



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Der Küstenfingerprint

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat)

Verfasserin:	Marlies KRIEGLER
Matrikelnummer:	0203193
Studienrichtung:	Meteorologie
Betreuer:	O.Univ.Prof. Dr. Reinhold Steinacker
Wien, am:	15.November 2008

Zusammenfassung

In dieser Diplomarbeit wurde eine genauere Darstellung der Temperatur und Druckverhältnisse in küstennahen Gebieten erarbeitet, damit diese atmosphärischen Zustandsgrößen als Ausdruck für die Land- und Seewindzirkulation in den Analysen der VERA (*Vienna Enhanced Resolution Analysis*) genauer dargestellt werden können. Dies geschieht durch den sogenannten Fingerprint, der es ermöglicht, physikalische Zusatzinformation in die Analyse einfließen zu lassen. Durch komplexe Topographie entstehen physikalische Phänomene, die durch die spärliche Stationsdichte nicht aufgelöst werden können. Der Fingerprint besteht aus einem konzeptionellen Modell, das jene Physik hinter diesen Prozessen nachstellt. Wird der Fingerprint im Analysemodell wiedererkannt, wird die Feldverteilung des Fingerprints aufgeprägt.

Der hier entwickelte Fingerprint beachtet die unterschiedliche Erwärmung des Landes gegenüber dem Meer. Erarbeitet wurden insgesamt 8 Fingerprint-Muster, die die jeweilige Feldverteilung an einem/r typischen Sommertag/nacht und einem/r typischen Wintertag/nacht für Temperatur und Druck darstellen. In einem letzten Schritt wurden diese Fingerprint-Muster miteinander korreliert. Hohe Korrelationskoeffizienten rechtfertigen die Verwendung von nur jeweils einem Muster für Temperatur und Druck.

Abstract

The aim of this thesis is a more precise delineation of the temperature and pressure fields in coastal regions, in order to accomplish a more accurate representation of the sea breeze circulation in the analysis of VERA (*Vienna Enhanced Resolution Analysis*). This is achieved by the so-called "fingerprint method", which enables the transfer of additional physical information into the analysis. For example, complex topography entails special physical phenomena, and due to the irregular distributed measurements, these are not resolved in the analysis. The fingerprint method is a conceptual model of idealized fields, which resembles the physics behind these processes. If some signal is found in the station data, it's used to downscale the analysis.

The fingerprint method, which is developed here, regards the effect of differential heating between the land and the sea. In this thesis 8 fingerprint patterns were constructed, one field distribution for each meteorological scalar (temperature and pressure) for typical situations on a summer- day/night and winter- day/night. In a final step these fingerprint patterns were correlated. High correlation coefficients justify the application of just one pattern for each variable.

Inhaltsverzeichnis

1	Zielsetzung und Motivation	1
2	Die Fingerprinttechnik	2
3	Grundlagen	5
3.1	Entstehung von Land- und Seewind	5
3.2	Land - Seewindzirkulation	6
3.3	Struktur des Land-Seewindes	8
3.4	Tägliche Lebensdauer und Stärke der Zirkulation	9
3.5	Land- und Seewind im komplexen Terrain	12
3.5.1	Berg- und Hügelland	12
3.5.2	Buchten	12
3.5.3	Schmale Landmassen und Inseln	13
4	Beschreibung des 1-Dimensionalen Modells	14
4.1	Erste Schritte	14
4.2	Berechnung der Bodenflüsse	14
4.2.1	Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche	14
4.2.2	Energiebilanz an der Erdoberfläche	18
4.2.3	Strahlungsbilanz an der Wasseroberfläche	19
4.2.4	Energiebilanz an der Wasseroberfläche	20
4.2.5	Force Restore Methode	23
4.3	Anfangsbedingungen	27
4.3.1	Modellergebnisse für die Energiebilanz	27
4.4	Berechnung der Temperatur	29
4.4.1	Ergebnisse der Temperaturberechnung	32
4.5	Berechnung des Druckes	36
4.5.1	Ergebnisse der Druckberechnung	37
4.6	Inversionsberechnungen	38
4.6.1	Ergebnisse der Inversionsberechnung	40

4.7	Korrektur	43
5	2-Dimensionales Modell	45
5.1	Das Temperaturfeld	47
5.2	Das Druckfeld	52
6	Ergebnisse	54
6.1	Modellergebnisse für Sommer	54
6.1.1	Ergebnisse für die Sommernacht	56
6.2	Modellergebnisse für Sommer im VERA-Ausschnitt	58
6.3	Modellergebnisse für Winter	63
6.4	Modellergebnisse für Winter im VERA-Ausschnitt	67
7	Nachbetrachtungen	72
7.1	Berechnung der Korrelationskoeffizienten	72
8	Schlussfolgerungen	75
	Literaturverzeichnis	77
	Abbildungsverzeichnis	80
	Tabellenverzeichnis	85
	Danksagung	86
	Curriculum Vitae	87

1 Zielsetzung und Motivation

Das Land- Seewindsystem ist eine Zirkulation, die an allen Küsten der Erde auftritt. Nicht nur Seglern ist diese Zirkulation von Nutzen. Sie kann Erlösung von drückend hohen Temperaturen bieten, Gewitter auslösen, Feuchtigkeit für Nebelbildung heran transportieren und die Luftqualität in Küstennähe verbessern oder verschlechtern. Da viele Menschen in küstennahen Gebieten leben ist eine genaue Analyse notwendig.

Ziel dieser Diplomarbeit ist eine genauere Darstellung der Temperatur- und Druckverhältnisse in küstennahen Gebieten, damit diese atmosphärischen Zustandsgrößen als Ausdruck für die Land- Seewindzirkulation in den Analysen der VERA (*Vienna Enhanced Resolution Analysis*) genauer dargestellt werden können. Dies geschieht durch den sogenannten Fingerprint, der es ermöglicht physikalische Zusatzinformation in die Analyse einfließen zu lassen. Durch komplexe Topographie entstehen physikalische Phänomene, die durch die spärliche Stationsdichte nicht aufgelöst werden können. Der Fingerprint besteht aus einem konzeptionellen Modell, das jene Physik hinter diesen Prozessen nachstellt. Wird der Fingerprint im Analysemodell wiedererkannt, wird die Feldverteilung des Fingerprints der Analyse aufgeprägt.

Der hier entwickelte Fingerprint beachtet die unterschiedliche Erwärmung des Landes gegenüber dem Meer. Erarbeitet wurden insgesamt 8 Fingerprint-Muster, die die jeweilige Feldverteilung an einem/r typischen Sommertag/nacht und einem/r typischen Wintertag/nacht für Temperatur und Druck darstellen. Anschließend wurden diese Fingerprint-Muster korreliert um die Verwendung von nur jeweils einem Muster für Temperatur und Druck zu rechtfertigen.

2 Die Fingerprinttechnik

Die VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis,[25]¹) ist ein mesoskaliges Echtzeit-Analyseverfahren, welches am Institut für Meteorologie und Geophysik an der Universität Wien entwickelt worden ist. VERA benutzt in ihren objektiven Analysen ein Werkzeug, das es ermöglicht Zusatzinformationen in das Modell einzubinden [23]. Der sogenannte Fingerprint besteht aus physikalischen Informationen über das analysierte Feld.

Komplexe Topographie führt zu unterschiedlichen physikalischen Prozessen, die meist durch die spärliche Stationsdichte nicht aufgelöst werden. Der Fingerprint ist demnach ein konzeptionelles Modell das die Physik hinter diesen Prozessen beinhaltet und besteht zunächst aus einem idealisierten Feld (zb. Druck oder Temperatur). Der Wert am Gitterpunkt ist somit gegeben durch die Glg.1:

$$\Psi = \Psi_S + c\Psi_T \quad (1)$$

wobei Ψ_S den, durch den Fingerprint, unerklärten Teil darstellt. Ψ_T ist der aus physikalischen Prozessen erklärte Teil, in unserem Fall der vordefinierte Fingerprint. c ist ein Gewichtungsfaktor, und es gilt, wenn

$c = 1$ wird das Fingerprintsignal zu 100% in den Daten wiedererkannt.

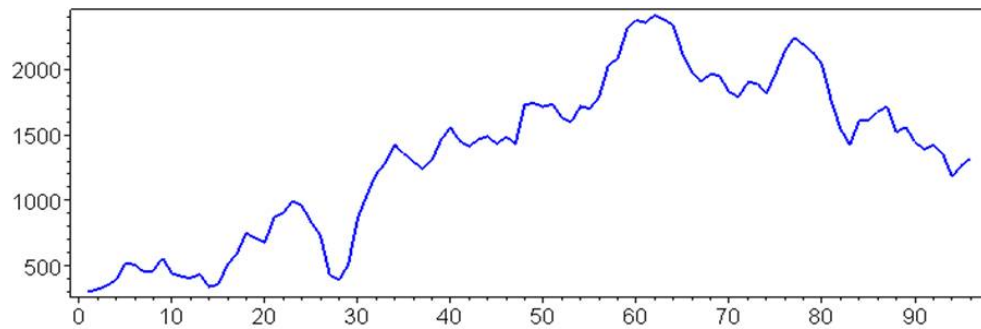
$c = 0$ das Fingerprintsignal wird nicht wiedergegeben.

$c > 1$ stärkeres Signal ist gefunden worden.

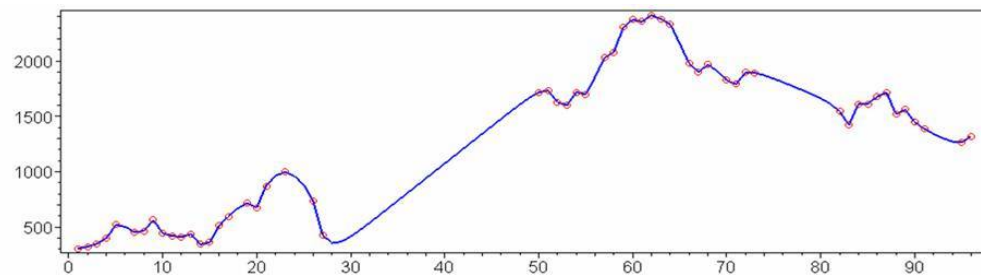
$c < 0$ inverses Signal in den Daten gefunden.

Als simples Beispiel soll hier die Topographie die Zusatzinformation Ψ_T darstellen, wie in Abbildung a) von 1 auf der nächsten Seite.

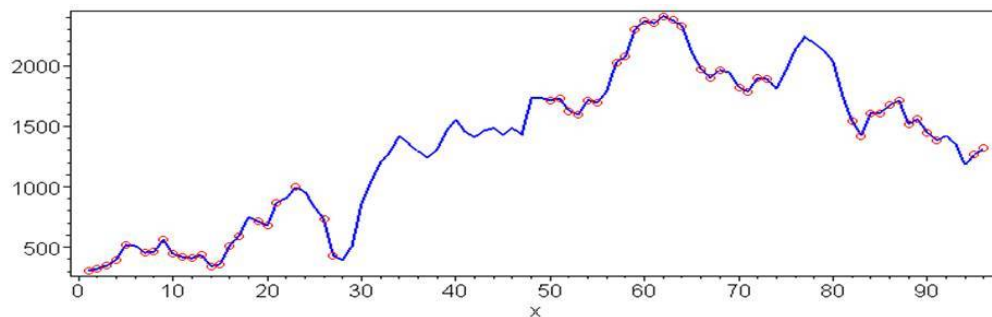
¹Genauere Informationen über VERA sind auf der Homepage des Instituts [25] zu finden.



(a)



(b)



(c)

Abbildung 1: Beispiel für einen Fingerprint. a) Topographie als Fingerprintvorgabe, b) Analyse nur durch die gegebenen Stationen, c) Analyse nach Anwendung des Fingerprints - mit einem $c = 1$.

Wird nun von dem Modell die Topographie abgegriffen und es fehlen dabei ein paar Messpunkte, so wird unter Beachtung der minimalen Krümmung mit einem Spline interpoliert, siehe Beispiel b) aus 1. Gibt man aber die Topographie als Fingerprint vor, erkennt das Programm an den restlichen Über-

einstimmungen, dass es sich um die Topographiefingerprint handelt. Daraufhin werden die fehlenden Messpunkte der Topographie angeglichen und man bekommt die angepasste Feldverteilung, siehe Abbildung c) in 1 auf der vorherigen Seite.

In der VERA sind schon mehrere Fingerprints in Verwendung [23]. Zum einen der thermische Fingerprint, der hauptsächlich über dem Gebirge zum Tragen kommt. Hier wird die Tatsache eingebunden, dass sich ein Tal mit geringerem Volumen schneller erhitzt/abkühlt als das Flachland. Weiters gibt es noch den dynamischen Fingerprint, der zum Beispiel Staukeile im Druckbild wiedergibt. Durch den Fingerprint werden kleinräumige Phänomene, die durch das Stationsnetz nicht aufgelöst werden, in die Analysen eingebunden. Dieses Verfahren nennt sich Downscaling [23].

In dem hier entwickelten Küstenfingerprint wird die Land-Meer Verteilung von Temperatur und Druck entlang von Küstenlinien eingebunden. Somit werden diese atmosphärischen Zustandsgrößen als Ausdruck für die Seewindzirkulation in den Analysen genauer dargestellt. Dabei wird die unterschiedliche Erwärmung von Landmassen gegenüber Wasserkörpern beachtet. Daraus ergibt sich ein angepasstes Temperatur- und Druckfeld. Es werden acht verschiedene Fingerprintmuster erstellt, entsprechend der zeitlichen Unterschiede. Berechnet werden für die Sommermonate und für die Wintermonate jeweils eine Feldverteilung der Zustandsgrößen (Druck und Temperatur) am Tag und in der Nacht (Land- und Seewind).

Die Ableitung des Windfeldes wird in dieser Diplomarbeit nicht mehr bearbeitet, da bereits ein separater Windfingerprint in Arbeit ist. Die dahinter stehende Physik des konzeptionellen Modells wird in den anschließenden Kapiteln erläutert.

3 Grundlagen

3.1 Entstehung von Land- und Seewind

An gradientschwachen Strahlungstagen ist an den Küsten auf der ganzen Welt ein kleinräumiges Windsystem zu beobachten. Dieses tritt besonders häufig an Sommertagen auf und ist mit einer Windrichtungsänderung zwischen Tag und Nacht verbunden. Tagsüber weht der Wind in Bodennähe vom Meer zum Land (Seewind) und nachts strömt die Luft in Bodennähe vom Land in Richtung Meer (Landwind), aus [14].

Grund für dieses Phänomen sind die unterschiedlichen physikalischen Wärmeeigenschaften von Festland und Wasser:

1. Der Erdboden hat eine geringere spezifische Wärmekapazität c (im Mittel $\sim 1580 \frac{\text{J}}{\text{kgK}}$) als Wasser ($4187 \frac{\text{J}}{\text{kgK}}$) und somit wird dieser bei gleicher Einstrahlung (pro Masseneinheit und gleicher Absorption) mehr als doppelt so stark erwärmt, als Wasser [14].
2. Bei gleicher Einstrahlung wird bei Wasser eine wesentlich tiefere Schicht erwärmt, da die Strahlung mehrere Meter tief in das Wasser eindringen kann [14]. Wasser besitzt eine höhere Transmissivität als das Land. Im Vergleich dazu wird über Erdboden nur eine dünne oberflächennahe Schicht erwärmt.
3. Zusätzlich geht über dem Meer ein Teil der einfallenden Strahlungsenergie direkt in Verdunstung über, in Form von latenter Wärme, und führt somit nicht zu einer unmittelbaren Erwärmung des Wassers. Über Land wird ein großer Anteil der verfügbaren Strahlungsenergie über den fühlbaren Wärmefluss wieder abgegeben [14].

Aus der unterschiedlichen Erwärmung resultiert ein unterschiedlicher Tagesgang der Temperatur zwischen Land und Meer [14]. Die Luft über dem Land heizt sich tagsüber wesentlich stärker auf, als über dem Meer. Der dadurch

entstehende horizontale Temperaturgradient erzeugt eine lokale Druckgradientenkraft.

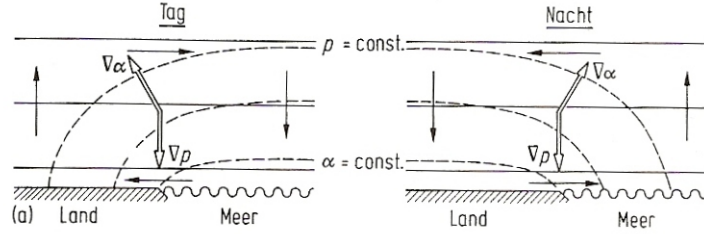


Abbildung 2: Lokales Windsystem: Land- und Seewind. Durchgezogene Linien sind Isobaren, gestrichelte sind Linien gleichen spezifischen Volumens (gleicher Dichte) [4, S.286].

3.2 Land - Seewindzirkulation

Im barotropen Fall zeigt der Druckgradient immer nach unten und die Linien gleicher spezifischer Dichte ebenfalls in die gleichen Richtung wie der Druckgradient (siehe Abbildung 2). Durch die differentielle Heizung der Landoberfläche gegenüber dem Meer neigen sich allerdings die Linien gleicher spezifischer Dichte nach unten und ergeben somit einen Winkel zwischen den Isobaren und den Isodensen. Die somit entstehende barokline Schichtung ist Auslöser für die Zirkulation.

Die Zirkulationsbeschleunigung und Zirkulationsrichtung ist, bei Vernachlässigung des Coriolisterms, ermittelbar durch [12]:

$$\frac{dZ}{dt} = - \oint \alpha dp - \oint \mathbf{R} \cdot d\mathbf{r} \quad (2)$$

Der erste Term auf der rechten Seite ist der Solenoidterm und ist von der differentiellen Heizung abhängig. Am Beispiel von Skizze 3 auf der nächsten Seite ist erkennbar, dass die Wege 1 und 3 in diesem Term keinen Beitrag liefern [12]. Somit kann man das Ringintegral von $\oint \alpha dp$ vereinfachen zu:

turbulente Impulstransport in der Höhe kleiner ist als am Boden

$\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2}|_3 \ll \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2}|_1$.² Vom gesamten Integral bleibt demnach nur noch das Wegstück 1 über:

$$\oint \mathbf{R} \cdot d\mathbf{r} \simeq \nu \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \Delta x > 0 \quad (6)$$

Der landeinwärts gerichtete Wind nimmt anfangs mit der Höhe zu (Reibung nimmt mit der Höhe ab), wird mit zunehmender Höhe schwächer und ändert aufgrund der geschlossenen Zirkulation schließlich seine Richtung (aus [12]).

3.3 Struktur des Land-Seewindes

Das Seewindsystem ist demnach eine über eine horizontale Achse vertikal rotierende, mesoskalige Zelle mit einem auflandigen Wind in Bodennähe und einem ablandigen Wind in der Höhe (in einem Niveau von etwa 900 hPa). In Grafik 4 auf der nächsten Seite als SBC (*Sea Breeze System*) bezeichnet. In Miller et. al. [17] wird der Seewind in folgende Strukturen gegliedert:

Kühle, marine Luft wird in Bodennähe in Form einer auflandigen Schwereströmung (SBG - *Sea Breeze Gravity Current*) in Richtung Land transportiert.

Die Seewindfront (SBF - *Sea Breeze Front*) definiert die vordere Grenze der Schwereströmung und der Zirkulation. Sie wird meist durch beachtliche Unterschiede in Feuchte, Temperatur, Windrichtung und Windstärke lokalisiert. Die Ankunft wird meist durch die Entwicklung von Cumulus Bewölkung (Cu) begleitet. In einzelnen Fällen kann die Seewindfront auch Gewitter auslösen. Der sogenannte *Sea Breeze Head* (SBH) entsteht gleich hinter der Seewindfront durch kräftige Aufwinde zwischen der kontinentalen und marinen Luftmassen. Dieser hat ungefähr die doppelte Höhe der nachkommenden Strömung.

Die Kelvin-Helmholtz Wellen (KHB - *Kelvin Helmholtz Billows*) entstehen anschließend entlang der Obergrenze der Seewindzirkulation in Fällen, in

²Die Indizes beziehen sich hier auf das Wegstück aus Skizze 3 auf der vorherigen Seite.

denen die statische Stabilität gering ist.

Zusätzlich bildet sich eine konvektive interne Grenzschicht (CIBL - *convective internal Boundary Layer*) innerhalb der marinen Luftmasse aus. Beginnend über Land wächst diese Schicht mit zunehmender Entfernung vom Meer [17].

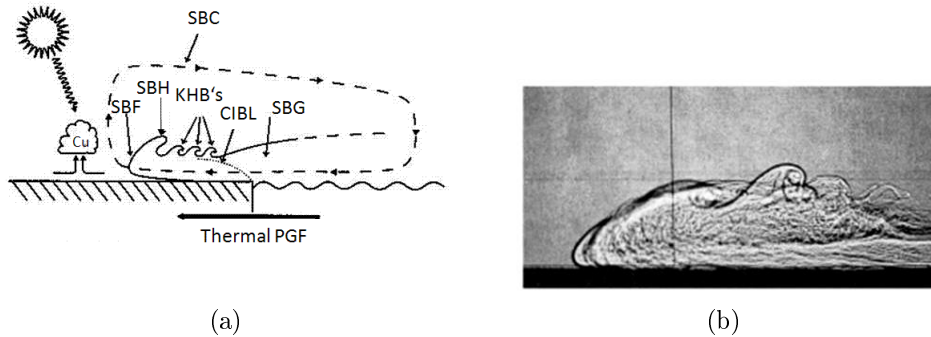


Abbildung 4: a) Seewindsystem mit nach links gerichteter Druckgradientenkraft (PGF) und b) Nachbildung im Labor von Simpson (1997). Normales Wasser links, gesalzenes (dichteres) Wasser rechts. Aus [17, modifiziert].

3.4 Tägliche Lebensdauer und Stärke der Zirkulation

Die Land- Seewind Zirkulation durchläuft fünf Stadien der Entwicklung, wie in [7] beschrieben:

Das erste Stadium gilt als das Aufbaustadium, in dem die solare Einstrahlung maximal ist und sich somit ein thermischer Druckgradient ausbildet. Als Reaktion darauf stellt sich eine Divergenz der, im rechten Winkel zur Küste liegenden, Windkomponente über dem Meer ein. Weiters kommt es zu einer Konvergenz der gleichen Windkomponente über Land, wodurch die marinen Luftmassen, die sich in Richtung Land bewegen, den charakteristischen *Sea Breeze Head* und Kelvin Helmholtz Wellen entwickeln [9].

Bereits nach Mittag im zweiten Stadium beginnt die solare Einstrahlung abzunehmen, wodurch sich auch die Kelvin Helmholtz Wellen zurückbilden. Jener Prozess verringert die Reibung an der Oberseite der Zirkulation und ermöglicht ein rascheres Vorankommen der Seewindfront landeinwärts.

Im dritten Stadium geht die Einstrahlung zurück und der thermische Druckgradient zwischen Land und Meer baut sich ab. Die Magnitude des landeinwärts gerichteten Vektors geht auf null zurück und somit wird keine neue marine Luft landeinwärts transportiert. Jedoch bleibt die Seewindfront erhalten und das Zirkulationszentrum verlagert seinen Schwerpunkt von der Küste zum landseitigen Ende der marinen Luftmasse. Nach Sonnenuntergang beginnt die nächtliche Abstrahlung zuzunehmen und verhindert vertikale Durchmischung und Aufwinde. Somit kommt es in der Höhe zu einer Verringerung des *See Breeze Head's*.

Die im vierten Stadium unabhängige Seewindfront bewegt sich weiter landeinwärts als ein isolierter Wirbel. Dieser kann mit Inversionen interagieren und zu anderen Erscheinungen, wie zum Beispiel zu einer *morning glory* führen[22].

Im letzten Stadium ist die Zirkulation nicht mehr geschlossen. Die Seewindfront wird flacher und die nun bereits wirkende Corioliskraft lenkt die Strömung ab und verhindert somit einen weiteren Vorstoß landeinwärts.

Im Durchschnitt treten bei einer Seewindzirkulation Windgeschwindigkeiten bis zu 10 ms^{-1} auf. Allerdings handelt es sich hierbei um empirische Werte. Denn um die Geschwindigkeit der Zirkulation abschätzen zu können, ist es unmöglich die Reibung zu vernachlässigen. Die Stärke des Reibungseinflusses wird durch die Küstenbeschaffenheit wiedergegeben. Auf diese Problematik wird im nächsten Kapitel näher eingegangen. Allerdings setzt die Ausprägung einer Land- Seewindzirkulation die Abwesenheit eines starken großskaligen Druckgradienten voraus. Jener kann begünstigend oder abschwächend wirken, sofern der Gradient nicht zu stark ist. In diesem Fall wird die Zirkulationsbildung verhindert.

Weiters sollte erwähnt werden, dass die Corioliskraft die Windrichtung des Land- oder Seewindes bei anhaltender Dauer zunehmend drehen läßt. Diese Drehung der Windrichtung ist auch in den Beobachtungen erkennbar, wird hier allerdings vernachlässigt.

