

# **Kleinskalige Variabilität in einem Gebiet permanenten Auftriebs vor der Küste Perus**

Bachelorarbeit

im Bachelorstudiengang (B.Sc.)

**Physik des Erdsystems:**

**Meteorologie - Ozeanographie - Geophysik**

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der

**Christian-Albrechts-Universität zu Kiel**

vorgelegt von

**Eike Köhn**

Matrikelnummer: 1005856

Erstgutachter: Prof. Dr. Torsten Kanzow

Zweitgutachter: Dr. Marcus Dengler

Kiel

Juni 2014







# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>1</b>
1.1	Zusammenfassung . . . . .	1
1.2	Abstract . . . . .	1
<b>2</b>	<b>Einleitung</b>	<b>3</b>
2.1	Motivation . . . . .	3
2.2	Küstennaher Auftrieb vor Peru . . . . .	3
2.3	Das oberflächennahe Strömungsfeld vor der Küste Perus . . . . .	5
2.4	Submesoskalige Prozesse . . . . .	6
2.5	Fragestellung der Arbeit . . . . .	8
<b>3</b>	<b>Daten und Methoden</b>	<b>9</b>
3.1	Daten . . . . .	9
3.2	Methoden . . . . .	11
<b>4</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>14</b>
4.1	Mittlerer Zustand der Auftriebsfront . . . . .	14
4.2	Variabilität der Auftriebsfront . . . . .	17
4.2.1	Variabilität des atmosphärischen Windantriebs . . . . .	18
4.2.2	Variabilität des Temperaturfeldes . . . . .	21
4.2.3	Variabilität der horizontalen Oberflächenströmung . . . . .	25
4.2.4	Relative Vorticity und Rossby Zahl . . . . .	29
4.3	Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	31
<b>5</b>	<b>Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>33</b>
<b>6</b>	<b>Ausblick</b>	<b>37</b>
<b>7</b>	<b>Literatur</b>	<b>38</b>



# 1 Zusammenfassung

## 1.1 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird die Variabilität einer Auftriebsfront vor der Küste Perus bei 13.7°S auf Längenskalen von 1 bis 10km untersucht. Dabei werden Temperatur-, Strömungs- und Windmessungen der Meteor 93 Fahrt vom 16.-18. Februar 2013 verwendet.

Die Daten zeigen im Mittel eine Temperaturfront bis in 80-100 Meter Tiefe und bestätigen in dieser Tiefe die Existenz des Maximums des polwärtig strömenden “Peru-Chile Undercurrents” (PCUC) mit einer über die Messungen annähernd konstanten Strömungsgeschwindigkeit von  $>20\text{cm/s}$ . Oberflächennah herrscht eine deutlich ausgeprägte Variabilität der Front. Die äquatorwärtigen, küstenparallelen Winde wehen über die Messungen konstant aus Süd-Süd-Ost, variieren allerdings stark in ihrer Geschwindigkeit. Im Laufe des Vormittags des 17. Februars zeigen die Winde einen Geschwindigkeitsrückgang von ca.  $11\text{m/s}$  auf  $<6\text{m/s}$ . Circa 9 Stunden zeitversetzt verschwindet ein auf der küstennahen Seite der Front bis in 40m Tiefe existierendes Strömungsmaximum in seewärtiger Richtung, welches mit einem windinduzierten Ekmantransport in Zusammenhang gebracht werden kann. Zeitgleich baut sich der anfänglich stark ausgeprägte horizontale Temperaturgradient von bis zu  $1.5^\circ\text{C}/10\text{km}$  innerhalb von 12 Stunden vollständig ab, wobei differentielle Erwärmung im Tagesgang als alleinige Ursache sich als nicht wahrscheinlich erweist. Während sich der Temperaturgradient abbaut, prägen sich oberflächennahe Strömungs- und Temperaturanomalien auf Längenskalen von 2-3km aus. Mit Hilfe einer Näherung der relativen Vorticity lässt sich das Strömungsfeld in den Regionen der Anomalien durch Rossbyzahlen  $\mathcal{O}(1)$  charakterisieren. Die hohen Rossbyzahlen legen nahe, dass eine submesoskalige Dynamik beim Abbau der Front vorliegt. Die Hypothese, dass die Front nach Abschwächen des Windes instabil werde und Deckschichtinstabilitäten am Abbau des horizontalen Temperaturgradienten beteiligt seien, ist plausibel. Extrem geringe Deckschichttiefen (ca. 10m), die Verschmelzung zeitlicher und räumlicher Variabilität sowie dominante Signale von internen Wellen erschweren dabei die Vermessung der Deckschicht.

## 1.2 Abstract

Variability of an upwelling patch off the coast of Peru at 13.7°S is studied on horizontal lengthscales from 1-10km. In this study temperature, velocity and wind measurements of the Meteor 93 cruise from February 16 to February 18, 2013 are analyzed.

The data shows on average a temperature front reaching 80-100m deep. At this depth the velocity maximum of the poleward flowing Peru-Chile Undercurrent (PCUC) is reached with almost constant velocities  $>20\text{cm/s}$ . Variability close to the surface is highly pronounced. The equatorward winds blow constantly parallel to the coast but vary significantly in their strength. Throughout the morning of February 17, windspeed decreases from approximately  $11\text{m/s}$  to  $<6\text{m/s}$ . A change in the near surface velocity field can be observed about 9 hours later when on the eastern side of the front a seaward velocity maximum, possibly associated with winddriven Ekman transport and reaching 40m deep, vanishes. Simultaneously, a strong temperature gradient at the surface with initial values ranging up to  $1.5^\circ\text{C}/10\text{km}$  is depleted within 12 hours where differential warming due to variations in the course of the day proves not to be the only factor. During this process small temperature and velocity anomalies on lengthscales from 2-3km develop. A vorticity proxy is used to show values of Rossby numbers being  $\mathcal{O}(1)$  within these anomalies. Thus, submesoscale dynamics are likely to be active in the reduction of the temperature gradient. The hypothesis, that the front grows unstable after the stabilizing winds weaken and that mixed layer instabilities contribute to the reduction of the horizontal temperature gradient seems plausible. Extremely shallow mixed layers, the mergence of spatial and temporal variability as well as dominant internal wave signals complicate the analysis of the evolution of the mixed layer.

## 2 Einleitung

### 2.1 Motivation

Starker Auftrieb kalter, nährstoffreicher Wassermassen entlang der peruanischen Küste führt zu einer hohen biologischen Produktivität, sodass das Humboldtstromsystem weltweit der produktivste östliche Randstrom mit einem Anteil von 18-20% am globalen Fischfang ist (*Penven et al.*, 2005) und die Fischerei einen wichtigen Bestandteil der peruanischen Wirtschaft darstellt (*Chavez et al.*, 2008). Unterhalb der hoch produktiven oberflächennahen Schicht existiert innerhalb des äquatornahen Randstromsystems eine stark ausgeprägte Sauerstoffminimumzone (OMZ), in der der Eintrag an Sauerstoff geringer ist als der Verbrauch von  $O_2$  durch den Abbau des heruntersinkenden organischen Materials (*Karstensen et al.*, 2008). Bei der Ventilation der OMZ spielt der direkte Gasaustausch zwischen OMZ und Atmosphäre eine wichtige Rolle. Die oberflächennahe Deckschicht im Ozean ist dabei die zu durchquerende Grenzschicht und bestimmt somit durch ihre Beschaffenheit die Intensität des Austauschs. Da Regionen, in denen starke Vertikalgeschwindigkeiten vorherrschen, wie zum Beispiel an Fronten, die Transportkanäle für Gase und andere Eigenschaften sind (*Ferrari*, 2011), ist es wichtig, diese Regionen näher zu untersuchen.

Die Existenz starker lateraler Dichtegradienten ist im Zusammenhang mit schwacher Schichtung in der ozeanischen Deckschicht eine wichtige Voraussetzung für submesoskalige Prozesse, die zur Restratifizierung der Deckschicht beitragen (*Boccaletti et al.*, 2007). Auf Grund kleiner räumlicher und kurzer zeitlicher Skalen sind diese nur schwer im Feld zu messen. Ein besseres Verständnis von submesoskaligen Prozessen und deren Effekte ist wichtig, um Modelle, welche die Submesoskala auflösen, zu validieren und um ihre Effekte in groben Ozean- und Klimamodellen zu parametrisieren (*Fox-Kemper et al.*, 2008).

### 2.2 Küstennaher Auftrieb vor Peru

An den Osträndern der Ozeane auf der Südhalbkugel herrschen vorwiegend südöstliche Passatwinde vor, die entlang der Küste äquatorwärts wehen. Diese küstenparallele Winde führen zu einem seewärts gerichteten Ekmantransport und einer horizontalen Strömungsdivergenz an der Küste. *Lentz* (1992) hat hohe Übereinstimmung zwischen dem erwarteten vertikal integrierten Ekmantransport von  $U_E = \frac{1}{f\rho}\tau_0^y$ , wobei  $\tau_0^y$  die küstenparallele Windschubspannung,  $f$  den Coriolisparameter sowie  $\rho$  die Dichte darstellt, und den im Feld gemessenen Werten gezeigt. Wegen der Strömungsdivergenz muss an der Küste aus

Kontinuitätsgründen Wasser aus tieferen Schichten an die Oberfläche gebracht werden (*Brink, 1998*). Dieses Phänomen wird als küstennaher Auftrieb bezeichnet. Das aufgetriebene, kalte Wasser an der Oberfläche ist häufig durch eine starke Front von dem weiter von der Küste entfernten, warmen Oberflächenwasser getrennt. In Regionen mit periodischem Auftrieb ist diese Front stärker ausgeprägt als in Regionen permanenten Auftriebs (*Brink, 1998; Hill et al., 1998*). Im Fall von küstenparallelen Winden, die in ihrer Stärke zur Küste hin abnehmen, wird die Divergenz des Ekmantransports an der Küste kleiner, es entsteht jedoch ein zyklonaler Windstresscurl, der ebenfalls zu positiven vertikalen Geschwindigkeiten führt (*Capet et al., 2004; Penven et al., 2005*). *Capet et al.* (2004) zeigen, dass geringe Windabnahmen zur Küste hin zu punktuellerem und intensiverem Auftrieb führen, als durch Winde mit starker Geschwindigkeitsabnahme. Gerade die für die Auftriebsdynamik wichtige Struktur des Windfeldes wird von heutigen satellitengestützten Windprodukten innerhalb von 50km Entfernung von der Küste nicht ausreichend und präzise genug aufgelöst (*Capet et al., 2004; Croquette et al., 2007; Albert et al., 2010; Colas et al., 2011*). Regionale Windanalysen werden immer häufiger in Modellläufe eingespeist, um die kleinskalige Windstruktur zu erhalten (*Capet et al., 2004*). Laut *Colas et al.* (2011) werden Modelle von Auftriebsregionen nicht signifikant besser, solange der Wind als primärer Antrieb des Auftriebs nicht höher aufgelöst gemessen und in Modelle eingearbeitet wird. Dies zeigt, wie wichtig kleinräumige Windanalysen für ein besseres Verständnis von Auftriebsgebieten sind.

Die Küste Perus dient als gutes Beispiel für ein küstennahes Auftriebsgebiet. Die vorherrschenden äquatorwärtigen Passatwinde werden durch den Gebirgszug der Anden gezwungen entlang der Küste nach Norden zu wehen (*Strub et al., 1998*), wobei diese durch starken Land-Seewind moduliert werden (*Brink et al., 1983*). Die starken Winde führen zu ausgeprägtem Auftrieb, welcher das Perustromsystem über das ganze Jahr zu einem produktiven östlichen Randstromsystem macht (*Penven et al., 2005*). Die Intensität der küstenparallelen Winde und somit auch des küstennahen Auftriebs erreicht ihr Maximum im australen Winter (im Folgenden sind Jahreszeiten immer auf die Südhalbkugel bezogen) (*Strub et al., 1998*). In dieser Zeit sind die Temperaturfronten an der Oberfläche auf Grund der allgemein geringeren Oberflächentemperaturen schwächer ausgeprägt (*Strub et al., 1998*). Maximale Temperaturgradienten an der Auftriebsfront und maximale Chlorophyll-a Konzentrationen entlang der peruanischen Küste sind im Spätsommer und frühen Herbst zu finden (z.B. *Vazquez-Cuervo et al. (2013); Echevin et al. (2008)*). Die phasenverschobenen Wind- und Chlorophyll-a Maxima erklären *Echevin et al. (2008)* mit dem Jahresgang der Deckschichttiefe, welche im Sommer ihr Minimum erreicht.

## 2.3 Das oberflächennahe Strömungsfeld vor der Küste Perus

Das PCS (Peru Current System) erstreckt sich entlang der peruanischen Küste von ca. 5°S bis 20°S und bildet somit den nördlichen Abschnitt des östlichen Randstroms im Südpazifik. Als Teil des antizyklonal rotierenden südpazifischen Gyres ist die Dynamik des PCS hauptsächlich windgetrieben (*Chaigneau et al.*, 2013). Das PCS weist an der Oberfläche zwei ausgeprägte äquatorwärtige Strömungen auf. Direkt an der Küste bis 5°S strömt der PCC (Peru Coastal Current), welcher dort den westwärts strömenden SEC (South Equatorial Current) speist (*Penven et al.*, 2005), während sich ferner von der Küste (ca. 150km (*Chaigneau et al.*, 2013)) der POC (Peru Oceanic Current) befindet, der bereits ab ca. 15°S nach Westen abdreht (*Wyrtki*, 1967). Der PCC transportiert das aufgetriebene kalte, salzhaltige Wasser nach Norden, ist hauptsächlich windgetrieben (*Wyrtki*, 1966, 1967) und wird durch starke auftriebsbedingte Temperatur- bzw. Dichtefronten an der Küste über Anpassung an die Geostrophie zusätzlich verstärkt (*Chaigneau et al.*, 2013). Das Geschwindigkeitsmaximum des PCC geht mit dem Windmaximum im Winter einher (*Strub et al.*, 1998; *Penven et al.*, 2005).

Unter der Oberfläche dominieren zwei polwärtige Strömungen. Dazu gehört zum einen der PCUC (Peru-Chile Undercurrent) und zum anderen der schwächere PCCC (Peru-Chile Countercurrent). Während der PCCC südwärts strömt zwischen 80°W und 84°W (*Penven et al.*, 2005) und Geschwindigkeiten in 50m Tiefe von bis zu 10cm/s erreicht (*Huyer et al.*, 1991), strömt der PCUC in einem ca. 100km breiten Band an der Küste und der Schelfkante entlang. Der PCUC bezieht seine Wassermassen dabei hauptsächlich aus den SSCCs ("Subsurface Countercurrent", äquatorparallele Strömungen zwischen 1°N und 1°S, sowie 7°S und 8°S) und zu geringeren Anteilen aus dem EUC (Equatorial Undercurrent) (*Montes et al.*, 2010). Letzterer teilt sich bei den Galapagosinseln in zwei Arme auf und erreicht mit dem südlichen Arm bei 5°S die peruanische Küste (*Tsuchiya und Talley*, 1985; *Lukas*, 1986). Der PCUC transportiert relativ warmes, salzhaltiges (*Colas et al.*, 2011), nährstoffreiches und sauerstoffarmes Wasser nach Süden (*Gunther*, 1936). Die mittlere südwärtige Strömung durch den PCUC dominiert ab einer Tiefe von ca. 20m (*Brink et al.*, 1983) und erreicht zwischen 12°S und 15°S in ca. 100-150m Tiefe sein Geschwindigkeitsmaximum von  $> 14\text{cm/s}$  (*Chaigneau et al.*, 2013). *Penven et al.* (2005) zeigen, dass der PCUC teilweise bis 5m unter oder gar an die Oberfläche kommen und somit einen Gegenstrom zum PCC bilden kann. Die Nähe zur Küste macht den PCUC zur Hauptquelle des auftreibenden Wassers entlang der peruanischen Küste (*Wyrtki*, 1963; *Brink et al.*, 1983).

Variabilität im PCS existiert auf mehreren Zeitskalen. Auf interannualen Zeitskalen ist das PCS durch seine Nähe zum Äquator durch Variabilitäten der ENSO (“El Niño and Southern Oscillation”) beeinflusst (*Lukas, 1986; Penven et al., 2005*). Auf Zeitskalen von Wochen bis Monaten bestimmen mesoskalige Wirbel die Variabilität. Entlang der ausgeprägten Auftriebsfront vor der Küste Perus entstehen durch starke horizontale und vertikale Strömungsscherungen Instabilitäten, die zur Bildung von mesoskaligen Wirbeln führen (*Penven et al., 2005; Colas et al., 2011*). Obwohl in östlichen Randströmen generell hohe Strömungsvariabilitäten durch Instabilitäten von baroklinen equatorwärtigen Jetströmungen vorherrschen (*Hill et al., 1998*), ist dennoch wenig über turbulente Prozesse im PCS auf dieser Längenskala bekannt (*Penven et al., 2005*). Polwärtig durchlaufende Kelvinwellen sorgen mit Perioden von 60-70 Tagen entlang der Küste Perus ebenfalls für hohe Variabilität der Strömungen (*Pietri et al., 2014*). Im Rahmen dieser Arbeit liegt der Fokus auf Variabilitäten auf Zeitskalen von Stunden bis wenigen Tagen und auf Längenskalen von  $\mathcal{O}(1 - 10)$ km. Prozesse auf diesen Skalen werden mit submesoskaliger Dynamik in Verbindung gebracht, die im Folgenden kurz beschrieben wird.

