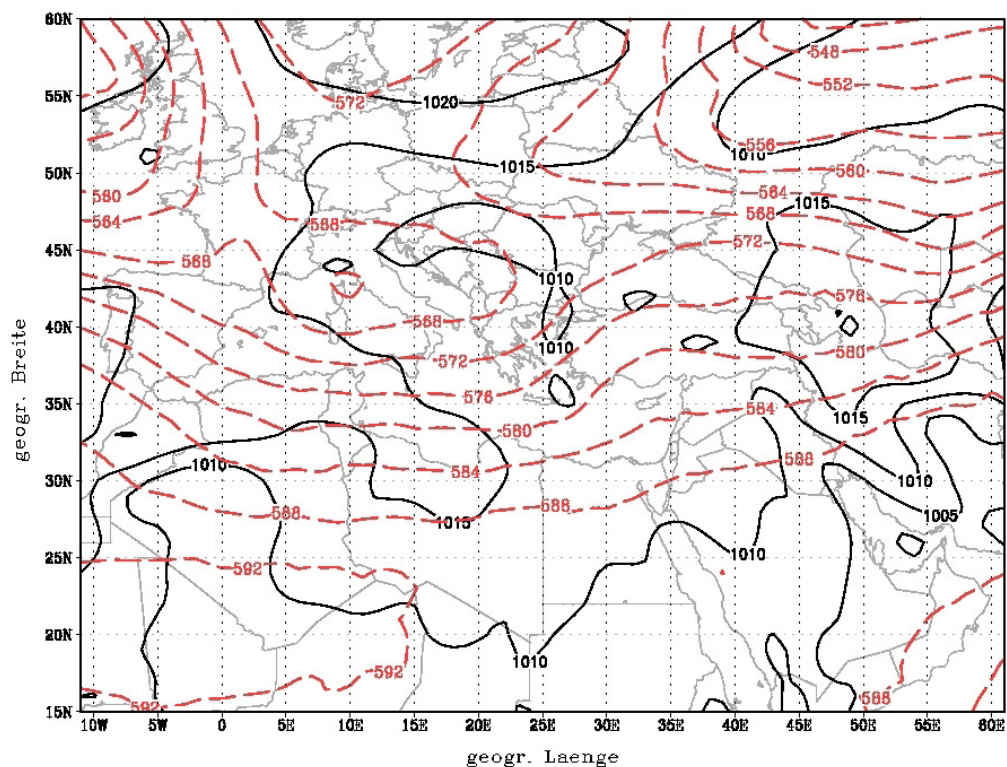


Abb. 4.23: GFS-Analyse des Bodendruckes in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 5. Juni 2008 um 00:00 UTC

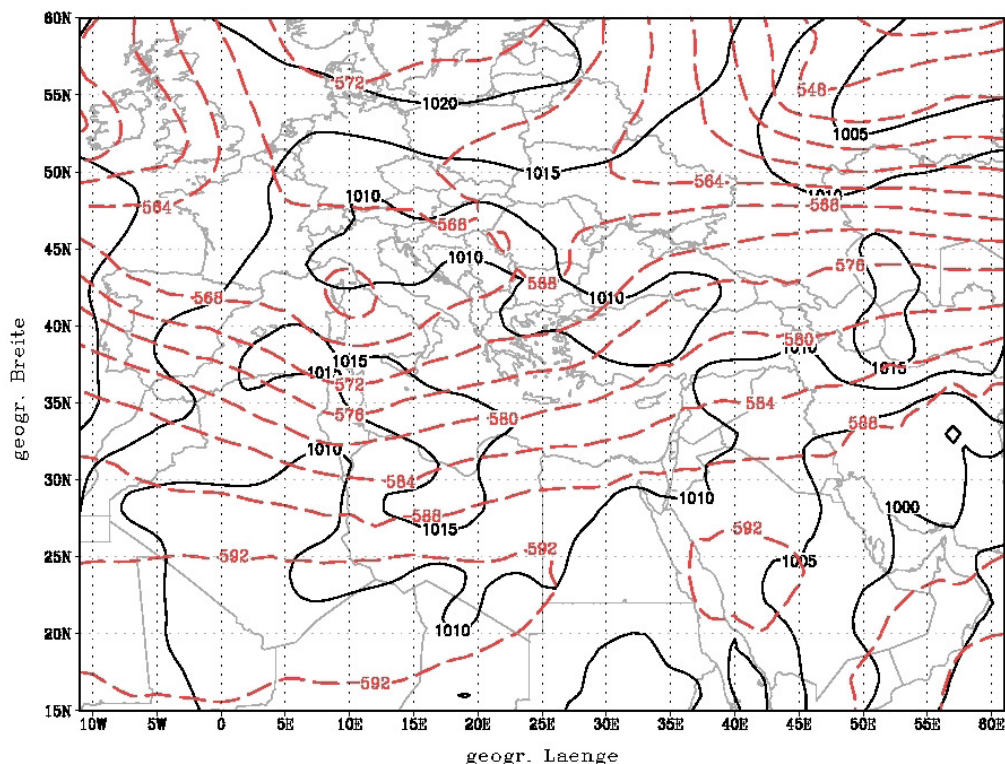


Abb. 4.24: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 5. Juni 2008 um 12:00 UTC

Die GFS-Analyse des Windes (Abb. 4.25) zeigt in der Nacht schwache östliche Winde über Israel. Am Tag dreht der Wind dort auf Nordwest. An einem Strahlungstag mit schwachem Druckgradienten wie dem 5. Juni ist zu erwarten, dass sich ein Seewind ausbildet. Dieser konnte wegen der am Tag herrschenden nordwestlichen synoptischen Grundströmung seinen Einfluss aber nicht bis zum Toten Meer hin ausweiten. Das Windsystem am Toten Meer wird an diesem Tag also nur durch die synoptische und die Hangwindströmung bestimmt.

Die Windrichtungsdaten der Station Masada zeigen dies auch (Abb. 4.26). In der Nacht herrscht nordwestlicher bis nordöstlicher Wind, der mit dem Einsetzen des Hangaufwindes auf Ost-Nordost dreht. Mit der am Nachmittag schwächer werdenden Einstrahlung kommt der Hangaufwind zum Erliegen und die synoptische Strömung bestimmt wieder die Windrichtung. Durch das unterschiedlich schnelle Abkühlen der Luft am Hang und in der Mitte des Tales setzt gegen 20:00 UTC der Hangabwind ein. Wie bereits erwähnt, dauert er bis ungefähr 23:00 UTC an. Der Hangabwind ist an einer westlichen Windrichtung in Abb. 4.26 zu erkennen.

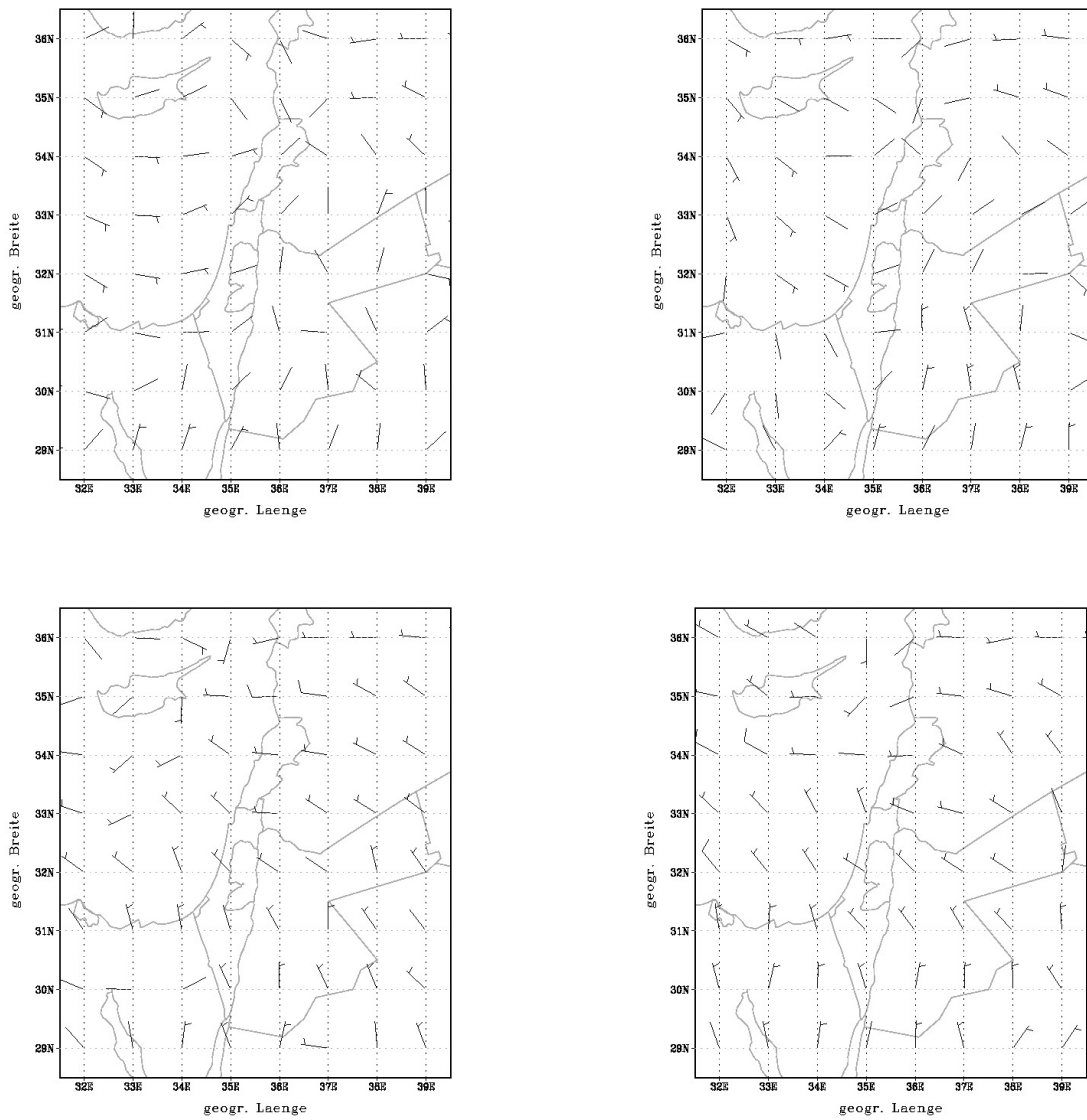


Abb. 4.25: GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 5. Juni 2008 um 00:00 UTC (oben links), um 06:00 UTC (oben rechts), um 12:00 UTC (unten links) und um 18:00 UTC (unten rechts)

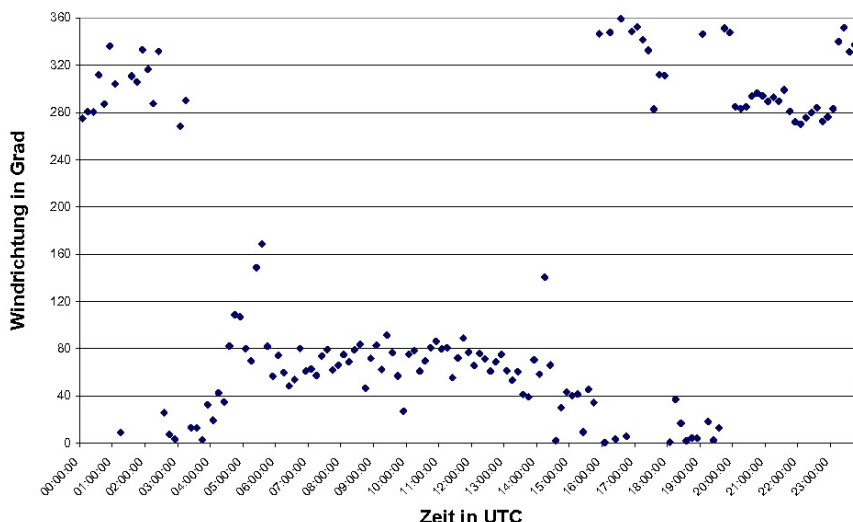


Abb. 4.26: Windrichtung an der Station Masada für den 5. Juni 2008

Windrichtung und Windgeschwindigkeit können anhand der Windrose von diesem Tag (Abb. 4.27) auch gemeinsam betrachtet werden. Es ist klar zu sehen, dass der Hangabwind kräftiger ist (bis zu $6,0 \text{ ms}^{-1}$) als der Wind des restlichen Tages (bis zu $3,0 \text{ ms}^{-1}$).