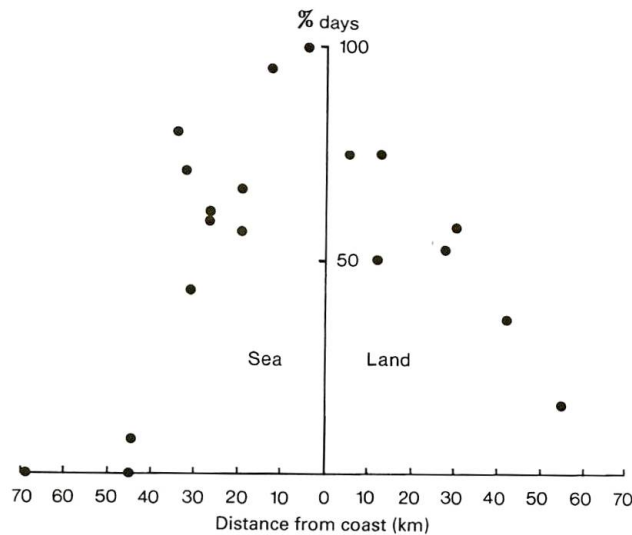


Abbildung 5: Horizontale Ausbreitung von Land- und Seewindsystemen an der baltischen Küste. Ergebnisse sind als Prozente der eingetretenen Land-Seewinde dargestellt. Aus [21, S.25] nach Rossi, 1957.

Prinzipiell hängt die Stärke der Zirkulation von der Temperaturdifferenz zwischen Land und Meer ab. Je höher die Differenz im Laufe des Tages wird, desto stärker wird auch die Ausgleichsströmung. In diesem Zusammenhang steht auch die horizontale Ausbreitung der Zirkulation. Wie in Grafik 5 dargestellt, sind horizontale Ausbreitungen von bis zu 50 km landeinwärts möglich. Aufgrund der geringeren Reibung ist eine Ausbreitung bis zu 70 km über dem Meer möglich. Da das Landwindssystem im Sommer meist schwächer ausgebildet ist, tritt dieser Fall nur in den Wintermonaten auf, an denen das Land wesentlich kühler als die Meeresoberfläche ist.

3.5 Land- und Seewind im komplexen Terrain

In diesem Kapitel soll an einigen Beispielen kurz auf die Vielschichtigkeit des Seewindsystems im komplexen Terrain hingewiesen werden. In dieser Diplomarbeit wird das komplexe Terrain allerdings vernachlässigt, was lokal zu großen Unterschieden zwischen dem Modell und der Wirklichkeit führen kann.

3.5.1 Berg- und Hügelland

Sollte das Gelände an der Küste von Hügeln oder Bergen geprägt sein, wird der Einfluss auf das Seewindsystem durch die Hangneigung und der Ausrichtung zur Sonne bestimmt. Durch die stärkere Erwärmung sonnenseitiger Hänge wird ein weiteres lokales Windsystem, der sogenannte Hangwind, generiert. Dadurch kann die Seewindzirkulation amplifiziert werden und ihre Entstehung wird zeitlich früher begünstigt. Stellt der Hang allerdings eine Barriere dar, bleibt die Seewindzirkulation auf die Küstenebene beschränkt. Weitere Informationen in [2] und [3].

3.5.2 Buchten

Befindet sich eine Bucht an einer ansonsten geradlinigen Küste, stellt sich die Seewindzirkulation immer normal zur Küste ein. Somit können Konvergenzonen mit verstärkten Aufwinden und Abwinden innerhalb des Seewindsystems und auch zwischen dem Seewindsystem und der synoptischen Strömung entstehen. In der Westwindzone treten verstärkte Konvergenz und Aufwinde meist an der Westseite einer großen Bucht, wo Druckgradientenkraft und Corioliskraft einander entgegenwirken, auf. Im Gegensatz dazu treten Divergenz und Absinken eher an der Ostseite auf (aus [16]).

3.5.3 Schmale Landmassen und Inseln

Da sich auf jeder Seite einer schmalen Landmasse oder Halbinsel eine Seewindzirkulation ausbildet, kommt es unweigerlich zu einer Konvergenz im Zentrum der Landmasse. Diese Interaktion hängt stark von der Breite der Landmasse ab [27]. Jedoch stellt eine Landmasse mit einer geringeren Breite als 100 km ein unzureichendes thermisches Forcing dar um eine stark ausgeprägte Zirkulation auszubilden. Für Landmassen und Inseln von einer Breite zwischen 100 und 150 km kann sich eine solch stark ausgeprägte Zirkulation an beiden Seiten entwickeln. Konvergieren diese Systeme miteinander kommt es im Zentrum zu starker Konvektion. Bei Landmassen mit einer Breite von mehr als 150 km verhindert die große Distanz die Konvergenz der beiden Seewindsysteme [27].

Zusammenfassend ist zu erwähnen, dass durch komplexes Terrain und lokale Windsysteme das Seewindsystem beeinflusst wird. In dieser Diplomarbeit wird die Breite der Landmasse durch die zweidimensionale Anpassung bedingt berücksichtigt. Näheres dazu wird in Kapitel 5 erläutert. Weitere Phänomene, wie zum Beispiel die Beeinflussung durch das Hangwindssystem, sollten durch die Erweiterung des Windfingerprints in der VERA wahrscheinlich in Zukunft möglich sein.

4 Beschreibung des 1-Dimensionalen Modells

4.1 Erste Schritte

In den ersten Schritten dieser Diplomarbeit wird ein eindimensionales Modell entwickelt, das die Strahlungsflüsse sowohl über Land als auch über Meer im Tagesverlauf berechnet. In weiterer Folge kann man sich aus den parametrisierten Flüssen Bodentemperatur, Lufttemperatur und Druck errechnen. Wie das geschehen ist, wird in Kapitel [4.4] erläutert.

4.2 Berechnung der Bodenflüsse

4.2.1 Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche

Die Intensität der einfallenden Sonnenstrahlung am Oberrand der Atmosphäre wird als solare Irradianz (Solarkonstante) bezeichnet und hat den Wert von $S = 1368 \text{ W/m}^2$. Dieser Wert schwankt im Bereich zwischen 1360 W/m^2 und 1380 W/m^2 , wird aber in dieser Diplomarbeit als konstant angenommen.

In der Erdatmosphäre geht ein Teil der einfallenden Strahlung auf Grund von Streuung, Absorption und Reflexion verloren. Diese Abschwächung der Einstrahlung wird durch das Transmissionsvermögen τ_S berücksichtigt.

$$\tau_S = (0.6 + 0.2 \sin \psi)(1 - 0.4\sigma_{CH})(1 - 0.7\sigma_{CM})(1 - 0.4\sigma_{CL}) \quad (7)$$

σ_{CH} hohe Bewölkung (*high clouds*)

σ_{CM} mittelhohe Bewölkung (*medium clouds*)

σ_{CL} tiefe Bewölkung (*low clouds*)

In den Parametern σ_{CH} , σ_{CM} , σ_{CL} wird der Anteil der Bewölkung berücksichtigt (Parametrisierung nach Burridge und Gatt 1974 [6]). Die einfallende

kurzwellige Strahlung ist abhängig vom Sonnenstand, also vom Winkel ψ über dem lokalen Horizont. Dieser wird wie folgt berechnet:

$$\sin \psi = \sin \varphi \sin \delta - \cos \varphi \cos \delta \cos \left(\pi \frac{t_{UTC}}{12h} - \lambda \right) \quad (8)$$

φ geographische Breite (positiv nach Norden)

λ geographische Länge (positiv nach Westen) in Radiant

t_{UTC} koordinierte Weltzeit (*Universal Time Coordinated, UTC*) in Stunden

δ Deklinationswinkel der Sonne

Der Deklinationswinkel ist der Winkel der Sonne über dem Äquator und ist nur eine Funktion vom Tag des Jahres. Er lässt sich wie folgt berechnen:

$$\delta = 0.409 \cos \left(\frac{2\pi(d - 173)}{365.25Tage} \right) \quad (9)$$

d stellt hier die Tageszahl aus dem Julianischen Kalender dar (Zum Beispiel ist der 21. Juni der 172. Tag im Jahr, somit ist $d = 172$).

Wie in Arya [1] beschrieben, besteht der Nettostrahlungsfluss R_N , an der Erdoberfläche aus einem kurzwelligen Anteil R_S und einem langwelligen Anteil R_L .

$$R_N = R_s + R_L \quad (10)$$

Sowohl kurzwelliger als auch langwelliger Anteil bestehen ihrerseits aus Einstrahlung (durch $\downarrow$ markiert) und Ausstrahlung (durch $\uparrow$ markiert) von und zur Oberfläche Abbildung 6 auf der nächsten Seite. Die kurzwellige Einstrahlung wird durch das Transmissionsvermögen und die Solarkonstante in Abhängigkeit vom Einstrahlungswinkel berechnet (siehe Glg.11).

$$R_{S\downarrow} = \tau_S S \sin \psi \quad (11)$$

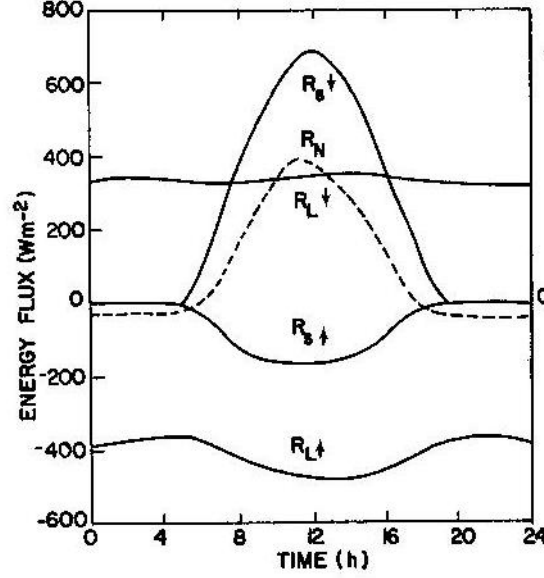


Abbildung 6: Beobachtete Strahlungsbilanz über einem 0.2 m hohen Grasland bei Matador, Saskatchewan, am 30. Juli 1971. Aus Oke [18].

Glg. 11 gilt für $\sin \psi > 0$, also tagsüber. Wenn $\sin \psi < 0$ (nachts), wird Glg. 11 zu:

$$R_{S\downarrow} = 0 \quad (12)$$

Die kurzwellige Ausstrahlung besteht aus der reflektierten kurzwelligen Einstrahlung an der Erdoberfläche. Die so genannte Albedo (a) ist abhängig von der Oberflächenbeschaffenheit Tabelle 1 auf der nächsten Seite. Somit wird der gesamte kurzwellige Anteil durch Glg.13 wiedergegeben (aus Arya [1]) .

$$R_{S\uparrow} = aR_{S\downarrow} \quad (13)$$

Für die Albedo über Land wurde ein mittlerer Wert von 0.2 angenommen Tabelle 1 auf der nächsten Seite, aus Arya [1, S.32].

Bodenart	genaue Spezifikation	Albedo (a)	Emissionsvermögen (ϵ)
Wasser	kleiner Zenitwinkel	0.03-0.10	0.92-0.97
	großer Zenitwinkel	0.10-1.00	0.92-0.97
Schnee	alt	0.40-0.70	0.82-0.89
	frisch	0.45-0.95	0.90-0.99
Eis	Meereis	0.30-0.45	0.92-0.97
	Gletscher	0.20-0.40	
Sand	trocken	0.35-0.45	0.84-0.90
	feucht	0.20-0.30	0.91-0.95
Erde	trocken, lehmig	0.20-0.40	0.95
	feucht, lehmig	0.10-0.20	0.97
	feuchtes Brachland	0.05-0.07	
Straße	Beton	0.17-0.27	0.71-0.88
	schwarzer Asphalt	0.05-0.10	0.88-0.95
Gras	lang (1 m)	0.16	0.90
	kurz (0.02 m)	0.26	0.95
Feld	Weizen, Reis etc	0.18-0.25	0.90-0.99
	Plantagen (Obst)	0.15-0.20	0.90-0.95
Wald	Laubbäume	0.10-0.20	0.97-0.98
	Nadelbäume	0.05-0.15	0.97-0.99

Tabelle 1: Albedo und Emissionsvermögen verschiedener Bodenarten zusammengestellt von Arya [1, Zusammengesetzt aus Sellers (1965), Kondratyev (1969), Oke (1987)].

Der ausgehende langwellige Strahlungsanteil wird, wie in Arya [1], durch das Stefan- Boltzmann Gesetz ermittelt:

$$R_{L\uparrow} = -\epsilon\sigma T_b^4 \quad (14)$$

T_b stellt hier die Bodentemperatur dar. Aus Abbildung 6 auf der vorherigen Seite wird ersichtlich, dass die Komponenten der langwelligen Strahlung einen geringeren Tagesgang aufweisen. Insbesondere der Wert für die langwellige Gegenstrahlung $R_{L\downarrow}$ bleibt beinahe konstant. In dieser Diplomarbeit wird somit ein konstanter Wert aus der Grafik aus dem Buch “*Observed Global Climate*” [11] entnommen. Es handelt sich um ein Jahresmittel von

300 W/m² für die mittleren Breiten Europas. Somit gelangt man zu einer Nettostrahlung von:

$$R_N = R_{S\downarrow} + R_{L\uparrow} + R_{L\downarrow} = (1 - a)S \sin \psi - \varepsilon \sigma T^4 + 300 \text{ W/m}^2 \quad (15)$$

4.2.2 Energiebilanz an der Erdoberfläche

Um eine einfache Gleichung für den Energiehaushalt zu erhalten nimmt man an, dass die Grenzfläche zwischen Luft und Boden (bzw. Wasser) keine Masse oder Wärmekapazität besitzt. Die Energieflüsse erleiden beim Durchfließen keinerlei Verlust und Energie wird auch nicht gespeichert. Um Energieerhaltung zu gewährleisten, kann man die Bilanzgleichung wie folgt anschreiben, wie in Arya [1, S. 12] geschehen:

$$R_N = H_S + H_L + H_G \quad (16)$$

mit:

R_N Nettostrahlungsfluss (*net radiation flux*)

H_S fühlbarer Wärmefluss (*fühlbare heat flux*)

H_L latenter Wärmefluss (*latent heat flux*)

H_G Bodenwärmefluss (*ground heat flux*)

Um eine einheitliche Vorzeichenkonvention zu erhalten, werden auf die Oberfläche auftreffende Strahlungsflüsse, wie R_N , als positiv bezeichnet und all jene Energieflüsse, die von der Oberfläche weg gerichtet sind, wie H_G , H_S , H_L , als negativ gezählt.

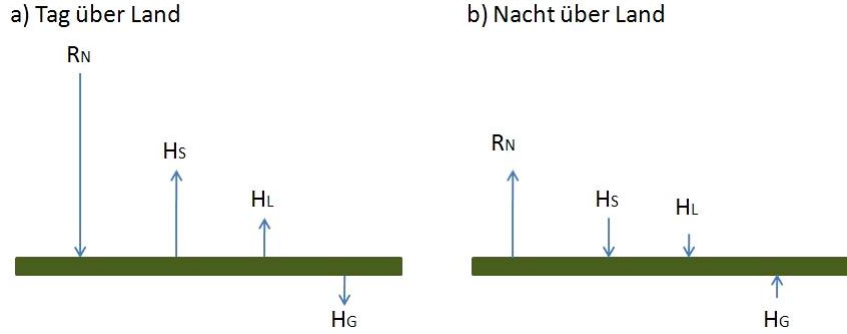


Abbildung 7: Schematische Darstellung typischer Energiebilanzen: Für Landoberflächen während des Tages (a), bzw während der Nacht (b). Die Länge der Pfeile gilt als Maß für die Größe der Flüsse. Aus Arya[1, S. 13].

Latenter und fühlbarer Wärmefluss werden über die Bowen Ratio BR abgeschätzt, das als der Quotient aus fühlbarem und latentem Wärmefluss definiert ist [1, S.14]. In dieser Arbeit wurde ein $BR = 0.5$ gewählt.

$$H_S = \frac{R_N - H_G - \Delta H_{Sp}}{(1 + BR^{-1})} \quad \text{und} \quad H_L = \frac{R_N - H_G - \Delta H_{Sp}}{(1 + BR)} \quad (17)$$

Auf die Berechnung von H_G wird noch in Kapitel 4.2.5 näher eingegangen. Der Speicherterm ΔH_{Sp} wird in Kapitel 4.2.5 noch diskutiert.

4.2.3 Strahlungsbilanz an der Wasseroberfläche

Große Unterschiede in der Strahlungsbilanz einer Wasseroberfläche gibt es im kurzwelligen Anteil der Einstrahlung. Die Reflexion an der Meeresoberfläche weicht von den Fresnel'schen Gesetzen für glatte Oberflächen ab. Wie aus Tabelle 1 auf Seite 17 zu entnehmen ist, hängt die Albedo vom Einfallswinkel der Sonneneinstrahlung ab und ist zudem auch noch vom Seegang abhängig. Bei niedrigem Einfallswinkel wird ein größerer Anteil reflektiert als bei hohem Einfallswinkel und die Albedowerte schwanken zwischen 0.03 und 1.00. In dieser Arbeit wurde diese Abhängigkeit durch den Cosinus vom

Einfallswinkel der Sonne angenähert:

$$a_w = \cos(\psi) \quad (18)$$

Bei einem niedrigen Einfallswinkel weist die Albedo demnach einen höheren Wert auf als bei höherem Sonnenstand. Die Abhängigkeit vom Seegang wird vernachlässigt. Die kurzwellige Einstrahlung lässt sich somit als

$$R_{Sw} = (1 - a_w)S \sin(\psi) \quad (19)$$

approximieren. Der kurzwellige Anteil, der durch die Oberfläche hindurch dringt, wird hier vernachlässigt.

Wie in Davis [8] beschrieben, besitzen die langwelligen Strahlungskomponenten über einer Wasseroberfläche kaum einen Tagesgang, wie in Abbildung 8 auf der nächsten Seite ersichtlich. Die langwellige Ausstrahlung liegt konstant bei einem Wert von ca. -400 W/m^2 und die Gegenstrahlung bei einem durchschnittlichen Wert von 300 W/m^2 . In dieser Diplomarbeit wurde ein konstanter Wert von -100 W/m^2 für R_L angenommen, der auch in Abbildung 8 auf der nächsten Seite als R_L ersichtlich ist.

Die Nettostrahlung wird untertags durch $R_{S\downarrow}$ dominiert und ist gleich R_L in der Nacht.

4.2.4 Energiebilanz an der Wasseroberfläche

Die Bedeutung der Energiebilanz über einem Wasserkörper ist nicht zu unterschätzen, schließlich bedecken die Weltmeere $2/3$ der Erdoberfläche. Es mangelt allerdings an Messungen der Energiebilanz, da diese durch die bewegliche Oberfläche, Mischungsschichten und turbulente Prozesse im Inneren behindert werden. Zusätzlich findet advektiver Wärmeaustausch statt, der die Messung von H_G erschwert. Zudem ist die Messung der Strahlungsbilanz auch komplizierter, da ein gewisser Anteil der kurzwelligen Einstrahlung

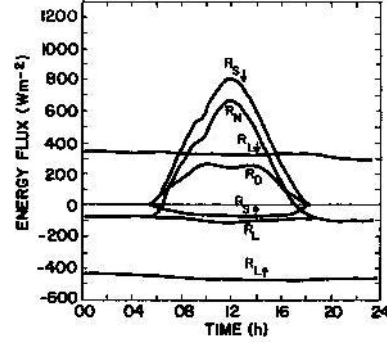


Abbildung 8: Beobachtete Strahlungsbilanz über Lake Ontario an einem wolkenlosen Tag am 28. August 1969. [18, 8]

durch die obersten Meter eindringt oder ein Teil bei geringem Einstrahlungswinkel reflektiert wird.

Über Wasser hat BR einen Wert zwischen 0.1 für tropische Ozeane und 0.2 für außertropische Ozeane, aus Arya [1, S. 26]. Der latente Wärmefluss dominiert somit gegenüber dem fühlbaren. Zusätzlich wird ein Speicherterm ΔH_{Sp} inkludiert, welcher die Änderung des Energiespeichers pro Zeit in einer Wassersäule berücksichtigt:

$$R_N = H_S + H_L + H_G + \Delta H_{Sp} \quad (20)$$

mit

$$H_S = \frac{R_N - H_G - \Delta H_{Sp}}{(1 + BR^{-1})} \quad \text{und} \quad H_L = \frac{R_N - H_G - \Delta H_{Sp}}{(1 + BR)} \quad (21)$$

Der Speicherterm kann, wie in Arya [1, S. 16] durch

$$\Delta H_{Sp} = \int \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T) dz \quad (22)$$

ausgedrückt werden. Die Temperatur bezieht sich hier auf eine Absoluttemperatur, die Wasser in einem bestimmten Niveau z besitzt und das Integral bezieht sich auf die ganze Schicht. Wenn die Wärmekapazität c als unab-

hängig von der Zeit und der Schichttiefe und die Dichte ρ als konstant angenommen wird, bekommt man einen direkten Bezug auf die Erwärmungs- oder Abkühlungsrate einer Schicht. Hier agiert diese Schicht als Wärmesenke bei Tag ($\Delta H_{Sp} > 0$) oder als Wärmequelle bei Nacht ($\Delta H_{Sp} < 0$), wie in Abbildung 9 ersichtlich .

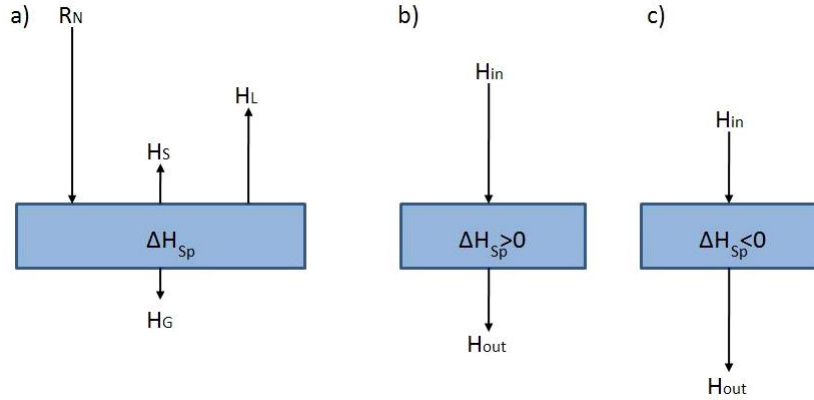


Abbildung 9: Schematische Darstellung a) einer Energiebilanz einer Schicht b) einer Flusskonvergenz c) einer Flussdivergenz. H_{in} und H_{out} stellt die Energieflüsse dar, die die Schicht bezieht, bzw. abgibt. Man beachte, dass H_{out} nicht gleich H_G ist. Aus Arya [1, S. 17].

Mit einer mittleren Erwärmungsrate $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_m$ und einer Mischungsschichttiefe D vereinfacht sich Gleichung 22, wie in Arya [1, S. 17] beschrieben, zu:

$$\Delta H_{Sp} = \rho c \int_0^D \frac{\partial T}{\partial t} dz = \rho c D \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_m \quad (23)$$

Meist wird für $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_m$ eine konstante Erwärmungsrate von ± 0.05 °K/Tag angenommen.

4.2.5 Force Restore Methode

Die Force Restore Methode (siehe Arya [1, S. 58]) ist eine Parametrisierung für den Bodenwärmefluss H_G , basierend auf einem Zweischicht- Modell. In globalen Klimamodellen wird diese Parametrisierung meist vernachlässigt, da der über den Tagesgang gemittelte, Bodenwärmefluss meist null ist. Allerdings ist diese Vernachlässigung für kürzere Zeiträume nicht sinnvoll, da der Bodenwärmefluss eine wichtige Komponente der Energiebilanz darstellt. Im hier benutzten Modell wird die Force Restore Methode als erste Näherung an den Bodenwärmefluss benutzt. Über Land stellt die Force Restore Methode besonders für trockene Böden eine gute Näherung dar. Ein Problem ergibt sich allerdings, wenn man diese Methode über Wasseroberflächen anwendet. Wie in Kapitel 4.2.4 erklärt, nimmt man für den Speicherterm meist eine konstante Temperaturzunahme und -abnahme von $0.05 \text{ }^\circ\text{K}/\text{Tag}$ an. Dadurch wird allerdings indirekt angenommen, dass der Bodenwärmefluss am unteren Ende des zu betrachtenden Volumens eine konstante Größe besitzt und den Tagesschwankungen nicht mehr ausgesetzt ist. Zusätzlich vernachlässigt man die alternierende Wirkung des Speicherterms. In diesem Modell kann man allerdings nicht von einem konstanten H_G ausgehen.

Da es sich als ziemlich kompliziert erwiesen hat, den Speicherterm und den Bodenwärmefluss für das Meer zu parametrisieren, wurde entschlossen, sich im weiteren Verlauf auf die Modellierung der atmosphärischen Größen über Land zu konzentrieren.

In der Force Restore Methode wird eine thermisch aktive Schicht betrachtet, die über einer Schicht mit konstanten Temperaturverhältnissen liegt, wie in Blackadar [5, 1976] beschrieben. Temperaturgänge treten nur in dieser Schicht auf, weshalb die Bodentemperatur T_b in dieser Schicht definiert wird. In der darunter liegenden Schicht ist die konstante Temperatur T_m gleich dem mittleren Klimawert. Die thermisch aktive Schicht hat eine Dicke

von z_g und soll der halben Dämpfungstiefe d_z entsprechen:

$$z_g = \frac{1}{2}d_z = \sqrt{\frac{\alpha_H}{2} \frac{P}{2\pi}} \quad (24)$$

Für den thermischen Diffusionskoeffizienten α_H gilt $\alpha_H = \frac{k}{C} = \frac{k}{\rho c}$. Die Periodendauer P ist für einen Tag gegeben durch $P = 60 \cdot 60 \cdot 24 \text{ s}^{-1}$. Bezüglich der Wärmekapazität C nimmt man an, dass diese im betrachteten Volumen konstant bleibt. In der Realität ist das allerdings nicht so. Die thermische Leitfähigkeit entspricht k . Zu diesem Ansatz gelangt man über die Ausbreitung von Temperaturwellen in den Boden. Da hier der Wärmetransport auf Leitung basiert, ist dieser von den molekularen Eigenschaften des Bodens abhängig. Werte für die verschiedenen Bodentypen sind in Tabelle 2 angegeben.

