

**Variabilität von Vermischungsprozessen und
diapyknischen Wärmeflüssen im äquatorialen Atlantik bei 23° W**

Bachelor-Arbeit

im **Bachelorstudiengang (B.Sc.), Physik des Erdsystems –
Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik**
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von

Sören Thomsen

Matrikelnummer: 918558

Erstgutachter: Dr. Marcus Dengler

Zweitgutachter: Prof. Dr. Peter Brandt

Kiel

Juli 2010

Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung	1
1.1	Zusammenfassung	1
1.2	Abstract	1
2	Einleitung	3
2.1	Motivation	3
2.2	Klimavariabilität im tropischen Atlantik	3
2.3	Stromsystem des äquatorialen Atlantiks	3
2.4	Turbulente Vermischungsprozesse und diapyknische Wärmeflüsse	4
2.5	Fragestellung	6
3	Daten und Methoden	7
3.1	Daten	7
3.2	Methoden	8
4	Ergebnisse	11
4.1	Meteorologische und ozeanographische Hintergrundbedingungen	11
4.2	Vermischungsprozesse und diapyknische Wärmeflüsse	15
4.3	Schichtungs- und Scherungsverhältnisse	19
5	Diskussion	24
5.1	Zusammenfassung der Ergebnisse	24
5.2	Diskussion der Ergebnisse	25
5.3	Fehlerdiskussion	28
5.4	Ausblick	29
	Literatur	31

1 Zusammenfassung

1.1 Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden turbulente Vermischungsprozesse und diapyknische Wärmefflüsse im oberflächennahen äquatorialen Atlantik bei 23°W zwischen 2°S und 2°N untersucht. Die analysierten Mikrostrukturmessungen wurden im Juni 2006, März 2008 und November 2009 durchgeführt und zeigen deutliche Unterschiede in den turbulenten Vermischungsraten und diapyknischen Wärmefflüssen auf. Während im März 2008 im Umfeld von moderater vertikaler Scherung sehr niedrige turbulente Vermischungsraten gemessen wurden, traten im Juni 2006 bei vergleichbarer Schichtung erheblich höhere Vermischungsraten unterhalb der Deckschicht auf. Gleichzeitig wurde im Juni 2006 wesentlich stärkere vertikale Scherung im Zusammenhang mit einer tropischen Instabilitätswelle beobachtet. Die Deckschicht verlor im Juni 2006 zwischen 2°S und 2°N im Mittel 55 W/m² durch turbulente Wärmefflüsse. Bei beiden Fahrten wurden nachts unter der Deckschicht höhere Dissipationsraten gemessen als tagsüber. Der Äquatoriale Unterstrom (Equatorial Undercurrent, EUC) hat im November 2009 innerhalb einer Woche eine beträchtliche Verlagerung vollzogen. Auf der Hinfahrt im November 2009 wies der EUC und das darüber gelegene Scherungsmaximum eine sehr tiefe Lage auf. Gleichzeitig wurden keine erhöhten nächtlichen Turbulenzen unter der Deckschicht beobachtet. Während der Rückfahrt lag das Scherungsmaximum am Äquator direkt unterhalb der Deckschicht. Dabei wurden extrem hohe Dissipationsraten und diapyknische Wärmefflüsse registriert. Die durchgeführten Messungen lassen vermuten, dass die Variabilität der Vermischungsprozesse und diapyknischen Wärmefflüsse im äquatorialen Atlantik bei 23°W unterhalb der Deckschicht im großen Maße durch die Lage und Stärke der vertikalen Geschwindigkeitsscherung oberhalb des EUC-Kerns bestimmt wird.

1.2 Abstract

Mixing processes in the upper equatorial Atlantic at 23°W on the basis of direct microstructure measurements from June 2006, March 2008, and November 2009 have been studied. These measurements indicate large differences in mixing intensities below the mixed layer. In March 2008 vertical shear and mixing levels were comparatively low. At similar stratification in June 2006, enhanced mixing well below the mixed layer was observed. During this time a tropical instability wave passed by which was connected with strong vertical shear in upper 60 m of the water column. Throughout these two cruises, nocturnal mixing rates exceeded daily values, associated with the known deep diurnal cycle. The averaged diapycnal heat flux between 2°S and

2°N across the base of the mixed layer was 55 W/m² in June 2006. The Equatorial Undercurrent changed its position significantly over one week in November 2009. During the southward cruise, weak nocturnal mixing rates below the mixed layer were found. The deep position of the undercurrent core with its high shear zone above may explain this observation. Nocturnal measurements during the northward cruise at the equator reveal much higher vertical shear directly under the base of the mixed layer in connection with significantly increased turbulence. These results suggest that the variability of mixing processes in the investigated area might be determined to a large portion by the strength and position of the vertical shear above the undercurrent core.

2 Einleitung

2.1 Motivation

Der östliche tropische Atlantik zeigt eine starke saisonale Schwankung der Meeresoberflächentemperatur (Sea Surface Temperatur, SST) auf. Im frühen borealen Sommer entwickelt sich eine Kaltwasserzunge, deren Stärke im direkten Zusammenhang mit Niederschlagsanomalien über dem tropischen Atlantik, im Nordosten Brasiliens und an den Küstengebieten um den Golf von Genua steht (z.B. *Carton und Huang, 1994; Giannini et al., 2003; Kushnir et al., 2006*). Ziel aktueller Forschungsvorhaben ist es, die Stärke der Abkühlung der Meeresoberflächentemperatur vorherzusagen, um somit auf die zu erwartenden Niederschlagsmengen in den betroffenen Gebieten schließen zu können. Hierfür ist es notwendig, neben den großskaligen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationen auch die kleinskaligen Vermischungsprozesse im Ozean zu verstehen. Letztere sollen in dieser Arbeit bei 23°W, dem westlichen Ende der sommerlichen Kaltwasserzunge, genauer untersucht werden.

2.2 Klimavariabilität im tropischen Atlantik

Die Intertropische Konvergenzzone, welche sich durch besonders schwache Winde und aufsteigende Luftmassen auszeichnet, weist im Atlantik eine starke saisonale Migration auf. Die Schwachwindzone wird im Norden (Süden) durch die Nordost- (Südost-) Passatwinde begrenzt. Im borealen Sommer (Juni - August) verschiebt sich die Intertropische Konvergenzzone nach Norden, was eine Verstärkung des Windstresses im äquatorialen Atlantik zur Folge hat. Dies führt zu stärkerer Ekman-Divergenz am Äquator und somit zu vermehrtem Auftrieb. Als Folge erfährt die Meeresoberfläche eine deutliche Abkühlung. Die entstehende Kaltwasserzunge erstreckt sich in ihrer stärksten Phase bis ~25°W.

2.3 Stromsystem des äquatorialen Atlantiks

Starke zonale Strömungen bestimmen das Stromsystem des äquatorialen Atlantiks (siehe z.B. *Lumpkin und Garzoli, 2005*). Als Oberflächenströmungen erstrecken sich der ostwärtige Nordäquatoriale Gegenstrom von 3°N bis 10°N und der westwärtige Südäquatorialstrom (South Equatorial Current, SEC) von 15°S bis 3°N. Dabei kann der SEC in den nördlichen (northern, nSEC), zentralen (central, cSEC) und südlichen SEC (southern, sSEC) aufgeteilt werden. Der nSEC befindet sich im zentralen Atlantik bei ~1°N bis ~2°N und wird durch den Äquatorialen Unterstrom (Equatorial Undercurrent, EUC) vom cSEC getrennt. Der EUC ist mit Geschwindigkeiten um 100 cm/s der stärkste Strom am Äquator. Das Geschwindigkeitsmaximum liegt im

Westen am tiefsten bei ca. 100 m und flacht im Osten bis zu einer Tiefe von ca. 50 m ab. Die Auftriebsgebiete im östlichen Atlantik werden durch den EUC mit Wasser versorgt.

In den letzten Jahren konnte durch eine Vielzahl von Forschungsfahrten in den äquatorialen Atlantik sowie durch Verankerungsprogramme die Variabilität des EUCs genauer untersucht werden. Anhand einer Verankerung bei 23°W im Jahre 2002 konnten die ersten Analysen zum Jahresgang der oberflächennahen Strömungen vorgenommen werden. Dabei zeigte sich, dass die Tiefe des EUC-Kerns von Januar bis Mai abnimmt. Von Juni bis Dezember sinkt der Kern wieder ab (*Provost et al.*, 2004; *Giarolla et al.*, 2005; *Brandt et al.*, 2006; *Brandt et al.*, 2008).

Arnault (1987) untersuchte die Saisonalität der oberflächennahen Strömungen im äquatorialen Atlantik mit Hilfe von Schiffsdriften. Dabei zeigte sich, dass der nSEC im zentralen Atlantik im Juni und Juli die höchsten westwärtige Strömungsgeschwindigkeiten von 50 cm/s aufweist. Ein weiteres Maximum von 40 cm/s wurde im Dezember festgestellt. *Lumpkin und Garzoli* (2005) führten mit Hilfe von Oberflächendriftern neuere Untersuchungen durch. Dabei wurde auch die mittlere zonale Geschwindigkeit zwischen 33°W und 23°W eines jeden Monats berechnet. Diese wies zwischen 0°N und 2°N neben den von *Arnault* beobachteten westwärtigen Maxima ein zusätzliches ostwärtiges Maximum von 40 cm/s im Frühjahr auf. Der EUC und der nSEC befinden sich beide direkt im Untersuchungsgebiet und spielen daher bei der Analyse eine wichtige Rolle.

2.4 Turbulente Vermischungsprozesse und diapyknische Wärmeflüsse

Molekulare Diffusion von Temperatur und Salz ist für die diapyknische Vermischung im Ozean verantwortlich. Turbulenz führt zu einer deutlichen Erhöhung der Vermischungsrate, da lokal die Gradienten von Temperatur und Salz vergrößert werden. Turbulente Vermischung kann durch unterschiedliche Prozesse ausgelöst werden. Konvektion, Scherinstabilität, Wechselwirkungen mit der Topographie sowie Oberflächenwellen sind Beispiele für Prozesse, die für ein erhöhtes Turbulenzniveau im Ozean verantwortlich sein können. Topographische Einflüsse sind im oberflächennahen äquatorialen Atlantik bei 23°W nicht bekannt. Außerdem ist die Wassersäule unterhalb der Deckschicht im Untersuchungsgebiet stabil geschichtet und somit tritt keine Konvektion auf. Daher wird vermutet, dass Scherinstabilitäten in Form von Kelvin-Helmholtz-Instabilitäten die entscheidende Quelle für die Turbulenz im Untersuchungsgebiet darstellen.

Die Richardson-Zahl (Ri) liefert ein Maß für das Verhältnis der Stabilität der Schichtung zu der vertikalen Strömungsscherung und ist wie folgt definiert:

$$Ri = \frac{N^2}{S^2} \quad N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \quad S = \sqrt{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2}$$

Wobei N die Brunt-Väisälä Frequenz, S die vertikale Geschwindigkeitsscherung, g die Gravitationsbeschleunigung, ρ die potentielle Dichte, u die zonale und v die meridionale Geschwindigkeitskomponente bezeichnet. Richardson-Zahlen kleiner als 0.25 sind ein notwendiges, aber nicht hinreichendes Kriterium für das Auftreten von Kelvin-Helmholz-Instabilitäten.

Intensive Turbulenzmessungen in den 80er Jahren im äquatorialen Pazifik führten zu einem besseren Verständnis der Vermischungsprozesse und der Bedeutung von turbulenten Wärmefläüssen in dieser Region (*Gregg et al.*, 1985; *Peters et al.*, 1988; *Moum et al.*, 1989). Durch diese Messungen konnte die Existenz eines stark ausgeprägten Tagesganges der Vermischung im äquatorialen Pazifik bei 140°W beobachtet werden. Dabei treten nachts sehr starke Vermischungereignisse bis in die gut geschichteten Tiefen unterhalb der Deckschicht auf. Als Auslöser wird die nächtliche Konvektion in der Deckschicht vermutet (*Peters et al.*, 1988; *Wang und Müller*, 2002). Diese sorgt für eine Störung an der Unterkante der Deckschicht, welche dann im Umfeld von durchgehend kritischen Richardson-Zahlen Instabilitäten hervorruft. Der Tagesgang wurde auch im östlichen äquatorialen Atlantik bei 10°W beobachtet (*Bachelor's Thesis, Banyte*, 2007). Die starke Vermischung reichte jedoch nur zwischen 3°S und 1.5°N bis unter die Deckschicht. Weiter südlich bei 6°S und 10°S war lediglich ein Tagesgang innerhalb der Deckschicht aufzufinden. Das Verständnis des Tagesganges der Vermischungsraten ist entscheidend, da die nächtlichen turbulenten Vermischungereignisse die mittlere Dissipationsrate und somit auch die mittleren diapyknischen Wärmeflüsse bestimmen.