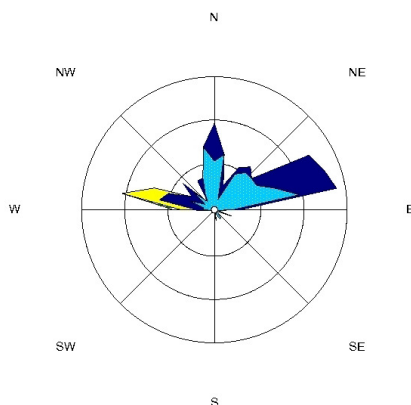


Abb. 4.27: Windrose vom 5. Juni 2008 an der Station Masada

4.3 Durch Seewind unterstützter Hangabwind

Wie bereits erwähnt, wird der Hangabwind vor allem im Sommer oft durch einen Seewind vom Mittelmeer her unterstützt. Für die Tage vom 25., 26. und 27. Juli 2008 wird dieser Fall genauer betrachtet. An diesen drei Tagen treten jeweils am späten Nachmittag hohe horizontale Windgeschwindigkeiten auf, zusammen mit negativen Werten der vertikalen Windgeschwindigkeit. Der Hangabwind dauert bis in den Abend hinein an. (Abb. 4.28 und 4.29)

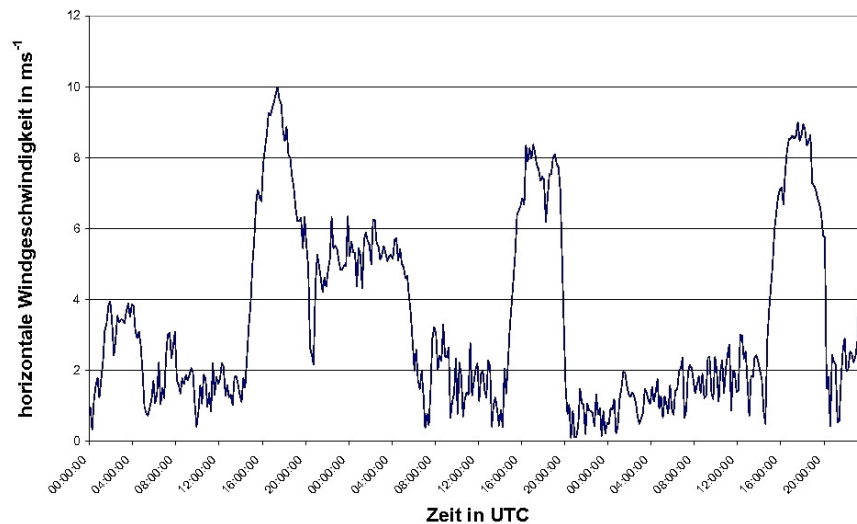


Abb. 4.28: Horizontale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008

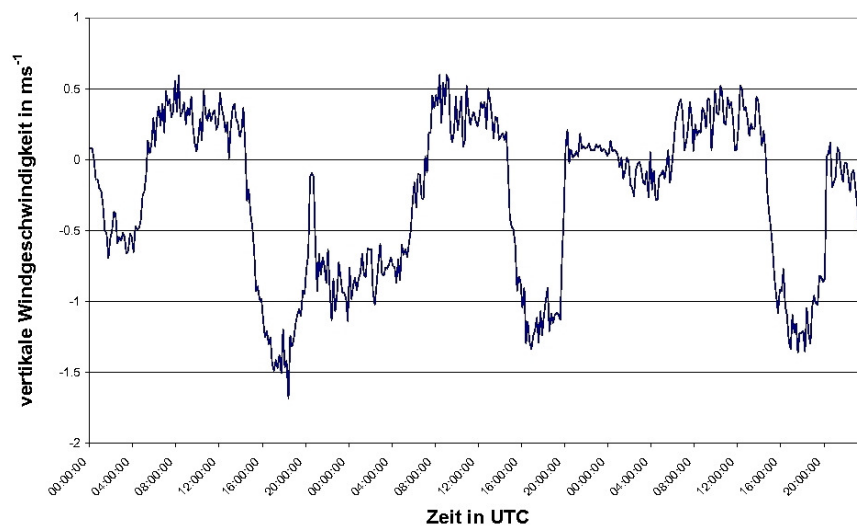


Abb. 4.29: Vertikale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008

Zu sehen ist auch, dass die höchste horizontale Windgeschwindigkeit ($8,0 \text{ ms}^{-1}$ bis $10,0 \text{ m s}^{-1}$) mit dem stärksten nach unten gerichteten Vertikalwind ($-1,25 \text{ ms}^{-1}$ bis $-1,5 \text{ m s}^{-1}$) zusammenfällt. Verglichen mit dem katabatischen Fall sind die Maxima um bis zu $4,0 \text{ m s}^{-1}$ höher und der Hangabwind setzt ca. 4 bis 5 Stunden früher ein. Daraus kann man folgern, dass der Seewind in diesen Tagen Einfluss auf die Windverhältnisse am Toten Meer hat.

Das Auftreten eines Seewindes an diesen drei Tagen ist sehr wahrscheinlich. Die solare Einstrahlung ist jeweils kräftig (Abb. 4.30), so dass sich im Laufe des Tages selbst im groben GFS-Modell ein Temperaturunterschied von teilweise fast $10 \text{ }^\circ\text{C}$ zwischen Israel und dem Mittelmeer ausbildet, der zur Entstehung eines Seewindes führt. Der Temperaturunterschied am 25. Juli ist in Abb. 4.31 zu sehen. An den beiden anderen Tagen herrschen ähnliche Verhältnisse.

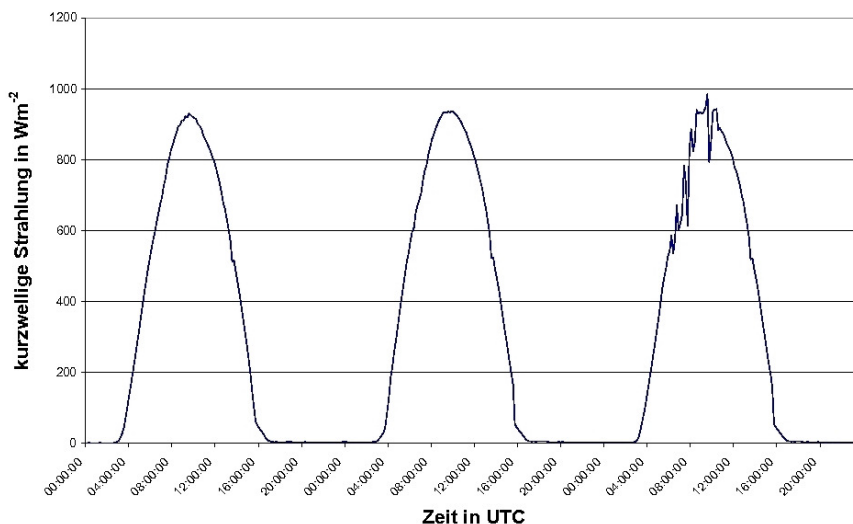


Abb. 4.30: Kurzwellige Einstrahlung an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008

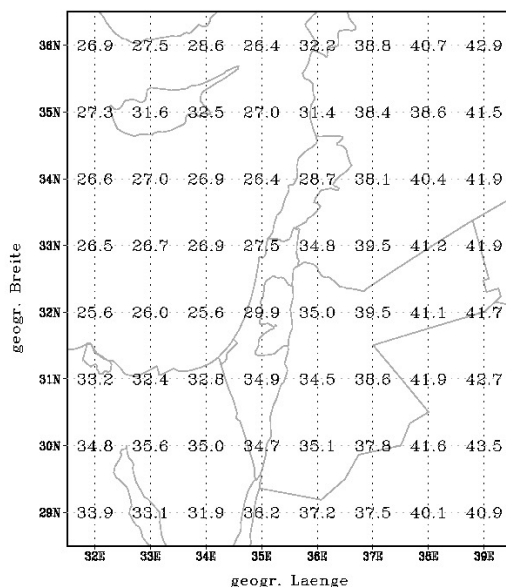


Abb. 4.31: GFS-Analyse der Temperatur in Grad C in 2 m Höhe für den 25. Juli 2008 um 12:00 UTC

Der Druckgradient am Boden weist keinen starken Gradienten auf. Die Strömung kommt an allen drei Tagen aus nordwestlicher Richtung. Für den 26. Juli 2008 ist in Abb. 4.32 die Analyse des Bodendrucks und des Geopotentials um 12:00 UTC dargestellt. Die anderen Termine der drei untersuchten Tage weisen eine ähnliche synoptische Lage auf (siehe Anhang Abb. C.1 bis C.6).

Die Windanalyse in Bodennähe des GFS dieser drei Tage zeigt auch die nordwestliche (in der Nacht) bis westliche (am Tag) Strömung (Abb. 4.33 bis 4.35). Die synoptische Strömung weist also die gleiche Richtung auf wie der vom Mittelmeer kommende Seewind. Somit wird der Einfluss des Seewindes weiter landeinwärts bemerkbar sein und kann auch die Windverhältnisse am Toten Meer mitbestimmen.

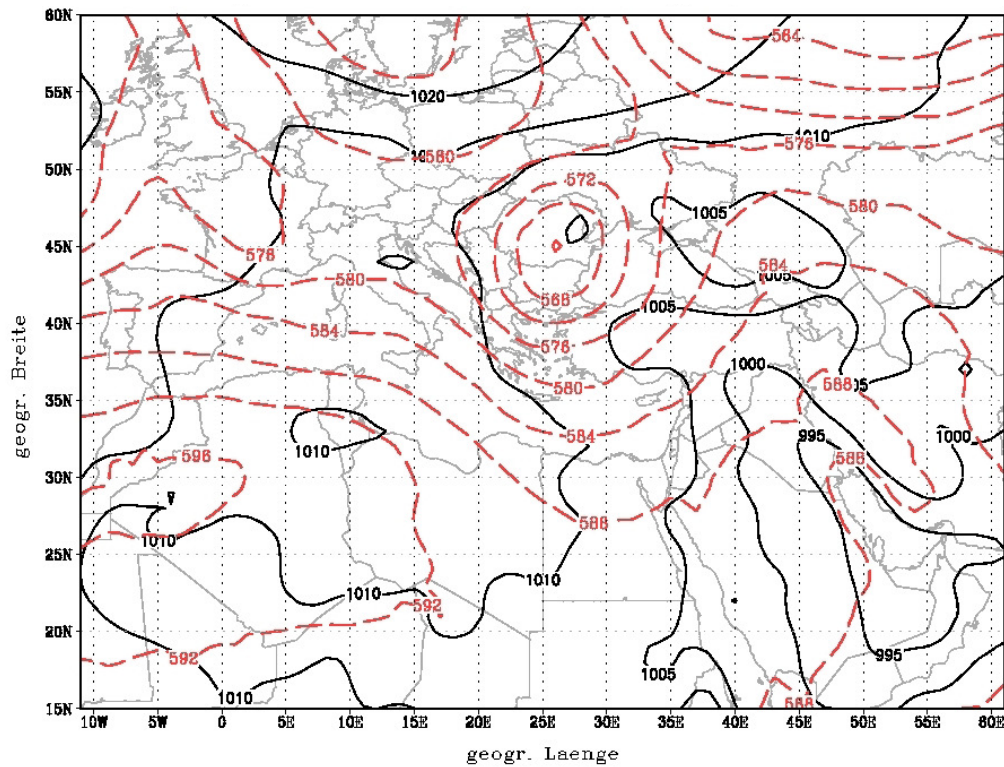


Abb. 4.32: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 26. Juli 2008 um 12:00 UTC

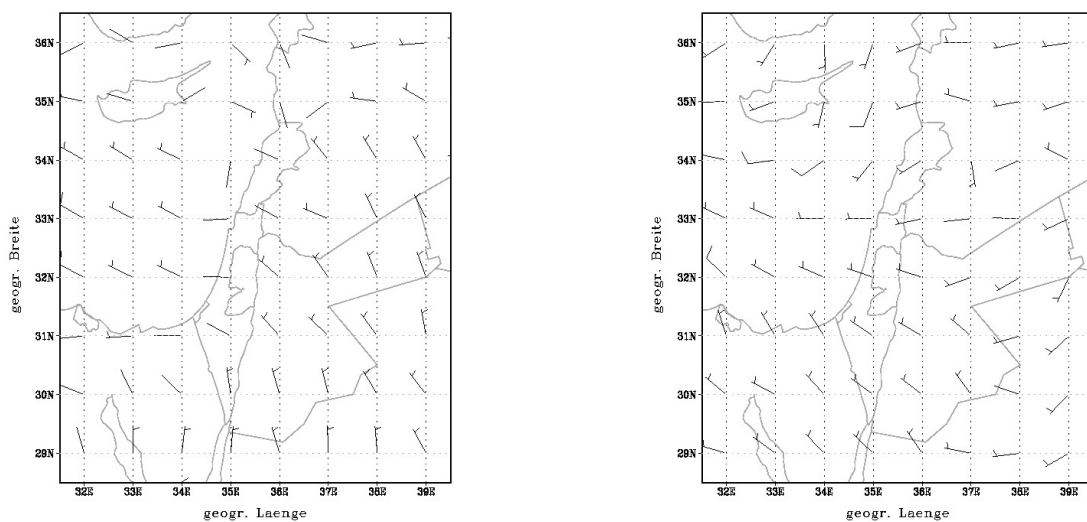


Abb. 4.33: GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 25. Juli 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)

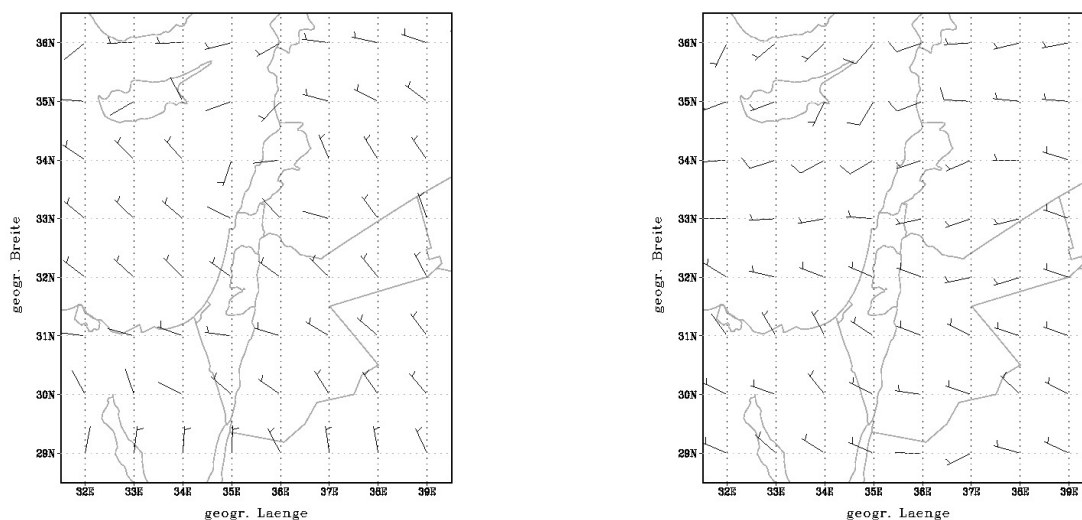


Abb. 4.34: GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 26. Juli 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)