Material	Spezifikation	ρ kg/m ³ .10 ³	c J/(kg K).10 ³	C J/(m ³ K).10 ⁶	k W/(m K)	α_H m ² /s.10 ⁻⁶
Luft	20°C, ruhig	0.0012	1.01	0.0012	0.025	20.5
Wasser	20°C, ruhig	1.00	4.18	4.18	0.57	0.14
Eis	0°C, rein	0.92	2.10	1.93	2.24	1.16
Schnee	neu	0.10	2.09	0.21	0.08	0.38
	alt	0.48	2.09	0.84	0.42	0.05
Sandboden	trocken	1.60	0.80	1.28	0.30	0.24
(40% Poren)	gesättigt	2.00	1.48	2.96	2.20	0.74
Lehmboden	trocken	1.60	0.89	1.42	0.25	0.18
(40% Poren)	gesättigt	2.00	1.55	3.10	1.58	0.51
Torfboden	trocken	0.30	1.92	0.58	0.06	0.10
(80% Poren)	gesättigt	1.10	3.65	4.02	0.50	0.12
Fels	fest	2.70	0.75	2.02	2.90	1.43

Tabelle 2: Molekular-thermische Eigenschaften natürlicher Materialien zusammengestellt von Arya [1, 2001]: Dichte ρ , spezifische Wärmekapazität c , Wärmekapazität C , Leitfähigkeit k , und Diffusionsvermögen α_H .

Der Bodenwärmefluss H_G tritt definitionsgemäß nur in der ersten Schicht auf und kann mittels der Temperaturdifferenz zwischen den beiden Schichten parametrisiert werden zu (aus Arya [1, S. 58]):

$$H_G = -Cz_g\Omega(T_b - T_m) \quad (25)$$

Ω ist die Winkelgeschwindigkeit der Erde und ist definiert durch $\Omega = \frac{2\pi}{P}$. T_b bezieht sich auf die Temperatur in der thermisch aktiven Schicht und T_m entspricht dem Klimamittelwert in 1 Meter Tiefe. Generell hängt die Temperatur im Untergrund von vielen Faktoren ab und ist somit auch für die Bodenoberflächentemperatur mitbestimmend. Dominierende Faktoren sind hier die Lage (geographische Breite), die Jahreszeit, die Nettostrahlung an der Oberfläche, Bodenbeschaffenheit und dessen Feuchtigkeit, Bodenbedeckung und das vorherrschende Wetter.

Die Energiebilanz kann wieder wie in Glg.20 angeschrieben werden. Hier kann der Speicherterm nun wie folgt ausgedrückt werden:

$$\Delta H_{Sp} = R_N - H_S - H_L - H_G \quad (26)$$

Ohne Quellen und Senken gilt der Energieerhaltungssatz, dass der Nettowärmefluss in oder aus einem Volumen gleich der Änderung der inneren Energie ist. Letztere wird durch die Änderung der Bodentemperatur T_b , wie in Arya [1, S. 59], beschrieben:

$$\Delta H_{Sp} = Cz_g \frac{\partial T_b}{\partial t} \quad (27)$$

und man bekommt die Prognosegleichung:

$$\frac{\partial T_b}{\partial t} = \frac{1}{Cz_g} (R_N - H_S - H_L - H_G) \quad (28)$$

Nun wird die Parametrisierung von Gatt und Burridge [5, 6] von H_G aus

Glg.25 eingesetzt und man bekommt:

$$\frac{\partial T_b}{\partial t} = \frac{1}{Cz_g} R_N - \Omega(T_b - T_m) - \alpha_{FR}(T_b - T) \quad (29)$$

Für trockene Böden wird zudem H_L vernachlässigt. Der letzte Term stellt die Parametrisierung von H_S dar. Der Parameter α_{FR} stellt die Leitfähigkeit zwischen Untergrund und Luft dar und hat für $T_b > T$ (untertags) einen Wert von $3 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ und für $T_b < T$ (während der Nacht) einen Wert von $1 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$, wie in Blackadar [5] beschrieben.

Glg. 29 ist wie folgt zu interpretieren: T_b reagiert auf den Antrieb durch die Nettoeinstrahlung R_N , die Wärmeleitung aus der unteren Bodenschicht und den turbulenten Transport von Wärme in die Luft. Somit wirkt der Fluss aus dem Untergrund dem thermischen Antrieb (*forcing*) entgegen und versucht T_b wieder herzustellen (*restore*). Diese Annahmen sind über dem Land recht plausibel und werden in vielen globalen Modellen so gerechnet.

	Triest	Monfalcone	Udine	Venedig	Verona	Rimini	Ravenna	Mittel
Juni								
Min	17°	15°	17°	16°	15°	15°	18°	16.14°
Max	24°	25°	27°	24°	26°	25°	28°	25.57°
Dezember								
Min	5°	1°	1°	1°	0°	2°	4°	2.00°
Max	8°	9°	8°	7°	6°	8°	8°	7.71°

Tabelle 3: Klimawerte in Grad C für Juni von Stationen der nördlichen italienischen Adria. Von [26].

4.3 Anfangsbedingungen

Um das hier benutzte Modell mit diesen Gleichungen zu starten, müssen gewisse Anfangswerte bestimmt werden. Betrachtet wird der 21. Juni, da an diesem Tag die solare Einstrahlung maximal ist. Zu diesem Zeitpunkt hat der Boden in einer Tiefe von 1 Meter eine Temperatur von ca. $T_m=10$ °C, an der Oberfläche herrscht eine Temperatur von $T_b=13$ °C. Als T_I wird ein Wert von 16 °C gewählt, damit die 06 UTC Temperatur dem Mittelwert aller Minimumtemperaturen der nördlichen Adria entspricht, siehe Tabelle 3.

Als Alternative könnte man für T_I die Werte aus der 06 UTC Vera Analyse heranziehen und für T_m und T_{b1} gemittelte Werte aus dem Archiv ³. Somit könnte man auch die Berechnungen für jeden Tag simultan gestalten.

4.3.1 Modellergebnisse für die Energiebilanz

Wie in Abbildung 10 auf der nächsten Seite ersichtlich, beginnt die kurzwellige Strahlung ab 5 Uhr morgens zu steigen, bis sie einen Maximalwert von 780 W/m² um 13 Uhr erreicht. In der Nacht bleibt die kurzwellige Strahlung bei Null. Die langwellige Strahlung hingegen hat ein Minimum bei -127 W/m² um 14:30 Uhr. Somit erreicht die Nettostrahlung einen Maximalwert von 650 W/m² auch um 13 Uhr. Der fühlbare Wärmefluss bewegt sich zwischen einem Minimalwert von -143 W/m² und einem Maximalwert von 50 W/m². Der latente Wärmefluss bewegt sich zwischen einem Minimalwert von -287 W/m² und einem Maximalwert von 105 W/m² (man beachte die Vorzeichenkonvention!). Im Vergleich hierzu ist der Bodenwärmefluss zeitlich gleich der maximalen Ausstrahlung, mit einem Maximum um 14:30 Uhr mit -232 W/m². Er durchläuft keinen Vorzeichenwechsel, da dieser am 21. Juni konstant nach unten gerichtet ist.

Die leichten Krümmungsänderungen in H_S , H_L , und H_G kurz vor 8 Uhr und gegen 18:30 Uhr kommen durch den Sprung in α_{FR} in Glg. 29 zu Stande.

³Index 1 steht hier für den ersten Zeitschritt im Modell.

Auch die Abnahme von H_S und H_L am Beginn der Nacht ist nachvollziehbar. Die Strahlungsbilanz ist am Abend negativ und wird durch Energiezufuhr von H_S und H_L kompensiert, welche sich anschließend wieder langsam gegen null nähern.

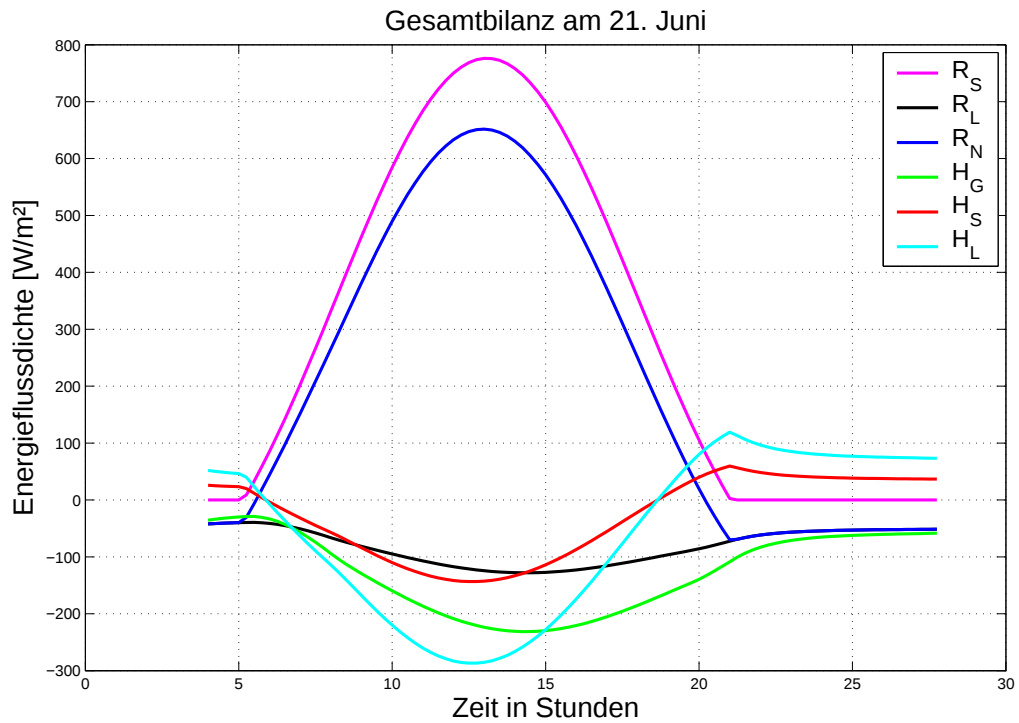


Abbildung 10: Gesamtbilanz über dem Land für 24 Stunden. Das Modell beginnt um 4:00 morgens und läuft 24 h.

Um die Temperaturzunahme untertags zu modellieren, sind zuerst ein paar Annahmen nötig. Man beginnt mit der Erwärmung ab einer Temperatur T_θ , bei der ein vertikales Standardprofil γ_S vorherrscht [Skizze 11]. Diese Temperatur T_θ sollte dem Zeitpunkt entsprechen, ab dem der fühlbare Wärmefluss positiv wird. Der feuchtadiabatische Standardtemperaturgradient $\left(\frac{dT}{dz}\right)_S$ soll $-0.65\text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ betragen. Mit zunehmender Erwärmung nähert sich der vertikale Temperaturgradient dem des trockenadiabatischen Temperaturgradienten γ_t an. Dieser ist dann bei der Tagesmaximaltemperatur T_{max} erreicht und hat einen Wert von $\left(\frac{dT}{dz}\right)_t = -0.98\text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$.


$$\tan \alpha = \frac{h}{(T_0 + 2\Delta T - d)} \frac{^{\circ}K}{m} \quad (30)$$

$$\tan \beta = \frac{h}{(T_0 - d)} \frac{^\circ K}{m} \quad (31)$$

Wenn nun ΔT die Temperatur in der Mittelschicht definiert, dann muss auch gelten:

$$\tan \alpha = \frac{\Delta h}{\Delta T} \frac{^\circ K}{m} = \frac{1}{\gamma_t} \frac{^\circ K}{m} \quad (32)$$

$$\tan \beta = \frac{1}{\gamma_s} \frac{^\circ K}{m} \quad (33)$$

Nun kann man Glg.30 und 31 durch 32 und 33 neu ausdrücken und voneinander abziehen. Somit erlangt man Gleichung:

$$\Delta T = \frac{1}{2}(\gamma_t - \gamma_s)\Delta h \quad (34)$$

in differentieller Schreibweise lautet Glg.34:

$$dT = \frac{1}{2}(\gamma_t - \gamma_s)dh \quad (35)$$

Da zur Erwärmung einer Schicht nur der fühlbare Wärmefluss H_S einen Beitrag liefert, kann man, unter Beachtung der korrekten Einheiten, die Gleichung für die Erwärmung wie folgt aufstellen:

$$\frac{M}{A}c_p dT = H_S dt \quad (36)$$

wobei M die Masse, A die Fläche und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck darstellt. Nach geringen Umformungen von Glg.36 gelangt man zu:

$$\rho h c_p dT = H_S dt \quad (37)$$

nun kann man ΔT von Glg.35 in Glg.37 einsetzen und die Gleichung be-

kommt die Form:

$$\frac{1}{2}\rho h c_p (\gamma_t - \gamma_s) dh = H_s dt \quad (38)$$

nun wird Glg.38 zeitlich integriert und nach h aufgelöst:

$$h = 2\sqrt{\frac{\int H_s dt}{\rho c_p (\gamma_t - \gamma_s)}} \quad (39)$$

das Integral über H_s stellt die zeitlich akkumulierte Summe von H_s dar. Wenn nun $\Delta h = h - h(0)$ und $h(0) = 0$ ist, dann kann man Glg.39 in Glg.34 einsetzen und man bekommt:

$$\Delta T = \sqrt{\frac{\int H_s dt (\gamma_t - \gamma_s)}{\rho c_p}} \quad (40)$$

Die Annahme, dass in dieser Gleichung die Dichte ρ und die spezifische Wärmekapazität c_p konstant gehalten werden, ist hier gerechtfertigt, da sich die Dichte nur auf die Amplitude des Tagesgangs auswirkt und für den Küstenfingerprint nicht von großer Relevanz ist. Schlussendlich gelangt man zu einem momentanen Temperaturwert T_i über:

$$T_i = T_0 + 2\Delta T = T_0 + 2\sqrt{\frac{\int H_s dt (\gamma_t - \gamma_s)}{\rho c_p}} \quad (41)$$

Somit beginnt die Zunahme der Temperatur erst ab dem Moment, ab dem der fühlbare Wärmefluss positiv ist und das gilt sowohl für Land als auch über dem Meer.

4.4.1 Ergebnisse der Temperaturberechnung

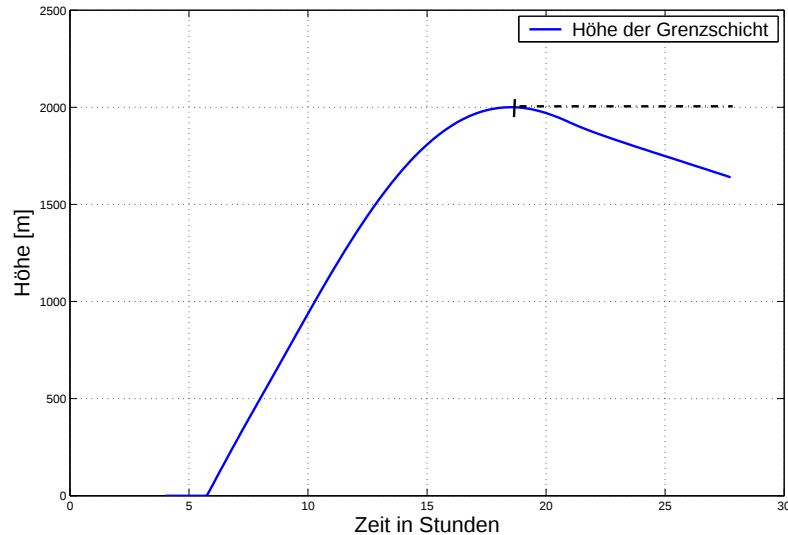


Abbildung 12: Zeitlicher Verlauf der Grenzschichthöhe über dem Land. Die gestrichelte Linie symbolisiert die Grenzschichthöhe, die als Fiktivum über Nacht bestehen bleibt.

Aus Abbildung 12 erkennt man, dass über Land, ab dem Moment indem der fühlbare Wärmestrom die Luft erwärmt, auch die Grenzschichthöhe zunimmt. Am 21. Juni beginnt die Grenzschichthöhe ab ca. 6:00 Uhr anzusteigen. Das Maximum erreicht die Grenzschichthöhe gegen 17:30 Uhr über dem Land mit einem Wert von 2000 m. Diese Werte entsprechen den Referenzwerten in der Literatur, wie zum Beispiel in Arya [1, S.3]. Allerdings wird hier noch die nächtliche Inversionsbildung vernachlässigt, die im übernächsten Kapitel betrachtet wird. Der Rückgang der Grenzschichthöhe resultiert aus dem Vorzeichenwechsel von H_S . Die Höhe nach dem erreichten Maximum ist ein Fiktivum (siehe gestrichelte Linie in Abbildung 12), das noch bei guter Durchmischung über die Nacht bestehen kann.

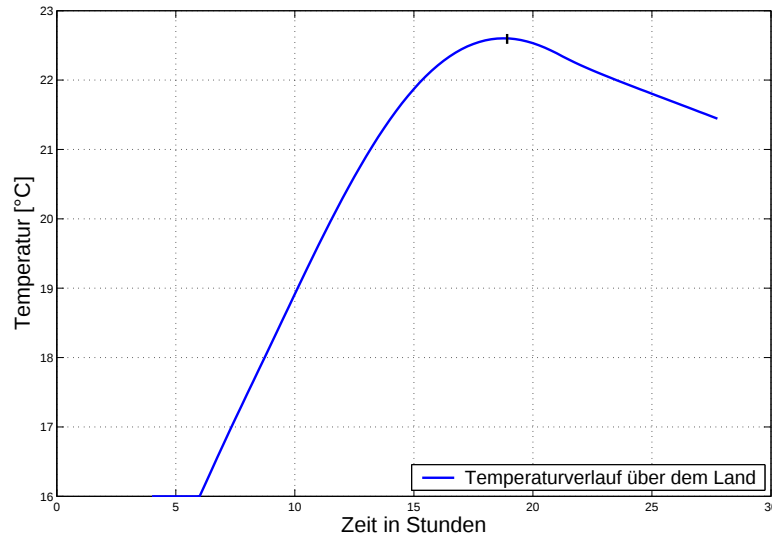


Abbildung 13: Temperaturverlauf über Land. Der schwarze Querstrich markiert das Maximum.

Die Lufttemperatur verhält sich ganz ähnlich der Grenzschichthöhe. Maximalwerte werden um 17:30 Uhr erreicht und betragen über dem Land bis zu 22.7 °C. Das späte Maximum wird durch die Berechnungsart erklärt. Zur Erwärmung trägt nur die aufkumulierte Summe des fühlbaren Wärmeflusses bei. Solange der fühlbare Wärmefluss noch von der Erdoberfläche wegzeigt, kommt es zu einer Temperaturerhöhung. Obwohl das Maximum bereits um 13 Uhr erreicht wurde. Zusätzlich kann man sich nun fragen, warum die Temperatur nicht höher steigt an einem Tag, an dem die Einstrahlung maximal ist. Es werden Klimawerte für die Force Restore Methode benötigt um einen vernünftigen Bodenwärmefluss darzustellen. Hier wurde eine Bodenklimatemperatur T_m in 1m Tiefe von 10 °C angenommen, eine Bodentemperatur T_b von 13 °C und eine Ausgangslufttemperatur T_l von 16 °C. T_l wurde so gewählt, dass es einem Mittelwert der Juni Minimumtemperaturen der italienischen Klimastationen entspricht, um repräsentative Werte zu bekommen. Die Stationen die hier eingingen waren: Ravenna, Rimini, Verona, Venedig, Udine, Monfalcone und Triest. Im Mittel beträgt das Temperaturminimum

16.1 °C und das Maximum liegt bei 25.6 °C im Juni (siehe Tabelle 3). Würde man einen späteren Zeitpunkt im Jahr wählen, hätte man bereits höhere Bodenklimatemperaturen und eine Erwärmung auf über 30 °C ist erreichbar. Sollte man allerdings nur die Temperaturen nach oben setzen, würde ich mit der Landtemperatur konstant über der Meerestemperatur bleiben und somit die Entwicklung für ein Landwindssystem unterbinden.

Betrachtet man nun einen längeren Zeitraum, zum Beispiel drei Tage, nimmt die Luft- und Bodentemperatur im Sommer bei konstanter Hochdrucklage stetig zu. Da in den Gleichungen des beschriebenen Modells Advektionsvorgänge nicht berücksichtigt werden, erreicht das Modell keinen Gleichgewichtszustand. Der Anfangswert ist etwas zu niedrig, allerdings pendeln sich die Amplituden auf einen konstanten Wert ein. Deshalb wird in weiterer Folge nur noch der Verlauf über einen Tag betrachtet.

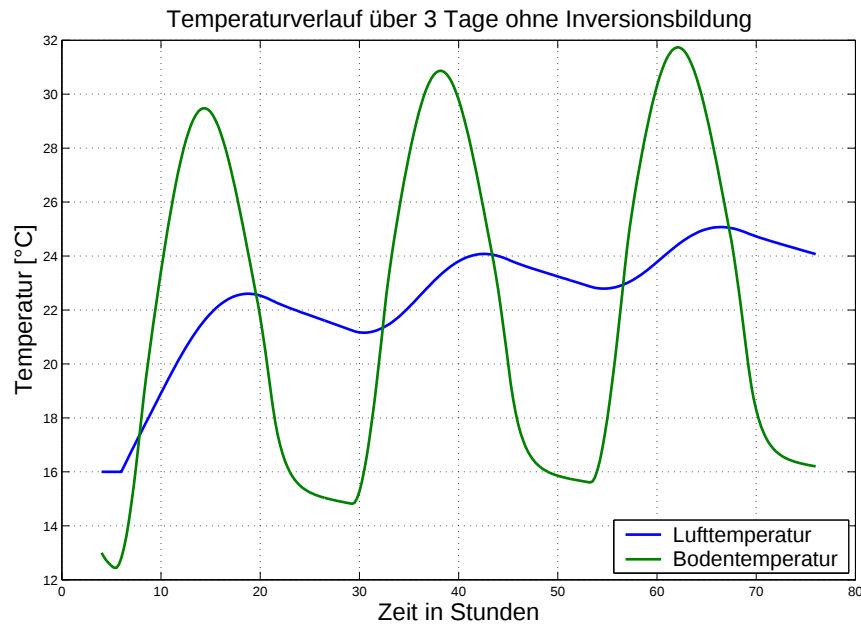


Abbildung 14: Temperaturverlauf über drei Tage. Die Bodentemperatur besitzt einen größeren Schwankungsbereich.

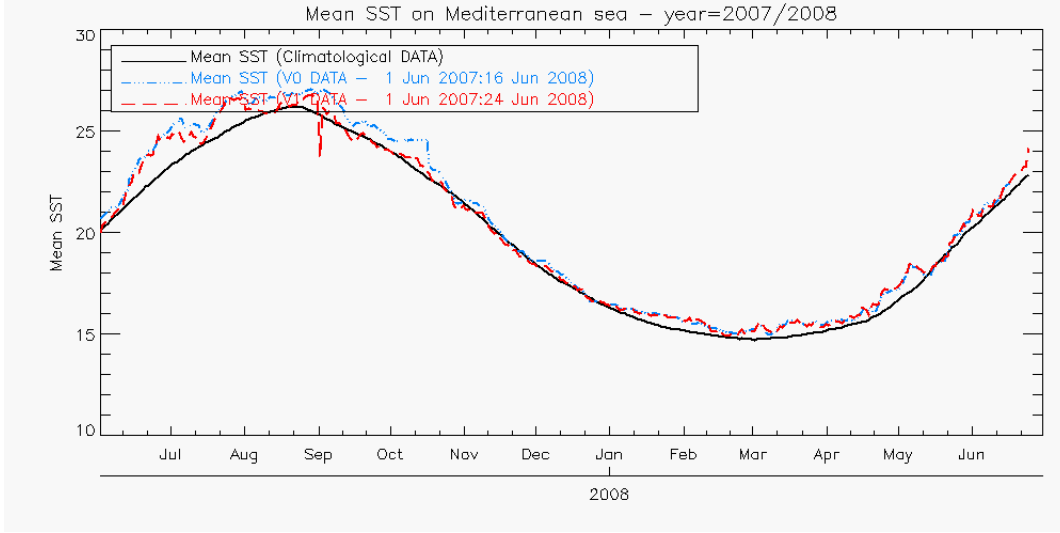


Abbildung 15: Mittlere Oberflächentemperatur des Mittelmeers von Juni 2007 - Juli 2008, aus [10].

Da die Temperaturen über dem Meer in nullter Näherung konstant bleiben, wird dem Modell nur eine jahreszeitliche Schwankung vorgegeben. Diese Schwankung ist an die Monatsmittelwerte des Mittelmeers angepasst, wie aus Abbildung 15 zu entnehmen ist. Diese Werte stammen aus dem Archiv der italienischen GOS (Gruppo di Oceanografia da Satellite, [10]) und erreichen Ende August ihren Maximalwert bei 26 °C und ihren Tiefstwert im März mit 14 °C. Der Verlauf der Meeresoberflächentemperatur gleicht einer Cosinusfunktion:

$$SST\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1} = -5.5 \cdot \cos\left(d \cdot \left(\frac{2\pi}{365\text{ Tage}}\right) - 1.2\right) + 19.5 \quad (42)$$

Das Minimum der Kurve mit 14 °C wird bei der Tageszahl $d = 70$ erreicht, was dem 11. März entspricht. Das Maximum mit 25 °C wird am 9. September ($d = 252$) erreicht. Am 21. Juni beträgt somit die Meeresoberflächentemperatur 18.9 °C.