## 2.4 Submesoskalige Prozesse

In den obersten 10-100m der Ozeane entwickelt sich typischerweise eine turbulente Deckschicht, die sich im Gegensatz zu tieferen Wassermassen durch ihre vertikale Homogenität bzgl. der Dichte auszeichnet bzw. in der der vertikale Dichtegradient gegen Null geht. Im eindimensionalen, vertikalen Verständnis konkurrieren Prozesse, die zur Stratifizierung der Deckschicht beitragen, z.B. Erwärmung der Oberfläche von oben, mit turbulenten Prozessen die zum Abbau der Schichtung führen, u.a. angeregt durch Windeintrag, Oberflächenabkühlung und Strömungsscherungen (*Brink, 1998*). Dabei wird die Rolle horizontaler, advektiver Prozesse bei der Betrachtung der Deckschichtentwicklung nicht ausreichend beachtet (*Boccaletti et al., 2007*).

Die Turbulenz im oberen Ozean wird klassischerweise in drei Bewegungsarten eingeteilt. Dazu gehören *a*) mesoskalige geostrophische Wirbel (2D Turbulenz), *b*) interne Wellen und *c*) mikroskalige 3D Turbulenz. *Lévy et al. (2012)* benennen submesoskalige Frontalprozesse als eine weitere wichtige Art der turbulenten Bewegungsart an der Ozeanoberfläche. Durch Instabilitäten und Wirbel im mesoskaligen Strömungsfeld entstehen Regionen, an denen die relative Vorticity der Strömung  $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$  die Größenordnung der Erdrotation  $f$  erreicht. In diesen Regionen gilt demnach für die Rossbyzahl  $Ro = \xi/f = \mathcal{O}(1)$  (*Thomas et al., 2008*). Die großen Rossbyzahlen unterscheiden die Dynamik dieser Re-

gionen von der mesoskaligen, quasi-geostrophischen ( $Ro \ll 1$ ) Dynamik. Der dennoch spürbare Einfluss der Erdrotation und der Schichtung grenzt die Submesoskala von der dreidimensionalen mikroskaligen Dynamik ab. Submesoskalige Dynamik wird demnach oft durch  $Ro = \mathcal{O}(1)$  definiert (*Thomas et al.*, 2008).

Submesoskalige Frontalprozesse finden an stark ausgeprägten lateralen Dichtegradienten statt, die durch Instabilitäten im mesoskaligen Strömungsfeld oder durch konvergente Strömungen entstehen (*Thomas et al.*, 2008). Für die horizontale Längenskala in der submesoskaligen ozeanischen Deckschicht gilt nach *Thomas et al.* (2008)  $L = NH/f$ , wobei  $N$  die Schichtung der Deckschicht (in der Regel sehr schwach bis nicht vorhanden),  $H$  die Deckschichttiefe und  $f$  den Coriolisparameter darstellen. Typische Werte ergeben hier eine Längenskala von  $L = \mathcal{O}(1-10)km$ , während sich die vertikale Längenskala auf  $\mathcal{O}(H)m$  beläuft. Die typische Zeitskala submesoskaliger Prozesse beträgt  $\mathcal{O}(1)$  Tag (*Lévy et al.*, 2012) bzw.  $\mathcal{O}(f^{-1})$  Tage (*Thomas et al.*, 2008).

An starken lateralen Dichtegradienten werden die steilen Isopyknen durch eine induzierte vertikale ageostrophische Zirkulation wieder zurückgestellt. Die bei submesoskaligen Fronten einhergehenden Vertikalgeschwindigkeiten erreichen Werte bis zu  $\mathcal{O}(100)m/Tag$  (*Mahadevan und Tandon*, 2006) und sind somit deutlich größer als Vertikalgeschwindigkeiten im übrigen Ozean ( $\mathcal{O}(1-10)m/Tag$ ) (*Klein und Lapeyre*, 2009; *Ferrari*, 2011).

Der Zerfall der Fronten in der Deckschicht kann entweder durch Nachlassen der frontbildenden Bedingungen oder durch Instabilitäten und einhergehende sekundäre Zirkulationen geschehen. Durch letztere wird der laterale Dichtegradient schneller abgebaut (innerhalb weniger Stunden) und in eine vertikale Schichtung der Deckschicht umgewandelt, diese also stratifiziert. Laut *Boccaletti et al.* (2007) übernehmen Deckschichtinstabilitäten (MLI - “Mixed Layer Instabilities”) eine dominante Rolle bei der Restratifizierung der Deckschicht sofern starke laterale Dichtegradienten existieren.

Submesoskalige Prozesse sind aus anderen Gründen ebenfalls beachtenswert. Durch Instabilitäten der submesoskaligen Fronten und Bildung von submesoskaligen Wirbeln kann Energie aus der geostrophisch balancierten Mesoskala extrahiert und in der turbulenten Mikroskala dissipiert werden. Somit stellt die Submesoskala eine mögliche Verknüpfung dieser beiden klar getrennten Regime in der Energiekaskade dar (*Molemaker et al.*, 2010; *D’Asaro et al.*, 2011). Große Vertikalgeschwindigkeiten können an Fronten einen großen Einfluss auf den Transport von Tracern zwischen Deckschicht und tieferen Wassermassen haben, wodurch eine Kopplung physikalischer und biogeochemischer Prozesse auf kurzen Zeit- und Längenskalen gegeben ist (*Lévy et al.*, 2012). Außerdem wird durch Vertikalgeschwindigkeiten oberflächennahes Wasser häufig ausgetauscht, wodurch submesoskalige

Prozesse ein wichtiger Faktor im Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre sind (*Ferrari, 2011*).

Da moderne Satelliten durch technische Begrenzungen und Modelle auf Grund von Limitierung der Berechnungskapazität submesoskalige Prozesse nicht auflösen können (benötigt:  $dx \ll 1km$ ) und somit zum Beispiel starke SST Gradienten im Ozean unterschätzt werden (*Capet et al., 2008*) oder modellierte Deckschichttiefen zu groß sind (*Fox-Kemper et al., 2008; Fox-Kemper und Ferrari, 2008*), müssen die Effekte parametrisiert werden. Dabei wird bisher häufig die Parametrisierung von *Fox-Kemper et al. (2008)* verwendet, welche jedoch nicht den Effekt von Wind berücksichtigt (*Mahadevan et al., 2010*). *Thomas und Lee (2005)* zeigen, dass frontparallele Winde in Richtung der geostrophischen Strömung (“down-front winds”) die Frontolyse aufhalten können. Grundlage dabei ist ein windinduzierter Ekmantransport von der dichten zur weniger dichten Seite der Front, der dem Abbau horizontaler Dichtegradienten durch MLI entgegenwirkt. Winde in entgegengesetzter Richtung können somit eine Restratifizierung durch MLI beschleunigen.

## 2.5 Fragestellung der Arbeit

Ziel dieser Arbeit soll die Beschreibung und Analyse der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Temperatur, Strömungs- und Windfeldes innerhalb eines Auftriebsgebiets auf dem Schelf vor Peru bei 13.7°S sein. Basierend auf Messdaten von der M93 Fahrt, beschränkt sich die Beschreibung der räumlichen Variabilität auf Längenskalen von 1-10km und der zeitlichen Variabilität auf Zeitskalen von Stunden bis wenigen Tagen. Besonderer Fokus liegt dabei auf den Veränderungen in den oberen 100m der Wassersäule. Dabei kommt der Frage, wie das Temperatur- und Geschwindigkeitsfeld auf den variablen Windantrieb reagieren, eine zentrale Bedeutung zu. Dieser Arbeit liegt die Hypothese zugrunde, dass während der Messungen bei 13.7°S ein submesoskaliger Zerfallsprozess der Auftriebsfront aufgezeichnet wurde. Diese Hypothese wird in der Diskussion dieser Arbeit auf ihre Plausibilität überprüft.

## 3 Daten und Methoden

### 3.1 Daten

Die Grundlage dieser Arbeit bilden Messungen von der Meteor 93 (M93) Fahrt vor der Küste Perus im Februar/März 2013. Die Fahrt deckte den Breitenbereich zwischen 14°S und 12°S in einem Korridor von der Küste Perus bis ca. 150km vor der Küste ab. In dieser Arbeit liegt der Fokus auf den Messungen, die in einem Gebiet in der Nähe von Pisco (14°S-13.6°S und 76.75°W und 76.45°W) durchgeführt wurden, welches sich während der Fahrt durch sehr geringe Oberflächentemperaturen auszeichnete (Abbildung 1). Im Verlauf der Arbeit wird dieses Gebiet als “Auftriebspatch” bezeichnet. Der Zeitraum der Messungen beläuft sich dabei auf den 16.-19. Februar.

Die verwendeten Daten bestehen aus *a)* Unterwegs-Oberflächentemperaturmessungen vom äußeren Temperatursensor des Thermosalinographen (TSG), *b)* Unterwegs-Windmessungen, *c)* Strömungsmessungen mit dem Schiffs-ADCP (vmADCP), *d)* vertikale Temperatur und Salzgehaltsprofile aus CTD (Conductivity, Temperature, Depth) Messungen und *e)* vertikale Temperaturprofile aus Mikrostrukturmessungen (MSS).

Die TSG Temperaturmessungen wurden mit einem externen SBE-38 Digitalthermometer durchgeführt. Dieses befindet sich an der vorderen, linken Bordwand der FS Meteor in ca. 3.5-4 Meter Tiefe unter der Wasseroberfläche. Das Temperatursignal wurde in 10-Sekunden-Intervallen gemessen und wird hier tiefpassgefiltert verwendet. Der verwendete Butterworth-Filter ist dabei von 2. Ordnung und hat eine Grenzperiode von 250 Sekunden. Die Winddaten wurden vom “Weather” Sensor aufgezeichnet und bereits in absolute Windrichtung und Geschwindigkeit umgerechnet. Der Sensor ist in die “Bordwetterwarte FS Meteor” des Deutschen Wetterdienstes (DWD) integriert und befindet sich in einer Höhe von 35.5 Metern<sup>1</sup>. Winddaten liegen in 60s Intervallen vor. Ein verwendetes Kriterium veranlasst, dass Wind- und TSG Temperaturdaten, die bei unkonstanter Schiffsgeschwindigkeit oder auf Station gemessen wurden, herausgefiltert werden. Die hier verwendeten Strömungsmessungen wurden mit einem 75kHz vmADCP aufgezeichnet. Die Geschwindigkeitsmessungen liegen in der Vertikalen in 4m Bins vor. Der oberste Bin liegt in 9-13m, die Mitte in 11m Tiefe. Die Messungen sind bereits in 1-Minuten Ensembles gemittelt und anschließend durch ein 3-Minuten Gleitmittel geglättet.

Während der M93 Fahrt wurden insgesamt 160 CTD Stationen durchgeführt. Die Stationen #72 bis #75 sowie #81 bis #85 liegen in dem oben genannten Auftriebspatch

---

<sup>1</sup>aus “Bordwetterwarte FS METEOR” von <http://www.dwd.de/>

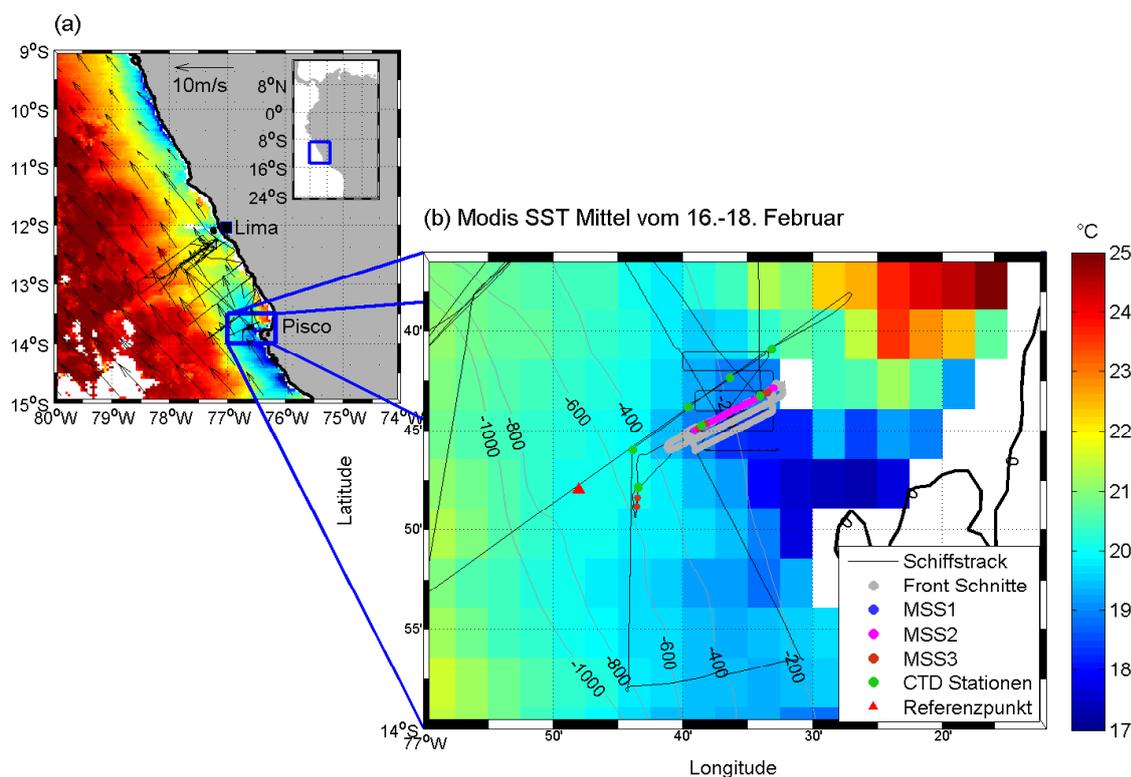
bei Pisco und werden in dieser Arbeit näher betrachtet. Die Mikrostrukturmessungen im Auftriebspatch beschränken sich auf zwei kontinuierlich gemessene Schnitte (MSS1 und MSS2) und einen Schnitt, bestehend aus drei Stationen mit jeweils 3 bzw. 4 MSS Profilen (MSS3). Zusammen mit den MSS3 Mikrostrukturprofilen wurden die CTD Profile #81 bis #85 gemessen, sodass diese mit in den MSS3 Schnitt eingehen, während die CTD Profile #72 bis #75 einen eigenen Schnitt bilden. Zusätzlich werden täglich aufgelöste MODIS Temperaturdaten zur Beschreibung der Oberflächentemperatur (SST = “Sea Surface Temperature”) verwendet.<sup>2</sup> Die Daten stammen dabei je nach Wolkenlage vom Aqua bzw. Terra Sensor im “day” Überflug. Das MODIS SST Produkt hat eine horizontale Auflösung von 4km. Die großräumige Beschreibung des Windfeldes beruht auf ASCAT (Advanced Scatterometer) Daten<sup>3</sup>. Die Auflösung der Winddaten beträgt  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , was bei  $14^\circ\text{S}$  einer Auflösung von ca. 27km entspricht.

Abbildung 1 zeigt die Fahrtroute der Meteor (schwarze Linie) in der peruanischen Schelfregion. Farblich gezeigt sind die MODIS SST Daten, gemittelt über den 3-Tages-Zeitraum vom 16. bis 18. Februar 2013. Im Fokus dieser Arbeit liegt die Vermessung des Auftriebsgebietes bei ca.  $13.7^\circ\text{S}$  in der Nähe von Pisco, das sich u.a. durch verminderte SST Werte auszeichnet. Der vergrößerte Kartenbereich zeigt den südlichen Fahrtabschnitt mit dem SST Mittel und den oben genannten Messstationen (CTD und MSS Profile). Die Messungen wurden über drei Tage hinweg vom 16.-18. Februar durchgeführt (Abbildung 2). Am 16. Februar wurde der erste CTD Schnitt etwas weiter nördlich als die “Frontschnitte” gefahren, welche über den 17. und 18. Februar gefahren wurden. Dazwischen liegen sieben zonale “Matratzenschnitte”. Die Einteilung der Fahrtroute in Frontschnitte und Matratzenschnitte wird im folgenden Unterkapitel beschrieben. Am Ende des 18. bis zum Morgen des 19. Februars wurde der MSS3 Schnitt mit den zusätzlich 5 CTD Stationen vermessen.

---

<sup>2</sup>MODIS Aqua und Terra Daten stammen vom OceanColor Projekt der NASA und stehen unter <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> zur Verfügung.

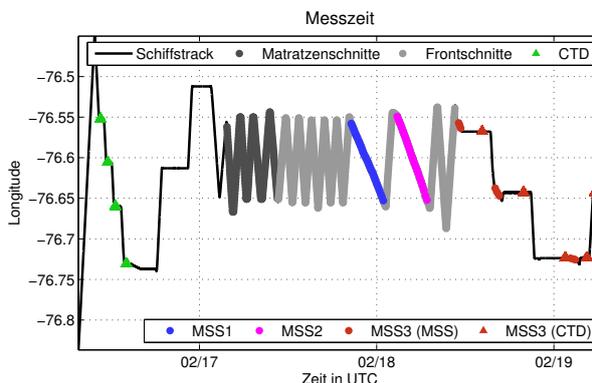
<sup>3</sup>ASCAT Winddaten stammen vom Asia-Pacific Data-Research Center der University of Hawai'i und stehen unter <http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/ascap.php> zur Verfügung



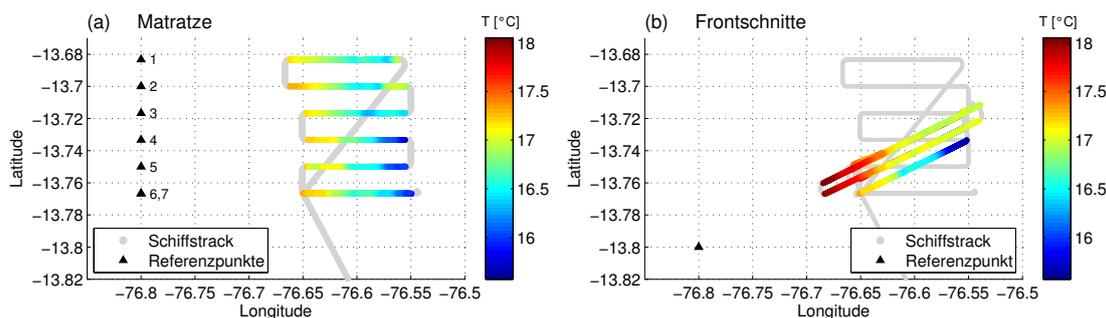
**ABB. 1:** Übersicht über M93 Fahrtroute und Messstationen bei ca. 13.7°S. Die großskalige Karte in a) zeigt die gesamte Fahrtroute (scharze Linie) zusammen mit den MODIS SST Daten und ASCAT Winddaten, gemittelt für den Zeitraum vom 16. bis 18. Februar. Der vergrößerte Kartenausschnitt in b) zeigt die Fahrtroute (schwarz), SST, Isobathen in 200m Intervallen (grau, 0m in dick schwarz), sowie Orte der MSS und CTD Messungen. Der Referenzpunkt (rotes Dreieck) liegt bei 76.8°W und 13.8°S. In Grau sind die Frontschnitte gekennzeichnet.