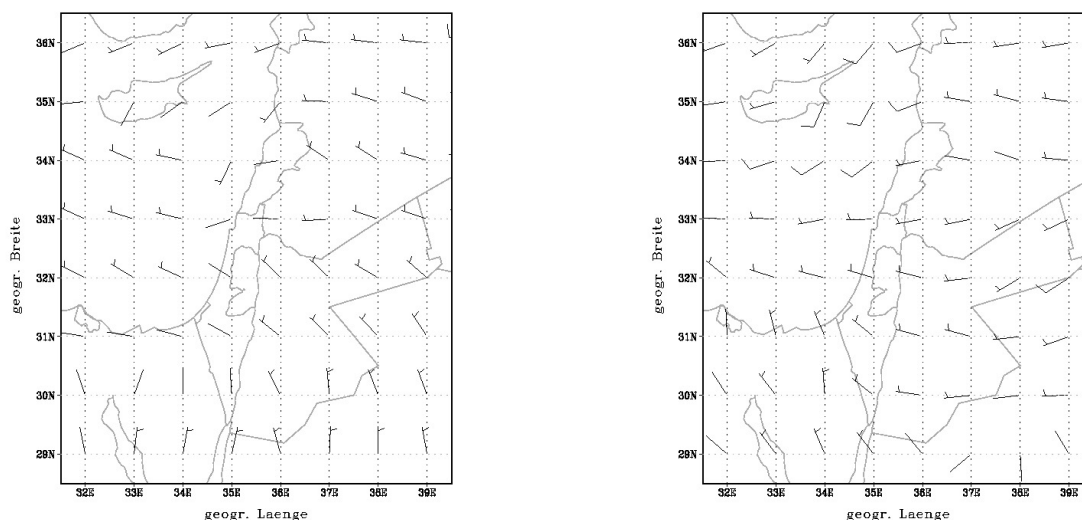


Abb. 4.35: GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 27. Juli 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)

Anhand der Windrichtung an der Station Masada (Abb. 4.36) sind Hangauf- und Hangabwind gut zu unterscheiden. In den frühen Morgenstunden ab ungefähr 05:00 UTC, wenn die kurzweilige Strahlung über 400 W m^{-2} steigt (Abb. 4.30) setzt ein Hangaufwind ein. Die vertikale Windgeschwindigkeit nimmt positive Werte an (Abb. 4.29) und der Wind dreht auf Richtungen zwischen Nordost und Südost. Am späten Nachmittag setzt, durch den Seewind unterstützt, ein Hangabwind ein. Die vertikale Windgeschwindigkeit wird negativ und der Wind dreht auf westliche Richtungen. In der Nacht bestimmt die synoptische Strömung die Windrichtung am Toten Meer. Der Wind weht also aus nördlichen bis westlichen Richtungen.

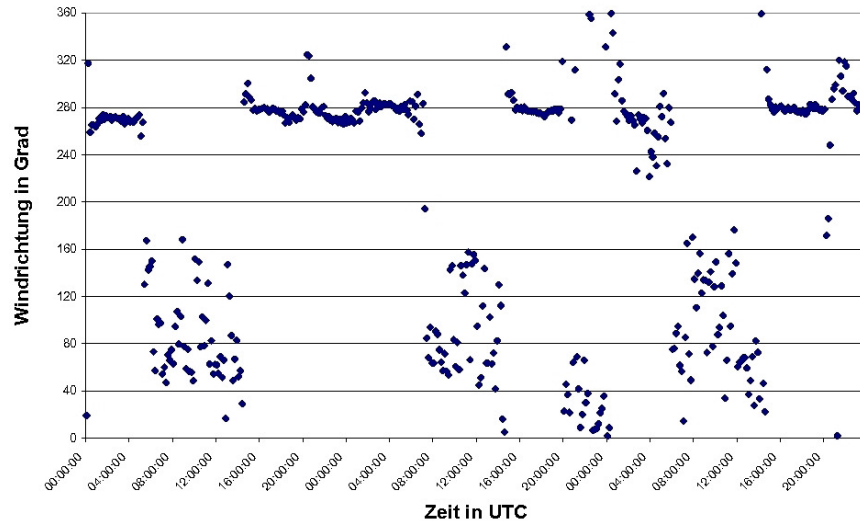


Abb. 4.36: Windrichtung an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008

Die Windrose von diesen drei Tagen (Abb. 4.37) fasst alles noch einmal zusammen. Da die synoptische Strömung, wie auch der Hangabwind in diesem Fall durch einen Westwind gekennzeichnet sind, dominiert eindeutig die westliche Windrichtung (über 20 %). Gut zu sehen ist auch, dass der Hangaufwind (ENE Windrichtung) deutlich schwächer ist als der Hangabwind. Er erreicht maximal $5,0 \text{ m s}^{-1}$, wohingegen der Hangabwind Geschwindigkeiten über $8,0 \text{ m s}^{-1}$ erreicht.

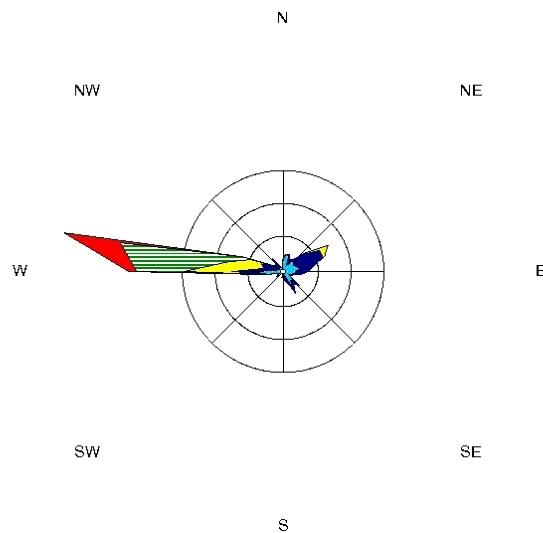


Abb. 4.37: Windrose vom 25.-27. Juli 2008 an der Station Masada

Auch für diesen Fall wird die Dicke der hangparallelen Luftschicht abgeschätzt. Die Berechnungen werden analog zum katabatischen Fall durchgeführt. Die höchste Windgeschwindigkeit tritt am 25. Juli um 17:20 UTC auf und beträgt ungefähr $10,0 \text{ m s}^{-1}$. Die Dichte zu diesem Zeitpunkt ergibt sich zu $\rho = 1,16 \text{ kg m}^{-3}$. Auch hier wird d Null gesetzt und $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ verwendet. Die Hang-

neigung wird wieder mit $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{10000 \text{ m}}$ angesetzt, und der mittlere Höhengradient der potentiellen Temperatur mit $\frac{d\bar{\theta}}{dz} = \frac{2,25 \text{ K}}{1000 \text{ m}}$. Für die fühlbare Wärme werden -40 W m^{-2} angenommen. Alles eingesetzt in Formel 4.5 ergibt für die hangparallele Luftschicht:

$$z_w \approx 19 \text{ m} \quad .$$

Unter der Annahme, dass die fühlbare Wärme am späten Nachmittag noch nicht so stark abgenommen hat, sondern erst Werte knapp unter Null angenommen hat, wird diese Schicht noch dünner. Sie beträgt dann nur noch wenige Meter. Auch hier wird die Dicke dieser Schicht noch bei einer steileren Hangneigung berechnet. Für $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{5000 \text{ m}}$ ergibt sich eine Dicke von ungefähr 9 m und für $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{2000 \text{ m}}$ eine Dicke von 4 m. Vergleicht man dieses Ergebnis mit dem des katabatischen Falls, so erkennt man, dass bei einer höheren Windgeschwindigkeit des Hangwindes die Schicht in der er weht dünner wird.

Das Durchsetzen des Seewindes landeinwärts wird mithilfe von drei Stationen des israelischen Wetterdienstes hier noch einmal gesondert untersucht, da es eine wichtige Rolle für die Windverhältnisse am Toten Meer spielt. Die verwendeten Stationen sind Ashdod Harbour an der Küste, Beer Sheva weiter im Landesinneren und Arad nahe dem Toten Meer (Abb. 4.38). Da die Daten erst ab dem 8. August 2008 vorliegen, konnte der Seewind nicht für den bisher betrachteten Fall vom 25.-27. Juli 2008 untersucht werden. Stattdessen wird der 11. Oktober 2008, der sehr ähnliche Windverhältnisse aufweist, für die Untersuchung verwendet.



Abb. 4.38: Lage der drei Stationen des israelischen Wetterdienstes die für die Analyse des Seewindes herangezogen werden

Der Beginn des Seewindeinflusses an einer Station ist durch das Ansteigen der Windgeschwindigkeit sowie der absoluten Feuchte und durch eine Winddrehung charakterisiert. Da Ashdod an der Küste liegt, ist dort der Einfluss des Seewindes zuerst spürbar. Ab 8:00 UTC setzt eine Drehung des Windes ein und die absolute Feuchte nimmt zu (Abb. 4.39). Ab 13:00 UTC ändern sich Windrichtung und Feuchte nicht mehr wesentlich, so dass anzunehmen ist, dass die Windverhältnisse an dieser Station vom Seewind dominiert werden. Die Windgeschwindigkeit dieser Station beginnt mit Einsetzen der Winddrehung zu steigen und bleibt, nachdem Windrichtung und Feuchte weitgehend stabil geworden sind, konstant (Abb. 4.40).

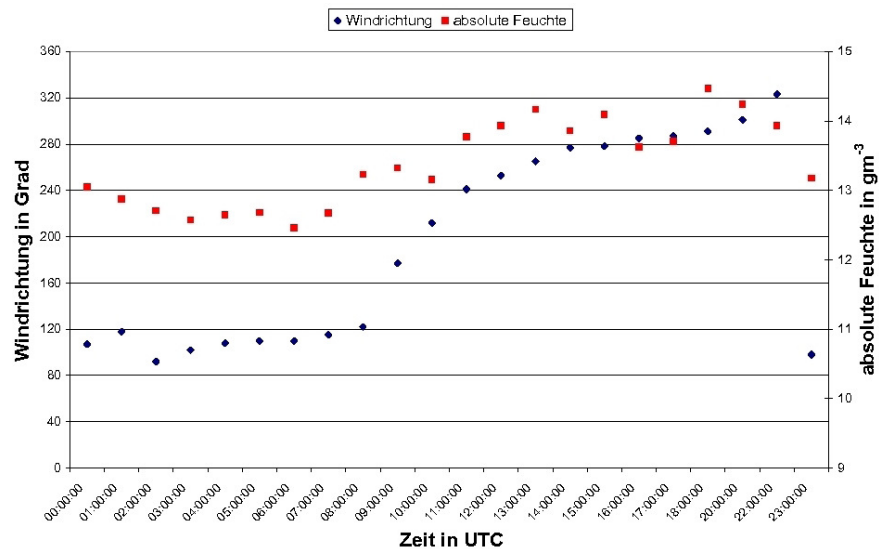


Abb. 4.39: Windrichtung und absolute Feuchte in Ashdod für den 11. Oktober 2008

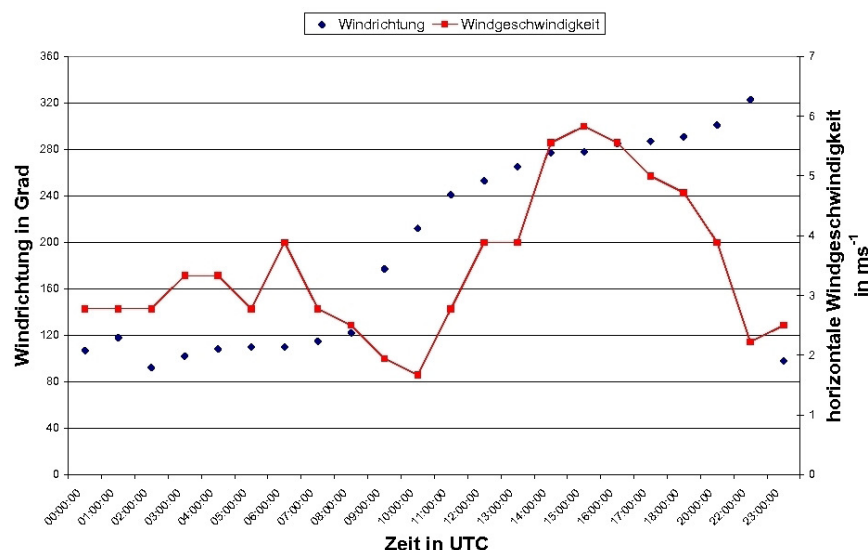


Abb. 4.40: Windrichtung und horizontale Windgeschwindigkeit in Ashdod für den 11. Oktober 2008

Beer Sheva liegt weiter im Landesinneren als Ashdod, jedoch nur wenig weiter östlich. Es ist daher anzunehmen, dass der Einfluss des Seewindes hier etwas später bemerkbar wird. Der Wind beginnt auch hier schon ab 8:00 UTC auf westliche Richtungen zu drehen und an Geschwindigkeit zuzulegen (Abb. 4.41). Das Maximum der Windgeschwindigkeit tritt aber etwas später auf als in Ashdod. Auch die absolute Feuchte beginnt in Beer Sheva erst gegen 14:00 UTC, mit dem letzten Anstieg der Windgeschwindigkeit zu steigen (Abb. 4.42).