Tropische Instabilitätswellen (Tropical Instability Waves, TIWs) besitzen Wellenlängen von bis zu 1000 km, eine westwärtige Phasengeschwindigkeit von 30 – 60 cm/s und Perioden zwischen 15 und 50 Tagen (*Steger und Carton*, 1991; *Qiao und Weisberg*, 1995; *Caltabiano et al.*, 2005). TIWs treten sowohl im Pazifik als auch im Atlantik ganzjährig auf. Sie beziehen ihre Energie aus Instabilitäten der meridionalen Scherung zwischen den zonalen äquatorialen Strömungen (*Philander*, 1976, 1978). *Moum et al.* (2009) konnten durch Messungen im äquatorialen Pazifik bei 140°W zeigen, dass TIWs durch ihre zusätzliche meridionale Geschwindigkeitsscherung zu extrem hohen Vermischungsraten und diapyknischen Wärmefläüssen (400 W/m²) führen können. Die gemessenen Wärmeflüsse reichten aus, um die Meeresoberfläche um 2°C pro Monat abzukühlen. Bis dahin wurde angenommen, dass TIWs durch Temperaturadvektion zu einer leichten Erwärmung der Meeresoberfläche führen (*Grodsky et al.*, 2004; *Jochum et al.*, 2004).

Durch intensive Mikrostrukturmessungen im November und Dezember 1991 im äquatorialen Pazifik bei 140°W konnte der Einfluss einer Kelvinwelle auf Vermischungsraten und Wärmeflüsse bestimmt werden. Nach Durchschreiten des Wellenberges nahmen die diapyknischen Wärmeflüsse um das Vierfache ab (von 40 W/m² auf 10 W/m²). Dieser Prozess wird als mögliche Ursache für die schnelle Erwärmung der Meeresoberfläche vor einem El Niño Ereignis vermutet (*Lien et al.*, 1995).

2.5 Fragestellung

Ziel dieser Arbeit ist es, die Variabilität der Vermischungsprozesse und der diapyknischen Wärmeflüsse am westlichen Ende der Kaltwasserzunge bei 23°W am Äquator zu beschreiben. Durch die Analyse der Hintergrundbedingungen soll versucht werden, die möglichen Ursachen für die unterschiedlich starken Vermischungsraten und die damit verbundenen diapyknischen Wärmeflüsse zu erklären. Als mögliche Ursache wird die Variabilität des EUCs in Bezug auf Stärke und Lage des Geschwindigkeitsmaximums vermutet. Diese könnte unterschiedlich starke Geschwindigkeitsscherungen hervorrufen. Außerdem ist der nSEC im Sommer stärker ausgeprägt (*Arnault, 1987; Lumpkin und Garzoli, 2005*). Da der EUC und der nSEC in entgegengesetzte Richtung verlaufen, könnte dies zu höheren Geschwindigkeitsscherungen bei den Aufnahmen im Juni 2006 führen. Zusätzlich ist die Stabilität der Schichtung entscheidend für die Vermischungsraten. Deshalb wird neben der Scherung auch die Schichtung untersucht. Es wird außerdem vermutet, dass TIWs und Kelvinwellen eine entscheidende Rolle für die Variabilität der Vermischungsraten im äquatorialen Atlantik spielen.

3 Daten und Methoden

3.1 Daten

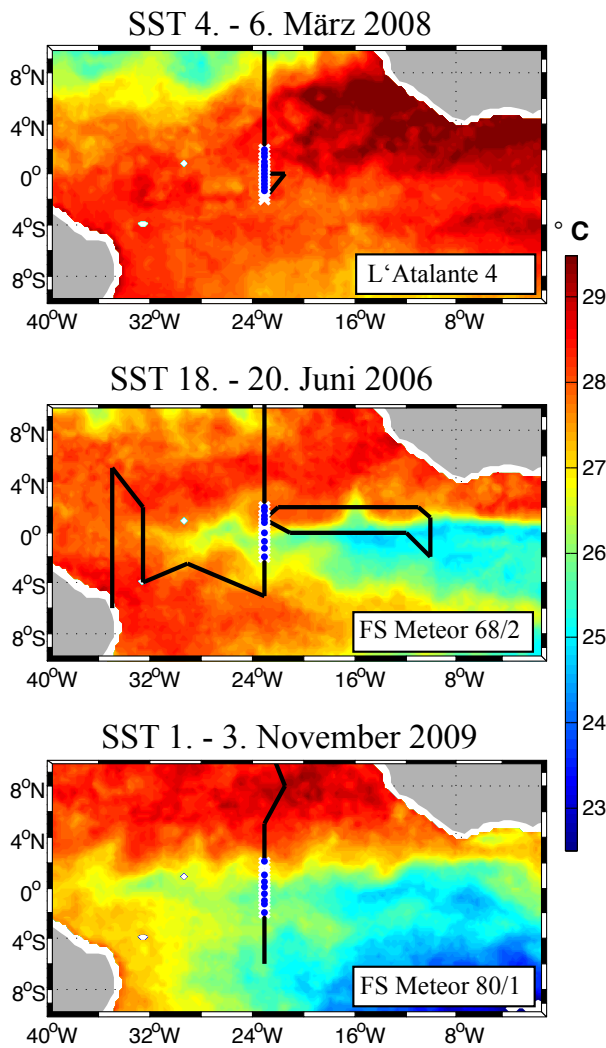


Abbildung 1: Meeresoberflächentemperatur und Fahrtrouten. L'Atalante 4, März 2008 (oben); FS Meteor 68/2, Juni 2006 (Mitte) und FS Meteor 80/1, November 2009 (unten); blaue Punkte: Mikrostrukturstationen; weiße Kreuze: CTD Stationen; SST 3-Tageskomposition (TMI)

Für die Arbeit wurden insgesamt mehr als 200 Mikrostrukturmessungen von 23°W zwischen 2°S und 2°N der folgenden Forschungsfahrten verwendet: FS Meteor 68/2 - Juni 2006, L'Atalante 4 - März 2008 und FS Meteor 80/1 - November 2009 (Abbildung 1, Tabelle 1). Zusätzlich wurden sowohl Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen (Conductivity, Temperature and Depth, CTD) sowie Strömungsdaten (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) der drei Ausfahrten analysiert. Die Datensätze der beiden ersten Fahrten sowie die CTD und ADCP Daten der FS Meteor 80/1 Fahrt wurden bereits ausgewertet zur Verfügung gestellt. Lediglich die Mikrostrukturmessungen der FS Meteor 80/1 Fahrt mussten noch ausgewertet werden.

Auf der FS Meteor gibt es ein 38 kHz und 75 kHz ADCP. Für die beiden FS Meteor Reisen wurden nur Daten des 75 kHz ADCPs analysiert. Die vertikale Auflösung war bei beiden Fahrten auf 8 m eingestellt. Die L'Atalante besitzt zwei unterschiedliche ADCP-Systeme. Das 75 kHz ADCP hat eine Reichweite von ca. 800 m und wurde auf eine vertikale Auflösung von 16 m eingestellt. Das 300 kHz ADCP reicht hingegen nur bis ca. 100 m. Die Bingröße wurde auf 4 m konfiguriert. Für diese Arbeit wurden beide ADCP Datensätze kombiniert. Für die obersten 81 m

wurde das 300 kHz ADCP verwendet und für die tieferen Bereiche das 75 kHz ADCP. Die ADCP Messungen des 300 kHz ADCPs wurden für die Berechnung von Geschwindigkeitsscherungen so maskiert, dass sie mit den Messungen des 75 kHz ADCPs vergleichbar sind. Zusätzlich konnten Temperatur-, Salz- und Strömungsmessungen der Pirata¹ Verankerung bei 0°N, 23°W genutzt werden, um die Messungen der drei Forschungsfahrten besser einzuordnen. Mit Hilfe von Satelliten-Messungen² (Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI)) konnte zusätzlich die SST zur Zeit der drei Forschungsfahrten untersucht werden.

3.2 Methoden

Die verwendeten Mikrostruktursonden vom Typ MSS 90-D (Sea and Sun Technology) enthalten zwei, bzw. vier hochfrequente Scherungssensoren, einen internen Beschleunigungssensor und einen schnellen Temperatursensor (NTC). Zusätzlich ist die Sonde mit Standard CTD Sensoren ausgestattet. Die Geschwindigkeitsscherungen wurden in 1s-Intervalle geteilt, um Wellenzahlspektren zu berechnen. Durch die Integration des Scherungsspektrums der turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen $E_{\frac{du'}{dz}}$ kann die Dissipationsrate von kinetischer Energie ε unter Annahme von spektraler Isotropie bestimmt werden (Hinze, 1959; Osborn, 1974, 1980; Oakey, 1982).

MSS Profile	gesamt	Tag	Nacht	0°N
März 2008	84	32	52	37
Juni 2006	45	15	30	18
Nov. 2009	84	26	58	50

Tabelle 1: Anzahl von Mikrostrukturmessungen. März 2008, Juni 2006 und November 2009, Tag: 10:00 - 22:00 UTC (8:00 - 20:00 Lokale Zeit).

$$\varepsilon = 7.5\nu \int_0^{\infty} E_{\frac{du'}{dz}}(k) dk$$

Dabei ist ν die kinematische Viskosität von Seewasser. In der Praxis ist es nicht möglich, von 0 bis ∞ zu integrieren, da die turbulenten Bewegungen nicht klar von Störschwingungen und internen Wellen abzugrenzen sind. Daher wird eine obere und untere Integrationsgrenze festgelegt. Die obere Grenze variiert stark um den Wert von 30 cpm. Für die untere Grenze wird hier eine

¹ Prediction and Research Moored Array in the Atlantic (PIRATA). TAO Project Office/PMLE/NOAA. www.pmel.noaa.gov/pirata.

² TMI data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project. Data are available at www.remss.com.

empirische Grenze zwischen 2 und 3 cpm verwendet. Der restliche Teil der Integration ergibt sich aus dem universellen Nasmyth Spektrum (*Nasmyth, 1970*). Bevor aus Mikrostrukturrohdaten aussagekräftige Werte für die Dissipationsrate bestimmt werden können, muss eine Vielzahl von Datenverarbeitungsschritten erfolgen. Der wichtigste Prozess dabei ist es, Spikes ausfindig zu machen und diese zu entfernen. Dies ist besonders wichtig, da seltene starke Vermischungsergebnisse die mittlere Vermischung bestimmen und somit einzelne Spikes große Auswirkungen haben. Spikes können durch Kollision der Scherungssensoren mit Schwebeteilchen oder Kleintieren hervorgerufen werden. Unterscheiden sich die Messwerte der unterschiedlichen Scherungssensoren stark (hier um das Achtfache), kann auf einen Spike geschlossen werden. Die Scherungssensoren sind für eine senkrechte und möglichst konstante Sinkgeschwindigkeit von 0.5 bis 0.6 m/s optimiert. An jeder Station wurden mindestens drei Messungen durchgeführt und ein Stationsmittel gebildet.

Aus den gemessenen Dissipationsraten können vertikale turbulente Austauschkoefizienten berechnet werden. In dieser Arbeit wurde hierfür die von *Osborn (1980)* vorgestellte Methode zur Berechnung des Austauschkoefizienten K_ρ verwendet³. *Osborn* führte eine Skalenabschätzung für die Gleichung der turbulenten kinetischen Energie durch. Daraus folgte er, dass im stabil geschichteten Ozean bei stationärem Zustand die erzeugte Turbulenz im Wesentlichen durch zwei Terme balanciert wird: Zum einen durch die Dissipation von kinetischer Energie in Form von molekularer Reibung und zum anderen durch die Erhöhung der potentiellen Energie durch Vermischung. Doppeldiffusive Prozesse sind in dem Model von *Osborn* nicht enthalten. Das Verhältnis zwischen erzeugter Turbulenz und dem resultierenden Dichtefluss wird als Fluss-Richardson-Zahl (flux Richardson number, R_f) bezeichnet. Der turbulente Austauschkoefizient ergibt sich dann wie folgt:

$$K_\rho = \frac{R_f}{(1 - R_f)} \cdot \frac{\varepsilon}{N^2} = \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2}$$

Wobei Γ die Effizienz der Vermischung ist, welche in dieser Arbeit mit 0.2 angenommen wird (*Osborn, 1980; Oakey, 1982; Gregg et al., 1986*). Die vertikalen turbulenten Wärmeflüsse wurden mit Hilfe des turbulenten Austauschkoefizienten K_ρ bestimmt.

$$J_h = -\rho c_p K_\rho \Theta_z$$

Dabei ist ρ die Dichte, c_p die spezifische Wärmekapazität des Seewassers und Θ_z der vertikale Gradient der potentiellen Temperatur. Die Deckschichttiefe definiert sich in dieser Arbeit durch die Tiefe, bei der die mittlere Temperatur zwischen 3 m und 10 m um 0.2° C abgefallen ist.

³ Siehe auch S.A. Thorpe, *The Turbulent Ocean*, Cambridge University Press (2005), S. 28-29, 180-181.