### 3.2 Methoden

Die Fahrtroute bei ca. 13.7°S beschreibt zunächst eine rechteckige “Matratze”, bei der sieben ca. 11km lange zonale Schnitte beginnend im Norden nach Süden in Abständen von 1.85 km abgefahren werden (siehe Abbildung 3a). Dabei liegen “Matratzenschnitt” 6 und 7 auf dem gleichen Breitengrad. Die wärmeren Ober-



**ABB. 2:** Überblick über zeitliche Abfolge der Messungen.



**ABB. 3:** Aufteilung der Messkampagne in Matratzenschnitte (a) und Frontschnitte (b). Farblich gekennzeichnet ist TSG Temperatur entlang der Route. In (b) sind nur die letzten Temperaturmessungen auf dem jeweiligen Track zu sehen.

flächentemperaturen reichen entlang der südlichen Matratzenschnitte weiter nach Osten als im Norden. Verfolgt man die  $17^{\circ}\text{C}$  Signatur jedes Schnittes, so erkennt man, dass, unter der Annahme der zeitlichen Konstanz, die Temperaturfront nicht in Nord-Süd Richtung, sondern vielmehr von Nordwest nach Südost verläuft und somit der Topographie entlang des Schelfs folgt (ca. 200m Isobathe (siehe Abbildung 1b)). Um die zeitliche Abfolge frontaler Prozesse bestmöglich aufzulösen und beschreiben zu können, wird eine Vermessung orthogonal zur Temperaturfront, entlang der stärksten SST Gradienten gewählt. Dazu wird aus den Schnitten 4, 5, 6 und 7 die Position des höchsten und niedrigsten Temperatursignals gewählt und anschließend eine Achse durch diese beiden gelegt. Die Achse, welche somit unter der oben getroffenen Annahme annähernd senkrecht zur Front verläuft, ist um  $16.56^{\circ}$  gegen den Uhrzeigersinn gedreht. Im Anschluss an die 7 Schnitte der Matratze werden 17 weitere Schnitte quer zur Front gefahren. Abbildung 3b zeigt, dass diese "Frontschnitte" auf 3 Tracks, parallel zur Achse gefahren werden. Die drei Tracks liegen weniger als 1 km voneinander entfernt, eignen sich somit für die Beschreibung der zeitlichen Variabilität. Frontschnitte, die mit einer ungeraden Zahl nummeriert sind, werden zur Küste hin gefahren. Geradzahlige Frontschnitte sind die Rückwege von der Küste weg. Entlang der Frontschnitte 12 und 14 existieren die Mikrostrukturschnitte MSS1 und MSS2.

Die mit Hilfe des Schiffs-ADCPs gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten werden im Folgenden immer rotiert dargestellt, wobei die meridionale Komponente zur Geschwindigkeit entlang der Front und die zonale Komponente zur Geschwindigkeit über die Front bzw. quer zur Front gedreht wird. Positive, frontparallele ("alongfront") Geschwindigkeiten implizieren eine Strömung nach Nordosten. Positive Geschwindigkeiten quer zur Front ("crossfront") gehen einher mit einer Strömung in Richtung zur peruanischen Küste.

Ein Referenzpunkt bei 13.8°S und 76.8°W wird für den CTD Schnitt, die Frontschnitte, sowie die Mikrostrukturschnitte gewählt, um die räumliche Struktur dieser Schnitte miteinander vergleichen zu können (siehe Abbildung 3b). Für die Matratzenschnitte liegen die Referenzpunkte auf den jeweiligen Breitengraden der Schnitte entlang des 76.8°W Längengrades (siehe Abbildung 3a).

Im Laufe dieser Arbeit werden verschiedene Kenngrößen berechnet, um den Zustand und die Variabilität der Front zu charakterisieren. Die Berechnungen sollen im Folgenden kurz erklärt werden. Die Deckschichttiefe wird mit Hilfe eines  $\Delta T = 0.2^\circ C$  Kriteriums berechnet. Dabei werden Temperaturdifferenzen jeweils zum ersten gemessenen Temperaturwert der Profile verglichen.

Die Brunt-Väisälä Frequenz  $N$  ist ein Maß für die Stabilität der Schichtung innerhalb der Wassersäule. Für sie gilt

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (1)$$

wobei  $\rho$  die Dichte und  $g$  die Gravitationsbeschleunigung bezeichnet. Die Schichtung in der Deckschicht ist im Allgemeinen sehr gering. Um  $N$  in der Deckschicht zu bestimmen, besteht die hier verwendete Methode darin, innerhalb der Deckschicht eines Profils die gemessenen Dichtewerte zunächst aufsteigend zu sortieren. Die Steigung eines linearen Fits an die sortierten Dichtewerte liefert ein  $\partial \rho / \partial z$ , was durch Einsetzen in Gleichung 1 die Schichtung liefert. Ebenfalls mit Hilfe eines linearen Fits bzw. dessen Steigung wird die mittlere lokale Strömungsscherung  $\partial v / \partial z$  entlang von vertikalen Strömungsprofilen gebildet. Als letzte Kenngröße wird die relative Strömungsvorticity  $\xi$  entlang der Fahrtroute berechnet. Für diese gilt allgemein

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (2)$$

Da  $\partial u / \partial y$  entlang der Fahrtroute nicht bestimmt werden kann, reduziert sich  $\xi$  hier zu  $\xi = \partial v / \partial x$ . Obwohl dies nur eine Näherung der Vorticity darstellt, ist sie bereits eine aussagekräftige Kenngröße. Eine genaue Diskussion der Signifikanz dieser Methode ist in *Rudnick* (2001) gegeben. Durch Normierung der relativen Vorticity mit dem Coriolisparameter  $f$  ergibt sich die Rossbyzahl  $Ro$ .

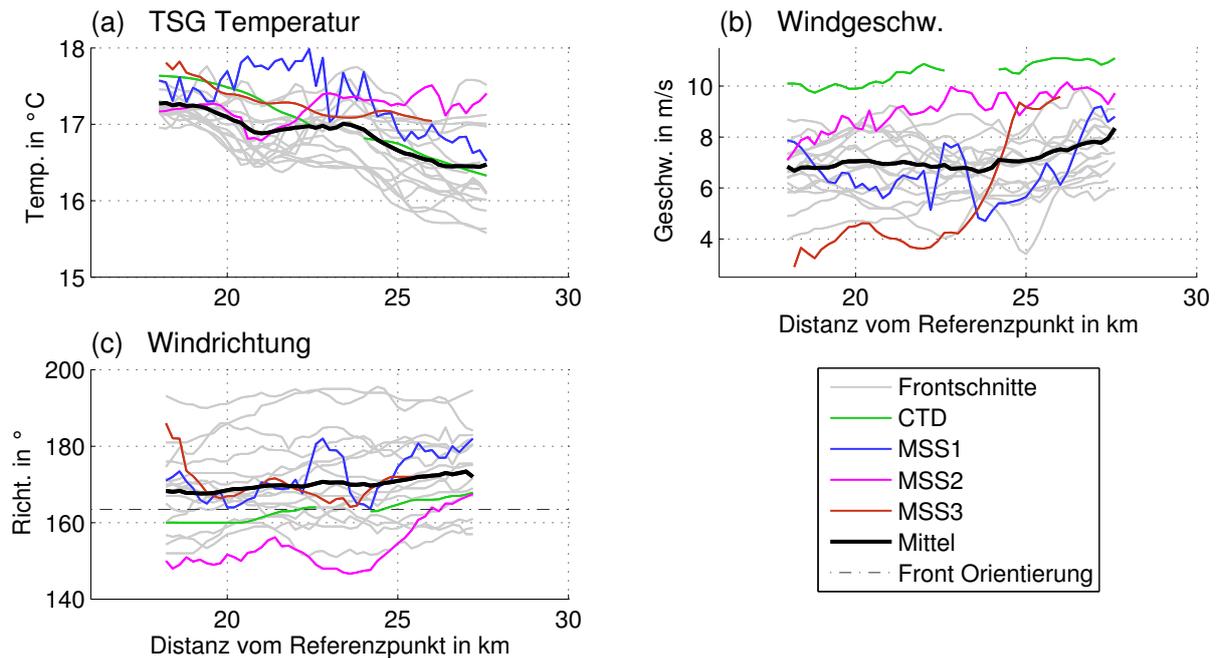
## 4 Ergebnisse

Aus den vorliegenden Daten wird im Folgenden mit Fokus auf die Frontschnitte ein mittlerer Zustand bestimmt, von dem ausgehend im zweiten Teil die Variabilität der Front beschrieben wird.

### 4.1 Mittlerer Zustand der Auftriebsfront

Entlang der Küste Perus werden zur Küste hin auftriebsbedingt abnehmende SST Werte sowie küstenparallele, äquatorwärtige Winde, die zur Küste hin in ihrer Geschwindigkeit abnehmen, erwartet. In Abbildung 1a, in welcher farblich die SST vor Peru in einem 3-Tages-Mittel der MODIS Aqua und Terra Daten vom 16.-18. Februar gezeigt wird, ist die erwartete Auftriebsdynamik vor Peru durch geringere SST-Werte entlang der Küste zu erkennen. Der vergrößerte Kartenausschnitt in Abbildung 1b zeigt, dass das Untersuchungsgebiet am nördlichen Ende eines Auftriebsgebietes liegt, das sich von ca. 15°S nach Norden erstreckt (siehe Abbildung 1a) und nordwestlich der Paracas Halbinsel endet. Die Minimumtemperatur innerhalb des Auftriebsgebietes beträgt gemittelt über die drei Tage 17.25°C. Sowohl weiter entfernt von der Küste als auch nordöstlich des Auftriebsgebietes steigt die Temperatur stark an und erreicht in Abbildung 1b ihr Maximum in der Bucht nördlich von Paracas bei 13.7°S. Die geringe räumliche und zeitliche Auflösung der MODIS SST Daten macht es dennoch nahezu unmöglich, die räumliche Verteilung und zeitliche Variabilität der Oberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet mit diesem Datensatz ausreichend zu beschreiben. Das ebenfalls eingezeichnete 3-Tages-Mittel der oberflächennahen Winde bestätigt zudem die Existenz der erwarteten Passatwinde. Der gezeigten Abnahme der Windstärke zur Küste hin ist auf Grund der geringen räumlichen Auflösung, sowie der Zweifel an der Qualität des Windprodukts in Küstennähe (*Capet et al.*, 2004; *Croquette et al.*, 2007; *Albert et al.*, 2010) allein qualitativ und nicht quantitativ zu vertrauen.

Um ein mittleres Windprofil über die Front zu erstellen, werden alle parallel zu den Frontschnitten verlaufenden Windprofile vom 16. bis 19. Februar gewählt, auf 200m Bins gegridet und anschließend gemittelt. Dazu gehören die Profile des CTD Schnitts, der 17 Frontschnitte, einschließlich der Mikrostrukturschnitte MSS1 und MSS2, sowie des Mikrostrukturschnitts MSS3. Abbildungen 4b und 4c zeigen dabei jeweils die Windgeschwindigkeit und Windrichtung der Profile sowie deren Mittel. Die Windgeschwindigkeit zeigt zwischen den Schnitten eine große Variabilität und schwankt dort größtenteils zwi-

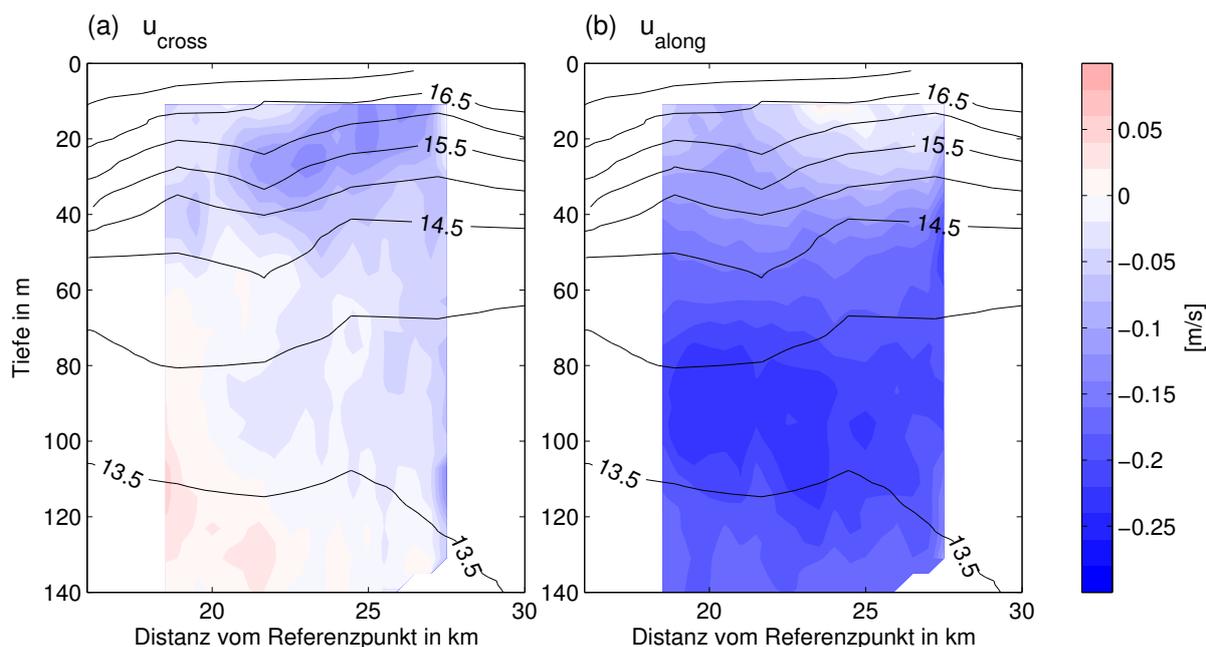


**ABB. 4:** a) TSG Temperaturen, b) Windgeschwindigkeit und c) Windrichtung entlang der 4 Hydrographieschnitte und der 15 weiteren Frontschnitte. Profile sind auf 200m Bins gebracht. Die Mittel sind über alle Profile gebildet. Die Lücke in den CTD Schnitten wird durch die Datenfilterung an der CTD Station #73 verursacht.

schen 4 und  $10\text{m/s}$ . Das mittlere Windgeschwindigkeitsprofil zeigt einen nahezu konstanten Verlauf über die Front bei ca.  $7\text{m/s}$  liegt. Eine Ausnahme bildet dabei das Profil des MSS3 Schnitts. Dort liegt die Geschwindigkeit bei Kilometer 17.5 bei ca.  $3\text{m/s}$  und bei Kilometer 27.5 bei ca.  $10\text{m/s}$ . Dazwischen liegt bei Kilometer 24 ein starker Geschwindigkeitsanstieg vor. Im Mittel steigt die Windgeschwindigkeit zur Küste hin ab Kilometer 24 von ca.  $7\text{m/s}$  auf  $8\text{m/s}$  leicht an.

Die Windrichtung ist entlang der Schnitte annähernd konstant und variiert zwischen den Schnitten zwischen ca.  $150^\circ$  und  $190^\circ$ . Im Mittel weht der Wind aus ca.  $170^\circ$  (Süd-Süd-Ost Wind) und ist damit annähernd frontparallel, da diese eine der Windrichtungsangabe angepassten Orientierung von  $163.4^\circ$  aufweist (gestrichelte Linie in Abbildung 4c).

Um analog eine Aussage über das mittlere Temperaturprofil über die Front hinweg zu treffen, wurden die gleichen Schnitte wie für das mittlere Windprofil gewählt. In Abbildung 4a sind die Temperaturprofile gemeinsam mit dem mittleren Temperaturverlauf über die Front hinweg dargestellt. Die Temperatur weist zur Küste hin eine abnehmende Tendenz in fast allen Profilen auf. Alle Profile besitzen bei Kilometer 17.5 Temperaturen zwischen  $17^\circ\text{C}$  und  $18^\circ\text{C}$ , während sie bei Kilometer 27.5 zwischen Temperaturen von



**ABB. 5:** Mittlere Strömungsgeschwindigkeit a) quer zur Front (rot: zur Küste) und b) entlang der Front (blau: nach Süden). Zur Mittelung sind 17 Frontschnitte, sowie CTD und MSS3 Schnitt auf 0.5km Bins gebinnt. Schwarze Kontourlinien stellen in a) und b) das mittlere Temperaturfeld aus den 4 auf 2.5km Bins gebrachten Hydrographieschnitten (CTD,MSS1,MSS2,MSS3) dar.