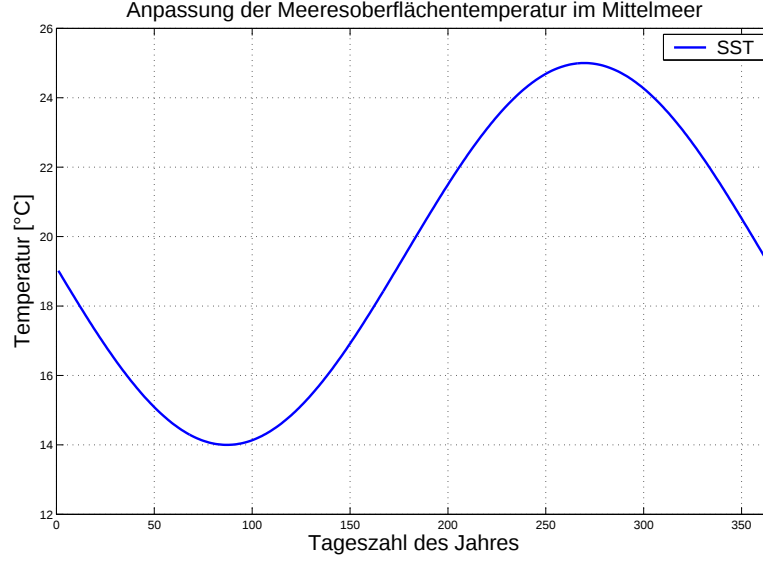


Abbildung 16: Der Meeresoberflächentemperatur angegliche Cosinuskurve (Zeitspanne von Jänner bis Dezember).

4.5 Berechnung des Druckes

Die Berechnung des Druckes erfolgt nach einem ähnlichen System. Zuerst berechnet man sich über die polytrope Druckformel den Druck p_x in einer Höhe h_x mit dem Standardtemperaturgradienten γ_S . Siehe Abbildung 17 auf der nächsten Seite. Man nimmt an, dass die Druckänderungen bezüglich der atmosphärischen Gezeiten und der synoptischen Wetterlage vernachlässigt werden können, da uns hier nur die differentielle Druckänderung interessiert. Wenn also synoptische Druckänderungen sowohl über dem Land als auch dem Meer gleich sind, bleibt nur die differentielle Änderung.

$$p_x = p_0 \left(\frac{T_0 - \gamma_S h}{T_0} \right)^{\frac{g}{\gamma_S R}} \quad (43)$$

mit p_0 dem entsprechenden Druckwert zum Zeitpunkt von T_0 , g der Erdbeschleunigung und R der Gaskonstanten für Luft. Analog gilt auch:

$$p_x = p_0 \left(\frac{T_i - \gamma_t h}{T_i} \right)^{\frac{g}{\gamma_t R}} \quad (44)$$

und man kann p_0 , und somit die Änderung des Bodendrucks aus Glg.44 ausdrücken, indem man für p_x Glg.43 berechnet.

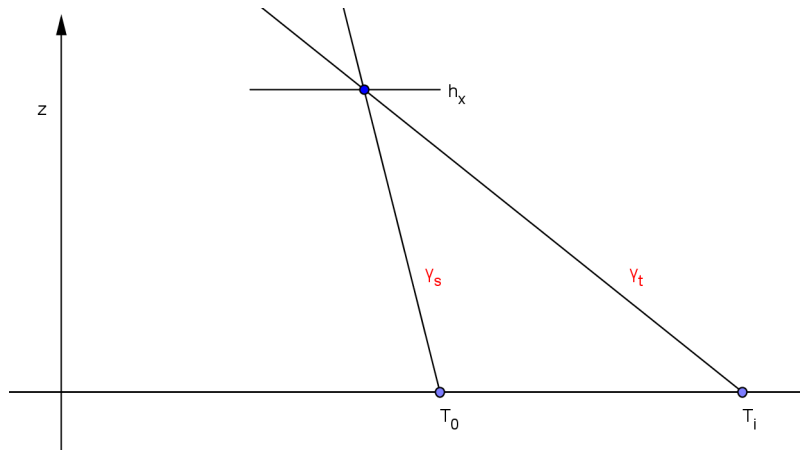


Abbildung 17: Skizze zur Berechnung des Bodendrucks.

4.5.1 Ergebnisse der Druckberechnung

Mit zunehmender Temperatur nimmt der Druck im Tagesverlauf um 2.75 hPa über dem Land im Vergleich zum Meer ab. Da die Druckwerte über dem Meer konstant bei 1013.25 hPa gehalten werden entsteht somit eine Druckdifferenz von 2.75 hPa, der als Antrieb für die Zirkulation wirkt. Da temperaturbedingte Druckschwankungen zwischen 1 bis 2 hPa an Strahlungstagen vorkommen, ist dieses Ergebniss repräsentativ. Allerdings wird es anschließend noch durch die Korrektur, die in Kapitel 4.7 erläutert wird, verringert.

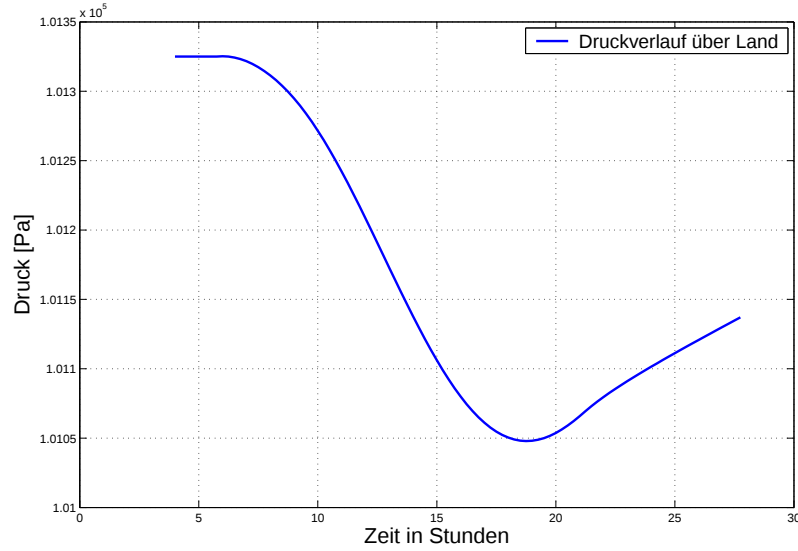


Abbildung 18: Druckverlauf über Land.

4.6 Inversionsberechnungen

Um eine möglichst naturgetreue Darstellung der Temperaturverhältnisse zu erhalten, darf die nächtliche Abkühlung und Inversionsbildung nicht vernachlässigt werden. Eine Inversion entsteht ab dem Moment, ab dem die Gesamtbilanz negativ wird. Da hier aber zur Berechnung der Erwärmung des Luftvolumens nur der fühlbare Wärmefluss betrachtet wurde, wird, aus Kontinuitätsgründen, auch hier nur der fühlbare Wärmefluss betrachtet (anstatt Bodenwärmefluss mit einzubeziehen).

Sobald der fühlbare Wärmefluss negativ wird, beginnt sich vom Boden her eine Inversion auszubilden. Da dieser Diplomarbeit keine Messungen von Inversionstemperaturgradienten zur Verfügung stehen, wird ein stetiger Gradient von $\gamma_{inv} = 0.98 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$ angenommen. (Einfachheitshalber wird die gleiche, allerdings positive Steigung wie beim trockenadiabatischen Temperaturgradienten angenommen, siehe Skizze 19 auf der nächsten Seite). Da die zwei Basiswinkel den gleichen Betrag aufweisen, betrachten wir nun ein gleichschenkeliges Dreieck mit einer Höhe h_{inv} und einer Basislänge von ΔT .

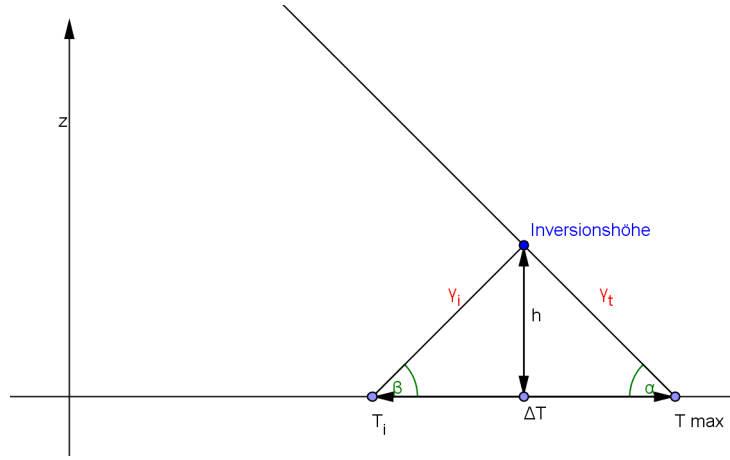


Abbildung 19: Skizze zur Berechnung der nächtlichen Inversion.

Wieder gilt:

$$\tan \alpha = \frac{h_{inv}}{\frac{\Delta T}{2}} \frac{^{\circ}K}{m} \quad (45)$$

$$\tan \beta = \frac{h_{inv}}{\Delta T} \frac{^{\circ}K}{m} \quad (46)$$

und es gilt auch

$$\tan \alpha = \frac{\Delta h_{inv}}{\Delta T} \frac{^{\circ}K}{m} = \frac{1}{\gamma_t} \frac{^{\circ}K}{m} \quad (47)$$

$$\tan \beta = -\frac{1}{\gamma_{inv}} \frac{^{\circ}K}{m} \quad (48)$$

Nach gleichen Umformungen wie in Kapitel 4.4 erlangt man für ΔT :

$$\Delta T = 4\gamma_t \Delta h \quad (49)$$

und wenn man dieses Ergebnis von Glg.49 wieder in Glg.37 einsetzt, bekommt man für h_{inv} die Lösung:

$$h_{inv} = \sqrt{\frac{\int H_S dt}{\rho c_p 2\gamma_t}} \quad (50)$$

Da gilt, dass sich die Inversion vom Boden her aufbaut, wird $h_0 = 0$ gesetzt

und es ist $\Delta h = h$. Somit gelangt man zu einer Gleichung für T_i mit Glg.49 und Glg.50:

$$T_i = T_{max} - \Delta T = T_{max} - \sqrt{\frac{8\gamma_t \int H_S dt}{\rho c_p}} \quad (51)$$

4.6.1 Ergebnisse der Inversionsberechnung

Auf den ersten Blick wirkt die Abbildung 20 so, als wäre ein Sprung eingetreten. Jedoch ist hier nur die Höhe dargestellt, über die die Temperaturen berechnet werden. Untertags stellt diese Höhe die Grenzschichthöhe dar und ab dem Moment, ab dem sich eine Inversion vom Boden her bildet, wird der Wert der Inversion geplottet. Über Land beginnt die Inversionsbildung am 21. Juni um 18:00 Uhr und erreicht eine Mächtigkeit von 200 Meter.

Aus Abbildung 21 auf der nächsten Seite wird ersichtlich, dass ab dem Moment, da sich das Vorzeichen des fühlbaren Wärmeflusses umdreht, auch die Temperatur schlagartig abnimmt. Dieser beinahe exponentielle Abfall der Temperatur ist oft in Strahlungsnächten beobachtbar. Durch den stetigen Gradienten von $\gamma_{inv} = 0.98 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ und der damit verbundenen Abnahme durch ΔT (siehe Glg.49) fällt die Temperatur unter die Ausgangstemperatur. Würde sich das System im Gleichgewicht befinden, wäre das nicht der Fall. Behoben wird dieses Problem im nächsten Kapitel.

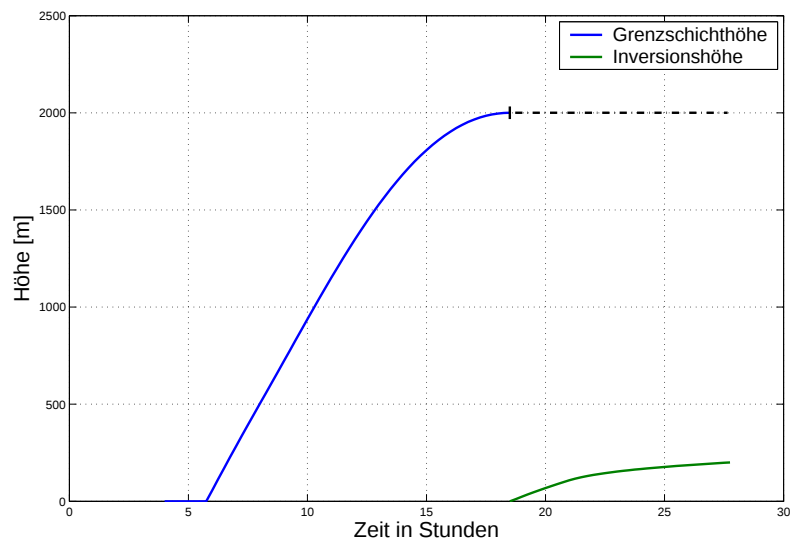


Abbildung 20: Berechnung der Grenzschicht-und Inversionshöhe am 21. Juni.

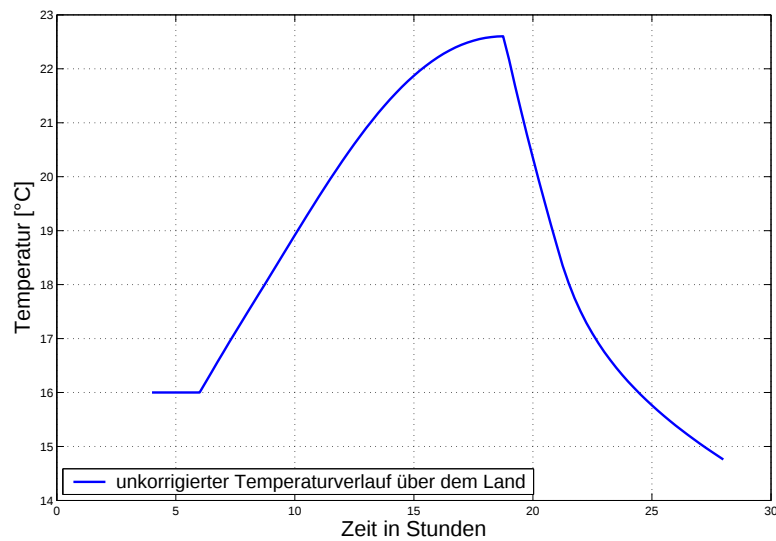


Abbildung 21: Temperaturverlauf mit Inversionsbildung.

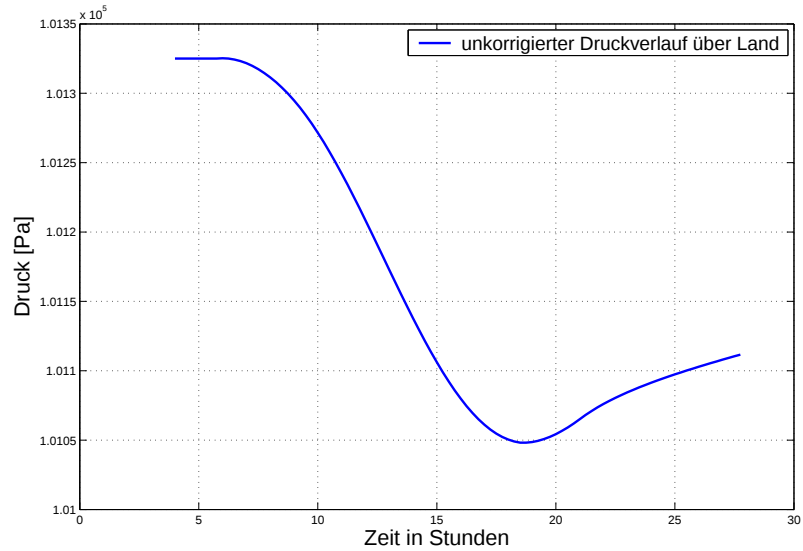


Abbildung 22: Druckverlauf mit Inversionsbildung.

Anders als bei der Temperatur nimmt die Druckdifferenz zwischen dem Land und dem Meer in der Nacht, siehe Abbildung 22, nur schwach ab. Das ist dadurch zu erklären, dass eine Temperaturänderung untertags eine wesentlich stärkere Druckänderung als Folge hat, als eine Temperaturänderung während der Nacht. Der Grund hierfür liegt in der Berechnung über die unterschiedlichen Höhe zwischen Grenzschicht und Inversion. Untertags wird mit einer Grenzschichthöhe von 2000 Metern gerechnet, wobei in der Nacht nur Inversionshöhen von 200 m erreicht werden. Deshalb erfährt der Druck hier nur eine geringfügige Änderung. Es bleibt weiterhin bei einer Druckdifferenz von 2.75 hPa.

4.7 Korrektur

Um einen Gleichgewichtszustand zu gewährleisten wurde anschließend noch eine lineare Korrektur angewandt. Somit gelangt man am Ende eines Tages wieder auf den Ausgangswert zurück. In Abbildung 23 auf der nächsten Seite sieht man, dass Anfangs- und Endwert $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ entsprechen. Zusätzlich wurde durch die lineare Korrektur auch das Maximum auf $23.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ hinaufkorrigiert. Da der Klimamittelwert bei $25.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegt, und meist Überadiabatie von $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Sommer an den Stationen vorherrscht, ist das Ergebnis repräsentativ. Somit gelangt man zu einer maximalen Differenz zwischen Land und Meer von $7.7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Dieser Wert gilt als durchschnittlich für die Ausbildung einer Seewindzirkulation. Während der Nacht besteht ein wesentlich geringerer Unterschied von nur ca. $3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Durch die Korrektur wurde beim Druckverlauf (Abbildung 24 auf der nächsten Seite) die maximale Druckdifferenz etwas verringert, nämlich auf 1.46 hPa . Somit spiegelt dieses Ergebnis die temperaturbedingte Tagesschwankung besser wieder. Man beachte, dass sich durch die Korrektur eine Inkonsistenz zwischen der Temperatur und dem Druck ergibt. Das Maximum der Temperaturkurve stimmt zeitlich nicht mehr ganz mit dem Minimum der Druckkurve überein. Da uns hier allerdings nur das Amplitudenverhältnis interessiert, wird somit der Eingriff gerechtfertigt.

Mit diesen Ergebnissen wurde nun das zweidimensionelle Modell initialisiert. Wie das genau geschehen ist, wird im nächsten Kapitel erläutert.

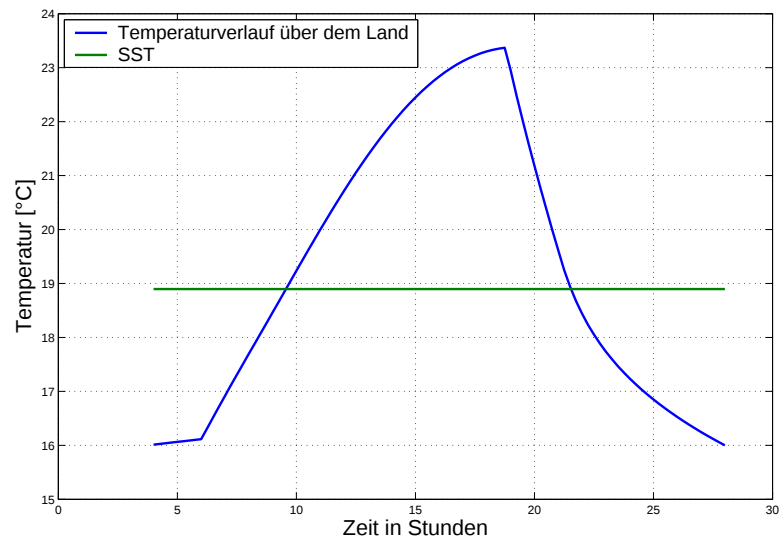


Abbildung 23: Korrigierter Tagesverlauf für die Temperatur über Land und Meer.

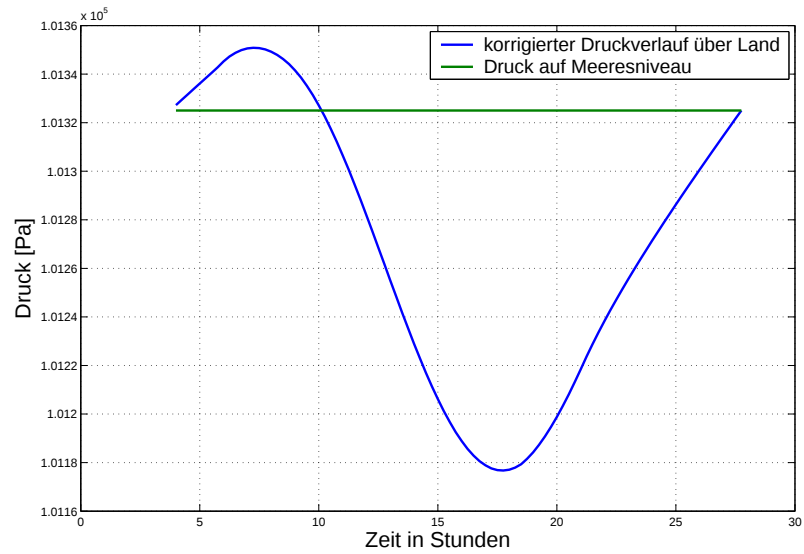


Abbildung 24: Korrigierter Tagesverlauf für den Druck über Land und Meer.

5 2-Dimensionales Modell

Nach der erfolgreichen Modellierung im eindimensionalen Fall, erfolgt in diesem Abschnitt die Ausdehnung auf 2-D mit Hilfe einer Land-Meer Maske. Dafür werden Daten des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) verwendet. Es handelt sich dabei um die Landnutzungs- und Landbedeckungsdaten der U.S. Geological Survey (USGS [24]), mit einer räumliche Auflösung von 1 km, welche sowohl im Lambert'schen Koordinatensystem als auch im Goode'schen Koordinatensystem erhaltbar sind. Besonders wichtig ist dabei, dass es sich nicht um eine Küstenlinie im Vektorformat handelt, da diese nicht unterscheiden auf welcher Seite Meer oder Land gelegen ist. In der hier verwendeten Land-Meer Verteilung hat jeder Punkt in der 1 km Auflösung einen Wert zugewiesen bekommen: **1** für Landpunkte und **0** für Meerespunkte und Wasserkörper im Inland.

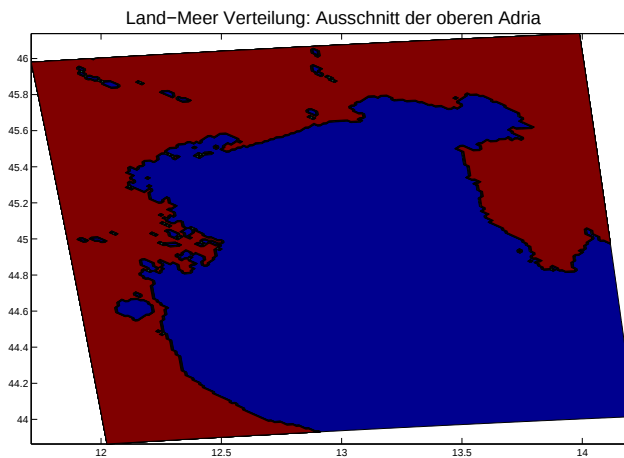


Abbildung 25: Land-Meer Maske. Rot=Land; Blau=Meer/Seen.

Da in Matlab [15] Matrixoperationen elementweise durchgeführt werden, ist die Übertragung auf ein zweidimensionales Modell nicht besonders aufwendig. Schwierigkeiten gab es bei der Speicherkapazität des Rechners. Nach Anwendung des eindimensionalen Modells auf die Maske erhält man einen

sich ändernden Tagesverlauf über dem Land und einen konstanten Tagesverlauf über dem Meer. Dadurch entsteht entlang der Küste ein Sprung im Temperatur- und Druckbild, der natürlich nicht der Realität entspricht. Diesen Sprung gilt es nun auszugleichen, da dieser maximal in den ersten Morgenstunden besteht. Allerdings stellt diese Anpassung eine weit größere Herausforderung dar, da sich Temperatur und Druck anders verhalten. Mit

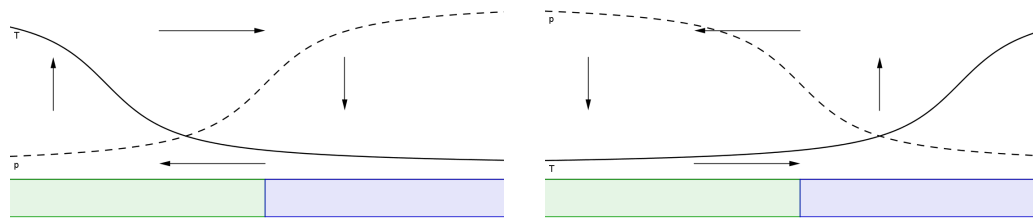


Abbildung 26: Skizze der Temperatur- und Druckverteilung während a) Seewind (tagsüber) und b) Landwind (nachts). Die Pfeile repräsentieren die Zirkulationsrichtung. Die gestrichelte Linie stellt die Druckverteilung und die durchgezogene die Temperaturverteilung dar.

fortschreitender Erwärmung des Landes und verstärktem Seewind kühlt die Temperatur nahe der Küste bis auf die Meeresoberflächentemperatur ab. Erst weiter landeinwärts erreicht die Temperatur ihr eigentliches Maximum. Die Druckverteilung sieht untertags allerdings anders aus. Durch die ausgeprägte Seewindzirkulation kommt es genau an der Küste zum stärksten Gradienten (siehe Abbildung 26). Der ausgeprägte Landwind kommt erst in den frühen Morgenstunden zum tragen. Hier ist eine Verschiebung der niedrigeren Temperaturen in Richtung Meer zu erwarten, allerdings in geringerem Ausmaß. Auch hier hat der Druck den stärksten Gradienten entlang der Küste (siehe Abbildung 26). Die horizontale Ausbreitung der Temperatur hängt allerdings von vielen Faktoren ab. Zum Beispiel ist bei einer flachen homogenen Küste die Ausbreitung des Seewindsystems größer als bei einer Steilküste (wie in Kapitel 3.5 erläutert). Diese Inhomogenitäten werden in diesem Modell vernachlässigt und bieten natürlich Möglichkeiten zur Verbesserung.