Diese Tiefe wurde für jedes Mikrostrukturprofil einzeln bestimmt. Anschließend wurde ein Stationsmittel berechnet. Dabei wurden maximal fünf Profile für eine Station verwendet, um den Fehler in der mittleren Deckschichttiefe möglichst gering zu halten. Für die Berechnung der mittleren Dissipationsrate von kinetischer Energie sowie den mittleren turbulenten Austauschkoefizienten wurden nur Messwerte unterhalb der jeweiligen Deckschichttiefe verwendet. Zur Bestimmung des diapyknischen Wärmeverlustes der Deckschicht wurde der Wärmefluss in einem 10m-Intervall gemittelt, welches 5 m unterhalb der bestimmten Deckschichttiefe beginnt. Falls nur in den obersten 2 - 4 m des Intervalls sehr hohe Wärmeflüsse auftraten, wurde das Intervall um 2 - 4 m nach unten verschoben. Hierdurch wird gewährleistet, dass der berechnete Wärmefluss auch einen realen Wärmeverlust der Deckschicht darstellt. Bei mehreren Messungen an einer Breitenstation wurde je ein mittlerer Wert für alle Tages- (10:00 - 22:00 UTC, 8:00 - 20:00 Lokale Zeit) und Nachtmessungen bestimmt. Anschließend wurde dann ein Tagesmittel berechnet. Der mittlere Wärmefluss für den Schnitt (2°S - 2°N) ergibt sich aus dem Mittelwert der diapyknischen Wärmeflüsse jeder Breitenstation.

Die Analyse der FS Meteor 80/1 Fahrt wird in Hin- und Rückfahrt aufgeteilt. Dabei wird hauptsächlich auf die Situation während der Hinfahrt eingegangen. Die Aufteilung ist sinnvoll, da der Großteil der zur Verfügung stehenden Mikrostrukturmessungen auf der Hinfahrt durchgeführt wurde. Eine vollständige Analyse der Rückfahrt war im Rahmen dieser Arbeit daher nicht möglich und könnte erst mit Hilfe der MicroRider⁴ Messungen, die zwischen Hin- und Rückfahrt am Äquator durchgeführt wurden, erfolgen. Im Juni wurde der Schnitt zwischen 2°S und 2°N bei 1°N für elf Tage unterbrochen.

⁴ Gekoppeltes MicroRider - Gleiter System, siehe auch www.rocklandscientific.com und www.ifm-geomar.de.

4 Ergebnisse

Die Darstellung der Ergebnisse gliedert sich wie folgt: Zunächst erfolgt eine Darstellung der meteorologischen und ozeanographischen Hintergrundbedingungen mit Hilfe der ADCP-, CTD-, Satelliten- (TMI) und Bojendaten (Pirata). Anschließend wird die Variabilität der Vermischungsprozesse und diapyknischen Wärmefflüsse beschrieben. Dies beinhaltet sowohl den Vergleich zwischen den mittleren Werten der drei Messfahrten sowie die Analyse der täglichen Variabilität. Zuletzt soll durch die Analyse der Scherung und Schichtung versucht werden, die möglichen Ursachen für die unterschiedlich starken Vermischungsraten und Wärmefflüsse zu bestimmen.

4.1 Meteorologische und ozeanographische Hintergrundbedingungen

Die Stärke der Windgeschwindigkeit im äquatorialen Atlantik bei 23°W weist einen ausgeprägten Jahresgang auf, welcher durch die saisonale Migration der Intertropischen Konvergenzzone und der damit verbundenen Verlagerung der Passatwinde zu erklären ist. Zwischen Juli und November treten die höchsten Windgeschwindigkeiten auf. Diese wehen vorwiegend aus südöstlicher Richtung. Die niedrigsten Windgeschwindigkeiten, welche aus unterschiedlichen Richtungen kommen, werden im Frühjahr beobachtet. Während der Mikrostrukturmessungen betrug die mittlere Windgeschwindigkeit im März 2008 3.5 m/s, im Juni 2006 6.5 m/s und im November 2009 6 m/s. Insgesamt lagen die Windgeschwindigkeiten bei allen drei Fahrten im Bereich der klimatologischen Mittelwerte der Pirata Boje bei 0°N, 23°W, die seit dem Jahr 2000 fast durchgehend Windmessungen durchführt.

Die Lufttemperatur (Surface Air Temperature, SAT) in 3 m Höhe und die SST unterscheiden sich kaum (Abbildung 2). Die SST liegt im 5-Tagesmittel immer über der SAT, wobei der maximale Unterschied von 1°C im Frühjahr vor der Entstehung der Kaltwasserzunge auftritt. Dieser erhöhte Temperaturunterschied wird hauptsächlich durch die nächtliche Abkühlung der Luft hervorgerufen, welche in diesem Zeitraum stärker ist als in den anderen Monaten (nicht dargestellt). Beide Temperaturen zeigen den gleichen Jahresgang auf. Die höchsten SST-Werte von 29 bis 30°C treten jeweils im März und April auf. Ab Ende Mai kühlt sich die Meeresoberfläche sehr plötzlich um bis zu 4°C bis 5°C innerhalb von zwei Monaten ab. Die niedrigsten Temperaturen sind von Juli bis August aufzufinden. Danach erfährt die Meeresoberfläche eine stetige Erwärmung, bis wieder die maximalen Temperaturen im Frühjahr erreicht werden.

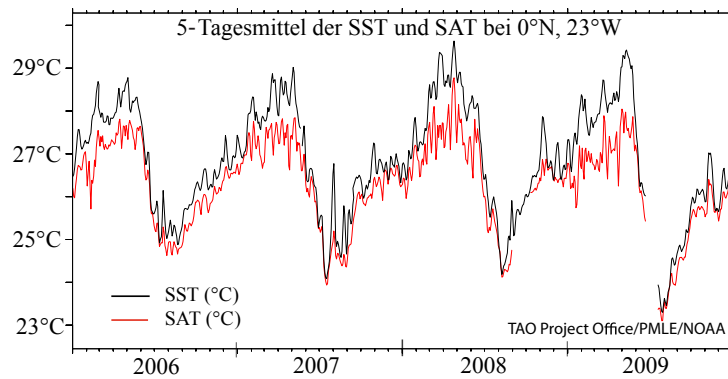


Abbildung 2: 5-Tagesmittel der Meeresoberflächentemperatur und Lufttemperatur bei 0°N, 23°W. Die SST wird in 1 m Tiefe gemessen (schwarz) und die SAT in 3 m Höhe (rot). Dargestellt von 2006 bis 2009 (Pirata Boje 0°N, 23°W <http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>).

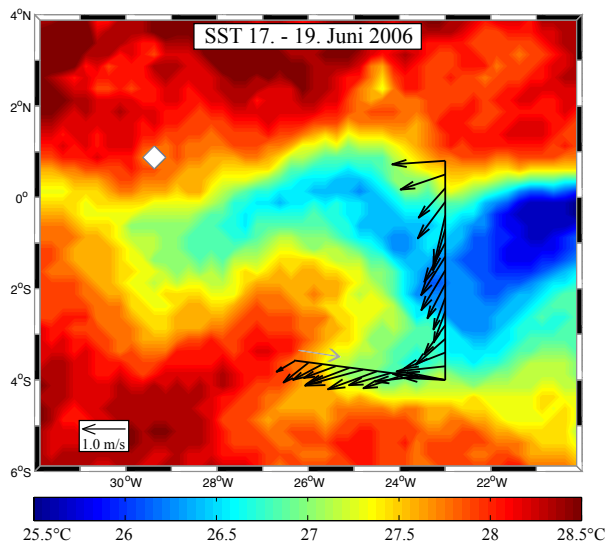


Abbildung 3: Meeresoberflächentemperatur und oberflächennahe Strömung. Dargestellt ist die 3-Tageskomposition der SST (TMI) vom 17. - 19. Juni 2006. Die schwarzen Pfeile zeigen die mittlere Strömung zwischen 15 m und 45 m Tiefe an (ADCP). Der graue Pfeil markiert die Fahrtrichtung.

In Abbildung 1 sind 3-Tageskompositionen der SST mit den entsprechenden Fahrtrouten dargestellt. Im März 2008 liegt die SST im Untersuchungsgebiet bei knapp 28°C und weist zonal nur sehr geringe Variationen auf. Über die gesamte Dauer der Fahrt sind keine großen Veränderungen der Oberflächentemperaturen zu beobachten. Im Juni 2006 befindet sich die Kaltwasserzunge bei 23°W gerade in der Entstehungsphase. Die Verteilung der SST lässt schon vermuten, dass zur Zeit der Messungen entlang von 23°W eine TIW das Messgebiet durchzogen hat. Diese Vermutung wird durch die Analyse der ADCP-Messungen bestätigt (Abbildung 3, 5.d). Anfang November 2009 befindet sich die Kaltwasserzunge in ihrer Endphase und ist daher nur noch schwach zu erkennen. In Abbildung 4 ist die Entwicklung der SST zur Zeit der Messungen dargestellt. Während der Hinfahrt verändert sich die SST im Untersuchungsgebiet kaum. Ab dem 8. November schiebt sich eine deutlich wärmere Wassermasse von Westen durch das Messgebiet. Diese wird im Folgenden nicht als TIW bezeichnet. Eine genaue Einordnung ist mit den vorhandenen Daten schwierig, da sich das Schiff in der entscheidenden Zeitspanne zu weit südlich befand.

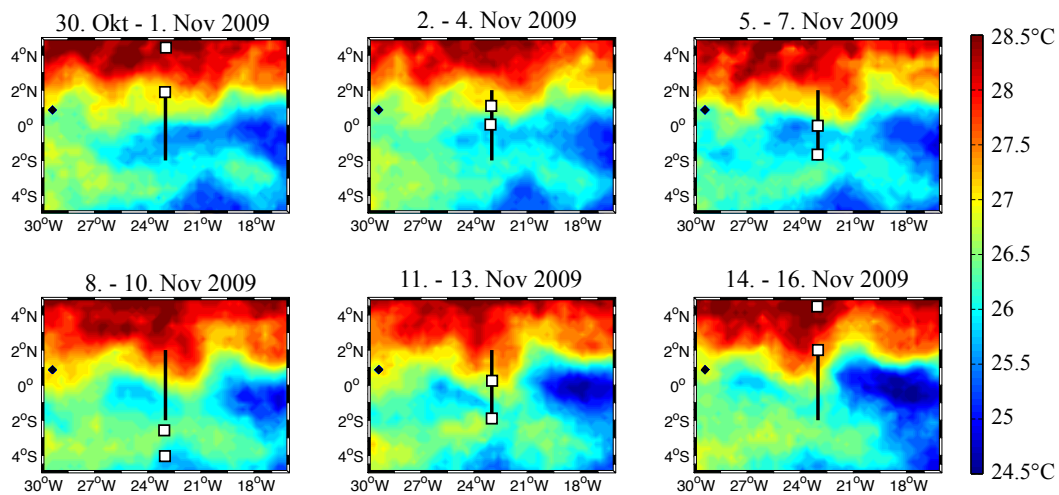


Abbildung 4: Meeresoberflächentemperatur und Positionen des Schiffes. Gezeigt wird die 3-Tageskomposition der SST (TMI) vom 30. Oktober bis 16. November 2009. Schwarzer Strich: Untersuchungsgebiet 2°S - 2°N, 23°W; weiße Vierecke: nördlichste und südlichste Position des Schiffes zur Zeit der jeweiligen drei Tage.

Die zonalen und meridionalen Strömungsgeschwindigkeiten zur Zeit der drei Ausfahrten werden in Abbildung 5 gezeigt. Im November 2009 ist sowohl Hin- als auch Rückfahrt dargestellt. Der EUC ist in allen vier ADCP Schnitten klar durch das ostwärtige Geschwindigkeitsmaximum zu erkennen. Dabei unterscheiden sich jeweils die Stärke der Geschwindigkeit und die Lage des Geschwindigkeitsmaximums. Im März 2008 besaß der EUC im Kern Geschwindigkeiten von 90 cm/s. Das Geschwindigkeitsmaximum lag in einer Tiefe von 55 m. Im Juni 2006 hingegen war der EUC mit maximalen Geschwindigkeiten von 110 cm/s deutlich stärker ausgeprägt als im Frühjahr 2008. Der EUC-Kern befand sich bei 70 m. Außerdem ist der nSEC mit Geschwindigkeiten von bis zu 100 cm/s in 20 m Tiefe deutlich zu erkennen. Im November 2009 lag der EUC-Kern auf der Hinfahrt in einer Tiefe von 85 m. Die maximalen Geschwindigkeiten betragen wie im März 2008 90 cm/s. Der nSEC reicht bei 1°N mit Geschwindigkeiten von 20 cm/s bis in eine Tiefe von 60 m. Während der Rückfahrt im November 2009 befand sich das Geschwindigkeitsmaximum hingegen bei 1°N und war deutlich klarer ausgeprägt mit maximalen Geschwindigkeiten von 110 cm/s. Der EUC-Kern hat somit innerhalb kürzester Zeit eine beachtliche Verlagerung vollzogen. Auf der Rückfahrt ist der nSEC unterhalb von 30 m nicht mehr zu erkennen. Im März 2008 traten kaum meridionale Geschwindigkeiten auf. Im Juni 2006 hingegen ist zwischen 3°S und dem Äquator eine außergewöhnlich starke südwärtige Strömungskomponente (bis 60 cm/s) zu erkennen (Abbildung 5.d). Diese kann mit der TIW in Zusammenhang gebracht werden, deren wirbelhafte Struktur auch in der SST Verteilung sowie den gemittelten Oberflächenströmungen (15 m - 45 m) der ADCP Messungen gut zu erkennen ist (Abbildung 3).