15.5°C und 17.5°C liegen. Im mittleren Temperaturprofil fällt die Temperatur über 10km um ca. 0.75°C ab. Das Mittel zeigt dennoch zwischen Kilometer 21 und 23 entgegen dem negativen Temperaturgradienten einen leichten Temperaturanstieg zur Küste hin.

Um eine Aussage über das vertikale Temperaturfeld zu treffen, stehen nur ein CTD Schnitt und die drei Mikrostrukturschnitte zur Verfügung. Diese sind jeweils auf 2.5km Bins gebracht und anschließend gemittelt in den Abbildungen 5a und 5b durch Kontourlinien in den oberen 140m der Wassersäule gegen die Entfernung vom Referenzpunkt aufgetragen. In den gleichen Abbildungen ist außerdem die Strömungsgeschwindigkeit über alle Schnitte auf 500m Bins gebracht und gemittelt dargestellt.

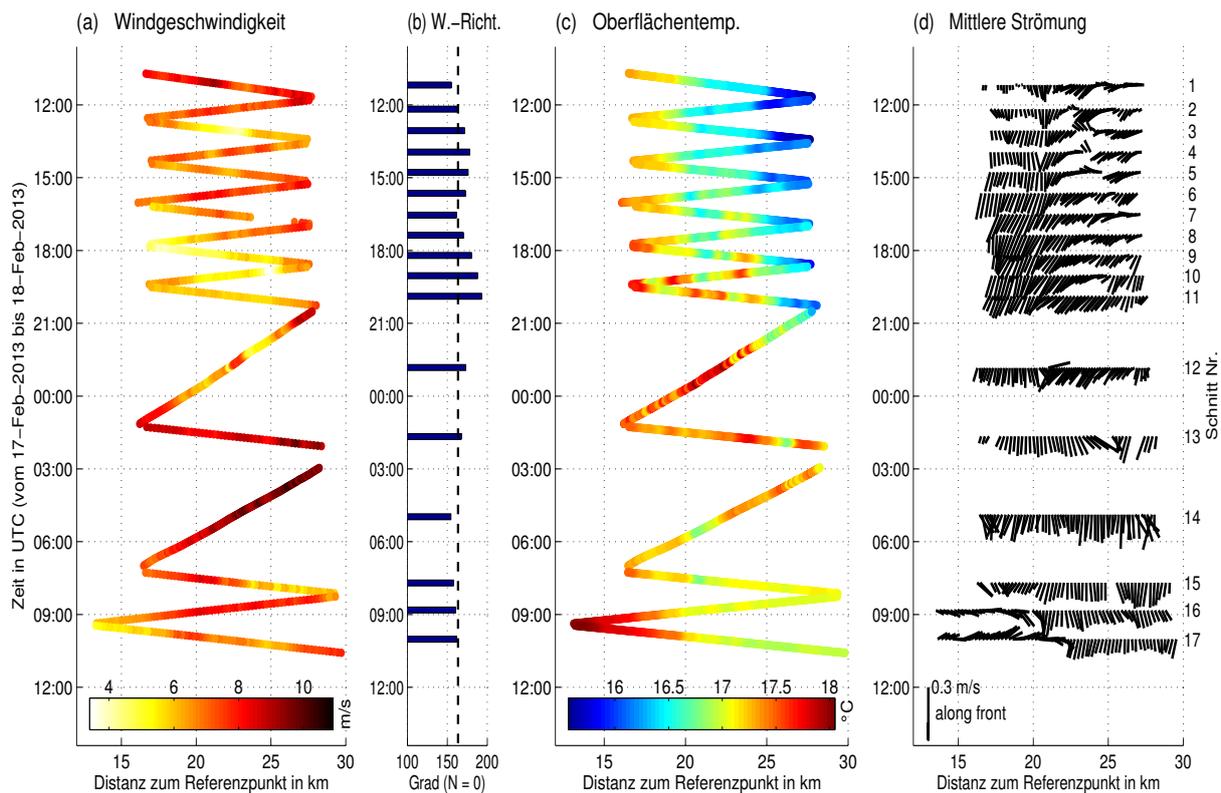
In den oberen 50m der Wassersäule sind die Isothermen dichter gedrängt und zeigen zwischen Kilometer 20 und 27.5 eine tendenziell positive Steigung der Isothermen, in Übereinstimmung mit der erwarteten auftriebsbedingten Frontstruktur. Die kältere Wassermasse liegt nahe an der Küste in geringeren Tiefen als weiter ab von der Küste (bzw. näher am Referenzpunkt). Dabei erreicht die 17°C Isotherme die Oberfläche, in Übereinstimmung mit den TSG Temperaturmessungen (Abbildung 4a). In einer Tiefe von 80-100m kehrt

sich die Neigung der Isothermen um. Die gezeigte  $13.5^{\circ}\text{C}$  Isotherme wird tiefer mit zunehmender Entfernung vom Referenzpunkt, während die  $14^{\circ}\text{C}$  Isotherme eine positive Steigung aufweist. Die Umkehr der Isothermen geht mit einem Geschwindigkeitsmaximum der Strömung entlang der Front in südlicher Richtung einher (Abbildung 5b). Diese erreicht ebenfalls zwischen 80 und 100m Tiefe Geschwindigkeiten von  $|u_{\text{alongfront}}| > 20\text{cm/s}$ . Die Tiefe und Strömungsstärke stimmt mit dem dort von z.B. *Chaigneau et al.* (2013) beobachteten PCUC überein. Die Intensität dieser polwärtigen Strömung nimmt bei geringerer Tiefe ab und erreicht ihr Minimum in den obersten gemessenen Schichten (9-13m ADCP Tiefen-Bin). Bei Kilometer 25 erreicht die alongfront Geschwindigkeit annähernd  $0\text{m/s}$ , eine Umkehrung der Strömung entlang der Front findet jedoch nicht statt. Abbildung 5a zeigt die mittlere Strömungsgeschwindigkeit quer zur Front. In den oberen ca. 50m überwiegt eine Strömung von der Küste weg, wobei zwischen Kilometer 22 und 27.5 die höchsten Geschwindigkeiten erreicht werden ( $\sim 0.1\text{m/s}$ ). Die Tiefe des Maximums nimmt mit größerer Entfernung von der Küste zu und scheint der Isothermenneigung zu folgen. Unterhalb der  $14.5^{\circ}\text{C}$  Isothermen überwiegen zwischen Kilometer 18 und 21 Geschwindigkeiten zur Küste hin und näher an der Küste eine Strömung von der Küste weg. Die Strömungsamplituden sind hier allerdings deutlich geringer ( $\mathcal{O}(10^{-2})\text{m/s}$ ) als in den oberen Metern der Wassersäule.

Zusammenfassend zeigt der mittlere Zustand sowohl an der Oberfläche, als auch bis in eine Tiefe von bis zu ca. 80-100m Tiefe eine Temperaturfront mit kälteren Wassermassen auf der küstennahen Seite, bevor sich die Isothermenneigung in dieser Tiefe, begleitet von einem mit dem PCUC assoziierten Geschwindigkeitsmaximum der alongfront Komponente, umkehrt. Die crossfront Geschwindigkeit zeigt in 20-40m Tiefe ein prägnantes Strömungsmaximum von der Küste weg. Der mechanische Windantrieb der Atmosphäre ist über die Front hinweg in der Stärke und Richtung annähernd gleichmäßig, jedoch zeichnen sich stärkere zeitliche und räumliche Variationen von Schnitt zu Schnitt ab. Im Folgenden soll nun auf die zeitliche und räumliche Variabilität der Front, durch nähere Betrachtung der Temperatur, der Strömung, des Windes und anderer Kenngrößen, wie Temperaturgradienten, Deckschichttiefen und Vorticity eingegangen werden.

## 4.2 Variabilität der Auftriebsfront

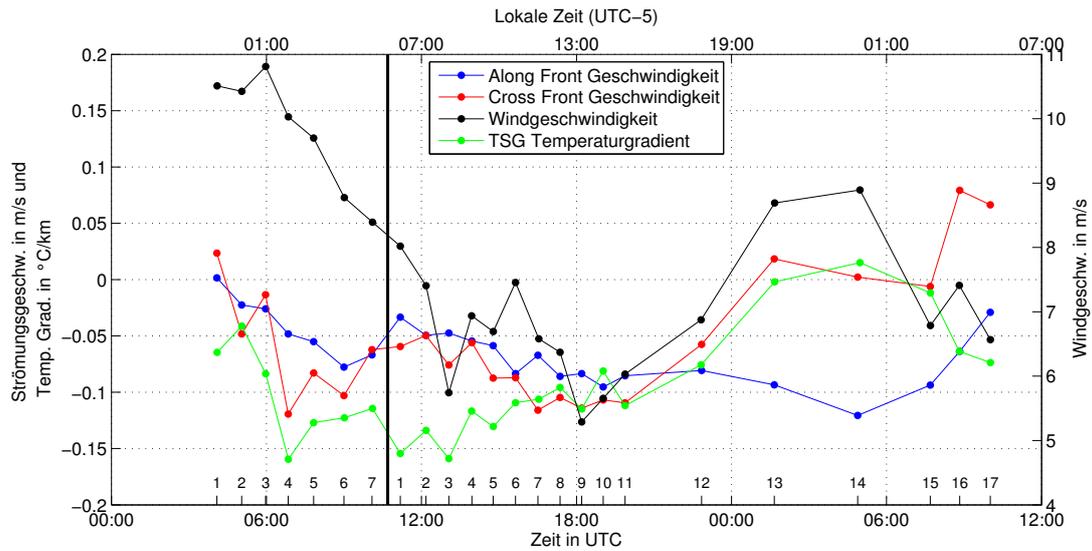
Die Messungen im Auftriebsgebiet, insbesondere entlang der 17 Frontschnitte, erlauben auf Grund der hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung eine nähere Beschreibung und Analyse der Variabilität auf kurzen Zeit- und Längenskalen.



**ABB. 6:** Windgeschwindigkeit (a), mittlere Windrichtung (b), Oberflächentemperatur (TSG) (c) und mittlere oberflächennahe Strömung (d) im Hovmoeller-Plot entlang der Frontschnitte. Strömungspfeile in (d) sind durch lokale Mittelung der Strömung der obersten 8 ADCP-Bins (bis 41m Tiefe) gebildet. Zeitliches Mittel der Schnitte wird in b) und d) zur Platzierung auf y-Achse verwendet.

#### 4.2.1 Variabilität des atmosphärischen Windantriebs

Zunächst wird die Variabilität des atmosphärischen Antriebs durch den Wind untersucht. Die Windrichtung entlang der Frontschnitte ist annähernd konstant (graue Linien in Abbildung 4c). Die Variabilität zwischen den Schnitten ist in Abbildung 6b gezeigt mit den mittleren Windrichtungen der Schnitte. Dabei wird die nahezu konstante Parallelität zur Front bestätigt. Eine kleine Anomalie existiert bei den Frontschnitten 9 bis 11, bei denen der Wind auf annähernd reinen Südwind dreht. Gegenüber der Windrichtung weist die absolute Windgeschwindigkeit sowohl räumlich als auch zeitlich eine hohe Variabilität auf. Abbildung 6a zeigt in einem Hovmöller-Plot beide Formen der Variabilität für die 17 Frontschnitte. Die Windgeschwindigkeit entlang der ersten sechs Schnitte ist räumlich annähernd konstant. Schnitt 3 stellt eine Ausnahme dar, da dort der Wind in der Mitte des Schnitts schon auf geringe Geschwindigkeiten abfällt, was in Übereinstimmung mit

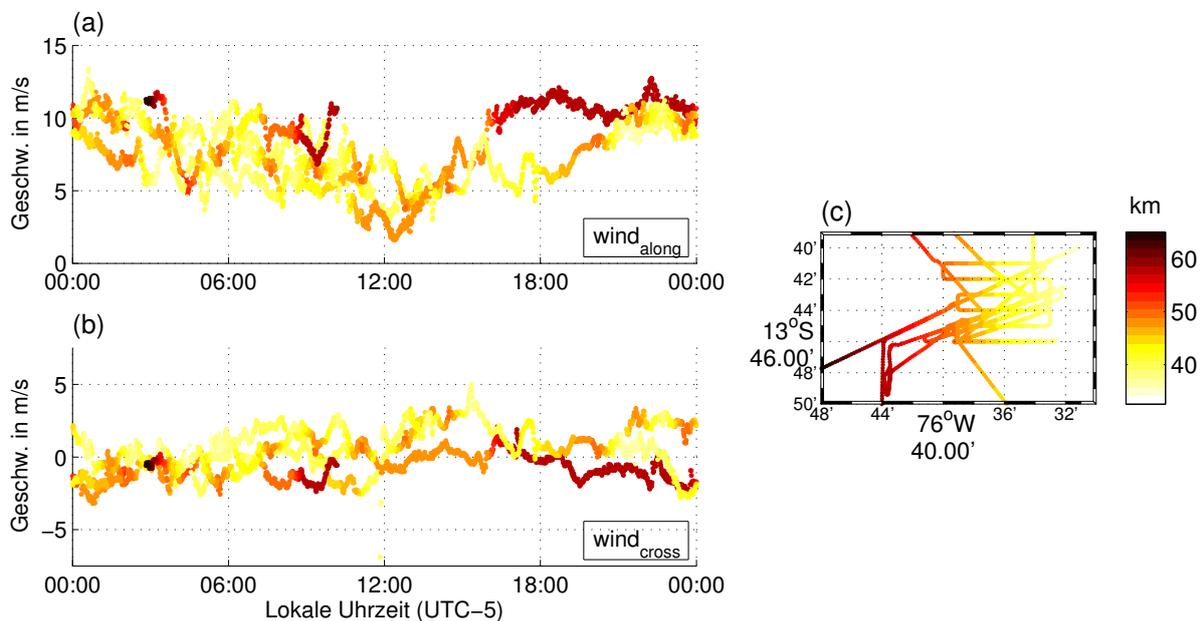


**ABB. 7:** Schnittmittel der Strömung in 9-41m Tiefe und Windgeschwindigkeit, sowie durch lineare Regression ermittelter Temperaturgradient der einzelnen Schnitte. Vertikaler Strich zeigt die Grenze zwischen Matratzenschnitten und Frontschnitten. Andere Referenzierung der Matratzenschnitte führt zu tendenziell positiveren Temperaturgradienten als bei Frontschnitten.

den in Abbildung 7 gezeigten mittleren Windgeschwindigkeiten der einzelnen Schnitte ist. Das Mittel zu Schnitt 3 fällt auf unter  $6m/s$ , während die restlichen Mittel der Frontschnitte 1 bis 8 deutlich darüber liegen. In Abbildung 7 sind darüber hinaus Mittel der Windgeschwindigkeit für jeden der Matratzenschnitte gezeigt. Diese zeigen in den ersten drei Schnitten stark erhöhte Windgeschwindigkeiten ( $> 10m/s$ ), welche über die folgenden vier Matratzenschnitte hinweg abnehmen. Dieser Trend setzt sich in den Frontschnitten 1 bis 8 fort. Die Mittel bestätigen somit den Eindruck aus Abbildung 6a mit abnehmendem Wind bis zum Minimum ( $\approx 5m/s$ ) bei Schnitt 9. Die Geschwindigkeiten sind in Schnitt 10 und 11 ähnlich gering, bevor sie zum Beginn von Schnitt 12 stark zunehmen und entlang dieses Schnittes eine hohe Variabilität aufweisen. Zunehmende Windgeschwindigkeiten sind entlang Schnitt 13 zu beobachten, die zu maximalen Windgeschwindigkeiten in Küstennähe bei Schnitt 14 führen (Abbildung 6a). Entlang dieses Schnittes sind die Geschwindigkeiten annähernd konstant hoch. Schnitt 15-17 zeigen einen erneuten Rückgang der Geschwindigkeiten mit Minima der Geschwindigkeit am Ostrand bei Schnitt 15 und am Westrand bei Schnitt 16 und 17 (Abbildung 6a).

Die ausgeprägte Variabilität des Windantriebs wird im Folgenden auf einen möglichen Zusammenhang mit dem Tagesgang untersucht. Die Winddaten der gesamten M93 Fahrt

innerhalb der Region zwischen  $76.8^{\circ}\text{W}$  und  $76.5^{\circ}\text{W}$  sowie  $13.8^{\circ}\text{S}$  und  $13.65^{\circ}\text{S}$  sind dazu in Abbildung 8 gezeigt. Die dortigen Windgeschwindigkeiten sind auf das Frontenkoordinatensystem gedreht und als alongfront und crossfront Wind in Abbildung 8a und 8b gegen die Stunde aufgetragen. Die geringe Anzahl der Messungen innerhalb dieser Region lässt keine verlässliche Aussage über den Tagesgang zu, es kann aber dennoch ein Minimum des küsten- bzw. frontparallelen Windes um 13 Uhr Mittags mit ca  $5\text{m/s}$  festgestellt werden, sowie ein Maximum um 0 Uhr nachts (ca.  $10\text{m/s}$ ). In großen Entfernungen zur Küste ( $> 55\text{km}$ ) ist der frontparallele Wind tendenziell stärker als in den Bereichen zwischen 40 und 50km Entfernung zur Küste. Die crossfront Windgeschwindigkeit zeigt eine



**ABB. 8:** Tagesgang des Windes. Die Windkomponente entlang der Front (a) sowie die Windkomponente quer zur Front (b) sind durch Drehung auf Frontenkoordinatensystem berechnet. In Abbildungen a) und b) gehen alle ungefilterten Winddaten aus der Region zwischen  $76.8^{\circ}\text{W}$  und  $76.5^{\circ}\text{W}$  sowie  $13.8^{\circ}\text{S}$  und  $13.65^{\circ}\text{S}$  ein (c). Farbe zeigt Entfernung zur Küste mit einem Referenzpunkt bei Pisco ( $76.2^{\circ}\text{W}$ ,  $13.7^{\circ}\text{S}$ ).

weniger eindeutige Struktur und insgesamt geringe Geschwindigkeitsstärken. Ein direkter Vergleich des Windes zwischen 2 Uhr nachts und 13 Uhr mittags zeigt, dass dieser nachts eine leicht seewärtige Komponente aufweist und mittags in Richtung Küste weht. Dieses Verhalten des Windes wäre im Einklang mit dem Land-See-Windsystem (*Brink et al.*, 1983).