5.1 Das Temperaturfeld

Um nun dieser Verteilung zu entsprechen wurde folgende Methode gewählt. Unterschieden wird grob zwischen 2 Fällen:

Entweder ist das Land wärmer als das Meer oder es ist kühler als das Meer. Im ersten Fall wird jeder Landpunkt von seiner Umgebung abhängig gemacht (durch Bildung des Mittelwerts) und die Meerespunkte bleiben konstant. Die Küstentemperatur nähert sich schrittweise an die Meeresoberflächentemperatur an. Im zweiten Fall wird jeder Meerespunkt von seiner Umgebung abhängig und die Landpunkte bleiben konstant. Wiederum werden somit die küstennahen Meerespunkte der geringeren Landtemperatur angeglichen. Für die Abhängigkeitsumgebung wird ein Quadrat von 3 km gewählt (siehe Abbildung 27 auf der nächsten Seite). Zwar wäre ein Umgebungskreis genauer, aber in der Programmierung wesentlich umständlicher umzusetzen. Dadurch bekommen Landzungen und Halbinseln mehr ozeanischen Einfluss als "normale" Küstenpunkte, da mehr Meerespunkte in ihrer Umgebung liegen. Konkav geformte Küstenlinien erhalten dadurch mehr Landeinfluss. Somit resultiert nun ein angepasstes Bild mit einem graduellen Übergang an den Küsten.

Da die Meeresoberflächentemperaturen in erster Näherung konstant gehalten werden, werden im nächsten Schritt die Landpunkte um ΔT (aus Glg.40) erhöht und wieder zur Umgebungsanpassung freigegeben. Zusätzlich wird von jedem angepassten Bild ein sogenanntes Differenzbild erstellt, das die Unterschiede zwischen den Originaltemperaturen und dem angepassten wiedergibt. Siehe Abbildung 28. Das funktioniert bei steigenden Landtemperaturen ganz gut. An Abbildung 29 ist das Bild der Temperaturverteilung um 21:00 dargestellt. In dieser Grafik sind die ersten Ergebnisse erkennbar, die allerdings noch einige Vereinfachungen im Modell aufzeigen. Vergleicht man zum Beispiel im grünen Ausschnitt Nr. 1 die Ausbreitungsdistanz in Nord-Süd und West-Ost dann fällt auf, dass die Umgebungsanpassung bei einer Nord-Süd gerichteten Küste eine stärkere Ausbildung aufweist als bei

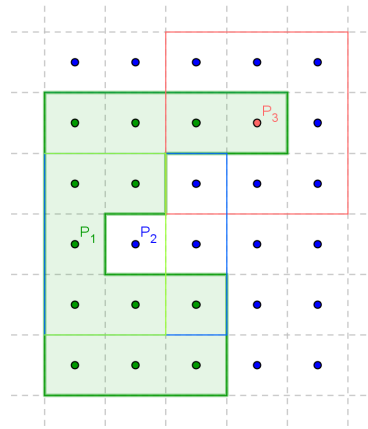


Abbildung 27: Skizze der Umgebungsabhängigkeit. Die grünen Punkte stellen die Landpunkte und die blauen die Meerespunkte dar. Hellblau, rosé und hellgrün sind die Gebiete (in diesem Fall mit einem Raster von 1), die zur Berechnung des jeweilig zentralen Punkts herangezogen werden.

einer West-Ost gerichteten Küste (siehe Abbildung auf der nächsten Seite) Dieser Unterschied kommt durch die Berechnung in Matlab zustande. Matlab liest zuerst die erste Zeile ein und danach die zweite usw. Wird nun zum Beispiel beim 10. Punkt in der 3. Zeile eine Umgebungsabfrage gestartet und somit sein Wert verringert, wird beim 11. Punkt in der 3. Zeile der bereits geänderte 10. Punkt miteinbezogen. Allerdings wird dieser Umstand durch eine weitere Hilfsmatrix, die die "alten" Werte beinhaltet, schnell behoben. In der Umgebungsabfrage wird auf diese Hilfsmatrix zugegriffen, ohne dass diese einer Veränderung ausgesetzt wird.

Ein weiteres Augenmerk ist auf die Inlandseen und Flüsse in Abbildung 29 Nr. 2 zu legen. Da diese als Meerespunkte gehandhabt werden, ist deren Einfluss gleich groß, wie jener der richtigen Meeresküste. Da dies in Wirklichkeit nicht der Fall ist, musste hier auch eine Anpassung geschehen. Da ein See eine kleinere Ausdehnung und somit auch eine geringere Wärmekapazität besitzt, steigt die Temperatur über dem See im Tagesverlauf auch an.

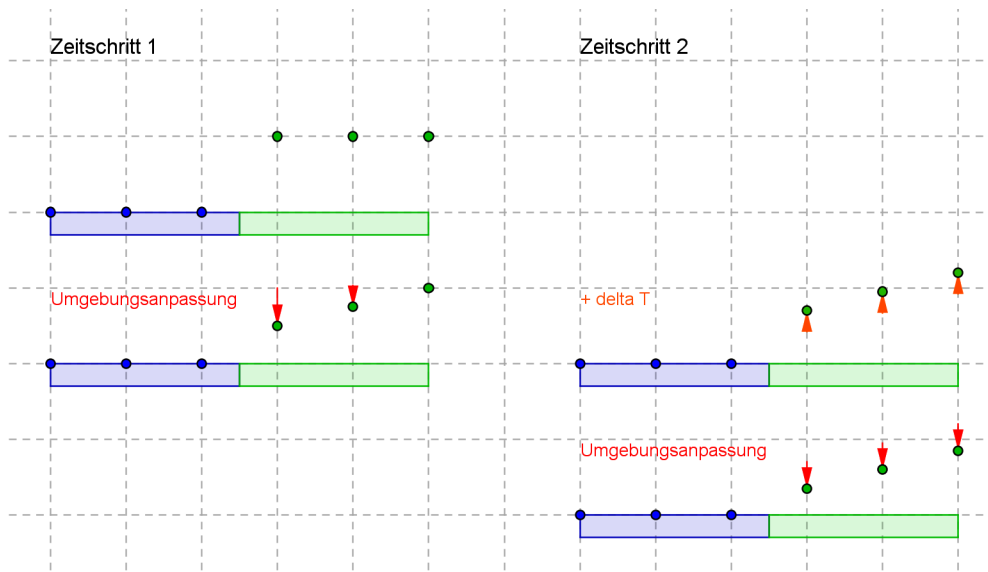


Abbildung 28: Schematische Darstellung der einzelnen Programmierungsschritte. Die blauen Punkte stellen die Meerespunkte dar und die grünen die Landpunkte. Die roten Pfeile symbolisieren die Umgebungsanpassung und die orangen die Erhöhung durch ΔT .

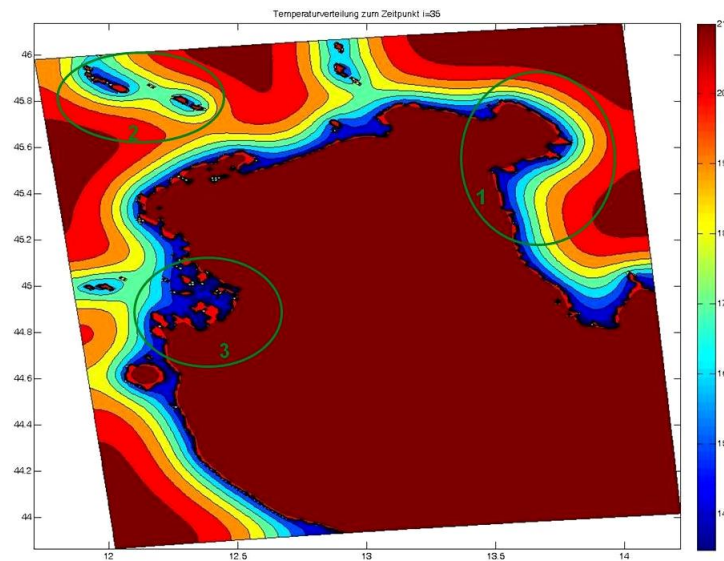


Abbildung 29: Beispiel der vorläufigen Berechnung entlang der Küste.

In diesem Fall ähnelt die Verteilung sehr der des Druckes in Abbildung 26 auf Seite 46. Somit wird in der Umgebungsanpassung eine Abfrage erlaubt, die in beide Seiten gerichtet ist. Somit wird jeder Punkt der als Inland-Wasserkörper definiert ist (leider wird in der Maske nicht zwischen Seen und Flüssen differenziert), von seiner Umgebung abhängig, auch wenn die Landtemperatur über der Meerestemperatur liegt. Als Ergebnis werden die Temperaturabweichungen über den Inlandseen im Tagesverlauf geringer, bis sie im Temperaturfeld nur als schwache Abweichung erkennbar sind.

Als schwierigstes Problem stellte sich Nr. 3 in Abbildung 29 heraus. Der Zeitpunkt der Grafik ist so gewählt, dass die Landtemperatur gleich der Meerestemperatur sein sollte. Nach dem Erreichen der maximalen Temperatur wird in Küstennähe kontinuierlich zu viel abgezogen und man bekommt niedrigere Temperaturwerte (niedriger als die Werte der Meeresoberflächentemperatur), die natürlich nicht der Realität entsprechen. Das kommt daher, dass an allen Landpunkten (auch den bereits angepassten) nun ΔT abgezogen wird. Man erkennt deutlich, dass der Fehler in der Berechnung stark sinkende Temperaturen entlang der Küste als Ergebnis hat.

An der Skizze 30 auf der nächsten Seite wurde die Verteilung graphisch dargestellt. Prinzipiell sollte gelten, dass ab dem Zeitpunkt, ab dem ein Landpunkt die Meeresoberflächentemperatur erreicht hat, jener diese Temperatur behält, bis die Landtemperaturen unter der des Meeres fallen. Dann dreht das Schema um und bekommt eine Verlagerung in Richtung Meer. Um dieses Artefakt in der Berechnung zu beheben, wurde einiges an Zeit benötigt und auch ein kleinerer Ausschnitt der Adria (um die Berechnung zu beschleunigen). Eine Abfrage wurde gestartet, die im Differenzbild nach Werten sucht, die größer sind als die totale Differenz zwischen dem nicht angepassten Land und dem Meer. Diese liefert eine Matrix in der nur 1en stehen an den Stellen an denen die Abfrage zutrifft.

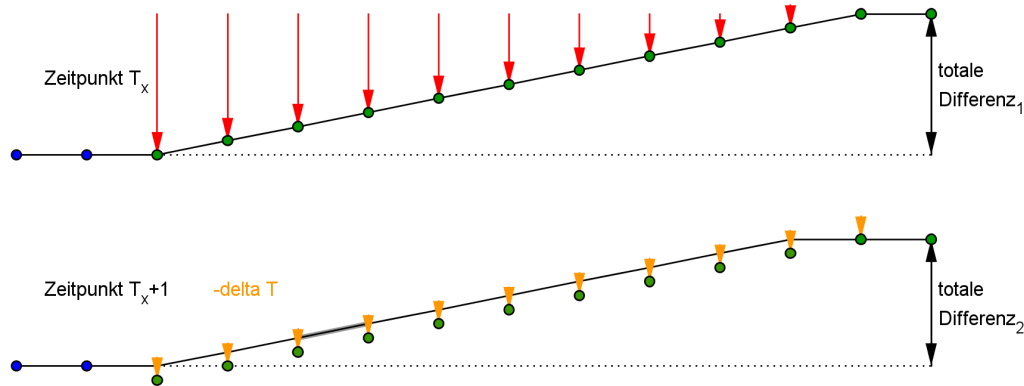


Abbildung 30: Skizze der vorläufigen Berechnung. Zeitpunkt T_x entspricht der maximalen Temperatur. In der oberen Abbildung ist in Rot die Differenz der bereits geschehenen Anpassung ersichtlich. In der unteren Abbildung wird der erste Landpunkt im Zeitschritt $T_x + 1$ durch ΔT unter die Meerestemperatur gesetzt.

An den restlichen Stellen ist diese Matrix mit Nullen gefüllt. Im nächsten Schritt wird eine weitere Matrix erstellt, in welcher von dem Differenzbild die totale Differenz abgezogen wird. Nun multipliziert man diese neue Matrix mit jener aus der Abfrage und erhalte nun einen neuen Anpassungswert für die Stellen, an denen der Wert über der totalen Differenz lag. Diese Werte werden dann von dem alten Differenzbild abgezogen und das Resultat wird als neue ΔT -Werte herangezogen.

Somit führt der Seewind, bei negativer Energiebilanz, bereits zu Erwärmung. Das geht solange, solange die Temperatur des Landes höher ist, als die Meeresoberflächentemperatur. Ab dem Moment, ab dem die Landtemperatur unter die des Meeres fällt, wird Landwind zugelassen und die Landtemperaturen bleiben einheitlich.

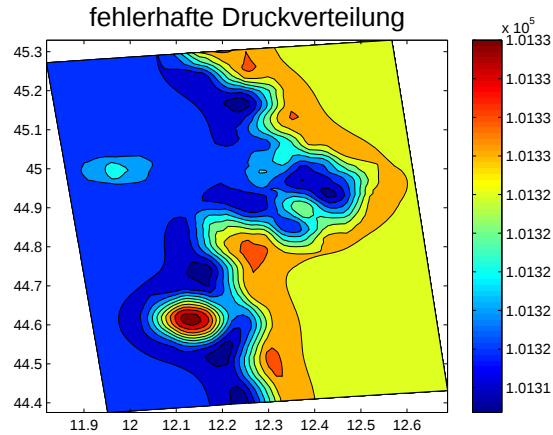


Abbildung 31: Fehlerhafte Druckverteilung am Beispiel des Podeltas. Es bilden sich Druckinseln an der Küste.

5.2 Das Druckfeld

Aus Abbildung 26 geht hervor, dass sich das Druckfeld der Küste, sowohl landeinwärts als auch in Richtung des Meeres, gleichermaßen anpassen sollte. Auf den ersten Blick ist diese Anpassung wesentlich leichter durchzuführen, als die der Temperatur. Bei näheren Betrachtungen kamen allerdings einige Komplikationen zum Vorschein, die die Programmierung erschwerten.

Wenn man das Druckfeld an allen Landpunkten wieder um Δp erhöht und danach zur beidseitigen Anpassung freigibt (wie es beim Temperaturfeld geschieht), kommt es ab dem Zeitschritt 2, nachdem bereits ein horizontaler Gradient gebildet wurde, zu einzelnen Druckinseln an der Küste. Dieser Effekt wirkt sich besonders in der Horizontalen aus, da der Küstenverlauf nicht geradlinig ist und somit die glatte Verteilung gestört wird, siehe Abbildung 31. Die Anpassung kann diese Druckinseln nur geringfügig abschwächen und somit kommt es in den nächsten Zeitschritten zu einer Amplifizierung des Fehlers.

Um dieser Entwicklung entgegen zu wirken, wird das Druckfeld anders berechnet. Zuerst werden alle Zeitschritte der eindimensionalen Druckbe-

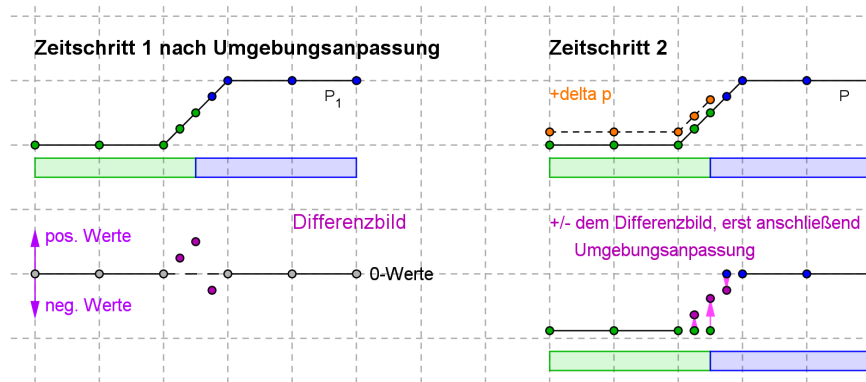


Abbildung 32: Skizze der Druckberechnung.

rechnung auf die 2 dimensionale Land-Meer Verteilung aufgetragen. Somit bekommt man für jeden Zeitschritt ein 2 dimensionales Druckfeld, ohne Anpassung an der Küste (wie im 1. Zeitschritt der Temperaturverteilung). Nun wird die Verteilung des 1. Zeitschritts wieder zur Anpassung freigegeben und es bildet sich ein horizontaler Gradient an beiden Seiten der Küste. Danach wird ein sogenanntes Differenzbild erstellt, siehe Abbildung 32. In diesem stehen nur Werte an den Stellen, an denen eine Anpassung durchgeführt worden ist. Positive Werte findet man somit über Land (tagsüber werden die Druckwerte über Land an der Küste hinauf korrigiert) und negative über dem Meer. Somit spiegelt das Differenzbild den Gradienten an der Küste wieder.

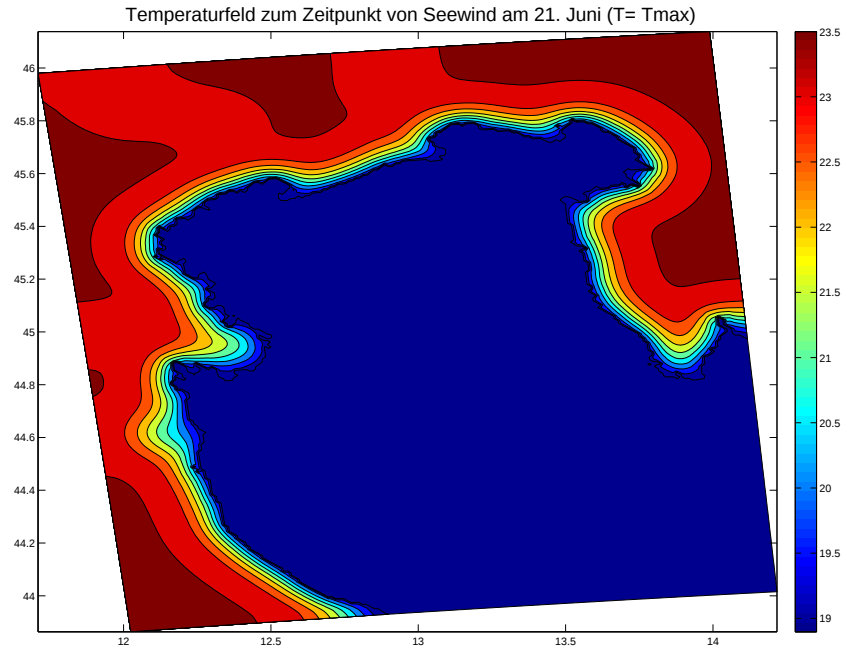
Um nun die glatte Verteilung zu erhalten wird im nächsten Zeitschritt (von dem bereits eine Druckverteilung ohne Anpassung besteht) das Differenzbild vom nächsten Druckfeld abgezogen und danach wieder zur Anpassung freigegeben. Anschließend wird wieder ein neues Differenzbild erstellt. Durch diese Methode wird die glatte Verteilung entlang der Küste erhalten und die Anpassung muss nur geringe Differenzen ausgleichen.

6 Ergebnisse

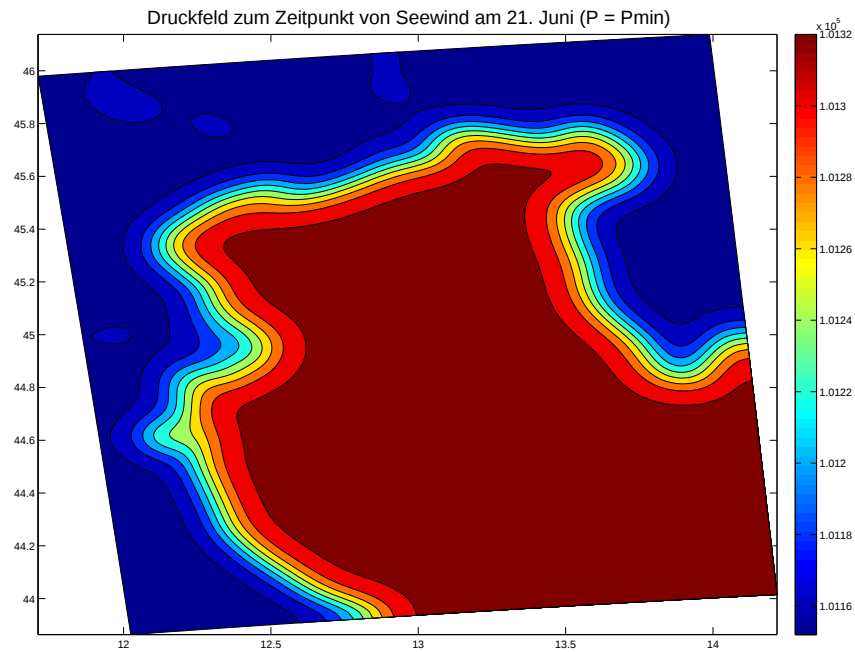
6.1 Modellergebnisse für Sommer

Nach der Bereinigung der oben genannten Fehler rechnet das Modell mit einer Auflösung von 1 km und einem Zeitschritt von 30 Minuten. Der hier gewählte Umgebungsradius beträgt 3 km. Zu Beginn gleicht die Druck- und Temperaturverteilung der Grafik auf Seite 45. Dargestellt wurden hier in Abbildung 33 die Zeitpunkte des Temperaturmaximums und des Druckminimums am Nachmittag. Ganz besonders interessant sind die Gebiete um Venedig, das Podelta und der Valli di Comacchio nördlich von Ravenna. Hier ist deutlich zu erkennen, dass Landzungen und Halbinseln stärker durch die Meerestemperatur beeinflusst sind, als geradlinige Küstengebiete. Der Lido von Venedig, das Podelta und der Lido von Spina gleichen sich an die Wasseroberflächentemperatur an und verschwinden in der Temperaturdarstellung. Generell kann man von Beeinflussung durch das Meer bis zu 30-40 km landeinwärts rechnen. Schwache Temperaturänderungen sind in Umgebung von Flüssen, oder Seen erkennbar, wie von Adige, Tagliamento, Brenta, Piave und dem Podelta. An den Küsten wird die Temperatur durch die Anpassung bis zu 5 °C erniedrigt und über den Flüssen und Seen bis zu 4 °C erhöht.

An dieser Stelle sollte auch erwähnt werden, dass sich mit einer höheren zeitlichen Auflösung auch das Ergebnis verändert. Umso mehr Zwischenschritte innerhalb einer Stunde gemacht werden, umso weiter wird die Abhängigkeitsumgebung ins Land fortschreiten. Man könnte die Zeitschritte als eine "dynamische Schraube" interpretieren, die noch in Richtung der Beobachtungen getrimmt werden könnte.



(a)



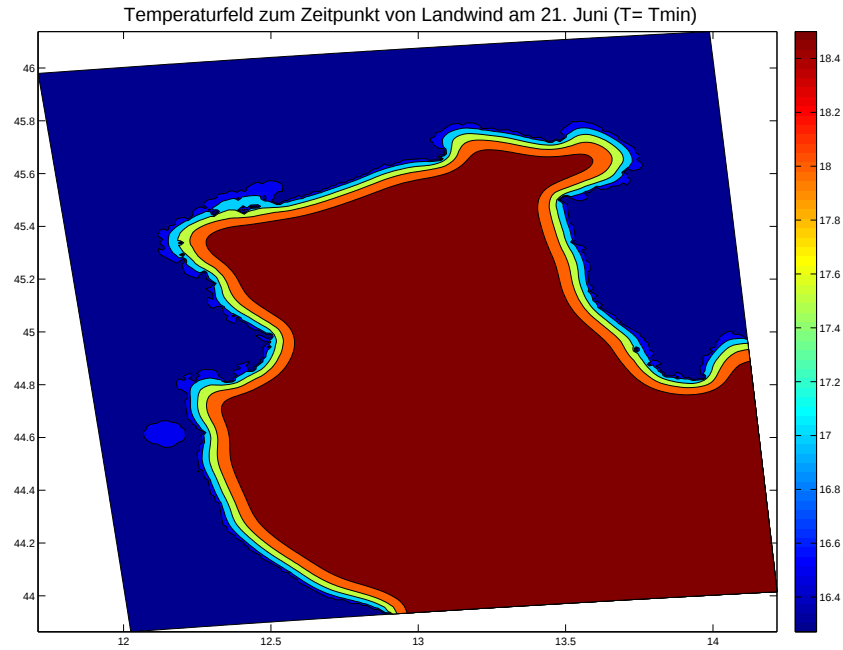
(b)

Abbildung 33: a) Ausbildung des Seewindsystems zum Zeitpunkt der maximalen Landtemperatur (16:00Uhr) am 21.Juni b) dazugehörige Druckverteilung. Der Einflussradius beträgt 3 km und die zeitliche Auflösung 30 Minuten.