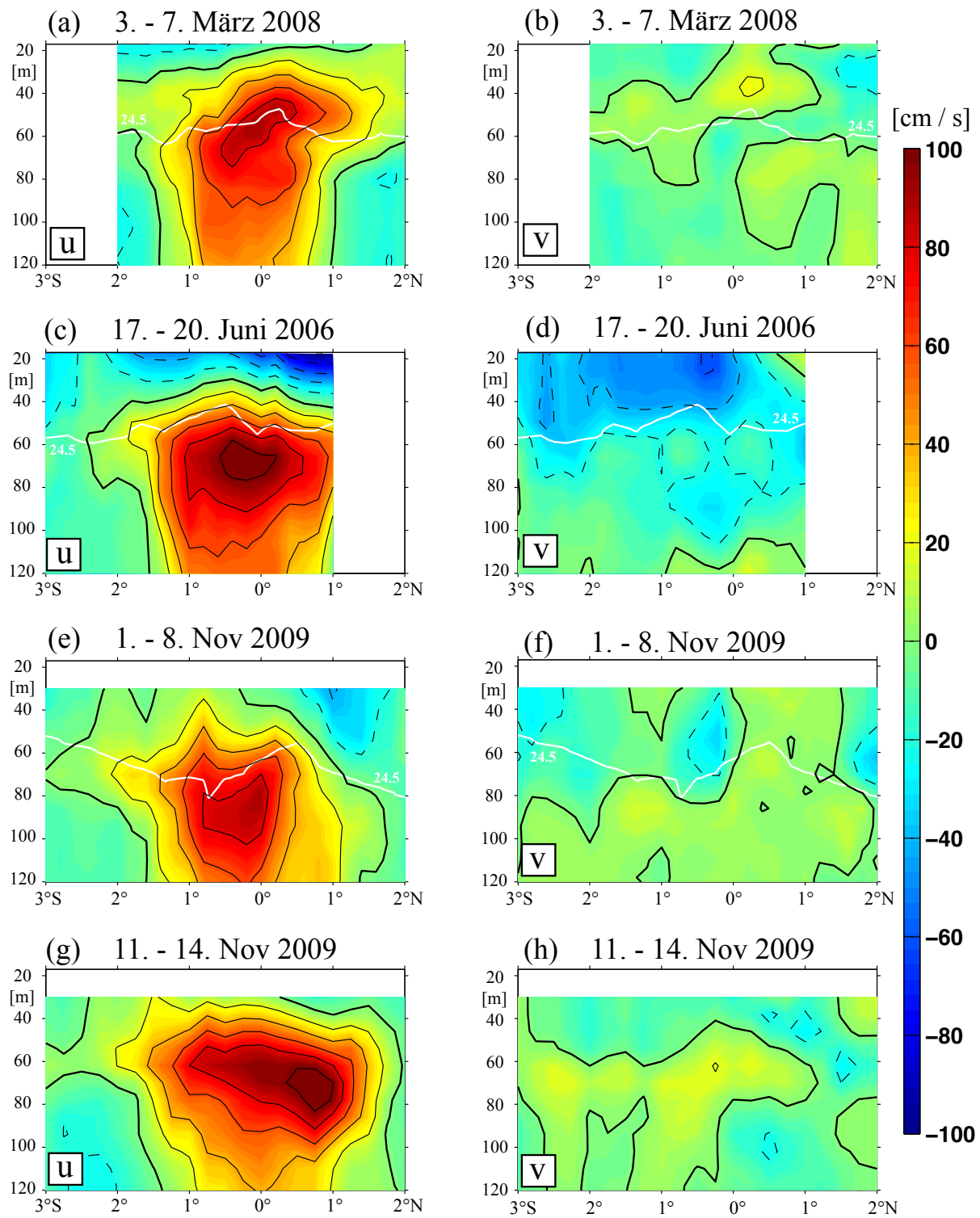


Abbildung 5: Zonale (links) und meridionale (rechts) Geschwindigkeiten zwischen 3°S und 2°N bei 23°W. 3. - 7. März 2008 (a,b); 17. - 20. Juni 2006 (c,d); 1. - 8. Nov. 2009 (e,f); 11. - 14. Nov. 2009; weiße Linie: $\sigma_{th} = 24.5 \frac{\text{g}}{\text{kg}}$ (Auf der Rückfahrt wurden zu wenig CTD-Messungen für eine Dichtelinie durchgeführt).

4.2 Vermischungsprozesse und diapkyknische Wärmeflüsse

In Abbildung 6 ist die mittlere Dissipationsrate von kinetischer Energie zwischen 2°S und 2°N bei 23°W für März 2008, Juni 2006 und November 2009 (Hinfahrt) dargestellt. Die gestrichelte Linie markiert die Deckschichttiefe. Im März 2008 treten insgesamt sehr niedrige turbulente Dissipationsraten auf. Lediglich bei 1°S und 0.5°N werden bis 25 m unter der Deckschichttiefe Werte von deutlich über 10^{-7} W/kg erreicht. Bei den anderen Breitenstationen liegen die Werte unter der Deckschicht zwischen 10^{-8} und 10^{-7} W/kg. Ab einer Tiefe von 50 m treten nur noch vereinzelte Vermischungsereignisse auf. Im Sommer 2006 werden hingegen maximale Dissipationsraten von über 10^{-6} W/kg erreicht. Zwischen 1.5°S und 1°N erstreckt sich ein Band mit hohen Dissipationsraten zwischen 10^{-7} und 10^{-6} W/kg bis in eine Tiefe von 60 m. Darunter konnten aus technischen Gründen keine Messungen durchgeführt werden. Die Tiefe der Deckschicht liegt bei 2°S und 2°N im Sommer 2006 bei 60 m. Auch in diesen Tiefen erreicht die turbulente Dissipationsrate noch relativ hohe Werte zwischen 10^{-8} und 10^{-7} W/kg. Insgesamt liegt die Dissipationsrate im Juni 2006 in vielen Bereichen eine Größenordnung über den Werten vom März 2008. Auf der Hinfahrt 2009 treten, ähnlich wie im März 2008, niedrigere Vermischungsraten auf. Lediglich bei 0.5°S und 2°N ist die turbulente Dissipationsrate an der Unterkante der Deckschicht größer als 10^{-7} W/kg. Außerdem befindet sich zwischen 0.5°S und 0.5°N in einer Tiefe von 60 - 80 m ein weiteres Maximum der turbulenten Dissipationsrate. Dieses reicht jedoch nicht bis an die Unterkante der Deckschicht. In den anderen Bereichen liegt die turbulente Dissipationsrate deutlich unter 10^{-8} W/kg.

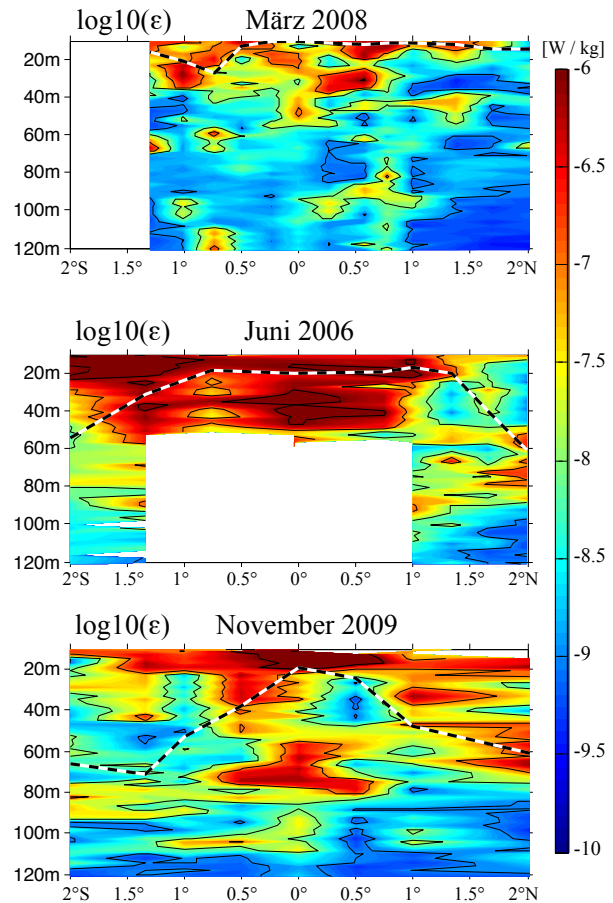


Abbildung 6: Schnitte der turbulenten Dissipationsrate. Dargestellt für März 2008 (oben), Juni 2006 (Mitte) und November 2009 Hinfahrt (unten). Die gestrichelte Linie markiert die flachste Deckschichttiefe aller Profile einer Breitenstation. In die Berechnung gehen nur Messwerte ein, die unter der jeweiligen Deckschichttiefe gemessen wurden. Im Juni 2006 reichten die Messungen teilweise nur bis 60 m.

In Tabelle 2 sind die mittleren diapyknischen Wärmeflüsse am unteren Rand der Deckschicht zwischen 2°S und 2°N für März 2008, Juni 2006 und November 2009 (Hinfahrt) dargestellt. Dabei ist zu beachten, dass im März 2008 die Messungen nur bis 1.3°S durchgeführt wurden. Die Deckschicht verlor im Mittel 11 W/m², 55 W/m² und 14 W/m² durch turbulente Wärmeflüsse. Somit waren die Wärmeflüsse im Juni 2006 vier- bis fünfmal so hoch wie zur Zeit der anderen Fahrten. Der mittlere diapyknische Wärmefluss zur Zeit der TIW (2°S - 1°N) betrug 95 W/m² und trägt somit wesentlich zu dem mittleren Wärmefluss von 55 W/m² im Juni 2006 bei. Da lediglich bei 1°N eine zweite Messung nach der Unterbrechung des Schnittes durchgeführt wurde, kann kein hier direkter Vergleich zwischen den Wärmeflüssen oberhalb des EUCs ohne die TIW durchgeführt werden.

J_h März 2008	11 W/m ²
J_h Juni 2006	55 W/m ²
J_h Nov. 2009	14 W/m ²

Tabelle 2: Mittlere diapyknische Wärmeverlust der Deckschicht.

Die Werte ergeben sich aus dem Mittelwert aller Breitenstationen zwischen 2°S und 2°N. Im März 2008 erst ab 1.3°S. November 2009 (Hinfahrt).

Bei allen drei Turbulenzschnitten gibt es Bereiche unterhalb der Deckschicht mit sehr geringer Dissipationsrate. Diese können teilweise durch den Tagesgang der Vermischung erklärt werden, welcher im Folgenden genauer untersucht wird. Lediglich bei der Fahrt im November 2009 wurde eine fast durchgehende 24-Stunden-Messung der turbulenten Dissipationsrate durchgeführt (Abbildung 8.a). Dennoch war es möglich, den Tagesgang bei jeder der drei Fahrten zu analysieren. Hierfür wurden alle gemessenen Profile einer Fahrt in Tages- und Nachtmessungen aufgeteilt, gemittelt und verglichen. Das Ergebnis ist in Abbildung 7 zu sehen. Dabei ist zu beachten, dass die y-Achse nicht die reale Tiefe anzeigt, sondern die Entfernung zur jeweiligen berechneten Deckschichttiefe. Diese Betrachtungsweise ermöglicht es, die Vermischungsraten unterhalb der Deckschichttiefe aller Messungen zu vergleichen. Die nächtliche Dissipationsrate ist im März 2008 bis 20 m und Juni 2006 bis 30 m unterhalb der Deckschichttiefe deutlich erhöht. Im März 2008 verhält sich die Situation ab 20 m unter der Deckschicht gegenteilig. Ab dieser Tiefe unterhalb der Deckschicht tritt tagsüber eine höhere turbulente Dissipationsrate auf als nachts. Eine mögliche Erklärung hierfür ist, dass sich die nächtlichen Störungen bis in den folgenden Tag hinein in größere Tiefen ausbreiten. Im Juni 2006 beschränkt sich die Analyse auf 30 m unterhalb der Deckschichttiefe, da zu wenige Messungen in größeren Tiefen durchgeführt wurden. Es zeigt sich, dass die erhöhte nächtliche Dissipationsrate im März 2008 mit der mittleren Dissipationsrate der Tagesmessungen vom Juni 2006 vergleichbar ist. Auf der Hinfahrt im November 2009 ist die mittlere turbulente Dissipationsrate nachts niedriger als tagsüber. Auf der Rückfahrt wurde nur eine Station am Tag gemessen. Die mittlere nächtliche Dissipationsrate hat sich zwischen Hin- und Rückfahrt mehr als verzehnfacht.