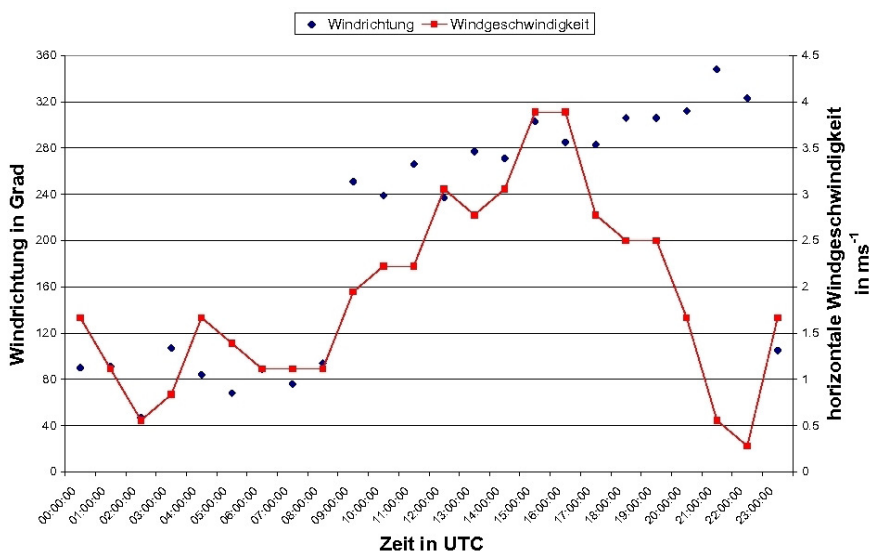


Abb. 4.41: Windrichtung und horizontale Windgeschwindigkeit in Beer Sheva für den 11. Oktober 2008

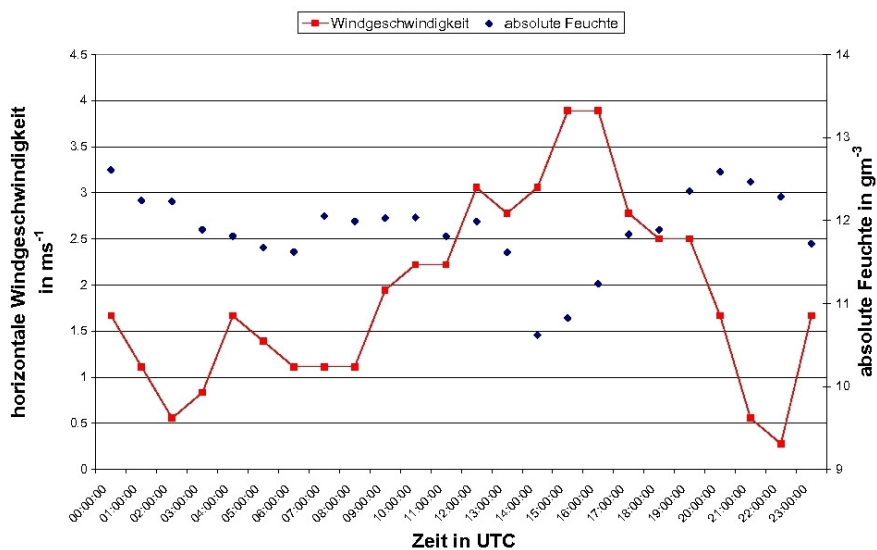


Abb. 4.42: Horizontale Windgeschwindigkeit und absolute Feuchte in Beer Sheva für den 11. Oktober 2008

Für Arad ist die Windrichtung weniger aussagekräftig als für die anderen beiden Stationen. Der Wind weht die ganze Zeit über aus westlicher bis nordwestlicher Richtung. Aufgrund der Gipfelage von Arad (ungefähr 600 m NN) macht sich der aus östlichen Richtungen kommende Landwind hier nicht bemerkbar. Von 15:00 auf 16:00 UTC ist jedoch eine kleine Richtungsänderung zu sehen. Diese fällt mit dem letzten Anstieg der horizontalen Windgeschwindigkeit zusammen (Abb. 4.43). Die absolute Feuchte nimmt ebenfalls im Zeitraum des letzten Anstiegs der horizontalen Windgeschwindigkeit zu (Abb. 4.44). Das Maximum der Windgeschwindigkeit tritt um 17:00 UTC auf, also später als an den anderen beiden Stationen, was eben daran liegt, dass sich Arad weiter im Landesinneren befindet.

Arad liegt nahe dem Toten Meer. Da hier ab 15:00 UTC der Seewind einen Einfluss auf die Windverhältnisse hat, ist anzunehmen, dass dies auch für die Windverhältnisse an der Station Masada gilt. Die Winddaten der Messstation zeigen an diesem Tag das Einsetzen des Hangabwindes gegen 15:20 UTC, was diese Aussage bestätigt.

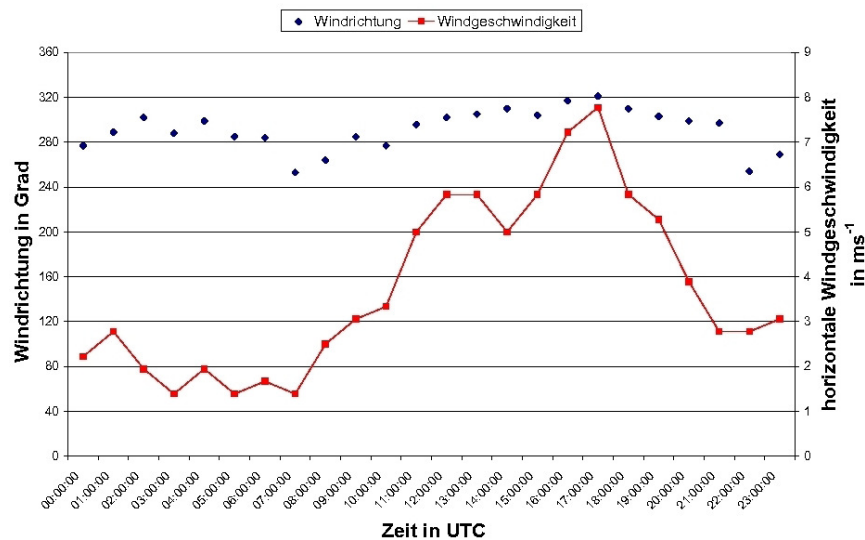


Abb. 4.43: Windrichtung und horizontale Windgeschwindigkeit in Arad für den 11. Oktober 2008

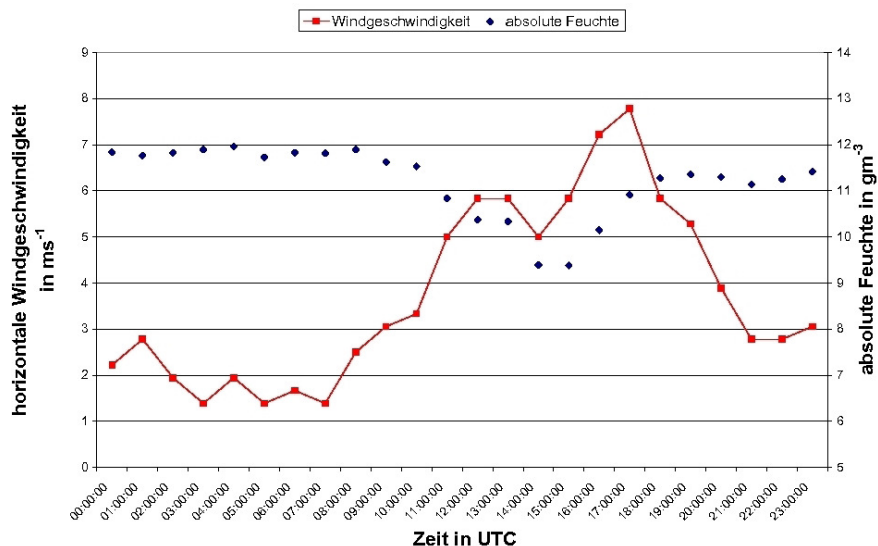


Abb. 4.44: Horizontale Windgeschwindigkeit und absolute Feuchte in Arad für den 11. Oktober 2008

Nachdem der katabatische Fall wie auch der vom Seewind unterstützte Fall genauer betrachtet wurden, wird nun die Häufigkeit dieser Fälle untersucht. Wie die Windrosen bereits gezeigt haben, tritt der vom Seewind unterstützte Fall vermehrt im Sommer auf. Ein Vergleich der Winddaten der Station Masada zwischen beispielsweise Januar 2007 und Juli 2007 bestätigt dies:

Im Januar gibt es an 14 Tagen einen vom Seewind unterstützten Hangabwind und an 8 Tagen einen rein katabatischen Wind. Im Juli gibt es dagegen an 29 Tagen einen unterstützten Hangabwind und nur an einem Tag einen rein katabatischen Wind.

Der im Winter auftretende Wind, der vom Seewind unterstützt wird, fällt jedoch schwächer aus als derjenige im Sommer. Es werden selten Geschwindigkeiten über $8,0 \text{ m s}^{-1}$ erreicht, was im Sommer sehr oft der Fall ist. Das liegt daran, dass der Seewind im Winter aufgrund der geringeren solaren Einstrahlung und dem somit geringeren Temperaturunterschied zwischen Land- und Meeresoberfläche schwächer ist.

4.4 Ausbleiben des Hangabwindes

Zu jeder Jahreszeit gibt es einige Tage im Monat (meistens weniger als fünf) an denen kein Hangabwind auftritt. Ein Beispiel für einen solchen Fall sind die Tage vom 6.-8. März 2008. Der Vertikalwind nimmt nur vereinzelt negative Werte an (Abb. 4.45) und die horizontale Windgeschwindigkeit zeigt keine so große Variabilität wie in den bisher behandelten Fällen (Abb. 4.46).

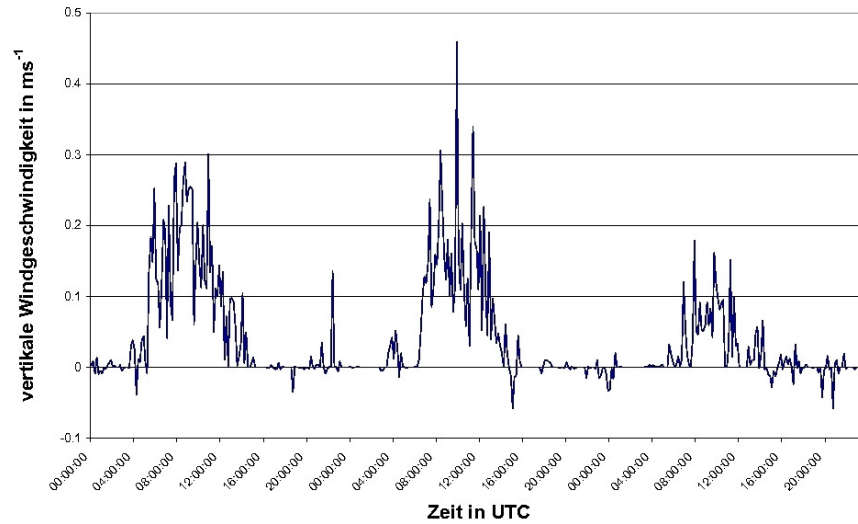


Abb. 4.45: Vertikale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 6.-8. März 2008

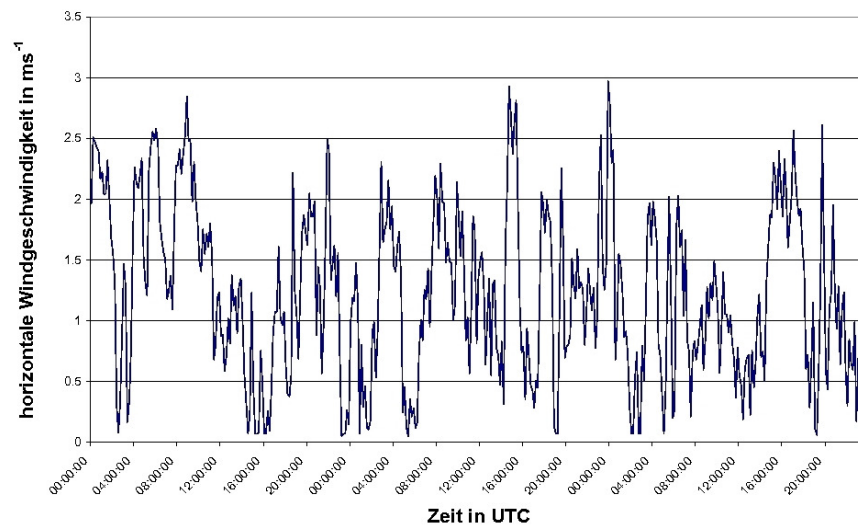


Abb. 4.46: Horizontale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 6.-8. März 2008

Am Vertikalwind ist jedoch klar zu erkennen, dass ein Hangaufwind auftritt. In den frühen Morgenstunden nimmt die Geschwindigkeit des Vertikalwindes zu. Erst mit der Abnahme der kurzwelligen Strahlung am Nachmittag kommt der Hangaufwind zum Erliegen und die Geschwindigkeit des Vertikalwindes nimmt wieder ab. Der dritte untersuchte Tag weist eine schwächere Vertikalgeschwindigkeit auf als die beiden anderen Tage. Der Grund für diesen schwächeren Hangaufwind ist, dass Bewölkung an diesem Tag die solare Einstrahlung verringert hat (Abb. 4.47).

