

Die äquatoriale Zirkulation im Ostatlantik

Diplomarbeit

von

Verena Hormann



IFM-GEOMAR

Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
an der Universität Kiel

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

2004

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|----|
| 1. Einleitung | 3 |
| 2. Zirkulation im tropischen Atlantik | 6 |
| 2.1 Oberflächennahe Strömungen | 7 |
| 2.2 Wassermassen | 11 |
| 2.3 Subtropische Zellen | 13 |
| 2.4 Modellsimulation | 15 |
| 3. Daten und Methodik | 18 |
| 3.1 CTD- und sADCP-Daten | 18 |
| 3.2 Topex/Poseidon-Daten | 21 |
| 3.3 XBT-Daten | 23 |
| 3.4 Winddaten | 26 |
| 3.4.1 ERS-Scatterometer | 26 |
| 3.4.2 NCEP/NCAR-Reanalysen | 27 |
| 3.5 Modelldaten | 27 |
| 3.5.1 ECCO-Modell | 27 |
| 3.5.2 SODA-Modell | 30 |
| 4. Hydrographie und Zirkulation | 32 |
| 4.1 Hydrographische Schnitte | 32 |
| 4.2 Strömungen und Transporte | 41 |
| 4.3 Diskussion der Zirkulation | 50 |

| | |
|---|-----|
| 5. Oberflächenströmungen | 56 |
| 5.1 Geostrophische Strömungen aus Beobachtungen | 56 |
| 5.2 Oberflächenströmungen aus Modellen | 61 |
| 5.3 Diskussion der Oberflächenzirkulation | 69 |
| 6. Äquatorialer Unterstrom | 80 |
| 6.1 Verfolgung des EUCs auf Isopyknen | 80 |
| 6.2 Transporte | 89 |
| 6.3 Äquatoriales Upwelling und Küstenauftrieb | 93 |
| 6.4 Diskussion des EUC-Verhaltens | 103 |
| 7. Zusammenfassung | 111 |
| A. Anhang | 115 |
| B. Akronyme | 130 |
| Literaturverzeichnis | 132 |

1. Einleitung

Im Zentrum des Klimasystems des tropischen Atlantiks steht die ozeanische Intertropische Konvergenzzone (*Intertropical Convergence Zone*, ITCZ) und zwar sowohl im Hinblick auf die klimatische Signifikanz wie auch die jährliche und zwischenjährliche Variabilität. Die Migration der ITCZ in meridionaler Richtung und ihre Änderungen in der Intensität sind dabei von besonderer Bedeutung, da sie im Zusammenhang mit den ganzjährigen Niederschlagsschwankungen über dem Ozean und den angrenzenden Landregionen, insbesondere dem Nordosten Brasiliens, der Küstenregion des Golfs von Guinea und der Sahelzone, stehen.

Die Meeresoberfläche des tropischen Atlantiks weist mit einer Kaltwasserzunge (*cold tongue*) auf der Ostseite und einem Warmwasserreservoir (*warm pool*) auf der Westseite ähnliche Charakteristika auf wie auch im äquatorialen Pazifischen Ozean zu beobachten sind. Dabei sind diese Oberflächenmerkmale mit einer dreidimensionalen Zirkulation verbunden, die von den meridionalen (*Hadley Cells*) und zonalen Zirkulationszellen in der Atmosphäre, dem äquatorialen Stromsystem sowie den Subtropischen Zellen (*Subtropical Cells*, STCs) gebildet wird (SCHOTT ET AL. (2004b)).

Es konnte gezeigt werden, daß ein Zusammenhang zwischen den Anomalien der Position und Intensität der ITCZ und den Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (*Sea Surface Temperature*, SST) im tropischen Atlantik besteht. Dabei unterliegt die tropische Ozean-Atmosphäre Wechselwirkung jedoch starken, saisonalen Schwankungen (z. B. GIANNINI ET AL. (2003); KUSHNIR ET AL. (2002)).

Im östlichen, tropischen Atlantik ist der Golf von Guinea die Region, wo sich die Variabilität des oberflächennahen Ozeans sehr deutlich durch SST-Anomalien zeigt. Diese Anomalien breiten sich dann südwärts entlang der Küste aus und üben damit einen starken Einfluß auf die hydrographischen Bedingungen und den Küstenauftrieb aus (SCHOTT ET AL. (2004b)).

Auch der Küstenbereich vor Angola und Namibia ist eine Region mit starken SST-Anomalien, die hier auf die sogenannten Benguela Niños bzw. Benguela Niñas zurückzuführen sind. Bei den Benguela Niños handelt es sich um plötzlich auftretende, extreme Warmereignisse,

die durch hohe SST-Anomalien gekennzeichnet sind. Im Gegensatz dazu sind die Benguela Niñas durch kalte SST-Anomalien charakterisiert (FLORENCHIE ET AL. (2003)). Die extremen Warmereignisse der Benguela Niños haben dabei einen starken Einfluß auf das Klima der Region und führen möglicherweise auch zu signifikanten Niederschlagsanomalien (ROUAULT ET AL. (2003)).

Aufgrund der geringen Dicke der durchmischten Oberflächenschicht und des Aufsteigens von kaltem Wasser aus Schichten unterhalb der Oberfläche (*Upwelling*) entlang des Äquators und der Küsten kommt es zu der großen, saisonalen SST-Variabilität im Golf von Guinea (MERLE (1983)). Dieses Upwelling kann allerdings nicht ausschließlich durch das lokale Windregime erklärt werden (HOUGHTON (1976); VOITURIEZ (1981)), sondern wird auch durch das beckenweite Passatwindssystem, über äquatoriale Kelvinwellen, beeinflusst (HOUGHTON (1983); KATZ (1987); MCCREARY ET AL. (1984a)).

Für das äquatoriale Upwelling sind jedoch, neben dem Windregime, weitere Faktoren wie die vertikale und horizontale Advektion, die vertikale Vermischung und Flüsse, die mit den Instabilitätswellen assoziiert werden, ebenfalls von großer Bedeutung (GOURIOU UND REVERDIN (1992); FOLTZ ET AL. (2003)).

Der östliche, tropische Atlantik ist damit eine Region von großem Interesse, um ein besseres Verständnis des ozeanischen Beitrags zu der regionalen und überregionalen Klimavariabilität zu erhalten.

Aufgrund der beobachteten Korrelation zwischen der SST und dem Niederschlag (KUSHNIR ET AL. (2002)) ergibt sich eine mögliche Vorhersagbarkeit des Niederschlages, wenn die Entwicklung der SST zu simulieren ist. In diesem Zusammenhang kommt ozeanischen Prozessen eine große Bedeutung zu, wobei hier insbesondere die Advektion von Wassermassen durch die zonalen Strömungen im tropischen Atlantik in die Auftriebsgebiete wichtig ist. Das zentrale Interesse dieser Arbeit besteht in der Untersuchung der Zirkulation im äquatorialen Ostatlantik, wobei der Schwerpunkt auf der Betrachtung des Äquatorialen Unterstromes (*Equatorial Undercurrent*, EUC) und insbesondere seines Verhaltens vor der afrikanischen Westküste liegt. Zudem wird auch der Zusammenhang zwischen dem EUC und dem äquatorialen Upwelling sowie dem Küstenauftrieb betrachtet.

In Kapitel 2 wird zunächst die oberflächennahe Zirkulation im tropischen Atlantik beschrieben sowie auf die vorherrschenden Wassermassen eingegangen. Es werden kurz die STCs im Atlantik skizziert und eine Modellsimulation über den Verbleib des EUCs vorgestellt. Die verschiedenen Datensätze, die für die Untersuchung herangezogen werden, werden in Kapitel 3 behandelt und dabei wird auch auf die Methodik sowie mögliche Fehlerquellen eingegangen. Das Kapitel 4 beschäftigt sich mit der Hydrographie und der Zirkulation im

äquatorialen Ostatlantik und zwar auf der Basis von Daten, die während einiger Schiffsreisen im Rahmen des *World Ocean Circulation Experiments* (WOCE) gewonnen wurden. Im Anschluß daran erfolgt eine Betrachtung der Oberflächenströmungen anhand von zwei Beobachtungsdatensätzen sowie zweier Assimilationsmodelle. Dabei werden insbesondere die saisonalen Unterschiede aufgezeigt (Kapitel 5). Das Verhalten des EUCs wird mittels der Assimilationsmodelle ausführlich in Kapitel 6 diskutiert und hier wird auch der Zusammenhang des EUCs mit den Upwelling Gebieten am Äquator sowie vor der afrikanischen Westküste untersucht. In Kapitel 7 werden die Ergebnisse abschließend zusammengefasst.

2. Zirkulation im tropischen Atlantik

Die Region des tropischen Atlantiks erstreckt sich zwischen dem nördlichen und südlichen Wendekreis ($23^{\circ}30'N$ bzw. $23^{\circ}30'S$) und umfasst neben den dadurch begrenzten ozeanischen Gebieten auch die Kontinentalbereiche der Ostküste Südamerikas sowie der Westküste Afrikas.

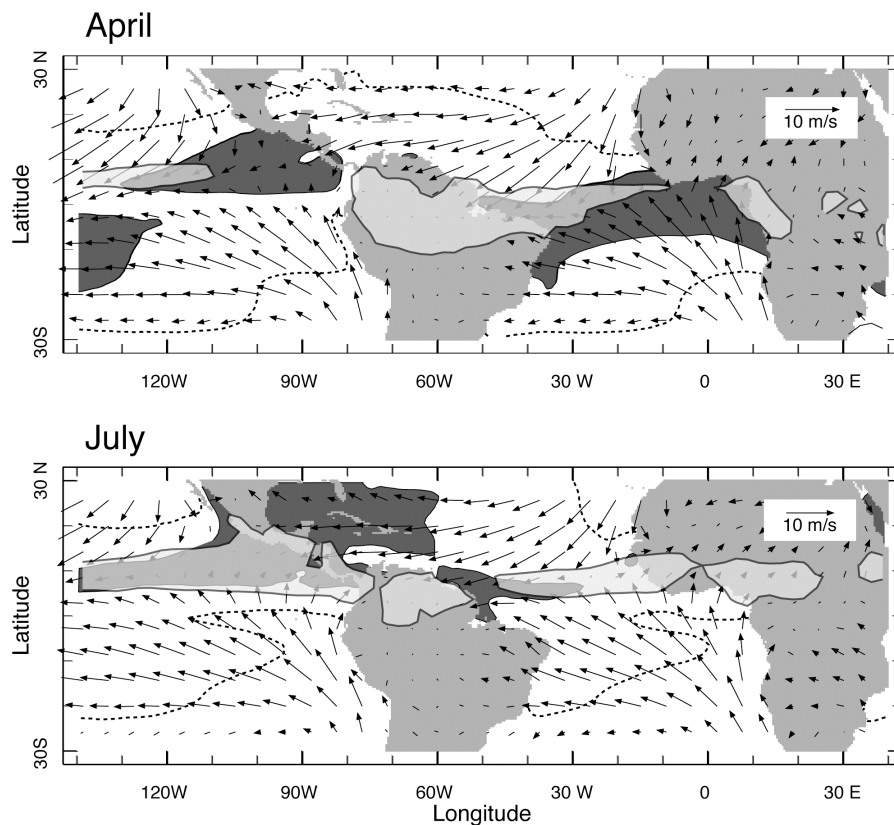


Abbildung 2.1: April und Juli Klimatologien des tropischen Atlantiks und Ostpazifiks. Dunkelgraue Gebiete sind Regionen mit SSTs $\geq 28^{\circ}C$. Semitransparente Gebiete sind Regionen mit Niederschlag ≥ 6 mm/Tag (ITCZ). Die Pfeile zeigen die Oberflächenwindvektoren (10 m) mit der in der Abbildung dargestellten Skalierung. Die gepunktete Linie ist die $24^{\circ}C$ -Isotherme, die die Gebiete mit relativ kaltem Wasser und die östlichen Kaltwasserzungen kennzeichnet. Aus SCHOTT ET AL. (2004b).

Das Klima dieser Region wird hauptsächlich durch die starken Konvektionszentren über Afrika und Südamerika sowie die sich dazwischen erstreckende, ozeanische ITCZ und die Passatwinde, die von Norden und Süden in die ITCZ konvergieren, bestimmt.

Die ITCZ ist gekennzeichnet durch hohe Niederschläge, niedrigen Oberflächenluftdruck und regionale Maxima der SST. Im Jahresverlauf wandert die ITCZ nach Norden und Süden, wobei sie größtenteils parallel zum Äquator bleibt. Die ITCZ erreicht ihre südlichste Position im borealen Frühling (April-Mai), wobei sie im Westen, über der brasilianischen Nordostküste, etwa 5°S erreicht und im Osten des Beckens in der Region des Golfs von Guinea leicht nördlich des Äquators verbleibt (Abbildung 2.1, oben). Im borealen Sommer (Juli-August) befindet sich die ITCZ mit $8 - 10^{\circ}\text{N}$ am nördlichsten (Abbildung 2.1, unten).

In Abbildung 2.1 erkennt man deutliche Unterschiede zwischen den Oberflächenbedingungen zum Zeitpunkt der südlichsten bzw. nördlichsten Position der ITCZ. Im borealen Frühling zeigt sich eine relativ schwache und breite Region ozeanischer Konvektion, die am stärksten in der westlichen, äquatorialen Zone ausgeprägt ist, über einem breiten Streifen warmer SSTs mit schwachen meridionalen Gradienten. Dagegen erstreckt sich im borealen Sommer ein scharf begrenztes Niederschlagsband über das gesamte Becken, wobei die höchsten Niederschläge im Osten zu beobachten sind. Zudem ist die Region warmer SSTs relativ schmal und weist, insbesondere im Bereich der südöstlichen Kaltwasserzungen, starke, meridionale Gradienten auf (SCHOTT ET AL. (2004b)).

2.1 Oberflächennahe Strömungen

Die Migration der ITCZ im Jahresverlauf bewirkt einen starken, dynamischen Response des Ozeans und dadurch kommt es zu saisonalen Veränderungen der oberflächennahen Strömungen (Abbildung 2.2).

Während die ITCZ im borealen Frühling von ihrer südlichsten auf ihre nördlichste Position im borealen Sommer wandert, kommt es am Westrand des tropischen Atlantiks zu einer nördlichen Verlagerung der Nordbrasilstrom-Retroflektionszone. Der Nordbrasilstrom (*North Brazil Current*, NBC) geht dann über in den Nordäquatorialen Gegenstrom (*North Equatorial Countercurrent*, NECC), der sich ostwärts in das Innere des Beckens ausbreitet. Wenn die ITCZ dagegen wieder zurück auf ihre südlichste Position wandert, verschwinden die NBC-Retroflektionszone und der NECC zum größten Teil (SCHOTT ET AL. (2004b)). Es verschiebt sich, im Vergleich zwischen Herbst und Frühling, der Nordäquatorialstrom (*North Equatorial Current*, NEC) um etwa 3° im Norden der Kapverden, wobei diese Beobachtung wahrscheinlich auf die nordwärtige Verschiebung der ITCZ zurückzuführen ist

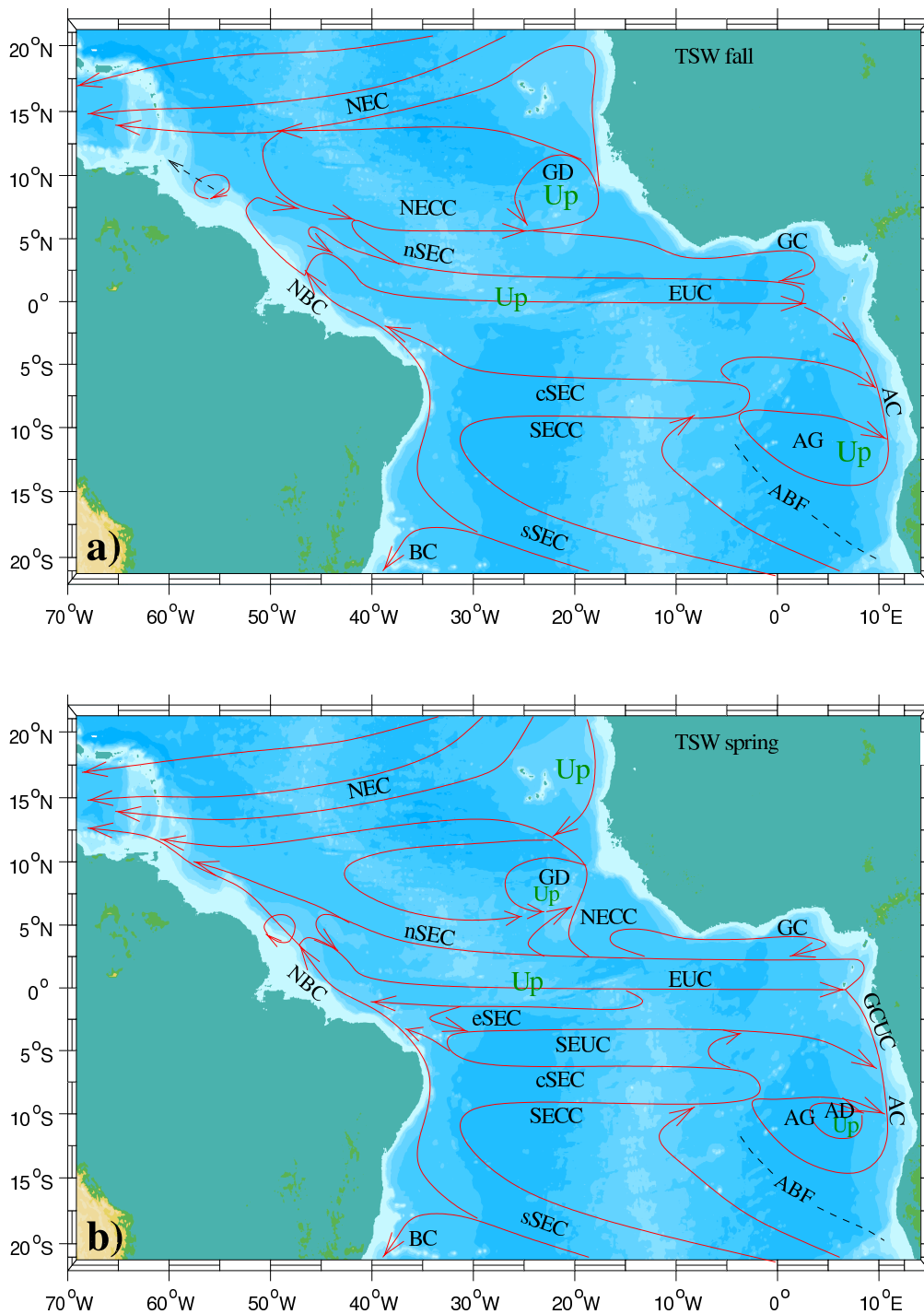


Abbildung 2.2: Schematische Darstellungen für den a) Nordherbst und b) Nordfrühling der horizontalen Verteilung der wichtigsten, tropischen Strömungen der tropischen Oberflächenschicht von 0-100 m Tiefe. 'Up' kennzeichnet mögliche Auftriebsgebiete; weitere Abkürzungen siehe Text. Aus STRAMMA ET AL. (2003).

(STRAMMA UND SIEDLER (1988)).

Südlich der Kapverden zeigt sich eine zyklonale Zirkulation, in deren Zentrum sich der *Guinea Dome* (GD) befindet. Sowohl der Dome als auch die dazugehörige Zirkulation existieren ganzjährig, sie sind jedoch im Winter schwächer ausgeprägt (SIEDLER ET AL. (1992)).

Im Golf von Guinea breitet sich der Guineastrom (*Guinea Current*, GC), als Fortsetzung des NECCs, ostwärts entlang der Küste aus und es läßt sich hier auch der westwärtige, nördliche Zweig des Südäquatorialstromes (*South Equatorial Current*, SEC) beobachten (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)).

Auf der Südhemisphäre findet sich mit *Angola Dome* (AD) ebenfalls ein Dome und es kann hier auch der großskaligere, zyklonale Angola Wirbel (*Angola Gyre*, AG), dessen Zentrum bei etwa 13°S, 5°O liegt (GORDON UND BOSLEY (1991)), beobachtet werden. Die nördliche Seite dieses Wirbels wird von dem ostwärtigen Südäquatorialen Gegenstrom (*South Equatorial Countercurrent*, SECC) und die Ostseite von dem sich südwärts entlang der Küste ausbreitenden Angolastrom (*Angola Current*, AC) gebildet (z. B. GORDON UND BOSLEY (1991)). Der AC verschwindet bei etwa 15°S, wo er auf den kalten, nordwärts fließenden Benguelastrom trifft und dadurch bildet sich auch eine scharfe, thermische Front, die *Angola-Benguela Front* (ABF) (MEEUWIS UND LUTJEHARMS (1990)).

Der westwärtige SEC teilt sich im tropischen Südatlantik durch den Südäquatorialen Unterstrom (*South Equatorial Undercurrent*, SEUC) und den SECC in drei Bänder (MOLINARI (1982)). Die Strömung nördlich des SEUCs wird als nördlicher SEC (*northern SEC*, nSEC), die zwischen dem SEUC und dem SECC als zentraler SEC (*central SEC*, cSEC) und die südlich des SECCs als südlicher SEC (*southern SEC*, sSEC) bezeichnet. Der nSEC wird durch den EUC noch weiter unterteilt und es handelt sich dann bei der Strömung zwischen dem EUC und dem SEUC um den äquatorialen SEC (*equatorial SEC*, eSEC), während als nSEC nur die Strömung nördlich des Äquators betrachtet wird.

Der sSEC trifft zwischen 10°S und 20°S auf das brasilianische Schelf. Dort geht der südliche Teil des sSECs in den polwärtigen Brasilstrom über, während sich der größte Teil im Nordbrasilunterstrom (*North Brazil Undercurrent*, NBUC) fortsetzt, wodurch auch der Anschluß an das westliche, äquatoriale Regime gewährleistet wird. Der sSEC speist auch den ostwärtigen SECC, der teilweise im cSEC rezirkuliert (STRAMMA UND SCHOTT (1996)). Vor Brasilien bildet der cSEC den oberflächenintensivierten NBC und überquert dann den Äquator in nordwestlicher Richtung (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)). Diese Strömungen zeigen lediglich ein schwaches, saisonales Signal (SCHOTT ET AL. (1998)).

Im östlichen, tropischen Atlantik ist nur wenig über den Wassermassenaustausch und die Wechselwirkung zwischen dem AG und dem SECC bekannt. In dieser Region endet der SEUC, der entlang von 4 – 5°S in etwa 100 m Tiefe zu beobachten ist (WACONGNE UND PITON (1992)). Der SEUC erreicht im Nordfrühling östlich von etwa 35°W die Oberflächen-

schicht als ostwärtige Strömung (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)). MOLINARI (1982) beschrieb die Oberflächenströmung oberhalb des SEUCs aufgrund von Beobachtungen bei 25°W sowie bei 28°W im Nordwinter als ostwärtig und im Juli-August als westwärtig. Es zeigten auch Strömungsmessungen bei 5°W im Januar und im Juli oberhalb des SEUCs eine starke, westwärtige Strömung im Sommer, sowie eine schwache, westwärtige Strömung in den oberen 40 m und darunter eine ostwärtige Strömung im Winter (HISARD ET AL. (1976)).

Äquatorialer Unterstrom

Im äquatorialen Atlantik retroflektiert ein beträchtlicher Teil des NBCs westlich von 44°W und speist den EUC, der hier in etwa 100 m Tiefe zu beobachten ist (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)). Der Kern des EUCs liegt im Dichtebereich $\sigma_\theta = 24.5 - 26.8 \text{ kg/m}^3$ (SCHOTT ET AL. (2002)). Die EUC-Transportabschätzungen zeigen für den westlichen, äquatorialen Atlantik keinen ausgeprägten Jahresgang, obwohl für April-Juni etwas niedrigere Werte als für Oktober-Februar gefunden wurden (z. B. STRAMMA UND SCHOTT (1996)). Der EUC breitet sich ostwärts über den gesamten Atlantik aus und verliert dabei an Stärke. In der äquatorialen Region steigt ein Teil des EUCs auf und es ist nicht bekannt, welcher Teil des EUCs im nSEC und eSEC rezirkuliert (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)). Vor der Ostküste spaltet sich der EUC möglicherweise in polwärtige Küstenunterströme auf, wobei sich der eine nach Norden in die Bucht von Biafra und der andere nach Süden entlang der afrikanischen Küste ausbreitet. Dabei kommt Letzterem wahrscheinlich eine größere Bedeutung zu und WACONGNE UND PITON (1992) bezeichneten diesen zwischen 1 – 6°S als Gabun-Kongo Unterstrom (*Gabon-Congo Undercurrent*, GCUC).

Im östlichen, tropischen Atlantik läßt sich eine saisonale Variabilität des EUCs erwarten, da die östliche Komponente des Windstressses einen deutlichen, saisonalen Gang aufweist und einen ostwärtigen, zonalen Druckgradienten bewirkt, der vermutlich den EUC antreibt (WACONGNE UND PITON (1992)). Obwohl diese Winde zwischen Mai und November stärker sind, zeigten äquatoriale Strömungsmessungen bei 28°W und bei 4°W keine signifikanten Änderungen des EUC-Transportes, wohl aber Variationen in der Tiefe des Maximums der ostwärtigen Strömung (WEISBERG UND COLIN (1986)).

WACONGNE UND PITON (1992) vermuteten aufgrund von Beobachtungen und Modellstudien das folgende, saisonale Verhalten des EUCs im Ostatlantik: Im borealen Sommer breitet sich der EUC entlang des Äquators bis zur Ostküste aus und führt dort zu einer Erhöhung der Salzgehalte. Der EUC bewirkt einen tiefen, polwärtigen Druckgradienten und es ergibt sich ein salzreicher GCUC, der sich südostwärts entlang der Schelfkante ausbreitet. Zu anderen Zeiten des Jahres ist es möglich, daß sich Teile des EUCs vor 1°O am

Äquator abspalten und dann einen Beitrag zu ostwärtigen Strömungen zwischen $2 - 8^\circ\text{S}$ leisten. Diese könnten die Küste erreichen und dort entweder den GCUC bei etwa $4 - 6^\circ\text{S}$ speisen oder weiter südlich den AC.

2.2 Wassermassen

Der Wassermassenaustausch im tropischen Atlantik vollzieht sich zwischen dem warmen Tropischen Oberflächenwasser (*Tropical Surface Water*, TSW), dem Zentralwasser, dem Antarktischen Zwischenwasser (*Antarctic Intermediate Water*, AAIW) sowie dem oberen Zirkumpolaren Tiefenwasser (*upper Circumpolar Deep Water*, uCDW) in den oberen 1200 m und, als Kompensation dieser nach Norden strömenden Wassermassen, dem kalten, südwärtigen Nordatlantischen Tiefenwasser, welches im Tiefenbereich zwischen 1200-4000 m liegt. Darunter liegt dann noch das Antarktische Bodenwasser, wodurch ein geringer Kaltwassertransport in die Nordhemisphäre bewirkt wird. Insgesamt ergibt sich durch diesen Wassermassenaustausch jedoch ein meridionaler Nettowärmetransport nach Norden (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)).

Tropisches Oberflächenwasser

Die durchmischte Oberflächenschicht des tropischen Atlantiks wird vom TSW, mit Temperaturen um 27°C gebildet. In der scharfen Sprungschicht darunter fällt die Temperatur innerhalb von etwa 50 m von 25°C auf 15°C und die 20°C -Isotherme stellt im zentralen, tropischen Atlantik eine gute, untere Grenze des TSWs dar (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)). In das TSW eingebettet findet sich das Subtropische Unterwasser (*Subtropical Underwater*, STUW), welches durch ein Salzgehaltsmaximum bei Dichten um $\sigma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ in etwa 100 m Tiefe gekennzeichnet ist (LAMBERT UND STURGES (1977)). Diese Wassermasse wird im Übergangsbereich der Tropen/Subtropen durch Subduktion gebildet (TOMCZAK UND GODFREY (1994)) und breitet sich unterhalb der Oberfläche äquatorwärts als Salzgehaltsmaximum aus, während das darüberliegende Wasser, aufgrund der hohen Niederschläge in den Tropen, einen niedrigeren Salzgehalt aufweist (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)).

Zentralwassermassen

Die Zentralwassermassen sind gekennzeichnet durch eine nahezu lineare TS-Beziehung (SVERDRUP ET AL. (1942)). Es finden sich im tropischen Atlantik zwei Arten von Südatlantischem Zentralwasser (*South Atlantic Central Water*, SACW). Der leichtere Typ hat seinen Ursprung im südwestlichen, subtropischen Südatlantik, wo es nahe der Subtropischen Front gebildet wird, und es zirkuliert mit dem Subtropenwirbel. Dagegen stammt der dichtere Typ wahrscheinlich sowohl aus dem südlichen Südatlantik wie auch dem Südindischen Ozean. Diese Art des SACWs strömt mit dem Benguelastrom nordwärts und dann mit dem SEC westwärts in den äquatorialen Atlantik (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)).

Bei dem SACW im tropischen Atlantik handelt es sich hauptsächlich um Indisches Zentralwasser, welches durch den Agulhasstrom in den Atlantik eingebracht wird (SPRINTALL UND TOMCZAK (1993)).

Das Nordatlantische Zentralwasser (*North Atlantic Central Water*, NACW) läßt sich vom SACW unterscheiden, da es zum einen salzreicher und wärmer ist und auch einen geringeren Sauerstoffgehalt aufweist. Die Kapverdische Frontalzone markiert dabei die Grenze zwischen dem NACW und dem SACW (z. B. SIEDLER UND ONKEN (1996)).

Der Übergang vom Zentralwasser zum Zwischenwasser wird durch die Isopykne $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg/m}^3$, die im zentralen, tropischen Atlantik bei etwa 500 m liegt, gekennzeichnet (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)).

Zwischenwassermassen

Das AAIW stammt aus der Oberflächenschicht der zirkumpolaren Region, insbesondere aus der nördlichen Drake Passage sowie der Schleife des Falklandstromes, und seine Südgrenze wird von der Südatlantischen Front gebildet (TALLEY (1996)). Es folgt dem Subtropenwirbel des Südatlantiks und erreicht so den äquatorialen Atlantik (STRAMMA UND ENGLAND (1999b)).

Nördlich von 50°S ist das AAIW, das im tropischen Atlantik im Tiefenbereich zwischen 500-1200 m zu finden ist, durch ein Sauerstoffgehaltsmaximum und ein Salzgehaltsminimum gekennzeichnet. Während sich das AAIW zunächst entlang des brasilianischen Schelfes äquatorwärts und dann, leicht südlich des Äquators, ostwärts ausbreitet (TALLEY (1996)), schwächt sich das Sauerstoffgehaltsmaximum nördlich von 20°S im offenen Ozean ab bzw. verschwindet sogar.

Unterhalb des AAIWs liegt das uCDW, welches in etwa 1000 m Tiefe durch Phosphat und Silikat Maxima, sowie Temperatur und Sauerstoffgehalts Minima gekennzeichnet ist (REID (1989)). Das uCDW stammt aus dem Südatlantik und zeigt am Äquator nur eine kleine

vertikale Ausdehnung (STRAMMA UND SCHOTT (1999a)).

2.3 Subtropische Zellen

Bei der STC handelt es sich um eine flache, thermohaline Zirkulation, die auf die oberen 500 m begrenzt ist. Sie verbindet die Subduktionszonen der östlichen Subtropen mit den Auftriebsgebieten in den Tropen (Abbildung 2.3) und existiert in beiden Hemisphären. Die STC-Pfade unterhalb der Oberfläche transportieren Sprungschichtwasser zum Äquator und zwar entweder über die westlichen Randströme, nach einer beckenweiten Zirkulation in den Subtropenwirbeln, oder direkt im Inneren des Ozeans. Die STCs werden durch polwärtige Oberflächenströmungen, die durch große Ekman-Transporte hervorgerufen werden, geschlossen und diese transportieren das durch Upwelling an die Oberfläche gebrachte Wasser zurück in die Subtropen (z. B. MALANOTTE-RIZZOLI ET AL. (2000); SNOWDEN UND MOLINARI (2003)).

Die Funktion der STCs besteht im Herantransportieren kalten Wassers aus Schichten unterhalb der Oberfläche, um den Erhalt der tropischen Sprungschicht zu gewährleisten. Aus diesem Grund wurde vermutet, daß eine Variabilität der Pazifischen STC wichtig ist für die dekadische Modulation von *El Niño Southern Oscillation* und für die dekadische Variabilität im Pazifik (SCHOTT ET AL. (2004a)). Diese Variabilität kann auch im Atlantik zu einer Beeinflussung der äquatorialen SST führen und so einen Einfluß auf die darüberliegende Atmosphäre ausüben (SCHOTT ET AL. (2004a); SNOWDEN UND MOLINARI (2003)).

Die STC-Pfade werden durch Wechselwirkungen mit anderen Ozeanströmungen, insbesondere der Thermohalinen Zirkulation (*Meridional Overturning Circulation*, MOC), die im Atlantik einen nordwärtigen Warmwassertransport von etwa 15 Sv bewirkt, verändert (GANACHAUD UND WUNSCH (2001); LUMPKIN UND SPEER (2003)). Aufgrund dieser Wechselwirkungen ist im Atlantik die südliche STC stärker ausgeprägt als die nördliche STC (z. B. ZHANG ET AL. (2003)).

Die STCs wechselwirken auch mit flacheren Zellen, die auf die Tropen beschränkt sind. Dabei handelt es sich um die sogenannten tropischen Zellen (*Tropical Cells*) und diese werden mit einem Absinken von Wasser (*Downwelling*), das durch eine Abnahme des polwärtigen Ekman-Transportes bei 4 – 6°S bzw. N angetrieben wird, assoziiert (MOLINARI ET AL. (2003)).

In diesem Zusammenhang sind auch der NEUC und der SEUC wichtig, deren Ausbreitungspfade im östlichen Atlantik jedoch nicht geklärt sind. Der SEUC ist bei 35°W, zwischen 3 – 4°S, in einer Tiefe von 100-400 m erkennbar und weist hier einen Dichtebereich von

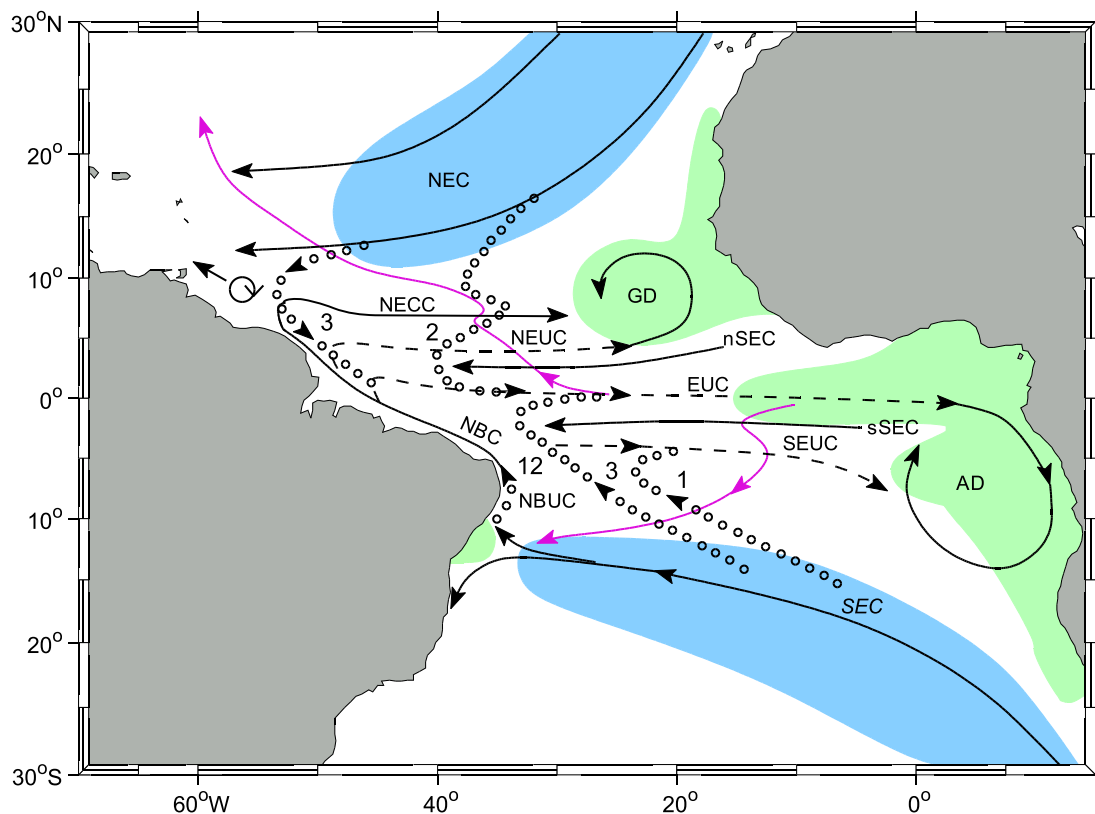


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der atlantischen STC-Zirkulation mit Subduktionsgebieten (blau) und Auftriebsgebieten (grün) sowie den beteiligten Strömungen. Innere, äquatorwärtige Sprungschichtpfade sind durch offene Kreise markiert. Transportabschätzungen [Sv] sind für die Pfade im Inneren und entlang des Westrandes angegeben. Polwärtige Oberflächenpfade im zentralen Becken (aus Driftertrajektorien nach GRODSKY UND CARTON (2002)) sind durch dünne, magentafarbene Linien gekennzeichnet. Aus SCHOTT ET AL. (2004a).

$\sigma_\theta = 26.2 - 27.0 \text{ kg/m}^3$ auf (SCHOTT ET AL. (2004a)). Da sich das subduzierte Wasser im Ozeaninneren äquatorwärts im Dichtebereich $\sigma_\theta = 23.5 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ ausbreitet (ZHANG ET AL. (2003)), kann der größte Teil davon im westlichen Becken über den SEUC hinwegströmen. Dies ist im zentralen Becken bei 23°W dagegen nicht mehr möglich, da die Isopyknen $\sigma_\theta \geq 25.4 \text{ kg/m}^3$ durch den oberen Teil des SEUCs verlaufen und damit kann der dichtere Teil des subduzierten Wassers den EUC nicht erreichen (SCHOTT ET AL. (2004a)). Da der EUC beim Greenwich Meridian vollständig unterhalb der Isopykne $\sigma_\theta = 26.25 \text{ kg/m}^3$ liegt (BOURLÈS ET AL. (2002)), können nur Dichten in der Nähe sowie unterhalb dieses Wertes am Äquator durch Upwelling an die Oberfläche treten (SNOWDEN UND MOLINARI (2003)).

Es ist dagegen nicht geklärt, ob das dichtere Wasser abseits des Äquators ebenfalls durch Upwelling an die Oberfläche kommt. Dabei findet Upwelling abseits des Äquators entlang

der Ostküste sowie in zwei zyklonalen Domen, dem GD auf der Nordhemisphäre und dem AD auf Südhemisphäre statt (SCHOTT ET AL. (2004a)).

2.4 Modellsimulation

HAZELEGER UND DE VRIES (2003b) untersuchten den Verbleib der Wassermassen des EUCs im Atlantik mit einem hochauflösenden Ozeanmodell. Sie benutzten eine Lagrangesche Trajektorienanalyse, um die Regionen zu bestimmen, wo Wassermassen des EUCs durch Upwelling an die Oberfläche treten und später durch Downwelling wieder absinken. Dabei berücksichtigt die Verwendung von mittleren Lagrange-Transporten zur Verfolgung der Partikel die hohe, zeitliche Variabilität in den Tropen.

Lagrangesche Trajektorienanalysen in numerischen Ozeanmodellen zeigen, daß der EUC hauptsächlich von Wassermassen, die entlang des SECs durch Subduktion gebildet werden, gespeist wird (MALANOTTE-RIZZOLI ET AL. (2000); HAZELEGER ET AL. (2003a)), wobei diese meridionale Asymmetrie durch die beckenweite MOC verursacht wird (FRATANTONI ET AL. (2000)).

Die starke, zeitliche Variabilität führten HAZELEGER UND DE VRIES (2003b) im tropischen Atlantik zum einen auf den saisonalen Windzyklus sowie auf die interne Variabilität des Ozeans zurück. Sie zeigten, daß diese hochfrequente Variabilität einen großen Einfluß auf die Ventilation des EUCs hat.

Der Verbleib der Wassermassen des EUCs läßt sich anhand der Modellstudie von HAZELEGER UND DE VRIES (2003b) wie folgt erklären: Zum einen kann das Wasser in der STC rezirkulieren (MCCREARY UND LU (1994)). Dies bedeutet, daß das Wasser des EUCs aus Schichten unterhalb der Oberfläche am Äquator durch Upwelling in die durchmischte Schicht gelangt und durch die Ekman-Divergenz vom Äquator wegtransportiert wird. In den Subtropen werden die Wasserpartikel subduziert und propagieren dann in Schichten unterhalb der Oberfläche wieder zum Äquator. Zum anderen kann das Wasser die subtropischen Regionen auch verlassen und so an der beckenweiten MOC teilnehmen, wodurch es auch in andere Ozeanbecken gelangen kann (HAZELEGER UND DE VRIES (2003b)).

Der größte Teil des EUC-Wassers gelangt in der äquatorialen Region durch Upwelling in die durchmischte Schicht und es wurden weitere Auftriebsgebiete nahe der afrikanischen Küste und entlang des Golfstromes gefunden.

HAZELEGER UND DE VRIES (2003b) erhielten für den Teil des EUCs, der an der STC teilnimmt, ein Upwelling von 3.4 Sv in die durchmischte Schicht, das, nach einer Subduktion im tropischen und subtropischen Atlantik, im Inneren bei 20°W zum EUC zurückkehrt (Abbildung 2.4, links). Im Durchschnitt durchlaufen die Partikel fünf Upwellings

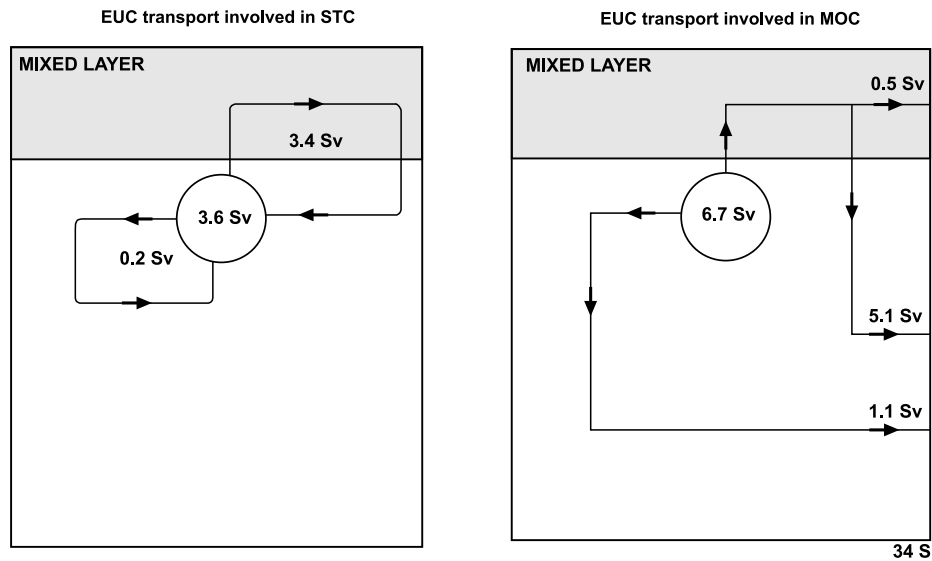


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der Aufteilung des Verbleibs des EUC-Transportes. Links: Teil des EUC-Transportes, der innerhalb des Atlantiks rezirkuliert. Dies kann als der Teil des EUCs in der STC betrachtet werden. Es wurde eine Unterteilung zwischen Partikeln, die nie in die durchmischte Schicht eintreten und solchen, die diese mindestens einmal erreichen, vorgenommen. Rechts: Teil des EUC-Transportes, der den Atlantik bei 34°S verläßt. Dies kann als der Teil des EUCs in der beckenweiten MOC betrachtet werden. Es wurde eine Unterteilung zwischen Partikeln, die das Becken in der durchmischten Schicht und solchen, die das Becken im Inneren verlassen, vorgenommen. Letztere wurden weiter in einen Teil, der in der durchmischten Schicht zu höheren Dichten (diese durchlaufen mehrere Upwellings und Downwellings) und einen, der intern transformiert wird, aufgeteilt. Aus HAZELEGER UND DE VRIES (2003b).

und Downwellings bevor sie zum EUC zurückkehren, wobei dieser Prozeß hauptsächlich im Südatlantik stattfindet. Die Partikel gelangen zum ersten Mal hauptsächlich am Äquator durch Upwelling in die durchmischte Schicht, wobei sie nach Möglichkeit einen direkten Pfad nehmen, und danach werden sie im tropischen Atlantik subduziert. Die letzte Subduktion vor der Rückkehr zum EUC tritt dabei überwiegend entlang des SECs auf, wo große Gradienten in der durchmischten Schicht zu finden sind. Auf dem Weg zurück in die Tropen folgen die meisten Partikel der westlichen Randstromregion (HAZELEGER UND DE VRIES (2003b)).