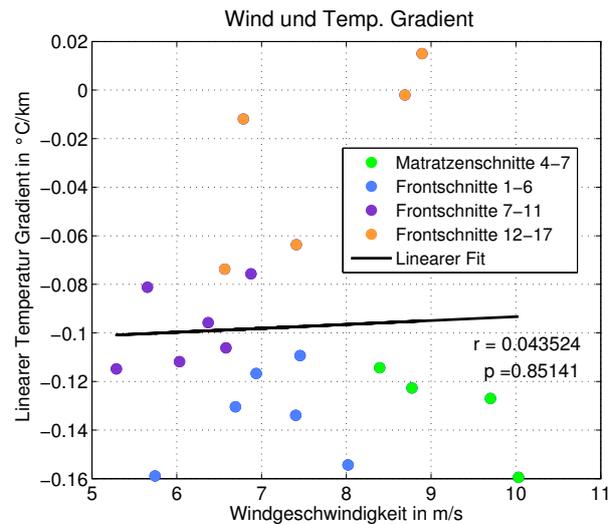
### 4.2.2 Variabilität des Temperaturfeldes

Analog zum Wind wird die zeitliche Entwicklung der Oberflächentemperaturen in Abbildung 6b und 7 dargestellt. In Letzterem ist anstelle der absoluten Temperaturen, der mittlere, durch lineare Regression bestimmte, Temperaturgradient der jeweiligen Schnitte gezeigt. Dabei sind außerdem die Temperaturgradienten entlang der Matratzenschnitte ausgewiesen. Diese sind nicht direkt mit den Gradienten der Frontschnitte vergleichbar, da bei den Matratzenschnitten der Gradient entlang der Fahrtroute berechnet und somit nicht quer zur Front vermessen wurde. Dadurch zeigen die Matratzenschnitte einen tendenziell schwächeren Temperaturgradienten. Die Gradienten der ersten drei Matratzenschnitte sind besonders gering, was mit dem Verlassen des Auftriebspatches im Norden des Messgebiets im Zusammenhang steht (siehe Abbildung 3a).

Die Temperaturgradienten der ersten fünf Frontschnitte liegen alle zwischen  $-0.1$  und  $-0.15^\circ\text{C}/\text{km}$  und decken sich mit dem qualitativen Eindruck aus Abbildung 6b. Dort zeigen die ersten fünf Frontschnitte die klare Frontstruktur in der Temperatur, mit den höchsten Temperaturen bei ca. 17 Kilometern Entfernung vom Referenzpunkt und den jeweiligen Temperaturminima an den küstennahen Punkten bei Kilometer 27. Die Frontschnitte 6 bis 11 zeigen über die Front hinweg eine ähnliche Struktur wie die Frontschnitte 1 bis 5 (siehe Abbildung 6b), jedoch zeichnet sich zwischen Kilometer 23 und 24 im Gegensatz zu den vorher nahezu monoton abfallenden Temperaturprofilen ein lokales Temperaturmaximum ab, welches bei jedem der Schnitte 6-11 auftritt und sich in seiner Intensität zunehmend verstärkt, bis es in Schnitt 10 sein Maximum erreicht. In Schnitt 11 besteht das Temperaturmaximum zwischen Kilometer 23 und 24 in abgeschwächter Form. Die Schnitte 10 und 11 weisen jeweils ein weiteres stark ausgeprägtes lokales Temperaturmaximum auf. Die Wiederkehr der lokalen Maxima zwischen den Frontschnitten an ähnlichen Entfernungen vom Referenzpunkt legt die Vermutung nahe, dass es sich bei diesen Temperatursignalen um kohärente Strukturen handelt. Die linearen Temperaturgradienten über die gesamten Schnitte betragen für Schnitt 6 bis 11 jeweils fast exakt  $-0.1^\circ\text{C}/\text{km}$ . Die Übergänge zwischen den Schnitten 7 und 8 sowie 9 und 10 am küstennahen Umkehrpunkt zeigen trotz zeitlicher Nähe (6 Minuten Abstand zwischen Schnitt 9 und 10) deutliche Unterschiede in der Temperatur von bis zu  $0.6^\circ\text{C}$  (zwischen Schnitt 9 und 10) auf. Die Schnitte 12-14 unterscheiden sich in ihrer Temperatursignatur deutlich von den vorherigen Schnitten. Es sind keine klaren wiederkehrenden Temperaturanomalien mehr entlang der Schnitte zu erkennen und die Temperaturen am östlichen Rand (zwischen Kilometer 27 und 28) sind deutlich höher. Während Schnitt 12 noch einen deutlich negativen Temperaturgradienten

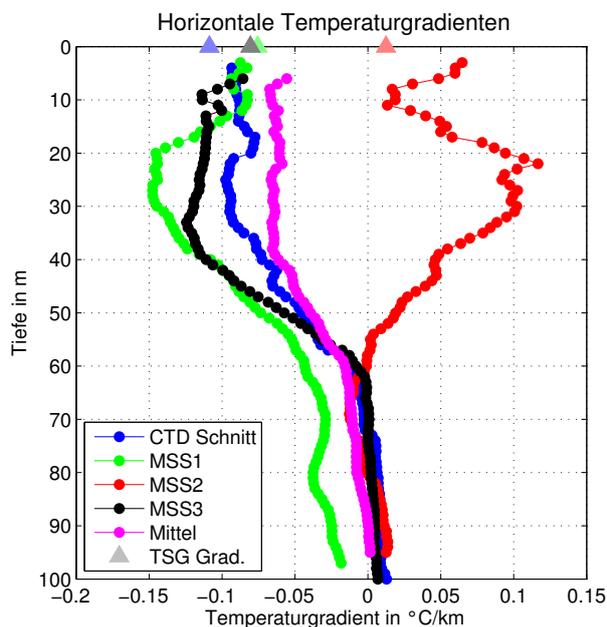
aufweist, sind diese bei Schnitt 13 und 14 nahezu gleich 0, bei letzterem sogar leicht positiv (siehe Abbildung 7). In den Schnitten 15-17 wird der lineare Temperaturgradient wieder zunehmend negativ. Ein deutlicher Temperaturabfall zur Küste hin stellt sich dort bei Kilometer 20 ein. Zwischen Kilometer 20 und 29 bleibt die Temperatur annähernd konstant bei Temperaturwerten von ca. 17°C und somit bei deutlich wärmeren Temperaturen als an den östlichen Umkehrpunkten in den Schnitten 1 bis 11. Zwischen den Schnitten 12-17 sind kaum kohärente Strukturen auszumachen u.a. bedingt durch die starke zeitliche Streckung durch die MSS1 und MSS2 Schnitte. Mit Hilfe einer Korrelationsrechnung wird der Einfluss des Windantriebs auf die Hydrographie untersucht. Dazu wird der direkte Zusammenhang zwischen Wind und linearem Temperaturgradienten betrachtet. In Abbildung 9 sind die Temperaturgradienten an der Oberfläche gegen die mittleren Windgeschwindigkeiten aufgetragen. Die Streuung der Datenpunkte ist sehr hoch, mit einer Korrelation von ca. 4% und nahezu keiner Signifikanz ( $p \approx 0.85$ ). Dies könnte an einem Zeitversatz zwischen Antrieb und Reaktion des Strömungsfeldes und der Hydrographie liegen. Dieser Zeitversatz lässt sich mit Hilfe von Abbildung 7 auf ca. 9 Stunden abschätzen.

Die Schnitte 12 und 14 sind die einzigen Front- und Matratzenschnitte, bei denen Informationen bezüglich des vertikalen Temperaturfeldes vorhanden sind. In Abbildung 10 sind die vertikalen Profile der mittleren, für jede Tiefe durch lineare Regression ermittelten Temperaturgradienten dieser beiden Schnitte zusammen mit dem CTD und MSS3 Schnitt gezeigt. Die Struktur der Profile des CTD Schnitts, des MSS1 und des MSS3 ähneln einander. Alle zeigen einen starken negativen Temperaturgradienten von der Oberfläche bis in eine Tiefe von ca. 40m. Dabei weisen MSS1 und MSS3 einen maximalen Gradienten in einer Tiefe von 20-30m ( $-0.15^\circ\text{C}/\text{km}$ ) bzw. 30-40m ( $-0.12^\circ\text{C}/\text{km}$ ) auf. Unterhalb von 40 Metern wird der Temperaturgradient mit zunehmender Tiefe geringer und erreicht bei einer Tiefe von ca. 60 Metern einen Gradienten von  $0^\circ\text{C}/\text{km}$ . Dabei weicht das MSS1



**ABB. 9:** Temperaturgradient vs. mittlere Windgeschwindigkeit der Matratzen- und Frontschnitte. Matratzenschnitte 1-3 sind nicht enthalten.  $r$  zeigt Korrelation der Messungen und  $p$  die Signifikanz.

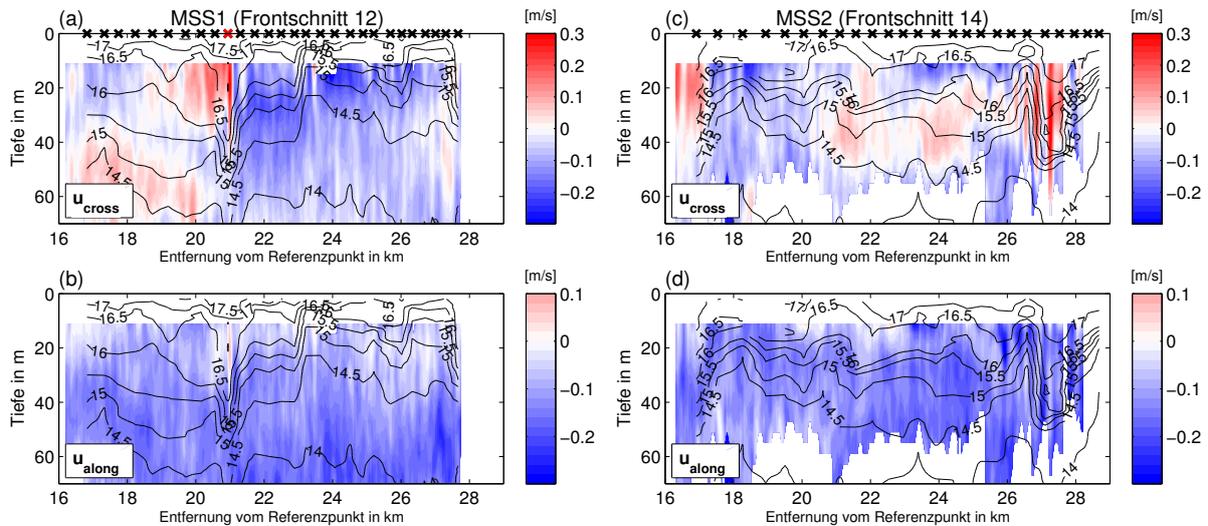
Profil leicht vom CTD und MSS3 Schnitt ab, da dieser bis zum unteren Ende des Profils bei ca. 95m keinen verschwindenden Gradienten erreicht, sondern vielmehr einen leicht negativen Gradienten in der gesamten unteren Wassersäule aufweist. Das MSS2 Profil weicht in den oberen 60 Metern deutlich von den anderen ab, da es dort einen positiven Temperaturgradienten aufweist, die Temperatur zur Küste demnach zunimmt. Dabei erreicht der Gradient sein Maximum in 20-30 Metern Tiefe bei ca.  $0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . In 10 Metern Tiefe ist der Gradient annähernd Null, dennoch leicht positiv, und nimmt zur Oberfläche hin zu. Die ebenfalls eingezeichneten Temperaturgradienten der zugehörigen TSG



**ABB. 10:** Horizontale Temperaturgradienten der 4 Hydrographieschnitte. Gradienten werden durch linearen Fit an Temperaturprofil in jeder Tiefenstufe gebildet. Mittel der vier Profile in Magenta gezeigt. Dreiecke zeigen zugehörige Temperaturgradienten der TSG Oberflächentemperatur.

Messungen an der Oberfläche (bzw. 3-4 Meter Tiefe) zeigen von der Größenordnung eine gute Übereinstimmung mit den Gradienten aus den Mikrostruktur- und CTD Messungen.

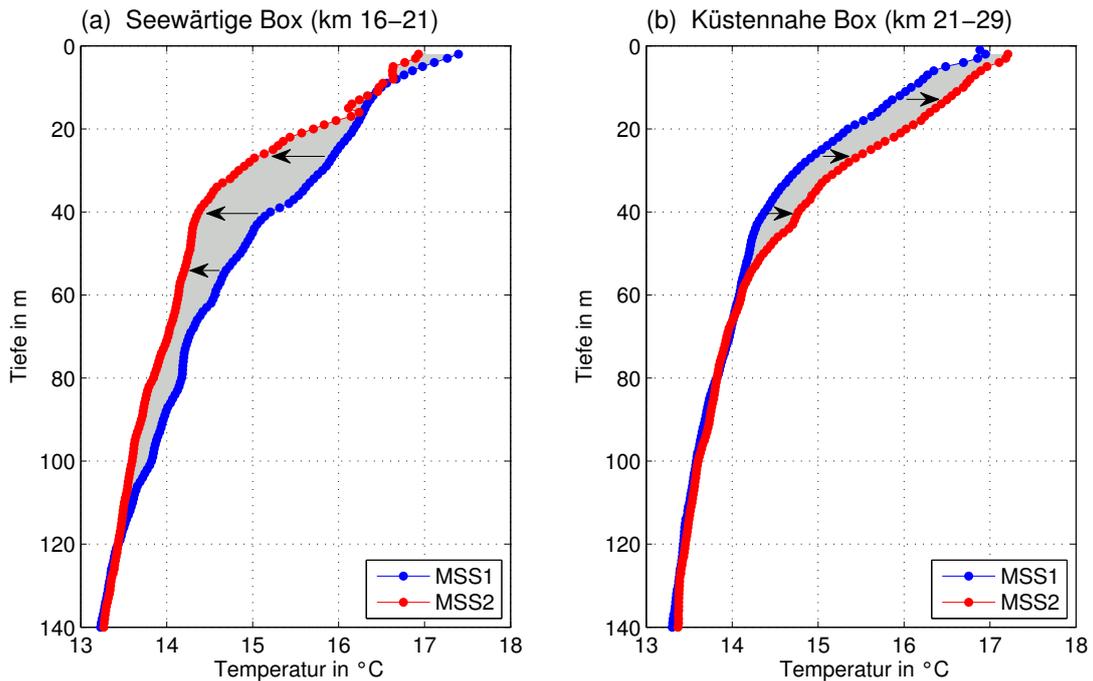
In Abbildung 11 sind die Temperaturfelder der Mikrostrukturschnitte MSS1 und MSS2 gezeigt. In 11a und 11b wird ersichtlich, dass die starken Temperaturgradienten bei MSS1 hauptsächlich durch eine starke Frontalregion bei Kilometer 21 verursacht werden. So ist zum Beispiel die  $15^{\circ}\text{C}$  Isotherme zwischen Kilometer 17 und 20 mehr als 20 Meter tiefer als zwischen Kilometer 22 und 27. Der Übergang wird gekennzeichnet durch eine starke Depression der Isothermen, ausgelöst durch ein einzelnes Mikrostrukturprofil (#36). Zwei weitere starke vertikale Sprünge in den Isothermen sind bei Kilometer 23 und 27.5 zu erkennen. In den Abbildungen 11c und 11d wird bestätigt, dass in MSS2 kein negativer Temperaturgradient über den Schnitt hinweg herrscht, da dort die Isothermen küstennah bedeutend tiefer und küstenfern höher als in MSS1 liegen. Zwischen Kilometer 26 und 28 ist eine starke Absenkung der Isothermen festzustellen, welche ab Kilometer 28 zur Küste hin wieder ansteigen. Ebenso fallen die Isothermen am seewärtigen Rand stark ab. Ihr weiteres Verhalten wird jedoch nicht aufgezeichnet.



**ABB. 11:** Alongfront and crossfront Strömungen entlang des MSS1 Schnitts in a),b) und des MSS2 Schnitts in c),d). Kreuze an der Oberfläche in a) und c) zeigen Messorte der Mikrostrukturprofile. Das rote Kreuz zeigt MSS Profil #36.

Auf der Grundlage der tiefreichenden Temperaturfront bei Kilometer 21 in MSS1, lässt sich das Temperaturfeld in zwei Boxen einteilen, mit einer seewärtigen Box zwischen Kilometer 16 und 21 sowie einer küstennahen Box von Kilometer 21 bis 29. In Abbildung 12 sind für MSS1 und MSS2 die mittleren vertikalen Temperaturprofile für beide Boxen gezeigt. Abbildung 12a zeigt auf der seewärtigen Seite der Front eine Abkühlung der Wassersäule vor allem in 20m bis 120m Tiefe. Diese erreicht bis zu  $1^{\circ}C$  in ca. 30m Tiefe. Oberflächennah (bis in 20m Tiefe) ist die Abkühlung nicht so deutlich ausgeprägt. Die küstennahe Box (Abbildung 12b) zeigt dem gegenüber eine Erwärmung der Wassersäule von der Oberfläche bis in ca. 60m Tiefe mit einer maximalen Erwärmung von ca.  $0.7^{\circ}C$  in 20m Tiefe. Die Abkühlung auf der seewärtigen Seite und die Erwärmung auf der küstennahen Seite der Front bestätigen den Eindruck aus Abbildung 11.