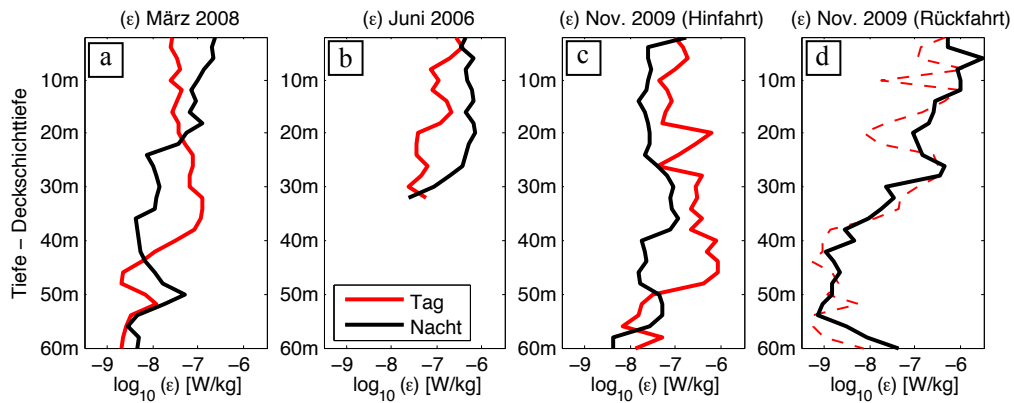


Abbildung 7: Vergleich der mittleren turbulenten Dissipationsraten unterhalb der Deckschichttiefe für Tages- und Nachtmessungen. Tag (10:00 - 22:00 UTC, rot), Nacht (22:00 - 10:00 UTC, schwarz); März 2008 (a), Juni 2006 (b), November 2009 Hinfahrt (c) und November 2009 Rückfahrt (d). Die y-Achse ist die gemessene Tiefe minus der jeweiligen Deckschichttiefe (mittlere Temperatur zwischen 3 m und 10 m minus 0.2°C). Im November wurde auf der Rückfahrt nur eine Tagesmessung durchgeführt (gestrichelt).

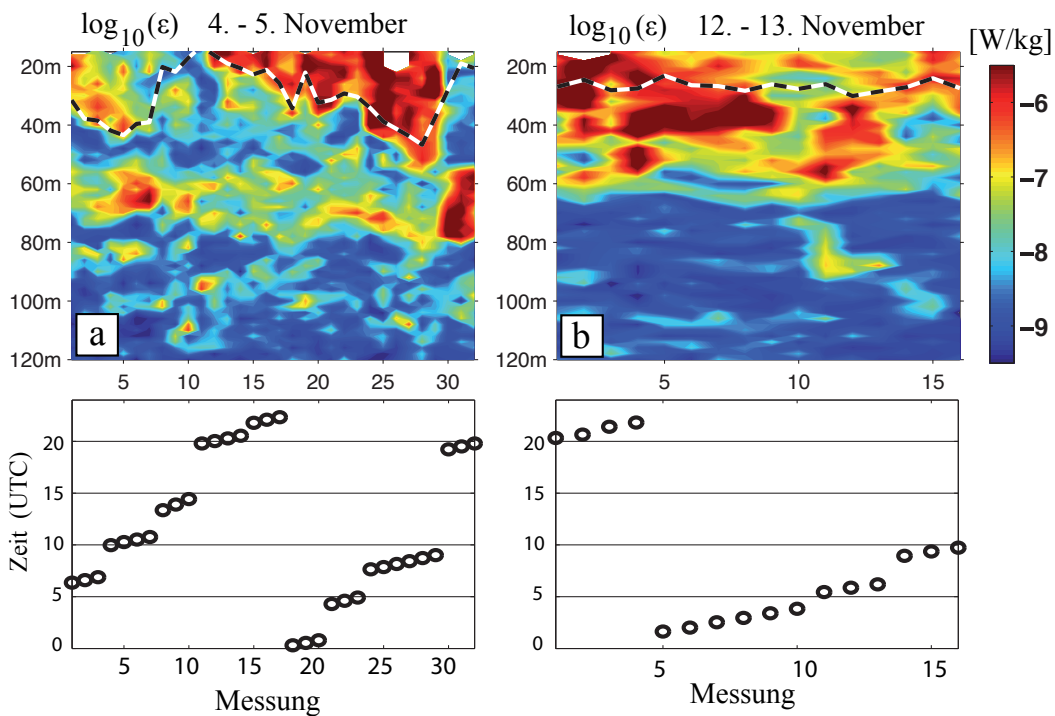


Abbildung 8: Tagesgang der turbulenten Dissipationsrate bei 0°N, 23°W. 4. - 5. November 2009 (a) und 12. - 13. November 2009 (b). Die schwarzen Kreise markieren die Uhrzeit (UTC, Lokale Zeit = UTC - 2 Stunden) zu der die jeweiligen Profile gemessen wurde. Es wurden keine Profile gemittelt. Die gestrichelte Linie markiert die Deckschichttiefe (mittlere Temperatur zwischen 3 m und 10 m minus 0.2°C).

Alle folgenden Uhrzeiten werden in der koordinierten Weltzeit (Universal Time Coordinated, UTC) angegeben. Die lokale Zeit ergibt sich durch das Abziehen von zwei Stunden von der UTC. Abbildung 8.a zeigt die turbulenten Dissipationsraten der 24-Stunden-Messung, welche am 4. - 5. November 2009 durchgeführt wurde. Dabei ist deutlich zu erkennen, dass von 20:00 Uhr bis 9:00 Uhr sehr starke Dissipationsraten von mehr als 10^{-6} W/kg bis in eine Tiefe von knapp 60 m auftreten. Da die Deckschicht allerdings fast im gleichen Maße absinkt, treten kaum Vermischungsprozesse unterhalb der Deckschicht auf. Im Gegenteil, schon einige Meter unterhalb der Deckschicht liegt die turbulente Dissipationsrate in Bereichen von 10^{-8} W/kg und darunter. Erst in 60 m Tiefe treten wieder erhöhte Dissipationsraten auf. Dabei zeigt sich erneut das Phänomen, dass am Tag weit unter der Deckschicht hohe turbulente Dissipationsraten auftreten (Abbildung 8.a; 4. - 7. und 30. - 32. Messung). Der diapyknische Wärmeverlust der Deckschicht lag in der Nacht vom 4. - 5. November im Mittel lediglich bei 11 W/m^2 und ist somit vernachlässigbar gering. In der Nacht vom 12. - 13. November (Rückfahrt) sieht die Situation deutlich anders aus (Abbildung 8.b). Die Deckschichttiefe befindet sich während des gesamten Messzeitraumes bei etwa 30 m und variiert kaum. Dafür treten bis weit unter die Deckschicht extrem starke turbulente Dissipationsraten ($10^{-6} - 10^{-5} \text{ W/m}^2$) auf. Diese beginnen bereits ab 20:00 Uhr und enden um 7:00 Uhr des folgenden Tages. Die stärksten Ereignisse treten zwischen 22:00 und 4:00 Uhr nachts auf. Zwischen 9:00 und 10:00 Uhr nimmt die turbulente Dissipationsrate wieder ab. Die mittleren diapyknischen Wärmeflüsse am Unterrand der Deckschicht betragen in dieser Nacht 350 W/m^2 und sind somit mehr als 30 mal so hoch als in der zuvor beschriebenen Nacht. Dieses Beispiel zeigt eindrucksvoll, wie hoch die Variabilität der turbulenten Dissipationsrate und der diapyknischen Wärmeflüsse im Untersuchungsgebiet ist.

4.3 Schichtungs- und Scherungsverhältnisse

Im folgenden Abschnitt soll durch die Analyse der Schichtungs- und Scherungsverhältnisse versucht werden, die Unterschiede in den Vermischungsraten und diapkyknischen Wärmeffüssen zu erklären. Zunächst wird die Situation direkt am Äquator analysiert. Anschließend wird die Betrachtung auf die gesamten Schnitte zwischen 2°S und 2°N ausgeweitet.

In Abbildung 9 sind die mittlere Dissipationsrate und die Geschwindigkeitsscherung am Äquator für die drei Fahrten dargestellt. Für November 2009 wird zwischen Hin- und Rückfahrt unterschieden. Dabei zeigt sich, dass bei allen Aufnahmen die höchsten Dissipationsraten unterhalb der Deckschicht im Bereich der größten Geschwindigkeitsscherung auftraten, also direkt oberhalb des EUC-Kerns. Dieser definiert sich durch die maximale zonale Geschwindigkeit. Im EUC-Kern zeigten sowohl Scherung als auch Dissipation deutlich geringere Werte auf.

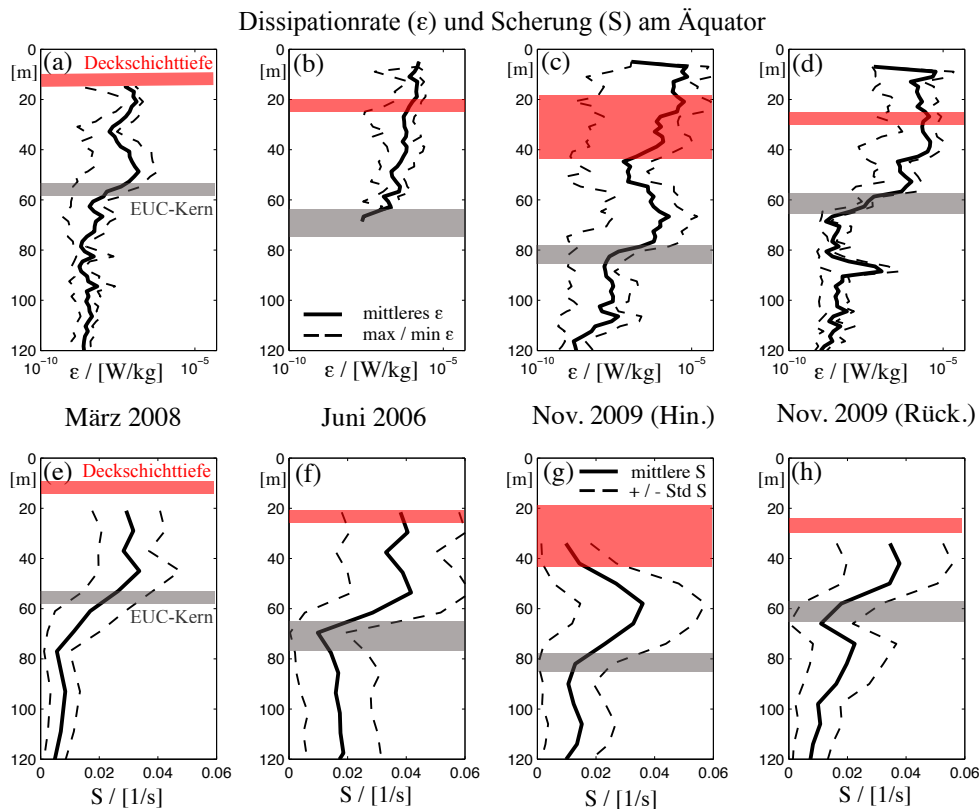


Abbildung 9: Mittlere turbulente Dissipationsrate (oben) und mittlere Strömungsscherung (unten) am Äquator. (a, e) März 2008; (b, f) Juni 2006; November 2009 Hin- (c, g) und November 2009 Rückfahrt (d, h). Es ist oben zusätzlich die maximale und minimale Dissipationsrate dargestellt (gestrichelt). Bei der Scherung unten zeigt die gestrichelte Linie den Bereich der Standardabweichung an. Im Juni 2006 wurde aus technischen Gründen lediglich bis maximal 70 m gemessen. Der rote Kasten markiert den Bereich der Deckschichttiefe aller Messungen. Der EUC-Kern (maximale zonale Geschwindigkeit) wird durch den grauen Kasten markiert. Die mittlere Scherung ergibt sich aus den ADCP Messungen, die während der Mikrostrukturmessungen am Äquator aufgezeichnet wurden.

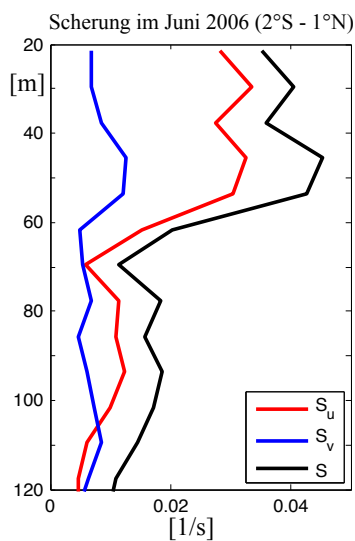


Abbildung 10: Vertikale Scherung im Juni 2006. Dargestellt ist die mittlere zonale (rot), meridionale (blau) und die gesamte (schwarz) vertikale Scherung. Im Juni 2006 zwischen 2°S und 1°N zur Zeit der TIW.

Auf der Rückfahrt im November 2009 war unterhalb des EUC-Kerns ein erneuter Anstieg der Dissipationsrate zu erkennen. Im März 2008 lag das Scherungsminimum unter dem EUC-Kern. Dies erklärt sich durch die Tatsache, dass unterhalb des EUC-Kerns ein großer Bereich von konstanter Geschwindigkeit auftrat (siehe auch Abbildung 5.a).

Zur Zeit der Messungen im Juni 2006 und November 2009 betrug die mittlere maximale Scherung 0.04 1/s mit einer Standardabweichung von 50 %. Die Lage des Scherungsmaximums unterschied sich jedoch deutlich. Im Sommer 2006 sowie auf der Rückfahrt 2009 lag das Scherungsmaximum direkt unterhalb der maximalen Deckschichttiefe. Dagegen befand sich der Bereich der hohen Scherung 2009 auf der Hinfahrt deutlich weiter von der maximalen Deckschichttiefe entfernt. Hierbei ist es wichtig zu bedenken, dass es sich um die maximale Deckschichttiefe handelt, welche nur für einige Stunden in der Nacht erreicht wurde. Somit war das Scherungsmaximum die meiste Zeit noch deutlich weiter von der Unterkante der Deckschicht entfernt. Im März 2008 lag die mittlere vertikale Scherung bei maximal 0.03 1/s und besaß eine geringere Standardabweichung als zu den anderen Zeiten.