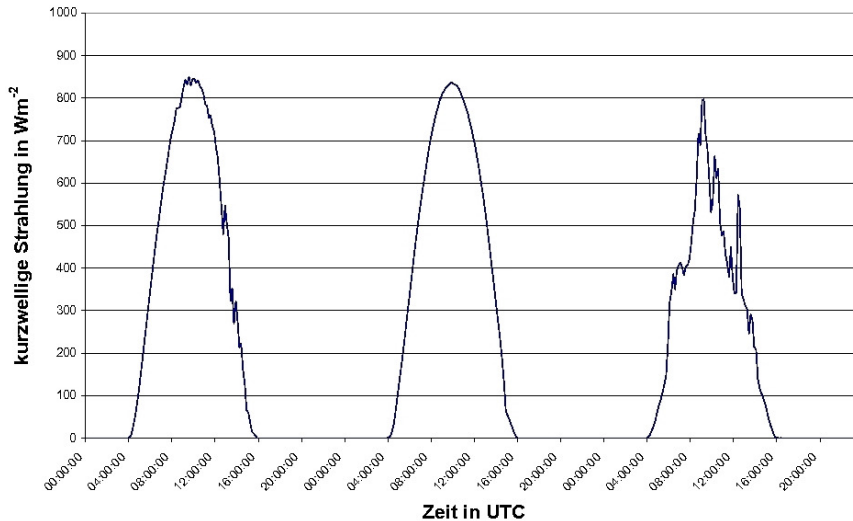


Abb. 4.47: Kurzwellige Einstrahlung an der Station Masada für den 6.-8. März 2008

Es wird auch hier die Dicke der hangparallelen Luftschicht mit der Formel von Vergeiner und Dreiseitl (1987) abgeschätzt (Formel 4.5). Die maximale Hangwindgeschwindigkeit, zusammengesetzt aus allen 3 Windkomponenten, tritt am 6. März um 8:50 UTC auf und beträgt ungefähr $2,9 \text{ m s}^{-1}$. Die Dichte beträgt zu diesem Zeitpunkt $\rho = 1,20 \text{ kg m}^{-3}$ und die fühlbare Wärme ungefähr 250 W m^{-2} . Dies wurde aus Abb. 4.22 abgeschätzt. Die restlichen Parameter bleiben unverändert: $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $d = 0$, $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{10000 \text{ m}}$ und $\frac{d\theta}{dz} = \frac{2,25 \text{ K}}{1000 \text{ m}}$. Dies alles in Formel 4.5 eingesetzt, ergibt eine Dicke der hangparallelen Luftschicht von:

$$z_w \approx 483 \text{ m} \quad .$$

Für eine steilere Hangneigung ergeben sich auch hier dünnere Schichten. Wird $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{5000 \text{ m}}$ angenommen so ergibt sich eine Dicke von 242 m und für $\tan \beta = \frac{800 \text{ m}}{2000 \text{ m}}$ berechnet sich die Dicke zu 97 m. Diese Abschätzung zeigt uns, dass der Hangaufwind in einer deutlich mächtigeren Schicht weht als der Hangabwind. Das war auch zu erwarten, da bereits festgestellt wurde, dass die Schicht in der der Wind weht dünner wird je stärker der Wind ist. Und da nun der Hangaufwind im Vergleich zu dem vorher behandelten Hangabwind deutlich schwächer ausgeprägt ist, ist auch die Schicht in der er weht mächtiger.

Die synoptische Situation weist an allen drei Tagen einen höheren Luftdruck über Israel auf, als in den bisher betrachteten Fällen. Für den 7. März 2008 ist in Abb. 4.48 die Analyse des Bodendrucks und des Geopotentials um 12:00 UTC dargestellt. Die anderen Termine der drei untersuchten Tage weisen eine ähnliche synoptische Lage auf (siehe Anhang Abb. C.7 bis C.12). Die Windanalyse des GFS (Abb. 4.49 bis 4.51) zeigt, dass in Israel nachts östlicher bis südöstlicher Wind herrscht, der tagsüber in nördliche Richtungen übergeht. Falls sich an diesen Tagen ein Seewind vom Mittelmeer her ausbildet, wird er jedoch keinen Einfluss auf die Windverhältnisse am Toten Meer haben, da er sich aufgrund der synoptischen Strömungsrichtung nicht bis zum Toten Meer durchsetzen kann.

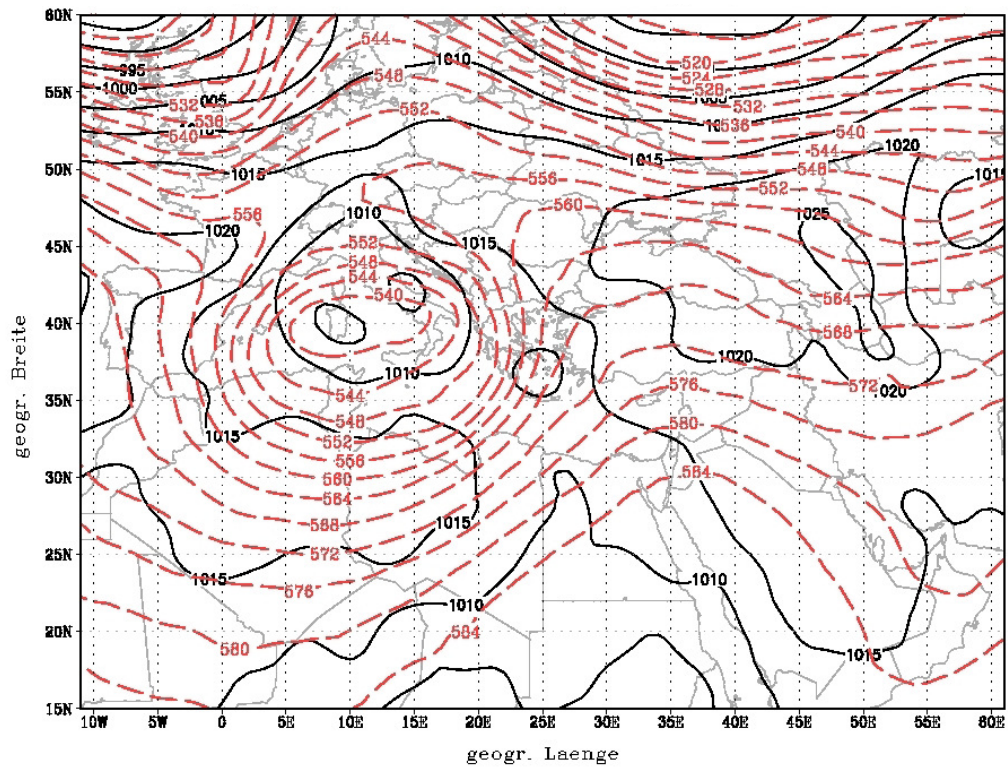


Abb. 4.48: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 7. März 2008 um 12:00 UTC

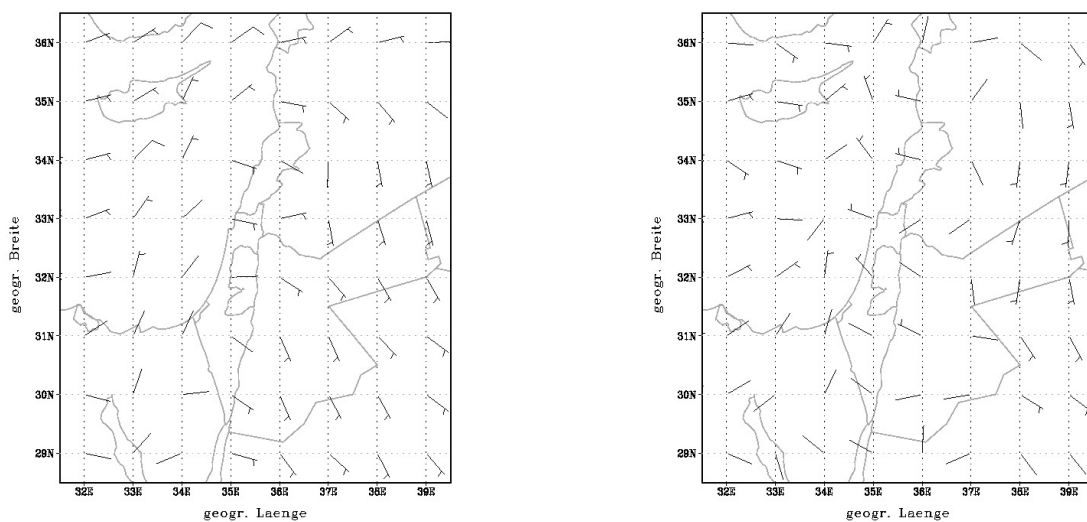


Abb. 4.49: GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 6. März 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)

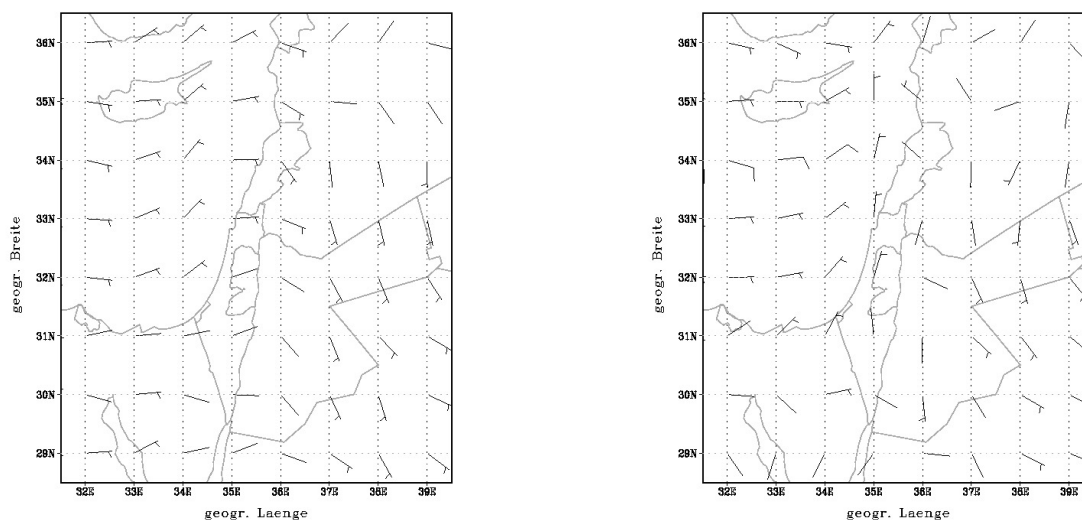


Abb. 4.50: GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 7. März 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)

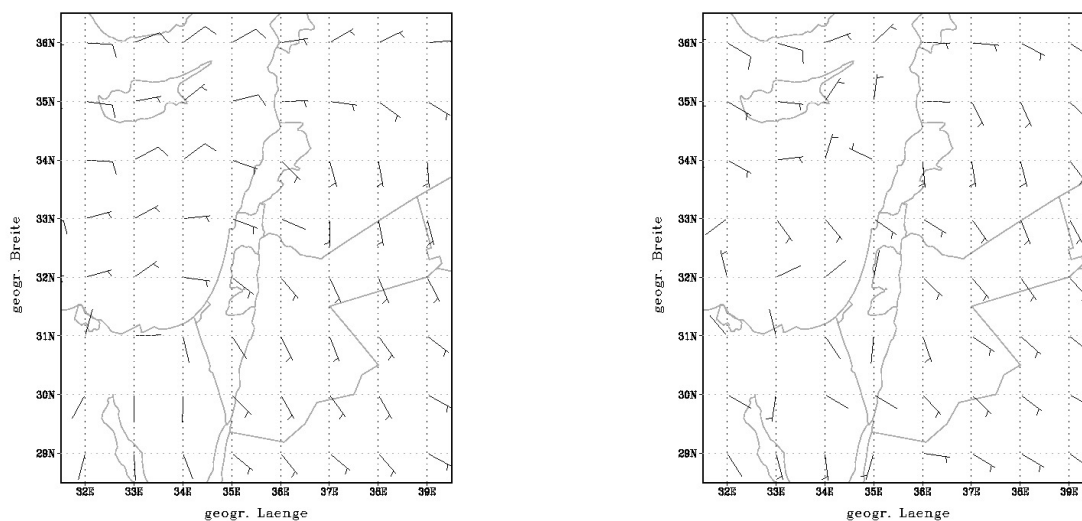


Abb. 4.51: GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 8. März 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)

Immer wenn an diesen drei Tagen Hangaufwind herrscht, zeigen die Windrichtungsdaten der Station Masada östliche Richtungen. In der restlichen Zeit dominieren nördliche Windrichtungen (Abb. 4.52). Die Windrose für diese drei Tage zeigt das ebenfalls deutlich (Abb. 4.53). Aus diesen beiden Abbildungen kann wieder auf das Ausbleiben des Hangabwindes geschlossen werden, da die für diesen Wind charakteristischen höheren Windgeschwindigkeiten und westliche Windrichtungen nicht vorhanden sind. Laut der GFS Analyse des bodennahen Windes herrscht nachts eher ein östlicher Wind, was die Windrichtungsdaten der Station Masada nicht zeigen. Diese zeigen einen nördlichen Wind. Das kann durch lokale orographische Effekte am Mast oder auch durch die Kanalisierung der Strömung im Nord-Süd ausgerichteten Tal des Toten Meeres bedingt sein.