Etwa zwei Drittel (6.7 Sv) des EUC-Gesamttransportes bei 20°W nehmen an der beckenweiten MOC teil. Der größte Teil dieses Wassers wird im Atlantik zu Tiefenwasser transformiert, bevor es das Becken im Südwesten verläßt. Dabei hat der größte Teil dieses exportierten Wassers mindestens ein Upwelling, sowie eine Subduktion vor dem Verlas-

sen des Beckens als Tiefenwasser durchlaufen (Abbildung 2.4, rechts) (HAZELEGER UND DE VRIES (2003b)).

Bei der Betrachtung von Gebieten weiter im Osten des Beckens verändert sich das Verhältnis bei der Aufteilung des EUC-Transportes zu Gunsten der MOC. Zudem zeigt sich nach Osten hin eine Reduzierung der absoluten Transporte (HAZELEGER UND DE VRIES (2003b)).

3. Daten und Methodik

Zunächst werden in diesem Kapitel die im Rahmen des WOCE-Programmes im äquatorialen Ostatlantik durchgeführten Schiffsschnitte behandelt und anschließend wird auf einen Datensatz der mittels des Satelliten *Topex/Poseidon* gewonnen wurde eingegangen. Weiterhin werden die ebenfalls während der WOCE-Periode zusammengetragenen Daten von *Expendable Bathythermographs* (XBTs) diskutiert. Es werden dann zwei verschiedene Windstressdatensätze betrachtet und abschließend werden zwei Assimilationsmodelle vorgestellt.

3.1 CTD- und sADCP-Daten

Während des WOCE-Programmes wurden mehrere Fahrten im tropischen Atlantik durchgeführt und für den äquatorialen Ostatlantik stehen dabei Daten von vier *L'Atalante*-Fahrten sowie einer *FS Meteor*-Fahrt zur Verfügung (Tabelle 3.1). Im Rahmen dieser Arbeit werden die Meßdaten der *Conductivity Temperature Depth* (CTD)-Sonde sowie, mit Ausnahme der *FS Meteor*-Fahrt, die kontinuierlichen Strömungsmessungen des Schiffsadcps (*Shipboard Acoustic Doppler Current Profiler*, sADCP) entlang der in Abbildung 3.1 bezeichneten WOCE-Linien verwendet.

Die CTD-Daten werden durch das *WOCE Hydrographic Program Office* an der *Scripps Institution of Oceanography* bereitgestellt. Das *Joint Archive for Shipboard Acoustic Doppler Current Profiler* stellt in Zusammenarbeit mit dem *Japan Oceanographic Data Center* die sADCP-Daten zur Verfügung. Bei dem *Joint Archive for Shipboard Acoustic Doppler Current Profiler* handelt es sich um ein sADCP-Datenarchiv, das in Zusammenarbeit des

| WOCE-Linie | Schiff | Fahrt | Zeitraum |
|------------|-------------------|------------|-----------------------|
| A06 | <i>L'Atalante</i> | CITHER 1/2 | 13/02/1993-19/03/1993 |
| A07 | <i>L'Atalante</i> | CITHER 1/1 | 02/01/1993-10/02/1993 |
| A08 | <i>FS Meteor</i> | M 28/1 | 29/03/1994-11/05/1994 |
| A13 | <i>L'Atalante</i> | CITHER 3/2 | 22/02/1995-02/04/1995 |
| A14 | <i>L'Atalante</i> | CITHER 3/1 | 11/01/1995-11/02/1995 |

Tabelle 3.1: WOCE-Fahrten im tropischen Atlantik

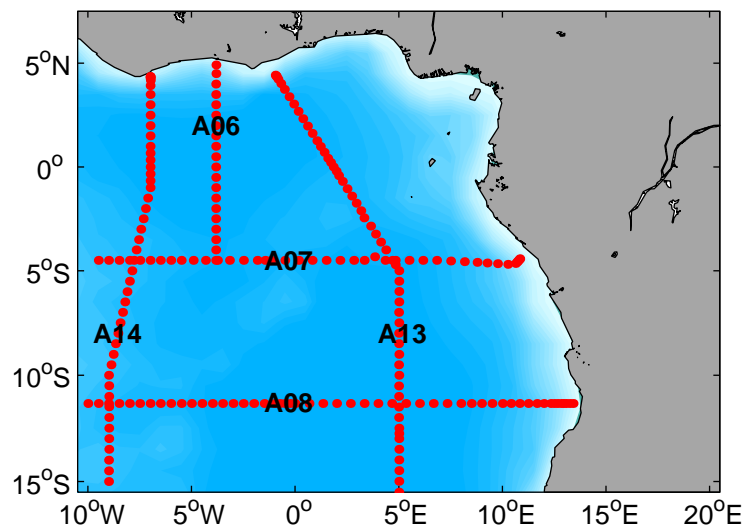


Abbildung 3.1: Positionen der verwendeten CTD-Stationen der WOCE-Linien A06, A07, A08, A13, A14. Die sADCP-Schnitte wurden ebenfalls entlang dieser Linien durchgeführt.

National Oceanographic Data Center, des *National Coastal Data Development Center* und des *E. Firing Acoustic Doppler Current Profiler Laboratory* an der *University of Hawaii* entstanden ist.

Die Sensoren der CTD-Sonde ermittelten Meßdaten des *Salzgehaltes* (S), der *Temperatur* (T), des *Druckes* (P) und, mit Ausnahme der *FS Meteor*-Fahrt, auch des *Sauerstoffgehaltes* (O_2). Dabei wurde im Rahmen des WOCE-Programmes für diese Messungen ein einheitlich, hoher Standard gefordert (Tabelle 3.2). Aus diesen Parametern lassen sich dann weitere Größen wie die *Tiefe* (Z), die *potentielle Temperatur* (θ), die *neutrale Dichte* (γ_n) (JACKETT UND MCDOUGALL (1997)) und die *Geopotentialanomalie* berechnen.

Die Meßdaten beginnen dicht unterhalb der Oberfläche und liegen für die WOCE-Linien A06 und A07 auf 1 dbar Druckintervallen vor, während die CTD-Daten der anderen Fahrten auf 2 dbar Druckintervallen gegeben sind. Es wurde zunächst eine lineare Interpolation der Daten auf äquidistante Tiefenintervalle von 5 m vorgenommen sowie eine lineare Extrapolation bis an die Oberfläche durchgeführt. Die Sauerstoffgehalte wurden von Masseinheiten auf Volumeneinheiten umgerechnet (CULBERSON (1991)).

Es wurde für die beiden Zonalschnitte, über die Geopotentialanomalien, eine Berechnung der *geostrophischen Geschwindigkeiten* quer zum Schnitt relativ zur Meeresoberfläche vorgenommen (z. B. POND UND PICKARD (1983)). Diese relativen Geschwindigkeiten wurden unter der Annahme eines stromlosen Referenzniveaus (*Level of no motion*) in absolute, geostrophische Geschwindigkeiten umgewandelt. Dieses Referenzniveau wurde bei

| Parameter | Genauigkeit | Präzision |
|------------------|-------------|-----------|
| Temperatur | 0.002°C | 0.0005°C |
| Salzgehalt | 0.002 | 0.001 |
| Druck | 3 dbar | 0.5 dbar |
| Sauerstoffgehalt | 1% | 1% |

Tabelle 3.2: WOCE-Standards für die CTD-Sensoren (KING ET AL. (2001))

500 m festgelegt (vgl. ARNAULT (1987)) und ist dadurch zu rechtfertigen, daß die Isopykne $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg/m}^3$, die im zentralen, tropischen Atlantik bei etwa 500 m liegt, von STRAMMA UND SCHOTT (1999a) als die Wassermassengrenze zwischen dem SACW und dem AAIW identifiziert wurde.

Es können über die Beziehung

$$T_\perp = v_\perp \cdot dx \cdot dz \quad (3.1)$$

die *geostrophischen Transporte* quer zum Schnitt berechnet werden, wobei v_\perp die geostrophische Geschwindigkeit quer zum Schnitt, dx der Abstand zwischen den Stationen und dz das Tiefenintervall ist.

Insgesamt ist jedoch in Bezug auf die geostrophischen Geschwindigkeiten zu beachten, daß selbst kleine Abweichungen von dem gewählten *Level of no motion* zu beträchtlichen Fehlern, insbesondere bei der Berechnung der geostrophischen Transporte, führen können.

Die sADCP-Daten beinhalten sowohl die *zonale* wie auch die *meridionale Strömungskomponente*, wobei sie horizontal feiner und vertikal gröber aufgelöst sind als die CTD-Daten. Für die WOCE-Linien A06 und A07 liegen die Daten in einem Tiefenbereich von 30-450 m auf Tiefenintervallen von 10 m vor und bei den WOCE-Linien A13 und A14 wird ein Tiefenbereich von 28 m bis zu maximal 796 m abgedeckt, wobei die Daten auf 16 m Tiefenintervallen gegeben sind. Zunächst wurde eine gaußsche Interpolation vorgenommen, um die Daten zwischen 30-500 m Tiefe auf äquidistante Tiefenintervalle von 5 m zu bringen sowie auch etwas zu glätten. Dabei wurden für die horizontalen Einflußradien und Ausschlußradien Werte von 0.1° bzw. 0.3° gewählt.

Analog zu den geostrophischen Transporten lassen sich mit den sADCP-Daten absolute Transporte quer zum Schnitt bestimmen, wobei dann in Gleichung 3.1 v_\perp die absolute Geschwindigkeit quer zum Schnitt ist.

Da die absolute Strömungsgeschwindigkeit die Differenz zwischen der Schiffsgeschwindigkeit relativ zur Erde und der Schiffsgeschwindigkeit relativ zum Wasser ist, ist es wichtig, daß diese Größen genau ermittelt werden. Hierfür muß sowohl die Position als auch der Kurs des Schiffes mit hoher Genauigkeit bestimmt werden. Diese Genauigkeit wird durch das *Global Positioning System*, das seit Beginn des WOCE-Programmes auf den meisten,

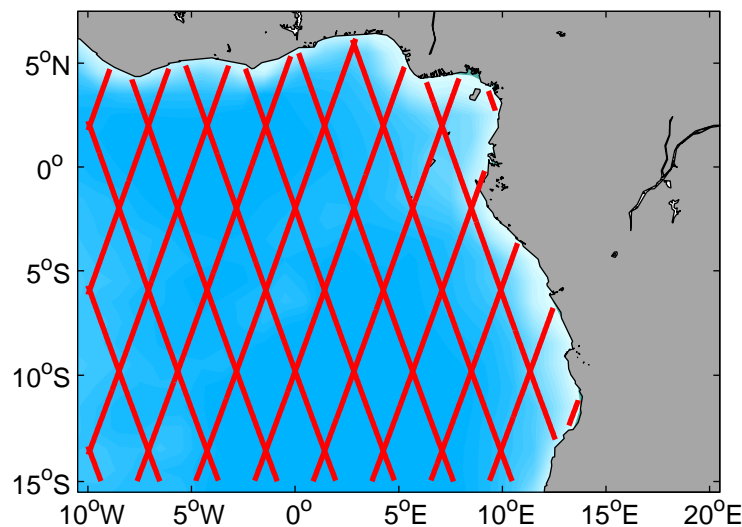


Abbildung 3.2: Aufsteigende und absteigende Topex/Poseidon-Satellitenpfade im äquatorialen Ostatlantik.

größeren Forschungsschiffen installiert ist, gewährleistet.

Für stündlich gemittelte Strömungsdaten ergibt sich ein Fehler von etwa 4 cm/s, der auch von den Wetterbedingungen und dem Vorhandensein von Streukörpern, wie z. B. Plankton, abhängig ist (KING ET AL. (2001); FISCHER ET AL. (2003)).

3.2 Topex/Poseidon-Daten

Die Durchführung von Satellitenmissionen ermöglicht Messungen auf einem, sowohl räumlich als auch zeitlich, gleichmäßigen Gitter. Diese Messungen mit Satelliten bieten zwar den Vorteil einer gleichmäßigen, globalen Abdeckung, sind jedoch auf die Meeresoberfläche beschränkt. Es ergeben sich dennoch Informationen der dynamischen Prozesse in größeren Tiefen, da die vom Satelliten gemessene Höhe der Meeresoberfläche (*Sea Surface Height*, SSH) jeweils relativ zum Geoid ist, so daß sich eine dynamische Topographie des Ozeans ergibt (FU (2001)).

Ein speziell zur Analyse der globalen Ozeanzirkulation entworfener Satellit ist *Topex/Poseidon* (T/P). Die T/P-Mission begann im August 1992 und endete im September 1998, wobei die SSH während dieses Zeitraumes mit einer Periode von 10 Tagen gemessen wurde.

Die hier verwendeten T/P-Daten der SSH-Anomalien (*Sea Surface Anomaly*, SSA) werden durch das *Jet Propulsion Laboratory, Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*, welches ein Teil des *Earth Observing System Data Information Systems* und Mitglied der *Distributed Active Archive Center Alliance* ist, zur Verfügung gestellt. Dieser

Datensatz wurde aus dem *Topex/Poseidon Merged Geophysical Data Record, generation B* abgeleitet.

Die SSA stellt die Differenz zwischen der besten Schätzung der SSH und der mittleren Meeresoberfläche dar. Dabei wurde die SSH zum einen um Effekte der Atmosphäre und der Oberflächenbedingungen (*elektromagnetischer Bias*) sowie um weitere Beiträge, wie z. B. durch Tiden, korrigiert (BERWIN UND BENADA (2000)).

Für diese Arbeit wurden für die im äquatorialen Ostatlantik entlang der Satellitenpfade vorliegenden SSA-Daten (Abbildung 3.2) Monatsmittel über den gesamten Zeitraum der T/P-Mission berechnet. Diese wurden dann mittels einer Interpolation, die auf einer gaußschen Gewichtung basiert, auf ein Gitter mit einer meridionalen Auflösung von $\frac{1}{3}^\circ$ sowie einer zonalen Auflösung von 1° gebracht.

Dabei orientieren sich hier die Einflußradien und Ausschlußradien an der in Abbildung 3.2 dargestellten Struktur und in meridionaler Richtung wurden Radien von 1° und 3° sowie in zentraler Richtung von $2^\circ 30'$ und 4° gewählt.

Aus diesen SSA-Daten lassen sich über die Beziehung

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (3.2)$$

Anomalien der geostrophischen Oberflächengeschwindigkeit (vgl. FU (2001)) bestimmen, wobei g die Schwerebeschleunigung, f der Coriolisparameter, v die meridionale und u die zonale Geschwindigkeitskomponente ist. Hier tritt das Problem auf, daß der Coriolisparameter am Äquator gegen Null geht und damit die geostrophischen Geschwindigkeiten in der Nähe des Äquators unrealistisch groß werden.

VIANNA UND DE MENEZES (2003) haben für den äquatorialen Bereich eine geostrophische Approximation hergeleitet, die auf den Flachwassergleichungen und der Annahme von Divergenzfreiheit basiert. Sie erhielten für die zonale Geschwindigkeitskomponente die Beziehung

$$\begin{aligned} u &= \left(\frac{1}{2\beta} \right) \left(-b + \sqrt{b^2 - 4\beta c} \right), \\ b &= g\eta_{yy} + f^2, \\ c &= gf\eta_y, \end{aligned} \quad (3.3)$$

wobei β die meridionale Ableitung des Coriolisparameters ist. Der Imaginärteil der Lösung wird jeweils vernachlässigt. Diese Approximation wurde für den Bereich zwischen $3^\circ 30'S$ und $3^\circ 30'N$ verwendet, um das zonale Geschwindigkeitsfeld zu vervollständigen. Weiterhin wurde unter der Annahme, daß die meridionale Geschwindigkeitskomponente bis nahe des Äquators geostrophisch ist, eine Spline Interpolation zwischen $1^\circ S$ und $1^\circ N$ zur

Abschätzung der meridionalen Geschwindigkeiten durchgeführt (VIANNA UND DE MENEZES (2003)).

Von den monatlichen Geschwindigkeitsfeldern wurde schließlich noch der Jahresmittelwert abgezogen.

Es wurde, um absolute, geostrophische Oberflächengeschwindigkeiten zu erhalten, eine Berechnung der geostrophischen Geschwindigkeiten für den jährlichen *World Ocean Atlas 1994* (WOA-94) (CONKRIGHT ET AL. (1994); LEVITUS ET AL. (1994a); LEVITUS UND BOYER (1994b)) vorgenommen und zwar aus zuvor bestimmten Geopotentialanomalien. Diese Geschwindigkeiten wurden mit einem *Level of no motion* von 500 m referenziert und die Oberflächengeschwindigkeit wurde dann zu den geostrophischen Geschwindigkeitsanomalien der Satellitendaten, nachdem diese auf das Gitter des WOA-94 interpoliert wurden, addiert. Es wurde auch eine Berechnung der geostrophischen Geschwindigkeiten, wiederum aus Geopotentialanomalien, für den monatlichen WOA-94 vorgenommen und diese wurden mit den monatlichen, geostrophischen Oberflächenströmungen, die aus den T/P-Daten und dem WOA-94 zusammengesetzt wurden, referenziert. Die dazugehörenden, zonalen und meridionalen Transporte lassen sich über die Gleichung

$$T^x = u_g \cdot dy \cdot dz, \quad T^y = v_g \cdot dx \cdot dz \quad (3.4)$$

berechnen, wobei u_g und v_g die geostrophischen Geschwindigkeitskomponenten in zonaler bzw. meridionaler Richtung sind, dy und dx sind die meridionale bzw. zonale Gitterweite und dz ist das Tiefenintervall. Das Tiefenintervall beträgt hier, nach einer linearen Interpolation auf äquidistante Tiefen, 5 m.

3.3 XBT-Daten

Im Rahmen des WOCE-Programmes wurden Messungen mit XBTs vorgenommen. Diese wurden hauptsächlich von freiwilligen Beobachtungsschiffen durchgeführt und zwar zum einen großskalig entlang der Schifffskurse, sowie auch mit hoher Auflösung für ausgewählte Routen (*WOCE High Density Lines*) (LINDSTROM UND LEGLER (2001)).

Die hier verwendeten XBT-Profile, aus dem Zeitraum von 1990 bis 1998, werden durch das *Global Temperature-Salinity Profile Program* (KEELEY ET AL. (1990)) zur Verfügung gestellt. Bei diesem Programm handelt es sich um ein internationales Projekt für ein globales Temperatur und Salzgehalts Datenarchiv, das aktuelle Daten mit der höchst möglichen Qualität liefert. An diesem Projekt sind in erster Linie Kanadas *Marine Environmental Data Service* und das *National Oceanographic Data Center*, insbesondere was die Bereitstellung der Daten betrifft, beteiligt.

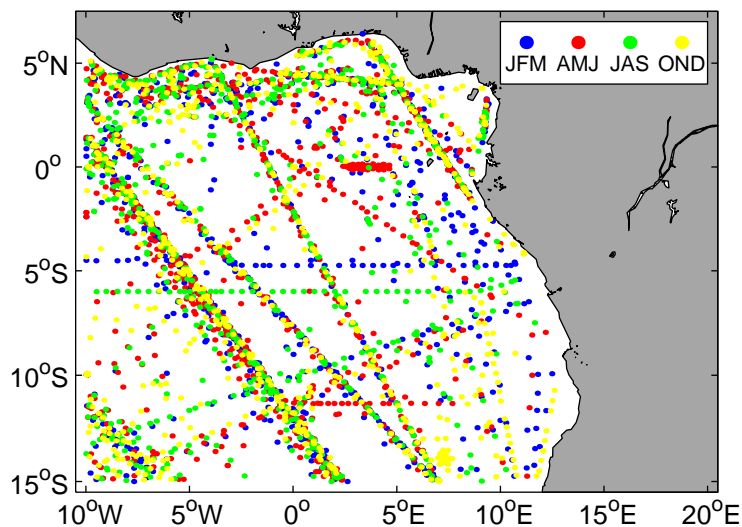


Abbildung 3.3: Saisonale XBT-Profile im äquatorialen Ostatlantik: Januar-März (blau), April-Juni (rot), Juli-September (grün), Oktober-Dezember (gelb).

Die Daten werden zunächst in den Datensammelzentren geprüft und für die weitere wissenschaftliche Qualitätskontrolle sind dann drei regionale Zentren zuständig. Dabei handelt es sich um Australiens *Commonwealth Scientific, Industrial and Research Organization*, die *Scripps Institution of Oceanography*, sowie das *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory* der *National Oceanographic and Atmospheric Administration*.

Die Positionen der saisonalen XBT-Profile im äquatorialen Ostatlantik sind in Abbildung 3.3 dargestellt und hier sind auch deutlich die *WOCE High Density Lines* erkennbar. Um aus diesen Temperaturprofilen weitere Größen bestimmen zu können, ist es notwendig für jede Position ein Salzgehaltsprofil zu ermitteln. Dazu wurde das Untersuchungsgebiet so in Boxen eingeteilt, daß jede Box nach Möglichkeit einige CTD-Profile der in diesem Gebiet durchgeführten WOCE-Fahrten enthält (vgl. Abbildung 3.1). Es wurde dann für jede Box ein mittleres TS-Profil berechnet und für diese mittleren TS-Profile wurden Koeffizienten eines Polynoms dritten Grades bestimmt. Die XBT-Profile können mit Hilfe dieser Koeffizienten an die jeweilige, mittlere TS-Beziehung angepasst werden, so daß sich die einzelnen Salzgehaltsprofile, mit den dazugehörigen Fehlergrenzen ($\pm\Delta$), innerhalb derer mindestens 50% der Werte liegen, erhalten lassen. Die Abschätzung des mittleren, saisonalen Fehlers aller Salzgehaltsprofile ist in Abbildung 3.4 dargestellt und es zeigt sich ein größerer Fehler bis zu einer Tiefe von etwa 50 m. In diesem Tiefenbereich lassen sich zudem auch saisonale Unterschiede beobachten, wohingegen diese in größeren Tiefen, wahrscheinlich aufgrund der linearen TS-Beziehung des Zentralwassers (SVERDRUP ET AL. (1942)), vernachlässigbar sind.

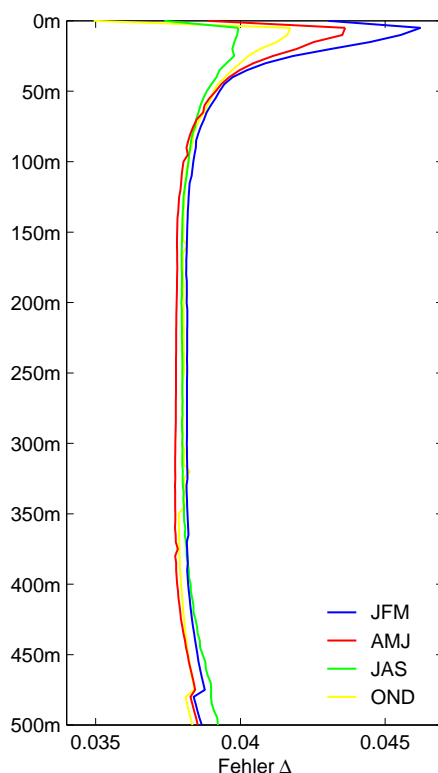


Abbildung 3.4: Abschätzung des mittleren, saisonalen Fehlers [p.s.u.] für die berechneten Salzgehaltsprofile: Januar-März (blau), April-Juni (rot), Juli-September (grün), Oktober-Dezember (gelb).

Weiterhin wurde eine lineare Interpolation der einzelnen Parameter auf äquidistante Tiefenintervalle von 5 m vorgenommen und zwar von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 500 m. Die horizontale Auflösung der Profile weist große Unterschiede auf (vgl. Abbildung 3.3) und aus diesem Grund wurde eine gaußsche Interpolation durchgeführt, um die Daten auf ein gleichmäßiges Gitter zu bringen. Die zonalen und meridionalen Einflußradien wurden dabei auf $4^{\circ}30'$ und die dazugehörigen Ausschlußradien auf jeweils 7° gesetzt, um so einerseits eine gewisse Glättung der Daten sowie andererseits eine Abdeckung von Regionen ohne Daten zu gewährleisten.

Es wurden dann aus den nun vorliegenden Datenfeldern, wieder über die Geopotentialanomalien, die *geostrophischen Geschwindigkeiten* berechnet, wobei auch hier für den äquatorialen Bereich die in Abschnitt 3.2 vorgestellte Approximation verwendet wurde und diese Geschwindigkeiten wurden noch auf 500 m referenziert.

3.4 Winddaten

3.4.1 ERS-Scatterometer

Die für diese Arbeit herangezogenen Windstressdaten basieren auf Messungen mit Scatterometern an Bord der Satelliten ERS-1 und ERS-2. Die Daten werden von dem *Centre ERS d'Archivage et de Traitement* zur Verfügung gestellt, welches ein Teil des *Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer* ist. Die ERS-1 Mission begann im August 1991 und dauerte bis zum Mai 1996, während die Mission des zweiten Satelliten im April 1996 gestartet wurde und im Dezember 2000 endete.

Es ist aus der vom Satelliten gemessenen Radarrückstreuung möglich, sowohl die Windgeschwindigkeit als auch die Windrichtung über den Ozeanen zu bestimmen. Die hier verwendeten *zonalen* und *meridionalen Windstressfelder* (τ^x bzw. τ^y) liegen als Mittelwerte für jeden Monat der Mission vor und wurden aus den ursprünglichen Winddaten mit Hilfe der Bulk-Formeln von Smith (1988) berechnet und dann mittels einer objektiven Analyse auf ein globales $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter gebracht (PIOLLE UND BENTAMY (2002)).

Zunächst erfolgte eine Berechnung von Monatsmitteln über den gesamten Zeitraum der ERS-Satellitenmissionen für den äquatorialen Ostatlantik und zwar sowohl für die zonale wie auch die meridionale Windstresskomponente.

Die Ekman-Pumping Geschwindigkeit kann über die Beziehung

$$w_e = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau^y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau^x}{f} \right) \right] \quad (3.5)$$

(vgl. TOMCZAK UND GODFREY (1994)) bestimmt werden, wobei die Oberflächendichte (ρ) aus dem monatlichen WOA-94 ermittelt wurde und positive Geschwindigkeiten sich mit Upwelling und negative Geschwindigkeiten sich mit Downwelling assoziieren lassen. Diese monatlichen Felder der Ekman-Pumping Geschwindigkeit wurden mit einer gaußschen Interpolation geglättet und die Werte im Bereich zwischen 3°S und 3°N wurden, aufgrund des am Äquator gegen Null gehenden Coriolisparameters, entfernt, da die Auftriebsgeschwindigkeiten in diesem Bereich unrealistisch groß werden.

Der *zonale* und der *meridionale Ekman-Transport* sind über die Gleichungen

$$M_e^x = \frac{\tau^y}{f}, \quad M_e^y = -\frac{\tau^x}{f} \quad (3.6)$$

definiert und es wurden insbesondere die meridionalen Ekman-Transporte bei 3°S sowie 3°N berechnet, um eine Aussage über den Auftrieb im äquatorialen Bereich zu erhalten. Dabei impliziert eine Netto-Divergenz, die auch als *Ekman Suction* bezeichnet wird, Upwelling, wohingegen eine Netto-Konvergenz auch als *Ekman Pumping* bezeichnet und mit

Downwelling assoziiert wird.

Es läßt sich auch eine Abschätzung des Küstenauftriebs vornehmen, wobei dieser sich aus dem Flächenintegral der Ekman-Pumping Geschwindigkeiten sowie dem Linienintegral des Ekman-Transportes entlang der Küste zusammensetzt.

3.4.2 NCEP/NCAR-Reanalysen

Neben den in Abschnitt 3.4.1 beschriebenen Daten werden zusätzlich Windstressdaten des *National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) Reanalyse 1 Projektes verwendet.

Bei diesem Projekt wird ein modernes Analyse/Vorhersage System benutzt, um Datenassimilationen, unter der Verwendung von Daten seit 1948, durchzuführen. Die Reanalyse wird am NCEP mittels eines T62 (209 km) globalen Spektralmodelles mit 28 vertikalen Schichten sowie einer spektralen, statistischen Interpolation (PARRISH UND DERBER (1992); KALNAY ET AL. (1996)) vorgenommen. Das Spektralmodell beinhaltet dabei Parametrisierungen der wichtigsten, physikalischen Prozesse, wie z. B. Konvektion und Grenzschichtenphysik, wobei die Details zur Dynamik und Physik des Modelles bei NOAA/NMC DEVELOPMENT DIVISION (1988), sowie auch bei KANAMITSU (1989, 1991) zu finden sind und das Datenassimilationssystem ist in KALNAY ET AL. (1996) beschrieben. Die für die Reanalyse benötigten Daten, wie z. B. Messungen der Winde und der Temperatur am Boden sowie auch in höheren Luftschichten, werden am NCAR zusammengetragen und für das NCEP bereitgestellt.

In dieser Arbeit werden die täglich gemittelten Daten aus dem Zeitraum von 1990 bis 2003 verwendet, die auf einem etwa $2^\circ \times 2^\circ$ Gitter vorliegen. Die Berechnungen wurden analog zu den in Abschnitt 3.4.1 beschriebenen durchgeführt.

3.5 Modelldaten

3.5.1 ECCO-Modell

Dieses Modell wird von der *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean* (ECCO)-Gruppe betrieben und zur Verfügung gestellt. Es handelt sich bei der ECCO-Gruppe um ein Konsortium von Wissenschaftlern des *Jet Propulsion Laboratory*, des *Massachusetts*

Institute of Technology sowie der *Scripps Institution of Oceanography*. Diese Gruppe wurde unter dem *National Ocean Partnership Program* gegründet, welches von der *National Science Foundation*, der *National Aeronautics and Space Administration* und vom *Office of Naval Research* unterstützt wird.

Es handelt sich bei diesem Modell um ein Datenassimilationsmodell, welches auf dem allgemeinen Zirkulationsmodell des Massachusetts Institute of Technology basiert (MARSHALL ET AL. (1997)). Das Ziel der Datenassimilation liegt in der besten, möglichen Beschreibung des sich verändernden Ozeans. Hierfür werden die verschiedenen Beobachtungen mit den theoretischen Erkenntnissen über die Ozeanzirkulation, wie sie in numerischen Zirkulationsmodellen verwendet werden, kombiniert. Die Assimilationsmethode wurde hier insbesondere deshalb gewählt, damit die resultierende Abschätzung des Ozeanzustandes konsistent ist mit den Modellgleichungen, ohne künstliche Quellen und Senken (KÖHL ET AL. (2003)).

Die Initialisierung des Modelles erfolgte mit den Januar Datenfeldern der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes des monatlichen WOA-94 und diese wurden für einen Monat integriert bevor mit der Optimierung begonnen wurde. Der Antrieb des Modelles erfolgt mit den täglichen Oberflächenwärmeflüssen und -frischwasserflüssen, sowie den zweimal täglichen Windstressfeldern des NCEP/NCAR-Reanalyse Projektes. Es gehen als Beobachtungsdaten in dieses Modell mehrere Satellitendatensätze, Geschwindigkeiten von Oberflächendriftern, in-situ hydrographische Temperatur- und Salzgehaltsprofile, sowie die hydrographischen WOCE-Schnitte ein. Zudem werden auch der monatliche WOA-94 und die NCEP-Oberflächenflüsse berücksichtigt. Um das Modell in eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen zu bringen, dürfen sich die anfänglichen Temperatur- und Salzgehaltsbedingungen ebenso verändern wie die zeitabhängigen Oberflächenflüsse von Windstress, Wärme und Frischwasser. Die resultierenden Änderungen dieser Kontrollvektoren sind überwiegend in Übereinstimmung mit den akzeptierten Unsicherheiten der hydrographischen Klimatologie und der meteorologischen Analysen (KÖHL ET AL. (2003)).

Die globale Ozeanassimilation für den Zeitraum von 1992-2002 liegt auf einem horizontalem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter und auf 23 vertikalen Schichten vor, wobei die Schichtdicke mit der Tiefe zunimmt. In dieser Arbeit werden die monatlichen Datenfelder der Temperatur, des Salzgehaltes, der Zonal- und Meridionalgeschwindigkeit sowie des Windstresses für den äquatorialen Ostatlantik verwendet, wobei jedoch nur die obersten 12 Schichten (610 m) herangezogen werden. Zunächst wurden für die vorliegenden Datensätze wieder Monatsmittel über den gesamten Zeitraum berechnet. Es wurden dann aus den hydrographischen Datenfeldern geostrophische Geschwindigkeiten, referenziert auf 500 m, bestimmt und auch Abschätzungen geostrophischer Transporte vorgenommen (Gleichung 3.4). Zu-

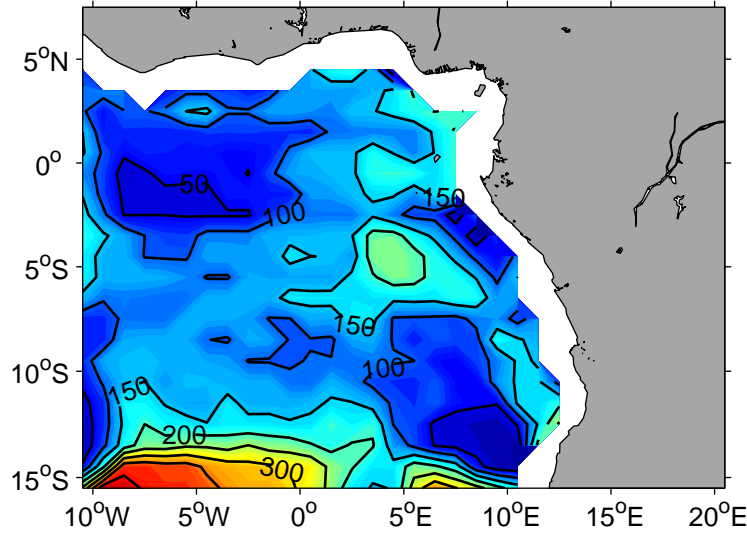


Abbildung 3.5: Jahresmittel der Tiefe der maximalen Vertikalgeschwindigkeit der oberen 12 Schichten (610 m) aus dem ECCO-Modell. Das Konturintervall beträgt 50 m.

dem wurden, analog zu den geostrophischen Geschwindigkeiten, auch für die absoluten Zonal- und Meridionalgeschwindigkeiten Transporte berechnet und es wurde über die Kontinuitätsgleichung

$$\begin{aligned} \frac{dw}{dz} &= - \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} \right), \\ w_0 - w &= - \int \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} \right) dz \quad \text{mit } w_0 = 0, \\ w &= \int \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} \right) dz, \end{aligned} \quad (3.7)$$

eine Bestimmung der Vertikalgeschwindigkeit vorgenommen, wobei u und v die absoluten Zonal- und Meridionalgeschwindigkeiten sind. Es wurde dann das Jahresmittel der Tiefe der maximalen Vertikalgeschwindigkeit bestimmt (Abbildung 3.5) und hierfür beträgt der Medianwert etwa 130 m. Die mittlere Tiefe der siebten Schicht dieses Modelles liegt bei 117.5 m (102.5-138.75m) und zur Bestimmung der maximalen Auftriebsgeschwindigkeit wurde deshalb über die obersten sieben Schichten integriert. Die Auftriebstransporte einzelner Regionen lassen sich dann über die jeweiligen Flächenintegrale der Auftriebsgeschwindigkeit erhalten.

Es gilt hier jedoch zu beachten, daß die Tiefe der maximalen Vertikalgeschwindigkeit im äquatorialen Ostatlantik sowohl räumliche als auch saisonale Unterschiede aufweisen kann, so daß es zu Fehlern in den Auftriebsgeschwindigkeitsfeldern und insbesondere auch in Bezug auf die Abschätzung der Auftriebstransporte kommen kann.

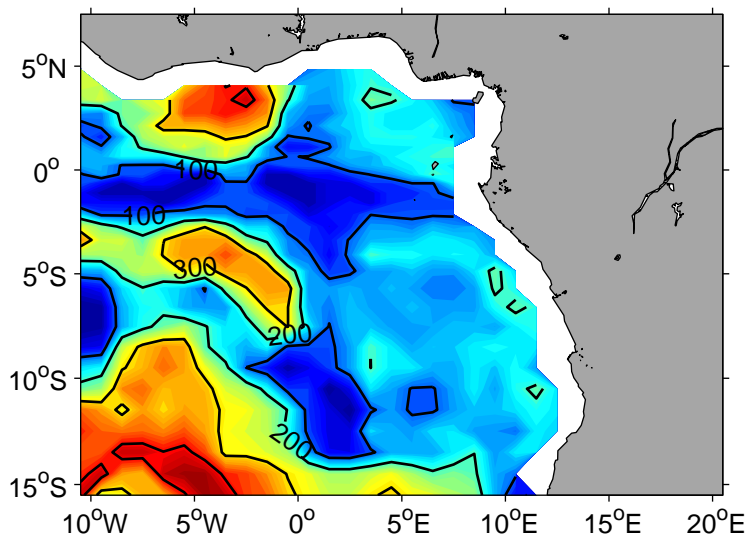


Abbildung 3.6: Jahresmittel der Tiefe der maximalen Vertikalgeschwindigkeit der oberen 15 Schichten (715 m) aus dem SODA-Modell. Das Konturintervall beträgt 100 m.

Weiterhin wurden hier für die angepassten Windstressdaten zu den ERS-Scatterometerdaten und den NCEP/NCAR-Reanalysen analoge Berechnungen durchgeführt (vgl. Abschnitt 3.4.1).

3.5.2 SODA-Modell

Neben dem ECCO-Modell wird auch die Version #7 der retrospektiven Analyse des globalen Ozeans von CARTON ET AL. (2000a,b), sowie von CHEPURIN UND CARTON (1999) verwendet. Diese Analyse basiert auf dem *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA)-Paket und baut auf dem *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Modular Ocean Model 2.b code* auf. Die analysierten Datenfelder liegen als monatliche Mittel für den Zeitraum von 1950-2001 vor und die assimilierten Daten beinhalten Temperatur- und Salzgehaltsprofile des WOA-94, sowie weitere, hydrographische Messungen und Satellitendaten. Für die Periode von 1950-1992 erfolgte der Antrieb des SODA-Modelles mit den *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS)-Winden und danach wurde das Modell durch die NCEP-Winde angetrieben, wobei der NCEP-Datensatz den COADS-Winden über den Mittelwert angepasst wurde, um Fehler in der Analyse zu vermeiden.

Das Modell hat in den mittleren Breiten eine horizontale Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ und in den Tropen erhöht sich die meridionale Auflösung bis auf 0.45° , wohingegen die zonale Auflösung hier konstant bleibt. Das SODA-Modell hat in der Vertikalen 20 Schichten, deren Schichtdicke mit der Tiefe zunimmt.

In dieser Arbeit werden die Datenfelder der Temperatur und des Salzgehaltes sowie der Zonal- und Meridionalgeschwindigkeit für den äquatorialen Ostatlantik verwendet, wobei nur die Daten seit 1990, sowie die obersten 15 Schichten (715 m) herangezogen werden. Für diese Datenfelder wurden zu dem ECCO-Modell analoge Berechnungen durchgeführt, so daß wiederum monatliche, geostrophische und absolute Geschwindigkeitsfelder mit den dazugehörigen Transporten zur Verfügung stehen. Es wurde hier ebenfalls die Vertikalgeschwindigkeit über die Kontinuitätsgleichung berechnet (Gleichung 3.7) und in Abbildung 3.6 ist das Jahresmittel der Tiefe der maximalen Vertikalgeschwindigkeit dargestellt. Der Medianwert liegt hierfür bei etwa 156 m und die mittlere Tiefe der elften Schicht dieses Modelles liegt bei 157.5 m (150-174m), so daß hier zur Bestimmung der maximalen Auftriebsgeschwindigkeit eine Integration über die obersten elf Schichten vorgenommen wurde. Es lassen sich auch hier Auftriebstransporte einzelner Regionen, über die jeweiligen Flächenintegrale der Auftriebsgeschwindigkeit, bestimmen. Dabei gilt es wieder zu beachten, daß bezüglich der Tiefe der maximalen Vertikalgeschwindigkeit räumliche und saisonale Unterschiede auftreten können, die zu Fehlern in den Berechnungen führen können.

4. Hydrographie und Zirkulation

In diesem Kapitel wird eine Analyse der im Rahmen des WOCE-Programmes durchgeführten Schiffsschnitte vorgenommen. Es zeigte sich bereits in Kapitel 3, daß die Messungen zwar in unterschiedlichen Jahren, aber alle während des ersten Jahresdrittels, vorgenommen wurden. Daher läßt sich für diesen Zeitraum ein guter Überblick über die Situation im äquatorialen Ostatlantik erhalten, wohingegen saisonale Unterschiede nicht aufgezeigt werden können.

Zunächst wird anhand der TS-Diagramme für die Stationen der einzelnen Fahrten eine Identifizierung der in Abschnitt 2.2 beschriebenen Wassermassen vorgenommen und dann wird eine Analyse der CTD-Daten entlang der einzelnen Schnitte durchgeführt. Anschließend werden anhand der sADCP-Schnitte die vorherrschenden Strömungen sowie die dazugehörigen Transporte betrachtet und für die zonalen Schnitte werden auch die aus den hydrographischen Daten berechneten, geostrophischen Geschwindigkeiten und Transporte herangezogen. Abschließend wird die äquatoriale Zirkulation diskutiert, wobei hier insbesondere das Verhalten des EUCs betrachtet wird.

4.1 Hydrographische Schnitte

Es werden in diesem Abschnitt zunächst die Wassermassen im äquatorialen Ostatlantik anhand von TS-Diagrammen identifiziert und im folgenden wird eine Analyse der hydrographischen Eigenschaften entlang der einzelnen WOCE-Linien durchgeführt.