Diese Untersuchung lässt vermuten, dass neben der Stärke auch die Lage des Scherungsmaximums bezüglich der Deckschichttiefe für die Stärke der Vermischungsprozesse unterhalb der Deckschicht entscheidend ist. Im Juni 2006 und auf der Rückfahrt im November 2009 befand sich das Scherungsmaximum direkt unterhalb der Deckschichttiefe. Zu diesen Zeiten wurden auch die stärksten Turbulenzen und höchsten Wärmeflüsse registriert.

In Abbildung 11 sind Schichtungsstärke, Strömungsscherung und die daraus resultierenden Froude Zahlen (S^2/N^2) für jede Fahrt dargestellt. Abbildung 12 zeigt die mittleren Werte zwischen 2°S und 2°N der turbulenten Dissipationsrate, des vertikalen Austauschkoefizientens, des vertikalen Temperaturgradientens und des resultierenden diapyknischen Wärmeflusses.

Im März 2008 traten nur sehr geringe Vermischungsraten und niedrige mittlere diapyknische Wärmeflüsse auf. Gleichzeitig wurde moderate Strömungsscherung und starke Schichtung unterhalb der Deckschicht gemessen. Nur direkt oberhalb des EUCs traten vereinzelte Bereiche mit kritischen Froude Zahlen auf (Abbildung 11.a). Zusätzlich wurden im März 2008 mit 3 m/s die niedrigsten mittleren Windgeschwindigkeiten registriert (nicht dargestellt).

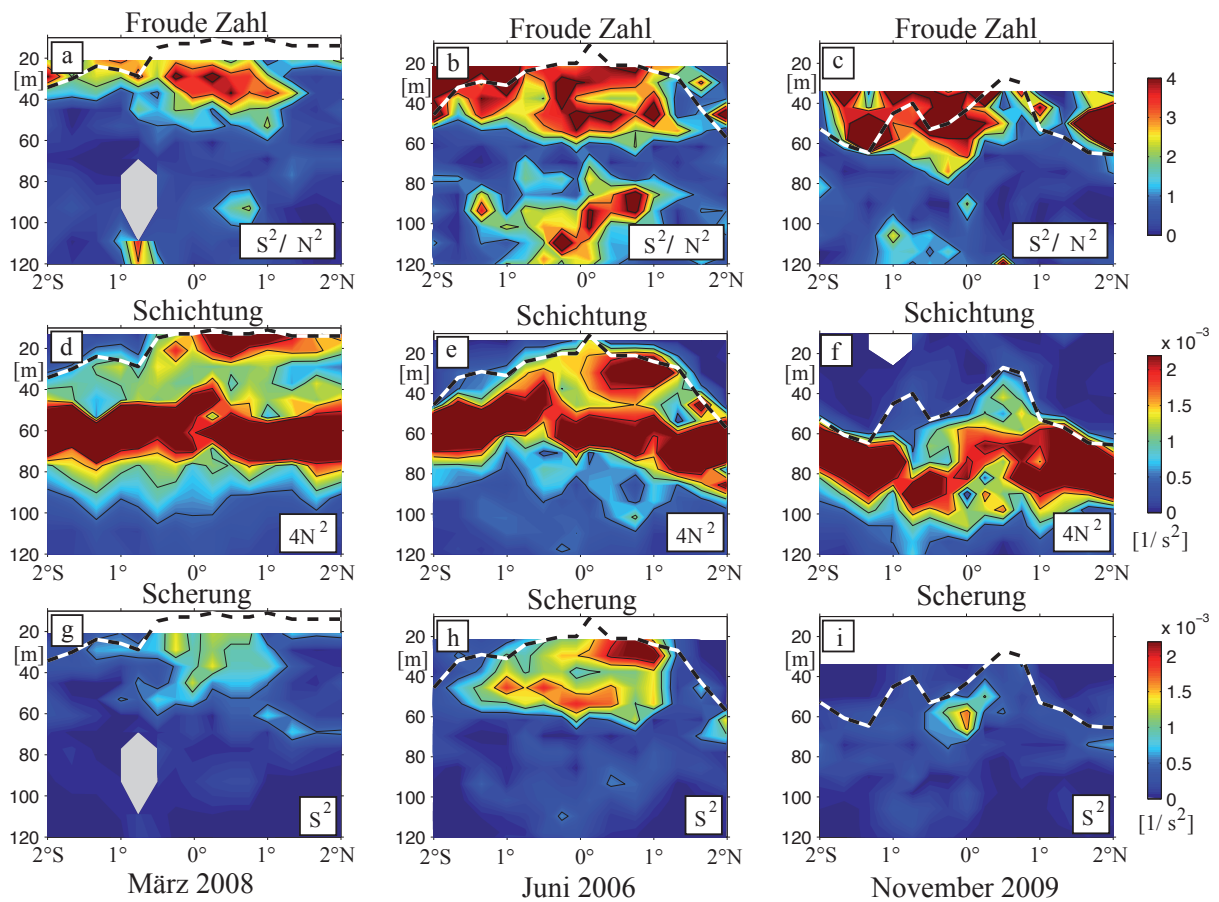


Abbildung 11: Froude Zahl (S^2/N^2), Schichtung ($4N^2$) und Scherung (S^2). Links: März 2008, Mitte: Juni 2006 und rechts: November 2009 (Hinfahrt). Alle Werte sind jeweils dargestellt zwischen 2°S und 2°N bei 23°W . Die gestrichelte Linie markiert die Deckschichttiefe zur Zeit der CTD-Messungen.

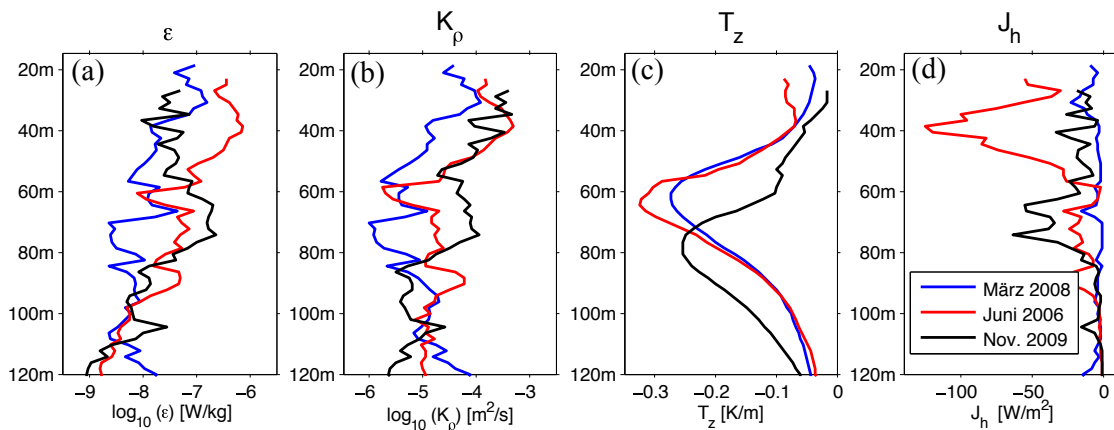


Abbildung 12: Mittlere Größen zwischen 2°S und 2°N . Dargestellt sind die turbulente Dissipationsrate ε (a), der turbulente Austauschkoefizient K_ρ (b), der vertikale Temperaturgradient T_z (c) und der diapycnische Wärmefluss J_h (d); im März 2008 (blau), Juni 2006 (rot) und November 2009 Hinfahrt (schwarz). In die Berechnung gehen nur Werte unterhalb der jeweiligen Deckschichttiefe (mittlere Temperatur zwischen 3 m und 10 m minus 0.2°C) ein.

Im Juni 2006 wurde im gesamten Bereich zwischen 1.5°S und 1°N eine sehr hohe Strömungsscherung gemessen. In Abbildung 10 wird für die Zeit der TIW im Juni 2006 zwischen der meridionalen und zonalen Scherungskomponenten unterschieden. Dabei zeigt sich, dass die zonale Scherung den wesentlichen Anteil an der gesamten Scherung ausmacht. Lediglich in 50 m Tiefe zeigte die meridionale Scherungskomponente ein schwaches Maximum auf. Als Folge der hohen Geschwindigkeitsscherung traten in großen Bereichen kritische Froude Zahlen auf (Abbildung 11.b). Die Schichtung unterhalb der Deckschicht war vergleichbar stark wie im März 2008 und war somit nicht für den großen Unterschied in der turbulenten Dissipationsrate verantwortlich. Zusätzlich sorgten die Windgeschwindigkeiten von 7 m/s auch lokal für einen hohen Eintrag von kinetischer Energie in den Ozean. Es wird jedoch vermutet, dass der lokale Einfluss des Windes zur Zeit der drei Ausfahrten sich im Wesentlichen auf den Deckschichtbereich beschränkt und für die sehr tiefen Vermischungsereignisse unterhalb der Deckschicht nicht entscheidend war.

Im November 2009 (Hinfahrt) trat die geringste Strömungsscherung zur Zeit der drei Fahrten auf (Abbildung 11.i). Ausschließlich direkt oberhalb des EUC-Kerns wurde erhöhte Strömungsscherung gemessen. Allerdings war im November die Schichtung unterhalb der Deckschicht auch schwächer. Der hohe mittlere turbulente Austauschkoefizient wurde durch die schwache Schichtung hervorgerufen und nicht durch hohe Dissipationsraten. Dennoch traten kaum diapynische Wärmefflüsse auf, da die Temperaturunterschiede im November 2009 sehr gering waren.

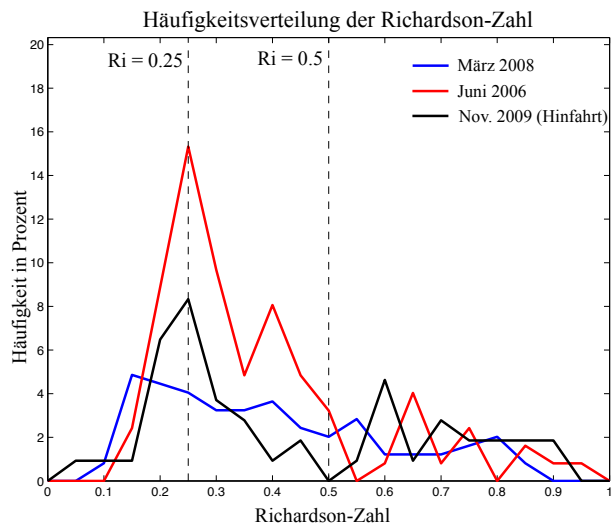


Abbildung 13: Häufigkeitsverteilung der Richardson-Zahlen. In die Berechnung gehen alle Messwerte zur Zeit von CTD- und Mikrostrukturstationen ein (Deckschichttiefe plus 30 m). März 2008 (blau), Juni 2006 (rot), November 2009 Hinfahrt (schwarz), gestrichelte Linien: $Ri = 0.25 / 0.5$.

Häufigkeit	$Ri < 0.25$	$Ri < 0.5$	$Ri < 1$
März 2008	10.1%	26.7%	39.7%
Juni 2006	11.3%	54.0%	68.5%
Nov. 2009	9.3%	26.8%	43.5%

Tabelle 3: Häufigkeiten der Richardson-Zahl. In die Berechnung gehen alle Richardson-Zahlen ab der Deckschichttiefe plus 30 Meter ein. November 2009 (Hinfahrt).

In Abbildung 13 ist die Häufigkeitsverteilung der Richardson-Zahl dargestellt. In Tabelle 3 sind die Häufigkeiten der Richardson-Zahl für unterschiedliche Grenzen aufgeführt. Dabei fällt auf, dass sich die Häufigkeit von Richardson-Zahlen kleiner als 0.25 nur um 1 % unterscheidet. Dafür treten im Juni 2006 doppelt so viele Richardson-Zahlen unter 0.5 auf als in den beiden anderen Zeiträumen. Die Untersuchung lässt vermuten, dass die Richardson-Zahl im Untersuchungsgebiet dazu geeignet ist, eine Tendenz der zu erwartenden mittleren Dissipationsrate abzuschätzen. Dabei ist zu beachten, dass die Berechnung in 16 m Bins durchgeführt wurde (Auflösung der Geschwindigkeitsscherung). Die realen Richardson-Zahlen sind daher insgesamt kleiner.

5 Diskussion

Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse zunächst zusammengefasst und anschließend diskutiert. Dies beinhaltet sowohl den Vergleich mit anderen Arbeiten sowie die Diskussion der Fehler, die bei Mikrostrukturmessungen auftreten. Zuletzt wird ein kurzer Ausblick auf mögliche weitere Analysen gegeben.