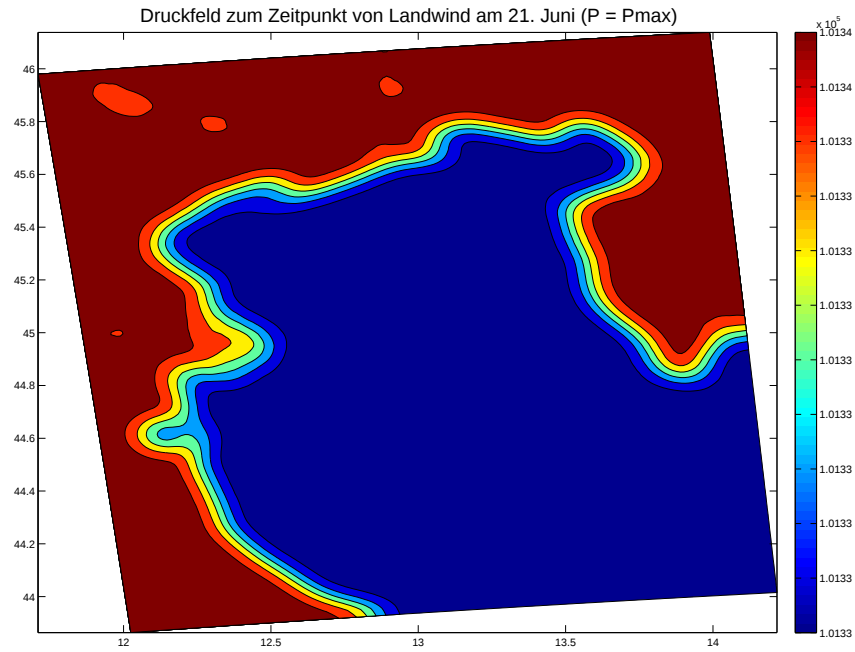
Die Druckverteilung hat ihren stärksten Gradienten entlang der Küste, wie in Abbildung 26 skizziert wurde. Die Verteilung ist recht glatt und entspricht somit den natürlichen Verhältnissen. Der Gradient erreicht 1.6 hPa über einem Bereich von ca. 40 km. Schwache Druckänderungen sind auch über den inländischen Wasserkörpern zu erkennen, wie zum Beispiel an den Flussläufen von Adige, Brenta, Piave und dem Podelta.

6.1.1 Ergebnisse für die Sommernacht

Nun sind die Verhältnisse umgedreht. Die Grafiken in Abbildung 34 stellen nun das Temperaturfeld in den frühen Morgenstunden dar. In der Nacht sind die Landtemperaturen niedriger als die des Meeres und somit erhält man eine Temperaturverteilung in Richtung Meer. Zu dieser Zeit herrscht Landwind, der sich in der Temperaturverteilung widerspiegelt. Da nur wenige Zeitpunkte niedrigere Werte besitzen, schreitet die Ausbreitung nicht soweit voran, wie untertags. Temperaturen um die 16 °C reichen bis an die Küste und schließen enge Buchten mit ein. Die Gebiete um das Podelta, Venedig oder Triest werden um 2.5 °C abgekühlt und somit den niedrigen Landtemperaturen angeglichen. Erst über dem Meer gleicht sich die Temperatur langsam der der Meeresoberfläche an. Die Ausbreitung liegt bei bis zu 20 km seewärts. Die Druckverteilung hat sich auch umgedreht, mit höherem Druck im Landesinneren und niedrigerem auf dem Meer. Die Druckdifferenz ist mit 0.15 hPa nur minimal. Der Einflussbereich hat sich verringert und hat nun die gleichen Ausmaße, wie die der Temperatur, ca. 20-25 km. Es stellt sich die Frage, ob man mit der Korrektur des Druckverlaufs nicht zuviel Tagesgang herausnimmt.



(a)



(b)

Abbildung 34: a) Ausbildung des Landwindsystems zum Zeitpunkt der minimalen Landtemperatur (4:00Uhr) am 21.Juni. b) Druckverteilung des Landwindsystems zum Druckmaximum (ebenso 4:00Uhr). Der Einflussradius beträgt 3 km und die zeitliche Auflösung 30 Minuten.

6.2 Modellergebnisse für Sommer im VERA-Ausschnitt

Schlussendlich wurde die AVHRR Lambert Projektion auf das regelmäßige Gitter der VERA angeglichen. Dies geschah mittels einer Interpolation. Da durch die hohe Auflösung der USGS Daten eine Berechnung des großen Ausschnittes zuviel Speicherkapazität beansprucht hätte, wurde der VERA Ausschnitt in 16 kleine Teilstücke zerlegt, die einzeln berechnet wurden. Anschließend wurden diese 16 Teilstücke wieder zusammengefügt und an den überlappenden Rändern gemittelt.

Interessant ist, dass große Flüsse, wie Donau oder Po im Temperaturbild ebenso erscheinen, wie auch größere Seen. Deutlich erkennbar sind im Westen der Genfer See, darüber der Neuenburger See und der Bodensee. Südlich davon erscheint der Lago Maggiore, der Comersee und der Gardasee. Im Osten haben neben der Donau auch der Neusiedlersee und der Plattensee einen Einfluss auf das Temperaturbild. Weiters ist zu erkennen, dass kleine Inseln, wie vor der Küste Kroatiens sich der Meeresoberflächentemperatur anpassen. In der Nacht im Fall von Landwind weisen nur die größten Seen noch höhere Temperaturen, als die Umgebung auf. Kleinere Wasserkörper passen sich ihrer Umgebungstemperatur an.

Das Druckfeld zeigt ein ähnliches Bild mit einer gleichförmigen Anpassung zu beiden Seiten. Unterschiede sind nur in der Nacht im Fall von Landwind erkennbar (Abbildung 38). Zu diesem Zeitpunkt sind mehr Seen und Flüsse erkennbar, wie vergleichsweise am Temperaturfeld in der Nacht. Allerdings kommt das nur deshalb zustande, da die Differenz zwischen dem Druckmaximum und dem Druck auf Meeresniveau ziemlich gering ist (siehe Abbildung 24 auf Seite 44). Das heißt, dass der Gradient bei Landwind wesentlich geringer ist, als untertags. Im Sommer trifft dies auch wirklich zu.

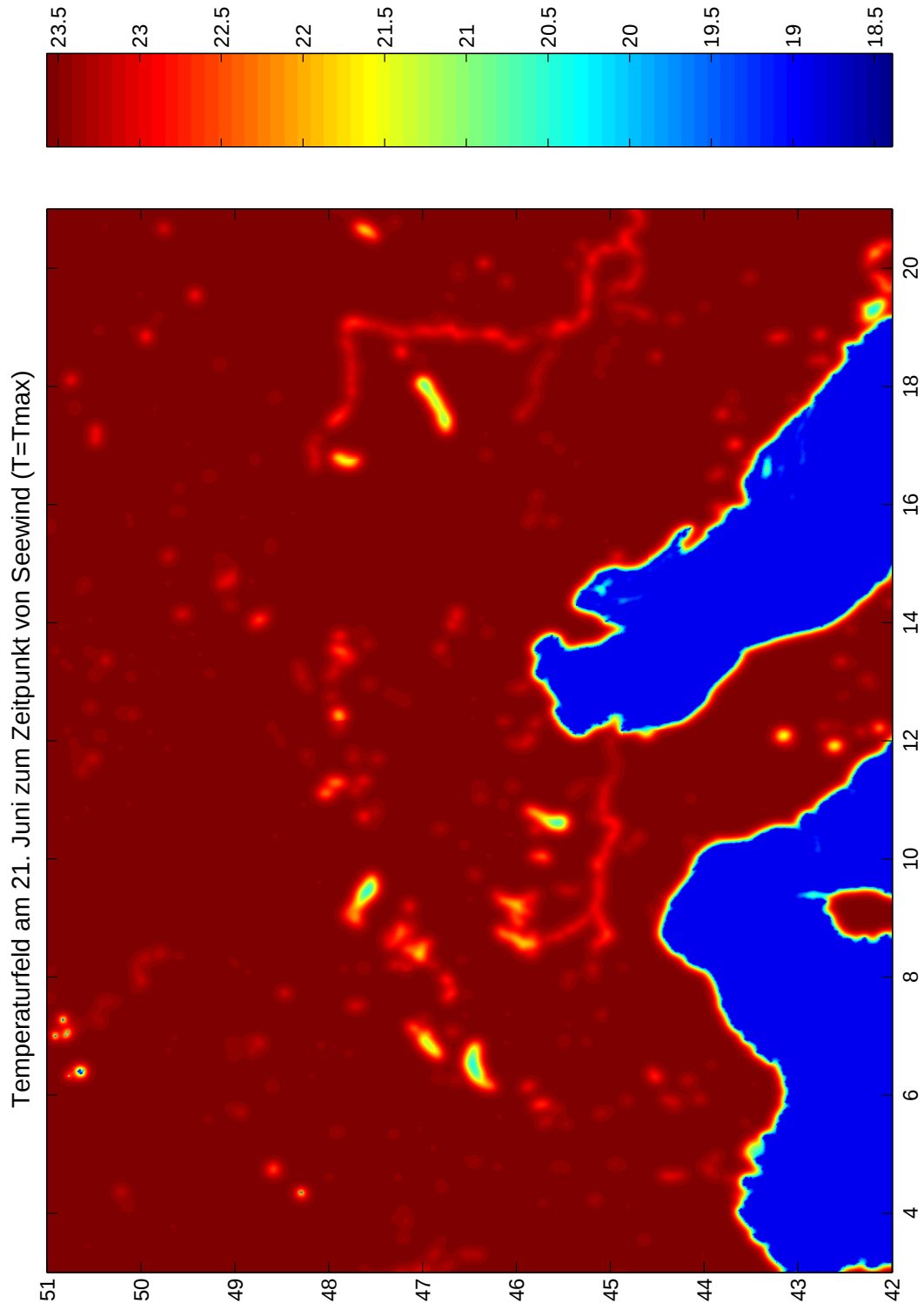


Abbildung 35: Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt von Seewind im Ausschnitt der VERA Analyse.

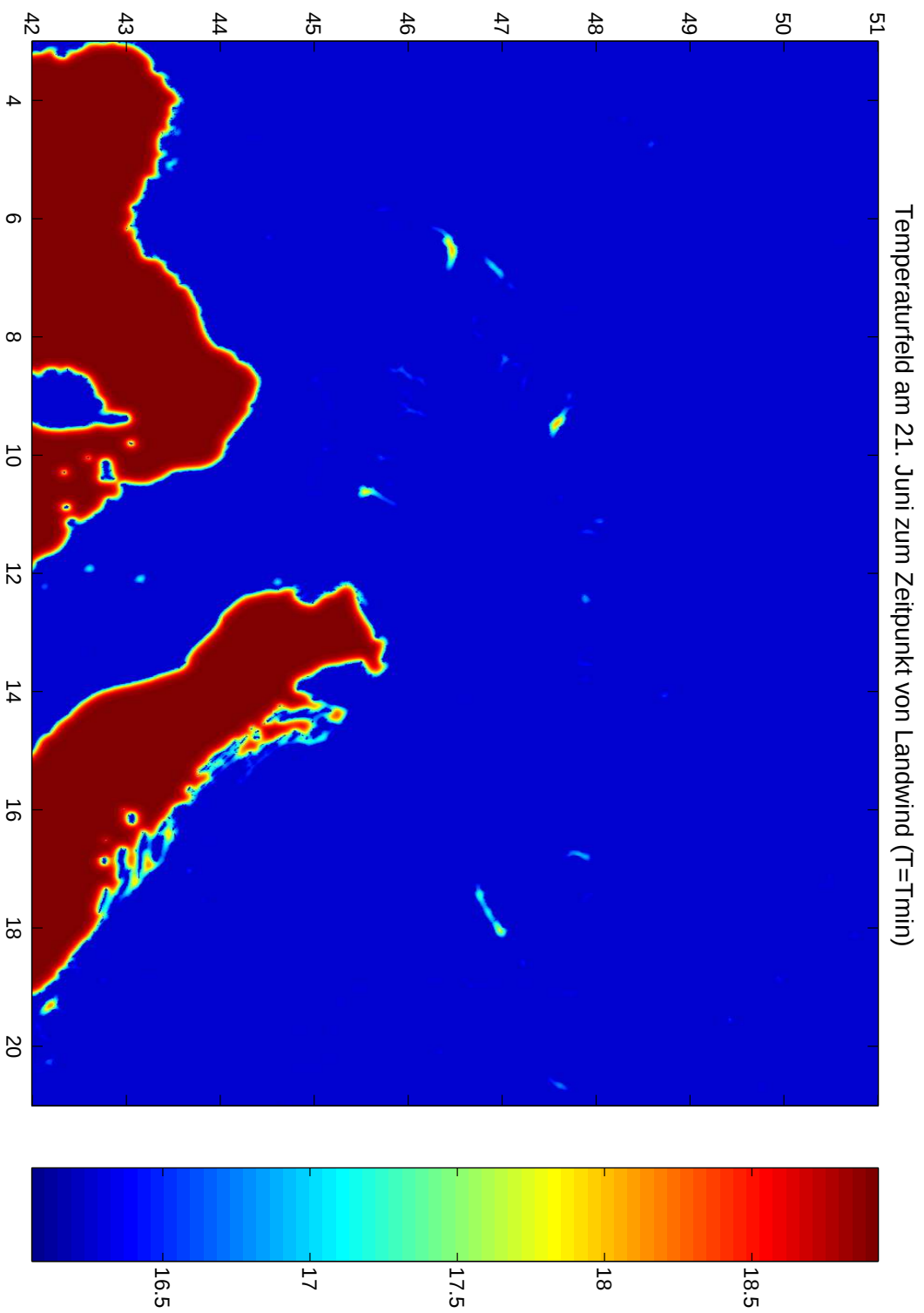


Abbildung 36: Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt von Landwind im Ausschnitt der VERA Analyse.

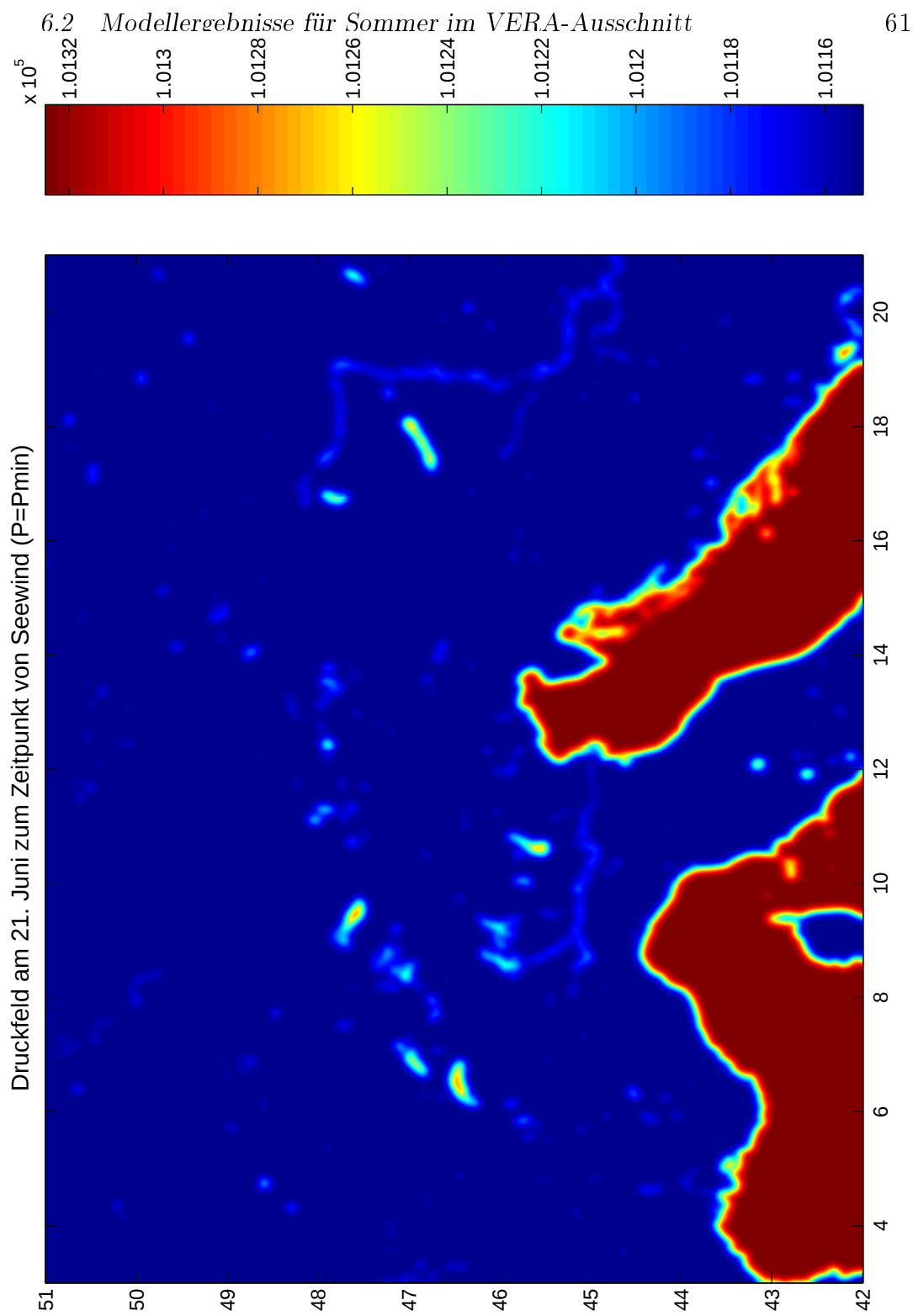


Abbildung 37: Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt von Seewind im Ausschnitt der VERA Analyse.

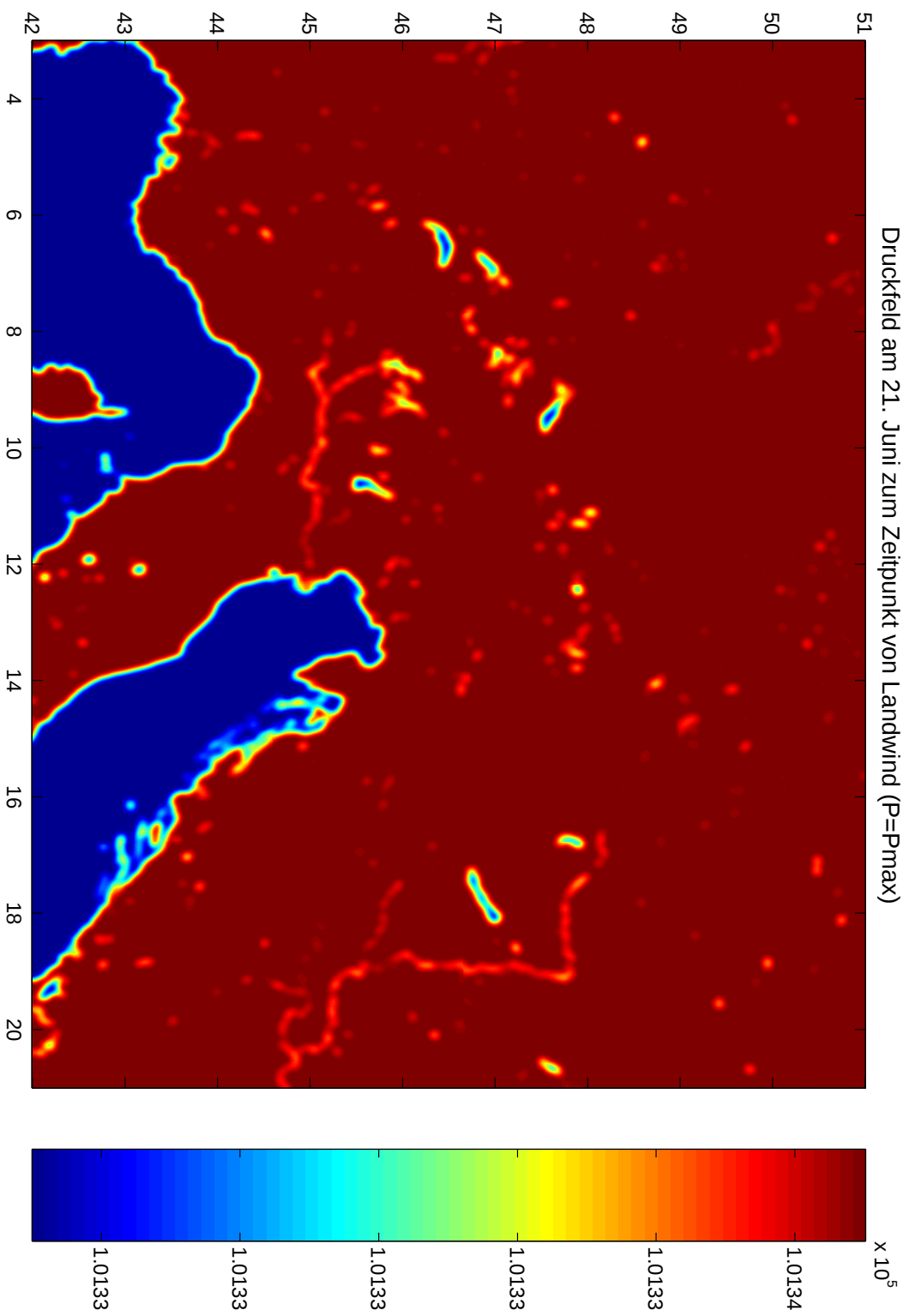


Abbildung 38: Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt von Landwind im Ausschnitt der VERA Analyse.

6.3 Modellergebnisse für Winter

Im vorherigen Kapitel sind die Annahmen für einen idealen Sommertag beschrieben worden (genauer gesagt Ergebnisse für den 21. Juni). Allerdings unterscheiden sich die Ergebnisse für Sommer stark von denen für Winter.

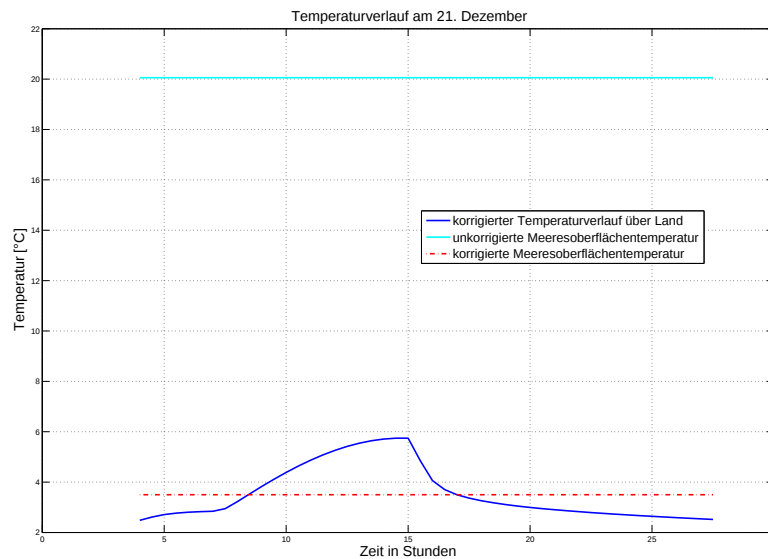


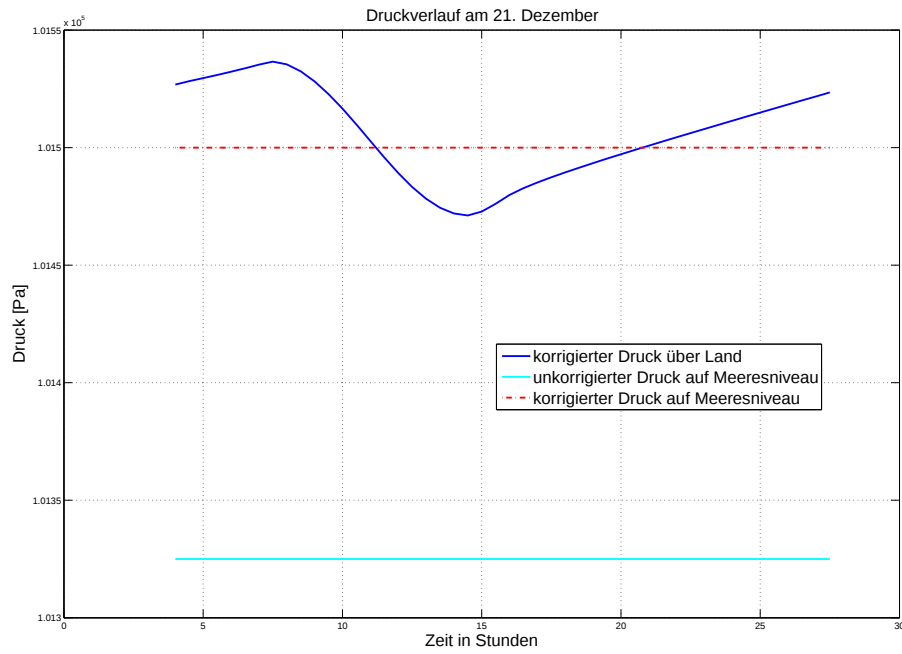
Abbildung 39: Temperaturverlauf des Modells für den 21. Dezember.