TS-Diagramme

Der obere Bereich der Wassermassen im äquatorialen Ostatlantik wird vom TSW eingenommen. Die untere Grenze des TSWs wurde hier bei $\gamma_n = 26.2 \text{ kg/m}^3$ festgelegt, wobei diese Isopykne in etwa mit der 17°C -Isotherme zusammenfällt. STRAMMA UND SCHOTT (1999a) identifizierten im zentralen, tropischen Atlantik die 20°C -Isotherme als untere Grenze des TSWs und MERCIER ET AL. (2003) legten sie im Ostatlantik bei

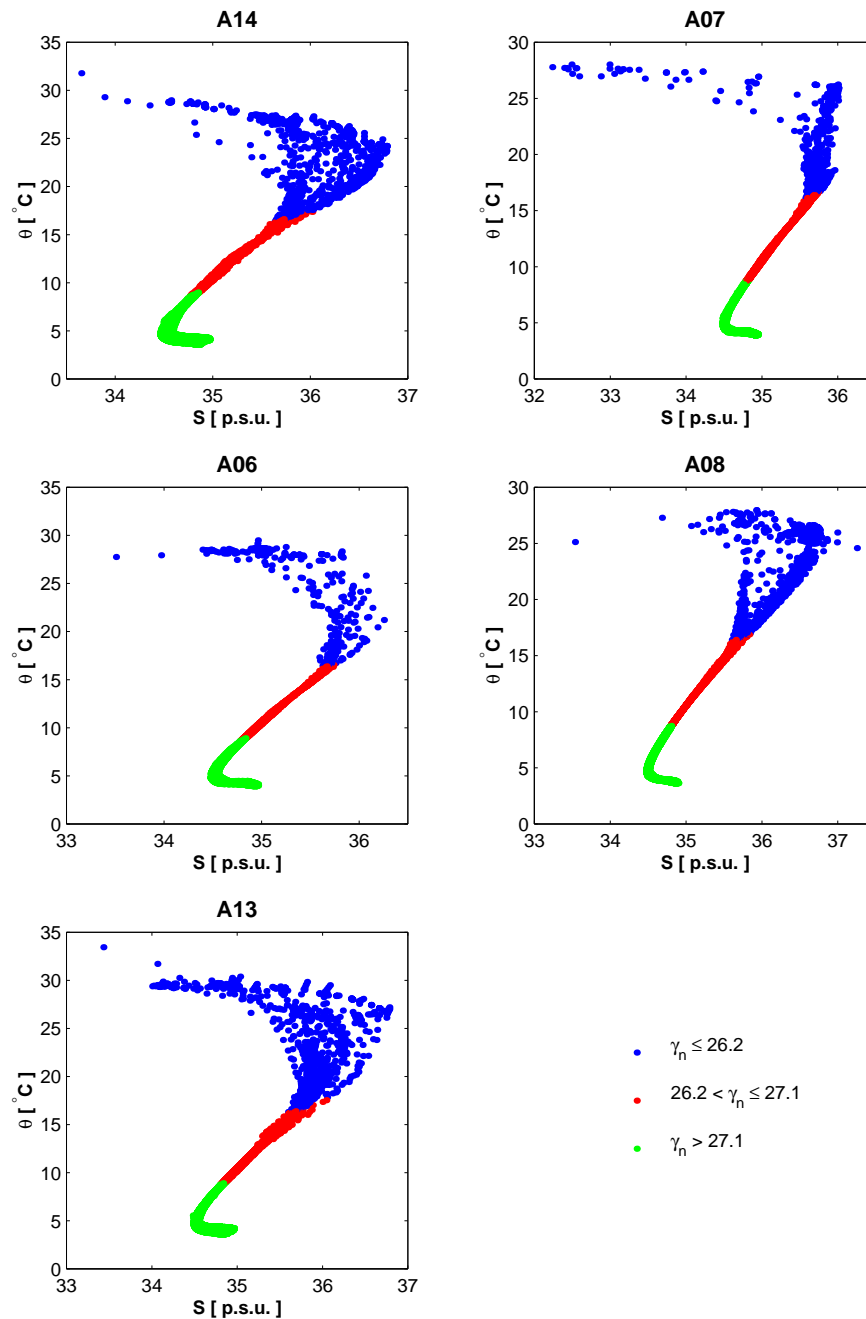


Abbildung 4.1: TS-Diagramme aus CTD-Messungen für die Stationen der WOCE-Linien A14 (oben links), A06 (mitte links), A13 (unten links), A07 (oben rechts) und A08 (mitte rechts) im äquatorialen Ostatlantik. Eine farbliche Kennzeichnung von Wassermassenbereichen wurde vorgenommen: TSW (blau), SACW (rot), $\gamma_n > 27.1 \text{ kg/m}^3$ (grün).

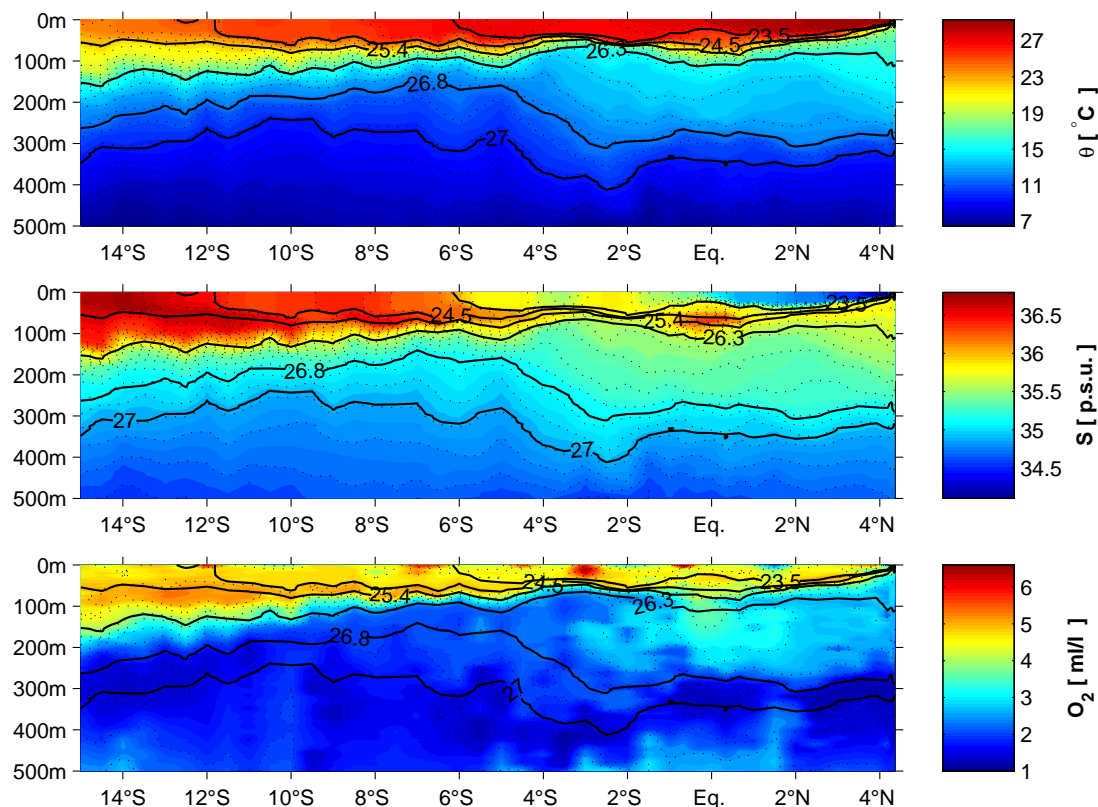


Abbildung 4.2: Verteilung der potentiellen Temperatur (oben), des Salzgehaltes (mitte) und des Sauerstoffgehaltes (unten) für die oberen 500 m entlang von 9°W (A14). Die Tiefen der Isopyknen $\gamma_n = 23.5, 24.5, 25.4, 26.3, 26.8, 27.0 \text{ kg/m}^3$ sind jeweils eingezeichnet.

$\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg/m}^3$ fest. Die Deckschicht weist hier Temperaturen um etwa 27°C auf und darunter erkennt man deutlich die Thermokline, die durch einen starken Temperaturabfall ($25^\circ\text{C} \rightarrow 15^\circ\text{C}$) gekennzeichnet ist. Das SACW ist dann unterhalb des TSWs an seiner linearen TS-Beziehung zu erkennen (SVERDRUP ET AL. (1942)) und als untere Grenze dieser Wassermasse wurde hier die neutrale Dichtefläche $\gamma_n = 27.1 \text{ kg/m}^3$ gewählt. STRAMMA UND SCHOTT (1999a) identifizierten im zentralen, tropischen Atlantik die Isopykne $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg/m}^3$ als untere Grenze des SACWs und MERCIER ET AL. (2003) legten dafür im Ostatlantik die Isopykne $\sigma_\theta = 27.05 \text{ kg/m}^3$ fest. Im Dichtebereich $\gamma_n > 27.1 \text{ kg/m}^3$ läßt sich zudem noch das AAIW anhand seines Salzgehaltsminimums (~ 34.5) identifizieren.

Meridionaler 9°W-Schnitt (A14)

Die Verteilungen der hydrographischen Parameter entlang dieses Schnittes lassen zunächst deutliche Unterschiede zwischen den Bereichen südlich und nördlich von etwa 6°S erkennen

(Abbildung 4.2). Im südlichen Teil des Schnittes treten sowohl die Isopykne $\gamma_n = 23.5 \text{ kg/m}^3$ ($\sim 6^\circ\text{S}$) als auch die Isopykne $\gamma_n = 24.5 \text{ kg/m}^3$ ($\sim 12^\circ\text{S}$) an die Oberfläche und es lassen sich hier sehr hohe Salzgehalte (> 36.5) bis zu einer Tiefe von etwa 150 m beobachten. Zudem nimmt die potentielle Temperatur im oberflächennahen Bereich von Süden nach Norden zu und bei 15°S beträgt die SST etwa 25°C , wohingegen bei 4°N eine SST von mehr als 29°C zu beobachten ist. Damit zeigt der nördliche Teil dieses Schnittes mit dem SST-Maximum und den niedrigen Salzgehalten für die ITCZ charakteristische Oberflächenbedingungen, die sich im Januar/Februar auf dem Rückweg zu ihrer südlichsten Position nahe des Äquators befindet. Dabei lassen sich die hier zu beobachtenden niedrigen Salzgehalte wahrscheinlich durch die, mit der ITCZ einhergehenden, hohen Niederschläge erklären. Im südlichen Bereich dieses Schnittes scheint dagegen die Verdunstung gegenüber dem Niederschlag zu überwiegen, so daß die hier auftretenden, hohen Salzgehalte darauf zurückgeführt werden können.

Die Verteilung der potentiellen Temperatur zeigt deutlich die Thermokline unterhalb der Deckschicht (Abbildung 4.2, oben), wobei diese im nördlichen Teil des Schnittes schärfer ausgeprägt ist und die Temperatur fällt hier in einer Tiefe von etwa 50 m von etwa 25°C auf 15°C ab. Die 17°C -Isotherme stellt hier, wie auch anhand des TS-Diagrammes zu erkennen (Abbildung 4.1, oben links), eine gerechtfertigte Grenze zwischen dem TSW und dem SACW dar. Innerhalb des SACWs läßt sich nördlich von $4^\circ 30'\text{S}$ das sogenannte 13°C -Wasser (TSUCHIYA (1986)), welches sich durch eine schwache Temperaturschichtung auszeichnet, beobachten.

Weiterhin nimmt die Tiefe der relativ hohen Sauerstoffgehalte ($> 4.5 \text{ ml/l}$) zum äquatorialen Bereich hin ab (Abbildung 4.2, unten). Bei 15°S können hohe Sauerstoffgehalte bis in eine Tiefe von etwa 150 m beobachtet werden, wohingegen sie bei 3°S lediglich bis zu einer Tiefe von etwa 50 m nachzuweisen sind. Dabei läßt sich diese Beobachtung möglicherweise auf das äquatoriale Upwelling zurückführen, wodurch sauerstoffärmeres Wasser in oberflächennahe Bereiche gelangen kann.

Am Äquator zeigen sich relative Maxima des Salzgehaltes und auch des Sauerstoffgehaltes (Abbildung 4.2, mitte und unten), wobei das Salzgehaltsmaximum insbesondere im Dichtebereich $\gamma_n = 24.5 - 25.4 \text{ kg/m}^3$ mit Werten von mehr als 36.0 stark ausgeprägt ist. Bei diesem Salzgehaltsmaximum handelt es sich wahrscheinlich um das Charakteristikum des STUWs, welches von LAMBERT UND STURGES (1977) bei einer Dichte von etwa $\sigma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ identifiziert wurde. Das Sauerstoffgehaltsmaximum ist ebenfalls in diesem Dichtebereich am stärksten ausgeprägt ($> 4 \text{ ml/l}$), wobei es aber bis zu einer Tiefe von 200 m deutlich zu erkennen ist. Diese Merkmale sind Charakteristiken des EUCs (z. B. BOURLÈS ET AL. (2002)), so daß sich hier deutliche Hinweise auf den EUC ergeben.

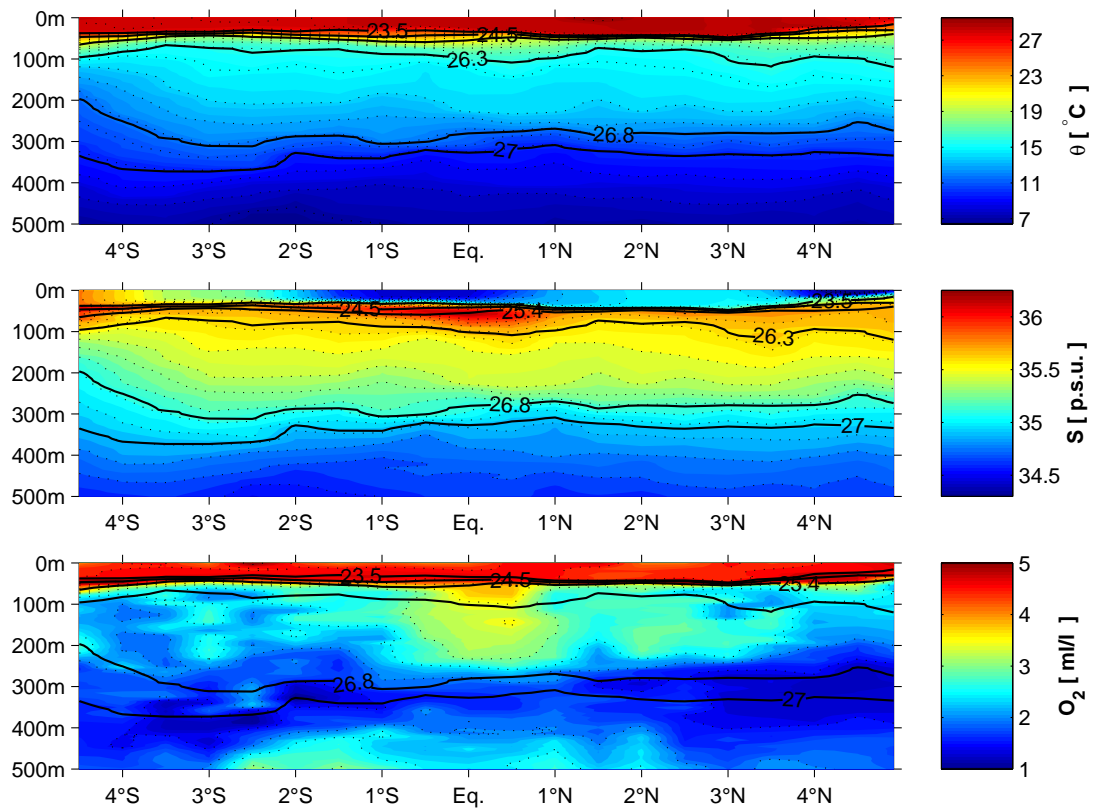


Abbildung 4.3: Hydrographie entlang von 4°W (A06) (wie Abbildung 4.2).

Zudem zeigt sich am Äquator auch ein vertikales Absenken der Isothermen (Abbildung 4.2, oben), wie schon von MOORE ET AL. (1978) für den EUC im Ostatlantik beobachtet werden konnte.

Meridionaler 4°W-Schnitt (A06)

Die Verteilungen der potentiellen Temperatur und des Sauerstoffgehaltes zeigen entlang dieses kurzen Schnittes sehr homogene Werte im Bereich der Oberfläche (Abbildung 4.3, oben und unten). Die SSTs liegen bei etwa 28°C und die Sauerstoffgehalte weisen in der Nähe der Oberfläche Werte um 4.5 ml/l auf. Die Verteilung der Salzgehalte zeigt nördlich von etwa 2°S sehr niedrige Werte (< 35.0) im oberflächennahen Bereich (Abbildung 4.3, mitte). Dieser Schnitt wurde in der Zeit zwischen Mitte Februar und Mitte März durchgeführt, so daß sich die ITCZ wahrscheinlich leicht nördlich ihrer südlichsten Position befand und an der Oberfläche lassen sich mit den hohen SSTs und den niedrigen Salzgehalten die für die ITCZ charakteristischen Oberflächenbedingungen erkennen. Damit lassen sich diese Beobachtungen sehr wahrscheinlich auch auf den Einfluß der ITCZ zurückführen.

Es läßt sich anhand der Verteilung der potentiellen Temperatur entlang dieses 4°W-Schnittes das TSW wieder vom SACW unterscheiden (Abbildung 4.3, oben). Der mit der Thermoklinen assoziierte starke Temperaturabfall vollzieht sich hier zwischen etwa 50-100 m und darunter erstreckt sich dann das SACW. Zudem läßt sich innerhalb des SACWs, zwischen etwa 100-250 m, das 13°C-Wasser entlang des gesamten Schnittes beobachten.

Weiterhin zeigen sich anhand der Verteilungen der hydrographischen Parameter die mit dem EUC assoziierten Eigenschaften im äquatorialen Bereich (Abbildung 4.3). Es können am Äquator, die für den EUC-Stromkern charakteristischen, Maxima des Salzgehaltes und des Sauerstoffgehaltes beobachtet werden, wobei diese Maxima zwischen den Isopyknen $\gamma_n = 24.5 - 25.4 \text{ kg/m}^3$ am stärksten ausgeprägt sind ($S > 36.0$, $O_2 \sim 4 \text{ ml/l}$). Es können insbesondere die relativ hohen Sauerstoffgehalte bis zu einer Tiefe von etwa 200 m verfolgt werden. Dabei deutet das Salzgehaltsmaximum wieder auf das STUW hin und es zeigt sich für diesen Schnitt ebenfalls ein Absenken der Isothermen am Äquator, welches mit dem EUC assoziiert werden kann.

Meridionaler A13-Schnitt

Die WOCE-Linie A13 verläuft zwischen 5 – 15°S entlang von 5°O und knickt nördlich davon nach Westen ab, wobei sie an der Küste bei 1°W endet (vgl. Abbildung 3.1). Da dieser Schnitt in etwa parallel zur afrikanischen Küste verläuft, wird er auch als küstenparalleler Schnitt bezeichnet.

Es zeigen sich hier an der Oberfläche, zwischen der Küste und 5°S, wieder für die ITCZ charakteristische Oberflächenbedingungen ($\theta > 29.5^\circ\text{C}$, $S < 35.0$), so daß sich diese Beobachtungen wahrscheinlich durch den Einfluß der ITCZ erklären lassen. Die hohen Salzgehalte im Süden dieses Schnittes, insbesondere südlich von etwa 11°30'S (~ 36.5), scheinen darauf zurückzuführen zu sein, daß die Verdunstung gegenüber dem Niederschlag überwiegt (Abbildung 4.4, oben und mitte).

Anhand der Verteilung der potentiellen Temperatur lassen sich das TSW und das SACW auch für diesen Schnitt voneinander abgrenzen (Abbildung 4.4, oben). Es läßt sich eine scharfe Thermokline unterhalb der Deckschicht erkennen und die 17°C-Isotherme, die oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ zu erkennen ist, stellt eine gute Grenze zwischen den beiden Wassermassen dar. Innerhalb des SACWs erkennt man nördlich von 8°30'S das 13°C-Wasser. Diese größere Ausdehnung des 13°C-Wassers, gegenüber der Beobachtung bei 9°W, ist in Übereinstimmung mit TSUCHIYA (1986), dessen Analyse eine polwärtige Auslenkung der südlichen Grenze dieses Wasserkörpers östlich von 0° zeigte.

Weiterhin zeigen die Isothermen und Isohalinen zwischen 100-400 m eine Aufwölbung (*Doming*) bei 12 – 14°S (Abbildung 4.4, oben und mitte) und damit ergeben sich deutliche

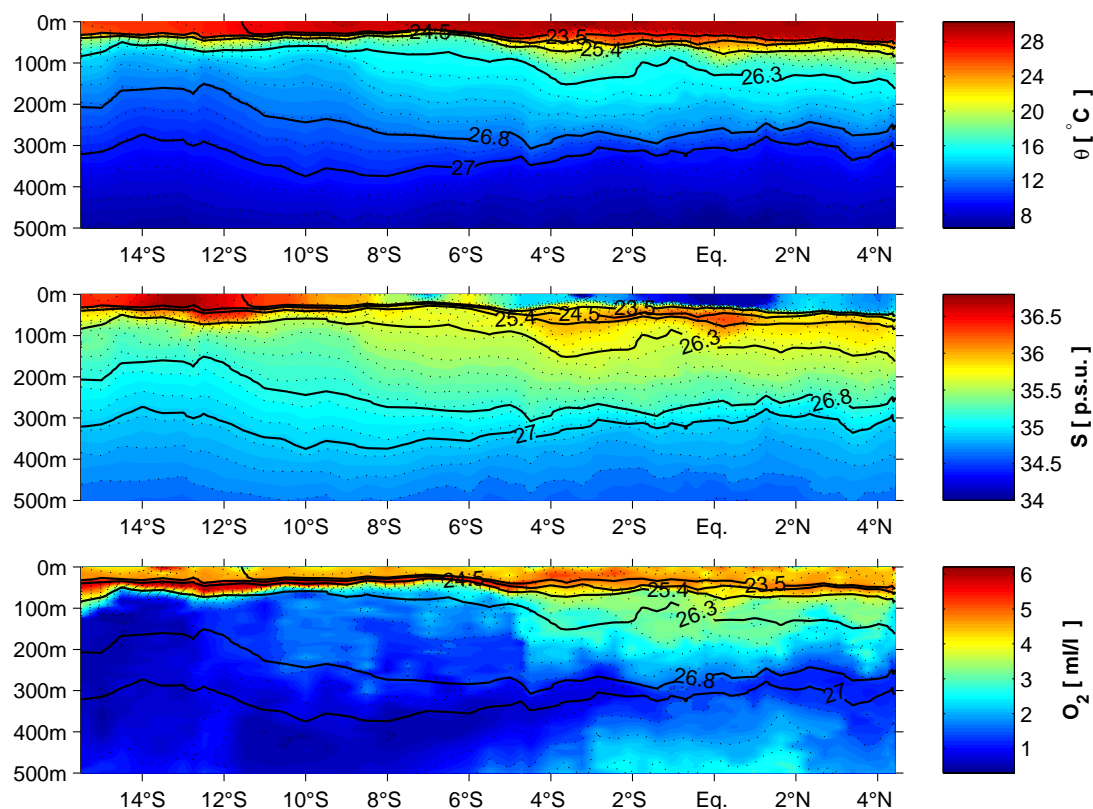


Abbildung 4.4: Hydrographie entlang der WOCE-Linie A13 (wie Abbildung 4.2).

Hinweise auf den um 13°S , 5°O zentrierten AG (GORDON UND BOSLEY (1991)).

Die Salzgehaltsverteilung zeigt am Äquator im Dichtebereich $\gamma_n = 24.5 - 25.4 \text{ kg/m}^3$ ein Maximum (> 36.0), wobei dieses wieder auf das STUW hinweist. Zudem können hier auch hohe Sauerstoffgehalte ($\sim 4 \text{ ml/l}$), die sich bis zu einer Tiefe von etwa 200 m verfolgen lassen, sowie ein Absinken der Isothermen beobachtet werden (Abbildung 4.4). Damit lassen sich wieder die Charakteristiken des EUCs am Äquator nachweisen, so daß sich anhand dieser Eigenschaften deutliche Hinweise auf seine Position ergeben.

Zonaler $4^{\circ}30'\text{S}$ -Schnitt (A07)

Die Verteilung der potentiellen Temperatur zeigt eine scharfe Thermokline, die entlang dieses $4^{\circ}30'\text{S}$ -Schnittes nach Westen aufsteigt, wo sie an der Küste die Oberfläche erreicht. Dieser Anstieg der Thermoklinen ist wahrscheinlich auf den vorherrschenden Südostpassat zurückzuführen.

Es kann auch hier das TSW vom SACW anhand der innerhalb der Thermoklinen liegenden, 17°C -Isotherme abgegrenzt werden und eingebettet in den oberen Teil des SACWs

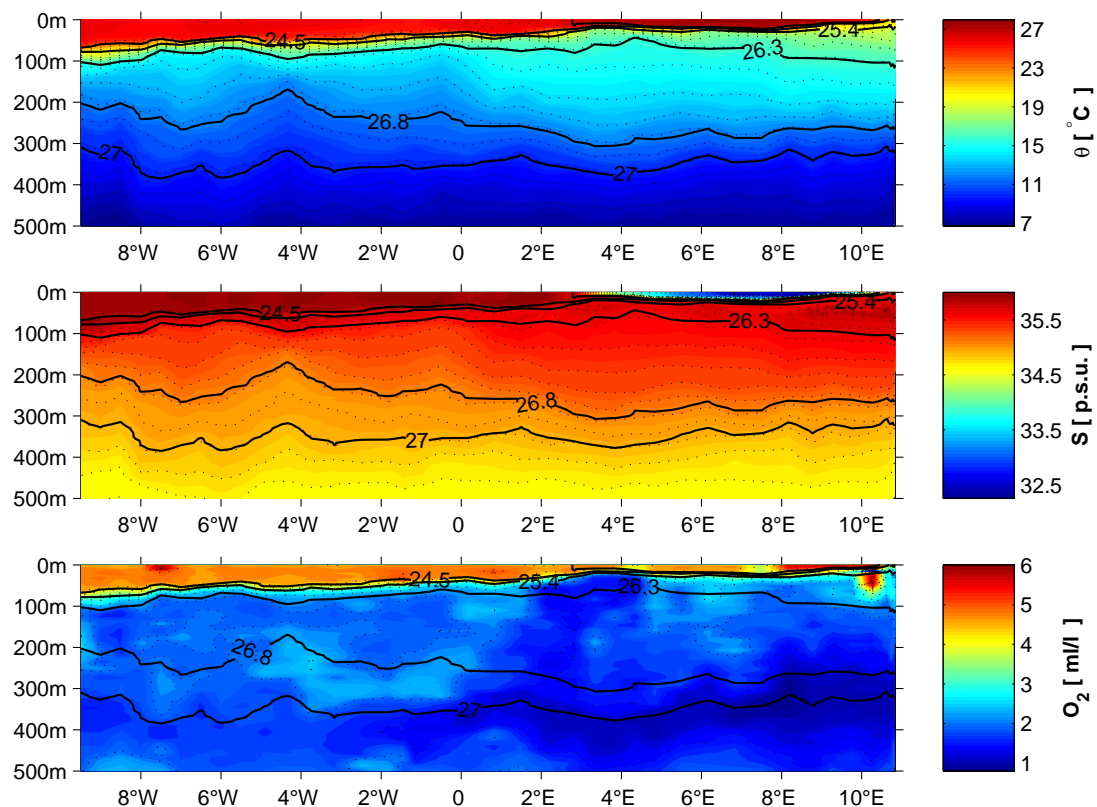


Abbildung 4.5: Hydrographie entlang von 4°30'S (A07) (wie Abbildung 4.2).

findet sich westlich von 0° der homogene Wasserkörper des 13°C-Wassers (Abbildung 4.5, oben).

Bei 3°O tritt die Isopykne $\gamma_n = 23.5 \text{ kg/m}^3$ an die Oberfläche und zwischen etwa 4–9°30'O lassen sich sehr niedrige Salzgehalte (< 34.0) sowie SST-Maxima ($> 27^\circ\text{C}$) an der Oberfläche beobachten. Die Salzgehalte steigen zur Küste hin wieder an, wohingegen die SSTs absinken (Abbildung 4.5, oben und mitte). Die beobachteten, niedrigen Salzgehalte im Zusammenhang mit den hohen SSTs lassen auf einen Einfluß des bei 6°S in den Ozean mündenden, Kongos schließen (vgl. PAILLER ET AL. (1999)). Die durch den Frischwasser-eintrag gebildete starke Halokline zwischen 3-30 m kann eine stark ausgeprägte Pyknokline bewirken durch die eine Vermischung des Oberflächenwassers mit dem darunterliegenden Wasser behindert wird. Die Verteilung des Sauerstoffgehaltes deutet hier möglicherweise auch auf eine eingeschränkte Vermischung hin, da sich hohe Werte (3.5 – 5.5 ml/l) nur bis etwa 25 m Tiefe beobachten lassen (Abbildung 4.5, unten).

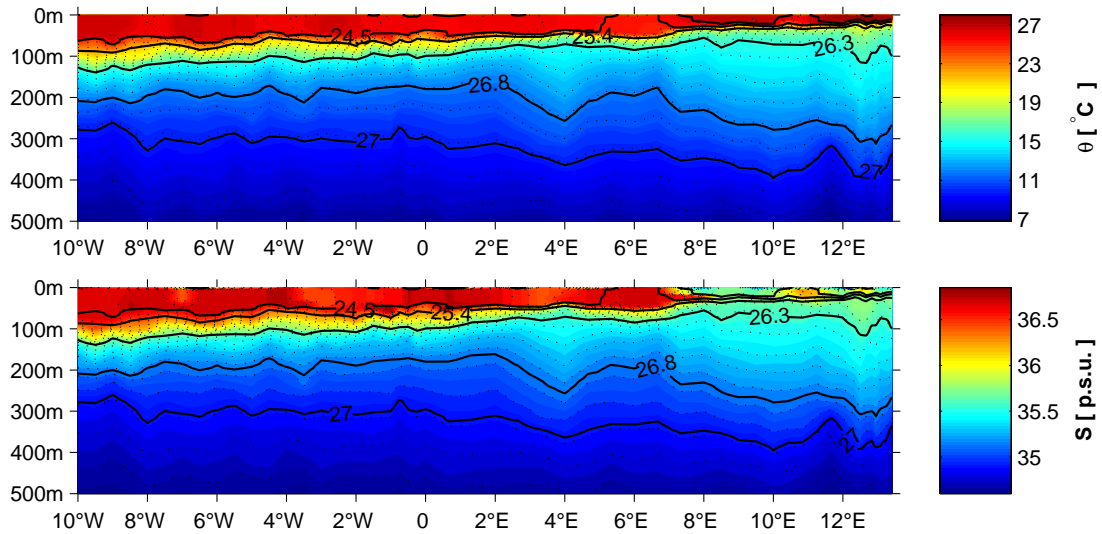


Abbildung 4.6: Hydrographie entlang von 11°S (A08) (wie Abbildung 4.2).

Zonaler 11°S-Schnitt (A08)

Die Thermokline läßt sich anhand der Verteilung der potentiellen Temperatur im Osten in etwa 100 m Tiefe beobachten und nach Westen hin zeigt sich dann ein deutlicher Anstieg bis in den oberflächennahen Bereich. Dieser Anstieg ist vermutlich wieder auf das vorherrschende Windfeld zurückzuführen. Zudem erkennt man in der Sprungschicht auch eine stärkere Ausprägung der vertikalen Temperaturgradienten östlich von etwa 0°.

Die innerhalb der Thermoklinen liegende, 17°C-Isotherme stellt wieder eine gute, untere Grenze des TSWs dar und eingebettet in den oberen Teil des darunterliegenden SACWs läßt sich östlich von etwa 7°O das 13°C-Wasser beobachten (Abbildung 4.6, oben).

Die Salzgehaltsverteilung entlang dieses Schnittes zeigt im Bereich bis 120 m ebenfalls deutliche Unterschiede, wobei sich diese insbesondere östlich von etwa 7°O beobachten lassen. Es können oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ bis etwa 7°O sehr hohe Salzgehalte (≥ 36.5) beobachtet werden, wohingegen östlich davon lediglich Werte um 35.7 erreicht werden (Abbildung 4.6, unten). Die Verteilung der potentiellen Temperatur weist östlich von 7°O, wo auch die Isopykne $\gamma_n = 23.5 \text{ kg/m}^3$ an die Oberfläche tritt, etwas höhere SSTs auf als westlich dieses Längengrades (Abbildung 4.6, oben) und damit zeigen sich östlich von 7°O erhöhte SSTs einhergehend mit niedrigen Salzgehalten. Diese Beobachtung deutet damit möglicherweise wieder auf einen Flußwassereintrag des Kongos hin, wobei die Charakteristiken, im Vergleich zu dem zuvor betrachteten 4°30'S-Schnitt, nicht mehr so stark ausgeprägt sind.

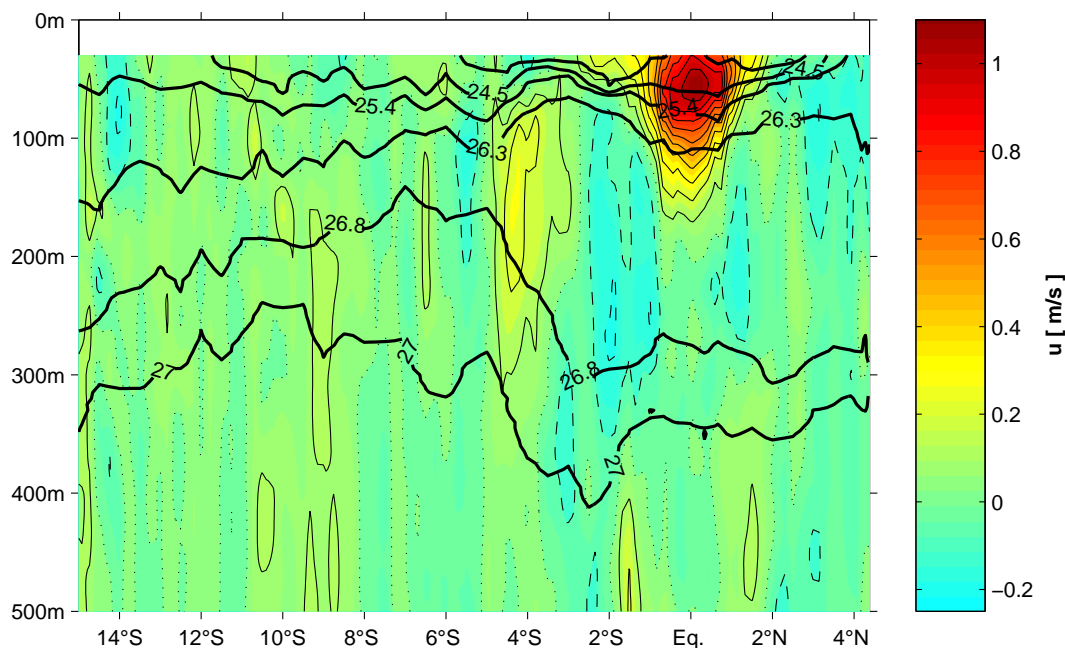


Abbildung 4.7: Zonalgeschwindigkeit der oberen 500 m entlang von 9°W (A14). Die Tiefen der Isopyknen $\gamma_n = 23.5, 24.5, 25.4, 26.3, 26.8, 27.0 \text{ kg/m}^3$ sind eingezeichnet.

4.2 Strömungen und Transporte

In diesem Abschnitt werden die sADCP-Daten der WOCE-Schnitte betrachtet und für die zonalen Schnitte werden zudem auch die geostrophischen Geschwindigkeiten quer zum Schnitt herangezogen. Es wird jeweils eine Identifizierung der einzelnen Strömungen vorgenommen und für die meridionalen Schnitte werden die dazugehörigen Transporte durch eine Integration über die ausschließlich ostwärtigen bzw. westwärtigen Geschwindigkeiten der jeweiligen Strömungsbereiche abgeschätzt.

Meridionaler 9°W-Schnitt (A14)

Im äquatorialen Bereich dieses 9°W-Schnittes lassen sich deutlich zwei ostwärtige Strömungen erkennen, zum einen am Äquator der EUC und bei etwa 4°S der SEUC. Es finden sich sowohl zwischen dem SEUC und dem EUC wie auch nördlich des EUCs westwärtige Strömungen und diese können mit dem eSEC und dem nSEC assoziiert werden. Weiterhin erkennt man unterhalb von etwa 400 m bei etwa 1°30'S bzw. N ostwärtige Strömungen, wobei diese möglicherweise Hinweise auf den *Southern Intermediate Countercurrent* (SICC) bzw. den *Northern Intermediate Countercurrent* (NICC) darstellen (vgl. BOURLÈS ET AL. (2002); MERCIER ET AL. (2003)). Im Westbecken konnten SCHOTT ET AL. (2003) durch

direkte Strömungsmessungen zwei ostwärtige Strömungen in der Zwischenwasserschicht bei $1^{\circ}30' - 3^{\circ}\text{S}$ bzw. N beobachten.

Zudem läßt sich im Bereich zwischen $8 - 11^{\circ}\text{S}$ eine weitere, ostwärtige Strömung beobachten, wobei es sich um den SECC handeln könnte und am nördlichen Rand dieses Schnittes deutet sich noch eine westwärtige Unterströmung an (Abbildung 4.7).

Der EUC läßt sich am Äquator bis in etwa 200 m Tiefe beobachten, wohingegen seine vertikale Ausdehnung in Richtung der Oberfläche, aufgrund der nach oben begrenzten Strömungsmessung, nicht über 30 m hinaus verfolgt werden kann. Sein Stromkern liegt in 60 m Tiefe auf der Isopykne $\gamma_n = 24.5 \text{ kg/m}^3$ und hier weist der EUC eine maximale Geschwindigkeit von etwa 1.1 m/s auf (Abbildung 4.7). Dabei ist diese Position des Stromkernes auch in guter Übereinstimmung mit den zuvor betrachteten, hydrographischen Charakteristiken des EUCs bei 9°W .

Der Transport des EUCs, zwischen 30 m Tiefe und der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$, beträgt zwischen 2°S und 2°N 18.0 Sv, wobei jedoch der größte Teil des Transportes (15.4 Sv) oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ liegt. MERCIER ET AL. (2003) erhielten bei ihrer Analyse dieses Schnittes einen Transport von 24.6 Sv für den EUC und BOURLÈS ET AL. (2002) berechneten einen EUC-Transport von 15.3 Sv bzw. 11.8 Sv bei 10°W für zwei Fahrten, die jeweils im Sommer 1999 bzw. 2000 durchgeführt wurden.

Der SEUC läßt sich in etwa im Bereich zwischen $2^{\circ}30' - 5^{\circ}\text{S}$ beobachten und erstreckt sich hier zwischen den Isopyknen $\gamma_n = 24.5 - 27.0 \text{ kg/m}^3$ (Abbildung 4.7). Diese vertikale Ausdehnung des SEUCs ist in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen, sowohl bei 23°W als auch bei 35°W (vgl. SCHOTT ET AL. (2004b), Abbildung 1.4.4).

COCHRANE ET AL. (1979) stellte im äquatorialen Bereich bei 35°W eine 'W-Form' der Isopyknen zwischen 300-400 m Tiefe fest und assoziierte die äußeren Bereiche mit dem SEUC bzw. dem NEUC. Diese charakteristische Neigung kann hier für die Dichteflächen $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ und $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ zwischen etwa $2^{\circ}30' - 5^{\circ}\text{S}$ beobachtet werden (Abbildung 4.7) und damit ergibt sich eine gute Übereinstimmung der hydrographischen Eigenschaften mit den Strömungsmessungen. Nördlich des Äquators ergeben sich anhand der sADCP-Messungen keine Hinweise auf eine ostwärtige Strömung, die sich mit dem NEUC assoziieren ließe und auch die Isopyknen zeigen in diesem Bereich keine charakteristische Neigung. Damit finden sich keine Anzeichen, daß der NEUC in den Golf von Guinea eintritt und diese Beobachtung ist in guter Übereinstimmung mit weiteren Messungen in diesem Bereich (z. B. BOURLÈS ET AL. (2002)).

Anhand der Verteilung der potentiellen Temperatur (Abbildung 4.2, oben) erkennt man, daß der SEUC in seinem oberen Teil das sogenannte 13°C -Wasser trägt und zudem auch, in Übereinstimmung mit TSUCHIYA (1986), dessen südliche Grenze zu bilden scheint.

Weiterhin zeigt die Verteilung des Sauerstoffgehaltes im Bereich des SEUCs sowohl hohe wie auch niedrige Konzentrationen (Abbildung 4.2, unten). ARHAN ET AL. (1998) beobachteten bereits bei 35°W, daß der SEUC sowohl relative Maxima wie auch Minima des Sauerstoffgehaltes aufweist und sie vermuteten daher, daß der SEUC nur teilweise durch den sauerstoffreichen NBC gespeist wird, aber auch sauerstoffärmeres Wasser aus dem äquatorwärts des SEUCs gelegenen, antizyklonalen Wirbel einen Beitrag zu dieser Strömung leistet.

Der Transport des SEUCs wurde hier zu 5.3 Sv abgeschätzt und MERCIER ET AL. (2003) erhielten hierfür 7.5 Sv, wohingegen am westlichen Rand, bei 35°W, deutlich kleinere Transporte beobachtet wurden. BOURLÈS ET AL. (2002) erhielten bei 35°W lediglich 2 Sv und SCHOTT ET AL. (2003) 2.8 Sv und damit ergeben sich Hinweise auf eine mögliche ostwärtige Intensivierung dieser Strömung, wobei jedoch zu beachten ist, daß im Bereich des SEUCs ein starker Jahresgang herrscht (BRANDT UND EDEN (2004)).

Bei 11°S zeigt sich eventuell eine schwache Signatur des ostwärtigen SECCs in 30 m Tiefe, wohingegen er unterhalb der Oberfläche stärker ausgeprägt ist. Dort erstreckt er sich bis 8°S und breitet sich in etwa bis zu der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ aus. Der SECC-Transport wurde zu 4.0 Sv bestimmt und MERCIER ET AL. (2003) erhielten mit 4.2 Sv einen ähnlichen Wert. Die Transporte weisen damit auch eine vergleichbare Größenordnung auf wie von MOLINARI (1982) bei 25 – 28°W (3-7 Sv) sowie von WIENDERS ET AL. (2000) bei 30°W (5 Sv) berechnet wurden.

Die westwärtigen Strömungen, der eSEC und der nSEC, liegen jeweils im Bereich von etwa 2°30' – 0°30'S bzw. N unterhalb des EUC-Stromkernes und lassen sich bis zu der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ verfolgen (Abbildung 4.7).

Der Transport für den eSEC wurde zu -6.5 Sv und für den nSEC zu -2.2 Sv berechnet und MERCIER ET AL. (2003) erhielten für diese Strömungen -5.5 Sv bzw. -5.0 Sv.

Es wurde bereits auf mögliche, ostwärtige Strömungen im äquatorialen Bereich, die unterhalb der Isopyknen $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ bzw. $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ zu beobachten sind, hingewiesen (Abbildung 4.7) und die Verteilung des Sauerstoffgehaltes weist hier relative Maxima auf (Abbildung 4.2, unten). Damit ergeben sich möglicherweise Hinweise darauf, daß diese ostwärtigen Strömungen am Westrand durch sauerstoffreiches Wasser gespeist werden und dieses dann nach Osten transportiert wird. TSUCHIYA ET AL. (1992) konnten bei 25°W im Bereich des AAIWs zwischen 1 – 3°S relativ hohe Sauerstoffgehalte zusammen mit niedrigen Salzgehalten beobachten, die ihren Ursprung am westlichen Rand haben, und konnten ihre Ausbreitung bis in die Nähe des Ostrand es verfolgen.

Die westwärtige Strömung zwischen etwa 2°N und der Küste weist oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ einen Transport von -4.5 Sv auf. Im Golf von Guinea beobachteten bereits HISARD UND MERLE (1980) eine westwärtige Unterströmung unterhalb des ostwärtigen GCs und MITTELSTAEDT (1983) vermutete bereits, daß es sich hierbei um eine Kompen-

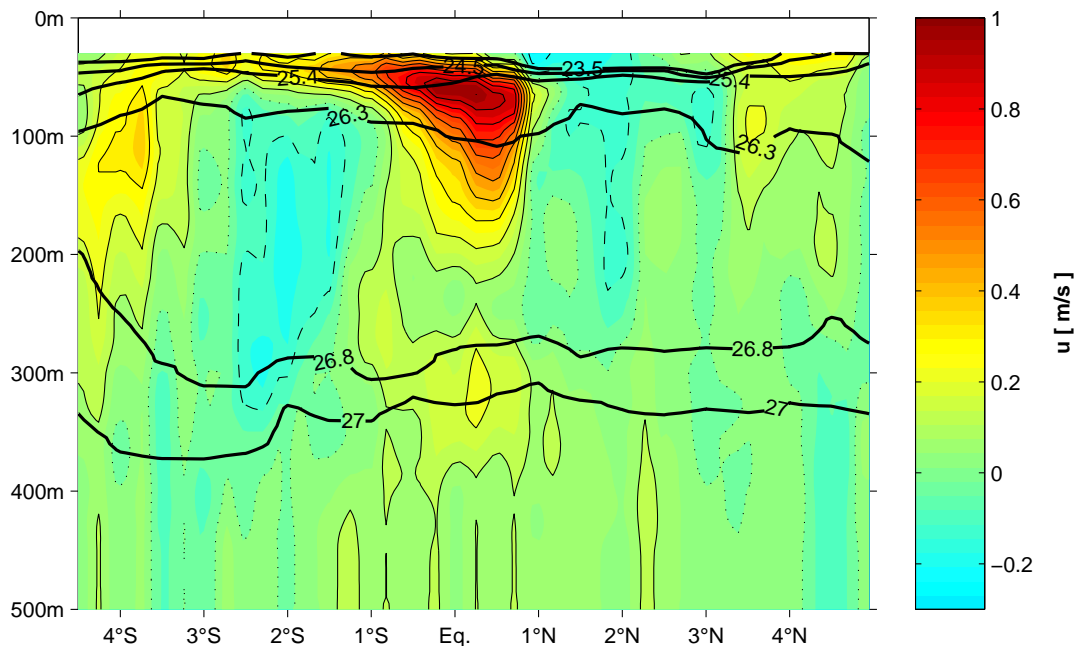


Abbildung 4.8: Zonalgeschwindigkeitsschnitt bei 4°W (A06) (wie Abbildung 4.7).

sationsströmung des GCs sowie des EUCs handeln könnte. Es fanden sich hier jedoch keine Hinweise auf den GC, wobei von HISARD (1975) saisonale Unterschiede in der Ausbreitung des GCs nach Westen hin festgestellt werden konnten und er begrenzte die Ausdehnung dieser Strömung im borealen Winter auf etwa 9°W.