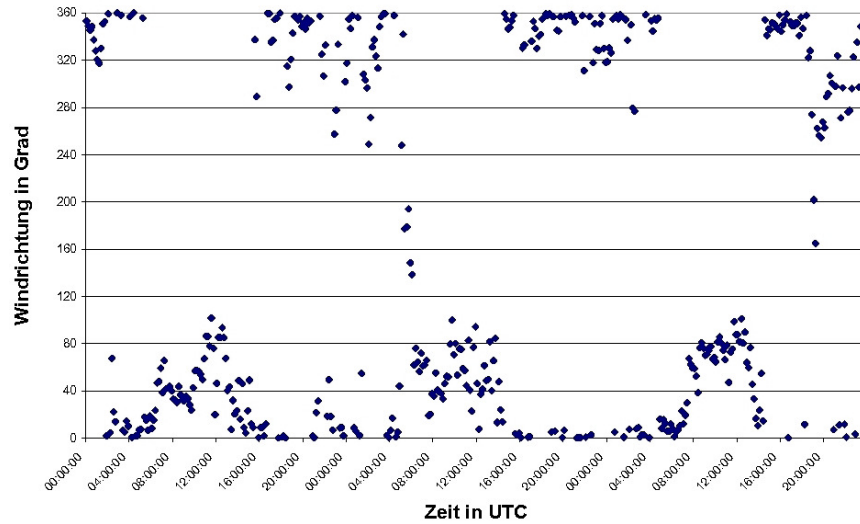


Abb. 4.52: Windrichtung an der Station Masada für den 6.-8. März 2008

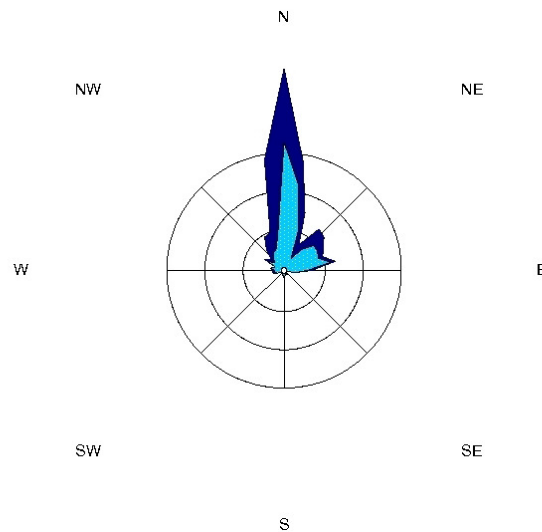


Abb. 4.53: Windrose vom 6.-8. März 2008 an der Station Masada

Abschließend bleibt noch die Frage warum es an diesen Tagen nicht zu einem Hangabwind kommt. Dazu werden die drei Fälle, die in dieser Arbeit betrachtet wurden, miteinander verglichen. Von den Tagen ohne Hangabwind und den Tagen an denen der Seewind unterstützend wirkt, wird jeweils ein Tag für den Vergleich benutzt. Miteinander verglichen werden:

- 7. März 2008: kein Hangabwind
- 5. Juni 2008: rein katabatischer Hangabwind
- 26. Juli 2008: vom Seewind unterstützter Hangabwind

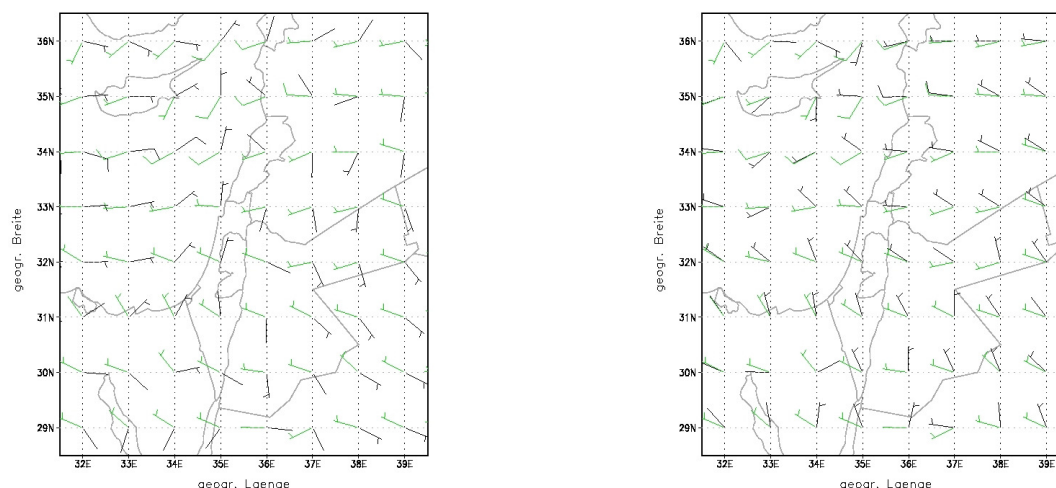


Abb. 4.54: Vergleich der GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund zwischen links dem 7. März 2008 (schwarz) und dem 26. Juli 2008 (grün) um 12:00 UTC und rechts dem 5. Juni 2008 (schwarz) und dem 26. Juli 2008 (grün) um 12:00 UTC

Wie bereits erwähnt, werden die Windverhältnisse am Toten Meer an den Tagen ohne Hangabwind nicht durch den Seewind beeinflusst. Das ergab sich auch bei der Betrachtung des katabatischen Falls. Dazu wird die Windanalyse dieser beiden Fälle mit der des vom Seewind unterstützten Falles verglichen (Abb. 4.54). Zu sehen ist, dass am 26. Juli Westwinde auftreten, was an den beiden anderen Tagen nicht der Fall ist und das Ausbleiben der Unterstützung durch den Seewind am Toten Meer erklärt.

Beim katabatischen Fall kommt es jedoch abends zu einem Hangabwind. Um herauszufinden warum das bei dem hier betrachteten Fall nicht so ist, wird die synoptische Lage verglichen (Abb. 4.55). Der horizontale Druckgradient am 5. Juni 2008 ist schwächer als am 7. März 2008. Es ist also anzunehmen, dass die synoptische Strömung in dem hier betrachteten Fall eine größere Rolle spielt als beim katabatischen Fall. Auch herrscht am 7. März ein höherer Druck über Israel als am 5. Juni und die Strömungsrichtung ist eher eine östliche. Ein Vergleich der Windanalyse der beiden Fälle zeigt, dass am 5. Juni über Israel eine nordwestliche Strömung herrscht und am 7. März eine nördliche und weiter im Landesinneren sogar eine südöstliche (Abb. 4.56). Da sich die synoptische Strömungsrichtung in diesem Fall deutlicher von der westlichen Richtung des Hangabwindes unterscheidet als beim katabatischen Fall, ist anzunehmen, dass dies der Grund für das Ausbleiben des Hangabwindes ist.

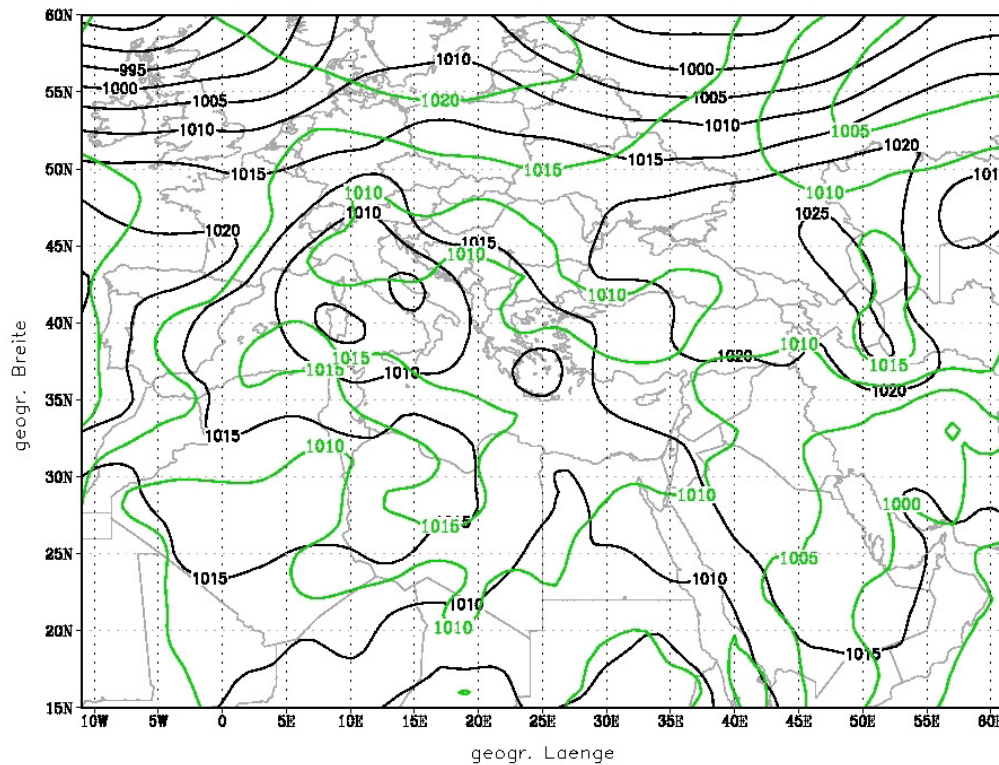


Abb. 4.55: Vergleich der GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa zwischen dem 7. März 2008 (schwarz) und dem 5. Juni 2008 (grün) um 12:00 UTC

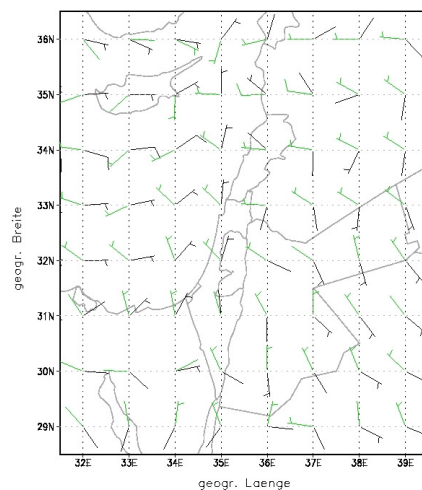


Abb. 4.56: Vergleich der GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund zwischen dem 7. März 2008 (schwarz) und dem 5. Juni 2008 (grün) um 12:00 UTC

5 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass die Windverhältnisse am Toten Meer nicht nur durch die synoptische Strömung sondern auch durch thermische Windsysteme bestimmt werden. Je nachdem wie die einzelnen Systeme miteinander wechselwirken können sich ihre Einflüsse verstärken oder auch abschwächen.

An Strahlungstagen mit geringem Druckgradienten bildet sich ab den frühen Morgenstunden ein Hangaufwind, der bis zum späten Nachmittag hin andauert. Dabei erreicht die horizontale Windgeschwindigkeit Werte von ungefähr $3,0 \text{ m s}^{-1}$ und die vertikale Windgeschwindigkeit Werte von $0,5 \text{ m s}^{-1}$.

Ob und wie kräftig sich ein Hangabwind an solchen Strahlungstagen bildet hängt von der synoptischen Lage und dem Seewind vom Mittelmeer her ab. Die häufigste synoptische Lage zeigt tieferen Druck über der arabischen Halbinsel. Je nach genauer Lage dieses Gebiets tiefen Drucks bringt das eine nordwestliche bis westliche Strömung über Israel mit sich. Damit kann der Seewind seinen Einfluss bis zum Toten Meer hin ausdehnen und die Windverhältnisse mitbestimmen. In einem solchen Fall setzt der Hangabwind bereits am späten Nachmittag ein und dauert meistens vier bis sechs Stunden an. Die horizontale Windgeschwindigkeit erreicht dabei Werte von über $8,0 \text{ m s}^{-1}$ und die vertikale Windgeschwindigkeit Werte bis zu $-1,5 \text{ m s}^{-1}$. An Tagen an denen die synoptische Strömung keine westliche Komponente beinhaltet, setzt sich der Seewind nicht bis zum Toten Meer durch und hat somit auch keinen Einfluss auf die dortigen Windverhältnisse. Der Hangabwind wird dann nur durch die Schwerkraft in Gang gebracht. Da einem solchen katabatischen Wind erst eine Abkühlung voraus geht, setzt der Hangabwind an solchen Tagen erst abends (gegen 20:00 UTC) ein. Ohne die Unterstützung des Seewindes dauert er nicht so lange an (nur ungefähr drei Stunden) und erreicht auch nur geringere Windgeschwindigkeiten. Die Maximalwerte der horizontalen Windgeschwindigkeit liegen bei $6,0 \text{ m s}^{-1}$ und die der vertikalen Windgeschwindigkeit bei $-1,0 \text{ m s}^{-1}$. An manchen Tagen weist die synoptische Lage hohen Druck über der arabischen Halbinsel auf. Dies führt zu einer eher östlichen Strömung über Israel, was das Auftreten eines Hangabwindes verhindert.

Auch haben sich Unterschiede zwischen den verschiedenen Jahreszeiten gezeigt. Der Hangabwind fällt in den Sommermonaten kräftiger aus als in den Wintermonaten. Im Sommer ist die solare Einstrahlung stärker, was nicht nur die Hangwindzirkulation verstärkt, sondern auch den Seewind, der zu einer zusätzlichen Verstärkung führt. Im Winter erreicht die Horizontalwindgeschwindigkeit während des Hangabwindes aufgrund des schwächeren Seewindes nur selten $8,0 \text{ m s}^{-1}$.

Überhaupt tritt der Fall des vom Seewind unterstützten Hangabwindes im Winter seltener auf als im Sommer. Der Vergleich zwischen Januar 2007 und Juli 2007 zeigte:

- Januar: An 14 Tagen tritt ein vom Seewind unterstützter Hangabwind und an 8 Tagen ein rein katabatischer Hangabwind auf.
- Juli: An 29 Tagen tritt ein vom Seewind unterstützter Hangabwind und nur an einem Tag ein rein katabatischer Hangabwind auf.

Das liegt nicht ausschließlich an der im Winter schwächeren solaren Einstrahlung, sondern auch daran, dass im Winter einige Tiefdruckgebiete vom Mittelmeer her über Israel hinwegziehen und damit die Windverhältnisse am Toten Meer von der synoptischen Strömung dominiert werden.