5.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Variabilität der Vermischungsprozesse und der damit verbundenen diapyknischen Wärmefflüsse im äquatorialen Atlantik bei 23°W untersucht. Hierfür wurden CTD-, ADCP- und Mikrostrukturmessungen von drei Forschungsfahrten (FS Meteor 68/2 - Juni 2006, L'Atalante 4 - März 2008 und FS Meteor 80/1 November 2009) sowie Satelliten- (TMI) und Verankerungsdaten (Pirata) analysiert. Die wesentlichen Ergebnisse sind:

1. In allen zonalen Strömungsschnitten konnte der EUC klar identifiziert werden. Das Geschwindigkeitsmaximum befand sich im März 2008 bei 55 m, im Juni 2006 bei 70 m und im November 2009 bei 85 m (Hinfahrt). Außerdem hat der EUC-Kern im November 2009 innerhalb einer Woche eine beachtliche Verlagerung vollzogen.
2. Die turbulente Dissipationsrate weist im Untersuchungsgebiet eine hohe Variabilität auf. Die Variabilität unterhalb der Deckschicht zur Zeit der Messungen scheint im großen Maße durch die Lage und Stärke der vertikalen Geschwindigkeitsscherung oberhalb des EUC-Kerns bestimmt zu werden.
3. Im März 2008 traten bei moderater Strömungsscherung nur sehr geringe mittlere Vermischungsraten unterhalb der Deckschicht auf. Die mittleren diapyknischen Wärmefflüsse über die Unterkante der Deckschicht betrugen 11 W/m².
4. Im Juni 2006 durchzog eine TIW das Untersuchungsgebiet. Es wird angenommen, dass diese die Stärke der zonalen Scherung beeinflusst hat. Außerdem wurde zur Zeit der TIW zusätzliche meridionale Strömungsscherung in 50 m Tiefe gemessen. Die Stabilität der Schichtung war im Juni 2006 und März 2008 vergleichbar. Insgesamt traten im Juni 2006 sehr hohe turbulente Dissipationsraten bis weit unterhalb der Deckschicht auf. Die mittleren diapyknischen Wärmefflüsse am Unterrand der Deckschicht lagen bei 55 W/m².

5. Auf der Hinfahrt im November 2009 wurden nur geringe turbulente Dissipationsraten unterhalb der Deckschicht beobachtet. Der mittlere Wärmeverlust der Deckschicht lag bei 14 W/m^2 . Als Ursache wird hierfür die tiefe Lage des EUCs vermutet.
6. Zur Zeit der Rückfahrt am 12. - 13. November 2009 wurden am Äquator extrem hohe nächtliche turbulente Dissipationsraten unterhalb der Deckschicht von deutlich über 10^{-6} W/kg gemessen. Die Wärmeflüsse lagen in dieser Nacht im Mittel bei 350 W/m^2 . Eine starke Zunahme der zonalen Geschwindigkeitsscherung direkt unterhalb der Deckschicht kann diese hohen Werte erklären.
7. Im März 2008 und Juni 2006 wurden nachts deutlich höhere Dissipationsraten gemessen. Im Gegensatz dazu wurden auf der Hinfahrt im November 2009 tagsüber höhere Dissipationsraten gemessen als nachts. Die tiefe Lage des EUCs und damit des Scherungsmaximums wird als Ursache für das Ausbleiben der starken nächtlichen Vermischungsereignisse unterhalb der Deckschicht vermutet.

5.2 Diskussion der Ergebnisse

Mit Hilfe der dargestellten Analysen konnte gezeigt werden, dass die Vermischungsprozesse im zentralen äquatorialen Atlantik eine hohe Variabilität aufweisen. Besonders die letzten Messungen im November 2009 zeigen dies eindrucksvoll. Daher wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die berechneten Werte nur als Momentaufnahmen aufgefasst werden dürfen und weitere Untersuchungen benötigt werden, um die hohe Variabilität besser zu verstehen (siehe auch 5.3 und 5.4). Im Folgenden werden die Ergebnisse mit anderen Arbeiten verglichen, um eine Einordnung der durchgeführten Aufnahmen zu ermöglichen.

Die Lage des EUC-Kerns stimmt mit den bisherigen Beobachtungen überein (*Provost et al.*, 2004; *Giarolla et al.*, 2005; *Brandt et al.*, 2006; *Brandt et al.*, 2008). Im März 2008 wies der EUC-Kern die flachste Lage mit 55 m auf und im November 2009 (Hinfahrt) die tiefste Position mit 85 m. Gleichzeitig zeigt die Rückfahrt im November 2009, dass der EUC bezüglich seiner Position sehr variabel ist.

Die Vermutung, dass im Sommer eine besonders starke zonale Strömungsscherung auftritt, wurde bestätigt. Allerdings ist es nicht möglich, sicher zu beurteilen, inwieweit die TIW die zonalen Strömungen und damit die zonale Strömungsscherung beeinflusst hat. Eine TIW besitzt ihre eigene zonale Strömungskomponente, welche der Hintergrundströmung überlagert ist. Es wird außerdem vermutet, dass die TIW durch ihre südwärtige Strömungskomponente den nSEC etwas nach Süden verschoben hat. Das könnte die sehr starke westwärtige Strömung direkt oberhalb des EUCs erklären (Abbildung 5.c). Normalerweise trennt der EUC den nSEC

und cSEC. Ob somit auch ohne die TIW eine solch hohe zonale Strömungsscherung aufgetreten wäre, bleibt offen. Die Messungen der zonalen Geschwindigkeit bei 0°N und 23°W durch die Pirata Boje in 10 m Tiefe zeigen zumindest, dass die zonale Geschwindigkeit am Äquator nur während der TIW deutlich zunahm (nicht dargestellt). Die Analyse weiterer Strömungsmessungen ist notwendig, um die Vermutung von stärkerer zonaler Strömungsscherung zwischen dem EUC und nSEC im Sommer zu klären. Bei *Lumpkin und Garzoli (2005)*, zeigte sich im Frühling ein Umdrehen, der Oberflächenströmung westlich des Untersuchungsgebietes. Ein direkter Vergleich mit den Driftermessungen von Lumpkin und Garzoli kann auf Grund der zu tief beginnenden ADCP Messungen nicht erfolgen. Es wird jedoch vermutet, dass der nSEC im Frühjahr im Untersuchungsgebiet zumindest deutlich niedrigere westwärtige Geschwindigkeiten aufweist und somit auch geringere zonale Scherung zwischen EUC und nSEC auftritt. Im ADCP Schnitt vom März 2008 (Abbildung 5.b) wurde jedenfalls unterhalb von 20 m zwischen 0°N und 2°N deutliche ostwärtige Strömung gemessen.

Die analysierten Mikrostrukturmessungen sind die einzigen Messungen dieser Art, die bisher in dem untersuchten Gebiet durchgeführt wurden. Somit können die Ergebnisse lediglich mit bisherigen Arbeiten aus dem östlichen äquatorialen Atlantik sowie Messungen im Pazifik verglichen werden. Bei Messungen im östlichen äquatorialen Atlantik bei 10°W im Dezember 1994 wurden bei starker Schichtung und hoher Scherung niedrige Vermischungsraten gemessen (*Dengler et al., 2010, resubmitted*). Es wurde vermutet, dass auch im Untersuchungsgebiet die Stabilität der Schichtung eine wichtige Rolle für die Unterschiede in den Vermischungsraten spielt. Dies wurde zumindest zur Zeit der durchgeführten Messungen nicht bestätigt. Zwischen März 2008 und Juni 2006 wurde kein wesentlicher Unterschied in der Schichtung festgestellt. Lediglich die Stärke der vertikalen Scherung unterschied sich zwischen den beiden Aufnahmen. Im November 2009 (Hinfahrt) war die Schichtung unterhalb der Deckschichttiefe schwächer, gleichzeitig trat in diesem Bereich deutlich geringere vertikale Scherung auf.

Der von *Gregg et al. (1985)* erstmals im äquatorialen Pazifik bei 140°W entdeckte Tagesgang in den Vermischungsraten bis weit unter die Deckschicht, wurde auch im Untersuchungsgebiet festgestellt. Im März 2008 und Juni 2006 wurden zwar keine 24-Stundenstationen durchgeführt, dafür erfolgte jedoch eine Aufteilung in Tages- und Nachtmessungen. Durch die deutliche Erhöhung der nächtlichen Dissipationsraten unterhalb der Deckschicht kann auf die Existenz eines Tagesganges geschlossen werden. Während der Hinfahrt im November 2009 reichte dieser allerdings nicht bis unter die Deckschichttiefe. Es wird vermutet, dass dies durch die tiefe Lage des EUCs zu erklären ist. Dadurch war das Scherungsmaximum zu weit von der Deckschicht entfernt, um für hohe Vermischungsraten zu sorgen (Abbildung 9.g). Wie *Wang und Müller (2002)* durch Modellstudien feststellen konnten, ist neben der Konvektion in der Deckschicht

die hohe Geschwindigkeitsscherung des EUCs eine wichtige Voraussetzung für die nächtlichen turbulenten Vermischungsereignisse unterhalb der Deckschicht.

Moum et al. (2009) konnten den Einfluss einer TIW auf die Vermischungsraten und diapyknischen Wärme Flüsse durch direkte Mikrostrukturmessungen im Pazifischen Ozean bei 0°N , 140°W bestimmen. Dabei wurden mittlere diapyknische Wärme Flüsse von 400 W/m^2 festgestellt. In dieser Arbeit ergeben sich jedoch im Mittel nur 55 W/m^2 für die Messungen im Juni 2006. Für den großen Unterschied gibt es verschiedene mögliche Erklärungen: Die berechneten 55 W/m^2 setzen sich aus den Mittelwerten der einzelnen Breitenstationen zwischen 2°S und 2°N zusammen. Die letzten Breitenstationen ab 1°N wurden deutlich später durchgeführt und standen daher nicht mehr unter dem direkten Einfluss der beschriebenen TIW. Der mittlere Wärme fluss zwischen 2°S und 1°N lag bei 95 W/m^2 und ist damit immer noch deutlich unter dem Wert von *Moum et al.*, die durchgehend bei 0°N gemessen haben. Wie in Abbildung 6 zu erkennen ist, treten bei den in dieser Arbeit analysierten Messungen die höchsten Dissipationsraten im Bereich des Äquators auf. Außerdem wurden bei *Moum et al.* sehr viel höhere meridionale Geschwindigkeiten (über 100 cm/s) und Strömungsscherungen in sehr großen Tiefen gemessen. Dies wird als weitere Ursache neben der unterschiedlichen räumlichen Auflösung für die große Differenz der berechneten Wärme Flüsse vermutet. Im September 2005 wurden im äquatorialen Atlantik bei 10°W Mikrostrukturmessungen zur Zeit einer TIW durchgeführt (*Dengler et al.*, 2010, resubmitted). Der mittlere Wärmeverlust der Deckschicht, welcher sich aus den einzelnen Breitenstationen zwischen 2°S und 1.5°N ergibt, betrug 60 W/m^2 und liegt somit im Bereich der beobachteten Wärme Flüsse vom Juni 2006.

Die Beobachtungen auf der Hinfahrt im November 2009 zeigen einige Parallelen zu denen im November und Dezember 1991 von *Lien et al.* (1995) durchgeführten Messungen im Pazifik bei 0°N , 140°W nach dem Durchschreiten einer Kelvinwelle. Ähnlich wie im Dezember 1991 weist die Thermokline im November 2009 eine sehr tiefe Lage auf. Außerdem wurde bei beiden Messungen ein sehr starkes Absinken der nächtlichen Deckschichttiefe beobachtet. Zusätzlich zeigte der EUC im Dezember 1991 ein ähnlich diffuses Auftreten wie auf der Hinfahrt im November 2009 (Abbildung 5.e). Die Wärme Flüsse lagen 1991 nach dem Wellenberg der Kelvinwelle bei $\sim 10\text{ W/m}^2$ und sind somit mit denen im November 2009 von 14 W/m^2 vergleichbar. Dass Kelvinwellen im Herbst und Winter im äquatorialen Atlantik vorkommen, zeigen zum Beispiel Analysen von *Polo et al.* (2008). Inwieweit Kelvinwellen in der Zeit vor den Messungen im November 2009 eine Rolle spielten, müssten weitere Untersuchungen klären.

Foltz et al. (2003) berechneten mit Hilfe von Bojendaten (Pirata), Oberflächendriftern und Satellitenmessungen den saisonalen Wärmehaushalt der Deckschicht für den tropischen Atlantik an unterschiedlichen Stationen. Bei den Berechnungen wurden turbulente Wärme Flüsse nicht

berücksichtigt. Im zentralen und östlichen tropischen Atlantik konnte der Wärmehaushalt der Deckschicht nicht vollständig geschlossen werden. Es wird vermutet, dass dies größtenteils durch das Fehlen der diapyknischen Wärmeflüsse in den Berechnungen zu erklären ist. Bei 0°N , 23°W tritt die größte Differenz zwischen den Berechnungen und dem wahren Wärmeinhalt zwischen Februar und Juni auf. Im Juni ergibt sich ein Unterschied von $\sim 50 \text{ W/m}^2$. Die berechneten 55 W/m^2 im Juni 2006 würden den Unterschied ziemlich genau ausgleichen. Die mittleren Wärmeflüsse auf den unterschiedlichen Schnitten des restlichen Fahrtabschnittes der FS Meteor 68/2 Fahrt (23°W - 10°W) lagen zwischen ~ 40 - 90 W/m^2 (persönlicher Kontakt, *Hummels*)⁵. Die große Differenz im Frühjahr bei Foltz et al. kann mit den berechneten 14 W/m^2 nur zu einem geringen Anteil ausgeglichen werden.