Meridionaler 4°W-Schnitt (A06)

Entlang dieses kurzen 4°W-Schnittes lassen sich drei ostwärtige Strömungen identifizieren und zwar erkennt man am Südrand des Schnittes den SEUC, am Äquator den EUC und vor der Küste dann den GC. Weiterhin zeigen sich südlich und nördlich des Äquators zwei westwärtige Strömungen, bei denen es sich um den eSEC und nSEC handelt (Abbildung 4.8).

Am Äquator erstreckt sich der EUC oberhalb von etwa 250 m bis zur Obergrenze der Strömungsmessung bei 30 m. Der Stromkern des EUCs, mit einer maximalen Geschwindigkeit von 1.0 m/s, befindet sich am Äquator etwas unterhalb der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ in 60 m Tiefe (Abbildung 4.8). Dabei zeigt sich eine gute Übereinstimmung des EUC-Stromkernes mit der Position der hydrographischen Charakteristika (vgl. Abbildung 4.3). Der Transport des EUCs beträgt zwischen 2°30'S und 2°30'N sowie oberhalb der Isopykne

$\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ 18.4 Sv, wobei der größte Teil des Transportes mit 11.1 Sv oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ liegt. LUX ET AL. (2001) erhielten bei 4°W , mit einem Inversmodell, für den Dichtebereich $\sigma_\theta = 24.58 - 26.75 \text{ kg/m}^3$ einen EUC-Transport von 14.0 Sv. Der SEUC kann zwischen $2^\circ30' - 4^\circ30'\text{S}$ beobachtet werden und erstreckt sich in etwa bis zu der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ (Abbildung 4.8). In diesem Bereich wurde der Transport des SEUCs zu 7.8 Sv abgeschätzt.

Die Dichtefläche $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ zeigt zwischen 200-300 m Tiefe die, von COCHRANE ET AL. (1979) mit dem SEUC assoziierte, charakteristische Isopyknenneigung und anhand der Verteilung der potentiellen Temperatur (Abbildung 4.3, oben) erkennt man auch hier, daß der SEUC die südliche Grenze dieser Wassermasse darzustellen scheint (vgl. TSUCHIYA (1986)). Zudem weist die Verteilung des Sauerstoffgehaltes (Abbildung 4.3, unten) im Bereich des SEUCs zum einen relativ hohe sowie auch niedrige Konzentrationen auf.

In Übereinstimmung mit HISARD ET AL. (1976) findet sich auch bei 4°W , weder in den Strömungsmessungen noch anhand einer Neigung der Isopyknen, ein Hinweis auf den NEUC.

Der eSEC läßt sich zwischen $1 - 2^\circ30'\text{S}$ beobachten, wobei er sich zwischen den Isopyknen $\gamma_n = 25.4 - 27.0 \text{ kg/m}^3$ erstreckt und somit unterhalb des EUC-Stromkernes liegt. Im Gegensatz dazu breitet sich der nSEC im Bereich von $1 - 2^\circ30'\text{N}$ oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ aus. Für diese beiden westwärtigen Strömungen ergeben sich Transporte von -3.7 Sv für den eSEC und von -2.1 Sv für den nSEC.

Weiterhin läßt sich am nördlichen Rand dieses Schnittes, zwischen 3°N und der Küste, der ostwärtige GC erkennen, wohingegen sich hier jedoch keine Hinweise auf die bei 9°W beobachtete, westwärtige Unterströmung ergeben. Dabei berechnet sich der Transport des GCs oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ zu 4.2 Sv.

Küstenparalleler Schnitt (A13)

Im äquatorialen Bereich dieses Schnittes lassen sich zum einen der EUC sowie eine weitere ostwärtige Strömung an der Oberfläche beobachten und zudem erkennt man den eSEC und den nSEC südlich bzw. nördlich des EUCs. Am nördlichen Rand dieses Schnittes zeigt sich, wie schon bei 4°W , der ostwärtige GC und im südlichen Teil dieses Schnittes kann, wie bereits bei 9°W , der SECC identifiziert werden (Abbildung 4.9).

Der EUC ist deutlich am Äquator zu erkennen und erstreckt sich von der Obergrenze der Strömungsmessung bei 30 m bis zu einer Tiefe von etwa 200 m. Der Stromkern des EUCs liegt zwischen den Isopyknen $\gamma_n = 24.5 - 25.4 \text{ kg/m}^3$ in 60 m Tiefe und weist dort eine

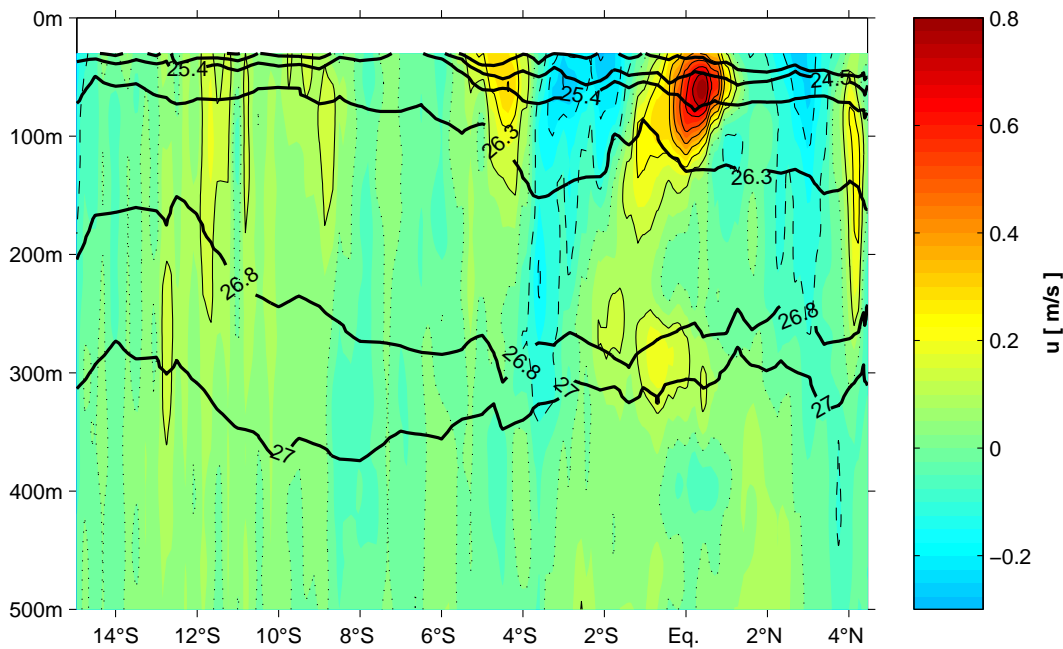


Abbildung 4.9: Zonalgeschwindigkeitsschnitt entlang der WOCE-Line A13 (wie Abbildung 4.7).

maximale Geschwindigkeit von 0.8 m/s auf (Abbildung 4.9). Dabei kann die Position des EUC-Stromkernes auch anhand der hydrographischen Parameter verifiziert werden, wie bereits diskutiert wurde (vgl. Abbildung 4.4).

Der Transport des EUCs, im Bereich zwischen 2°S und 1°30'N, beträgt oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ 12.6 Sv und dabei entfällt der größte Teil des Transportes, mit 8.6 Sv, auf den Tiefenbereich oberhalb der Dichtefläche $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$. Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit MERCIER ET AL. (2003), die für den EUC ebenfalls einen Transport von 12.6 Sv berechneten. Im borealen Sommer erhielten BOURLÈS ET AL. (2002) bei 0° einen Transport von lediglich 5.9 Sv und bei 6°O konnte der EUC dann nicht mehr beobachtet werden.

Bei der ostwärtigen Oberflächenströmung zwischen 3°30' – 5°30'S handelt es sich möglicherweise, wie bereits von WACONGNE UND PITON (1992) vorgeschlagen, um eine Oberflächensignatur des SEUCs. Es kann zum einen aufgrund der Position dieser ostwärtigen Strömung, die eine gute Übereinstimmung mit der des SEUCs aufweist, auf eine mögliche Oberflächensignatur des SEUCs geschlossen werden (vgl. WACONGNE UND PITON (1992)), und zudem erkennt man die, von COCHRANE ET AL. (1979) mit dem SEUC assoziierte, charakteristische Neigung der Isopyken, wobei diese hier für die Dichtefläche $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ zwischen 50-150 m Tiefe zu beobachten ist (Abbildung 4.9). Weiterhin hielten es WACONGNE UND PITON (1992) auch aufgrund der nach Osten hin aufsteigenden Isopyken für wahrscheinlich, daß es sich bei einer ostwärtigen Oberflächenströmung östlich von 12° W sowie zwischen 2 – 8°S um eine Oberflächensignatur des SEUCs handeln könnte.

Der Transport dieser ostwärtigen Strömung beträgt oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ 3.6 Sv und MERCIER ET AL. (2003) berechneten einen Wert von 4.7 Sv.

Es ergeben sich, wie bereits für die zuvor betrachteten, meridionalen Schnitte festgestellt wurde, keine Hinweise auf den NEUC.

Südlich dieser ostwärtigen Oberflächenströmung erkennt man zwischen $8^\circ 30' - 12^\circ 30'S$ den SECC, der sich von der Obergrenze der Strömungsmessung bei 30 m bis zu der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ beobachten läßt. Der Transport des SECCs wurde in diesem Bereich zu 7.6 Sv abgeschätzt und MERCIER ET AL. (2003) erhielten hierfür einen Transport von etwa 8.0 Sv.

Die südlich und nördlich des EUCs zu beobachtenden, westwärtigen Strömungen befinden sich hier oberhalb der Dichtefläche $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ und die Transporte des eSECs und nSECs ergeben in dem Bereich zwischen $1 - 3^\circ 30'S$ bzw. N, mit -7.0 Sv bzw. -7.1 Sv, vergleichbare Werte. MERCIER ET AL. (2003) berechneten hier für den eSEC einen Transport von -11.1 Sv und für den nSEC einen Wert von -9.9 Sv.

Der ostwärtige GC im Golf von Guinea ist zwischen $3^\circ 30'N$ und der Küste zu erkennen und läßt sich von der Obergrenze der Strömungsmessung, in 30 m Tiefe, bis zu der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ verfolgen. Dabei ergibt sich hier ein ostwärtiger Transport von 2.0 Sv und MERCIER ET AL. (2003) berechneten einen Wert von 2.7 Sv.

Zonalschnitte

Der zonale $4^\circ 30'S$ -Schnitt verläuft entlang der Achse des SEUCs (ARHAN ET AL. (1998)). Die zonale Komponente der sADCP-Messung läßt bis etwa 0° deutlich eine ostwärtige Strömung zwischen den Isopyknen $\gamma_n = 25.4 - 27.0 \text{ kg/m}^3$ mit einer maximalen Geschwindigkeit von etwa 0.35 m/s erkennen (Abbildung A.1, oben). In diesem Bereich zeigt die Meridional Komponente der Strömungsmessung (Abbildung A.1, unten), in Übereinstimmung mit der geostrophischen Geschwindigkeit quer zum Schnitt (Abbildung A.2, oben), ausgeprägte Geschwindigkeiten von bis zu 0.25 m/s nach Norden sowie auch nach Süden. Dieses Verhalten der Strömungsgeschwindigkeiten wird in Abbildung 4.10 anhand des Geschwindigkeitsmittelwertes zwischen den Isopyknen $\gamma_n = 25.4 - 27.0 \text{ kg/m}^3$ nochmals verdeutlicht und es ergibt sich damit ein Hinweis auf eine mögliche Überlagerung des SEUCs, westlich von etwa 0° , mit einem oszillierenden Signal, das eine Wellenlänge von etwa 500 km aufweist.

ARHAN ET AL. (1998) beobachteten bei ihrer Analyse des hydrographischen Schnittes bei $7^\circ 30'N$ Oszillationen mit einer Wellenlänge von etwa 700 km, wobei diese insbesondere im Bereich der Thermokline zu beobachten waren, aber sich bis in eine Tiefe von 1000 m verfolgen ließen. Im westlichen Atlantik wurden in diesem Breitenbereich des NECCs

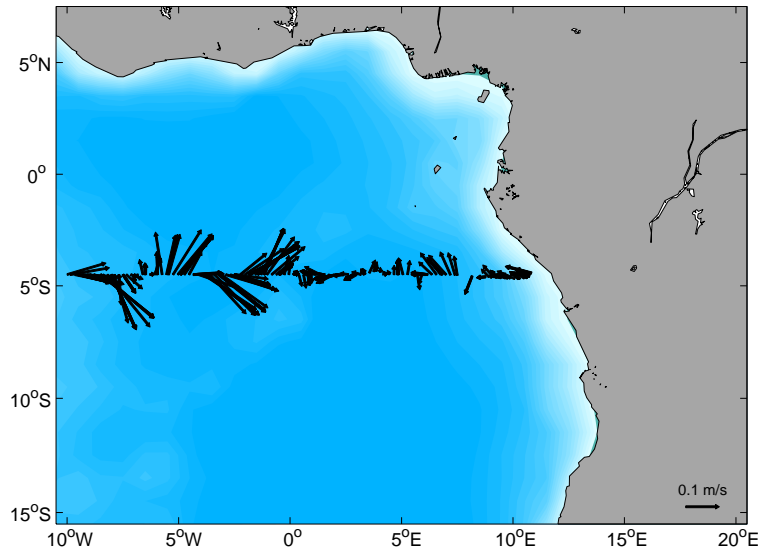


Abbildung 4.10: Mittlere Strömungsgeschwindigkeit im Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 27.0 \text{ kg/m}^3$ aus den sADCP-Daten entlang von $4^\circ 30' \text{S}$ (A07).

weitere derartige Oszillationen beobachtet (z. B. JOHNS ET AL. (1990)) und JOHNS ET AL. (1990) vermuteten, daß die von ihnen beobachteten Oszillationen durch Wellen hervorgerufen wurden. Sie konnten eine gute Übereinstimmung ihrer Beobachtungen mit der Periode und Wellenlänge der ersten, baroklinen Rossbywelle in diesem Bereich zeigen. Weiterhin konnte anhand von Modellstudien eine barokline Instabilität des NECCs sowie eine Abstrahlung von Rossbywellen des ersten baroklinen Modes nachgewiesen werden (JOCHUM UND MALANOTTE-RIZZOLI (2003)).

Die Verteilungen der hydrographischen Parameter entlang dieses Schnittes zeigen westlich von etwa 0° Wassereigenschaften, die auf den SEUC hindeuten (Abbildung 4.5). In diesem Bereich erkennt man zum einen oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ das, von TSUCHIYA (1986) mit dem SEUC assoziierte, 13°C -Wasser und es können hier auch ein Doming der Isohalinen sowie relative Sauerstoffgehaltsmaxima beobachtet werden.

In ihrer Analyse dieses $4^\circ 30' \text{S}$ -Schnittes stellten ARHAN ET AL. (1998) fest, daß sowohl die Isopykne $\sigma_\theta = 26.6 \text{ kg/m}^3$ bei 10°W wie auch die Isopykne $\sigma_\theta = 26.4 \text{ kg/m}^3$ bei 0° die Pycnokline verlassen und sie assoziierten die Neigung dieser Dichteflächen mit einer polwärtigen Strömung. Die hier betrachteten, direkten Strömungsmessungen ergeben jedoch, übereinstimmend mit den geostrophischen Geschwindigkeiten, keine Hinweise auf mögliche, polwärtige Strömungen. Weiterhin zeigt der in Abbildung 4.11 dargestellte, kumulative Meridionaltransport, einen Nettotransport von 7.3 Sv nach Norden, so daß sich auch hieran keine Anzeichen für eine polwärtige Auslenkung finden.

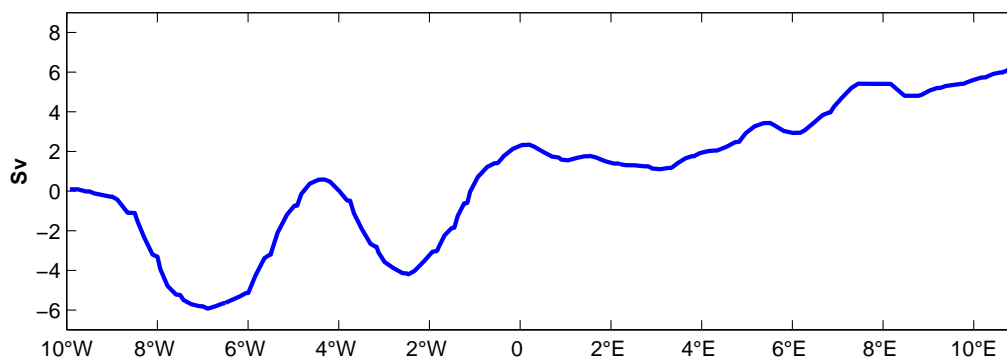


Abbildung 4.11: Kumulativer Meridionaltransport im Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 27.0 \text{ kg/m}^3$, aus den sADCP-Messungen entlang von $4^\circ 30' \text{S}$ (A07).

Es stehen für die WOCE-Linie A08 bei 11°S lediglich geostrophische Geschwindigkeiten zur Verfügung und diese zeigen zwischen etwa 11°O und der afrikanischen Küste Hinweise auf eine polwärtige Randströmung, die sich möglicherweise mit dem AC assoziieren läßt. Diese polwärtige Strömung weist bei $12^\circ 30' \text{O}$ in 10 m Tiefe eine maximale Geschwindigkeit von etwa -0.4 m/s auf und sie läßt sich bis oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ verfolgen (Abbildung A.2, unten). Im Gegensatz dazu zeigt der in Abbildung 4.12 dargestellte, geostrophische, kumulative Transport keinen Nettotransport normal zu diesem 11°S -Schnitt und damit ergibt sich keine Bestätigung für eine mögliche polwärtige Randströmung.

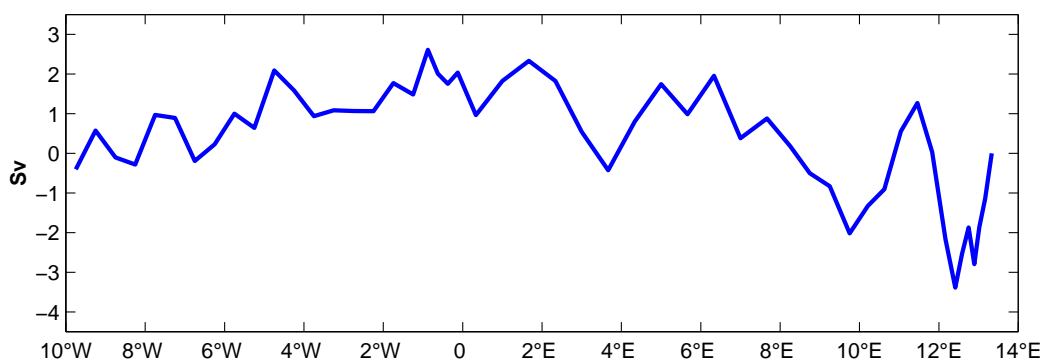


Abbildung 4.12: Geostrophischer (relativ zu 500 m), kumulativer Transport, oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$, normal zu dem 11°S -Schnitt (A08).

| Strömung | A14 | A06 | A13 |
|----------|---------|---------|---------|
| GC | | 4.2 Sv | 2.0 Sv |
| nSEC | -2.2 Sv | -2.1 Sv | -7.1 Sv |
| EUC | 18.0 Sv | 18.4 Sv | 12.6 Sv |
| eSEC | -6.5 Sv | -3.7 Sv | -7.0 Sv |
| SEUC | 5.3 Sv | 7.8 Sv | 3.6 Sv |
| SECC | 4.0 Sv | | 7.6 Sv |

Tabelle 4.1: Zonaltransporte der Strömungen im äquatorialen Ostatlantik aus sADCP-Messungen entlang der meridionalen WOCE-Linien A14, A06 und A13

4.3 Diskussion der Zirkulation

Im äquatorialen Ostatlantik konnte der EUC anhand der betrachteten Meridionalschnitte am Äquator bis etwa 2°O verfolgt werden. Bei 9°W ergibt sich am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes wahrscheinlich eine Unterschätzung des EUC-Transportes aufgrund der nach oben begrenzten Strömungsmessung (30 m), da die vertikale Ausdehnung des EUCs in Richtung der Oberfläche nicht vollständig verfolgt werden konnte. Die direkten Strömungsmessungen der beiden anderen Meridionalschnitte lassen dagegen die obere Grenze des EUCs in etwa 30 m Tiefe erkennen, so daß die Transporte hier vermutlich nicht unterschätzt wurden. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß MERCIER ET AL. (2003) für den EUC-Transport bei 9°W einen deutlich größeren Wert erhielten (24.6 Sv), wohingegen sich eine gute Übereinstimmung für den küstenparallelen Schnitt zeigte. Insgesamt läßt sich daher auf eine stetige Abnahme des EUC-Transportes nach Osten hin schließen (Tabelle 4.1) und auch die maximale Geschwindigkeit des Stromkernes nimmt ostwärts ab. Diese ostwärtige Abnahme des EUCs im äquatorialen Ostatlantik wurde auch von BOURLÈS ET AL. (2002) für den borealen Sommer beobachtet, wobei für den EUC zu diesem Zeitpunkt insgesamt geringere Transporte gefunden wurden und bei 6°O war der EUC dann nicht mehr nachzuweisen. Sie führten diese Abschwächung des EUCs hauptsächlich auf eine Abtragung seines oberen Teils zurück und zwar verursacht durch eine ansteigende Thermokline, äquatoriales Upwelling sowie eine verstärkte, vertikale Vermischung (WACONGNE (1989); PETERSON UND STRAMMA (1991); GOURIOU UND REVERDIN (1992)). Damit deutet sich anhand dieser verschiedenen Beobachtungszeiträume möglicherweise ein saisonales Verhalten des EUCs im äquatorialen Ostatlantik an.

Die Betrachtung des kumulativen Zonaltransportes zwischen der Küste und 4°30'S entlang der WOCE-Linie A13 zeigt, daß die ostwärtigen Strömungen in diesem Bereich, der GC und der EUC, oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ durch die westwärtigen eSEC und nSEC annähernd kompensiert werden (Abbildung 4.13). Weiterhin lassen sich anhand

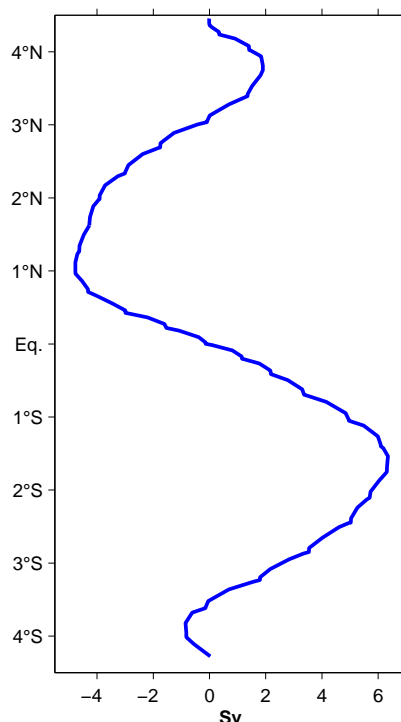


Abbildung 4.13: Kumulativer Zonaltransport zwischen der Küste und $4^{\circ}30'S$, oberhalb der Iso-
pykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$, aus den sADCP-Messungen entlang der WOCE-Linie
A13.

der Verteilungen des Salzgehaltes sowie des Sauerstoffgehaltes entlang dieses Schnittes hohe Konzentrationen im Bereich der westwärtigen Strömungen beobachten (Abbildung 4.4, mitte und unten), so daß sich hier deutliche Hinweise auf einen Einfluß des EUCs ergeben, da insbesondere der Stromkern des EUCs mit diesen Charakteristiken assoziiert werden kann. Insgesamt kann daher auf eine Rezirkulation des EUCs in den westwärtigen Armen des SECs geschlossen werden (vgl. MERCIER ET AL. (2003)).

WACONGNE UND PITON (1992) vermuteten aufgrund von Beobachtungen, die auf der Verfolgung des mit dem EUC assoziierten Salzgehaltsmaximums basieren, daß sich der EUC vor der afrikanischen Küste in zwei polwärtige Unterströmungen, zum einen nach Norden in die Bucht von Biafra sowie nach Süden entlang der Küsten von Gabun und Kongo (GCUC), aufspaltet. In diesen Bereichen können jedoch lokal keine Wassermassen mit hohen Salzgehalten gebildet werden, da in der Bucht von Biafra der Niederschlag gegenüber der Verdunstung überwiegt und zudem kommt es auch zu größeren Flußwassereinträgen (WACONGNE UND PITON (1992)). Daher folgerten WACONGNE UND PITON (1992), daß hohe Salzgehalte an der Ostküste nur durch Advektion aus dem Westen über die äquatorialen Strömungen oder aus dem Süden über den Benguelastrom verursacht werden können.

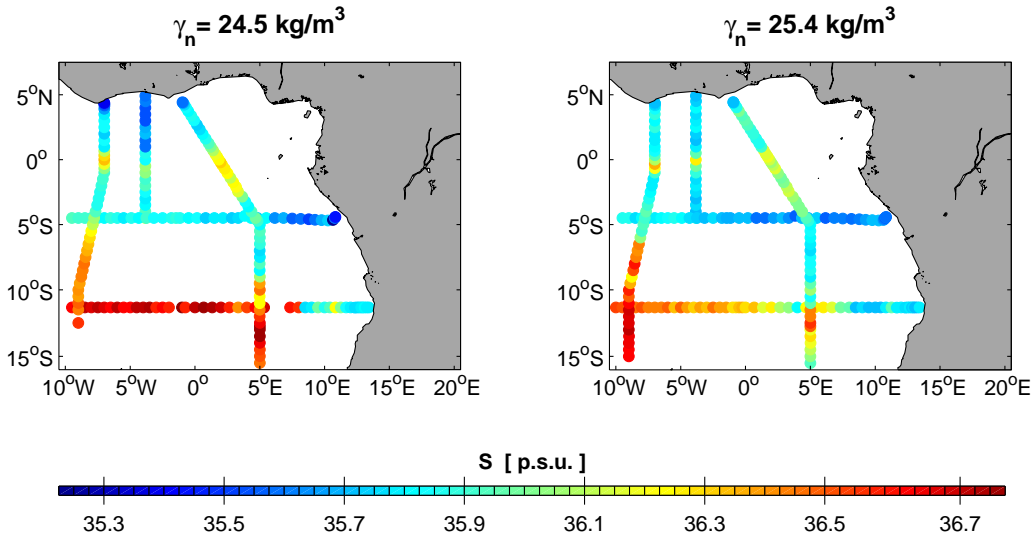


Abbildung 4.14: Salzgehalte auf den Isopyknen $\gamma_n = 24.5 \text{ kg/m}^3$ (links) und $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ (rechts) während der WOCE-Fahrten im äquatorialen Ostatlantik.

Es zeigte sich jedoch, daß der Einfluß des Benguelastromes nicht bis zum Äquator reicht und der EUC für die hohen Salzgehalte, die unterhalb der Oberfläche an der Küste zwischen Kap Lopez und Pointe Noire beobachtet wurden, verantwortlich zu sein scheint (WACONGNE UND PITON (1992)).

Da bei A13 der eSEC und nSEC die ostwärtigen Strömungen nahezu kompensieren, läßt sich vermuten, daß der Beitrag zu polwärtigen Strömungen lediglich gering ist und anhand von Abbildung 4.13 kann dieser zu etwa 1 Sv abgeschätzt werden (vgl. MERCIER ET AL. (2003)).

Der Stromkern des EUCs wurde im Untersuchungsgebiet jeweils im Bereich der Isopyknen $\gamma_n = 24.5 - 25.4 \text{ kg/m}^3$ ($\sim 60 \text{ m}$) beobachtet und das mit dem EUC assoziierte Salzgehaltsmaximum ist in diesem Dichtebereich am stärksten ausgeprägt. Dieses Salzgehaltsmaximum ist wahrscheinlich auf das STUW zurückzuführen und läßt sich anhand von Abbildung 4.14 verfolgen, so daß sich die Entwicklung des EUCs im äquatorialen Ostatlantik auch hieran beobachten läßt. Dabei sind im äquatorialen Ostatlantik Werte von 36.0‰ nahe 50 m charakteristisch für den EUC (HENIN ET AL. (1986)).

Bei 9°W erkennt man am Äquator auf den Isopyknen $\gamma_n = 24.5 \text{ kg/m}^3$ und $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ deutlich das Salzgehaltsmaximum (> 36.0) des EUCs, wohingegen es bei 4°W auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ stärker ausgeprägt ist. Der küstenparallele Schnitt zeigt dieses Maximum deutlicher auf der Dichtefläche $\gamma_n = 24.5 \text{ kg/m}^3$ und es erstreckt sich, im Gegensatz zu den beiden westlicheren Meridionalschnitten, über einen größeren Bereich ($-3^\circ 30'\text{S} \leq y \leq 1^\circ\text{N}$). Damit verdeutlicht diese Beobachtung nochmals eine mögliche Rezirkulation des EUCs in den westwärtigen Armen des SECs. Bei $4^\circ 30'\text{S}$ ist dann das

Salzgehaltsmaximum des EUCs, aufgrund der hier zu beobachtenden, niedrigen Salzgehalte, nur schlecht zu verfolgen. Es lassen sich jedoch bei etwa 11°O etwas höhere Werte (~ 35.7) beobachten, die möglicherweise einen Hinweis auf das STUW, welches im Stromkern des EUCs zu finden ist, darstellen (vgl. ARHAN ET AL. (1998)). Dagegen ist das Salzgehaltsmaximum bei etwa 11°S sowie 11°O , insbesondere auf der Isopykne $\gamma_n = 24.5\text{kg/m}^3$, wieder gut zu erkennen und damit ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit Beobachtungen von WAUTHY (1977), der anhand von TS-Diagrammen Wassermassen des EUCs bis 13°S nachweisen konnte.

Insgesamt zeigt diese Verfolgung des Salzgehaltsmaximums auf den Kernisopyknen des EUCs damit Hinweise auf eine Rezirkulation in den westwärtigen Armen des SECs sowie eine Ausbreitung nach Süden entlang der afrikanischen Küste.

In den direkten Strömungsmessungen entlang von $4^{\circ}30'\text{S}$ fanden sich vor der afrikanischen Küste keine Anzeichen einer südwärtigen Strömung und damit ergeben sich hier keine Hinweise auf den von WACONGNE UND PITON (1992) vor den Küsten Gabuns und Kongos beobachteten GCUC. Das bis 11°S zu beobachtende Salzgehaltsmaximum des EUC-Stromkernes läßt sich daher möglicherweise auf eine teilweise Abspaltung des EUCs vor 1°O zurückführen und diese Abspaltung kann zu ostwärtigen Strömungen zwischen $2 - 8^{\circ}\text{S}$ beitragen, die ihrerseits die Küste erreichen und dort südwärtige Randströme speisen können (WACONGNE UND PITON (1992)).

WACONGNE UND PITON (1992) konnten den GCUC zwischen $1 - 6^{\circ}\text{S}$ für die Monate April-August nachweisen, wohingegen er in den übrigen Monaten nicht beobachtet werden konnte. Sie beschrieben den GCUC während des borealen Frühlings und Sommers als eine südwärtige Unterströmung entlang der Schelfkante, mit einer maximalen Geschwindigkeit von 0.08 m/s , und zudem fanden sie in diesem Bereich auch ein ganzjähriges Salzgehaltsmaximum (> 35.8). Damit zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den anhand von Abbildung 4.14 beobachteten Werten (~ 35.7) im küstennahen Bereich bei $4^{\circ}30'\text{S}$.

Weiterhin folgerten WACONGNE UND PITON (1992), daß der GCUC eine Komponente der Zirkulation im nordöstlichen Südatlantik ist, wobei jedoch weder seine ganzjährige Existenz noch seine genaue Beziehung zum EUC bzw. zu anderen zonalen Strömungen geklärt ist. Es fehlen auch Beobachtungen über seine südwärtige Ausdehnung und zwar insbesondere im Hinblick auf einen möglichen Einfluß des Kongos und einen Zusammenhang mit dem AC (WACONGNE UND PITON (1992)).

Im äquatorialen Ostatlantik endet auch der südlich des EUCs gelegene SEUC und dieser konnte sowohl bei 9°W als auch bei 4°W eindeutig als Unterstrom identifiziert werden. Es ergaben sich, aufgrund einer im Bereich des SEUCs zu beobachtenden Oberflächensignatur

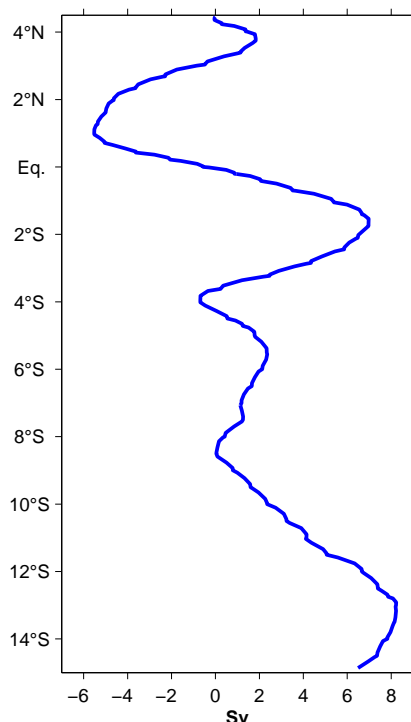


Abbildung 4.15: Kumulativer Zonaltransport, oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$, aus sADCP-Messungen entlang der WOCE-Linie A13 von Norden nach Süden.

bei A13, Hinweise auf ein ostwärtiges Aufsteigen des SEUCs. Die WOCE-Schnitte A14 und A13, die beide 1995 gemessen wurden, zeigten den SEUC um etwa $4^\circ 30'S$ zentriert, wohingegen er bei den zwei Jahre früher durchgeführten Messungen entlang der WOCE-Linie A06 sein Zentrum bei etwa $3^\circ 30'S$ aufwies. Zudem fanden sich 1993 anhand der sADCP-Messungen entlang der WOCE-Linie A07 ($4^\circ 30'S$) bis etwa 0° deutliche Anzeichen einer ostwärtigen Unterströmung, die auf den SEUC hindeuteten. Weiterhin ließ sich hier auch eine mögliche Überlagerung des SEUCs mit einem oszillierenden Signal beobachten, so daß hierdurch möglicherweise die nördlichere Position des SEUCs bei $4^\circ W$ erklärt werden kann. Es ergaben sich zudem anhand der Strömungsmessungen keine eindeutigen Hinweise auf eine polwärtige Auslenkung dieser Strömung östlich von 0° , wie von ARHAN ET AL. (1998) aufgrund der hydrographischen Gegebenheiten vermutet wurde und damit kann der Verbleib des SEUCs im äquatorialen Ostatlantik hier nicht geklärt werden. BOURLÈS ET AL. (2002) beobachteten den SEUC bei $10^\circ W$, in zwei aufeinanderfolgenden Jahren, ebenfalls an unterschiedlichen Positionen und zwar bei $5^\circ 30'S$ sowie $4^\circ S$ und sie vermuteten, daß dies entweder ein Zeichen von zwischenjährlicher Variabilität oder eines mäandrierenden Verhaltens ist.

Es fanden sich bereits anhand der Verteilungen der potentiellen Temperatur sowie des Salzgehaltes entlang der WOCE-Linie A13 Hinweise auf den AG (vgl. Abbildung 4.4, oben und mitte). Zudem läßt sich das Wirbelzentrum des AGs auch anhand des Maximums des in Abbildung 4.15 dargestellten, kumulativen Zonaltransportes dieses Schnittes bei 13°S , 5°O identifizieren (MERCIER ET AL. (2003)). Die geostrophischen Strömungen bei 11°S zeigten vor der afrikanischen Küste möglicherweise Anzeichen für den AC, der die Ostseite dieses Wirbels bildet (z. B. GORDON UND BOSLEY (1991)) und es tragen möglicherweise auch die zuvor betrachteten, ostwärtigen Strömungen zu der Ostseite des AGs bei (Abbildung 4.15). Weiterhin läßt sich sowohl anhand von Abbildung 4.15 wie auch anhand der Verteilung des Sauerstoffgehaltes entlang der WOCE-Linie A13 (Abbildung 4.4) vermuten, daß die nördliche Seite des AGs von dem ostwärtigen SECC, der bei 9°W zwischen $8-11^{\circ}\text{S}$ sowie bei 5°O zwischen $8^{\circ}30'-12^{\circ}30'\text{S}$ beobachtet wurde, gebildet wird (vgl. GORDON UND BOSLEY (1991); WACONGNE UND PITON (1992)). Damit ergeben sich anhand der beobachteten Positionen des SECCs Anzeichen für eine leichte, südwärtige Auslenkung dieser Strömung nach Osten hin. Zudem lassen sich nördlich des Wirbelzentrums oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ höhere Sauerstoffkonzentrationen beobachten als im südlichen Teil des Wirbels (Abbildung 4.4, unten) und diese Beobachtung führten MERCIER ET AL. (2003) darauf zurück, daß die Oxidation auf dem afrikanischen Schelf den Sauerstoffgehalt des Wassers innerhalb des südwärtigen ACs reduziert und dieses sauerstoffarme Wasser wird dann durch die zyklonale Zirkulation in Bereiche südlich des Wirbelzentrums transportiert. Dabei befindet sich die Isopykne $\gamma_n = 27.0 \text{ kg/m}^3$ in etwa 300 m Tiefe und es zeigt sich damit eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen von GORDON UND BOSLEY (1991), die den Wirbel in den oberen 300 dbar als am deutlichsten ausgeprägt beschrieben.

5. Oberflächenströmungen

Zunächst werden in diesem Kapitel die geostrophischen Oberflächengeschwindigkeitsfelder aus zwei verschiedenen Beobachtungsdatensätzen betrachtet. Es wird anhand der Jahresmittel eine Identifizierung einzelner Strömungen im äquatorialen Ostatlantik vorgenommen und im Anschluß daran wird die saisonale Variabilität untersucht. Diese Betrachtungen werden auch für die absoluten und geostrophischen Oberflächenströmungsfelder der beiden Modelle durchgeführt und dabei wird insbesondere auf den Unterschied zwischen den absoluten und geostrophischen Geschwindigkeitsfeldern eingegangen. Abschließend wird dann die Oberflächenzirkulation anhand dieser verschiedenen Datensätze diskutiert und hierzu werden auch Transportabschätzungen herangezogen.

5.1 Geostrophische Strömungen aus Beobachtungen

Jahresmittel

In Abbildung 5.1 ist das Jahresmittel der geostrophischen Strömungen des monatlichen WOA-94, die mit den aus dem T/P-Datensatz und dem jährlichen WOA-94 zusammengesetzten Oberflächenströmungen referenziert wurden, dargestellt und im folgenden wird sich auf diesen Datensatz als WOA-94 bezogen. Das Jahresmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Strömungen des saisonalen XBT-Datensatzes ist in Abbildung 5.2 veranschaulicht.

Im Golf von Guinea zeigt sich in Abbildung 5.1 nördlich von $3^{\circ}30'N$ eine ostwärtige Strömung bis $2^{\circ}30'O$. Diese Strömung läßt sich mit dem in diesem Bereich zu beobachtenden GC (z. B. HISARD ET AL. (1976)) assoziieren und weist hier eine mittlere Geschwindigkeit von 0.1 m/s auf. Im Gegensatz dazu ergibt sich anhand des Jahresmittels des XBT-Datensatzes in diesem Bereich kein Hinweis auf eine ostwärtige Strömung (Abbildung 5.2). Bei $1^{\circ}30'N$ beobachtet man in den beiden Datenfeldern bis etwa $2^{\circ}30'O$ eine westwärtige Strömung, die jedoch in dem XBT-Datensatz deutlich stärker ausgeprägt ist und es handelt sich bei dieser Strömung möglicherweise um den nSEC. Zudem kann nördlich von $1^{\circ}30'N$ vor der Ostküste jeweils eine überwiegend nordwestwärtige Strömung beobachtet werden.

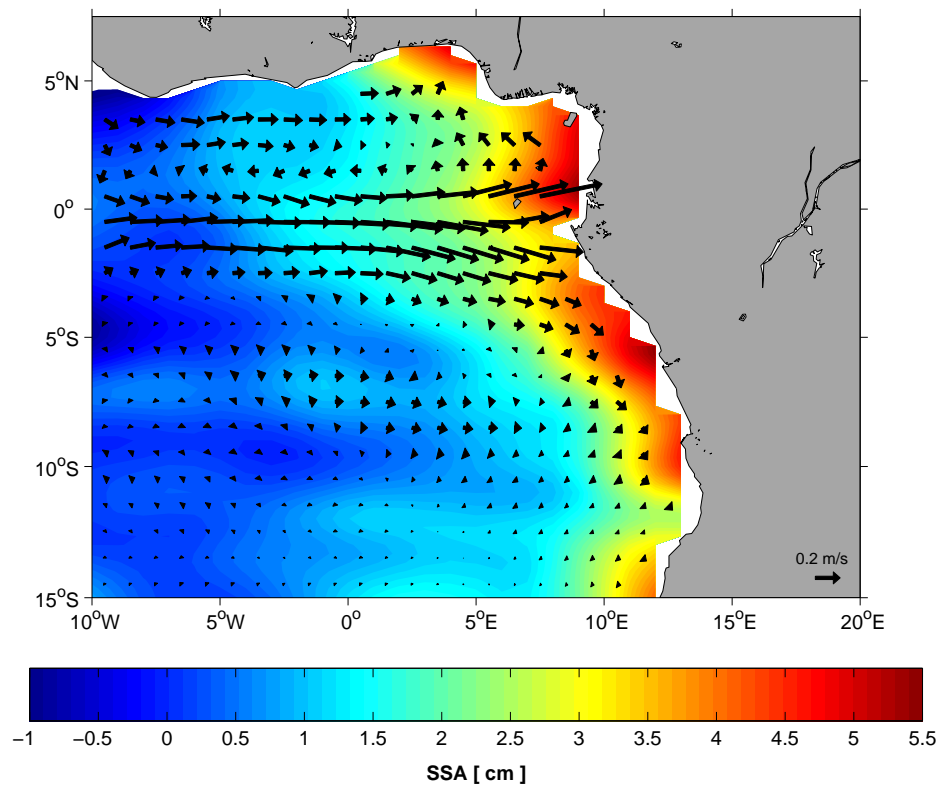


Abbildung 5.1: Jahresmittel der geostrophischen Oberflächenströmungen des WOA-94, der mit den aus dem T/P-Datensatz und dem jährlichen WOA-94 zusammengesetzten Oberflächenströmungen referenziert wurde, im äquatorialen Ostatlantik (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Ebenfalls dargestellt ist das Jahresmittel der SSA aus dem T/P-Datensatz.

Aufgrund der Einschränkungen der geostrophischen Approximation in der Nähe des Äquators ergeben sich in diesem Bereich die größten Unsicherheiten. In Abbildung 5.1 zeigen sich für den WOA-94 zwischen $0^{\circ}30'N$ und $1^{\circ}30'S$ relativ große, ostwärtige Geschwindigkeiten, die zur afrikanischen Küste hin zunehmen, wohingegen sich für den XBT-Datensatz bei $0^{\circ}30'N$ eine schwache, überwiegend westwärtige Strömung sowie südlich des Äquators dann stärkere, ostwärtige Geschwindigkeiten beobachten lassen.