Frühling und Herbst sind Übergangszeiten. Im Frühling nimmt die Stärke der solaren Einstrahlung und damit auch die Stärke der thermischen Zirkulationen wieder zu. Im Vergleich zum Winter erreichen die horizontalen Windgeschwindigkeiten dann auch wieder öfter Werte über $8,0 \text{ m s}^{-1}$. Im Herbst wird die solare Einstrahlung allmählich schwächer. Damit fallen auch die thermischen Windsysteme schwächer aus und die synoptische Strömung gewinnt an Einfluss auf die Windverhältnisse am Toten Meer.

Zusätzlich wurde für den Hangwind noch die Dicke der hangparallelen Luftschicht in der er weht abgeschätzt. Dabei hat sich gezeigt, dass die Schicht dünner wird je kräftiger der Wind ist. Das heißt der kräftige Hangabwind weht in einer Schicht die nur einige Meter dick ist, wohingegen der schwächere Hangaufwind in einer Schicht von bis zu einigen hundert Metern Mächtigkeit weht.

A Abbildungsverzeichnis

1.1	Blick vom Masada-Felsen auf den Standort der Messstation (schwarzer Pfeil)	1
1.2	Links Blick auf den Aufbauort der Messstation mit dem Toten Meer im Hintergrund und rechts der Messmast mit Blick nach Norden	2
1.3	Höhenschnitt durch des Tal des Toten Meeres auf der geographischen Breite von Masada mit möglichen Strömungsverhältnissen	2
1.4	Topographie von Israel (www.transasien.org)	3
1.5	Schematische Darstellung der Kanalisierung wobei v_g der geostrophische Wind und v_s der bodennahe Wind ist (Kalthoff und Vogel, 1992, basierend auf Fiedler, 1983)	3
2.1	Schematische Darstellung der Land-Seewind-Zirkulation (a) am Tag und (b) in der Nacht (Whiteman, 2000, basierend auf Ahrens, 1994)	5
2.2	Schematische Darstellung der Entstehung eines Druckgradienten aufgrund eines horizontalen Temperaturunterschiedes der Luftmassen im Tal und in der Ebene, der ein Talwind-system zur Folge hat (Whiteman, 2000, basierend auf Hawkes, 1947)	7
2.3	Schematische Darstellung des Hangwindsystems (Whiteman, 2000). Die blauen Pfeile stehen für Hangwinde, die roten für konvektive Strömungen, die blauen Felder für die Tal-Inversion und die rote Linie für die Entrainment Zone	7
2.4	Das idealisierte Berg-Talwindssystem bei symmetrischer Hangerwärmung und -abkühlung (Bendix, 2004, nach Defant,1949)	9
3.1	Symbole der Pfeilferdern und zugehörige Geschwindigkeit in Knoten	12
4.1	Legende der Windrosen	14
4.2	Einteilung in Tag und Nacht anhand der kurzwelligen Strahlung	15
4.3	Klimadiagramme von Tel Aviv und Jerusalem (www.klimadiagramme.de)	16
4.4	Windrose der Jahre 2007 und 2008	17
4.5	Windrose der Jahre 2007 und 2008 am Tag	17
4.6	Windrose der Jahre 2007 und 2008 in der Nacht	17
4.7	Windrose der Sommermonate von 2007 und 2008	18
4.8	Windrose der Sommermonate von 2007 und 2008 am Tag	18
4.9	Windrose der Sommermonate von 2007 und 2008 in der Nacht	18
4.10	Windrose der Wintermonate von 2007 und 2008	19

4.11	Windrose der Wintermonate von 2007 und 2008 am Tag	19
4.12	Windrose der Wintermonate von 2007 und 2008 in der Nacht	19
4.13	Windrose der Frühlingsmonate von 2007 und 2008	20
4.14	Windrose der Frühlingsmonate von 2007 und 2008 am Tag	20
4.15	Windrose der Frühlingsmonate von 2007 und 2008 in der Nacht	20
4.16	Windrose der Herbstmonate von 2007 und 2008	21
4.17	Windrose der Herbstmonate von 2007 und 2008 am Tag	21
4.18	Windrose der Herbstmonate von 2007 und 2008 in der Nacht	21
4.19	Vertikale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 5. Juni 2008	22
4.20	Kurzweilige Einstrahlung an der Station Masada für den 5. Juni 2008	23
4.21	Horizontale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 5. Juni 2008	23
4.22	Fühlbare Wärme an der Station Masada für den 10. Oktober 2006	24
4.23	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 5. Juni 2008 um 00:00 UTC	25
4.24	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 5. Juni 2008 um 12:00 UTC	26
4.25	GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 5. Juni 2008 um 00:00 UTC (oben links), um 06:00 UTC (oben rechts), um 12:00 UTC (unten links) und um 18:00 UTC (unten rechts)	27
4.26	Windrichtung an der Station Masada für den 5. Juni 2008	28
4.27	Windrose vom 5. Juni 2008 an der Station Masada	28
4.28	Horizontale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008	29
4.29	Vertikale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008	29
4.30	Kurzweilige Einstrahlung an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008	30
4.31	GFS-Analyse der Temperatur in Grad C in 2 m Höhe für den 25. Juli 2008 um 12:00 UTC	30
4.32	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 26. Juli 2008 um 12:00 UTC	31
4.33	GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 25. Juli 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)	31
4.34	GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 26. Juli 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)	32
4.35	GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 27. Juli 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)	32
4.36	Windrichtung an der Station Masada für den 25.-27. Juli 2008	33
4.37	Windrose vom 25.-27. Juli 2008 an der Station Masada	33
4.38	Lage der drei Stationen des israelischen Wetterdienstes die für die Analyse des Seewin- des herangezogen werden	34

4.39	Windrichtung und absolute Feuchte in Ashdod für den 11. Oktober 2008	35
4.40	Windrichtung und horizontale Windgeschwindigkeit in Ashdod für den 11. Oktober 2008	35
4.41	Windrichtung und horizontale Windgeschwindigkeit in Beer Sheva für den 11. Oktober 2008	36
4.42	Horizontale Windgeschwindigkeit und absolute Feuchte in Beer Sheva für den 11. Okto- ber 2008	36
4.43	Windrichtung und horizontale Windgeschwindigkeit in Arad für den 11. Oktober 2008 .	37
4.44	Horizontale Windgeschwindigkeit und absolute Feuchte in Arad für den 11. Oktober 2008	38
4.45	Vertikale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 6.-8. März 2008	39
4.46	Horizontale Windgeschwindigkeit an der Station Masada für den 6.-8. März 2008	39
4.47	Kurzweilige Einstrahlung an der Station Masada für den 6.-8. März 2008	40
4.48	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 7. März 2008 um 12:00 UTC	41
4.49	GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 6. März 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)	41
4.50	GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 7. März 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)	42
4.51	GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund für den 8. März 2008 um 00:00 UTC (links) und um 12:00 UTC (rechts)	42
4.52	Windrichtung an der Station Masada für den 6.-8. März 2008	43
4.53	Windrose vom 6.-8. März 2008 an der Station Masada	43
4.54	Vergleich der GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund zwischen links dem 7. März 2008 (schwarz) und dem 26. Juli 2008 (grün) um 12:00 UTC und rechts dem 5. Juni 2008 (schwarz) und dem 26. Juli 2008 (grün) um 12:00 UTC	44
4.55	Vergleich der GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa zwischen dem 7. März 2008 (schwarz) und dem 5. Juni 2008 (grün) um 12:00 UTC	45
4.56	Vergleich der GFS-Analyse des Windes in 10 m Höhe über Grund zwischen dem 7. März 2008 (schwarz) und dem 5. Juni 2008 (grün) um 12:00 UTC	45
C.1	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 25. Juli 2008 um 00:00 UTC	55
C.2	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 25. Juli 2008 um 12:00 UTC	55
C.3	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 26. Juli 2008 um 00:00 UTC	56
C.4	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 26. Juli 2008 um 12:00 UTC	56

C.5	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 27. Juli 2008 um 00:00 UTC	57
C.6	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 27. Juli 2008 um 12:00 UTC	57
C.7	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 6. März 2008 um 00:00 UTC	58
C.8	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 6. März 2008 um 12:00 UTC	58
C.9	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 7. März 2008 um 00:00 UTC	59
C.10	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 7. März 2008 um 12:00 UTC	59
C.11	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 8. März 2008 um 00:00 UTC	60
C.12	GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 8. März 2008 um 12:00 UTC	60

B Literaturverzeichnis

Bendix, J. (2004). *Geländeklimatologie*. Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Berlin, Stuttgart.

Foken, T. (2006). *Angewandte Meteorologie: mikrometeorologische Methoden*. Springer, Heidelberg.

Gross, G. und F. Wippermann (1987). Channeling and countercurrent in the upper rhine valey: Numerical simulations. *Journal of climate and applied meteorology* 26 , 1293–1304.

Kalthoff, N. und B. Vogel (1992). Counter-current and channelling effect under stable stratification in the area of karlsruhe. *Theoretical and Applied Climatology* 45 , 113–126.

Kossmann, M. und F. Fiedler (2000). Diurnal momentum budget analysis of thermally induced slope winds. *Meteorology and Atmospheric Physics* 75 , 195–215.

Kottmeier, C., P. Palacio-Sese, N. Kalthoff, U. Corsmeier und F. Fiedler (2000). Sea breezes and coastal jets in southeastern spain. *International Journal of Climatology* 20 , 1791–1808.

Liljequist, G. H. und K. Cihak (2006). *Allgemeine Meteorologie*. F. Vieweg Verlag, Braunschweig.

Vergeiner, I. und E. Dreiseitl (1987). Valley winds and slope winds - observations and elementary thoughts. *Meteorology and Atmospheric Physics* 36 , 264–286.

Whiteman, C. D. (2000). *Mountain Meteorology, Fundamentals and Applications*. Oxford University Press, USA.

Wippermann, F. (1984). Air flow over and in broad valleys: Channeling and counter-current. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 57 , 92–105.

C Anhang

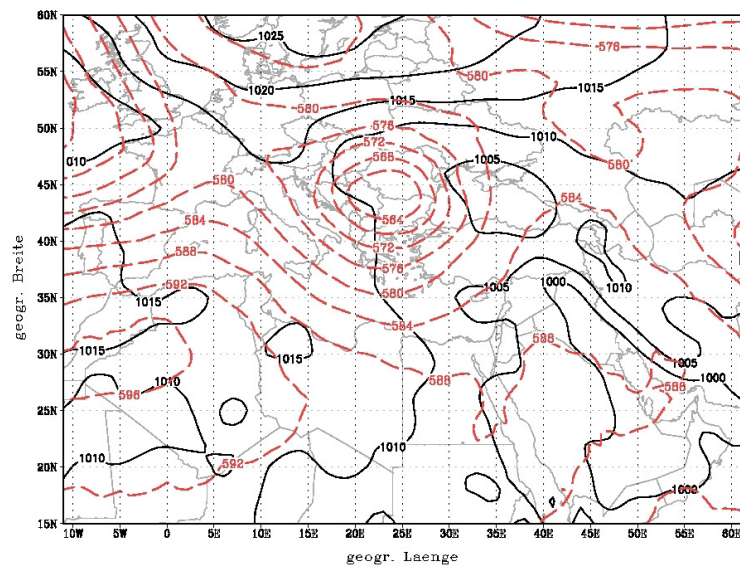


Abb. C.1: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 25. Juli 2008 um 00:00 UTC

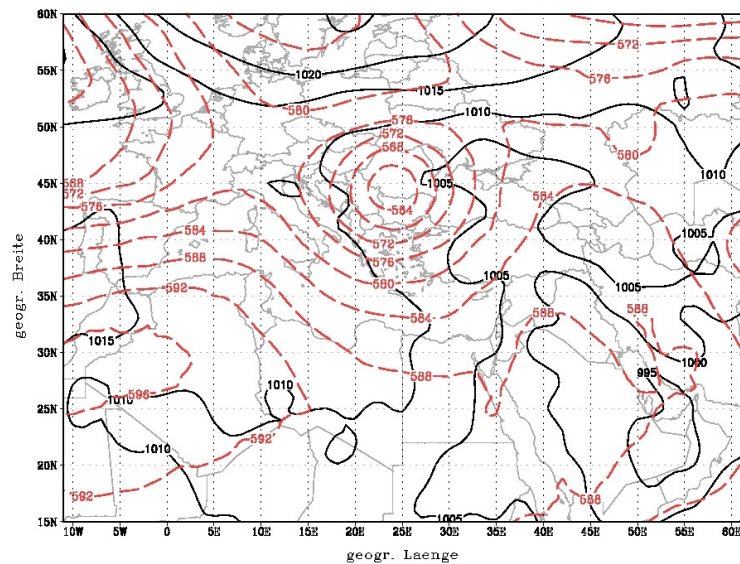


Abb. C.2: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 25. Juli 2008 um 12:00 UTC

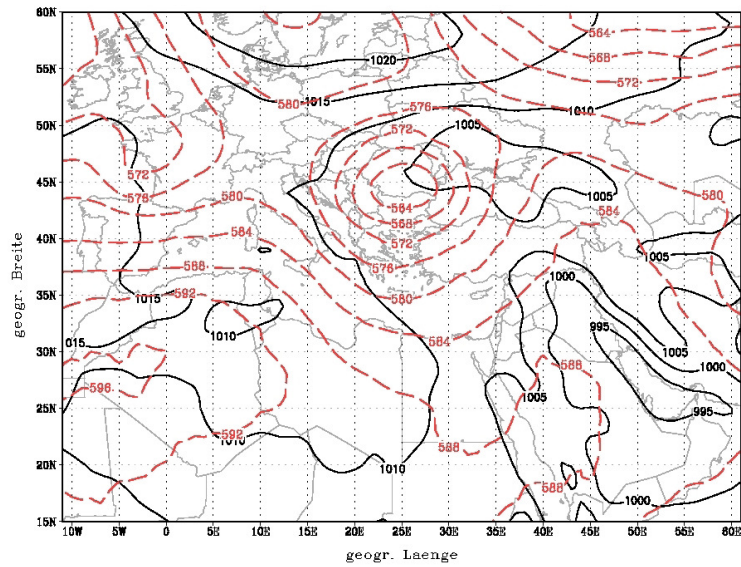


Abb. C.3: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 26. Juli 2008 um 00:00 UTC