Im Allgemeinen ist zu erwähnen, dass man eine maximale Ausbildung der Land- Seewindzirkulation zu Sommer- und Winterbeginn erwarten kann. Zu diesem Zeitpunkt ist die Differenz zwischen Land- und Meerestemperaturen am größten. Besonders in den ersten Wintermonaten, wie Dezember und Jänner, ist anzunehmen, dass das Land wesentlich kühler wird als das Meer. Wie aus Grafik 15 auf Seite 35 zu entnehmen ist, besitzt das zentrale und südliche Mittelmeer im Dezember noch eine Temperatur von gut 20 °C wohingegen die morgendlichen Landtemperaturen bei ca 1 °C anzusiedeln sind. Für die Berechnungen des Modells wurde der 21. Dezember gewählt. Hier liegen die Werte der Meeresoberflächentemperatur bei 20 °C und die Landtemperatur schwankt zwischen -1 °C in den frühen Morgenstunden und 6 °C am frühen Nachmittag (siehe Abbildung 39). Anzumerken sei hier, dass

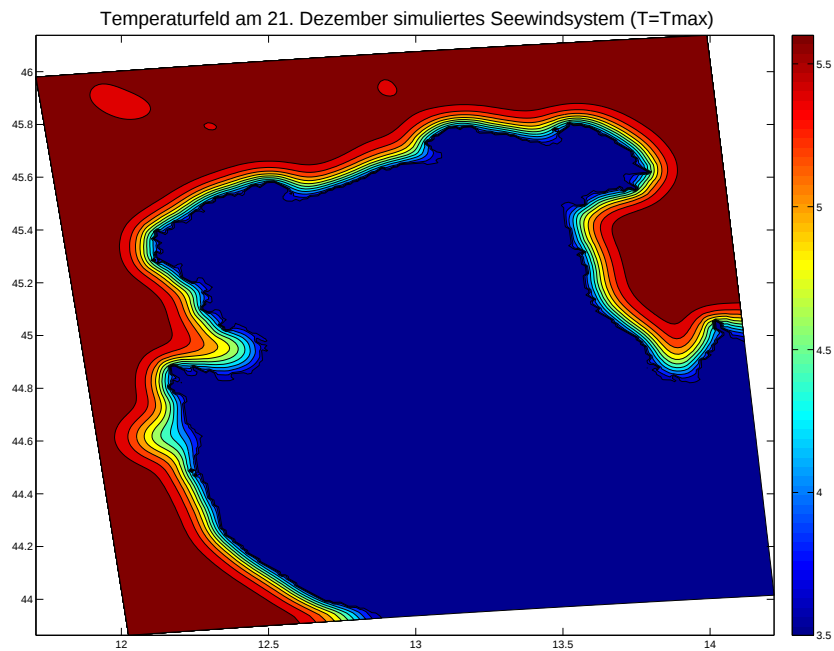
sich die Grenzschichtparametrisierung im Winter nicht so einfach gestaltet und deshalb die Werte der Realität nicht mehr so gut entsprechen, wie im Sommer.

Bei Übertragung dieser Werte auf das zweidimensionale Modell ist ein konstanter Landwind zu erwarten. Da die Temperatur des Meeres immer höher ist als die des Landes, bleibt der Seewind vollkommen aus. Der stärkste Landwind ist in der Nacht, genauer gesagt in den frühen Morgenstunden zum Zeitpunkt der Minimumtemperatur, zu erwarten. Nachmittags wird das Landwindssystem nur abgeschwächt, da sich die Differenz zwischen Land und Meer verringert. Da sich das Modell allerdings in einem Gleichgewicht halten sollte, wurde hier die Meerestemperatur heruntergesetzt um einen Seewind künstlich zu generieren. Somit erhält man ungefähr gleich viele Zeitschritte, in denen die Landtemperatur höher oder niedriger ist, als die des Meeres. Würde man auf diesen Eingriff verzichten und eine Anpassung wie im Sommer durchführen, wäre kein bzw. nur ein geringer Unterschied zwischen Tag und Nacht im Temperaturfeld erkennbar. Die Abbildungen 41 sehen denen vom Sommer (Abb. 33) ähnlich. Im Vergleich zum Sommer ist die Ausbreitung untertags geringer und in der Nacht stärker. In der Nacht reicht der Einfluss des Landwindes bis zu 50 km in Richtung Meer, sodass sich eine Temperaturerniedrigung über der ganzen nördlichen Adria ergibt.

Ein ähnliches Problem ergibt sich bei der Berechnung des Druckfeldes. Im Winter wird von einer höheren Landtemperatur ausgegangen. Um den stetigen Landwind entgegen zu wirken, wurde auch hier der Druck in Meeresniveau angehoben, wie in Abbildung 40 ersichtlich. Das daraus resultierende Druckfeld ist in Abbildung 41 und 42 zu sehen. Im ersten Bild ist der Druck über Land wesentlich höher als über dem Meer. Der stärkste Gradient befindet sich entlang der Küste. Schwache Signale eines Druckabfalls sind auch über den inländischen Gewässern erkennbar. In Abbildung 42 liegt der höhere Druck über dem Meer und der Gradient ist ziemlich flach.

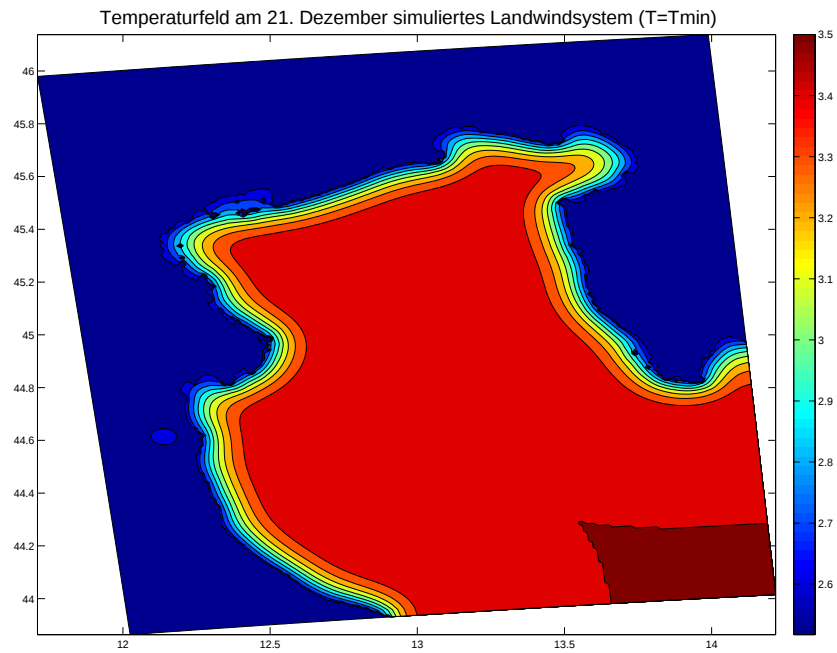


(a)

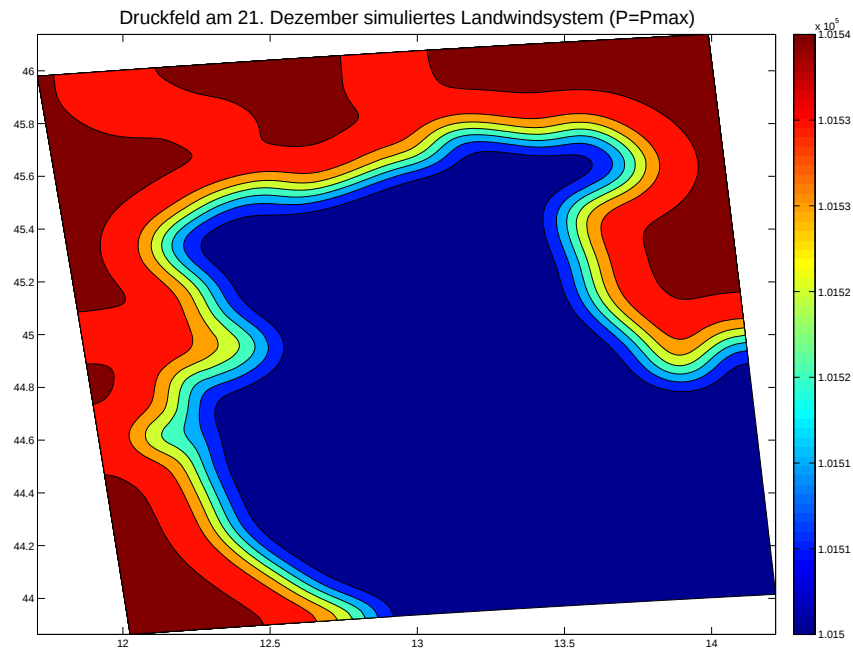


(b)

Abbildung 40: a) Druckverlauf am 21. Dezember, b) Simuliertes Seewindsystem am 21. Dezember. Temperaturverteilung zum Zeitpunkt der maximalen Landtemperatur.



(a)



(b)

Abbildung 41: a) Simuliertes Landwindssystem am 21. Dezember zum Zeitpunkt der minimalen Landtemperatur, b) zum Zeitpunkt des maximalen Drucks.

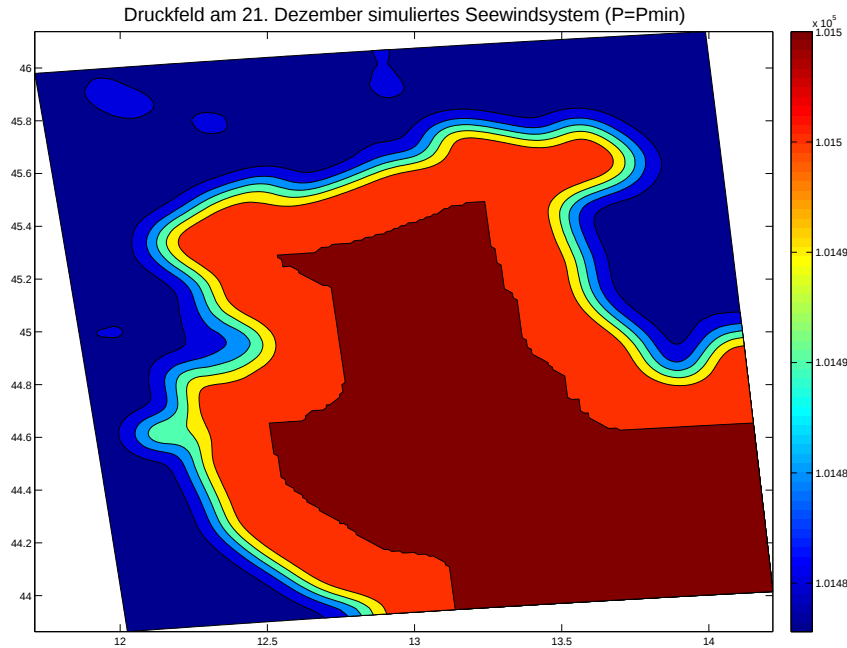


Abbildung 42: Simuliertes Seewindsystem am 21. Dezember zum Zeitpunkt des minimalen Drucks.

6.4 Modellergebnisse für Winter im VERA-Ausschnitt

Nun wurden auch diese Bilder auf den VERA Ausschnitt vergrößert. Im Allgemeinen gilt, dass die Bilder in der Winternacht für Landwind nun die naturgetreueren sind (siehe Abbildungen von 43 bis 46). Man beachte, dass die Amplituden nun geringer sind und die Ausbreitungsdistanz von der Anzahl der Zeitschritte abhängt, an denen Land- oder Seewind zugelassen wird. Die Strukturen ähneln sehr der des Sommers. Weiterhin sind die Flüsse wie Po und Donau, und die großen alpinen Seen erkennbar.

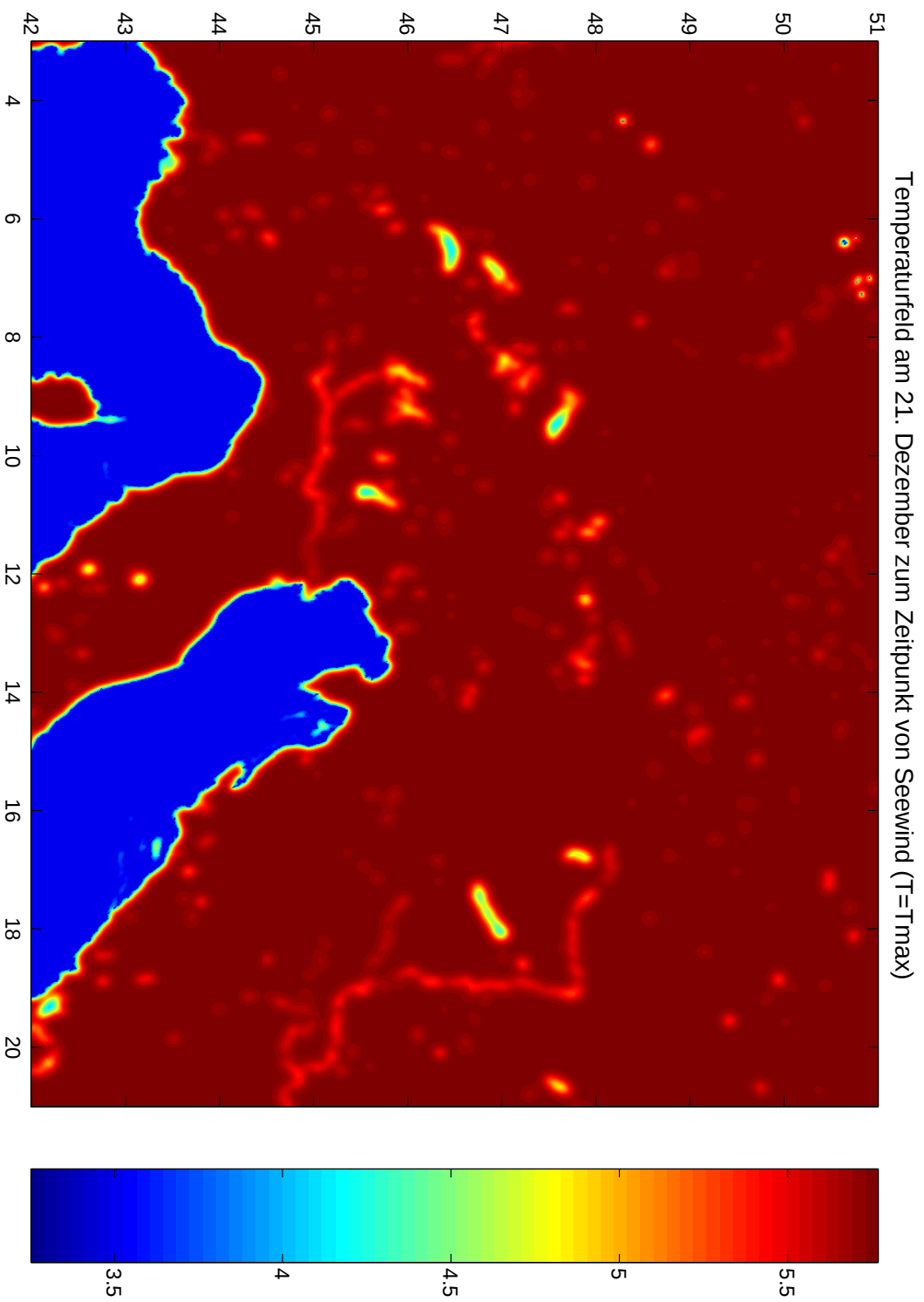


Abbildung 43: Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt des simulierten Seewinds im Ausschnitt der VERA Analyse.

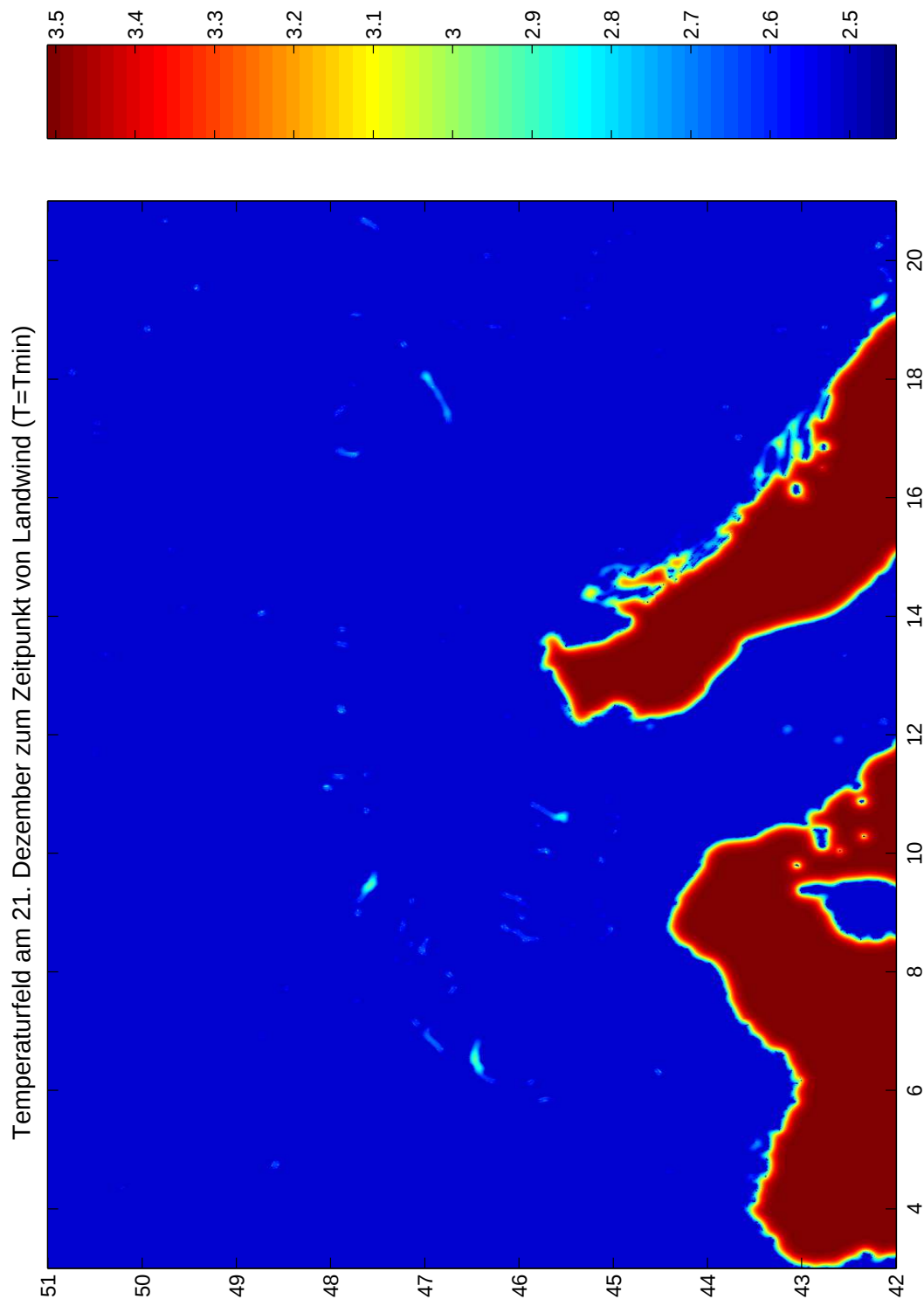


Abbildung 44: Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt des simulierten Landwindes im Ausschnitt der VERA Analyse.

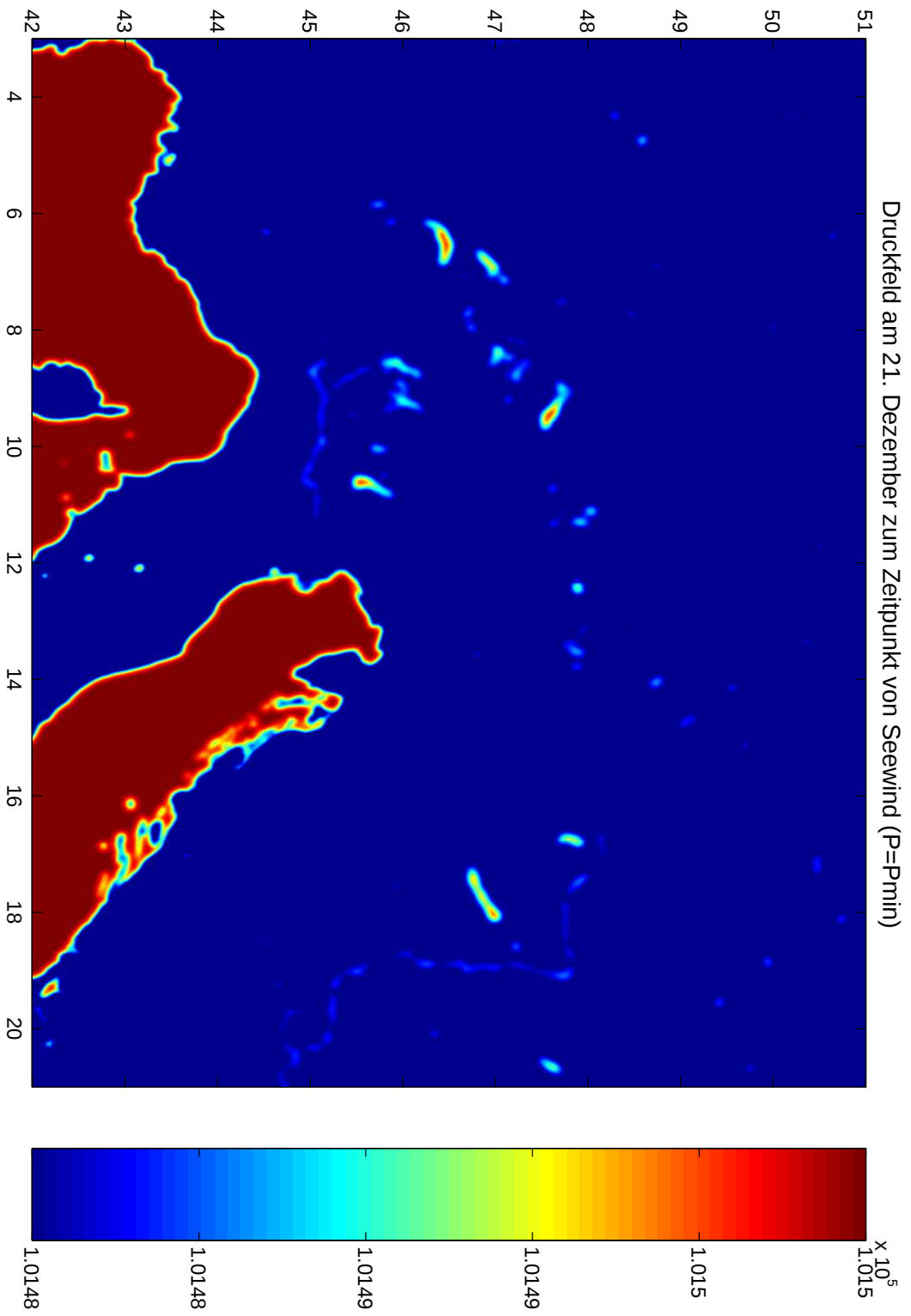


Abbildung 45: Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt des simulierten Seewinds im Ausschnitt der VERA Analyse.

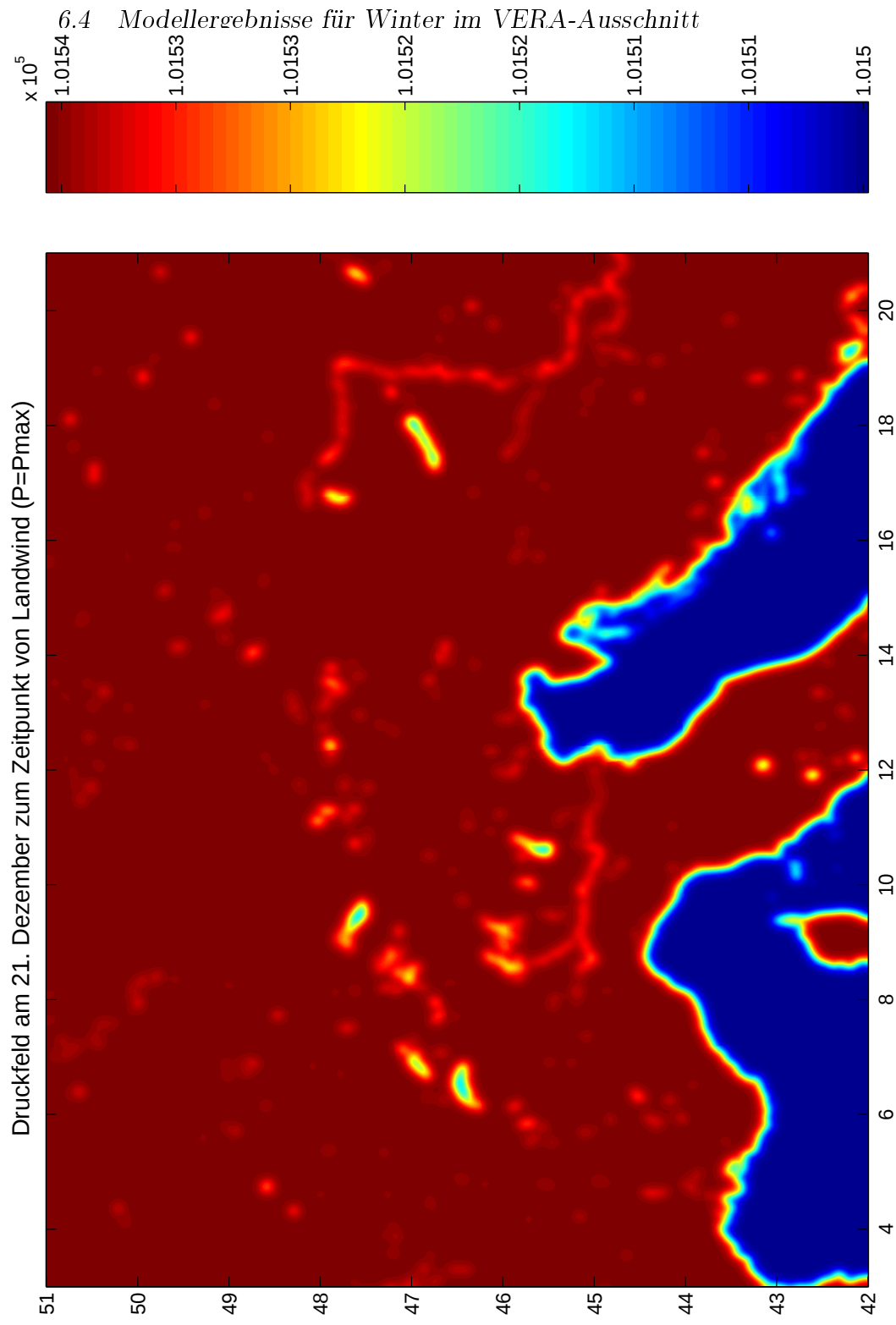


Abbildung 46: Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt des simulierten Landwinds im Ausschnitt der VERA Analyse.