Südlich von $2^{\circ}30'S$ zeigen beide Datenfelder, mit Ausnahme eines Gebietes vor der afrikanischen Küste, eine überwiegend schwache, ostwärtige Strömung, so daß sich in diesem Bereich Hinweise auf den SECC ergeben (vgl. ARNAULT (1987)). Weiterhin erkennt man in Abbildung 5.1 für den WOA-94 vor der Ostküste bis etwa $7^{\circ}30'S$ eine verstärkte, südostwärtige Strömung, die sich nach Süden hin abschwächt und es handelt sich hier möglicherweise um Anzeichen für den AC. In Abbildung 5.2 zeigt sich für den XBT-Datensatz zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ sowie östlich von etwa $2^{\circ}30'O$ eine deutlich stärkere, ostwärtige

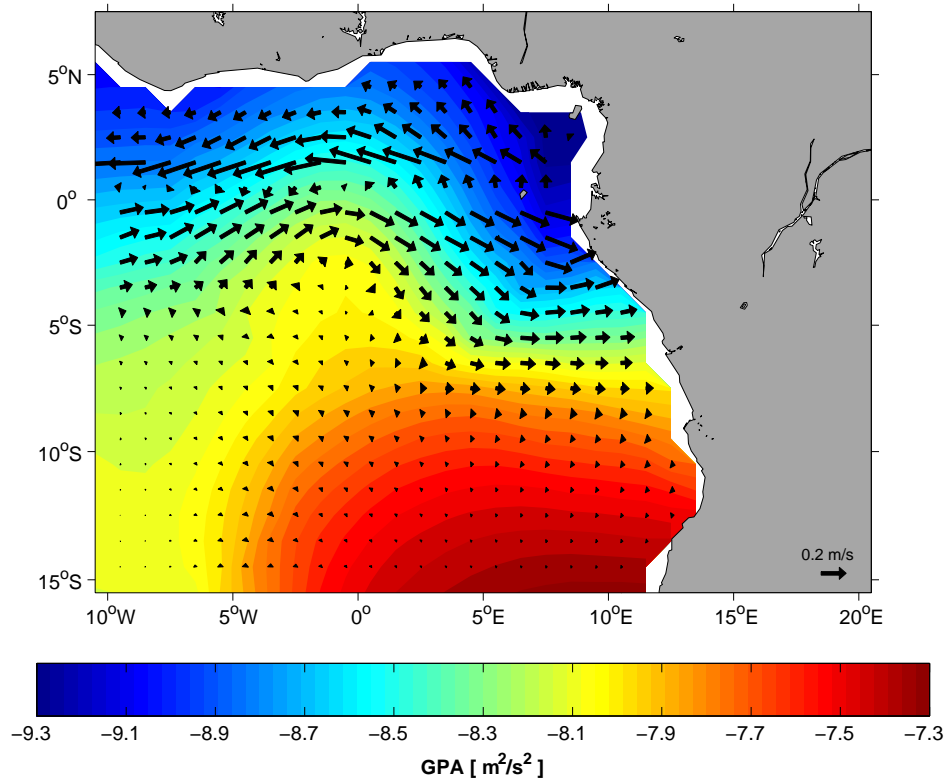


Abbildung 5.2: Jahresmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Oberflächenströmungen des saisonalen XBT-Datensatzes im äquatorialen Ostatlantik (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Ebenfalls dargestellt ist das dazugehörige Jahresmittel der auf 500 m bezogenen, Geopotentialanomalien.

Strömung, wobei hier jedoch keine Drehung nach Süden für diese Strömung beobachtet werden kann.

Zudem lassen sich für beide Datensätze im Bereich von etwa $2^{\circ}30' - 5^{\circ}30'$ O sowie $12^{\circ}30' - 14^{\circ}30'$ S verschwindende Geschwindigkeiten beobachten und es finden sich in beiden Fällen südlich von etwa $7^{\circ}30'$ S Hinweise auf eine zyklonale Zirkulation. Im Bereich südlich von $7^{\circ}30'$ S ergibt sich für beide Datensätze eine mittlere Zonalgeschwindigkeit von etwa 0.02 m/s sowie eine vernachlässigbare, mittlere Meridionalgeschwindigkeit und damit finden sich hier deutliche Anzeichen für den AG. GORDON UND BOSLEY (1991) lokalisierten das Zentrum dieses Wirbels bei 5° O, 13° S und berechneten hierfür eine charakteristische, geostrophische Oberflächengeschwindigkeit von 3 cm/s.

Insgesamt weisen diese beiden Beobachtungsdatensätze, insbesondere im Bereich der Küsten, deutliche Unterschiede auf. Das geostrophische Oberflächengeschwindigkeitsfeld des WOA-94 zeigt im küstennahen Bereich Strömungen, die sich mit den hier auftretenden Rand-

strömen assoziieren lassen. Im Gegensatz dazu ergeben sich anhand des XBT-Datensatzes wenige Hinweise auf diese Randströme und auch ARNAULT (1987) stellte bereits anhand ihrer auf 500 dbar referenzierten, geostrophischen Geschwindigkeitsfelder fest, daß diese die Randströme nicht korrekt wiedergeben.

Saisonale Variabilität

Die saisonale Variabilität wird anhand der monatlichen, geostrophischen Oberflächenströmungen des WOA-94 betrachtet (Abbildungen A.3 und A.4). Aufgrund der überwiegend zonalen Ausrichtung der vorherrschenden Strömungen, werden zu der Untersuchung der saisonalen Unterschiede meridionale Mittel für ausgewählte Bereiche herangezogen (Tabelle 5.1) (vgl. ARNAULT (1987)).

| Box | Region |
|-----|----------------|
| 1 | 3°30' – 4°30'N |
| 2 | 1°30' – 2°30'N |
| 3 | 2°30' – 7°30'S |

Tabelle 5.1: Definition meridionaler Bereiche zur Untersuchung der saisonalen Variabilität im äquatorialen Ostatlantik

Box 1. Anhand des zuvor betrachteten Jahresmittels fanden sich im Bereich zwischen 3°30' – 4°30'N Hinweise auf den ostwärtigen GC. In Abbildung 5.3 (oben links) ist die über diesen meridionalen Abschnitt gemittelte, geostrophische Zonalgeschwindigkeit im Jahresverlauf dargestellt und es lassen sich überwiegend ostwärtige Geschwindigkeiten beobachten. Zwischen 7°W und 3°O erkennt man ein ausgeprägtes Maximum (0.3 m/s) im Juli-September und dieses zeigt eine westwärtige Phasenausbreitung mit etwa 0.3 m/s. Zudem findet sich ein weiteres, relatives Maximum mit einer Geschwindigkeit von 0.15 m/s im Januar. ARNAULT (1987) beobachtete anhand der von ihr untersuchten Schiffsdriften ein starkes Maximum des GCs (60 cm/s) zwischen 8°W und 4°O im Juli-August sowie ein weiteres relatives Maximum im Februar (40 cm/s). Damit weisen diese Schiffsdriften mit den hier untersuchten, geostrophischen Geschwindigkeiten eine vergleichbare Phase auf, wohingegen die Amplituden der geostrophischen Geschwindigkeiten deutlich kleiner sind.

Box 2. Die nördlich des Äquators beobachtete, westwärtige Strömung wurde bereits bei der Betrachtung der Jahresmittel mit dem nSEC assoziiert. Die Abbildung 5.3 (oben rechts) zeigt die zwischen 1°30' – 2°30'N gemittelte, geostrophische Zonalgeschwindigkeit. Die

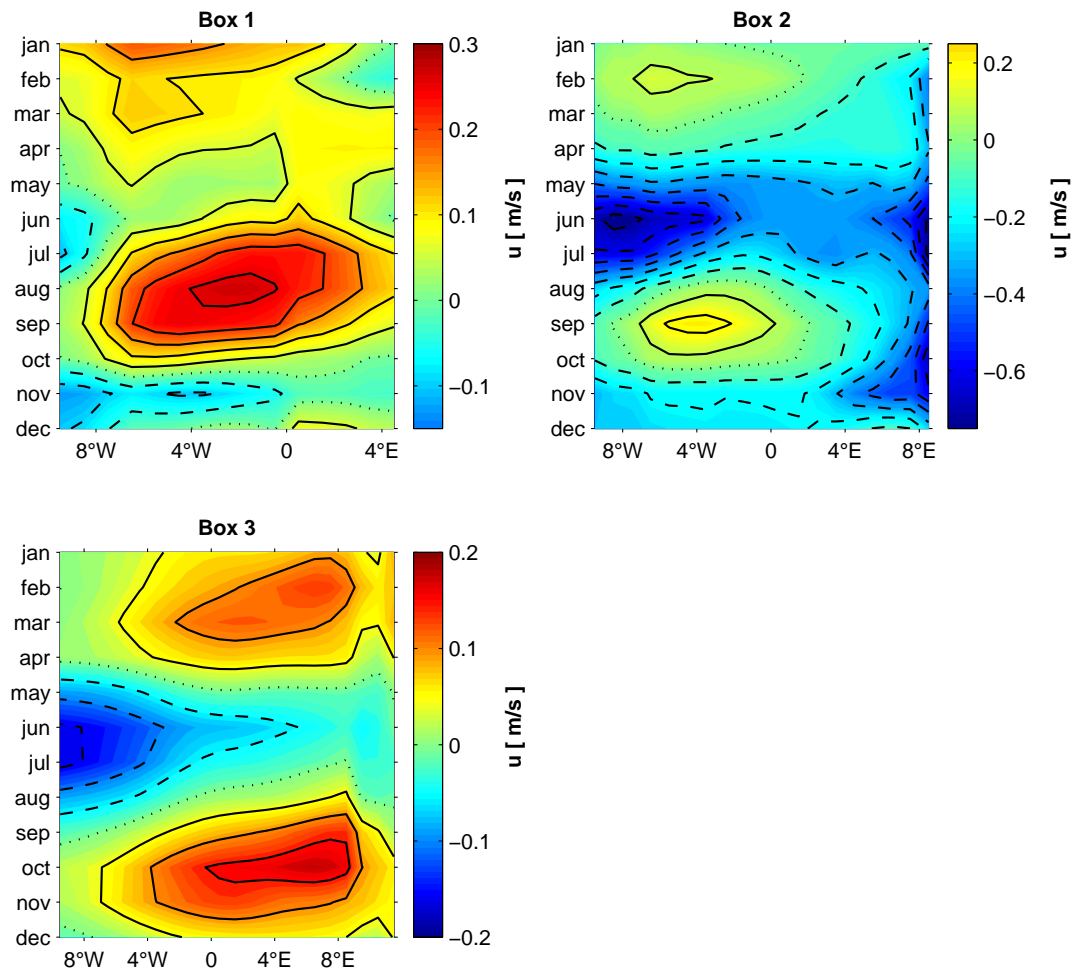


Abbildung 5.3: Hovmöller Diagramme der gemittelten, geostrophischen, zonalen Oberflächengeschwindigkeit östlich von $10^{\circ}30'W$ für den WOA-94: $3^{\circ}30' - 4^{\circ}30'N$ (oben links), $1^{\circ}30' - 2^{\circ}30'N$ (oben rechts), $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ (unten links).

geostrophischen Geschwindigkeiten sind in diesem Bereich zwar überwiegend westwärtig, jedoch finden sich auch zwei ostwärtige Maxima. Diese Maxima (~ 0.2 m/s) erkennt man westlich von $2^{\circ}O$ im Februar sowie zwischen August-Oktober. Zudem läßt sich im Mai-Juli ein deutliches Minimum (-0.75 m/s) beobachten, so daß sich im Bereich westlich von $2^{\circ}O$ eine vierteljährliche Strömungsumkehr zeigt. ARNAULT (1987) beobachtete für den nSEC, sowohl anhand der Schiffsdriften als auch anhand der geostrophischen Strömungen, eine halbjährliche Fluktuation dieser Strömung im Ostatlantik. Dabei wiesen die Schiffsdriften maximale, westwärtige Geschwindigkeiten im Mai-Juni (50 cm/s) sowie im November-Dezember (20 cm/s) auf und die geostrophischen Strömungen ließen diese im Juni (120 cm/s) sowie im Dezember (50 cm/s) erkennen. ARNAULT (1987) erhielt damit deutlich größere, geostrophische Geschwindigkeiten als sie für die Schiffsdriften beobachten konnte, wohingegen die hier untersuchten, geostrophischen Geschwindigkeiten eher in der Größen-

ordnung der Schiffsdriften liegen. In diesem Bereich zeigt sich aber insgesamt ein übereinstimmendes, halbjährliches Signal für den nSEC.

Box 3. Die zunächst betrachteten Jahresmittel zeigten im Bereich zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ eine schwache, ostwärtige Strömung, wohingegen anhand von Beobachtungen mit Driftbojen in diesem Gebiet eine überwiegend westwärtige Strömung nachgewiesen werden konnte (MOLINARI (1982); REVERDIN UND MCPHADEN (1986)), die sich mit dem eSEC assoziieren ließ. Anhand von Abbildung 5.3 (unten links) erkennt man zwar eine hauptsächlich ostwärtige Strömung, aber es lassen sich auch, insbesondere im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes, westwärtige Geschwindigkeiten beobachten. Dabei erkennt man das Minimum (-0.15 m/s) westlich von $2^{\circ}W$ im Juni-Juli und zudem finden sich zwei Maxima, wobei das Hauptmaximum im Oktober-November (0.2 m/s) und das zweite Maximum im Februar-März (0.15 m/s) liegt. Diese beiden Maxima befinden sich jeweils östlich von etwa $2^{\circ}W$ und zeigen eine westwärtige Phasenausbreitung mit einer Geschwindigkeit von etwa 0.6 m/s. ARNAULT (1987) beobachtete in diesem Bereich anhand der Schiffsdriften eine permanente, westwärtige Strömung mit maximalen Geschwindigkeiten im Mai-Juni sowie im November, wohingegen ihre geostrophischen Geschwindigkeiten im Ostatlantik eine ostwärtige Strömung mit Maxima im Februar-März sowie im September-Oktober erkennen ließen. Damit ergibt sich auch hier insgesamt eine relativ gute Übereinstimmung in Bezug auf die Phase der vorherrschenden Strömungen.

5.2 Oberflächenströmungen aus Modellen

Zum Vergleich werden die Oberflächenströmungen aus dem ECCO-Modell sowie dem SODA-Modell betrachtet. Dabei werden neben den Unterschieden zwischen den absoluten und geostrophischen Geschwindigkeitsfeldern auch die Differenzen zwischen den Modellen selbst aufgezeigt. Es werden zunächst wieder die Jahresmittel der Oberflächengeschwindigkeitsfelder herangezogen, um daran einzelne Strömungen zu identifizieren und anschließend wird dann die saisonale Variabilität untersucht.

Jahresmittel

Die Jahresmittel der absoluten Oberflächenströmungsfelder (Abbildung 5.4) zeigen für die beiden Modelle nördlich von $2^{\circ}30'N$ eine ostwärtige Strömung, wobei diese sich im SODA-Modell weiter nach Osten erstreckt als im ECCO-Modell. Damit ergeben sich wieder deut-

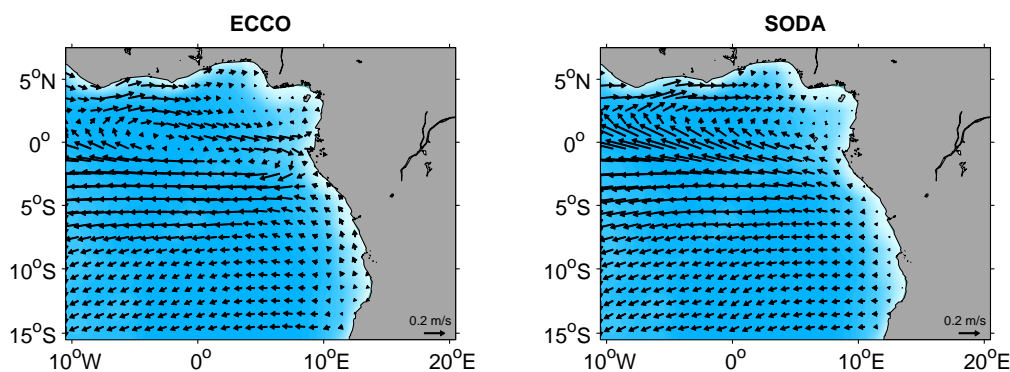


Abbildung 5.4: Jahresmittel der absoluten Oberflächenströmungen für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts) im äquatorialen Ostatlantik. Die Strömungen des SODA-Modelles wurden auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt.

liche Hinweise auf den ostwärtigen GC und die beiden Modelle weisen in diesem Bereich maximale, ostwärtige Geschwindigkeiten um 0.2 m/s auf.

Im südlich davon gelegenen Bereich, zwischen $1^\circ 30'N$ und $0^\circ 30'S$, finden sich dann für die absoluten Geschwindigkeitsfelder der beiden Modelle einige Unterschiede. Das ECCO-Modell weist bei $1^\circ 30'N$ überwiegend ostwärtige Geschwindigkeiten auf, wohingegen südlich davon vom westlichen Rand des Untersuchungsgebietes bis etwa $3^\circ 30'W$ bzw. $1^\circ 30'W$ eine westwärtige Strömung zu beobachten ist, die dann zur Küste hin auf ostwärts dreht. Im Gegensatz dazu zeigt sich anhand des Oberflächengeschwindigkeitsfeldes des SODA-Modelles bei $1^\circ 30'N$ westlich von $1^\circ 30'W$ eine westwärtige Strömung, die dann in Richtung der Küste einen Richtungswechsel vollzieht. Südlich hiervon ist eine westwärtige Strömung zu erkennen, die nach Westen hin zunimmt.

Die Strömung ist in beiden Modellen südlich von $0^\circ 30'S$ hauptsächlich westwärtig, wobei sich jedoch bis etwa $7^\circ 30'S$, insbesondere im ECCO-Modell, größere Geschwindigkeiten ($> 0.3 \text{ m/s}$) beobachten lassen und damit ergibt sich hier möglicherweise ein Hinweis auf den eSEC.

Weiterhin weisen die beiden Oberflächengeschwindigkeitsfelder südlich von $0^\circ 30'S$ vor der afrikanischen Küste einige Unterschiede auf. Das Geschwindigkeitsfeld des ECCO-Modelles läßt in diesem Bereich eine eher nordwärtige, küstenparallele Strömung erkennen, wohingegen das Geschwindigkeitsfeld des SODA-Modelles hier sehr schwache, westwärtige Geschwindigkeiten zeigt.

Die in Abbildung 5.5 dargestellten Jahresmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Oberflächengeschwindigkeitsfelder der beiden Modelle zeigen nördlich von $1^\circ 30'N$ eine überwiegend westwärtige Strömung, wobei diese vor der afrikanischen Küste am stärksten ausgeprägt und mehr nach Nordwesten gerichtet ist. Damit ergibt sich hier, wie auch

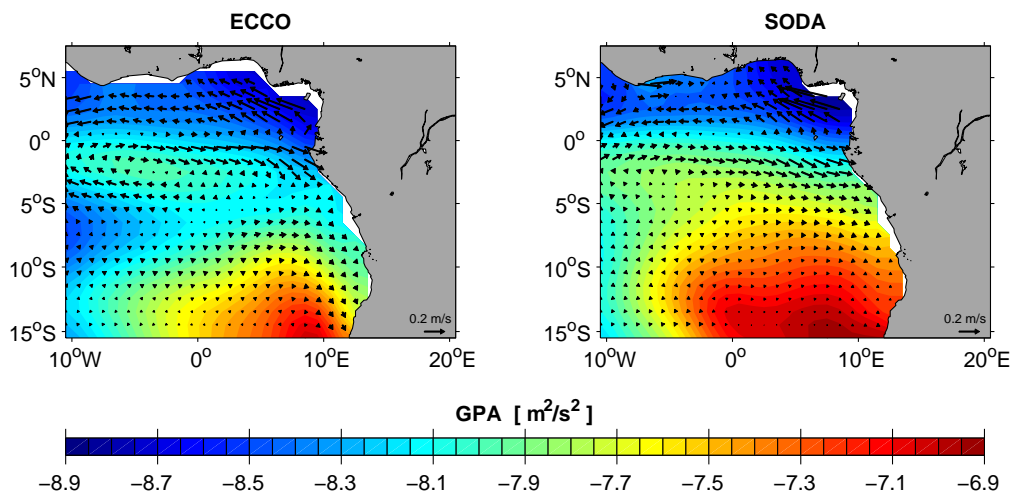


Abbildung 5.5: Jahresmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Oberflächenströmungen für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts) im äquatorialen Ostatlantik (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Die Strömungen des SODA-Modelles wurden auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt. Ebenfalls abgebildet sind die dazugehörigen Jahresmittel der auf 500 m bezogenen, Geopotentialanomalien.

für das Jahresmittel des XBT-Datensatzes festgestellt wurde, kein Hinweis auf den GC, wohingegen diese ostwärtige Strömung für die geostrophischen Geschwindigkeiten des WOA-94 beobachtet werden konnte. Dagegen ergibt die westwärtige Strömung, insbesondere zwischen $1^\circ 30' - 2^\circ 30'\text{N}$, einen Hinweis auf den nSEC, wie auch anhand der geostrophischen Oberflächengeschwindigkeitsfelder der beiden Beobachtungsdatensätze vermutet wurde.

Im Bereich zwischen $0^\circ 30'\text{N}$ und $1^\circ 30'\text{S}$ zeigen beide Modelle ein ähnliches Verhalten und es lassen sich, insbesondere südlich des Äquators, überwiegend ostwärtige Geschwindigkeiten beobachten. Damit ergibt sich hier ein vergleichbares Bild wie auch für den XBT-Datensatz zu beobachten war, wobei es allerdings wieder zu berücksichtigen gilt, daß die Fehler im äquatorialen Bereich, aufgrund der hier auftretenden Einschränkungen der geostrophischen Approximation, wahrscheinlich am größten sind.

Südlich dieses Bereiches, zwischen etwa $2^\circ 30' - 7^\circ 30'\text{S}$, zeigen die beiden Modelle dann einige deutliche Unterschiede. Das ECCO-Modell weist, insbesondere im nordwestlichen Teil dieses Bereiches, westwärtige Geschwindigkeiten auf, die möglicherweise auf den eSEC hindeuten. Im Gegensatz dazu finden sich in diesem Bereich westlich von $0^\circ 30'\text{W}$ für das SODA-Modell sehr kleine, überwiegend ostwärtige Geschwindigkeiten, die dann zur afrikanischen Küste hin deutlich zunehmen und dort leicht südwärts ausgelenkt sind. Die Jahresmittel der Beobachtungsdatensätze zeigten in diesem Bereich eine überwiegend schwache, ostwärtige Strömung, die sich jedoch zur Küste hin verstärkte und für die geostrophische

Oberflächenströmung des WOA-94 konnte zudem auch eine südwärtige Auslenkung der ostwärtigen Strömung vor der afrikanischen Küste beobachtet werden.

Weiterhin lassen sich in beiden Modellen südlich von $7^{\circ}30'S$, in Übereinstimmung mit den beiden Beobachtungsdatensätzen, Anzeichen für eine zyklonale Zirkulation beobachten, die mit dem AG assoziiert werden kann. Die vorherrschende Strömung ist hier hauptsächlich schwach ostwärtig, wobei das ECCO-Modell jedoch vor der Küste eine verstärkte, südostwärtige Strömung zeigt, so daß sich Hinweise auf den AC ergeben.

Insgesamt zeigen sich damit deutliche Unterschiede zwischen den absoluten und den geostrophischen Oberflächenströmungen der beiden Modelle und zudem unterscheiden sich auch die geostrophischen Geschwindigkeitsfelder der verschiedenen Datensätze voneinander.

Die absoluten Oberflächenströmungen sind auf der Nordhemisphäre überwiegend ostwärtig und auf der Südhemisphäre dominieren dann westwärtige Geschwindigkeiten, wohingegen nördlich von $1^{\circ}30'N$, mit Ausnahme des WOA-94, hauptsächlich westwärtige, geostrophische Geschwindigkeiten beobachtet werden konnten. Damit weisen nur die geostrophischen Oberflächenströmungen des WOA-94 sowohl eine ostwärtige (GC) als auch eine westwärtige (nSEC) Strömung im Golf von Guinea auf. Im Bereich zwischen etwa $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ deutete sich anhand der absoluten Oberflächengeschwindigkeitsfelder, aber auch anhand des geostrophischen Jahresmittels des ECCO-Modelles, eine westwärtige Strömung an, wohingegen die anderen geostrophischen Datensätze hier keinen Hinweis auf eine westwärtige Strömung erkennen ließen. Südlich dieses Bereiches zeigten die geostrophischen Geschwindigkeitsfelder übereinstimmend eine schwache, ostwärtige Strömung sowie Anzeichen für eine zyklonale Zirkulation, wobei jedoch im küstennahen Bereich teilweise deutliche Unterschiede beobachtet werden konnten. Weiterhin sind die absoluten Oberflächengeschwindigkeiten auf der Südhemisphäre überwiegend stärker ausgeprägt als die hier zu beobachtenden geostrophischen Strömungen.

Saisonale Variabilität

Es wird zum Vergleich mit dem zuvor diskutierten, geostrophischen Beobachtungsdatensatz, die saisonale Variabilität der absoluten und geostrophischen Oberflächenströmungen der beiden Modelle betrachtet (Abbildungen A.5-A.12). Dazu werden wieder meridionale Mittelwerte der Zonalgeschwindigkeit, über die in Tabelle 5.1 aufgeführten Bereiche, herangezogen.

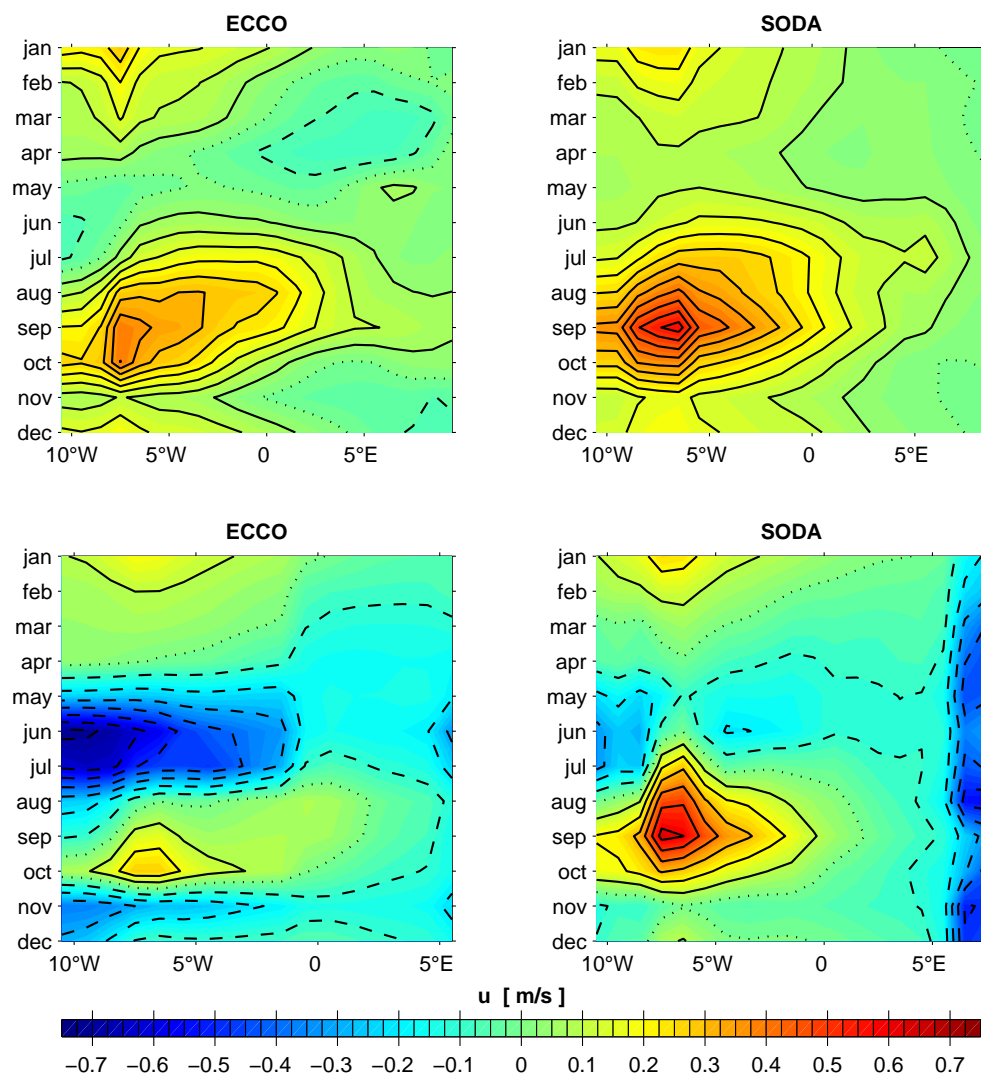


Abbildung 5.6: Hovmöller Diagramme der gemittelten, absoluten (oben) und geostrophischen (unten), zonalen Oberflächengeschwindigkeiten östlich von $10^{\circ}30'W$ für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts): $3^{\circ}30' - 4^{\circ}30'N$.

Box 1. In diesem Bereich ($3^{\circ}30' - 4^{\circ}30'N$) wurde anhand der Jahresmittel der absoluten und geostrophischen Oberflächenströmungen aus den beiden Modellen eine ostwärtige, absolute sowie eine westwärtige, geostrophische Strömung beobachtet und dabei wurde die ostwärtige Strömung mit dem GC assoziiert. Anhand von Abbildung 5.6 erkennt man für die zwischen $3^{\circ}30' - 4^{\circ}30'N$ gemittelten Zonalgeschwindigkeiten ebenfalls überwiegend ostwärtige Absolutgeschwindigkeiten sowie hauptsächlich westwärtige, geostrophische Geschwindigkeiten.

Die gemittelten, absoluten und geostrophischen Zonalgeschwindigkeiten der beiden Modelle zeigen westlich von etwa 0° übereinstimmend ein ausgeprägtes Maximum im August-Oktober, sowie ein weiteres, relatives Maximum im Januar. Das Hauptmaximum weist

für die Absolutgeschwindigkeiten eine maximale, ostwärtige Geschwindigkeit von 0.4 m/s (ECCO) bzw. von mehr als 0.55 m/s (SODA) auf und für die geostrophischen Strömungen lassen sich hier ebenfalls ostwärtige Maxima mit Geschwindigkeiten von bis zu 0.3 m/s (ECCO) bzw. 0.6 m/s (SODA) beobachten. Damit zeigt sich hier jeweils eine stärkere Ausprägung des Hauptmaximums für die Geschwindigkeitsfelder des SODA-Modelles. Für das Hauptmaximum der Absolutgeschwindigkeit des ECCO-Modelles deutet sich eine westwärtige Phasenausbreitung mit einer Geschwindigkeit von etwa 0.2 m/s an. Zudem weisen die geostrophischen Geschwindigkeiten, wiederum westlich von etwa 0° , ein deutliches, westwärtiges Minimum im Mai-Juli auf. Dabei ist dieses Minimum im ECCO-Modell (<-0.7 m/s), stärker ausgeprägt als im SODA-Modell (-0.55 m/s).

Damit zeigt sich hier eine gute Übereinstimmung mit der Phase des zuvor betrachteten Beobachtungsdatensatzes, der ein Hauptmaximum im Juli-September sowie ein weiteres, relatives Maximum im Januar erkennen ließ. Zudem konnte für das Hauptmaximum des Beobachtungsdatensatzes, wie auch für das Hauptmaximum der Absolutgeschwindigkeit des ECCO-Modelles, eine westwärtige Phasenausbreitung beobachtet werden.

Box 2. Die Jahresmittel der absoluten und geostrophischen Oberflächenströmungen aus den beiden Modellen zeigten zwischen $1^\circ 30' - 2^\circ 30'N$ überwiegend entgegengesetzt gerichtete Strömungen, wie sie auch für den Bereich zwischen $3^\circ 30' - 4^\circ 30'N$ beobachtet wurden, und die hier auftretenden westwärtigen, geostrophischen Geschwindigkeiten stellten dabei einen Hinweis auf den nSEC dar.

Anhand von Abbildung 5.7 erkennt man zwei Maxima der zwischen $1^\circ 30' - 2^\circ 30'N$ gemittelten, Zonalgeschwindigkeiten, wobei sowohl das Hauptmaximum als auch das Nebenmaximum in den gleichen Zeiträumen wie für den Bereich zwischen $3^\circ 30' - 4^\circ 30'N$ zu beobachten sind. Dabei sind hier die jeweiligen Hauptmaxima des SODA-Modelles deutlicher ausgeprägt und erstrecken sich weiter nach Osten als im ECCO-Modell (ECCO: $1^\circ O$; SODA: $4^\circ O$). Die Hauptmaxima der absoluten Strömungen weisen in diesem Bereich maximale Geschwindigkeiten von 0.35 m/s (ECCO) bzw. von mehr als 0.5 m/s (SODA) auf und für die geostrophischen Strömungen finden sich hier Werte von 0.15 m/s (ECCO) bzw. von mehr als 0.4 m/s (SODA). Zudem zeigen sowohl die absoluten als auch die geostrophischen Geschwindigkeiten ein Minimum im Mai-Juli, wobei die absoluten Strömungen hier Geschwindigkeiten von 0.2 m/s (ECCO) bzw. 0.3 m/s (SODA) aufweisen und die Minima der geostrophischen Geschwindigkeiten liegen bei etwas mehr als 0.4 m/s.

Damit zeigt sich eine vergleichbare Struktur wie bereits für den Bereich zwischen $3^\circ 30' - 4^\circ 30'N$ beobachtet wurde, wobei sich hier aber eine größere Ähnlichkeit zwischen den absoluten und geostrophischen Geschwindigkeiten beobachten läßt. Es ergibt sich ebenfalls eine gute Übereinstimmung mit dem zuvor betrachteten Beobachtungsdatensatz, der ein

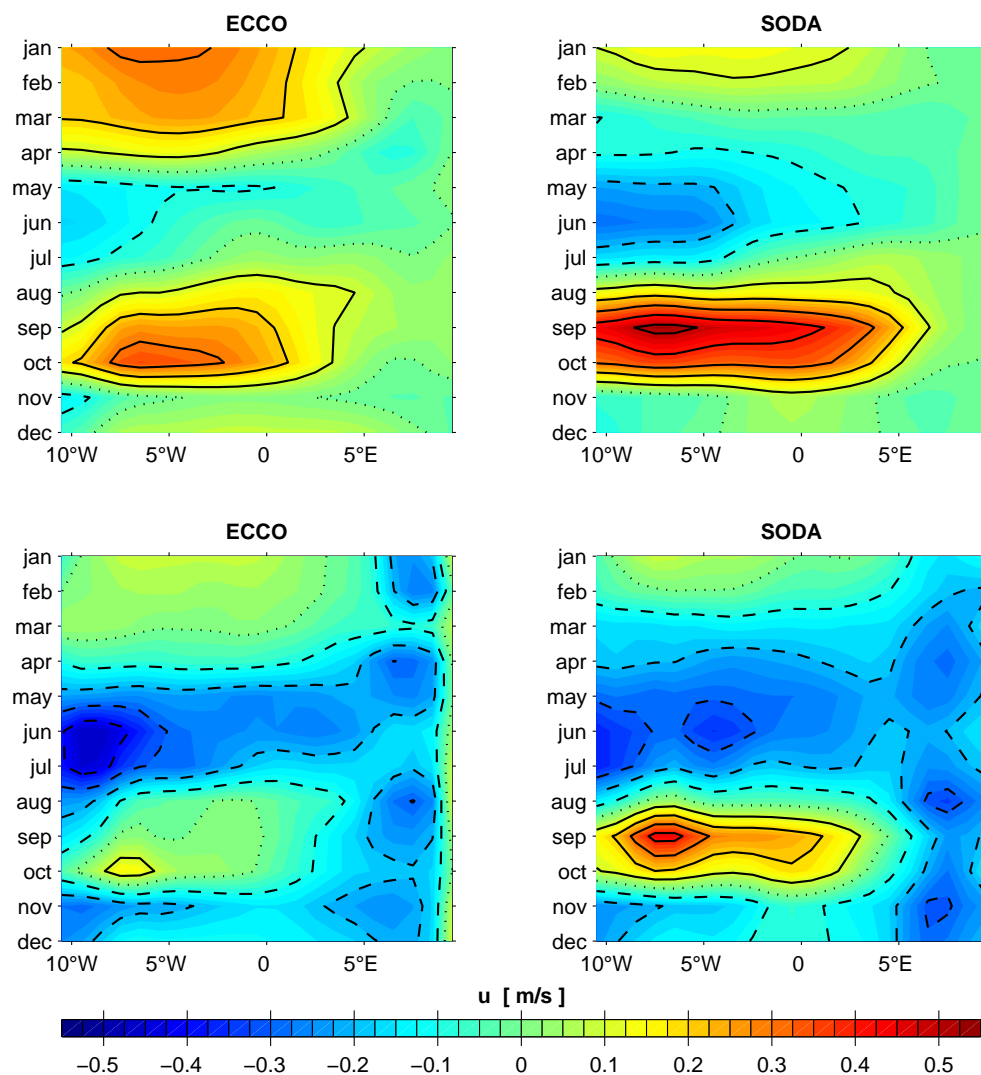


Abbildung 5.7: Hovmöller Diagramme der gemittelten, absoluten (oben) und geostrophischen (unten), zonalen Oberflächengeschwindigkeiten östlich von 10°30'W für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts): 1°30' – 2°30'N.

Hauptmaximum im August-Oktober, ein weiteres Maximum im Februar, sowie ein Minimum im Mai-Juli erkennen ließ. Damit ergibt sich auch für diesen Bereich insgesamt eine konsistente Phase der in den verschiedenen Datensätzen vorherrschenden Strömungen.

Box 3. Anhand der Jahresmittel der absoluten Oberflächenströmungen aus den beiden Modellen ergaben sich zwischen 2°30' – 7°30'S Hinweise auf den eSEC und auch das Jahresmittel der geostrophischen Oberflächengeschwindigkeit des ECCO-Modelles zeigte im nordwestlichen Teil dieses Bereiches eine westwärtige Strömung.

In Abbildung 5.8 läßt sich sowohl für die absoluten als auch für die geostrophischen Zo-

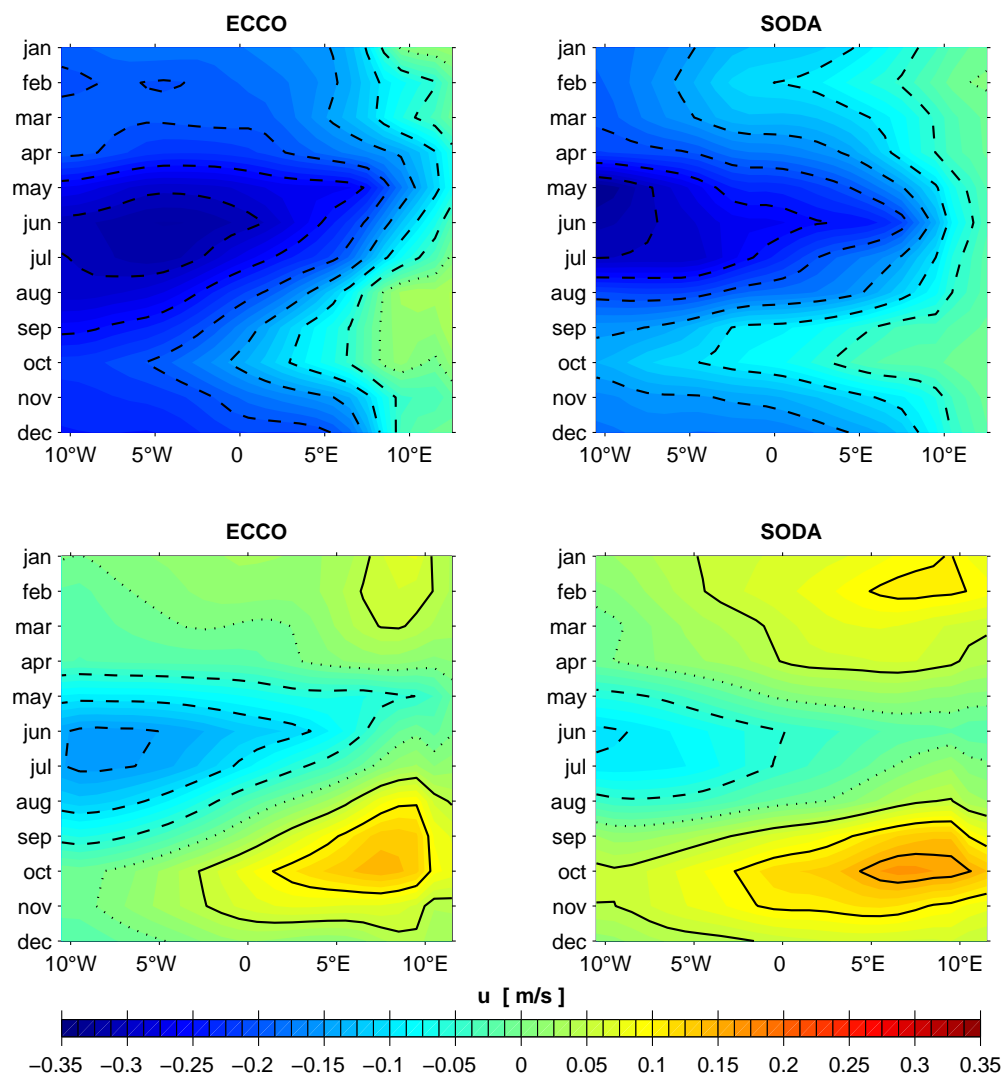


Abbildung 5.8: Hovmöller Diagramme der gemittelten, absoluten (oben) und geostrophischen (unten), zonalen Oberflächengeschwindigkeiten östlich von $10^{\circ}30'\text{W}$ für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts): $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'\text{S}$.

nalgeschwindigkeiten, die jeweils zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'\text{S}$ gemittelt wurden, ein Minimum im Mai-Juli beobachten. Dabei weisen die Absolutgeschwindigkeiten hier Werte von etwa -0.35 m/s auf und die Minima der geostrophischen Strömungen liegen bei -0.15 m/s (ECCO) bzw. -0.1 m/s (SODA). Neben diesem im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes auftretenden Minimums erkennt man für die geostrophischen Strömungen zudem auch zwei Maxima im Osten, wobei das Hauptmaximum im September-November (0.15 m/s) und das Nebenmaximum im Januar-Februar zu erkennen ist. Es läßt sich hier für die Hauptmaxima eine westwärtige Phasenausbreitung mit Geschwindigkeiten von etwa 0.4 m/s (ECCO) bzw. 0.6 m/s (SODA) abschätzen.

Es zeigt sich damit zwar übereinstimmend ein Minimum im Mai-Juli, jedoch lassen sich die

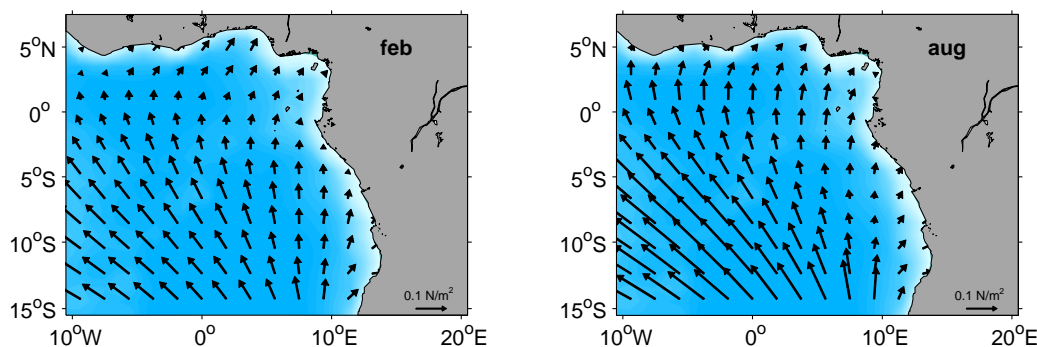


Abbildung 5.9: Februar (links) und August (rechts) Monatsmittel des Windstresses im äquatorialen Ostatlantik aus den NCEP/NCAR-Reanalysen

für die geostrophischen Strömungen zu beobachtenden Maxima im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes für die Absolutgeschwindigkeiten nicht erkennen. Die geostrophischen Strömungen aus den beiden Modellen weisen aber eine gute Übereinstimmung mit der für den Beobachtungsdatensatz gefundenen Struktur auf. Dieser zeigte vor der afrikanischen Küste ebenfalls zwei Maxima mit einer westwärtigen Phasenausbreitung im Oktober-November sowie im Februar-März und ein Minimum zwischen Juni-Juli am Westrand des Untersuchungsgebietes.