Die Schnitte MSS1 und MSS2 zeigen, dass das Temperatur- und Strömungsfeld sehr variabel ist und sich innerhalb von 6 Stunden deutlich verändern kann. Die beschriebenen Anomalien im Temperaturfeld weisen einen Zusammenhang mit dem Strömungsverhalten auf (Abbildung 11). Im Folgenden wird zunächst entlang der Schnitte MSS1 und MSS2 im Zusammenhang mit dem Temperaturfeld auf die Strömung eingegangen. Anschließend wird die Variabilität der Strömung über alle Schnitte betrachtet.



**ABB. 12:** Mittlere Temperaturprofile innerhalb zweier Boxen bei Schnitt MSS1 und MSS2. a) zeigt die Profile für eine seewärtige Box zwischen Kilometer 16 und 21, b) die Profile der küstennahen Box von Kilometer 21 bis 29. MSS Profil #36 ist keiner der beiden Boxen zugeordnet. Die graue Fläche zeigt den Unterschied im Wärmeinhalt und die schwarzen Pfeile die zeitliche Entwicklung von MSS1 zu MSS2.

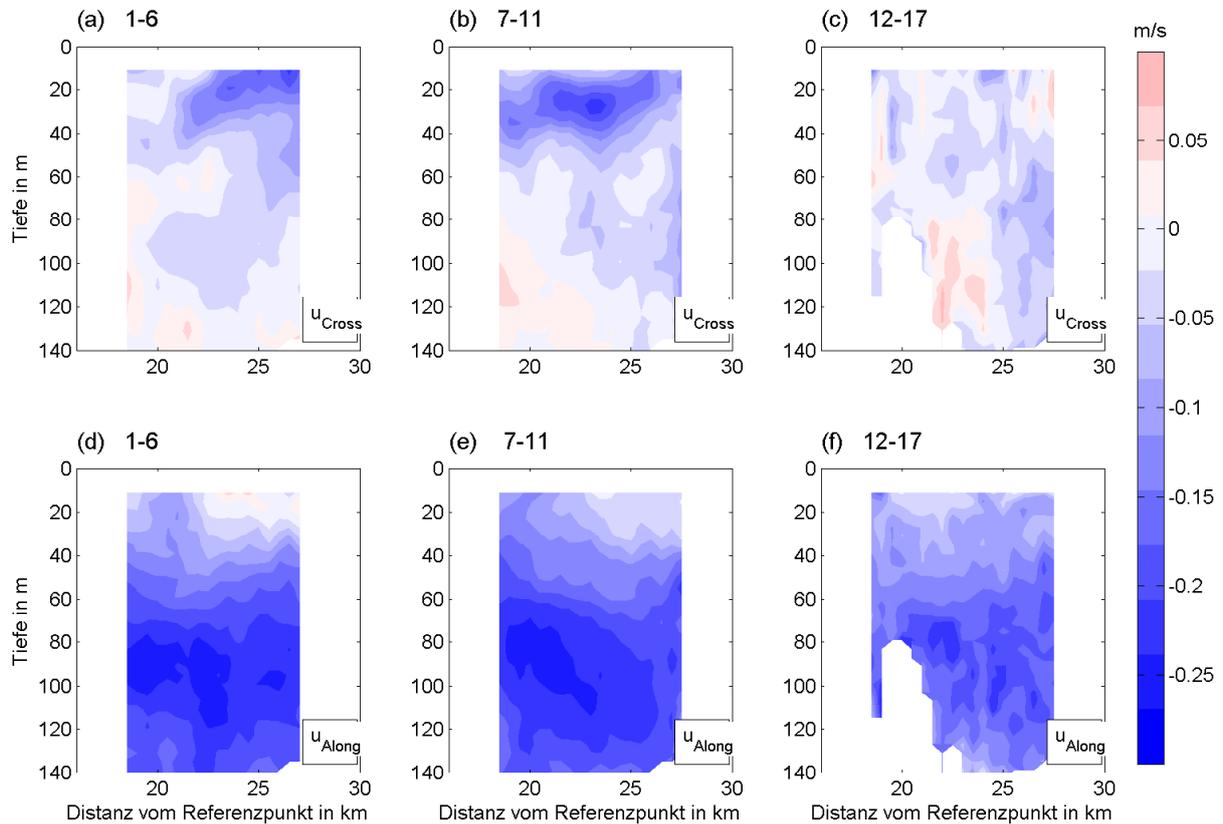
#### 4.2.3 Variabilität der horizontalen Oberflächenströmung

Im MSS1 Schnitt dominiert in den oberen 30 Metern bei der Geschwindigkeitskomponente quer zur Front zwischen Kilometer 18 und 21, im Bereich der starken Isothermendepression, eine Strömung in Richtung Küste, die in dieser Richtung an Intensität zunimmt. Auf der küstennahen Seite von MSS Profil #36 (rotes Kreuz in Abbildung 11) herrscht eine seewärtige Strömung, deren Maximum zwischen Kilometer 21 und 25 der 15°C Isotherme folgt. Bei Kilometer 21 kehrt sich die crossfront Geschwindigkeit abrupt um. Bei MSS2 ist die crossfront Strömungskomponente deutlich verändert (siehe Abbildung 11c). Die crossfront Geschwindigkeit ist zwischen Kilometer 21 und 25 in Tiefen von 20-50m zur Küste hin gerichtet. Bei Kilometer 18-20 zeigt die Strömung von der Küste weg. Bei Kilometer 26-28 treten einhergehend mit der Isothermenauslenkung starke periodische Schwankungen in der cross-front Geschwindigkeit auf, was die Vermutung einer aufgezeichneten internen Welle nahelegt. Am seewärtigen Rand, bei Kilometer 17, zeigt sich eine stark positive Strömungsanomalie ebenfalls im Zusammenhang mit einer starken Iso-

thermenauslenkung. Die alongfront Geschwindigkeiten sind bei MSS1 und MSS2 trotz der starken Variabilität der crossfront Geschwindigkeit weniger variabel und zeigen in fast der gesamten Wassersäule eine südwärtsige Strömung. Bei der starken Isothermenauslenkung in MSS1 bei Kilometer 21 weist die alongfront Komponente kurzzeitig leicht nordwärts gerichtete Strömungen auf. Die interne Welle bei MSS2 zeigt im Gegensatz zur crossfront Komponente keine Umkehrung der Strömungsrichtung in der alongfront Richtung. Die Strömung variiert vielmehr nur in ihrer Intensität in südlicher Richtung. Vereinzelt nordwärtsige Strömungen existieren an der Oberfläche bei MSS1 und MSS2. Insgesamt zeigen die beiden Schnitte eine hohe Variabilität sowohl in der Hydrographie als auch im Strömungsverhalten, weshalb im weiteren Verlauf integrale Größen berechnet und betrachtet werden, um die Variabilität zu beschreiben.

In Abbildung 6d ist die mittlere Strömung der obersten 9-41 Meter Tiefe entlang der Frontschnitte gezeigt. Diese sind analog zum Wind über die Schnitte gemittelt und zusammen mit den Matratzenschnitten in Abbildung 7 ausgewiesen. Die Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb der oberen 40m der Wassersäule zeigen in jedem Schnitt eine tendenziell südwärtsige alongfront Strömung, welche in ihrer Stärke variiert und durch wechselhafte crossfront Geschwindigkeiten moduliert wird. So ist während der Frontschnitte 1-11 die Strömung zwischen Kilometer 17 und 22 hauptsächlich polwärtsig entlang der Front gerichtet, mit einer leichten Geschwindigkeitskomponente quer zur Front in seewärtiger Richtung. Die Geschwindigkeit nimmt dabei von Schnitt 1 bis Schnitt 6 zu und bleibt bis Schnitt 11 annähernd konstant hoch. Zwischen Kilometer 22 und 27 sind die Größenordnungen der alongfront und crossfront Geschwindigkeiten ähnlich, sodass eine Strömung in annähernd gleichem Maße entlang der Front nach Süden sowie quer zur Front nach Osten vorherrscht. Dieses Verhalten wird in den Schnitten 1 bis 5 zunächst zwischen Kilometer 24 und 25, danach bei Kilometer 22 und schließlich bei Kilometer 23 durch eine Anomalie mit positiver frontparalleler Strömung gestört. Über die gesamten Schnitte 12 bis 14 hinweg zeigt die Strömung annähernd konstant mit hohen Geschwindigkeiten nach Süden. Dabei ändert sich hauptsächlich die Stärke und Richtung der crossfront Geschwindigkeiten. Diese kehrt sich bei Schnitt 12 bei Kilometer 21 um (siehe auch Abbildung 11a) und bei Schnitt 13 bei Kilometer 25. In Schnitt 14 ist keine eindeutige Umkehr der crossfront Geschwindigkeit, sondern die Signatur der internen Welle zwischen Kilometer 26 und 28 zu erkennen. Schnitt 15 zeigt etwas geringere Geschwindigkeiten und Schnitte 16 bis 17 zeichnen sich durch eine ausgeprägte Zweiteilung der Strömungen aus, ähnlich wie bei der Oberflächentemperatur. Während zwischen Kilometer 21 bzw. 22 und Kilometer 29 die Strömung den allgemein vorherrschenden südwärtsigen

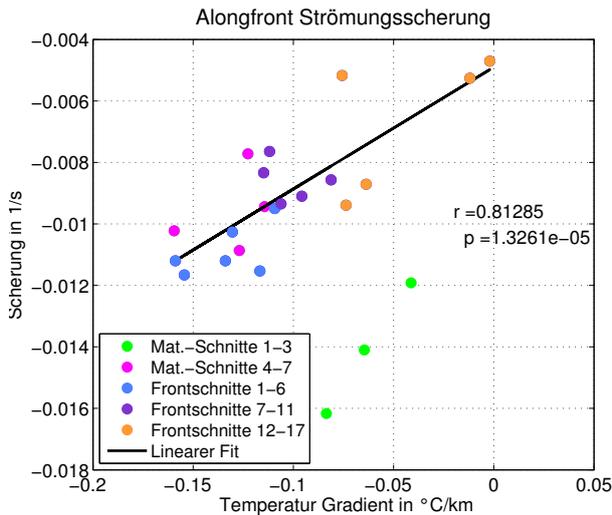
Strömungsverhältnissen entspricht, ist dieses Verhalten bei geringerer Distanz zum Referenzpunkt nicht mehr ungestört vorzufinden. Bei Schnitt 17 weist die Strömung durchweg positive alongfront Geschwindigkeiten bei Entfernungen geringer als 22 Kilometer auf. Die in Abbildung 7 gezeigten Strömungsmittel aus 9-41m Tiefe bestätigen den aus Ab-



**ABB. 13:** Mittlere cross- und alongfront Strömungskomponente der Frontschnitte 1-6 in a) und d), 7-11 in b) und e) und 12-17 in c) und f). Strömungen sind dabei auf 500m Bins gerridnet und anschließend gemittelt.

bildung 6d gewonnenen Eindruck der Strömungsentwicklung. Die Mittel zeigen bei den Frontschnitten 1-11 leicht stärker ausgeprägte Strömungen quer zur Front als entlang der Front. Beide Komponenten nehmen in ihrer Intensität von Schnitt 1 bis 10 zu, bevor die crossfront Komponente über die Schnitte 12-17 abnimmt und sich im Mittel in der Richtung bei Schnitt 16 und 17 umkehrt. Die ersten drei Matratzenschnitte zeigen eine schwache Strömung, während die Strömung bei Matratzenschnitt 4-7 stärker ausgeprägt ist als zu Beginn der Frontschnitte. Die mittlere Strömungsrichtung ist jedoch annähernd die gleiche. Das in Abbildung 6d gezeigte Strömungsverhalten lässt sich in drei Abschnitte einteilen (siehe Abbildung 13). Die Frontschnitte 1-6 zeigen ein dem mittleren Zustand

sehr ähnliches Muster auf. Das Mittel der Schnitte 7-11 zeigt in Übereinstimmung mit Abbildung 7 einen leicht veränderten Zustand im Vergleich zu Schnitt 1-6. Dabei hat sich das crossfront Geschwindigkeitsmaximum von der Oberfläche gelöst und ist in ca. 30 Meter Tiefe gewandert. Zeitgleich ist die vertikale Scherung der alongfront Komponente, die bei den Schnitten 1-6 am stärksten ist, etwas schwächer geworden (Abbildung 14).



**ABB. 14:** Zusammenhang zwischen mittlerer Strömungsscherung der Matratzen- und Frontschnitte und dem linearen Temperaturgradienten der Schnitte. Die Scherung ist dabei zwischen 9 und 101m Tiefe in Richtung zunehmender Tiefe berechnet. Frontschnitt 14 ist nicht enthalten, da Messungen nicht tief genug reichen. Matratzenschnitte 1-3 sind in linearem Fit und Korrelation nicht enthalten.  $r$  und  $p$  geben Korrelation und zugehörige Signifikanz der Messwerte an.

(oberster Bin bis zum Strömungsmaximum in ca. 100m Tiefe)) ist dabei gegen den Temperaturgradienten an der Oberfläche aufgetragen. Dabei wurden Strömungen der Matratzenschnitte im nicht-rotierten Koordinatensystem verwendet, damit die Scherung im  $90^\circ$  Winkel zu den Temperaturgradienten bestimmt wird. Aufgrund der Datenverteilung in Abbildung 14 liegt ein linearer Zusammenhang nahe, bei dem die Strömungsscherung mit schwächerem Temperaturgradienten ebenfalls abnimmt. Ohne Berücksichtigung der Matratzenschnitte 1-3, welche sich nicht mehr im Auftriebspatch befinden, zeigen die Schnitte

Das Mittel der Schnitte 12-17 zeigt in der frontparallelen Komponente Ähnlichkeiten zu den Mitteln zuvor, wobei die Geschwindigkeit in den oberen Metern am östlichen Rand leicht verstärkt ist. Einen Unterschied zeigt die vertikale Scherung der frontparallelen Strömung, die im Vergleich zu Schnitt 1-6 und Schnitt 7-11 noch weiter abgenommen hat (Abbildung 14). Die Komponente quer zur Front hat in den oberen 40m im Vergleich zu den Schnitten keine Struktur mehr, da das seewärtige Geschwindigkeitsmaximum nicht mehr existiert. In den unteren Schichten herrscht am östlichen Rand des Mittels eine leicht seewärtige Strömung in Übereinstimmung mit den vorherigen Mitteln vor.

Ein Zusammenhang zwischen dem Oberflächentemperaturgradienten und dem Strömungsfeld wird in Abbildung 14 hergestellt. Die mittlere vertikale Scherung der alongfront Strömungskomponente jedes Schnitts zwischen 9 und 101m Tiefe

eine signifikante Korrelation von ca. 81%. Dieser Zusammenhang würde sich ebenfalls mit der thermischen Windgleichung  $\partial v/\partial z = -gf^{-1}\partial\rho/\partial x$  decken. Aus der linearen Approximation der Zustandsgleichung  $\rho = \rho_0 + \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)$ , wobei  $\rho_0$ ,  $T_0$  und  $S_0$  konstante Referenzwerte der Dichte  $\rho$ , Temperatur  $T$  und des Salzgehaltes  $S$ , und  $\alpha$  und  $\beta$  jeweils der thermische Expansionskoeffizient und haline Kontraktionskoeffizient sind, folgt unter der Annahme, dass der Effekt der Salinität auf die Dichte viel geringer ist als der der Temperatur, dass für die thermische Windgleichung  $\partial v/\partial z = \alpha gf^{-1}\partial T/\partial x$  gilt. Bei einem Temperaturgradienten von  $-0.1^\circ\text{C}/\text{km}$  ergibt sich somit bei  $(S, T, p) = (35, 15^\circ\text{C}, 0\text{bar})$  eine Strömungsänderung von ca.  $-6 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$  mit zunehmender Tiefe. Die vorhandene mittlere Strömungsscherung bei Temperaturgradienten von  $-0.1^\circ\text{C}$  liegt in der gleichen Größenordnung, streut im Bereich um  $-8 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$  (siehe Abbildung 14) und ist somit etwas kleiner als der berechnete Wert aus der thermischen Windgleichung. Die Differenz könnte damit erklärt werden, dass sich die Temperaturgradienten mit der Tiefe nicht konstant verhalten (siehe Abbildung 10). Um dies zu überprüfen, eignen sich die vertikalen Profile der horizontalen Temperaturgradienten. Für das in Abbildung 10 gezeigte mittlere Profil der horizontalen Temperaturgradienten ergibt sich dabei über

$$v(z = 6\text{m}) - v(z = 95\text{m}) = \frac{g\alpha}{f} \int_{z=95\text{m}}^{z=6\text{m}} \frac{\partial T}{\partial x} dz \quad (3)$$

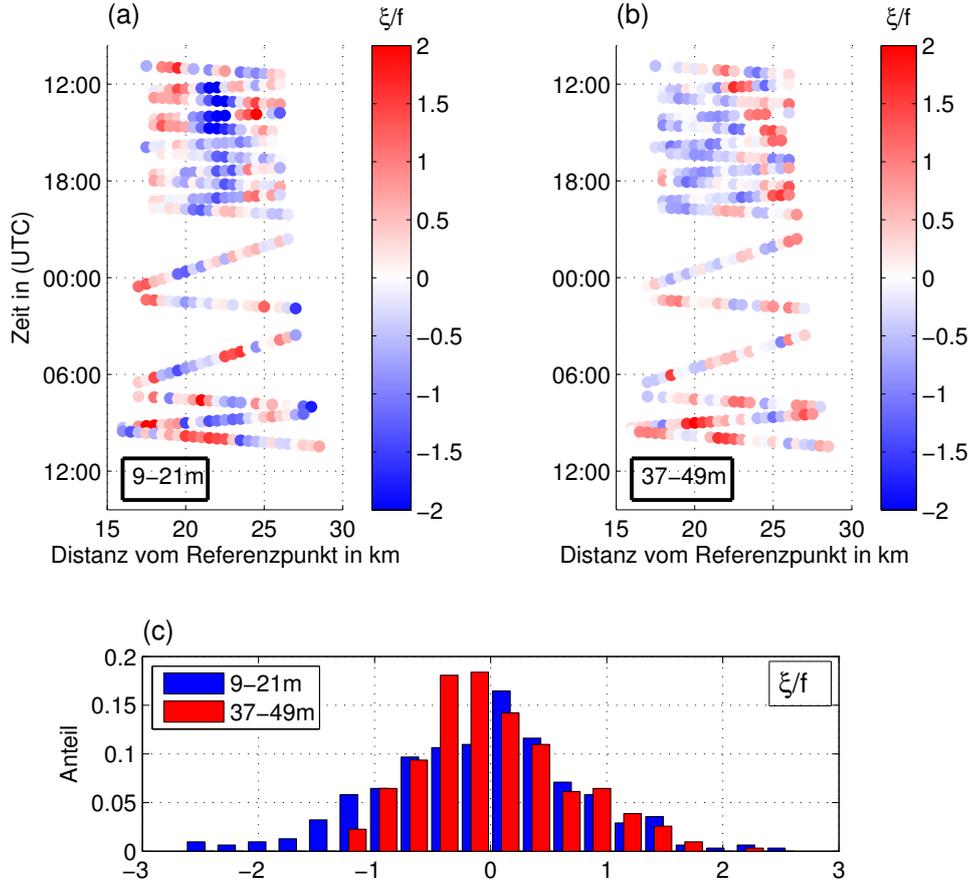
eine Geschwindigkeitszunahme in nördliche Richtung um  $19.5\text{cm}/\text{s}$  von  $95\text{m}$  auf  $6\text{m}$  Tiefe. Dieses Ergebnis deckt sich gut mit der Änderung der mittleren frontparallelen Strömung über diesen Tiefenbereich, welche sich von  $-22\text{cm}/\text{s}$  in  $90\text{m}$  Tiefe auf  $-3\text{cm}/\text{s}$  in  $9\text{m}$  Tiefe abschwächt (Abbildung 5b).