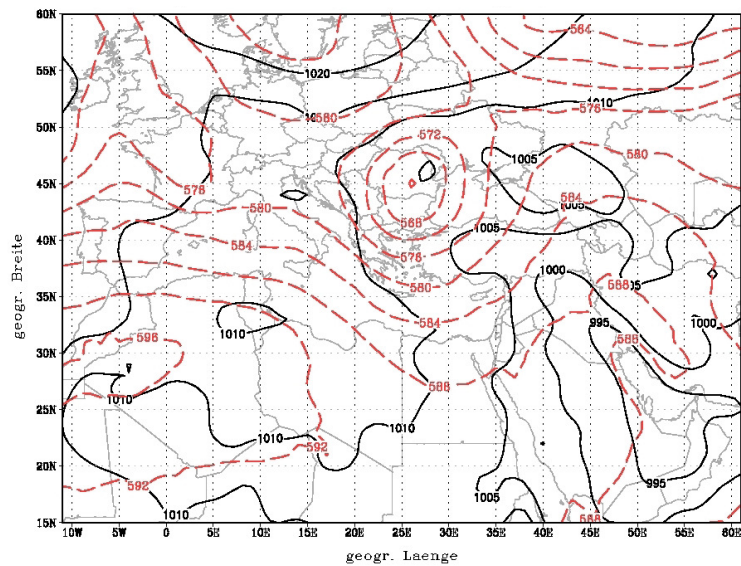


Abb. C.4: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 26. Juli 2008 um 12:00 UTC

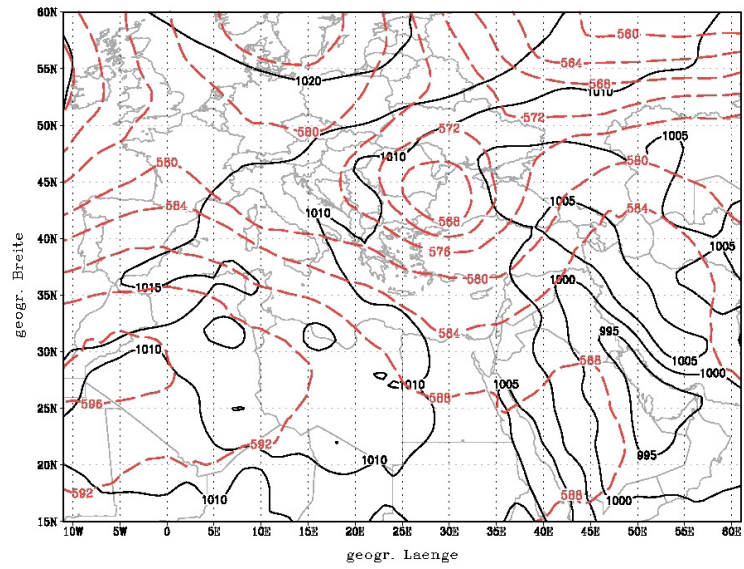


Abb. C.5: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 27. Juli 2008 um 00:00 UTC

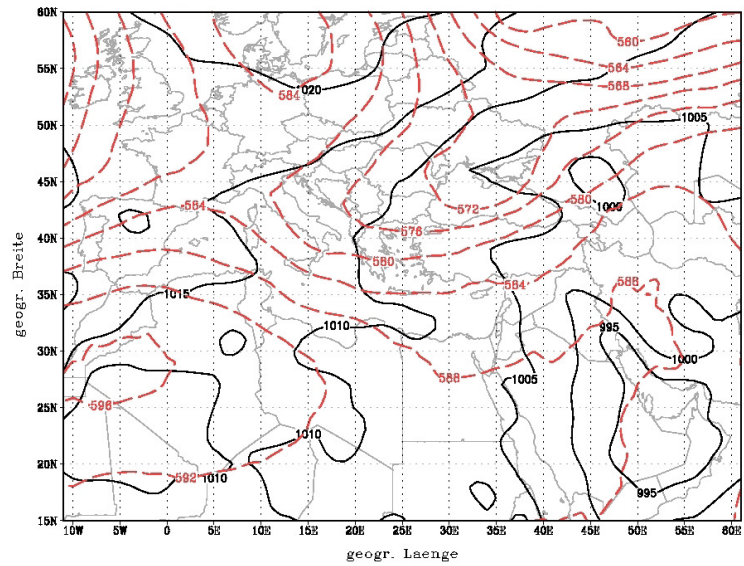


Abb. C.6: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 27. Juli 2008 um 12:00 UTC

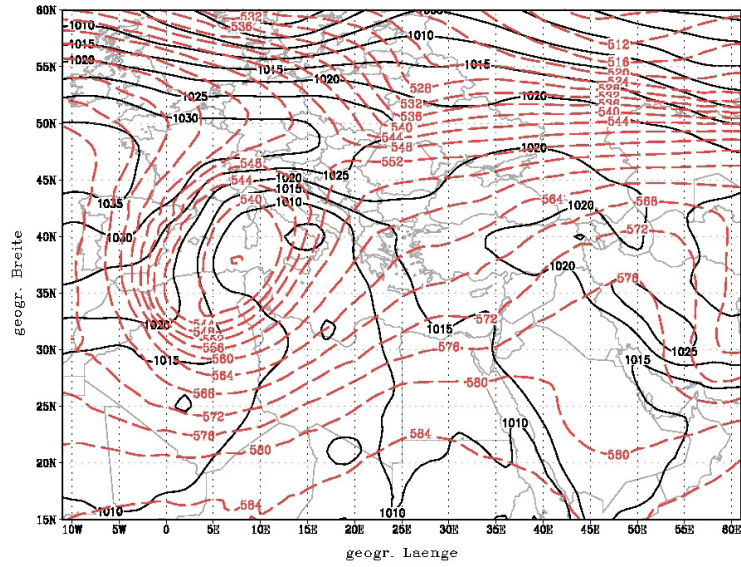


Abb. C.7: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 6. März 2008 um 00:00 UTC

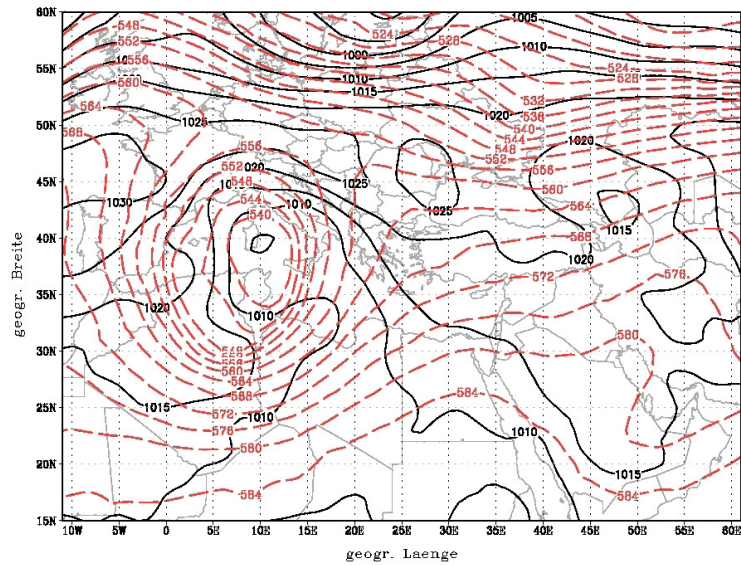


Abb. C.8: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 6. März 2008 um 12:00 UTC

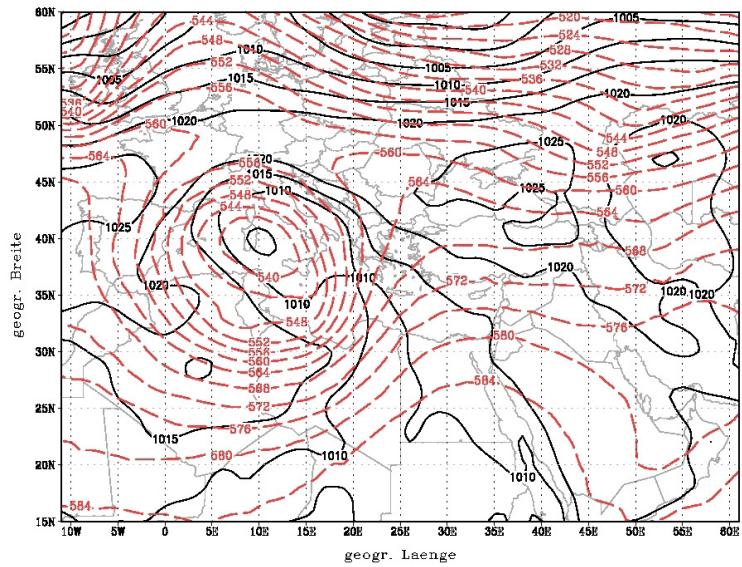


Abb. C.9: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 7. März 2008 um 00:00 UTC

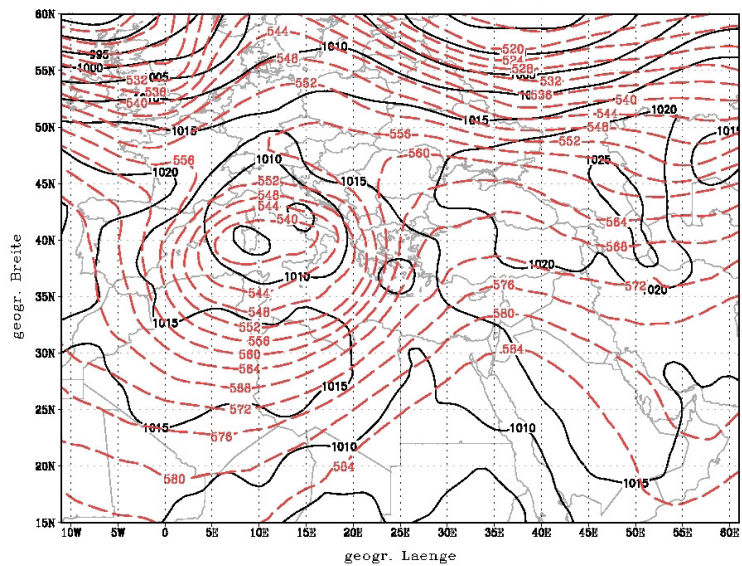


Abb. C.10: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpdm (rot) für den 7. März 2008 um 12:00 UTC

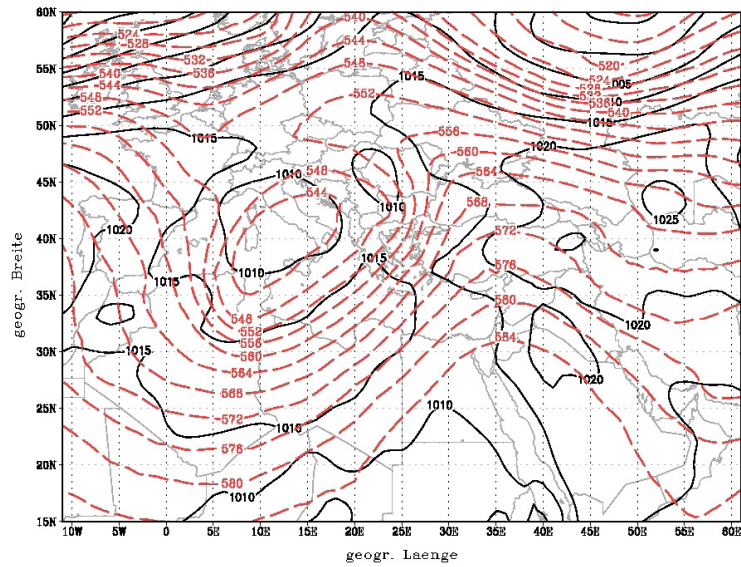


Abb. C.11: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 8. März 2008 um 00:00 UTC

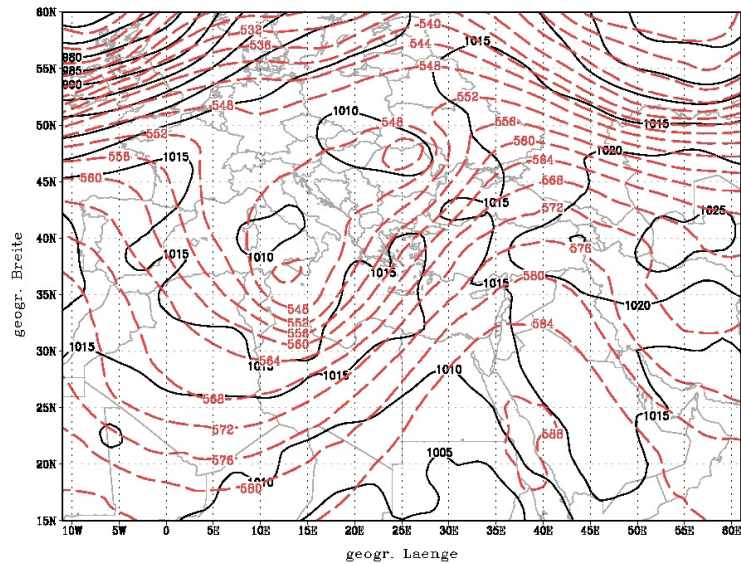


Abb. C.12: GFS-Analyse des Bodendrucks in hPa (schwarz) und des 500 hPa-Geopotentials in gpm (rot) für den 8. März 2008 um 12:00 UTC