Auf der Nordhemisphäre kann für die absoluten und die geostrophischen Strömungen der beiden Modelle ein übereinstimmendes, halbjährliches Signal nachgewiesen werden und dieses findet sich ebenfalls in dem zuvor diskutierten Beobachtungsdatensatz wieder. Weiterhin wurde südlich des Äquators, im Bereich zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$, sowohl für die Modelle wie auch für den Beobachtungsdatensatz ein übereinstimmendes Minimum im Mai-Juni gefunden, wohingegen die beiden Maxima vor der afrikanischen Küste lediglich in den geostrophischen Geschwindigkeitsfeldern zu erkennen waren. Es läßt sich jedoch für die Absolutgeschwindigkeiten der beiden Modelle eine Abnahme der westwärtigen Strömung von Westen nach Osten beobachten und dabei werden die geringsten Geschwindigkeiten im Osten zu vergleichbaren Zeiten erreicht wie die Maxima der geostrophischen Geschwindigkeiten.

5.3 Diskussion der Oberflächenzirkulation

Im äquatorialen Ostatlantik herrscht überwiegend der Südostpassat vor, der jedoch nördlich des Äquators aufgrund der Corioliskraft eine Rechtsablenkung erfährt (Abbildung 5.9)

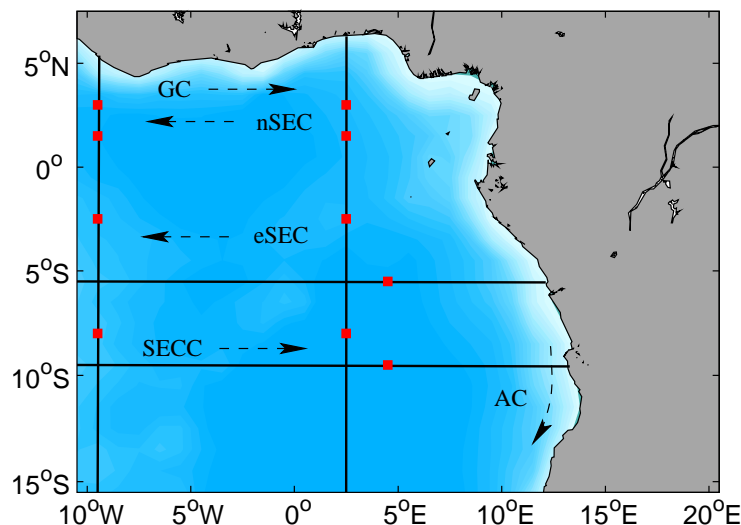


Abbildung 5.10: Schematische Darstellung der Oberflächenströmungen im äquatorialen Ostatlantik. Die Meridionalschnitte bei $9^{\circ}30'W$ sowie bei $2^{\circ}30'O$ und die Zonalschnitte bei $\sim 6^{\circ}S$ sowie bei $9^{\circ}30'S$ sind eingezeichnet. Rote Punkte kennzeichnen Bereiche für die Transportabschätzungen.

und nach der Ekmantheorie bildet die Ekmanoberflächenströmung nördlich des Äquators einen 45° -Winkel zur Rechten der vorherrschenden Windrichtung sowie südlich des Äquators zur Linken. Die Jahresmittel der absoluten Oberflächenströmungsfelder aus den beiden Modellen ließen auf der Südhemisphäre eine überwiegend westwärtige sowie auf der Nordhemisphäre eine hauptsächlich ostwärtige Strömung erkennen und damit zeigt sich deutlich der Einfluß des Windes auf die Oberflächenzirkulation. Dadurch lassen sich jedoch vermutlich einzelne Oberflächenströmungen, wie der ostwärtige SECC und der zyklonale AG auf der Südhemisphäre, in diesen Datenfeldern nicht beobachten (vgl. ARNAULT (1987); GORDON UND BOSLEY (1991)).

Weiterhin konnten jedoch auch anhand der Jahresmittel der geostrophischen Oberflächenströmungsfelder nicht alle im äquatorialen Ostatlantik auftretenden Strömungen beobachtet werden und es zeigten sich, insbesondere nördlich des Äquators, deutliche Unterschiede zwischen den gewählten Referenzniveaus. Auf der Nordhemisphäre konnte lediglich für das geostrophische Oberflächengeschwindigkeitsfeld des WOA-94 sowohl eine ostwärtige Strömung am Nordrand (GC) wie auch eine westwärtige Strömung (nSEC) südlich davon beobachtet werden. Im Gegendatz dazu zeigten die auf 500 m referenzierten Geschwindigkeitsfelder des XBT-Datensatzes und der Modelle hier hauptsächlich westwärtige Geschwindigkeiten.

In Abbildung 5.10 sind die anhand der verschiedenen Oberflächengeschwindigkeitsfelder identifizierten Strömungen im äquatorialen Ostatlantik schematisch dargestellt.

Im Golf von Guinea wurden Hinweise auf den ostwärtigen GC sowie auf den westwärtigen nSEC gefunden. Weiterhin konnte südlich des Äquators eine weitere westwärtige Strömung mit dem eSEC und eine ostwärtige Strömung mit dem SECC assoziiert werden. Es ergaben sich auch Hinweise auf den zyklonalen AG, sowie den dazugehörigen, polwärtigen AC.

Die Untersuchung der saisonalen Variabilität ergab insgesamt eine gute Übereinstimmung in Bezug auf die Phasen der betrachteten Strömungen, wohingegen die Amplituden deutliche Unterschiede erkennen ließen (vgl. ARNAULT (1987)). Zudem ließen die Phasen insgesamt auf ein dominierendes, halbjährliches Signal schließen und in den Bereichen zwischen $3^{\circ}30' - 4^{\circ}30'N$ und $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ fanden sich Anzeichen für eine westwärtige Phasenausbreitung der Maxima.

Es wurden im äquatorialen Ozean einige Studien durchgeführt, um die saisonale Variabilität der oberflächennahen Strömungen sowie auch des Dichtefeldes zu beschreiben und zu erklären (z. B. RICHARDSON UND MCKEE (1984)). RICHARDSON UND MCKEE (1984) beobachteten anhand von Schiffsdriften, daß der SEC zwei schnelle, westwärtige Strombänder bei $2^{\circ}N$ und bei $4^{\circ}S$ beinhaltet und sie konnten für den nördlichen Arm ein halbjährliches Signal nachweisen. In diesem Zusammenhang kommt jedoch auch Modellsimulationen eine große Bedeutung zu und die Theorie linearer, äquatorialer Wellen wurde mit einigem Erfolg zur Erklärung verschiedener Aspekte der Beobachtungen angewendet (MCCREARY (1984b)). Es wurde in mehreren Studien der Response eines einzelnen, vertikalen Modes auf den Windantrieb untersucht (z. B. CANE UND SARACHIK (1981)). Äquatoriale Kelvinwellen unterschiedlicher barokliner Moden, die durch das Windfeld über dem Ozeaninneren angeregt werden, reflektieren am Ostrand in ein Paket von Rossbywellen. Die Energie, die mit diesem Paket assoziiert wird, propagiert jedoch nicht ausschließlich nach Westen, sondern konzentriert sich in gewissen Entfernungen vom Rand wieder auf dem Äquator. Das sind die sogenannten äquatorialen Strahlen (*equatorial beams*) (MCCREARY (1984b)). Bei der Betrachtung einzelner barokliner Moden kann es theoretisch zu Resonanzphänomenen kommen, die dazu benutzt werden den im Vergleich zum Jahrgang überhöhten Halbjahrgang im tropischen Atlantik zu erklären (CANE UND SARACHIK (1981); THIERRY ET AL. (2003)).

FRANÇA ET AL. (2003) erhielten mittels einer Lag Korrelation von T/P-SSHs entlang des Äquators im tropischen Atlantik ostwärtige Phasengeschwindigkeiten von 1.7 m/s für die äquatoriale Kelvinwelle und westwärtige Phasengeschwindigkeiten von 0.6 m/s für die Rossbywelle des ersten meridionalen Modes. Diese Werte sind in guter Übereinstimmung mit äquatorialen Wellen des ersten baroklinen Modes der linearen Theorie (MATSUNO (1966)).

Die Dispersionsrelation äquatorialer Wellen ist gegeben durch

$$\left(\frac{\omega}{c}\right)^2 - k^2 - \frac{\beta k}{\omega} = (2n + 1) \frac{\beta}{c} \quad (5.1)$$

(GILL (1982)) und dabei ist ω die Frequenz, c die Phasengeschwindigkeit, k die Wellenzahl, β die meridionale Ableitung des Coriolisparameters und n der meridionale Mode. Es ergibt sich für den Wert $n = -1$ die Phasengeschwindigkeit der Kelvinwelle zu

$$c = \frac{\omega}{k} = 1. \quad (5.2)$$

Für Werte $n \geq 1$ zerfällt die Lösung in einen hochfrequenten sowie einen niederfrequenten Anteil, der mit äquatorialen Rossbywellen assoziiert wird und der Term ω^2/c^2 ist für niedrige Frequenzen vernachlässigbar. Die Phasengeschwindigkeit der äquatorialen Rossbywellen ist dann durch

$$c = -\frac{\beta}{k^2 + (2n + 1) \frac{\beta}{c}} \quad (5.3)$$

gegeben und für lange Wellen ($k^2 \ll 2n + 1$) hat die erste barokline Rossbywelle nur ein Drittel der Phasengeschwindigkeit der Kelvinwelle. Die Phasenausbreitung äquatorialer Rossbywellen erfolgt stets nach Westen.

Es wurden für die Maxima der meridionalen Abschnitte zwischen $3^\circ 30' - 4^\circ 30'N$ sowie zwischen $2^\circ 30' - 7^\circ 30'S$ westwärtige Ausbreitungsgeschwindigkeiten von bis zu 0.3 m/s bzw. von bis zu 0.6 m/s abgeschätzt und es zeigt sich damit insbesondere für den Bereich auf der Südhemisphäre eine gute Übereinstimmung mit der von FRANÇA ET AL. (2003) gefundenen Phasengeschwindigkeit der ersten baroklinen, äquatorialen Rossbywelle.

Transporte

Es werden zur näheren Betrachtung der im Untersuchungsgebiet beobachteten Strömungen, insbesondere auch des Jahresganges, Transportabschätzungen bei $9^\circ 30'W$ und bei $2^\circ 30'O$ sowie bei $\sim 6^\circ S$ und bei $9^\circ 30'S$ vorgenommen (Abbildung 5.10). Die Transporte werden für den Tiefenbereich oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ betrachtet, da diese Dichtefläche im gesamten, äquatorialen Ostatlantik stets unterhalb der Oberfläche liegt und das Jahresmittel der Isopykntiefe ist für die beiden Modelle sowie den WOA-94 in Abbildung 5.11 dargestellt.

Im Bereich des GCs, zwischen $3^\circ 30' - 4^\circ 30'N$, erkennt man bei $9^\circ 30'W$ (Abbildung 5.12 (a)) für das ECCO-Modell ein ostwärtiges Maximum des Transportes im Oktober sowie für das SODA-Modell im September. Die geostrophischen Transporte der beiden Modelle zeigen

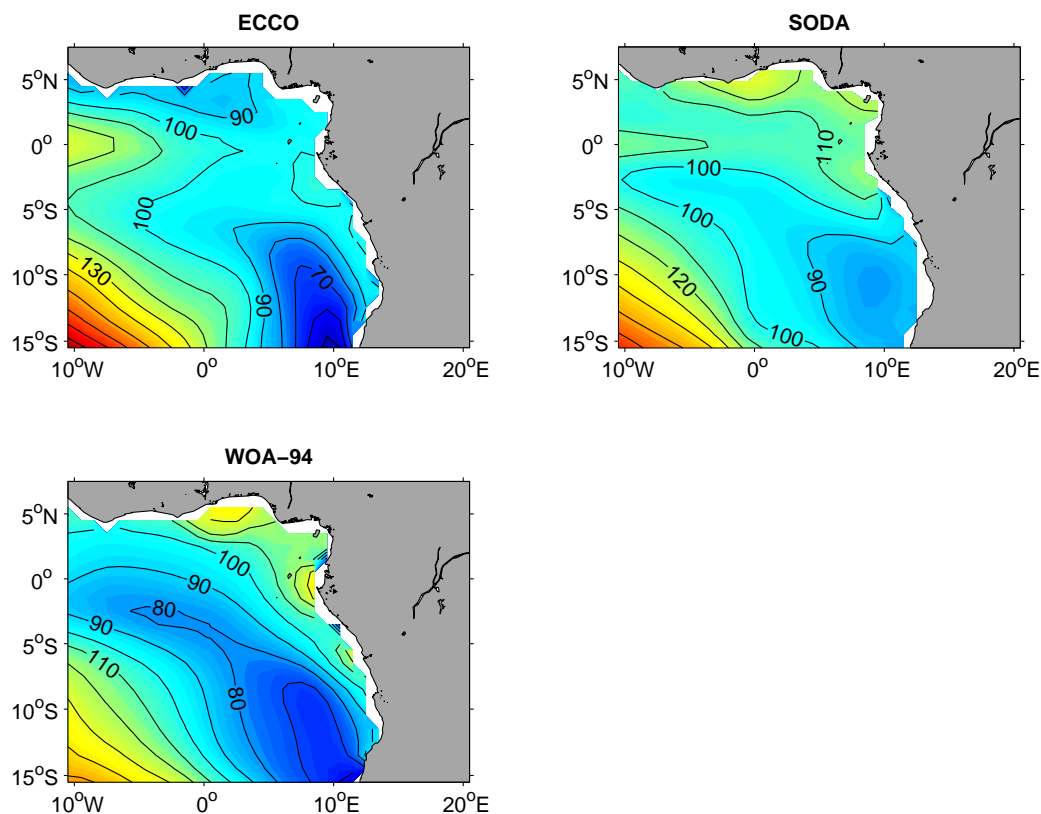


Abbildung 5.11: Jahresmittel der Tiefe der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ im äquatorialen Ostatlantik für das ECCO-Modell (oben links), das SODA-Modell (oben rechts) und den WOA-94 (unten links). Das Konturintervall beträgt 10 m.

ein deutliches, westwärtiges Minimum im Juni (ECCO) bzw. Mai (SODA). Im Gegensatz dazu weist der geostrophische Transport des WOA-94 keinen ausgeprägten Jahresgang auf. Im Jahresmittel ergibt sich für die absoluten Transporte ein ostwärtiger Transport von etwa 1 Sv und für den geostrophischen Transport des ECCO-Modelles findet man im Jahresmittel ebenfalls einen ostwärtigen Transport von etwa 0.4 Sv, wohingegen die geostrophischen Transporte des SODA-Modelles und des WOA-94 im Jahresmittel vernachlässigbar sind. Bei $2^\circ 30' \text{O}$ (Abbildung 5.12 (e)) erkennt man in diesem Bereich einen ausgeprägten ostwärtigen Transport für den WOA-94 (Jahresmittel: 1.6 Sv), wohingegen die Modelle im Jahresmittel einen westwärtigen bzw. vernachlässigbaren Transport aufweisen und zudem läßt sich für die Modelle auch kein deutlicher Jahresgang mehr erkennen. Im Bereich des nSECs, zwischen $1^\circ 30' - 2^\circ 30' \text{N}$, beobachtet man bei $9^\circ 30' \text{O}$ (Abbildung 5.12 (b)) ein ostwärtiges Hauptmaximum im Oktober (ECCO) bzw. im September (SODA; WOA-94). Zudem erkennt man für das ECCO-Modell und den WOA-94 ein westwärtiges Minimum im Mai-Juli, wobei dieses besonders stark für den WOA-94 ausgeprägt ist (-9.5 Sv). Im Jahresmittel sind die geostrophischen Transporte des WOA-94 sowie des

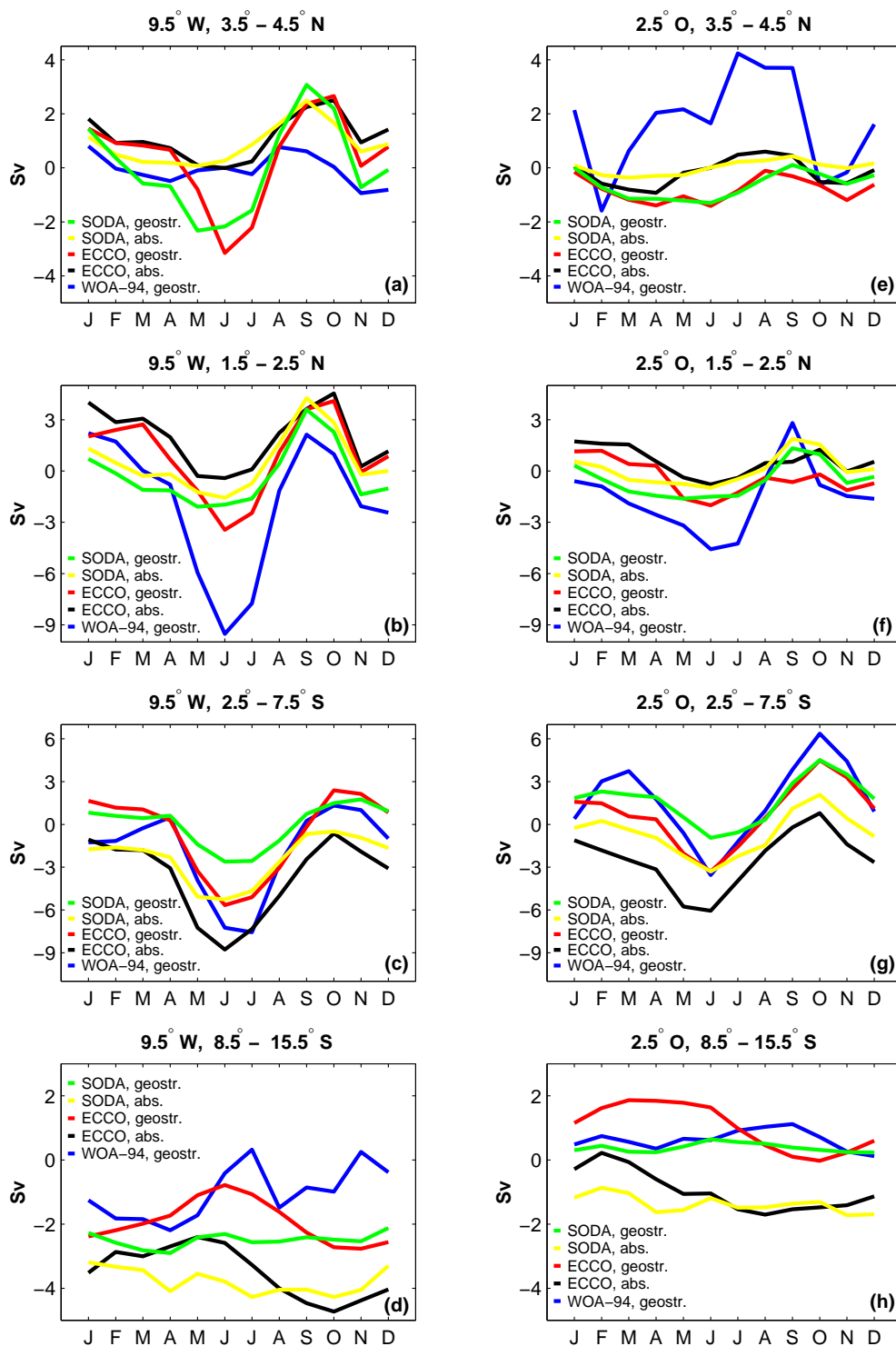


Abbildung 5.12: Zonaltransporte (geostrophische Transporte: blau [WOA-94], rot [ECCO], grün [SODA]; absolute Transporte: schwarz [ECCO], gelb [SODA]), oberhalb der Iso- $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$, entlang von $9^\circ 30' \text{ W}$ (links) und $2^\circ 30' \text{ O}$ (rechts): $3^\circ 30' - 4^\circ 30' \text{ N}$ [(a),(e)], $1^\circ 30' - 2^\circ 30' \text{ N}$ [(b),(f)], $2^\circ 30' - 7^\circ 30' \text{ S}$ [(c),(g)], $8^\circ 30' - 15^\circ 30' \text{ S}$ [(d),(h)].

SODA-Modelles bei $9^{\circ}30'O$ westwärtig, wohingegen die Absoluttransporte der Modelle und auch der geostrophische Transport des ECCO-Modelles im Jahresmittel ostwärtig sind. Bei $2^{\circ}30'O$ (Abbildung 5.12 (f)) beobachtet man dann für die Modelle insgesamt wieder eine Abschwächung der Transporte und damit einhergehend zeigt sich kein deutlicher Jahresgang mehr. Im Gegensatz dazu erkennt man für den WOA-94 ein westwärtiges Minimum im Juni-Juli und ein ostwärtiges Maximum im September. Die geostrophischen Transporte sind bei $2^{\circ}30'O$ im Jahresmittel übereinstimmend westwärtig, wobei für die beiden Modelle mit Werten um -0.5 Sv deutlich kleinere Werte gefunden werden als für den WOA-94 (-1.6 Sv). Es ergeben sich im Jahresmittel für die absoluten Transporte geringe, ostwärtige Transporte von 0.6 Sv (ECCO) bzw. 0.1 Sv (SODA).

Auf der Südhemisphäre beobachtet man im Bereich des eSECs, zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$, bei $9^{\circ}30'W$ (Abbildung 5.12 (c)) für alle Datensätze ein westwärtiges Minimum im Mai-Juli und ein Hauptmaximum im September-November. Im Jahresmittel finden sich hier übereinstimmend westwärtige Transporte, wobei die geostrophischen Transporte der Modelle, insbesondere des SODA-Modelles, sehr klein sind. Für die absoluten Transporte ergeben sich im Jahresmittel Werte von 3.1 Sv (ECCO) bzw. 2.4 Sv (SODA) und der geostrophische Transport des WOA-94 weist hier einen Wert von 1.8 Sv auf. In diesem Bereich zeigt sich auch bei $2^{\circ}30'O$ (Abbildung 5.12 (g)) ein westwärtiges Minimum im Mai-Juli sowie ein ostwärtiges Hauptmaximum im Oktober. Dabei sind die absoluten Transporte im Jahresmittel westwärtig, wohingegen die geostrophischen Transporte übereinstimmend ostwärtig sind.

Südlich dieses Bereiches, zwischen $8^{\circ}30' - 15^{\circ}30'S$, läßt sich kein ausgeprägtes Signal eines Jahresganges mehr beobachten, wobei jedoch für den Absoluttransport des ECCO-Modelles ein westwärtiges Maximum im Mai/Juni zu erkennen ist. Im Jahresmittel erhält man bei $9^{\circ}30'W$ (Abbildung 5.12 (d)) für alle Datensätze westwärtige Transporte, wobei die absoluten Transporte etwas größere Werte aufweisen als die geostrophischen Transporte. Bei $2^{\circ}30'O$ (Abbildung 5.12 (h)) zeigt sich eine Abschwächung der westwärtigen Absoluttransporte gegenüber $9^{\circ}30'W$ und die geostrophischen Transporte sind hier insgesamt ostwärtig. Im Jahresmittel ergeben sich für die Absoluttransporte der Modelle Werte von -1.0 Sv (ECCO) bzw. -1.4 Sv (SODA) und die geostrophischen Transporte weisen Werte von 1.0 Sv (ECCO), 0.4 Sv (SODA) sowie 0.6 Sv (WOA-94) auf.

Weiterhin erkennt man anhand von Abbildung 5.13 (a) bei $\sim 6^{\circ}S$, zwischen $4^{\circ}30'O$ und der afrikanischen Küste, für die Modelle ein nordwärtiges Maximum des Transportes im Mai-Juni sowie ein südwärtiges Minimum im Oktober, wohingegen für den WOA-94 keine eindeutige Signatur eines Jahresganges beobachtet werden kann. Im Jahresmittel zeigen die verschiedenen Datensätze übereinstimmend einen südwärtigen Transport, wobei der

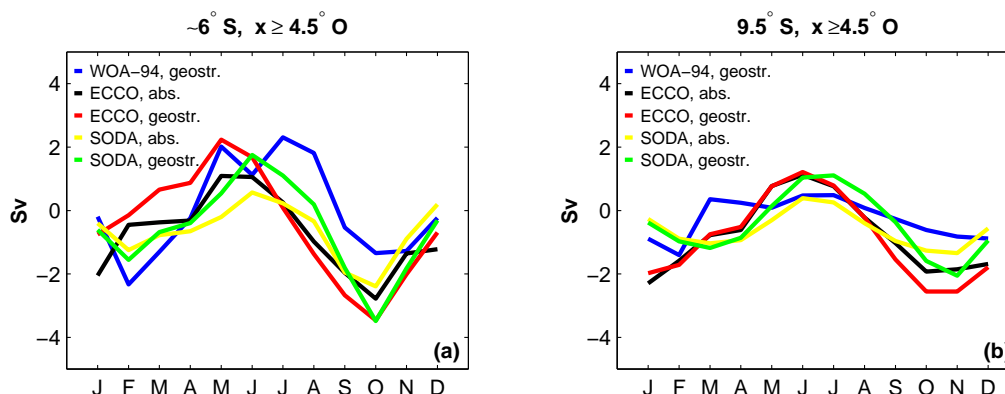


Abbildung 5.13: Meridionaltransporte (geostrophische Transporte: blau [WOA-94], rot [ECCO], grün [SODA]; absolute Transporte: schwarz [ECCO], gelb [SODA]), oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$, bei $\sim 6^\circ \text{ S}$ (a) und $9^\circ 30' \text{ S}$ (b) für $x \geq 4^\circ 30' \text{ O}$.

absolute Transport des ECCO-Modelles mit etwa 0.9 Sv den größten Wert aufweist.

In Bereich östlich von $4^\circ 30' \text{ O}$ erkennt man bei $9^\circ 30' \text{ S}$ (Abbildung 5.13 (b)) für die Modelle ein nordwärtiges Maximum im Mai-Juli sowie ein südwärtiges Minimum im Oktober-November und hier findet sich, wie auch bei $\sim 6^\circ \text{ S}$ zu beobachten war, kein eindeutiges Signal eines Jahresganges für den Meridionaltransport des WOA-94. Bei $9^\circ 30' \text{ S}$ erhält man im Jahresmittel ebenfalls sowohl für die Modelle als auch für den WOA-94 einen südwärtigen Transport.

Es wurde bereits anhand der zunächst betrachteten Geschwindigkeitsfelder beobachtet, daß teilweise deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen, insbesondere den absoluten und den geostrophischen, Datensätzen in Bezug auf die Amplituden der Strömungen auftreten. Weiterhin konnte eine starke Beeinflussung der absoluten Oberflächenströmungsfelder der beiden Modelle durch den Wind festgestellt werden. Die Transportzeitserien ließen ebenfalls Differenzen zwischen den absoluten und den geostrophischen Transporten erkennen.

Zur weiteren Betrachtung dieser Unterschiede wurden Ekmantransporte entlang der Meridionalschnitte bei $9^\circ 30' \text{ W}$ sowie bei $2^\circ 30' \text{ O}$ und entlang der beiden Zonalschnitte bei $\sim 6^\circ \text{ S}$ und bei $9^\circ 30' \text{ S}$ im Untersuchungsgebiet bestimmt. Die Ekmantransporte wurden exemplarisch aus den NCEP/NCAR-Reanalysen berechnet, da dieser Datensatz sowohl in das ECCO-Modell als auch in das SODA-Modell eingeht und diese wurden dann zu den geostrophischen Transporten der beiden Modelle hinzuaddiert. Anhand von Abbildung 5.14 erkennt man, daß sich entlang der betrachteten Schnitte im Untersuchungsgebiet die beobachteten Differenzen zwischen den absoluten und den geostrophischen Transporten der Modelle hauptsächlich auf den windgetriebenen Anteil zurückführen lassen. Damit zeigt

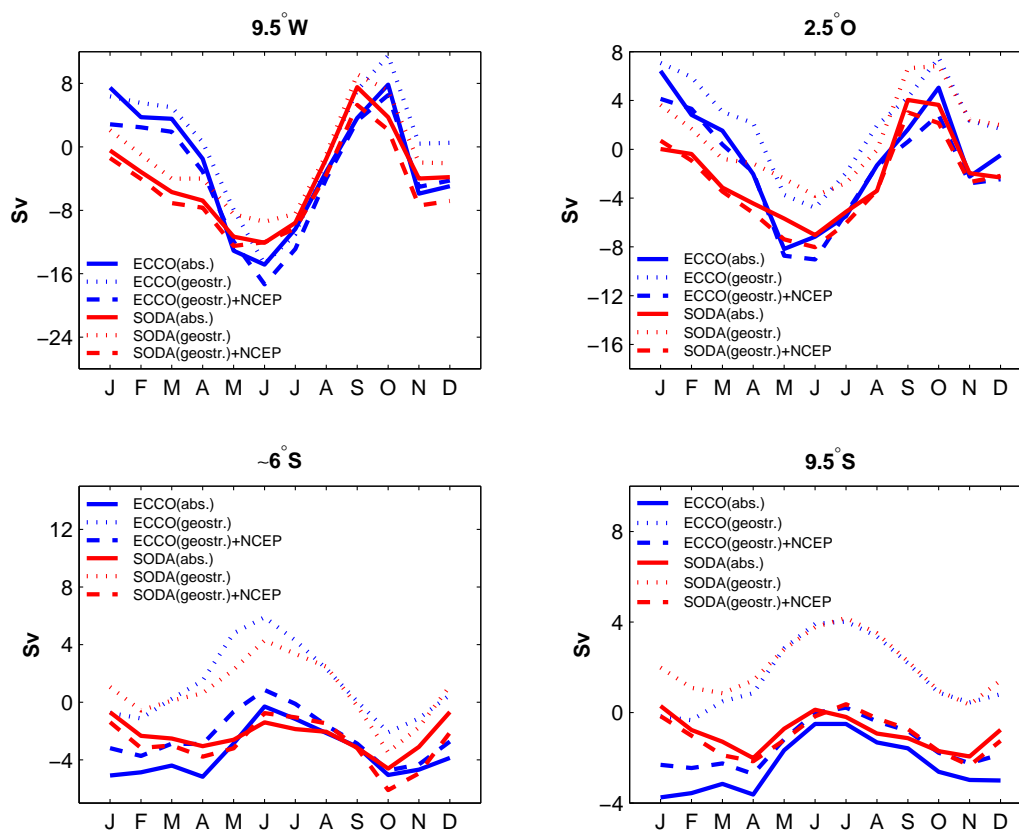


Abbildung 5.14: Zonaltransporte entlang von $9^{\circ}30'W$ (oben links) und $2^{\circ}30'O$ (oben rechts) sowie Meridionaltransporte entlang von $\sim 6^{\circ}S$ (unten links) und $9^{\circ}30'S$ (unten rechts) im äquatorialen Ostatlantik (absolute Transporte: durchgezogene Linien, geostrophische Transporte: gepunktete Linien, geostrophische Transporte + Ekmantransport: gestrichelte Linien). Die absoluten und geostrophischen Transporte des ECCO-Modelles (blau) und des SODA-Modelles (rot) wurden jeweils oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ berechnet und die Ekmantransporte wurden aus den NCEP/NCAR-Reanalysen bestimmt.

sich auch, daß die Wahl des Referenzniveaus bei 500 m im Untersuchungsgebiet insgesamt gerechtfertigt ist.

Ein vergleichbares Ergebnis fand auch ARNAULT (1987) für die von ihr betrachteten Schiffsdriften und geostrophischen Strömungen. Es ergab sich eine gute Übereinstimmung zwischen diesen beiden Datensätzen, sowohl in Bezug auf die Phase als auch im Hinblick auf die Amplitude der Strömungen, nachdem zu den geostrophischen Strömungen Ekman-driftströmungen hinzuaddiert wurden.

Im Bereich des GCs, zwischen $3^{\circ}30' - 4^{\circ}30'N$, zeigten sich bei $9^{\circ}30'W$ im Jahresmittel für die verschiedenen Datensätze überwiegend ostwärtige Transporte, wohingegen bei $2^{\circ}30'O$

hauptsächlich westwärtige Transporte gefunden wurden. Damit ergeben sich am Westrand des Untersuchungsgebietes deutliche Hinweise auf eine ostwärtige Strömung in diesem Bereich, wobei das Maximum im borealen Sommer/Herbst gefunden wurde. Aufgrund der überwiegend westwärtigen Transporte bei $2^{\circ}30'O$ läßt sich vermuten, daß der GC möglicherweise westlich dieses Längengrades endet. Weiterhin zeigten die geostrophischen Transporte des WOA-94 in diesem küstennahen Bereich bei $9^{\circ}30'W$ eine größere Ähnlichkeit mit den Absoluttransporten der Modelle als mit den auf 500 m referenzierten geostrophischen Transporten der Modelle. Im Gegensatz dazu wurden bei $2^{\circ}30'O$ deutliche Unterschiede sowohl zu den absoluten als auch zu den geostrophischen Transporten der Modelle beobachtet. Dabei lassen sich diese Unterschiede, insbesondere auch zwischen den geostrophischen Transporten, wahrscheinlich auf die unterschiedlichen Referenzniveaus zurückführen.

Es ergaben sich anhand der betrachteten Transportabschätzungen für den Bereich zwischen $1^{\circ}30' - 2^{\circ}30'N$ wenige Hinweise auf eine westwärtige Strömung, wie den hier vermuteten nSEC. Dabei lassen sich die hier überwiegend ostwärtigen Transporte wahrscheinlich auf den Einfluß des EUCs, der dann in Kapitel 6 genauer untersucht werden wird, zurückführen, da bereits in Kapitel 4 die Ausdehnung des EUCs bis in diesen Bereich beobachtet werden konnte.

Auf der Südhemisphäre zeigte sich im Bereich des eSECs, zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$, sowohl bei $9^{\circ}30'W$ als auch bei $2^{\circ}30'O$ ein ausgeprägter Jahresgang mit einem Minimum im Mai-Juli sowie einem Maximum im Oktober-November. Am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes ergaben sowohl die geostrophischen als auch die absoluten Transporte im Jahresmittel einen Nettotransport nach Westen, wohingegen bei $2^{\circ}30'O$ im Jahresmittel abgeschwächte, westwärtige Absoluttransporte sowie ostwärtige, geostrophische Transporte beobachtet werden konnten. Damit finden sich bei $2^{\circ}30'O$, insbesondere anhand der geostrophischen Transporte, Hinweise auf eine saisonal bedingte, ostwärtige Strömung. Diese scheint auch konsistent mit verschiedenen Beobachtungen in dieser Region zu sein (REID (1964)), wobei die dominierende Strömung jedoch westwärtig ist (MOLINARI (1982); REVERDIN UND MCPHADEN (1986)).

Südlich dieses Bereiches, zwischen $8^{\circ}30' - 15^{\circ}30'S$, ist kein deutliches Signal eines Jahresganges mehr erkennbar und bei $9^{\circ}30'W$ zeigten sich im Jahresmittel westwärtige Transporte. Bei $2^{\circ}30'O$ konnte jedoch eine Abschwächung der westwärtigen, absoluten Transporte beobachtet werden und im Gegensatz dazu sind die geostrophischen Transporte hier insgesamt ostwärtig. Damit ergeben sich anhand der geostrophischen Transporte deutliche Hinweise auf eine ganzjährige, ostwärtige Strömung in diesem Bereich, die auf den SECC hindeutet. Im Gegensatz dazu fanden sich in dem zuvor betrachteten Bereich zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ im Jahresmittel bei $2^{\circ}30'O$ zwar ebenfalls ostwärtige, geostrophische Transporte, jedoch zeigten diese einen ausgeprägten Jahresgang mit einem westwärtigen Minimum im Mai-Juli. Daher deuten diese Beobachtungen in den beiden Bereichen wahrscheinlich auf zwei

verschiedene, ostwärtige Strömungen hin (vgl. WACONGNE UND PITON (1992)).

Weiterhin vermuteten WACONGNE UND PITON (1992), daß es sich bei der saisonal bedingten, ostwärtigen Strömung zwischen $2 - 8^{\circ}\text{S}$ möglicherweise um eine Oberflächensignatur des EUCs und/oder des SEUCs handelt. Sie schlossen zudem auf einen möglichen Zusammenhang zwischen dem SECC und der zyklonalen Rotation des Windstress in dieser Region, wobei jedoch die Bedeutung der Windstressrotation für die Dynamik des SECCs nicht geklärt ist. Der östliche SECC scheint in Übereinstimmung mit einer ganzjährigen, zyklonalen Rotation des Windstress das ganze Jahr hindurch zu existieren, wohingegen die Strömung nördlich hiervon im borealen Sommer westwärtig ist. In diesem Zeitraum ist die Windstressrotation jedoch am stärksten zyklonal und damit folgerten WACONGNE UND PITON (1992), daß die Rotation des Windstress nicht die Hauptantriebskraft in dieser Region sein kann.

Die überwiegend westwärtigen, geostrophischen Transporte bei $9^{\circ}30'\text{W}$ zwischen $8^{\circ}30' - 15^{\circ}30'\text{S}$ lassen sich, im Gegensatz zu den ostwärtigen Transporten bei $2^{\circ}30'\text{O}$, möglicherweise auf die zyklonale Zirkulation des AGs zurückführen, wofür sich bereits anhand der betrachteten Jahresmittel der geostrophischen Geschwindigkeitsfelder Hinweise ergaben. Es läßt sich aufgrund des wahrscheinlich ganzjährig existierenden SECCs, im Gegensatz zu der lediglich saisonal zu beobachtenden ostwärtigen Strömung zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'\text{S}$, schließen, daß die Nordseite dieses Wirbels durch den SECC gebildet wird (z. B. REID (1964); MOLINARI (1982); WACONGNE UND PITON (1992)).

Die Zonalschnitte bei $\sim 6^{\circ}\text{S}$ und bei $9^{\circ}30'\text{S}$ zeigten zwischen $4^{\circ}30'\text{O}$ und der afrikanischen Küste einen übereinstimmenden Jahresgang mit einem Maximum im Mai-Juni sowie einem Minimum im Oktober-November, wobei sich bei $9^{\circ}30'\text{S}$ eine Abschwächung dieser Extrema beobachten läßt. Im Jahresmittel wurde für beide Zonalschnitte insgesamt ein Nettotransport nach Süden gefunden und damit ergeben sich deutliche Hinweise auf den vor der Küste zu beobachtenden AC (z. B. CURRIE (1953); MOROSHKIN ET AL. (1970)). Bei $\sim 6^{\circ}\text{S}$ konnte das Minimum für die verschiedenen Datensätze übereinstimmend im Oktober beobachtet werden und zu diesem Zeitpunkt zeigte sich auch ein ostwärtiges Maximum des Zonaltransportes bei $2^{\circ}30'\text{O}$ zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'\text{S}$. Es läßt sich daher vermuten, daß saisonal bedingte, ostwärtige Strömungen im Bereich zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'\text{S}$ einen Beitrag zu südwärtigen Randströmungen leisten (vgl. WACONGNE UND PITON (1992)).

6. Äquatorialer Unterstrom

In diesem Kapitel wird der EUC im äquatorialen Ostatlantik anhand des ECCO-Modelles und des SODA-Modelles untersucht. Dazu wird zunächst der Verlauf des EUCs im Untersuchungsgebiet auf ausgewählten Isopyknen betrachtet und im folgenden werden zur weiteren Untersuchung seiner saisonalen Variabilität Transportabschätzungen herangezogen. Zudem werden Auftriebstransporte für die äquatoriale Zone sowie den Küstenbereich bestimmt und abschließend wird das Verhalten des EUCs im äquatorialen Ostatlantik diskutiert, wozu auch Transportbudgets herangezogen werden.

6.1 Verfolgung des EUCs auf Isopyknen

Die in Kapitel 4 betrachteten WOCE-Fahrten zeigten den Stromkern des EUCs im Ostatlantik übereinstimmend in einer Tiefe von etwa 60 m sowie im Dichtebereich $\gamma_n = 24.5 - 25.4 \text{ kg/m}^3$ und im borealen Sommer beobachteten BOURLÈS ET AL. (2002) den EUC-Stromkern im Ostatlantik in einer Tiefe von etwa 50 m. In Abbildung 6.1 ist das Jahresmittel der Tiefe der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ für die beiden Modelle dargestellt und im äquatorialen Bereich zeigen sich Tiefen, die mit den Beobachtungen für den Stromkern des EUCs vergleichbar sind.

Dichtefläche $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$

ECCO-Modell. Anhand der Abbildungen 6.2 und 6.3, die die Monatsmittel der Strömungen auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ für das ECCO-Modell zeigen, wird nun das Verhalten des EUCs im Jahresverlauf betrachtet.

Im Januar ist der EUC deutlich an der ostwärtigen Strömung zwischen $2^\circ 30'S$ und $2^\circ 30'N$ zu erkennen, wobei er sich vom westlichen Rand des Untersuchungsgebietes bis zur afrikanischen Küste erstreckt. Dabei weist der EUC eine maximale Geschwindigkeit von 0.2 m/s auf und schwächt sich zur Küste hin ab. Zudem ist der EUC südlich des Äquators etwas stärker ausgeprägt und hier läßt sich vor der Küste auch eine leichte, südostwärtige Aus-

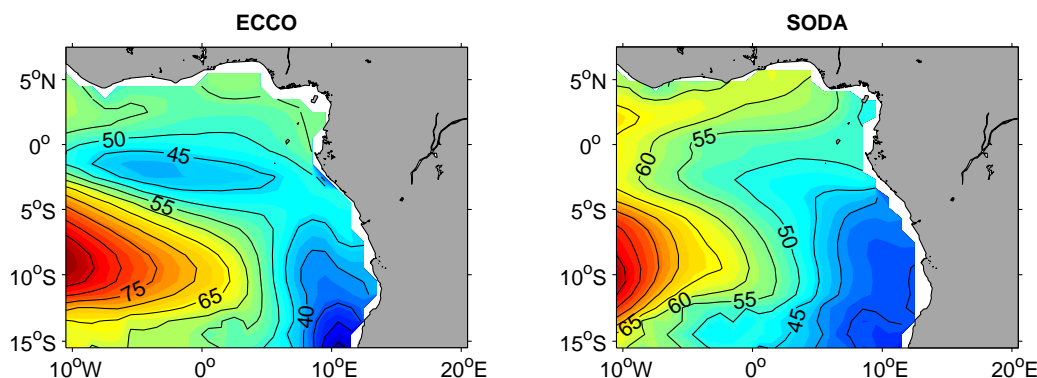


Abbildung 6.1: Jahresmittel der Tiefe der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ im äquatorialen Ostatlantik für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts). Das Konturintervall beträgt 5 m.

lenkung beobachten. In den folgenden drei Monaten erkennt man eine Abschwächung des EUCs und im April weist er noch eine maximale Geschwindigkeit von etwa 0.15 m/s auf. Die beobachtete Abschwächung des EUCs betrifft dabei insbesondere die Südhemisphäre und im April ist der EUC nur noch bis $1^\circ 30' \text{S}$ erkennbar. In den Monaten Mai-Juli läßt sich dagegen keine ostwärtige Strömung mehr im Bereich des Äquators auf dieser Isopykne nachweisen. Es zeigt sich stattdessen, insbesondere zwischen $0^\circ 30' - 3^\circ 30' \text{S}$ sowie westlich von etwa 0° , eine westwärtige Strömung, die im Juli eine maximale Geschwindigkeit von mehr als 0.15 m/s aufweist. Im August läßt sich dann westlich von 3°W auf der Nordhemisphäre wieder eine ostwärtige Strömung beobachten und südlich des Äquators zeigt sich in diesem Bereich eine Abschwächung der westwärtigen Strömung. Im September läßt sich der EUC zwischen $2^\circ 30' \text{N}$ und $0^\circ 30' \text{S}$ sowie westlich von etwa 3°W erkennen und es kann auch eine deutliche, südostwärtige Auslenkung festgestellt werden. Damit einhergehend zeigt sich auf der Südhemisphäre eine polwärtige Strömung entlang der afrikanischen Küste, die sich nach Süden hin abschwächt. Im Oktober erkennt man dann eine Verstärkung des EUCs, so daß er deutlich zwischen $2^\circ 30' \text{N}$ und $2^\circ 30' \text{S}$ zu identifizieren ist, wobei er hier eine maximale Geschwindigkeit von mehr als 0.2 m/s aufweist. Weiterhin erstreckt sich der EUC in diesem Monat bis zur afrikanischen Küste und westlich von etwa 3°W läßt sich, insbesondere südlich des Äquators, wie im September eine südostwärtige Auslenkung beobachten. Zudem läßt sich auf der Südhemisphäre eine polwärtige Strömung entlang der Küste erkennen, die sich im Vergleich zum September verstärkt hat. Im November zeigt sich eine deutliche Abschwächung des EUCs ($< 0.1 \text{ m/s}$) und im Dezember ist er hauptsächlich auf der Nordhemisphäre nachzuweisen. Dabei finden sich im November die größten Geschwindigkeiten des EUCs bei etwa 0° und im Dezember sind diese dann östlich davon zu beobachten.