#### 4.2.4 Relative Vorticity und Rossby Zahl

Barokline Deckschichtinstabilitäten beschleunigen an Fronten die Restratifizierung der Deckschicht, was zu geringeren Deckschichttiefen führt (Boccalletti et al., 2007). Im Zusammenhang mit submesoskaligen Prozessen treten zudem Rossbyzahlen  $\mathcal{O}(1)$  auf (Thomas et al., 2008). Um Aussagen bzgl. submesoskaliger Prozesse treffen zu können, wird im Folgenden die Variabilität dieser beiden Kenngrößen entlang der Fahrtroute näher betrachtet. Die Ent-

Schnitt	mittlere MLD	$\sigma(\text{MLD})$
CTD	14.25m	2.6m
MSS1	2.8m	4.7m
MSS2	5.0m	4.5m
MSS3	8.6m	3.4m

**TAB. 1:** Mittlere Deckschichttiefe (MLD) und Standardabweichung  $\sigma$  entlang der vier Hydrographieschnitte



**ABB. 15:** Näherung der relativen Vorticity entlang der Fahrtroute ( $\xi = \frac{\partial v}{\partial x}$ ). Abbildung a) und b) zeigen jeweils die Vorticity in 9-21m und 37-49m Tiefe entlang der Fahrtroute. Frontparallele Geschwindigkeiten werden in diesen Tiefen gemittelt und auf 500m Bins gebracht. Die Ableitung in Fahrtrichtung erfolgt über eine Längenskala von 2km. Die relative Vorticity ist jeweils mit dem lokalen Coriolisparameter normalisiert. Abbildung c) zeigt die Häufigkeitsverteilungen der normierten Vorticity für beide Tiefen.

wicklung der Deckschichttiefe ist in Tabelle 1 dargestellt. Die mittlere Deckschichttiefe ist während des CTD Schnitts mit gut 14m Tiefe am größten. Bei MSS1 fällt sie auf ca. 3m Tiefe und nimmt von da an über MSS2 und MSS3 wieder zu (bis ca. 9m bei MSS3). Die große Standardabweichung der Deckschichttiefe bei MSS1 und MSS2 ist in hoher Übereinstimmung mit den sehr variablen Temperaturfeldern in Abbildung 11. Die wohl definierte Deckschicht im CTD Schnitt (große MLD, kleine Standardabweichung) erlaubt die Berechnung der von *Thomas et al.* (2008) gezeigten Längenskala für submesoskalige Fronten. Unter Verwendung der mittleren Deckschichttiefe  $H = 14.25\text{m}$ , einer mittleren Schichtung  $N = 5.4 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$  innerhalb der Deckschicht und dem middle-

ren Coriolisparameter über den Schnitt  $f = 3.46 \times 10^{-5} s^{-1}$  folgt für die Längenskala  $L = NH/f \approx 2.2 km$ , wobei  $L$  die typische Längenskala von baroklinen Deckschichtinstabilitäten und submesoskaligen Fronten ist (Boccaletti et al., 2007; Thomas et al., 2008). Auf dieser Längenskala werden zudem erhöhte Rossbyzahlen erwartet (Thomas et al., 2008). Anomalien im Strömungs-, Vorticity- und Temperaturfeld auf dieser Längenskala könnten somit ein Indiz für submesoskalige Prozesse sein.

Um die Rossbyzahlen auf Längenskalen von  $L$  zu untersuchen, wird ein Term der relativen Vorticity ( $\xi = \frac{\partial v}{\partial x}$ ) entlang der Frontschnitte berechnet. In Abbildung 15 ist die genäherte, mit  $\partial x = 2 km$  berechnete und mit  $f$  normierte relative Vorticity (oder: Rossbyzahl) für zwei verschiedene Tiefen gezeigt. In einer Tiefe von 9-21m existieren hohe Änderungen der frontparallelen Strömung (Abbildung 15a). So existieren in den Schnitten

Anteil	9-21m	37-49m
$\xi/f > 1$	9.0%	9.7%
$\xi/f < -1$	13.6%	3.6%
$ \xi/f  > 1$	22.6%	12.3%
$ \xi/f  > 2$	3.2%	0.3%

**TAB. 2:** Verteilung der genäherten Vorticity in zwei Tiefenstufen

2-5 kohärente Strukturen mit stark negativen Rossbyzahlen bei Kilometer 22 auf Längenskalen vergleichbar mit  $L$ . In Übereinstimmung damit zeigt die mittlere Strömung der oberen 40m (Abbildung 6d) ebenfalls in dieser Region einen starken Richtungswechsel gefolgt von der Ausprägung der Temperaturanomalie auf ähnlichen Längenskalen (Abbildung 6c). In Abbildung 15b ist die gleiche Kenngröße für eine Tiefe von 37-49m gezeigt. Im Vergleich zu den flacheren Wassertiefen sind dort die Rossbyzahlen im Betrag tendenziell kleiner, was ebenfalls durch Vergleich der Häufigkeitsverteilung in Abbildung 15c auffällt. In Tabelle 2 sind die prozentualen Anteile der hohen Rossbyzahlen gezeigt. Rossbyzahlen größer 1 treten dabei fast doppelt so häufig nahe der Oberfläche auf, als in größeren Tiefen. Zwischen 9 und 21 Metern überwiegt dabei eine antizyklonale Rotation ( $\xi/f < 0$ ), während in 37-49m Tiefe der Anteil an zyklonaler Rotation deutlich überwiegt. Rossbyzahlen größer als 2 treten in der tiefen Schicht fast gar nicht auf, während diese zwischen 9 und 21m ca. 3% ausmachen. Insgesamt zeigt die Berechnung der genäherten Vorticity, dass nahe an der Oberfläche verstärkt Rossbyzahlen  $\mathcal{O}(1)$  auftreten.

### 4.3 Zusammenfassung der Ergebnisse

Aus der näheren Betrachtung der Messdaten der M93 Fahrt im Auftriebsgebiet vor Peru bei ca. 13.7°S gehen zusammenfassend folgende Ergebnisse hervor:

1. Der Wind wehte über das Experiment hinweg annähernd frontparallel. Ein Ta-

gang der alongfront Windgeschwindigkeit mit hohen Geschwindigkeiten in der Nacht und einem Minimum zur Mittagszeit ist auszumachen, dessen Aussagekraft auf Grund weniger Daten stark eingeschränkt ist.

2. Im mittleren Zustand existiert eine Temperaturfront bis in ca. 80m Tiefe mit kälteren Temperaturen näher zur Küste. Damit geht eine starke frontparallele Geschwindigkeit ( $>20\text{cm/s}$ ) in südliche Richtung bei 80-100m Tiefe einher, die mit dem PCUC in Zusammenhang gebracht werden kann. Diese nimmt zur Oberfläche hin im Einklang mit der Neigung der Isothermen in ihrer Intensität ab. Eine Umkehrung der Strömung wird im Mittel jedoch nicht erreicht.
3. Strömungsgeschwindigkeiten quer zur Front haben in den oberen 40m der Wassersäule vergleichbare Amplituden wie frontparallele Strömungen. Dabei dominiert auf der Ostseite des Schnitts ein starkes seewärtiges Geschwindigkeitsmaximum von ca.  $20\text{ cm/s}$ , welches bei schwächer werdenden Winden den Kontakt zur Oberfläche zu verlieren scheint und nach Erreichen des Windgeschwindigkeitsminimums komplett verschwindet.
4. Über den Vormittag des 17. Februars tritt bei tendenziell abnehmenden Winden zunächst eine Strömungsanomalie, welche von einer sich verstärkenden warmen Temperaturanomalie gefolgt wird, die die klare Temperaturfrontstruktur aufbricht. Sowohl die Strömungs- als auch die Temperaturanomalie besitzen dabei Längenskalen von  $2 - 3\text{km}$ .
5. Anfänglich stark ausgeprägte Temperaturgradienten über die Front hinweg (ca.  $1^\circ\text{C}/10\text{km}$ ), schwächen sich über den Messzeitraum ab und kehren sich in der Nacht vom 17. auf den 18. Februar kurzfristig um. Bei vier Hydrographieschnitten zeigen die Temperaturgradienten an der Oberfläche gute Übereinstimmung mit den Gradienten bis in eine Tiefe von 40m. Die Hydrographieschnitte zeigen die hohe Variabilität des Temperaturfeldes und die Existenz dominanter, das Schelf hochlaufender, interner Wellen.
6. Auf Längenskalen von  $2-3\text{km}$  herrscht an der Oberfläche eine hohe relative Vorticity (genähert über  $\partial v/\partial x$ ) in der Größenordnung des Coriolisparameters vor. Rossbyzahlen größer 1 existieren über fast ein Viertel der Strecke, wobei eine antizyklonale Rotation leicht dominiert. Zwischen 37m und 49m Tiefe ist der Anteil starker Rotationen um Faktor 2 geringer und zyklonale Rotation überwiegt bei  $|Ro| > 1$ .

## 5 Diskussion der Ergebnisse

In dieser Arbeit wurden mit Hilfe von Temperatur-, Strömungs- und Winddaten die zeitliche und räumliche Variabilität der Auftriebsfront bei 13.7°S untersucht. Die Ergebnisse bieten im Folgenden die Grundlage bei der Diskussion der Fragestellung dieser Arbeit.

Die Analyse der Auftriebsfront zeigt sowohl eine sich mit anderen Studien deckende generelle Struktur des Temperatur- und Strömungsfeldes (*Penven et al.*, 2005; *Chaigneau et al.*, 2013), als auch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität dergleichen. Die stark dominante südwärtige, küstenparallele Strömung ab ca. 40m Tiefe mit dem Maximum bei ca. 80-100m Tiefe deckt sich mit dem dort vorhandenen PCUC (*Chaigneau et al.*, 2013). Die mit dem PCC zusammenhängende Umkehr der alongfront Strömung an der Oberfläche (*Chaigneau et al.*, 2013) wird jedoch bis zum obersten ADCP-Bin (9-13m Tiefe) im Mittel nicht aufgezeichnet. Die Vermutung, dass der PCC zur Zeit der Messungen existiert liegt dennoch nahe, da die sehr flachen Deckschichten in dieser Region zu einer Entkopplung der oberflächennahen Strömung von den darunter herrschenden Geschwindigkeiten bereits in sehr geringen Tiefen führen können. Die stärker ausgeprägten südwärtigen Geschwindigkeiten in den obersten 40m während der Schnitte 12-15 lassen vermuten, dass zu diesem Zeitpunkt der PCUC noch näher an die Oberfläche kommt oder diese gar erreicht (*Penven et al.*, 2005). Zur gleichen Zeit löst sich das oberflächennahe Maximum der seewärtigen Geschwindigkeit auf, welches vorher vermutlich eine Signatur des windinduzierten Ekmantransports entlang von Isopyknen war. Die starke Abnahme der Windgeschwindigkeiten ca. 9 Stunden zuvor könnte bei diesen Veränderungen die entscheidende Rolle spielen. Schwache Winde führen zu geringem Ekmantransport und zu einer Anpassung der oberflächennahen frontparallelen Geschwindigkeiten an den PCUC. Ein Zeitversatz zwischen dem Windminimum und der Reaktion der Strömungen und der Oberflächentemperatur ist physikalisch sinnvoll, jedoch ist der beobachtete Versatz von ca. 9 Stunden auf Grund der kurzen Messdauer nicht weiter überprüfbar. Die im Mittel beobachtete leichte Zunahme der Windgeschwindigkeiten zur Küste hin widerspricht der Beobachtung einer Windgeschwindigkeitszunahme über wärmeren Wassermassen in küstennahen Auftriebsgebieten (*Boe et al.*, 2011). Die Lage des Untersuchungsgebiets nordwestlich der Paracas Halbinsel lässt jedoch vermuten, dass die Orographie das Windfeld dominant beeinflusst (*Boe et al.*, 2011).

*Mahadevan et al.* (2010) zeigen mit Hilfe von hochaufgelösten modellierten Prozessstudien, deren Aufbau mit einer starken Dichtefront und frontparallelen Winden in Richtung der geostrophischen Geschwindigkeit (“downfrontal”) der hier untersuchten Situa-

tion ähnelt, dass die Winde ab einer bestimmten Stärke durch einen induzierten Ekmantransport den Abbau horizontaler Dichtegradienten durch Deckschichtinstabilitäten balancieren und somit die Front länger aufrecht halten oder sogar intensivieren können (*Thomas und Lee, 2005*). Schwächere Winde führen zu einer schwächeren Ekmankomponente und somit zu einer Ausprägung von MLIs, die zu einem schnellen Abbau der Temperaturgradienten über die Front hinweg und einer beschleunigten Restratifizierung der Deckschicht führen (*Boccaletti et al., 2007*). Auf Längenskalen von  $L = NH/f$  können sich Temperaturgradienten lokal auf Grund der MLI intensivieren (*Thomas et al., 2008*). Ein weiterer Effekt der Stratifizierung durch MLI ist neben der Erhöhung der Schichtung innerhalb der Deckschicht die Abnahme der Deckschichttiefe und eine schwächere vertikale Strömungsscherung (*Boccaletti et al., 2007*).

Anhand dieser Charakteristika wird im Folgenden diskutiert, wie die beobachteten Anomalien am Vormittag des 17. Februars mit dem Szenario eines Zerfalls einer submesoskaligen Front übereinstimmen. Die über die Frontschnitte 6 bis 10 hinweg beobachteten Temperaturanomalien weisen in Übereinstimmung mit der von *Thomas et al. (2008)* genannten Länge von submesoskaligen Fronten und Deckschichtinstabilitäten (*Boccaletti et al., 2007*) Längenskalen von ca. 2-3km auf. Die den Temperaturanomalien vorangegangene Strömungsanomalie zeigt eine ähnliche Längenskala. Ein Vergleich der Scherungswerte zwischen Frontschnitt 1-6 sowie Frontschnitt 7-11, zeigt, dass diese sich in ihrer Intensität abschwächt (Abbildung 14). Da die Scherung von 100m Tiefe bis in 9 Meter Tiefe berechnet wurde, ist jedoch die Aussagekraft dieser Größe für oberflächennahe Prozesse stark eingeschränkt. Die mittleren Deckschichttiefen zeigen, wie flach diese im Untersuchungsgebiet sind (siehe Tabelle 1). Zwischen dem CTD und MSS1 Schnitt nimmt die Deckschichttiefe um über zehn Meter ab, sodass diese bei MSS1 kaum noch vorhanden ist. Diese Abnahme der Deckschichttiefe entspricht der Erwartung bei restratifizierenden MLIs, kann aber ebenfalls auf andere Ursachen zurückgeführt werden. Obwohl durch die Betrachtung integraler Größen versucht wird, deren Effekt zu minimieren, können interne Wellen bei der geringen Datenmenge zu einer starken Beeinflussung der Temperaturprofile führen. Die atmosphärische Erwärmung der Oberfläche im Tagesgang spielt möglicherweise zusätzlich eine wichtige Rolle bei den Deckschichttiefen und Oberflächentemperaturen. Da die Frontschnitte über den Vormittag bis Mittag des 17. Februars gefahren wurden, ist die strahlungsbedingte Erwärmung beim Abbau der horizontalen Temperaturgradienten vermutlich auch von Bedeutung. Im Folgenden soll überprüft werden, ob der Abbau der Gradienten durch differentielle Erwärmung erzeugt werden kann.