7 Nachbetrachtungen

7.1 Berechnung der Korrelationskoeffizienten

Um die Anzahl der Fingerprint Muster zu verringern und somit die Stabilität der Anwendung innerhalb der VERA Analyse zu erhöhen, wurde zwischen den einzelnen Bildern noch Korrelationen berechnet. Der Korrelationskoeffizient r ist eine Gütemaßzahl, die eine Aussage erlaubt nach die Frage der Güte des Zusammenhangs zweier Reihen, wie in Schönwiese [20, S.163] beschrieben. Dieser ist eine reine Zahl im Wertebereich von $-1 \leq r \leq +1$. Anhand eines Streudiagramms wird der Zusammenhang deutlich. Liegen die Wertepaare entlang der Achsen oder ist die Steigung der Regressionsgeraden negativ ist $r = 0$ oder $r < 0$, aus [20, S. 163].

Eine Korrelation zwischen dem Sommertag und und der Sommernacht ergab für die Temperaturfelder einen Wert von $r = -0.9449$ und für die Druckfelder einen Wert von $r = -0.9986$. Für Winter ergab die Korrelation einen Wert von $r = -0.9373$ für die Temperaturfelder und einen Wert von $r = -0.9644$ für die Druckfelder. Die Korrelation zwischen den Druckfeldern ist generell höher als zwischen den Temperaturfeldern. Das liegt an der Verteilung der Felder, wie anhand der Skizze 26 auf Seite 46 erläutert wurde. Der stärkste Gradient liegt immer an der Küste und ändert nur seine Richtung. Die Temperaturverteilung verlagert ihren Gradienten hingegen zwischen dem Land und dem Meer. Betrachtet man auch das Bestimmtheitsmaß r^2 , ergibt sich eine Korrelation von 90% ab einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.95$. Das Bestimmtheitsmaß oder die sogenannte erklärte Varianz weist demnach auch hohe Werte auf.

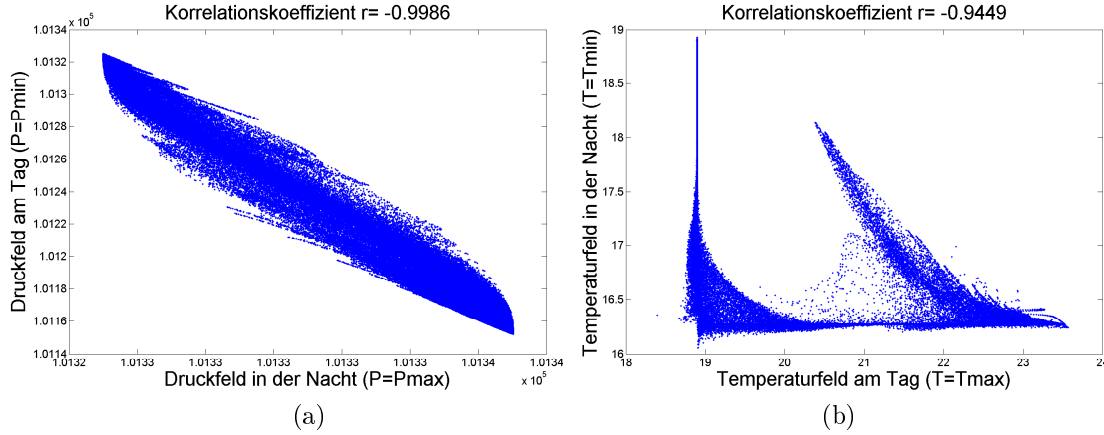


Abbildung 47: Korrelationen zwischen a) den Druckfeldern des Tages und der Nacht, b) Temperaturfeldern des Tages und der Nacht im Sommer.

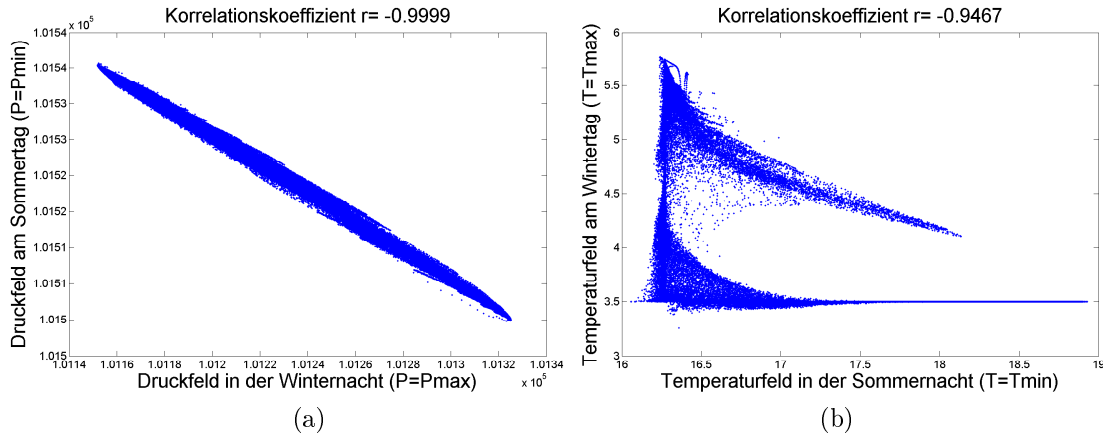


Abbildung 48: Korrelationen zwischen a) den Druckfeldern der Winternacht und des Sommertags, b) den Temperaturfeldern der Sommernacht und des Wintertags.

Auf den ersten Blick wirkt die Korrelation zwischen den Temperaturfeldern nur schwach, siehe Abbildung 47 a). Betrachtet man allerdings die Verteilungsdichte, wird ersichtlich, dass die Mehrzahl der Punkte im linken oberen und rechten unteren Eck anzusiedeln sind. Das linke obere Eck entspricht

dem Meer, das sowohl tagsüber als auch nachts diesselbe Temperatur besitzt und das rechte untere den Landtemperaturen. Diese Verteilung ist negativ und entspricht dem Korrelationskoeffizienten von $r = -0.9449$. Somit weist das Land tagsüber höhere Temperaturen auf, wenn das Meer niedrigere besitzt und umgekehrt. Aus der Verteilungsdichte erkennt man auch, dass die Punktwolke in der Mitte und im unteren linken Eck nur geringe Anteile ausmachen und den Anpassungsanteilen an der Küste entsprechen.

		Winter			
		Tag (T_max)	Nacht (T_min)	Tag (P_min)	Nacht (P_max)
Sommer	Tag (T_max)	0.9986	-0.9467		
	Nacht (T_min)	-0.9356	0.9999		
	Tag (P_min)			0.9660	-0.9688
	Nacht (P_max)			-0.9999	0.9977

Tabelle 4: Korrelationskoeffizienten r für Sommer mit Winter.

Nun wurden auch Korrelationen zwischen den Feldern des Winters und des Sommers berechnet. In Tabelle 4 sind die Werte des Korrelationskoeffizienten dargestellt. Entlang der Hauptdiagonalen besteht eine starke positive Korrelation, die dadurch zustande kommt, dass wir auch im Winter untertags einen Seewind zulassen. Beispiele für die Streudiagramme sind in Abbildung 48 zu sehen. Würde man im Winter untertags Seewind nicht zulassen, wären die Korrelationen zwischen der Sommernacht und des Wintertages höher. In den Druckkorrelationen kommen die unterschiedlichen Tagesamplituden zu tragen.

8 Schlussfolgerungen

Ziel dieser Diplomarbeit war eine genauere Darstellung der Temperatur- und Druckverhältnisse in küstennahen Gebieten, damit diese atmosphärischen Zustandsgrößen als Ausdruck für die Land- Seewindzirkulation in den Analysen der VERA (*Vienna Enhanced Resolution Analysis*) genauer dargestellt werden können. Dies geschah durch den so genannten Fingerprint, der es ermöglicht physikalische Zusatzinformation in die Analyse einfließen zu lassen. Der Fingerprint besteht aus einem konzeptionellen Modell, das jene Physik hinter diesen Prozessen nachstellt. Wird der Fingerprint im Analysemodell wiedererkannt, wird die Feldverteilung des Fingerprints der Analyse aufgeprägt. Der hier entwickelte Fingerprint beachtet die unterschiedliche Erwärmung des Landes gegenüber dem Meer. Erarbeitet wurden insgesamt 8 Fingerprint-Muster, die die jeweilige Feldverteilung an einem/r typischen Sommertag/nacht und einem/r typischen Wintertag/nacht für Temperatur und Druck darstellen. Anschließend wurden diese Fingerprint-Muster korreliert um die Verwendung von nur jeweils einem Muster für Temperatur und Druck zu rechtfertigen.

Nach den oben angeführten Berechnungen ist ersichtlich, dass die Druckbilder allesamt einen sehr hohen Korrelationskoeffizienten aufweisen. Demnach genügt ein Druckmuster, das mit dem Gewichtungsfaktor c (aus Gleichung 1), entweder direkt oder invers der Analyse aufgeprägt wird.

Bei den Temperaturbildern stellt es sich etwas komplizierter dar. Da der Korrelationskoeffizient nicht mehr so hohe Werte liefert, sollte ein Temperaturfeld für Tag und eines für Nacht in die Analyse übernommen werden. Allerdings stellt sich die Frage, wie das Temperaturfeld bei Nacht, genauergesagt bei Landwind, in den Analysen erkannt werden soll. Da nur wenige Messstationen der Küste vorgelagert sind, wird es schwierig werden, den Landwind-Fingerprint zu verifizieren. Man müsste das Muster künstlich vorgeben. Das Seewindmuster hingegen sollte deutlicher aus den Messungen der Stationen hervorgehen.

Anschließend sei noch zu erwähnen, dass die hier entwickelten Küstenfingerprint-Muster durch einige Annahmen, die der Vereinfachung dienten, nicht immer gleich gut wiedergefunden werden können. Zum Beispiel wird der großskalige Druckgradient vernachlässigt, was besonders im Winter eine häufige Störungsursache sein wird. Zusätzlich wurde auch die Topografie vernachlässigt. An den Küsten der Apenninen und des Dinarischen Gebirges werden sich die Druck- und Temperaturfelder an die Orographie anpassen, und nicht den hier entwickelten Feldern entsprechen. Allerdings werden diese Einflüsse bereits durch den thermischen Fingerprint erklärt. Somit ergänzen sich die Fingerprintmethoden additiv. Weiters wurden die Temperaturen des Mittelmeeres auch für alle Seen und Flüsse übernommen, was natürlich auch eine grobe Vereinfachung ist. Seen wie der Attersee haben deutlich tiefere Temperaturen als zum Beispiel der Neusiedlersee. Bei einer möglichen Erweiterung des Fingerprints auf ganz Europa muß darauf hingewiesen werden, dass die Mittelmeertemperaturen keineswegs mit dem des Atlantiks vergleichbar sind.

In wie weit die Küstenfingerprint-Muster in den Analysen erkannt werden, wird sich noch nach der Feinabstimmung in den Analysen zeigen.

Literatur

- [1] Arya S.Pal, 2001: "Introduction to Micrometeorology", International Geophysics Series, Volume 79, Second Edition
- [2] Asai R. W., 1978: "Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation: A numerical experiment", J. Meteorol. Soc. Jpn., 56(6), 559-570
- [3] Banta R. M., Oliver L. D., and Levinson D. H., 1993: "Evolution of the Monterey Bay sea breeze layer as observed by pulsed doppler radar", J.Atmos.Sci., 50, 3959-3982
- [4] Bergmann Schäfer, "Erde und Planeten", Walter De Gruyter, Band 7, 2.Auflage
- [5] Blackadar A. K., 1976: "Modeling the nocturnal boundary layer". Preprints, Third Symp. on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, Raleigh, NC, Amer. Meteor. Soc., 46-49
- [6] Burridge D.M., Gadd A.J., 1974: "The Meteorological Office operational 10 level numerical weather prediction model", British Meteorological Office Tech. Notes Nos. 12 and 48. London Road, Bracknell, Berkshire, RG12 2SZ England, 57 pp.
- [7] Clarke R. H., 1984: "Colliding sea-breezes and the creation of internal atmospheric bore waves: Two dimensional numerical studies ", Aust. Meteorol. Mag., 32, 207-226
- [8] Davis J.A. , P.J. Robinson, und M.Nunez, "Radiation Measurements over Lake Ontario and the determination of emissivity." First Report. Contract No. H081276, Dept.Geography, McMaster University, Hamilton, Ontario.

- [9] Finkele K., J.M. Hacker, H. Kraus, and R.A.D. Byron-Scott, 1995: "A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations", *Boundary Layer Meteorol.*, 73, 299-317
- [10] GOS (Gruppo di Oceanografia da Satellite),
<http://gos.ifa.rm.cnr.it/index.php?id=464>, 1.Juli 2008
- [11] Hantel M.(Ed.), 2005: "Observed Global Climate", Landolt-Börnstein New Series (Group V: Geophysics), 6, Springer, Berlin, XXI +567 pp., ISSN 1616-9565 (Geophysics), ISBN-10: 3540-20206-4, DOI: 10.1007/b75667, <http://www.springerlink.com>
- [12] Hantel M., D. Mayer, 2006: "Skriptum Theoretische Meteorologie 2", Facultas Universitätsverlag
- [13] Holton J. R., 1992: "An Introduction to Dynamic Meteorology", 511p., Academic, San Diego, Calif.
- [14] Lotteraner C., 2001: "Land- und Seewinde am Neusiedlersee", Diplomarbeit, Univeristät Wien
- [15] MATLAB® & Simulink: <http://www.mathworks.com/>
- [16] McPherson R. D., 1970: "A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze", *J. Appl. Meteorol.*, 9, 767-777
- [17] Miller S.T.K., B. D. Keim, R. W. Talbot, and H. Mao, 2003: "Sea Breeze: Structure, Forcecasting, and Impacts", *Rev. Geophys.*, 41(3),1011, doi:10.1029/2003RG000124
- [18] Oke T.R., 1987: "Boundary Layer Climates", 2nd edn, Halsted, New York
- [19] Pichler H., 1997: "Dynamik der Atmosphäre", Spektrum Akademischer Verlag

- [20] Schönwiese C.D., 2000: "Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler", Gebrüder Borntraeger, 3.Auflage, Berlin, Stuttgart
- [21] Simpson J. E., 1994: "Sea Breeze and Local Winds", Cambridge Univ. Press. New York
- [22] Smith R. K., N. Crook, and G. Roff, 1982: "The Morning Glory: An extraordinary atmospheric undular bore", Q.J.R. Meteorological Soc., 108, 937-957
- [23] Steinacker R., Ratheiser M., Bica B., Chimani B., Dorninger M., Gepp W., Lotteranther C., Schneider S., and Tschanett S., 2006: "A Mesoscale Data Analysis and Downscaling Method over Complex Terrain", Monthly Weather Review, 134, 2758-2771
- [24] Landnutzungsdaten des U.S. Geological Surveys: <ftp://edcftp.cr.usgs.gov/pub/data/glcc/ea>, 1.Mai
- [25] VERA Homepage: <http://www.univie.ac.at/img-wien/vera/index.html>, 1.August
- [26] WetterOnline: <http://www.wetteronline.de/klima.htm>, 1.August
- [27] Xian Z., and Pielke R. A., 1991: "The effects of width of landmasses on the development of sea breezes", J. Appl. Meteorol., 30, 1280-1304

Abbildungsverzeichnis

1	Beispiel für einen Fingerprint. a) Topographie als Fingerprintvorgabe, b) Analyse nur durch die gegebenen Stationen, c) Analyse nach Anwendung des Fingerprints - mit einem $c = 1$.	3
2	Lokales Windsystem: Land- und Seewind. Durchgezogene Linien sind Isobaren, gestrichelte sind Linien gleichen spezifischen Volumens (gleicher Dichte) [4, S.286].	6
3	Konvention zur Auswertung des Land-See Windsystems aus Abb. 2. Richtung von p nach unten, von z nach oben, von x nach rechts positiv; $\Delta p, \Delta z, \Delta x$ zugehörige Intervalle (alle positiv). Gekrümmte Linien symbolisieren α – Flächen mit $\alpha_a < \alpha_b < \alpha_c$. Integrationsrichtung im Uhrzeigersinn [12, S.95].	7
4	a) Seewindsystem mit nach links gerichteter Druckgradientenkraft (PGF) und b) Nachbildung im Labor von Simpson (1997). Normales Wasser links, gesalzenes (dichteres) Wasser rechts. Aus [17, modifiziert].	9
5	Horizontale Ausbreitung von Land- und Seewindsystemen an der baltischen Küste. Ergebnisse sind als Prozente der eingetretenen Land- Seewinde dargestellt. Aus [21, S.25] nach Rossi, 1957.	11
6	Beobachtete Strahlungsbilanz über einem 0.2 m hohen Grasland bei Matador, Saskatchewan, am 30.Juli 1971. Aus Oke [18].	16
7	Schematische Darstellung typischer Energiebilanzen: Für Landoberflächen während des Tages (a), bzw während der Nacht (b). Die Länge der Pfeile gilt als Maß für die Größe der Flüsse. Aus Arya[1, S. 13].	19
8	Beobachtete Strahlungsbilanz über Lake Ontario an einem wolkenlosen Tag am 28.August 1969. [18, 8]	21

9	Schematische Darstellung a) einer Energiebilanz einer Schicht b) einer Flusskonvergenz c) einer Flussdivergenz. H_{in} und H_{out} stellt die Energieflüsse dar, die die Schicht bezieht, bzw. ab- gibt. Man beachte, dass H_{out} nicht gleich H_G ist. Aus Arya [1, S. 17].	22
10	Gesamtbilanz über dem Land für 24 Stunden. Das Modell be- ginnt um 4:00 morgens und läuft 24 h.	28
11	Skizze zur Berechnung der Temperatur untertags.	29
12	Zeitlicher Verlauf der Grenzschichthöhe über dem Land. Die gestrichelte Linie symbolisiert die Grenzschichthöhe, die als Fiktivum über Nacht bestehen bleibt.	32
13	Temperaturverlauf über Land. Der schwarze Querstrich mar- kiert das Maximum.	33
14	Temperaturverlauf über drei Tage. Die Bodentemperatur be- sitzt einen größeren Schwankungsbereich.	34
15	Mittlere Oberflächentemperatur des Mittelmeers von Juni 2007 - Juli 2008, aus [10].	35
16	Der Meeresoberflächentemperatur angegliche Cosinuskurve (Zeitspanne von Jänner bis Dezember).	36
17	Skizze zur Berechnung des Bodendrucks.	37
18	Druckverlauf über Land.	38
19	Skizze zur Berechnung der nächtlichen Inversion.	39
20	Berechnung der Grenzschicht-und Inversionshöhe am 21. Juni.	41
21	Temperaturverlauf mit Inversionsbildung.	41
22	Druckverlauf mit Inversionsbildung.	42
23	Korrigierter Tagesverlauf für die Temperatur über Land und Meer.	44
24	Korrigierter Tagesverlauf für den Druck über Land und Meer.	44
25	Land-Meer Maske. Rot=Land; Blau=Meer/Seen.	45

- 26 Skizze der Temperatur- und Druckverteilung während a) Seewind (tagsüber) und b) Landwind (nachts). Die Pfeile repräsentieren die Zirkulationsrichtung. Die gestrichelte Linie stellt die Druckverteilung und die durchgezogene die Temperaturverteilung dar. 46
- 27 Skizze der Umgebungsabhängigkeit. Die grünen Punkte stellen die Landpunkte und die blauen die Meerespunkte dar. Hellblau, rosé und hellgrün sind die Gebiete (in diesem Fall mit einem Raster von 1), die zur Berechnung des jeweilig zentralen Punkts herangezogen werden. 48
- 28 Schematische Darstellung der einzelnen Programmierungsschritte. Die blauen Punkte stellen die Meerespunkte dar und die grünen die Landpunkte. Die roten Pfeile symbolisieren die Umgebungsanpassung und die orangen die Erhöhung durch ΔT 49
- 29 Beispiel der vorläufigen Berechnung entlang der Küste. 49
- 30 Skizze der vorläufigen Berechnung. Zeitpunkt T_x entspricht der maximalen Temperatur. In der oberen Abbildung ist in Rot die Differenz der bereits geschehenen Anpassung ersichtlich. In der unteren Abbildung wird der erste Landpunkt im Zeitschritt $T_x + 1$ durch ΔT unter die Meerestemperatur gesetzt. 51
- 31 Fehlerhafte Druckverteilung am Beispiel des Podeltas. Es bilden sich Druckinseln an der Küste. 52
- 32 Skizze der Druckberechnung. 53
- 33 a) Ausbildung des Seewindsystems zum Zeitpunkt der maximalen Landtemperatur (16:00Uhr) am 21.Juni b) dazugehörige Druckverteilung. Der Einflussradius beträgt 3 km und die zeitliche Auflösung 30 Minuten. 55

34	a) Ausbildung des Landwindsystems zum Zeitpunkt der minimalen Landtemperatur (4:00Uhr) am 21.Juni. b) Druckverteilung des Landwindsystems zum Druckmaximum (ebenso 4:00Uhr). Der Einflussradius beträgt 3 km und die zeitliche Auflösung 30 Minuten.	57
35	Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt von Seewind im Ausschnitt der VERA Analyse.	59
36	Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt von Landwind im Ausschnitt der VERA Analyse.	60
37	Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt von Seewind im Ausschnitt der VERA Analyse.	61
38	Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt von Landwind im Ausschnitt der VERA Analyse.	62
39	Temperaturverlauf des Modells für den 21. Dezember.	63
40	a) Druckverlauf am 21. Dezember, b) Simuliertes Seewindsystem am 21. Dezember. Temperaturverteilung zum Zeitpunkt der maximalen Landtemperatur.	65
41	a) Simuliertes Landwindsystem am 21. Dezember zum Zeitpunkt der minimalen Landtemperatur, b) zum Zeitpunkt des maximalen Drucks.	66
42	Simuliertes Seewindsystem am 21. Dezember zum Zeitpunkt des minimalen Drucks.	67
43	Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt des simulierten Seewinds im Ausschnitt der VERA Analyse.	68
44	Feldverteilung der Temperatur zum Zeitpunkt des simulierten Landwindes im Ausschnitt der VERA Analyse.	69
45	Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt des simulierten Seewinds im Ausschnitt der VERA Analyse.	70
46	Feldverteilung des Drucks zum Zeitpunkt des simulierten Landwinds im Ausschnitt der VERA Analyse.	71

47	Korrelationen zwischen a) den Druckfeldern des Tages und der Nacht, b)Temperaturfeldern des Tages und der Nacht im Sommer.	73
48	Korrelationen zwischen a) den Druckfeldern der Winternacht und des Sommertags, b) den Temperaturfeldern der Sommer- nacht und des Wintertags.	73

Tabellenverzeichnis

1	Albedo und Emissionsvermögen verschiedener Bodenarten zusammengestellt von Arya [1, Zusammengesetzt aus Sellers (1965), Kondratyev (1969), Oke (1987)].	17
2	Molekular-thermische Eigenschaften natürlicher Materialien zusammengestellt von Arya [1, 2001]: Dichte ρ , spezifische Wärmekapazität c , Wärmekapazität C , Leitfähigkeit k , und Diffusionsvermögen α_H	24
3	Klimawerte in Grad C für Juni von Stationen der nördlichen italienischen Adria. Von [26].	26
4	Korrelationskoeffizienten r für Sommer mit Winter.	74

⁴Ich habe mich bemüht sämtliche Urheberrechte ausfindig zu machen, sollte aber dennoch eine Urheberrechtsverletzung bekannt werden, ersuche ich um Meldung bei mir.

Danksagung

Abschließend möchte ich all denjenigen, die mich während meiner Arbeit unterstützt und ermuntert haben, danken. Zu aller Erst möchte ich mich bei meinem Betreuer Prof. Steinacker bedanken, der die Idee für diese Diplomarbeit hatte. Vielen Dank für ihre Zeit und ihre Mithilfe bei so manchen kniffligen Problemen.

Weiters möchte ich mich auch bei den Mitarbeitern des Instituts, ganz im speziellen bei Dieter Mayer bedanken. Vielen Dank für deine Mithilfe, ohne dich hätte ich Ewigkeiten gebraucht! Ich danke auch allen anderen, die sich bei Diskussionen bezüglich einiger Berechnung beteiligt haben - tolles Teamwork!

Ein weiterer Dank an meine Eltern, ohne deren Unterstützung mein Studium nicht möglich gewesen wäre!

Abschließend danke ich allen meinen Studienkollegen für die wunderschöne Zeit, die wir miteinander verbracht haben. Ich hoffe, wir bleiben weiterhin in Kontakt!

Curriculum Vitae

PERSÖNLICHE DATEN

Name: Marlies KRIEGLER

Staatsbürgerschaft: Österreich

Geburtstag: 21.12.1983

Geburtsort: Graz

Eltern: Mag. Kriegler Inge, Dipl.Ing. Kriegler Wolfgang

AUSBILDUNG:

1990-1994 VS Gösting

1994-1996 BG Carnerigasse

1996-2002 BRG Kepler

2000-2001 Aberdeen High School, Austauschjahr in WA, USA

2002-2003 1.Studienabschnitt der Meteorologie und Geophysik, Universität
Wien

seit 2003 2.Studienabschnitt der Meteorologie, Universität Wien