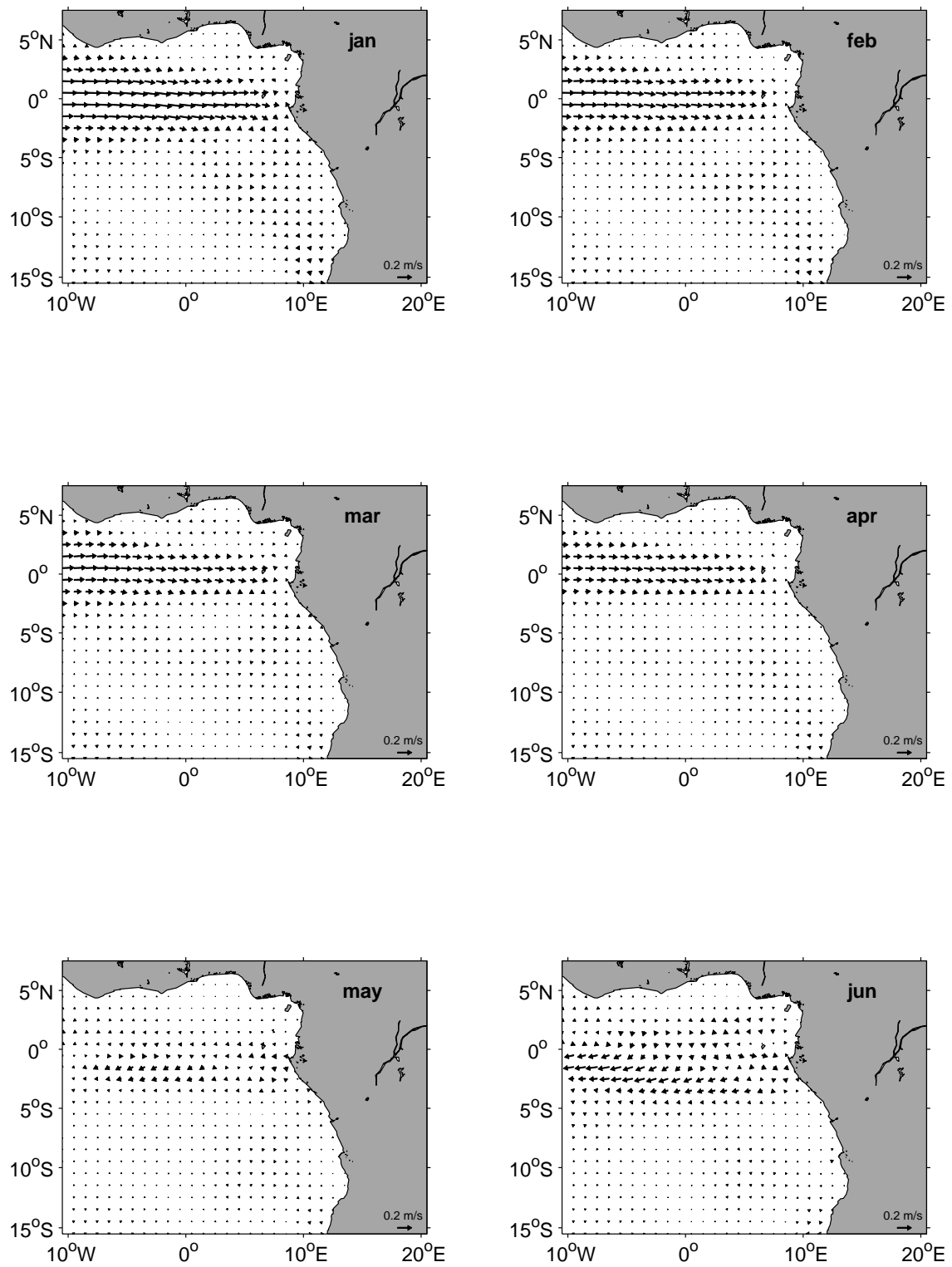


Abbildung 6.2: Januar-Juni Monatsmittel der absoluten Strömungen im äquatorialen Ostatlantik auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ für das ECCO-Modell.

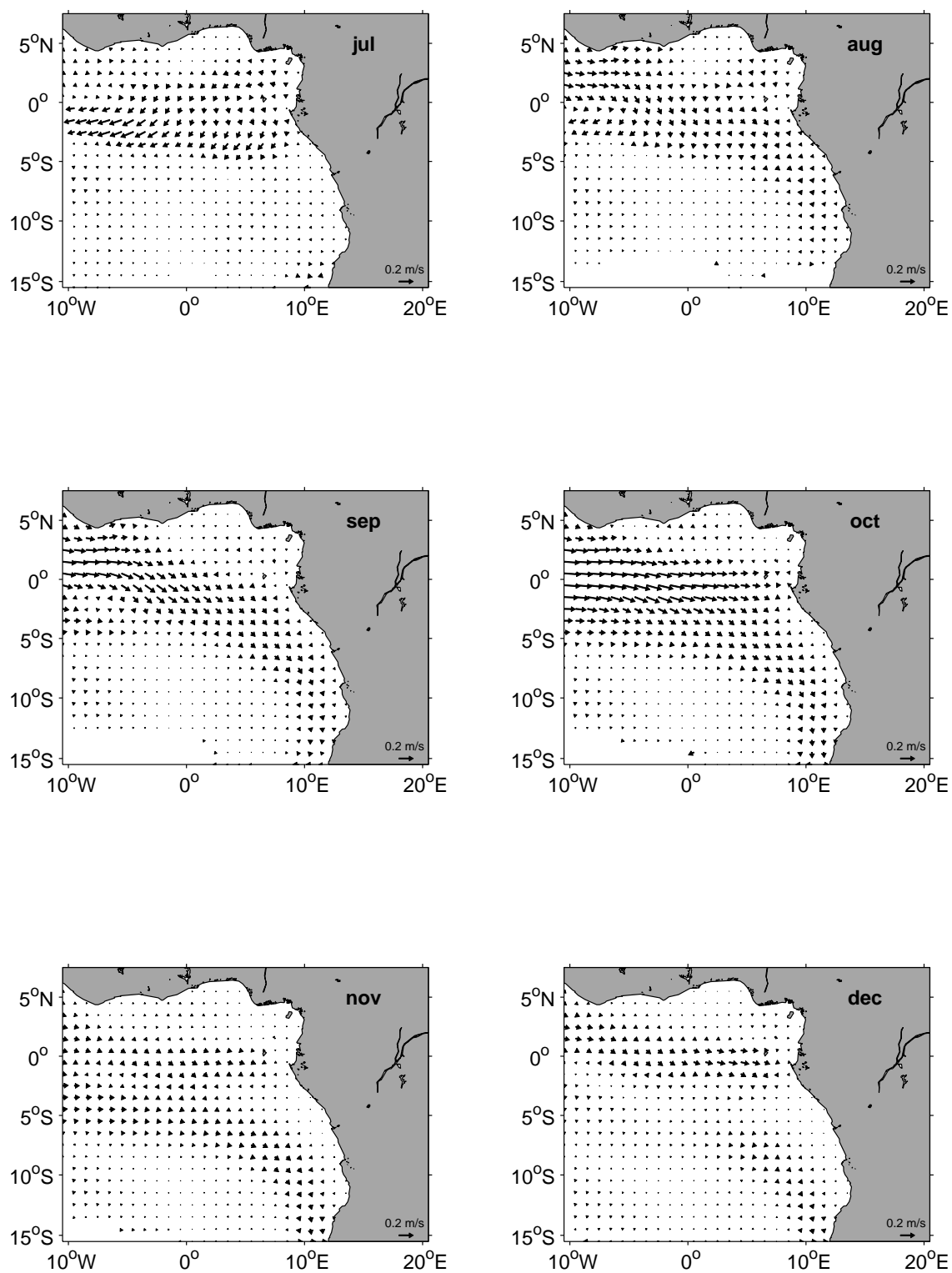


Abbildung 6.3: Juli-Dezember Monatsmittel der absoluten Strömungen im äquatorialen Ostatlantik auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ für das ECCO-Modell.

SODA-Modell. Es wird das Verhalten des EUCs im Jahresverlauf auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ für das SODA-Modell anhand der Abbildungen 6.4 und 6.5 betrachtet.

Im Januar läßt sich der EUC an der ostwärtigen Strömung zwischen $1^\circ 30' \text{N}$ und $2^\circ 30' \text{S}$ erkennen. Er erstreckt sich hier bis etwa 4°O und zeigt dabei eine Abschwächung nach Osten hin, wobei die maximale Geschwindigkeit des EUCs zu diesem Zeitpunkt bei 0.3 m/s liegt. Im Februar kann bereits eine leichte Abschwächung des EUCs beobachtet werden und im März ist der EUC auf dieser Isopykne nur noch sehr schwach ausgeprägt. Hier ist er lediglich westlich von etwa 2°W zwischen $1^\circ 30' \text{N}$ und $1^\circ 30' \text{S}$ zu erkennen, wobei seine maximale Geschwindigkeit bei etwa 0.15 m/s liegt. Der EUC kann im April bis etwa 0° beobachtet werden und im Mai zeigen sich zwischen $0^\circ 30' - 1^\circ 30' \text{S}$ noch Anzeichen einer ostwärtigen Strömung. In den beiden folgenden Monaten beobachtet man, insbesondere zwischen $2^\circ 30' \text{N}$ und $1^\circ 30' \text{S}$, eine überwiegend westwärtige Strömung im äquatorialen Bereich, die eine maximale Geschwindigkeit von etwa 0.15 m/s aufweist. Im August erkennt man westlich von etwa 4°W zwischen $1^\circ 30' \text{N}$ und $2^\circ 30' \text{S}$ wieder eine ostwärtige Strömung und diese zeigt im September eine deutlich größere Ausbreitung und eine maximale Geschwindigkeit von 0.4 m/s . Auf der Südhemisphäre erkennt man hier bei etwa 1°O eine südostwärtige Auslenkung des EUCs und vor der Küste läßt sich bis etwa $7^\circ 30' \text{S}$ eine südostwärtige Strömung beobachten. Im Oktober erstreckt sich der EUC zwischen $1^\circ 30' \text{N}$ und $2^\circ 30' \text{S}$ vom westlichen Rand des Untersuchungsgebietes bis zur afrikanischen Küste, wobei er sich nach Osten hin abschwächt und sein Geschwindigkeitsmaximum liegt hier bei 0.35 m/s . Zudem ist die bereits im September beobachtete, südostwärtige Strömung vor der afrikanischen Küste auch im Oktober noch deutlich zu erkennen. In den beiden folgenden Monaten ist der EUC wieder deutlich schwächer ausgeprägt und er ist hauptsächlich westlich von 1°O zu beobachten.

Insgesamt zeigen die beiden Modelle auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ einen vergleichbaren Jahresgang des EUCs, wobei sich jedoch deutliche Unterschiede erkennen lassen, insbesondere in Bezug auf die räumliche Ausbreitung zur Küste und auf die Maximalgeschwindigkeit hin. Diese Unterschiede in der horizontalen Ausdehnung zeigen sich insbesondere im März-April, wo sich der EUC im ECCO-Modell annähernd bis zur afrikanischen Küste verfolgen läßt. Im SODA-Modell kann er dagegen nur westlich von etwa 2°W (März) bzw. 0° (April) beobachtet werden. Für den EUC des ECCO-Modelles wurde eine maximale Geschwindigkeit von 0.2 m/s gefunden, wohingegen der EUC im SODA-Modell Geschwindigkeiten von bis zu 0.4 m/s aufweist.

Die Modelle zeigen auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ zunächst eine Abnahme des EUCs in den Monaten Januar-Mai und im Juni-Juli läßt sich dann eine überwiegend westwärtige Strömung im Bereich des EUCs beobachten. Im Mai erkennt man jedoch einen deutlichen

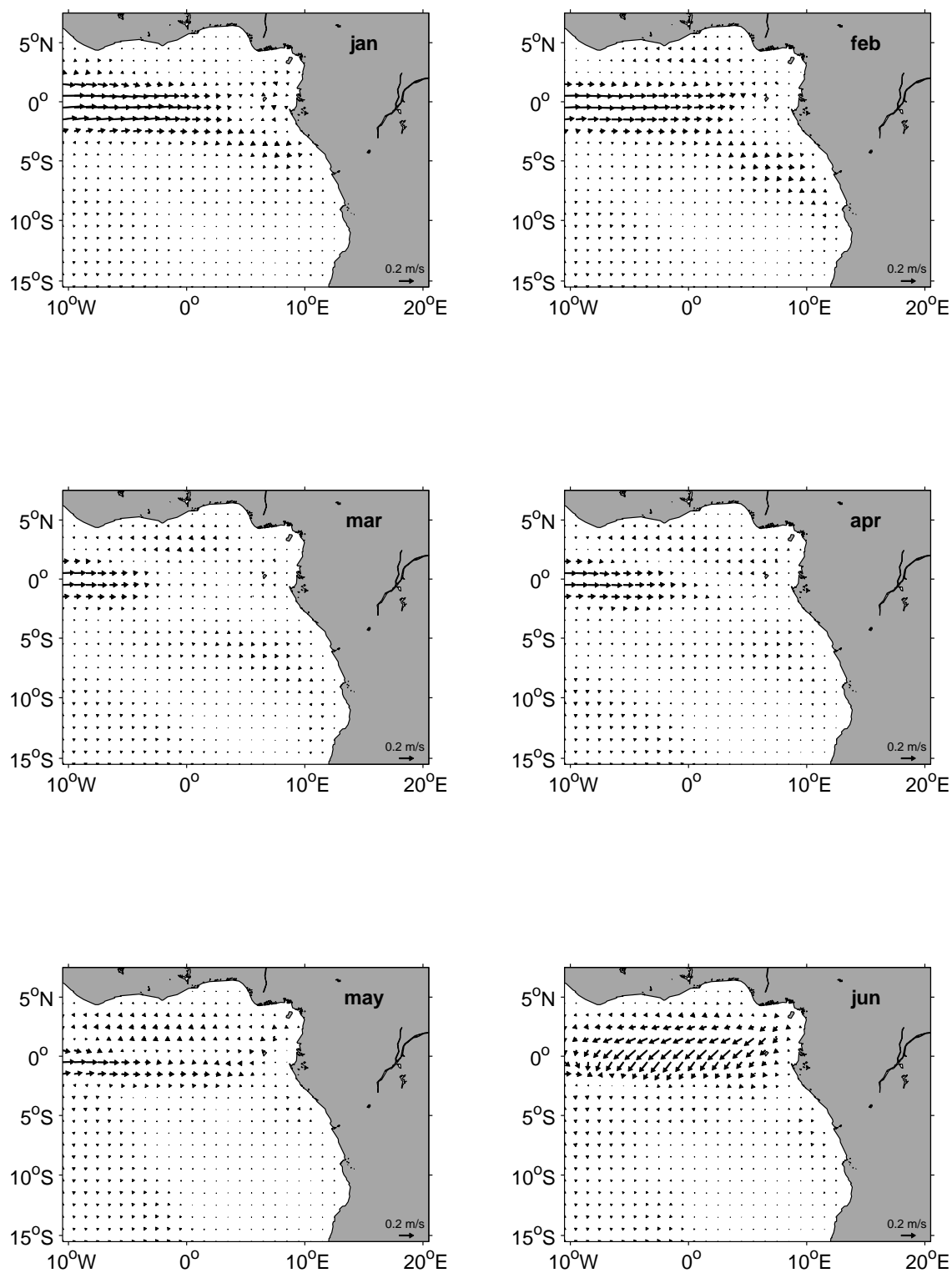


Abbildung 6.4: Januar-Juni Monatsmittel der absoluten Strömungen im äquatorialen Ostatlantik auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4\text{ kg/m}^3$ für das SODA-Modell, wobei die Strömungen auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt wurden.

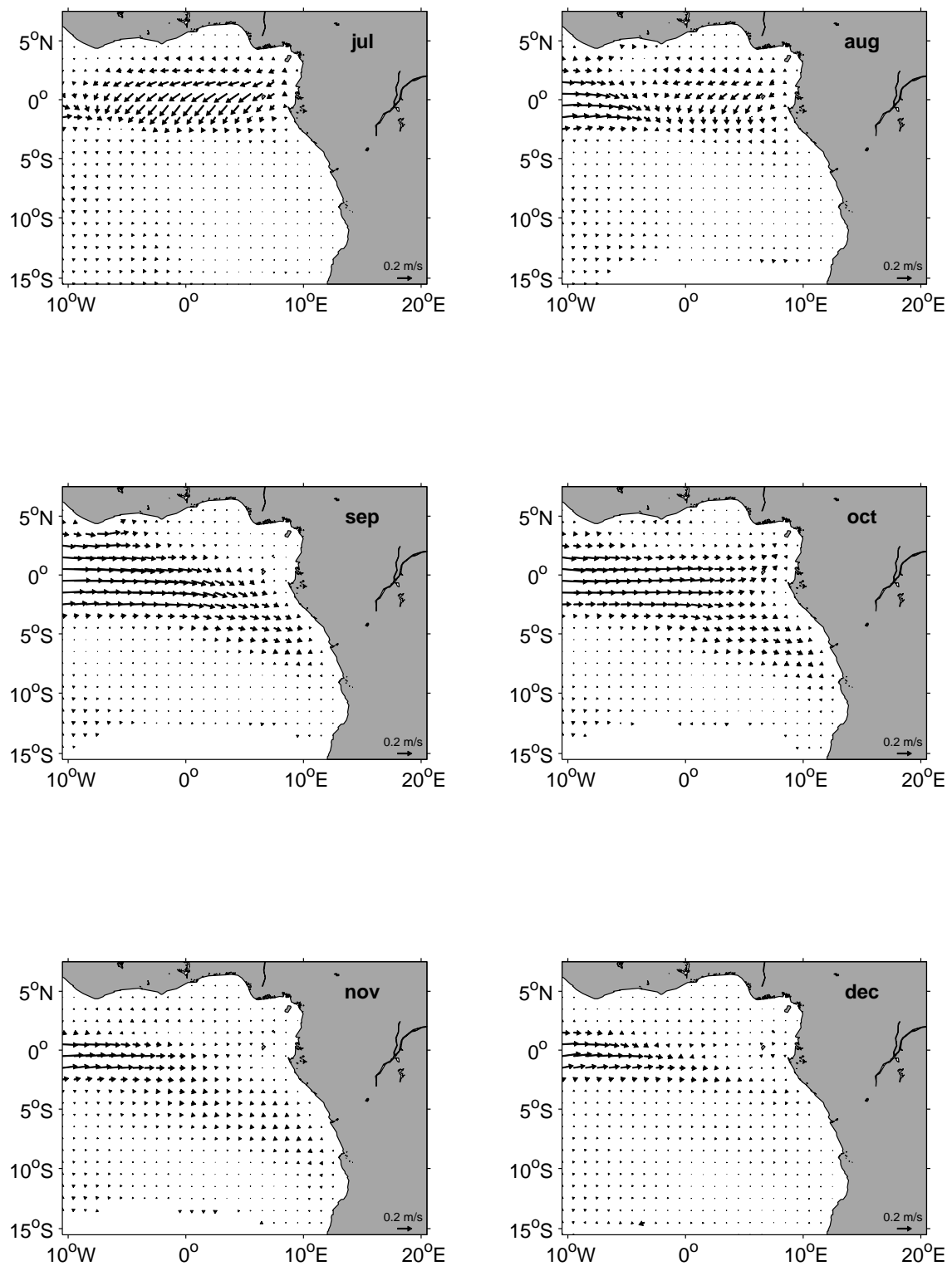


Abbildung 6.5: Juli-Dezember Monatsmittel der absoluten Strömungen im äquatorialen Ostatlantik auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4\text{kg/m}^3$ für das SODA-Modell, wobei die Strömungen auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt wurden.

Unterschied zwischen den Modellen und zwar weist das ECCO-Modell südlich des Äquators eine westwärtige Strömung auf, wohingegen hier für das SODA-Modell noch Anzeichen einer ostwärtigen Strömung festgestellt werden können. Weiterhin finden sich auch in den beiden folgenden Monaten Unterschiede zwischen den Modellen und zwar ist die westwärtige Strömung im ECCO-Modell besonders deutlich südlich des Äquators zu beobachten und im SODA-Modell ist diese hauptsächlich zwischen $2^{\circ}30'N$ und $1^{\circ}30'S$ nachzuweisen. Im August erkennt man für beide Modelle das Wiedereinsetzen einer ostwärtigen Strömung im äquatorialen Bereich und diese läßt sich im September wieder deutlich mit dem EUC assoziieren, wobei hier übereinstimmend eine südostwärtige Auslenkung des EUCs zu beobachten ist. Es zeigen sich auch im August deutliche Unterschiede zwischen den Modellen und zwar erkennt man im ECCO-Modell lediglich auf der Nordhemisphäre am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes eine ostwärtige Strömung, wohingegen diese für das SODA-Modell zwischen etwa $1^{\circ}30'N$ und $2^{\circ}30'S$ sowie westlich von etwa $4^{\circ}W$ zu finden ist. Einhergehend mit der im September zu beobachtenden, südostwärtigen Auslenkung des EUCs zeigt sich im ECCO-Modell vor der afrikanischen Küste eine polwärtige Randströmung, die sich im Oktober noch weiter verstärkt und dann in den folgenden Monaten langsam verschwindet. Für das SODA-Modell ist zwar im September bis etwa $7^{\circ}30'S$ eine südostwärtige Strömung erkennbar, jedoch läßt sich hier keine polwärtige Strömung entlang der Küste beobachten. Im Oktober weist der EUC für beide Modelle seine größte räumliche Ausdehnung auf und schwächt sich in den beiden folgenden Monaten deutlich ab, wobei auch hier größere Differenzen zwischen den beiden Modellen zu beobachten sind. Im SODA-Modell ist der EUC westlich von etwa 0° deutlich zu erkennen und weist auch größere Geschwindigkeiten auf als im ECCO-Modell, wo sich eine Signatur des EUCs mehr im Osten des Untersuchungsgebietes zeigt.

Mai-August

Der EUC konnte auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ in den Monaten Mai-August, insbesondere im ECCO-Modell, nicht bzw. nur schlecht verfolgt werden. Dabei besteht auch ein möglicher Zusammenhang zwischen dieser Beobachtung und der relativ geringen Isopyknetiefe im äquatorialen Bereich während dieses Zeitraumes (vgl. Abbildungen 6.1, A.13 und A.14). BOURLÈS ET AL. (2002) beobachteten im borealen Sommer 2000, daß der EUC bei 0° vollständig unterhalb der Isopykne $\sigma_0 = 26.25 \text{ kg/m}^3$ lag. Im folgenden werden daher die Monate Mai-August der beiden Modelle zusätzlich auf der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ betrachtet.

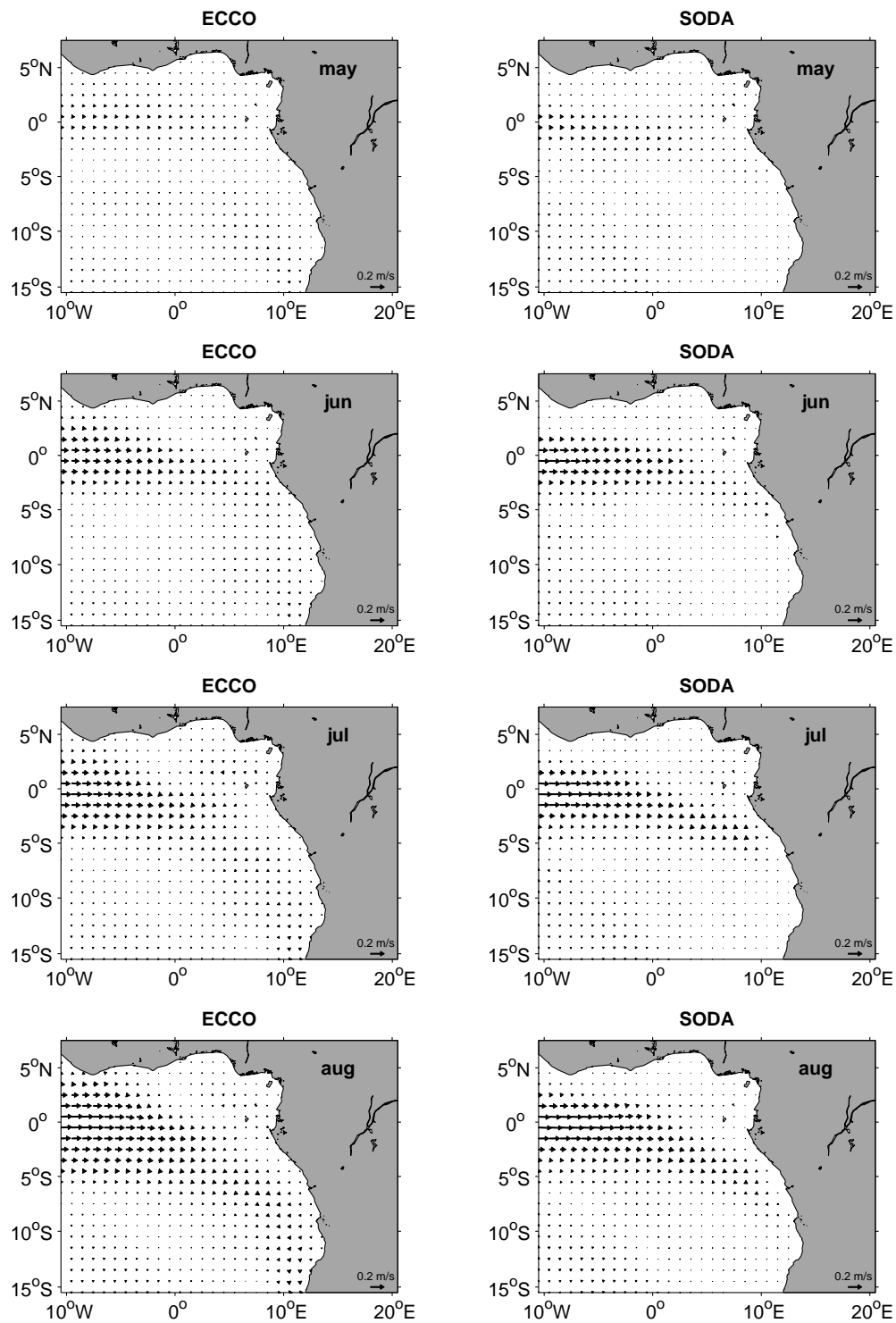


Abbildung 6.6: Mai-August Monatsmittel der absoluten Strömungen im äquatorialen Ostatlantik auf der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts). Die Strömungen des SODA-Modelles wurden auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt.

Anhand von Abbildung 6.6 zeigt sich im Mai auf der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ in beiden Modellen lediglich eine sehr schwache, ostwärtige Signatur am Äquator, die auf den EUC hindeutet. Im Gegensatz dazu ist der EUC im Juni in beiden Modellen deutlich zu erkennen, wobei er sich hauptsächlich westlich von etwa 3°O sowie zwischen $1^\circ 30'\text{N}$ und $2^\circ 30'\text{S}$ beobachten läßt. Die maximalen Geschwindigkeiten liegen hier bei 0.10 m/s (ECCO) bzw. 0.15 m/s (SODA) und zudem zeigt sich eine Abschwächung nach Osten hin. Im Juli-August ist für beide Modelle eine weitere Verstärkung des EUCs auf dieser Isopykne festzustellen und es werden hier maximale Geschwindigkeiten um 0.15 m/s (ECCO) bzw. 0.20 m/s (SODA) erreicht.

Insgesamt ergeben sich damit in beiden Modellen Hinweise darauf, daß der EUC im Mai nur relativ schwach ausgeprägt zu sein scheint, da er auch auf der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$ lediglich ein schwaches Signal zeigt. Im Gegensatz dazu läßt sich der EUC im Juni-August auf dieser Isopykne gut verfolgen, wobei sich zudem für diese Monate im Bereich des EUCs eine geringere Tiefe der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ als im Mai beobachten läßt (Abbildungen A.13 und A.14).

6.2 Transporte

Es werden zunächst kurz die Jahresmittel der Zonalgeschwindigkeit im äquatorialen Bereich entlang zweier Meridionalschnitte, bei $9^\circ 30'\text{W}$ sowie bei $2^\circ 30'\text{O}$, für das ECCO-Modell und das SODA-Modell diskutiert. Im folgenden werden dann zur Untersuchung der saisonalen Variabilität des EUCs Transportzeitserien für diese beiden Meridionalschnitte betrachtet, wobei neben den absoluten auch die auf 500 m referenzierten, geostrophischen Transporte der beiden Modelle herangezogen werden, da anhand von theoretischen Studien Anzeichen für eine geostrophische Balance des EUCs gefunden wurden (VIANNA UND DE MENEZES (2003)).

Jahresmittel

In Abbildung 6.7 sind die Jahresmittel der Zonalgeschwindigkeit bei $9^\circ 30'\text{W}$ sowie bei $2^\circ 30'\text{O}$ jeweils für das ECCO-Modell und für das SODA-Modell dargestellt.

Das ECCO-Modell zeigt den EUC bei $9^\circ 30'\text{W}$ am Äquator, wobei sein Stromkern in etwa 70 m Tiefe zu beobachten ist ($> 0.1 \text{ m/s}$). Weiterhin erkennt man hier, daß sich der größte Teil des EUCs zwischen 2°S und 2°N sowie im Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ befindet. Südlich des Äquators kann an der Oberfläche eine westwärtige Strömung festgestellt

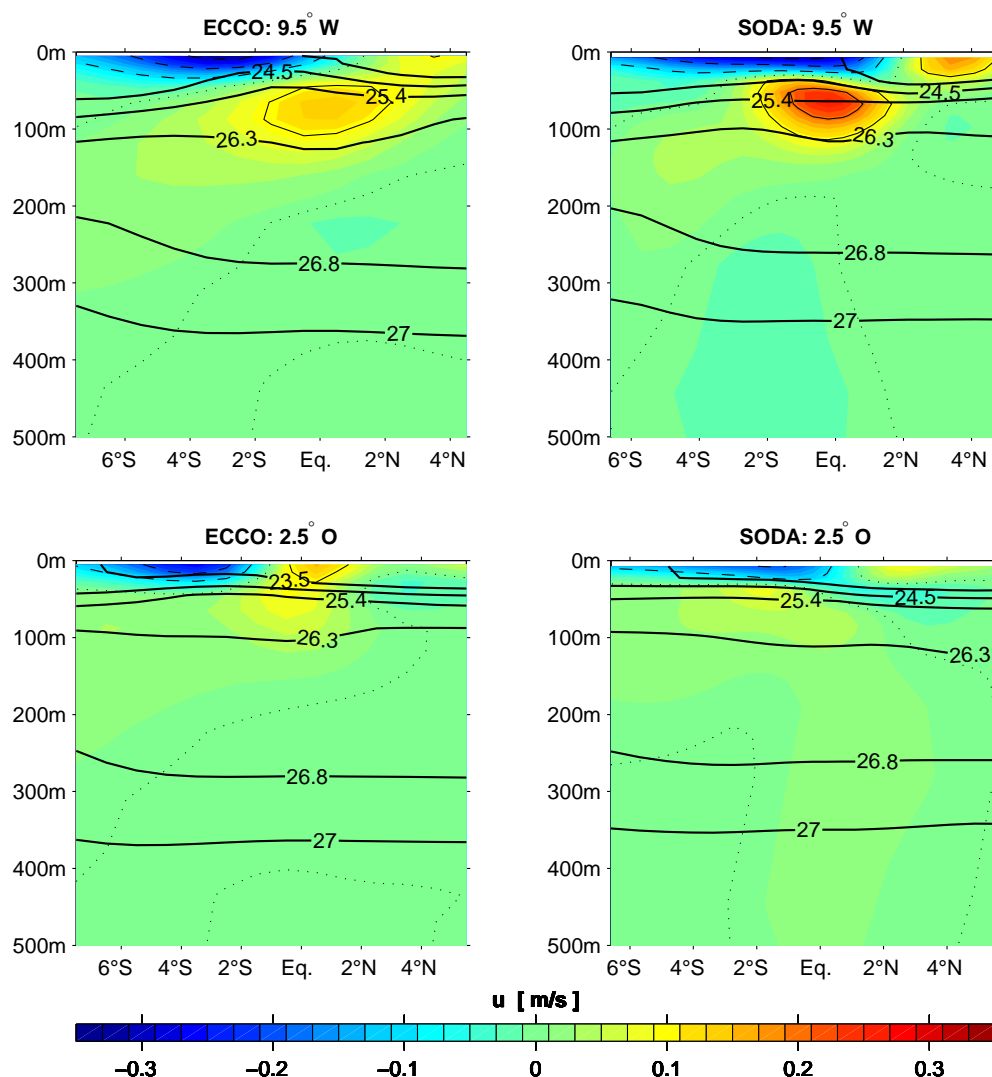


Abbildung 6.7: Jahresmittel der Zonalgeschwindigkeit der oberen 500 m bei 9°30'W (oben) und bei 2°30'O (unten) zwischen 7°30'S und der Küste, jeweils für das ECCO-Modell (links) und das SODA-Modell (rechts). Die Tiefen der Isopyknen $\gamma_n = 23.5, 24.5, 25.4, 26.3, 26.8, 27.0$ kg/m³ sind eingezeichnet.

werden, die sich mit dem eSEC assoziieren läßt. Am Nordrand dieses Schnittes finden sich zudem Anzeichen für eine ostwärtige Oberflächenströmung, wobei es sich wahrscheinlich um den GC handelt. Das SODA-Modell zeigt den EUC bei 9°30'W ebenfalls am Äquator, wobei sein Stromkern auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4$ kg/m³ (~ 70 m) zu beobachten ist. Die maximale Geschwindigkeit des EUCs liegt hier bei mehr als 0.2 m/s und ist damit deutlich größer als für das ECCO-Modell bei 9°30'W gefunden wurde. Der EUC des SODA-Modelles liegt hauptsächlich zwischen etwa 2°30'S und 2°N sowie im Dichtebereich $\gamma_n = 24.5 - 26.3$ kg/m³. Zudem lassen sich auch für dieses Modell eine westwärtige und eine ostwärtige Oberflächenströmung beobachten, wobei sich aber im Vergleich zum ECCO-

Modell die westwärtige Strömung weiter nach Norden erstreckt (2°N) und die ostwärtige Randströmung stärker ausgeprägt ist.

Bei $2^\circ30'\text{O}$ erkennt man für beide Modelle deutliche Unterschiede zu der Situation bei $9^\circ30'\text{W}$. Das ECCO-Modell zeigt hier einen schmaleren ($1^\circ30'\text{S} - 0^\circ30'\text{N}$) und schwächeren EUC ($< 0.1 \text{ m/s}$), der hauptsächlich zwischen den Isopyknen $\gamma_n = 23.5 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ nachzuweisen ist. Weiterhin beobachtet man oberhalb des EUCs eine ostwärtige Strömung sowie südlich des EUCs eine westwärtige Oberflächenströmung. Im Gegensatz zu $9^\circ30'\text{W}$ finden sich am Nordrand des Schnittes keine Anzeichen für eine ostwärtige Randströmung. Das SODA-Modell zeigt bei $2^\circ30'\text{O}$ eine noch deutlichere Abschwächung des EUCs als für das ECCO-Modell festzustellen war. Der EUC ist im SODA-Modell bei $2^\circ30'\text{O}$ etwa zwischen $0^\circ30' - 3^\circ\text{S}$ zu erkennen, wobei er im Dichtebereich $\gamma_n = 24.5 - 25.4 \text{ kg/m}^3$ noch Geschwindigkeiten um 0.05 m/s aufweist. Im Gegensatz zum ECCO-Modell zeigt sich oberhalb des EUCs wie bei $9^\circ30'\text{W}$ eine westwärtige Strömung und am Nordrand ergeben sich auch anhand des SODA-Modelles wenige Hinweise auf eine ostwärtige Strömung.

Insgesamt erkennt man damit anhand der Jahresmittel eine deutliche Abschwächung des EUCs von Westen nach Osten, wobei der EUC im SODA-Modell am Westrand stärker ausgeprägt ist als im ECCO-Modell. Im Gegensatz dazu findet sich jedoch im ECCO-Modell bei $2^\circ30'\text{O}$ eine deutlichere Signatur des EUCs und es ergaben sich bereits anhand der Verfolgung des EUCs auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ Hinweise auf einen im Vergleich zum ECCO-Modell im Osten schwächeren EUC des SODA-Modelles.

Saisonale Variabilität

Zur Betrachtung der saisonalen Variabilität werden Transportabschätzungen für den Tiefbereich oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ sowie insbesondere auch für den Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ vorgenommen. In Abbildung 6.8 sind die ostwärtigen Transporte des EUCs im Jahresverlauf für das ECCO-Modell und für das SODA-Modell jeweils bei $9^\circ30'\text{W}$ sowie bei $2^\circ30'\text{O}$ dargestellt.

Bei $9^\circ30'\text{W}$ zeigt sich für das ECCO-Modell ein Maximum im August-Oktober sowie für das SODA-Modell im September und dabei finden sich für das SODA-Modell oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ deutlich größere Transporte als für das ECCO-Modell (SODA: $\sim 25 \text{ Sv}$; ECCO: $\sim 18 \text{ Sv}$). Beide Modelle weisen ein relatives Maximum im Januar auf, wo für das ECCO-Modell die größeren Transporte zu beobachten sind. Damit sind die Unterschiede zwischen den Maxima des EUCs im ECCO-Modell nicht so deutlich ausgeprägt wie sie für das SODA-Modell zu beobachten sind. Im Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ zeigen die Modelle eine vergleichbare Größenordnung der Transporte mit einem deutlichen Maximum im borealen Sommer/Herbst. Das ECCO-Modell

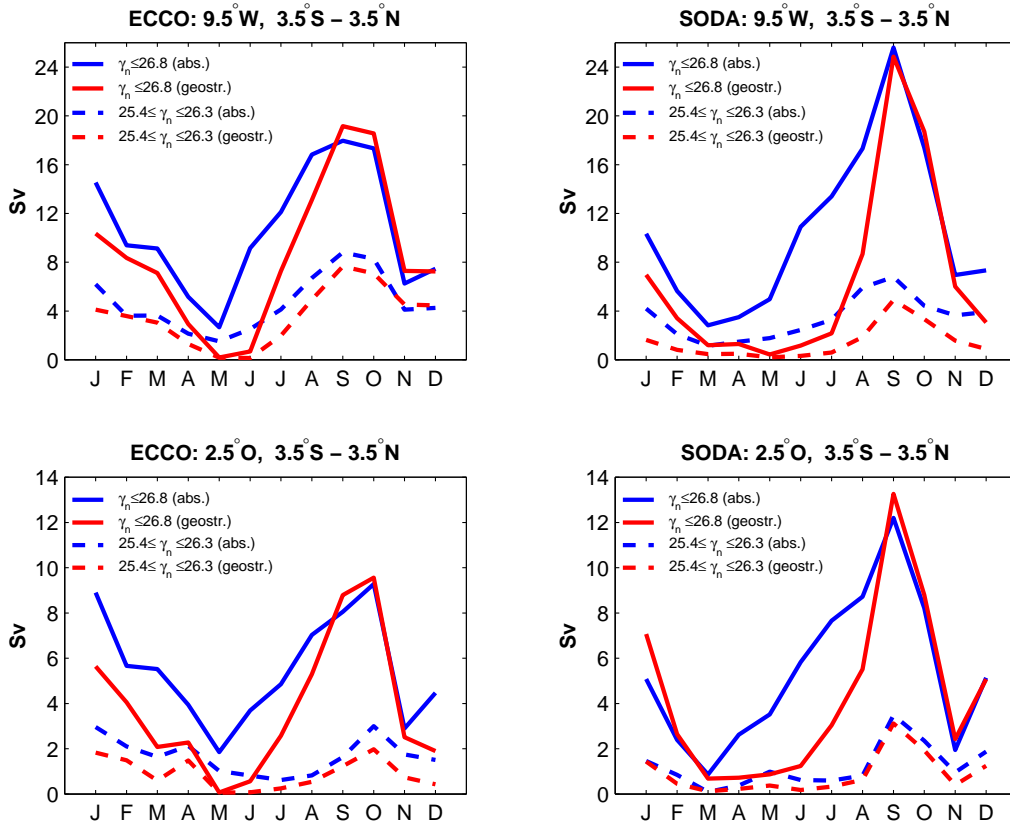


Abbildung 6.8: Ostwärtige Transporte (absolute Transporte: blau, geostrophische Transporte: rot) bei $9^{\circ}30'W$ (oben) und bei $2^{\circ}30'O$ (unten) zwischen $3^{\circ}30'S$ und $3^{\circ}30'N$ für das ECCO-Modell (links) und für das SODA-Modell (rechts). Die Transporte wurden oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ (durchgezogene Linien) sowie für den Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ (gestrichelte Linien) berechnet.

weist für das Maximum dieses Dichtebereiches Werte von 8.8 Sv bzw. 6.7 Sv auf und für das SODA-Modell finden sich hier Werte von 7.7 Sv bzw. 4.9 Sv. Damit entfällt zum Zeitpunkt des Maximums für das ECCO-Modell in etwa die Hälfte des EUC-Transportes auf den Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$, wohingegen dieser Anteil für das SODA-Modell geringer ausfällt. Weiterhin läßt sich für das ECCO-Modell ein Minimum des Transportes, oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$, im Mai beobachten und das SODA-Modell zeigt für diesen Tiefenbereich ein Minimum des absoluten Transportes im März.

Bei $2^{\circ}30'O$ beobachtet man für beide Modelle eine deutliche Reduzierung der Transporte und die Modelle weisen hier ihre Maxima im Januar und Oktober (ECCO) bzw. im Januar und September (SODA) auf. Im borealen Sommer/Herbst finden sich oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ maximale Transporte von etwa 9.4 Sv für das ECCO-Modell sowie von 12.2 Sv bzw. 13.3 Sv für das SODA-Modell. Es sind auch für den Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ deutlich kleinere Werte als bei $9^{\circ}30'W$ zu verzeichnen und im

borealen Sommer/Herbst ergeben sich für das ECCO-Modell maximale Transporte von 3.0 Sv bzw. 2.0 Sv und für das SODA-Modell von 3.5 Sv bzw. 3.1 Sv. Zudem läßt sich auch bei 2°30'O für das ECCO-Modell ein Minimum im Mai sowie für das SODA-Modell im März erkennen.

Die absoluten und geostrophischen Transporte zeigen insgesamt eine relativ gute Übereinstimmung, wobei jedoch in den Monaten Juni-August, insbesondere für das SODA-Modell, beträchtliche Unterschiede auftreten. Der Anteil der Transportdifferenzen fällt für den Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ kleiner aus und verringert sich auch, im Vergleich zu 9°30'W, bei 2°30'O. Der größte Teil der zu beobachtenden Unterschiede zwischen den absoluten und geostrophischen Transporten ist wahrscheinlich auf die windgetriebene Strömung zurückzuführen und hierauf weist auch die Verringerung der Transportdifferenzen im Dichtebereich $\gamma_n = 25.4 - 26.3 \text{ kg/m}^3$ hin.