Als Beispiel eignen sich dafür die stark unterschiedlichen Temperaturprofile auf beiden

Seiten der Front (gezeigt in Abbildung 12). Auf der küstennahen Seite (km 21-28) zeigt das mittlere Temperaturprofil von MSS2 bis in 60m Tiefe wärmere Temperaturen als in MSS1 (Abbildung 12b). Mit dem Zusammenhang  $Q = \rho c_p \cdot V \cdot \Delta T$ , wobei  $Q$  die Wärme,  $\rho \approx 1025 \text{ kg m}^{-3}$  die Dichte,  $c_p \approx 4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  die spezifische Wärmekapazität,  $V$  ein definiertes Volumen mit einer Grundfläche  $A$  und  $T$  die Temperatur ist, lässt sich der für die Erwärmung benötigte Wärmefluss berechnen. Die über die Tiefe integrierten Temperaturunterschiede liefern somit über den Zusammenhang

$$\frac{dQ}{dt} \cdot \frac{1}{A} = \rho c_p \cdot \frac{d}{dt} \left( \int_{z=60\text{m}}^{z=0\text{m}} \Delta T dz \right) \quad (4)$$

einen benötigten Wärmefluss von ca.  $4600 \text{ W/m}^2$ , um die Erwärmung der Wassersäule von MSS1 zu MSS2 innerhalb von 6 Stunden bis in eine Tiefe von 60m erklären. Analog ergibt sich für die Abkühlung auf der seewärtigen Seite der Front (km 16-21) bis in 60m Tiefe ein benötigter Wärmefluss von ca.  $-6300 \text{ W/m}^2$  (Abbildung 12a). Die Berücksichtigung der weiter reichenden Abkühlung bis 120m Tiefe würde dabei zu noch höheren Wärmeflüssen führen. Die an sich hohen Wärmeflüsse, sowie eine Änderung der Wärmeflüsse von ca.  $11 \times 10^3 \text{ W/m}^2$  innerhalb von ca. 6 km Entfernung legen nahe, dass differentielle Erwärmung nicht der einzig bestimmende Faktor ist, sondern, dass vermutlich eine horizontal advektive Komponente das Temperaturfeld mit verändert. Davon ausgehend ist die Temperaturanomalie zwischen Schnitt 6 und 10 auf Grund ihrer klaren räumlichen Begrenzung und der vorangehenden Strömungsanomalie wahrscheinlich advektiven Ursprungs und nicht durch lokale Erwärmung verursacht.

Die Mikrostrukturschnitte MSS1 und MSS2 zeigen nicht alleine im Wärmeinhalt eine hohe Variabilität, sondern ebenfalls im Strömungsverhalten. Neben der eindeutigen Existenz von internen Wellen (in MSS2) ist in MSS1 bei Kilometer 21 ein weitere interessante Struktur erkennbar. Schwache Temperaturgradienten an der Oberfläche lassen dort nicht vermuten, dass ab zehn Meter Tiefe eine starke Frontstruktur besteht. Diese geht einher mit stark konvergenten Strömungen entlang der Front. Ob es sich hierbei um eine tatsächliche Konvergenzzone mit Subduktion der Wassermassen handelt, welches mit der Auslenkung von Isothermen nach unten zusammenpassen würde, ist nicht eindeutig zu klären, da die Änderung der alongfront Geschwindigkeit entlang der Front nicht bekannt ist. Vermutlich ist die starke Depression der Isothermen bei MSS Profil #36 bedingt durch eine interne Welle, was dennoch nicht die starken Änderungen in der Temperatur und Strömung zwischen Kilometer 20 und 22 erklären kann, da diese über einen Zeitraum von ca. 45 Minuten anhält und keine Oszillationen wie die interne Welle bei MSS2 mit

Periodenlängen von ca. 7 Minuten aufweist.

Die Untersuchung der Vorticity entlang der Fahrtroute orientierte sich an der “1-Schiff Methode” von *Rudnick* (2001). Dabei zeigen die über die relative Vorticity genäherten Rossbyzahlen eine große Häufigkeit bei  $|Ro| > 1$ . Die bei submesoskaligen Prozessen an der Oberfläche vorhandene Schiefe zu zyklonaler Vorticity (*Shcherbina et al.*, 2013; *Colas et al.*, 2011) ist hier nicht vorhanden. Vielmehr existiert eine Schiefe zu antizyklonaler Rotation. Die Abweichung der Werte von vorherigen Studien kann mehrere Gründe haben. So kann die stark variable crossfront Geschwindigkeit die Vorticity im zweiten Term ( $\partial u/\partial y$ ) stark beeinflussen. Außerdem wurde die gleiche Front wiederholt vermessen, was durch die eigene Vorticityverteilung der großräumigen Temperaturfront zu einem Bias in der Betrachtung der Häufigkeitsverteilung der Vorticity führen kann und eine statistisch signifikante Aussage verhindert. Da der oberste Bin der ADCP-Messungen erst in 9-13 Metern Tiefe liegt und die mittleren Deckschichttiefen zwischen 4 und 15 Metern schwanken, ist außerdem fraglich, ob die Vorticity innerhalb der Deckschicht berechnet wurde. Dennoch sind die ausgeprägte Häufigkeit großer Rossbyzahlen ( $|Ro| > 1$ ) in der Nähe der Oberfläche, sowie schwächere Rotationen in größeren Tiefen ein Indiz für submesoskalige Dynamik in den oberen Schichten der Wassersäule (*Thomas und Ferrari*, 2008).

Die Frage, ob während der Vermessung der Front ein Zerfallsprozess stattgefunden hat, der mit submesoskaliger Dynamik in Verbindung gebracht werden kann, kann auf der Grundlage der Messdaten von der M93 Fahrt nicht eindeutig beantwortet werden, da die Analysen viel Raum für Interpretation offenlassen. Die kleinräumigen Temperaturanomalien und Kenngrößen wie die Vorticity oder Deckschichttiefe lassen aber einen solchen Prozess vermuten.

Die Analyse des Auftriebsgebiets zeigt insgesamt eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität, sodass diese auf den betrachteten Skalen miteinander verschmelzen. Mit Hilfe von Unterwegsmessungen der Oberflächentemperatur und Strömung lässt sich die Variabilität gut aufzeichnen. Die extrem flache Deckschicht erweist sich dabei als sehr hinderlich. Da sich das innere Temperaturfeld über die Front hinweg ebenfalls als sehr variabel darstellt, sind Aussagen über dessen Variabilität, sowie über Restratifizierungsprozesse innerhalb der Deckschicht, auf 4 Hydrographieschnitten aufbauend, nur sehr schwer zu treffen. Dennoch war es in dieser Arbeit möglich innerhalb der oberflächennahen Schichten das Strömungs- und Temperaturfeld untereinander, sowie mit dem variablen Wind in Verbindung zu setzen.

## 6 Ausblick

*Ferrari* (2011) betont die Wichtigkeit von Frontalprozessen beim Austausch von Eigenschaften (wie zum Beispiel Gas und Wärme) zwischen Ozean und Atmosphäre und ruft zur verstärkten Untersuchung dieser Regionen auf. Dabei sollte das Ziel sein (submesoskalige) Frontalprozesse im Feld bestmöglich zu quantifizieren, um bisherige Modellrechnungen, die diese Prozesse parametrisieren, zu verbessern. Außerdem sollte die Rolle des Windes an Fronten verstärkt untersucht werden, um den atmosphärischen Antrieb des Ozeans besser zu verstehen. Dabei spielen höher aufgelöste Windprodukte eine entscheidende Rolle (*Colas et al.*, 2011). Die Auftriebsfront vor Pisco kann bei der Erforschung von Prozessen an kleinskaligen Fronten als geeigneter Untersuchungsort dienen, da dort die Temperaturfront räumlich fix besteht und somit eine Trennung von räumlicher und zeitlicher Variabilität erleichtert. Der mögliche Tagesgang der küstenparallelen Windgeschwindigkeiten würde außerdem eine Untersuchung des (de-)stabilisierenden Einflusses eines variablen Windfeldes auf eine Front erlauben.

Diese Arbeit zeigt, dass zur Auflösung und Analyse von Frontalprozessen auf Längenskalen von 1-10km und zeitlichen Skalen von Stunden bis wenigen Tagen schnelle und hochauflösende Messinstrumente erforderlich sind. Dabei wäre der Einsatz geschleppter Systeme ein Vorteil, da sie zusätzlich zu Strömungsmessungen vom Schiff aus, durchgängige Hydrographieinformationen entlang der Route liefern würden.

## 7 Literatur

- Albert, A., V. Echevin, M. Lévy, und O. Aumont (2010), Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system, *Journal of Geophysical Research*, *115*, C12,033, doi:10.1029/2010JC006569.
- Boccaletti, G., R. Ferrari, und B. Fox-Kemper (2007), Mixed Layer Instabilities and Restratification, *Journal of Physical Oceanography*, *37*, 2228–2250, doi:10.1175/JPO3101.1.
- Boe, J., A. Hall, F. Colas, J. C. McWilliams, X. Qu, J. Kurian, und S. B. Kapnick (2011), What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones?, *Climate Dynamics*, *36*, 2037–2049.
- Brink, K. H. (1998), Wind-driven currents over the continental shelf, in *The Sea Vol. 10*, ed. K. H. Brink und A. R. Robinson.
- Brink, K. H., D. Halpern, A. Huyer, und R. L. Smith (1983), The Physical Environment of the Peruvian Upwelling System, *Progress in Oceanography*, *12*, 285–305.
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, und a. F. Shchepetkin (2008), Mesoscale to Submesoscale Transition in the California Current System. Part I: Flow Structure, Eddy Flux, and Observational Tests, *Journal of Physical Oceanography*, *38*(1), 29–43, doi:10.1175/2007JPO3671.1.
- Capet, X. J., M. Marchesiello, und M. J. C. (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophysical Research Letters*, *31*, L13,311.
- Chaigneau, A., N. Dominguez, G. Eldin, L. Vasquez, R. Flores, C. Grados, und V. Echevin (2013), Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *118*, 5251–5266, doi:10.1002/jgrc.20328.
- Chavez, F. P., A. Bertrand, R. Guevara-Carrasco, P. Soler, und J. Csirke (2008), The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future, *Progress in Oceanography*, *79*, 95–105, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.012.
- Colas, F., J. C. McWilliams, X. Capet, und J. Kurian (2011), Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, *Climate Dynamics*, *39*, 509–529, doi:10.1007/s00382-011-1170-6.

- Croquette, M., G. Eldin, C. Grados, und M. Tamayo (2007), On differences in satellite wind products and their effects in estimating coastal upwelling processes in the south-east pacific, *Geophysical Research Letters*, *34*.
- D'Asaro, E., C. Lee, L. Rainville, R. Harcourt, und L. N. Thomas (2011), Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts., *Science*, *332*(6027), 318–322, doi: 10.1126/science.1201515.
- Echevin, V., O. Aumont, J. Ledesma, und G. Flores (2008), The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A modelling study, *Progress in Oceanography*, *79*, 167–176, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.026.
- Ferrari, R. (2011), Ocean science. A frontal challenge for climate models., *Science*, *332*(6027), 316–317, doi:10.1126/science.1203632.
- Fox-Kemper, B., und R. Ferrari (2008), Parameterization of Mixed Layer Eddies. Part II: Prognosis and Impact, *Journal of Physical Oceanography*, *38*(6), 1166–1179, doi: 10.1175/2007JPO3788.1.
- Fox-Kemper, B., R. Ferrari, und R. Hallberg (2008), Parameterization of Mixed Layer Eddies. Part I: Theory and Diagnosis, *Journal of Physical Oceanography*, *38*(6), 1145–1165, doi:10.1175/2007JPO3792.1.
- Gunther, E. R. (1936), A report on oceanographic investigations in the peru coastal current, *Discovery Rep.*, *13*, 107–276.
- Hill, A. E., B. M. Hickey, F. A. Shillington, P. T. Strub, K. H. Brink, E. D. Barton, und A. C. Thomas (1998), Eastern ocean boundaries coastal segment (e), in *The Sea Vol. 11*, ed. K. H. Brink und A. R. Robinson.
- Huyer, A., M. Knoll, T. Paluszkievicz, und R. L. Smith (1991), The Peru Undercurrent: a study in variability, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, *38*, S247–S271, doi:10.1016/S0198-0149(12)80012-4.
- Karstensen, J., L. Stramma, und M. Visbeck (2008), Oxygen minimum zones in the eastern tropical atlantic and pacific oceans, *Progress in Oceanography*, *77*, 331–350.
- Klein, P., und G. Lapeyre (2009), The Oceanic Vertical Pump Induced by Mesoscale and Submesoscale Turbulence, *Annual Review of Marine Science*, *1*, 351–375, doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163704.

- Lentz, S. J. (1992), The Surface Boundary Layer in Coastal Upwelling Regions, *Journal of Physical Oceanography*, 22(12), 1519–1539.
- Lévy, M., R. Ferrari, P. J. S. Franks, A. P. Martin, and P. Rivière (2012), Bringing physics to life at the submesoscale, *Geophysical Research Letters*, 39(L14602), doi:10.1029/2012GL052756.
- Lukas, R. (1986), The termination of the equatorial undercurrent in the eastern pacific, *Progress in Oceanography*, 16, 63–90.
- Mahadevan, A., and A. Tandon (2006), An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts, *Ocean Modelling*, 14, 241–256, doi:10.1016/j.ocemod.2006.05.006.
- Mahadevan, A., A. Tandon, and R. Ferrari (2010), Rapid changes in mixed layer stratification driven by submesoscale instabilities and winds, *Journal of Geophysical Research*, 115, C03,017, doi:10.1029/2008JC005203.
- Molemaker, M. J., J. C. McWilliams, and X. Capet (2010), Balanced and unbalanced routes to dissipation in an equilibrated Eady flow, *Journal of Fluid Mechanics*, 654, 35–63, doi:10.1017/S0022112009993272.
- Montes, I., F. Colas, X. Capet, and W. Schneider (2010), On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent, *Journal of Geophysical Research*, 115, C09,003, doi:10.1029/2009JC005710.
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam (2005), Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, *Journal of Geophysical Research*, 110, C10,021, doi:10.1029/2005JC002945.
- Pietri, A., V. Echevin, P. Testor, A. Chaigneau, L. Mortier, C. Grados, and A. Albert (2014), Impact of a coastal-trapped wave on the near-coastal circulation of the Peru upwelling system from glider data, *Journal of Geophysical Research: O*, 119, 2109–2120, doi:10.1002/2013JC009270. Received.
- Rudnick, L. (2001), On the skewness of vorticity in the upper ocean, *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2045–2048.

- Shcherbina, A. Y., E. A. D'Asaro, C. M. Lee, J. M. Klymak, M. J. Molemaker, and J. C. McWilliams (2013), Statistics of vertical vorticity, divergence, and strain in a developed submesoscale turbulence field, *Geophysical Research Letters*, *40*, 4706–4711, doi:10.1002/grl.50919.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Ruttlant, and S. Salinas (1998), Coastal ocean circulation off western south america costal segment (6e), in *The Sea Vol. 11*, ed. K. H. Brink und A. R. Robinson.
- Thomas, L. N., und R. Ferrari (2008), Friction, Frontogenesis, and the Stratification of the Surface Mixed Layer, *Journal of Physical Oceanography*, *38*(11), 2501–2518, doi: 10.1175/2008JPO3797.1.
- Thomas, L. N., und C. M. Lee (2005), Intensification of Ocean Fronts by Down-Front Winds, *Journal of Physical Oceanography*, *35*, 1086–1102.
- Thomas, L. N., A. Tandon, und A. Mahadevan (2008), Submesoscale processes and dynamics, *Journal of Geophysical Research*, pp. 1–15, doi:10.1029/.
- Tsuchiya, M., und L. D. Talley (1985), A pacific hydrography section at 88°w: Water propret distribution, *Journal of Geophysical Research*, *103*, 12,899–12,918.
- Vazquez-Cuervo, J., B. Dewitte, T. M. Chin, E. M. Armstrong, S. Purca, und E. Alburqueque (2013), An analysis of SST gradients off the Peruvian Coast: The impact of going to higher resolution, *Remote Sensing of Environment*, *131*, 76–84, doi: 10.1016/j.rse.2012.12.010.
- Wyrtki, K. (1963), The horizontal and vertical field of motion in the peru current, *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography*, *8*, 313–344.
- Wyrtki, K. (1966), Oceanography in the eastern equatorial pacific ocean, *Oceanography and Marine Biology. An Annual Review*, *4*, 33–68.
- Wyrtki, K. (1967), Circulation and water masses in the eastern equatorial pacific ocean, *Int. J. Oceanol. Limnol.*, *1*, 117–147.

## Danksagung

Vielen Dank an Prof. Dr. Torsten Kanzow für die Themenvergabe und interessante Fragestellung, sowie für die regelmäßigen Rücksprachen, die mir über die Arbeit hinweg weitergeholfen haben. Ebenfalls bedanke ich mich bei Dr. Marcus Dengler für seine Anregungen nach der Hälfte der Bearbeitungszeit. Außerdem bedanke ich mich bei Sören Thomsen, der mir bei vielen fachlichen Fragen weiterhelfen konnte. Bei Thilo Klenz und Marius Kunte bedanke ich mich für das Korrekturlesen der Arbeit.

Ein weiteres Dankeschön geht an Matthias Krüger für die Auswertung der vmADCP-Daten der M93 Fahrt, sowie an alle anderen Beteiligten an der Datenaufbereitung der M93 Fahrt. Außerdem bedanke ich mich beim OceanColor Projekt der NASA für die Bereitstellung der MODIS Aqua und Terra Daten unter <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> sowie beim Asia-Pacific Data-Research Center der University of Hawai'i für die unter <http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/ascap.php> zur Verfügung gestellten ASCAT-Wind-Daten.

## Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

-----  
Ort, Datum

Unterschrift