Insgesamt zeigen die durchgeführten Messungen, dass diapyknische Wärmeflüsse auch im zentralen äquatorialen Atlantik eine wichtige Bedeutung für den Wärmehaushalt der Deckschicht haben. Der exakte Beitrag kann zum jetzigen Zeitpunkt wegen der hohen Variabilität der Vermischungsprozesse sowie die geringe Anzahl von Mikrostrukturmessungen nicht sicher quantifiziert werden. Zumindest zur Zeit der Messungen scheint die hohe Variabilität der turbulenten Dissipationsrate unterhalb der Deckschicht zu einem großen Teil durch die Variabilität des EUCs selbst sowie durch die beschriebene TIW bestimmt zu sein. Dies zeigt, wie kompliziert die Situation im Untersuchungsgebiet ist. Die von *Arnault* (1987) und *Lumpkin und Garzoli* (2005) festgestellte Saisonalität des nSECs sowie die saisonale Lage des EUC-Kerns (z.B. *Provost et al.*, 2004) lässt eine Vermutung zu möglichen saisonalen Unterschieden in der Bedeutung der zonalen Scherung zu. Dies könnte zu saisonalen Unterschieden in den Vermischungsraten und somit diapyknischen Wärmeflüssen führen. Ob diese möglichen jahreszeitlichen Unterschiede jedoch im Umfeld der hohen Variabilität des EUCs (z.B. Rückfahrt Nov. 2009) sowie ganzjährig auftretenden TIWs dominierend wären, ist fragwürdig und zu dem jetzigen Zeitpunkt reine Spekulation. Hieraus wird deutlich, wie wichtig weitere Untersuchungen im Zusammenhang mit Mikrostrukturmessungen am westlichen Ende der Kaltwasserzunge sind.

5.3 Fehlerdiskussion

Die Bestimmung der turbulenten Dissipationsrate aus Mikrostrukturmessungen ist mit einem großen Fehler behaftet. Er wird hier auf das zweifache der gemessenen Werte geschätzt. Ursachen hierfür liegen zum einen bei dem Messgerät selbst und zum anderen in der Berechnung der Dissipationsrate. Die Annahme von spektraler Isotropie und die Anpassung des restlichen Scherspektrums an das universelle Scherspektrum führen zu Fehlern in der Berechnung der tur-

⁵ Weitere diapyknische Wärmeflüsse: rhummels@ifm-geomar.de.

bulenten Dissipationsrate. Da sich die Messwerte um mehrere Größenordnungen unterscheiden, ist dieser große Fehler vertretbar. Der größte Fehler in der Bestimmung der realen mittleren Dissipationsrate wird daher nicht durch die Berechnung verursacht, sondern ergibt sich aus der geringen Anzahl von Mikrostrukturmessungen. Turbulente Vermischungsprozesse besitzen eine extrem hohe zeitliche und räumliche Variabilität. Die turbulente Dissipationsrate kann sich innerhalb kurzer Zeit am gleichen Ort um einige Größenordnungen unterscheiden. Bei einer geringen Anzahl von Messungen ist es daher wahrscheinlich, dass die seltenen starken Vermischungsereignisse nicht abgedeckt werden. Diese bestimmen jedoch die reale mittlere Dissipationsrate. Besonders im Bereich des Untersuchungsgebietes zeigt die Dissipationsrate eine extrem hohe Variabilität auf. Insgesamt wurden bei allen Fahrten deutlich mehr nächtliche Messungen durchgeführt (Tabelle 1). Zwar wurde nach Möglichkeit zunächst ein getrenntes Tages- und Nachtmittel berechnet, welches anschließend gemittelt wurde. Dies war jedoch nicht bei allen Stationen möglich. Daher muss erneut darauf hingewiesen werden, dass die gemessenen Schnitte nur als Momentaufnahmen aufgefasst werden dürfen.

Die berechnete Geschwindigkeitsscherung wird insgesamt unterschätzt. Dies resultiert aus der niedrigen Auflösung der ADCP Messungen von 8 m. Die vertikale Auflösung ist in Wirklichkeit noch niedriger, da sich die Geschwindigkeit eines Bins auch zu einem Anteil von ~15 % (RDI)⁶ aus den gemessenen Geschwindigkeiten vor und hinter dem Bin ergibt. Die Strömungsscherung besitzt daher eine Auflösung von unter 16 m. Kleinskalige Geschwindigkeitsscherungen können somit nicht identifiziert werden. Die berechneten Richardson-Zahlen sind daher insgesamt zu hoch.

5.4 Ausblick

Ziel sollte es sein, die hohe Variabilität der Vermischungsprozesse im Untersuchungsgebiet besser zu verstehen und mögliche saisonale Unterschiede zu quantifizieren. Dafür müssen mit deutlich höherer zeitlicher und räumlicher Auflösung Mikrostrukturmessungen über lange Zeiträume hinweg durchgeführt werden. Autonome Messungen des gekoppelten MicroRider - Gleit-systems könnten dabei eine wichtige Rolle spielen. Die weltweit ersten Messungen dieser Art wurden während der FS Meteor 80/1 Fahrt im November 2009 durchgeführt. Eine Analyse der durchgeführten Messungen war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Der Vorteil dieser Messung ist, dass autonom über mehrere Wochen hinweg Mikrostrukturdaten erfasst werden können. Alternativ könnte durch Analyse der Feinstruktur des Ozeans mit Hilfe von Parametrisierungen (z.B. Richardson-Zahl) auf die mittlere Vermischungsrate geschlossen werden. Die Pirata Bojen sowie zahlreiche Verankerungsprogramme des IFM-GEOMAR bieten hierfür eine

⁶ www.rdinstruments.com.

große Datenbasis. Bei 0°N, 23°W decken hochaufgelöste oberflächennahe ADCP Messungen teilweise mehrere Jahre ab (siehe *Brandt et al.*, 2008). Eine Analyse von möglichen saisonalen Unterschieden bezüglich Scherung und Schichtung wäre denkbar. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass weitere Untersuchungen durchgeführt werden sollten, um die hohe Variabilität der Vermischungsprozesse bei 23°W noch umfassender zu verstehen.

Literatur

- Arnault, S. (1987), Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts, *J. Geophys. Res.*, *92*, 5076–5088.
- Banyte, B. (2007), Diapycnal mixing along 10W longitude in the upper tropical Atlantic. Bachelor's thesis, School of Engineering and Science Jacobs University Bremen, 16 pp.
- Brandt, P., F. A. Schott, C. Provost, A. Kartavtseff, V. Hormann, B. Bourlès, and J. Fischer (2006), Circulation in the central equatorial Atlantic: Mean and intraseasonal to seasonal variability, *Geophys. Res. Letters*, *33*, L07,609.
- Brandt, P., V. Hormann, B. Bourlès, J. Fischer, F. A. Schott, L. Stramma, and M. Dengler (2008), Oxygen tongues and zonal currents in the equatorial Atlantic, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, *113*, C04,012.
- Caltabiano, A. C. V., I. S. Robinson, and L. P. Pezzi (2005), Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean, *Ocean Science*, *1*, 97–112.
- Carton, J. A., and B. Huang (1994), Warm events in the tropical atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, *24*(5), 888–903.
- Dengler, M., B. Bernhard, J. M. Toole, and R. Chuchla (2010), Enhanced upper ocean mixing and turbulent heat flux in the equatorial Atlantic at 10W, resubmitted, *Geophys. Res. Letters*.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden (2003), Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, *108*, C03,146.
- Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang (2003), Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales, *Science*, *302*(5647), 1027–1030.
- Giarolla, E., P. Nobre, M. Malagutti, and L. P. Pezzi (2005), The Atlantic Equatorial Undercurrent: PIRATA observations and simulations with GFDL Modular Ocean Model at CPTEC, *Geophys. Res. Letters*, *32*, L10,617.
- Gregg, M. C., H. Peters, J. C. Wesson, N. S. Oakey, and T. J. Shay (1985), Intensive measurements of turbulence and shear in the equatorial undercurrent, *Nature*, *318*, 140–144.
- Gregg, M. C., E. A. D'Asaro, T. J. Shay, and N. Larson (1986), Observations of persistent mixing and near-inertial internal waves, *Journal of Physical Oceanography*, *16*(5), 856–885.

- Grodsky, S. A., J. A. Carton, C. Provost, J. Servain, J. A. Lorenzetti, and M. J. McPhaden (2004), Tropical Instability Waves and the warming of the Atlantic cold tongue : Analysis of the ATLAS and ADCP PIRATA moorings data from 0n, 23W, *AGU Spring Meeting Abstracts*, p. A4.
- Hinze, J. O. (1959), *Turbulence*, New York: McGraw-Hill.
- Jochum, M., P. Malanotte-Rizzoli, and A. Busalacchi (2004), Tropical instability waves in the atlantic ocean, *Ocean Modelling*, 7(1-2), 145 – 163.
- Kushnir, Y., W. A. Robinson, P. Chang, and A. W. Robertson (2006), The physical basis for predicting atlantic sector seasonal-to-interannual climate variability, *Journal of Climate*, 19(23), 5949–5970.
- Lien, R., D. R. Caldwell, M. C. Gregg, and J. N. Moum (1995), Turbulence variability at the equator in the central Pacific at the beginning of the 1991-1993 El Niño, *J. Geophys. Res.*, 100, 6881–6898.
- Lumpkin, R. and Garzoli, S. L. (2005), Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(3), 495 – 518.
- Moum, J. N., D. R. Caldwell, and C. A. Paulson (1989), Mixing in the equatorial surface layer and thermocline, *J. Geophys. Res.*, 94, 2005–2021.
- Moum, J. N., R. Lien, A. Perlin, J. D. Nash, M. C. Gregg, and P. J. Wiles (2009), Sea surface cooling at the Equator by subsurface mixing in tropical instability waves, *Nature Geoscience*, 2, 761–765.
- Nasmyth, P. W. (1970), Oceanic turbulence, Ph.D. thesis, Institute of Oceanography, University 804 of British Columbia, Vancouver, 69 pp.
- Oakey, N. S. (1982), Determination of the Rate of Dissipation of Turbulent Energy from Simultaneous Temperature and Velocity Shear Microstructure Measurements, *Journal of Physical Oceanography*, 12, 256–271.
- Osborn, T. R. (1974), Vertical Profiling of Velocity Microstructure, *Journal of Physical Oceanography*, 4, 109–115.
- Osborn, T. R. (1980), Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements, *Journal of Physical Oceanography*, 10, 83–89.

- Peters, H., M. C. Gregg, and J. M. Toole (1988), On the parameterization of equatorial turbulence, *J. Geophys. Res.*, *93*, 1199–1218.
- Philander, S. G. H. (1976), Instabilities of Zonal Equatorial Currents, *J. Geophys. Res.*, *81*(21), 3725–3735.
- Philander, S. G. H. (1978), Instabilities of Zonal Equatorial Currents, *2*, *J. Geophys. Res.*, *83*, 3679–3682.
- Polo, I., A. Lazar, B. Rodriguez-Fonseca, and S. Arnault (2008), Oceanic kelvin waves and tropical atlantic intraseasonal variability: 1. kelvin wave characterization, *J. Geophys. Res.*, *113*(C7).
- Provost, C., S. Arnault, N. Chouaib, A. Kartavtseff, L. Bunge, and E. Sultan (2004), TOPEX/Poseidon and Jason Equatorial Sea Surface Slope Anomaly in the Atlantic in 2002: Comparison with Wind and Current Measurements at 23W, *Marine Geodesy*, *27*, 31–45.
- Qiao, L., and R. H. Weisberg (1995), Tropical instability wave kinematics: Observations from the Tropical Instability Wave Experiment, *J. Geophys. Res.*, *100*, 8677–8693.
- Steger, J. M., and J. A. Carton (1991), Long waves and eddies in the tropical Atlantic Ocean: 1984-1990, *J. Geophys. Res.*, *96*, 15,161–15,171.
- Thorpe, S. (2005), *The Turbulent Ocean*, Cambridge University Press.
- Wang, D., and P. Müller (2002), Effects of Equatorial Undercurrent Shear on Upper-Ocean Mixing and Internal Waves, *Journal of Physical Oceanography*, *32*, 1041–1057.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Dr. Marcus Dengler für die gute Betreuung und die spannende Themenvergabe. Seine Anregungen haben mir bei der Analyse der Daten immer sehr weitergeholfen. Bei Prof. Dr. Peter Brandt bedanke ich mich für die hilfreichen Anmerkungen nach meinem Vortrag. Außerdem danke ich Rebecca Hummels und Tim Fischer. Durch ihre durchgehende Unterstützung bei technischen und inhaltlichen Fragen wurde mir die Einarbeitung in das Thema deutlich erleichtert. Bei Nora Wegner und Georg Hartwig bedanke ich mich für das Korrekturlesen.

Zusätzlich bedanke ich mich bei allen Personen, die an der Auswertung der drei verwendeten Ausfahrten beteiligt waren. Beim TAO Project Office am NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory bedanke ich mich für die hervorragende Möglichkeit der Datenvisualisierung und Datenbeschaffung unter: www.pmel.noaa.gov/pirata. Dies gilt im gleichen Maße für Remote Sensing Systems, deren aufbereitete Daten unter www.remss.com zur Verfügung gestellt werden.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig 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. (Name der Datei: bsc_arbeit_soeren_thomsen_918558.pdf)

Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

Sören Thomsen, Kiel den 09.07.2010