Der Vergleich zwischen den absoluten und geostrophischen Transporten zeigt, daß die im äquatorialen Bereich verwendete Approximation insgesamt gerechtfertigt ist und die saisonale Variabilität des EUCs relativ gut mit der geostrophischen Approximation aufgelöst werden kann.

6.3 Äquatoriales Upwelling und Küstenauftrieb

Es zeigte sich sowohl anhand der Verfolgung des EUCs auf Isopyknen als auch anhand der Transportzeitserien eine saisonale Variabilität des EUCs sowie eine Abschwächung nach Osten hin. Zudem ergaben sich Hinweise auf einen möglichen Zusammenhang des EUCs mit polwärtigen Strömungen entlang der afrikanischen Westküste.

Am Westrand des Untersuchungsgebietes läßt sich anhand der Jahresmittel des Windstresses (Abbildung 6.9) übereinstimmend beobachten, daß der Südostpassat hier den Äquator überquert. Im Gegensatz dazu zeigt sich am Äquator nach Osten hin eine Umkehrung der zonalen Windstresskomponente. Dabei bewirken die im Westen des Untersuchungsgebietes zu beobachtenden Ostwinde eine Ekmandivergenz, da der Ekmantransport aufgrund der Corioliskraft nördlich des Äquators einen 90°-Winkel zur Rechten der vorherrschenden Windrichtung bildet und auf der Südhemisphäre zur Linken. Diese Oberflächendivergenz führt zu äquatorialem Upwelling, wohingegen die westlicheren Winde im Osten des Beckens eine Ekmankonvergenz sowie ein damit einhergehendes Downwelling begünstigen.

Vor der afrikanischen Westküste weist der Südostpassat auf der Südhemisphäre eine überwiegend äquatorwärtige Richtung auf, wobei in diesem Bereich für die NCEP/NCAR-Reanalysen und das ECCO-Modell größere Windstresse als für die ERS-Scatterometerdaten

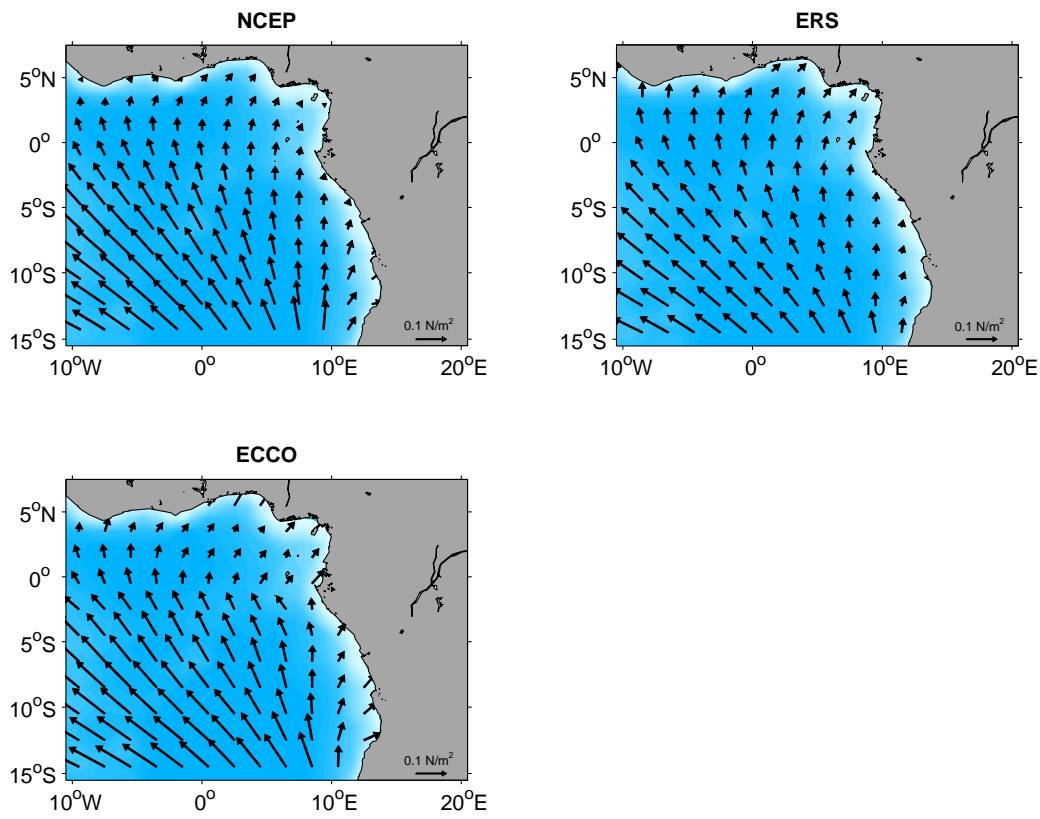


Abbildung 6.9: Jahresmittel des Windstresses im äquatorialen Ostatlantik für die NCEP/NCAR-Reanalysen (oben links), die ERS-Scatterometerdaten (oben rechts) und das ECCO-Modell (unten links). Die Windstresse der ERS-Scatterometerdaten und des ECCO-Modelles wurden auf einem $2^\circ \times 2^\circ$ -Gitter dargestellt.

zu beobachten sind (Abbildung 6.9). Der daraus resultierende Ekmantransport ist auf das Ozeaninnere gerichtet und aufgrund dieses Ekmantransportes kommt es zu einer Absenkung der Meeresoberfläche an der Küste und der sich daraus ergebende Druckgradient bewirkt eine äquatorwärtige, geostrophische Strömung. Das von der Küste wegtransportierte Oberflächenwasser muß jedoch von unten wieder ersetzt werden und folglich kommt es auch vor der afrikanischen Westküste zu Upwelling.

Insgesamt handelt es sich damit sowohl bei der äquatorialen Zone als auch bei der afrikanischen Westküste um Regionen in denen Auftriebsprozesse wichtig sind und daher wird das in diesen Gebieten auftretende Upwelling im Zusammenhang mit dem Verhalten des EUCs im folgenden näher betrachtet.

Auftriebsgeschwindigkeit

Winddaten. In Abbildung 6.10 sind die Ekman-Pumping Geschwindigkeitsfelder aus den Windstressdaten der NCEP/NCAR-Reanalysen, der ERS-Scatterometerdaten sowie des ECCO-Modelles für die Monate Mai und September dargestellt.

Im Mai (Abbildung 6.10, links) zeigen sich auf der Südhemisphäre östlich von etwa 0° für die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten überwiegend positive Geschwindigkeiten, die sich mit Upwelling assoziieren lassen. Im Gegensatz dazu lassen sich hier für das ECCO-Modell positive Geschwindigkeiten hauptsächlich in einem Bereich südlich von 6°S sowie östlich von etwa 5°O beobachten. Weiterhin weisen die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten im küstennahen Bereich keine ausgeprägten Maxima auf und die Geschwindigkeiten liegen hier um etwa $3 \cdot 10^{-6}$ m/s bzw. bei etwas mehr als $1 \cdot 10^{-6}$ m/s. Für das ECCO-Modell zeigt sich dagegen ein deutliches Maximum von mehr als $11 \cdot 10^{-6}$ m/s am südöstlichen Rand des Untersuchungsgebietes und zwischen $4 - 6^\circ\text{S}$ läßt sich ein Minimum ($< -6 \cdot 10^{-6}$ m/s) vor der afrikanischen Küste beobachten. Westlich von etwa 0° lassen sich für die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten überwiegend negative Geschwindigkeiten erkennen, wobei diese jedoch relativ gering sind ($\sim 2 \cdot 10^{-6}$ m/s). Es zeigen sich für das ECCO-Modell im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes zwischen $3 - 5^\circ\text{S}$ relativ stark ausgeprägte, negative Geschwindigkeiten ($< -20 \cdot 10^{-6}$ m/s), wohingegen die negativen Geschwindigkeiten südlich hiervon überwiegend zwischen etwa $2 - 6 \cdot 10^{-6}$ m/s liegen.

Auf der Nordhemisphäre lassen sich im Mai für alle Datensätze hauptsächlich negative Geschwindigkeiten beobachten, wobei die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten nach Osten hin zunehmende Werte aufweisen.

Im September (Abbildung 6.10, rechts) erkennt man für die drei Datensätze auf der Südhemisphäre eine größere, westwärtige Ausdehnung der positiven Geschwindigkeiten als im Mai, wobei die geringste Ausdehnung für die NCEP/NCAR-Reanalysen zu beobachten ist (5°W). Die Geschwindigkeiten der NCEP/NCAR-Reanalysen und der ERS-Scatterometerdaten liegen dabei in einer vergleichbaren Größenordnung wie bereits für den Monat Mai vor der afrikanischen Küste gefunden wurden. Weiterhin finden sich hier für das ECCO-Modell zwischen etwa $3 - 4^\circ\text{S}$ sehr große Geschwindigkeiten ($25 \cdot 10^{-6}$ m/s) und am südöstlichen Rand des Untersuchungsgebietes kann wie im Mai ein Maximum ($> 8 \cdot 10^{-6}$ m/s) beobachtet werden. Zudem erkennt man für dieses Modell ein deutliches Minimum ($< -14 \cdot 10^{-6}$ m/s) vor der afrikanischen Küste zwischen etwa $5 - 9^\circ\text{S}$.

Nördlich des Äquators erkennt man im September für die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten vom Ostrand bis etwa 0° bzw. 5°W positive Geschwindigkeiten, wohingegen das ECCO-Modell positive Geschwindigkeiten hauptsächlich in einem Bereich um 0° aufweist.

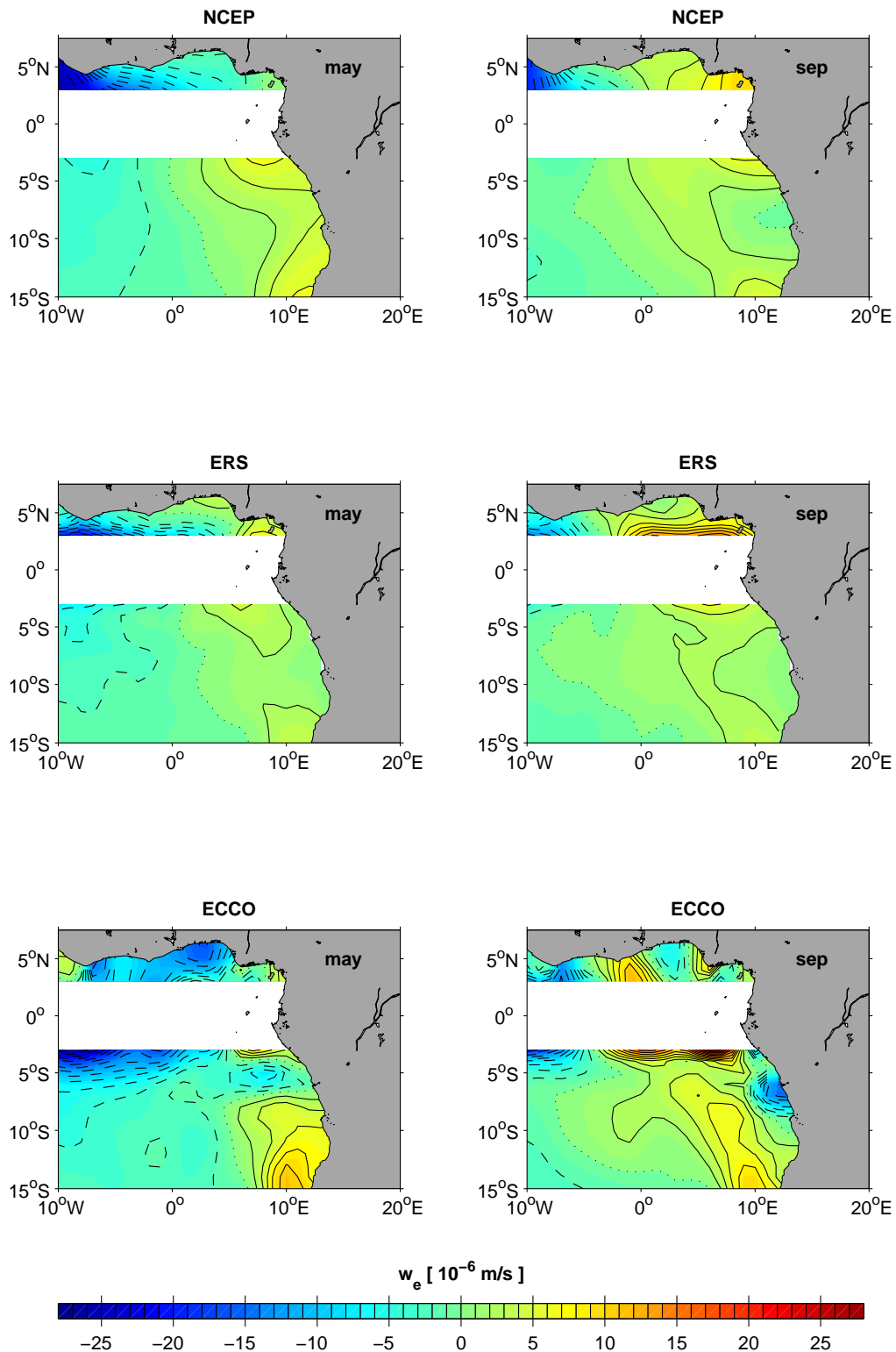


Abbildung 6.10: Ekman-Pumping Geschwindigkeitsfelder aus den Windstressdatensätzen der NCEP/NCAR-Reanalysen (oben), der ERS-Scatterometerdaten (mitte) und des ECCO-Modelles (unten) im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Mai (links) und September (rechts).

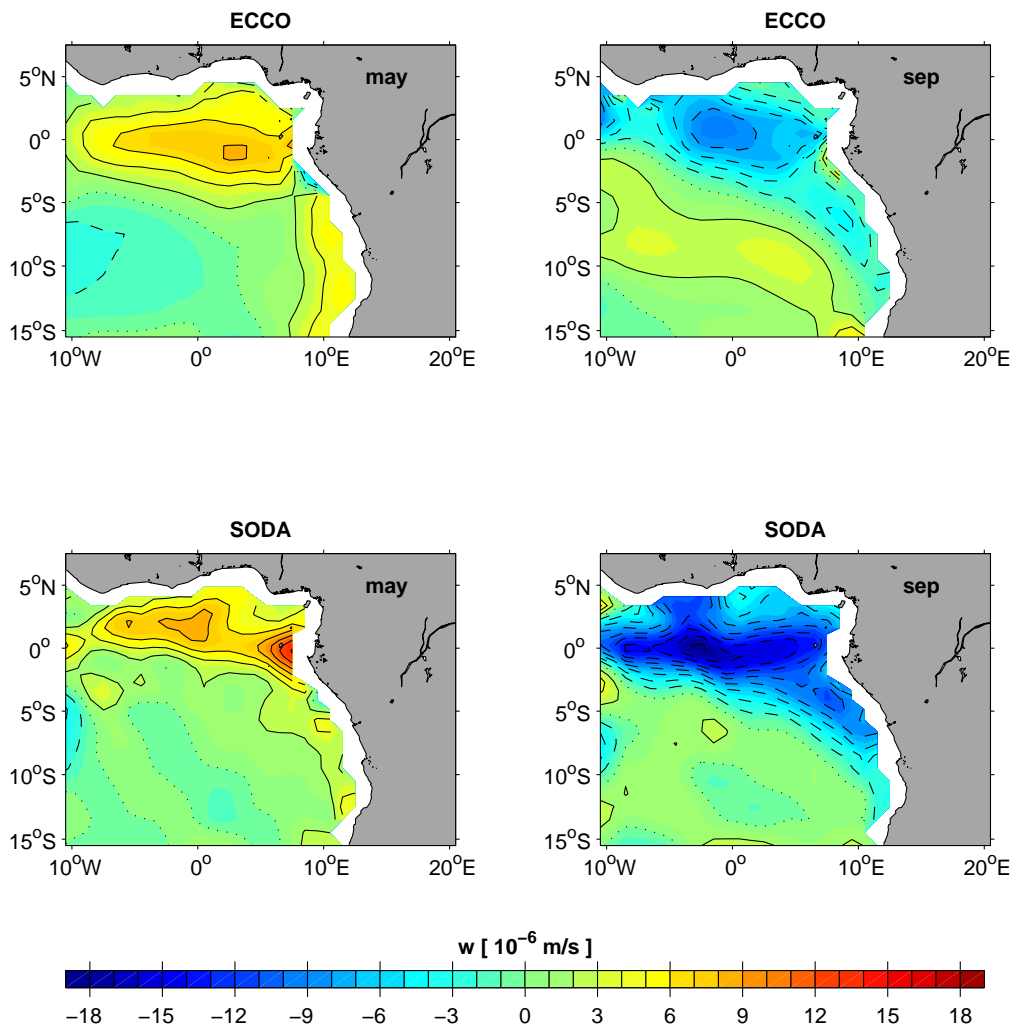


Abbildung 6.11: Auftriebsgeschwindigkeitsfelder an der Untergrenze der siebten Schicht (138.75 m) des ECCO-Modelles (oben) sowie an der Untergrenze der elften Schicht (174 m) des SODA-Modelles (unten) im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Mai (links) und September (rechts).

Modelle. Die Auftriebsgeschwindigkeitsfelder des ECCO-Modelles und des SODA-Modelles, die über die Kontinuitätsgleichung sowie eine anschließende Integration bestimmt wurden, sind für die Monate Mai und September in Abbildung 6.11 dargestellt.

Im Mai (Abbildung 6.11, links) weisen die Auftriebsgeschwindigkeiten der beiden Modelle, insbesondere nördlich von etwa 5°S , deutliche Unterschiede auf. Für das ECCO-Modell lassen sich im äquatorialen Bereich positive Geschwindigkeiten beobachten, die sich von der afrikanischen Küste nach Westen hin abschwächen. Dabei finden sich am Äquator östlich von etwa 7°W Werte von mehr als $6 \cdot 10^{-6}$ m/s und diese deuten auf äquatoriales Upwelling

hin. Im Gegensatz dazu erkennt man für das SODA-Modell ein ausgeprägtes Maximum ($> 14 \cdot 10^{-6}$ m/s) am Äquator unmittelbar vor der Ostküste und es zeigen sich positive Geschwindigkeiten, im Gegensatz zum ECCO-Modell, eher nördlich des Äquators. Weiterhin können für beide Modelle südlich des Äquators vor der afrikanischen Küste überwiegend positive Geschwindigkeiten beobachtet werden, die sich mit einem Küstenauftrieb assoziieren lassen. Dabei zeigt sich jedoch für das ECCO-Modell eine deutlichere Ausprägung dieser positiven Geschwindigkeiten. Insgesamt lassen sich die Regionen mit positiven Geschwindigkeiten für beide Modelle gut anhand der $2 \cdot 10^{-6}$ m/s - Kontur eingrenzen, wobei diese in etwa küstenparallel verläuft. Außerhalb dieser Kontur sind dann überwiegend geringe, negative Geschwindigkeiten zu beobachten ($-2 \cdot 10^{-6} < w < 0$ m/s).

Im September (Abbildung 6.11, rechts) läßt sich eine deutliche Veränderung gegenüber der zuvor beobachteten Situation im Mai feststellen. Auf der Nordhemisphäre erkennt man für beide Modelle überwiegend negative Geschwindigkeiten und südlich des Äquators lassen sich vor der Westküste Afrikas ebenfalls hauptsächlich negative Geschwindigkeiten beobachten und damit ergeben sich in diesen Bereichen Hinweise auf ein vorherrschendes Downwelling. Für das ECCO-Modell erkennt man das Minimum am Äquator bei etwa 0° ($< -8 \cdot 10^{-6}$ m/s) und für das SODA-Modell liegt das Minimum ebenfalls am Äquator jedoch bei etwa 3°W ($< -16 \cdot 10^{-6}$ m/s). Diese Bereiche negativer Geschwindigkeiten können für beide Modelle gut durch die $-2 \cdot 10^{-6}$ m/s - Kontur eingegrenzt werden, wobei außerhalb dieser Kontur überwiegend geringe, positive Geschwindigkeiten auftreten ($0 < w < 2 \cdot 10^{-6}$ m/s). Insgesamt sind im September die negativen Geschwindigkeiten für das SODA-Modell stärker ausgeprägt als für das ECCO-Modell und im äquatorialen Bereich beobachtet man für das SODA-Modell auch eine größere, westwärtige Ausbreitung dieser Geschwindigkeiten.

Auf der Südhemisphäre ergeben sich damit für das Auftriebsgebiet vor der Westküste Afrikas deutliche Unterschiede zwischen den Windstressdatensätzen und den Modellen. Die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten zeigen in diesem Bereich für die beiden betrachteten Monate überwiegend positive Geschwindigkeiten, wobei sich diese im borealen Sommer von der afrikanischen Küste weiter nach Westen hin ausbreiten. Das Ekman-Pumping Geschwindigkeitsfeld des ECCO-Modelles weist im Mai ein deutliches Maximum am südöstlichen Rand des Untersuchungsgebietes auf sowie nördlich davon ein Minimum. Es konnte aber auch für diesen Datensatz im September eine größere, westwärtige Ausdehnung der positiven Geschwindigkeiten beobachtet werden und im borealen Sommer wurde zudem ein deutlich ausgeprägteres Minimum vor der Ostküste gefunden. Die Auftriebsgeschwindigkeitsfelder der beiden Modelle zeigen dagegen vor der afrikanischen Küste im borealen Frühling positive sowie im borealen Sommer negative Geschwindig-

keiten und diese Richtungsumkehr der Geschwindigkeiten ist ebenfalls im äquatorialen Bereich zu beobachten. Damit lassen diese Geschwindigkeitsfelder auf ein ausgeprägtes, saisonales Verhalten in den Upwelling Gebieten am Äquator sowie auch vor der afrikanischen Westküste schließen, wohingegen insbesondere die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten im küstennahen Bereich lediglich geringe Anzeichen einer saisonalen Variabilität aufweisen.

Weiterhin konnten jedoch für die Windstressdatensätze auf der Nordhemisphäre deutliche Unterschiede zwischen den beiden Zeiträumen beobachtet werden, wobei hier im borealen Frühling überwiegend negative Geschwindigkeiten gefunden wurden und dem gegenüber zeigte sich im September insgesamt eine Zunahme der Geschwindigkeiten. Im Gegensatz dazu weisen im Mai sowohl das ECCO-Modell wie auch das SODA-Modell nördlich von etwa 5°S überwiegend positive Auftriebsgeschwindigkeiten auf und im borealen Sommer sind diese dann überwiegend negativ. Damit lassen sich auch auf Nordhemisphäre deutliche Differenzen zwischen den Ekman-Pumping Geschwindigkeitsfeldern der Windstressdatensätze und den Auftriebsgeschwindigkeitsfeldern der beiden Modelle erkennen.

Auftriebstransporte

Zur genaueren Untersuchung der saisonalen Variabilität werden im folgenden die Auftriebstransporte in den Upwelling Gebieten am Äquator und vor der afrikanischen Küste betrachtet. Dabei werden insbesondere auch die Ekmandivergenzen der NCEP/NCAR-Reanalysen, der ERS-Scatterometerdaten sowie des ECCO-Modelles herangezogen.

Äquatoriales Upwelling. Die Ekmandivergenzen, die im Untersuchungsgebiet zwischen 3°S und 3°N berechnet wurden, zeigen für die NCEP/NCAR-Reanalysen, die ERS-Scatterometerdaten sowie das ECCO-Modell zwar ein überwiegend vergleichbares Verhalten, jedoch erkennt man für das ECCO-Modell insgesamt eine deutlich größere Amplitude (Abbildung 6.12, links).

Es kann für alle drei Datensätze übereinstimmend das Hauptmaximum im Mai beobachtet werden und hier liegen die Transporte bei 5.5 Sv (NCEP), 6.1 Sv (ERS) sowie 13.9 Sv (ECCO). Damit ist die Amplitude des ECCO-Modelles zum Zeitpunkt des Maximums mehr als doppelt so groß wie die der anderen beiden Datensätze. Zudem zeigt sich für die Monate September-Oktober (NCEP) bzw. August-Oktober (ERS; ECCO) eine Ekman-konvergenz, wobei das ECCO-Modell auch hier deutlich größere Absolutwerte aufweist. Im November erkennt man dann für die NCEP/NCAR-Reanalysen und das ECCO-Modell ein relatives Maximum, wohingegen für die ERS-Scatterometerdaten ein solches erst im

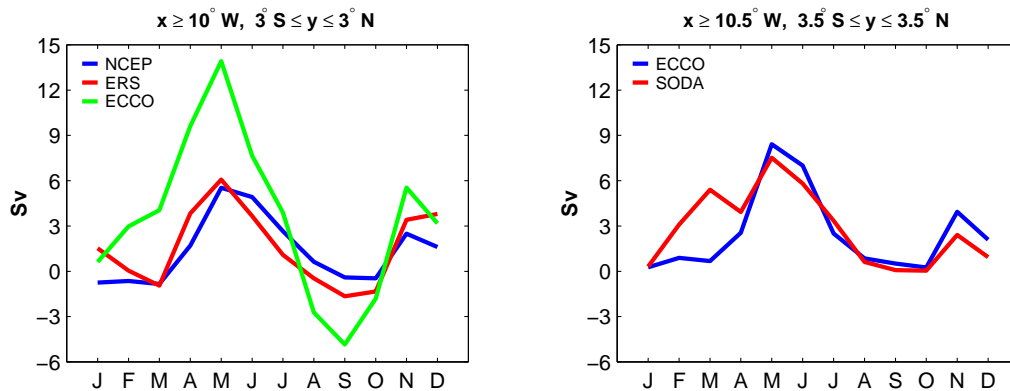


Abbildung 6.12: Ekmandivergenzen, zwischen 3°S und 3°N , östlich von 10°W (links) aus den Windstressdatensätzen der NCEP/NCAR-Reanalysen (blau), der ERS-Scatterometerdaten (rot) sowie des ECCO-Modelles (grün) und Auftriebstransporte, zwischen $3^{\circ}30'\text{S}$ und $3^{\circ}30'\text{N}$ sowie östlich von $10^{\circ}30'\text{W}$, (rechts) für das ECCO-Modell (blau) sowie für das SODA-Modell (rot).

Dezember zu beobachten ist. Weiterhin zeigt sich für die NCEP/NCAR-Reanalysen eine Ekmankonvergenz in den Monaten Januar-März und für die ERS-Scatterometerdaten findet sich im März ebenfalls eine Konvergenz. Im Gegensatz dazu läßt sich für das ECCO-Modell im ersten Quartal des Jahres keine Ekmankonvergenz beobachten und in diesem Zeitraum ist die Ekmandivergenz im Januar mit einem Wert von 0.6 Sv am kleinsten.

Es lassen sich die beobachteten, erheblichen Amplitudenunterschiede zwischen den NCEP/NCAR-Reanalysen sowie den ERS-Scatterometerdaten und dem ECCO-Modell anhand eines Hovmöller Diagrammes der Ekmandivergenzen verdeutlichen (Abbildung 6.13). Für die NCEP/NCAR-Reanalysen und die ERS-Scatterometerdaten können Ekmandivergenzen vor allem westlich von etwa 2°O beobachtet werden, wobei das Maximum ganzjährig am Westrand des Untersuchungsgebietes zu erkennen ist. Dieses Verhalten deutete sich auch bereits anhand der Jahresmittel des Windstress (Abbildung 6.9) an, die in diesem Bereich den Südostpassat und nach Osten hin eher westlichere Winde zeigten. Da die Divergenzen dieser beiden Datensätze jedoch größere Absolutwerte als die Konvergenzen aufweisen (NCEP: 1.2 Sv zu -0.6 Sv ; ERS: 0.7 Sv zu -0.4 Sv), ergeben sich bei einer Integration vom Westrand des Untersuchungsgebietes bis zur Westküste Afrikas überwiegend Nettodivergenzen (vgl. Abbildung 6.12, links), die sich mit äquatorialem Upwelling assoziieren lassen. Das ECCO-Modell zeigt im Gegensatz zu den NCEP/NCAR-Reanalysen und den ERS-Scatterometerdaten, mit Ausnahme der Monate Juli-Oktober, überwiegend Ekmandivergenzen im gesamten Untersuchungsgebiet und zudem beobachtet man hier eine maximale Ekmankonvergenz von 1.4 Sv gegenüber einer maximalen Ekmandivergenz von 1.0 Sv .

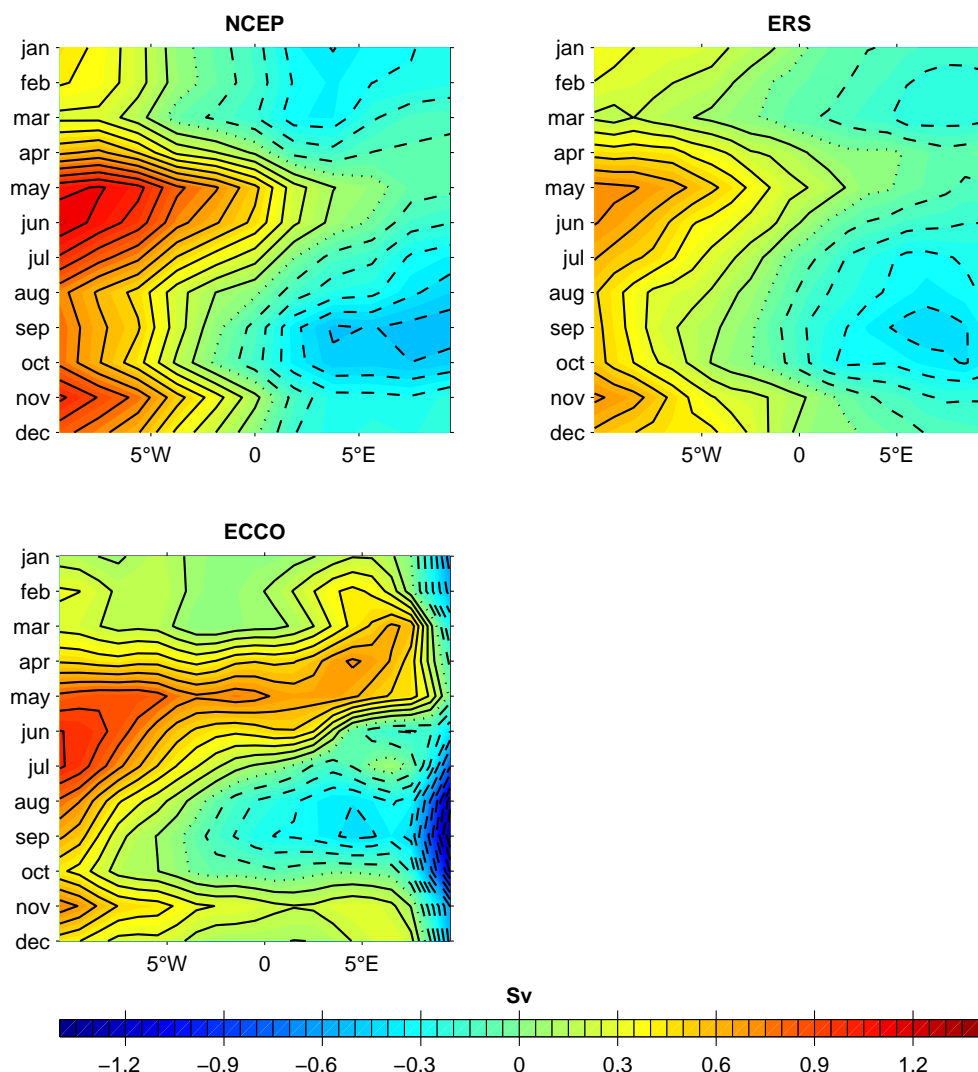


Abbildung 6.13: Hovmöller Diagramme der Ekmandivergenzen, zwischen 3°S und 3°N , östlich von 10°W für die NCEP/NCAR-Reanalysen (links oben), die ERS-Scatterometerdaten (rechts oben) sowie das ECCO-Modell (unten links).

Die Auftriebstransporte der beiden Modelle wurden im Untersuchungsgebiet für den Bereich zwischen $3^{\circ}30'\text{S}$ und $3^{\circ}30'\text{N}$ berechnet und auch diese lassen ein überwiegend vergleichbares Verhalten erkennen, wobei jedoch deutliche Unterschiede in den Monaten Februar und März zu beobachten sind (Abbildung 6.12, rechts). Es zeigt sich sowohl für das ECCO-Modell als auch für das SODA-Modell das Hauptmaximum im Mai und die Transporte betragen zu diesem Zeitpunkt 8.4 Sv (ECCO) bzw. 7.5 Sv (SODA). Es kann für beide Modelle ein Minimum im August-Oktober sowie ein relatives Maximum im November beobachtet werden. Im März erkennt man für das SODA-Modell ein weiteres relatives Maximum, wobei der Transport hier bei 5.4 Sv liegt und im Gegensatz dazu weist das ECCO-Modell zu diesem Zeitpunkt einen Transport von lediglich 0.7 Sv auf.

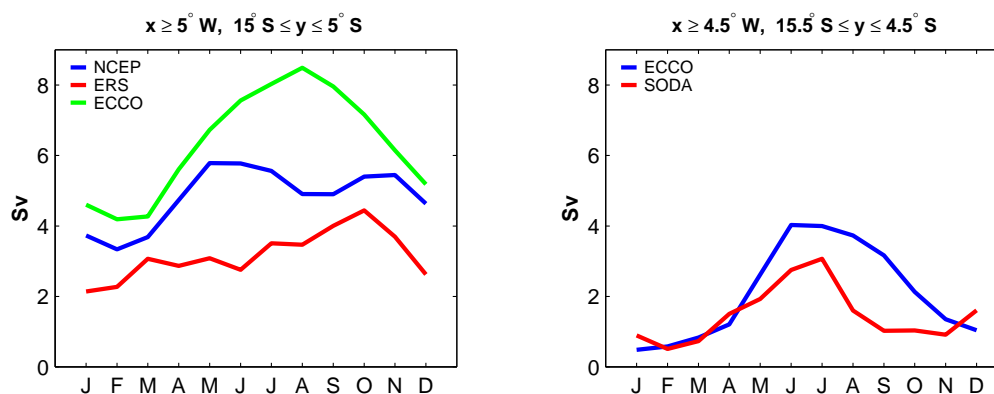


Abbildung 6.14: Küstenauftriebstransporte, östlich von $\sim 5^\circ\text{W}$ und zwischen $\sim 5^\circ - \sim 15^\circ\text{S}$, aus den Windstressdatensätzen der NCEP/NCAR-Reanalysen (blau), der ERS-Scatterometerdaten (rot) und des ECCO-Modelles (grün) [links] sowie für das ECCO-Modell (blau) und das SODA-Modell (rot) [rechts].

Insgesamt zeigen damit die Ekmandivergenzen der verschiedenen Windstressdatensätze und die Auftriebstransporte der beiden Modelle ein übereinstimmendes Hauptmaximum im Mai sowie ein Minimum im August-Oktober. Zudem läßt sich für die Auftriebstransporte der Modelle sowie für die Ekmandivergenzen der NCEP/NCAR-Reanalysen und des ECCO-Modelles ein relatives Maximum im November beobachten, wohingegen die ERS-Scatterometerdaten dieses erst im Dezember erkennen lassen.

Küstenauftrieb. Während die Ekmandivergenzen der verschiedenen Windstressdatensätze ein überwiegend vergleichbares Verhalten zeigten, lassen sich für die Küstenauftriebstransporte der NCEP/NCAR-Reanalysen, der ERS-Scatterometerdaten sowie des ECCO-Modelles, die im Untersuchungsgebiet südlich von 5°S sowie östlich von 5°W berechnet wurden, deutliche Unterschiede erkennen (Abbildung 6.14, links).

Es zeigt sich auch hier wieder, daß die Transporte des ECCO-Modelles teilweise erheblich größere Amplituden aufweisen als für die anderen beiden Datensätze zu beobachten sind. Die NCEP/NCAR-Reanalysen weisen sowohl im Mai-Juni (5.8 Sv) wie auch im Oktober-November (5.4 Sv) relativ große Werte auf und im Februar beträgt der minimale Auftriebstransport dann 3.3 Sv. Für die ERS-Scatterometerdaten findet sich dagegen der größte Auftriebstransport im Oktober (4.4 Sv), gefolgt von einem Minimum im Januar (2.1 Sv). Damit sind die Küstenauftriebstransporte der ERS-Scatterometerdaten insgesamt geringer als die der NCEP/NCAR-Reanalysen und zudem läßt sich für diese beiden Datensätze auch kein ausgeprägter Jahresgang erkennen. Im Gegensatz dazu beobachtet man für das ECCO-Modell ein deutliches Maximum im August (8.5 Sv) sowie ein Minimum im

Februar-März (4.2 Sv).

Das ECCO-Modell und das SODA-Modell weisen für die Küstenauftriebstransporte im Untersuchungsgebiet südlich von $4^{\circ}30'S$ sowie östlich von $4^{\circ}30'W$ ebenfalls einige deutliche Unterschiede auf (Abbildung 6.14, rechts). Es läßt sich für das ECCO-Modell ein Maximum im Juni-Juli (4.0 Sv) beobachten und für das SODA-Modell erkennt man einen maximalen Auftriebstransport im Juli (3.1 Sv). In den folgenden Monaten zeigt sich für das ECCO-Modell eine Reduzierung der Transporte und im Januar wird dann mit 0.5 Sv der geringste Wert erreicht. Im Gegensatz dazu beobachtet man für das SODA-Modell im August zwar zunächst ebenfalls einen Abfall des Auftriebstransportes, jedoch stabilisiert sich dieser in den folgenden drei Monaten bei etwa 1 Sv. Danach erkennt man einen leichten Anstieg des Transportes im Dezember, gefolgt von einer erneuten Transportreduzierung in den Monaten Januar und Februar.

Insgesamt zeigen sich für den Küstenauftrieb deutliche Unterschiede zwischen den betrachteten Datensätze, wohingegen für den äquatorialen Auftrieb ein überwiegend übereinstimmendes Verhalten beobachtet werden konnte. Es ergibt sich jedoch für die beiden Datensätze des ECCO-Modelles, mit einer Zeitverschiebung von etwa 1-2 Monaten, eine vergleichbare zeitliche Entwicklung, wobei die Auftriebstransporte aus den Windstressdaten deutlich größere Werte aufweisen. Weiterhin finden sich anhand der Küstenauftriebstransporte der NCEP/NCAR-Reanalysen sowie der ERS-Scatterometerdaten wenige Hinweise auf ein saisonales Verhalten, wohingegen für die Datensätze der Modelle ein deutliches Maximum im Sommer zu beobachten ist. Dabei deuteten sich diese Unterschiede bereits anhand der zuvor betrachteten Ekman-Pumping Geschwindigkeitsfelder sowie der Auftriebsgeschwindigkeitsfelder der Modelle an, da weder die NCEP/NCAR-Reanalysen noch die ERS-Scatterometerdaten im küstennahen Bereich deutliche Anzeichen für eine saisonale Variabilität erkennen ließen.

6.4 Diskussion des EUC-Verhaltens

Die Verfolgung des EUCs auf der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ zeigte im Untersuchungsgebiet in den Monaten Mai-August überwiegend keine eindeutige Signatur dieser Strömung und es wurde, insbesondere in den Monaten Juni-Juli, eine hauptsächlich westwärtige Strömung im Bereich des EUCs beobachtet. Im Gegensatz dazu war der EUC auf der Isopykne $\gamma_n = 26.3 \text{ kg/m}^3$, mit Ausnahme des Monats Mai, deutlich zu erkennen. Dabei weist die Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ in diesem Zeitraum relativ geringe Tiefen im äquatorialen Bereich auf. WEISBERG UND COLIN (1986) beobachteten anhand von verankerten Strömungsmes-

sern am Äquator bei 28°W sowie bei 4°W saisonale Unterschiede in Bezug auf die Tiefe des EUC-Stromkernes und diese Beobachtung wird auch durch die auf den primitiven Gleichungen basierende Simulation von PHILANDER UND PACANOWSKI (1986) bestätigt. Diese Beobachtungen können vermutlich auf den sich im Südwinter verstärkenden Südostpassat zurückgeführt werden (WACONGNE (1989)).

Anhand der Simulation von PHILANDER UND PACANOWSKI (1986) untersuchte WACONGNE (1989) die Auswirkungen dieser sich saisonal verstärkenden Winde. Sie stellte dabei fest, daß die stärkeren Passate zu einer sofortigen Beschleunigung sowie Verdickung der westwärtigen Oberflächenströmung und, durch Reibungseffekte, auch zu einer Verringerung der Geschwindigkeit in den oberen Schichten den EUCs führen. Es kommt zu einem beckenweiten Anstieg der Thermoklinenneigung und der daraus resultierende ostwärtige Druckgradient bewirkt eine Beschleunigung der unteren Schichten des EUCs. Aufgrund des relativ schmalen atlantischen Beckens und der schnellen Anpassung des Dichtefeldes an die verstärkten Winde, stellten WACONGNE UND PITON (1992) fest, daß der Übergangszeitraum dieses Modell-EUCs, zwischen der Reduzierung des ostwärtigen Geschwindigkeitsmaximums und der Beobachtung von Geschwindigkeiten in größerer Tiefe, die mit denen der schwächeren Windperiode vergleichbar sind, lediglich einen Monat beträgt.

Die betrachteten Transportzeitreihen des EUCs zeigten für das ECCO-Modell das Hauptmaximum bei 9°30'W im August-Oktober sowie bei 2°30'O im Oktober und das SODA-Modell weist für diese beiden Meridionalschnitte jeweils einen maximalen Transport im September auf. Es wurde für beide Modelle ein relatives Maximum im Januar gefunden und zudem konnten deutliche Minima im Mai (ECCO) bzw. März (SODA) beobachtet werden. Die Ekmandivergenzen der drei verschiedenen Windstressdatensätze ließen, auch in Übereinstimmung mit den Auftriebstransporten im äquatorialen Bereich der beiden Modelle, einen maximalen Transport im Mai erkennen und für den Auftriebstransport des SODA-Modelles wurde zudem ein relatives Maximum im März gefunden. Im August-Oktober fanden sich Ekmankonvergenzen bzw. lediglich sehr geringe Auftriebstransporte für die beiden Modelle. Der EUC scheint damit in Zeiten eines maximalen, äquatorialen Upwellings am schwächsten ausgeprägt und während eines schwachen, äquatorialen Auftriebs bzw. Downwellings sehr stark zu sein. Weiterhin zeigte sich im Untersuchungsgebiet für beide Modelle eine ganzjährig zu beobachtende, deutliche Reduzierung des EUC-Transportes von Westen nach Osten.

Transportbudgets

Zur weiteren Untersuchung des EUC-Verhaltens im äquatorialen Ostatlantik und insbesondere seines Verbleibs vor der afrikanischen Westküste werden für das ECCO-Modell und das SODA-Modell im folgenden Transportbudgets dreier Boxen, die durch die Meridionalschnitte bei $9^{\circ}30'W$ sowie bei $2^{\circ}30'O$ und die Zonalschnitte bei $\sim 6^{\circ}S$ sowie bei $9^{\circ}30'S$ eingegrenzt werden, herangezogen. Die Transporte werden oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ betrachtet und das Upwelling und Downwelling an der Untergrenze der siebten (ECCO: 138.75 m) bzw. elften (SODA: 174 m) Schicht werden für jede Box angegeben. Die Betrachtung wird für die Monate September und Januar, in denen der EUC am Westrand des Untersuchungsgebietes Maxima aufweist (vgl. Abbildung 6.8, oben), sowie den Monat Mai, in dem ein starkes Upwelling im äquatorialen Bereich beobachtet wurde (vgl. Abbildung 6.12), und für das Jahresmittel durchgeführt.

ECCO-Modell. Im September (Abbildung 6.15, oben links) erhält man für dieses Modell nördlich von $5^{\circ}30'S$ bei $9^{\circ}30'W$ bzw. bei $2^{\circ}30'O$ oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ einen ostwärtigen Transport von 21.0 Sv bzw. 10.8 Sv, wobei der EUC zwischen $3^{\circ}30'S$ und $3^{\circ}30'N$ 18.0 Sv bzw. 8.1 Sv nach Osten transportiert (vgl. Abbildung 6.8, links). Es kann daher vermutet werden, daß sich der EUC entlang des Äquators bis zur afrikanischen Küste ausbreitet und dort scheint ein beträchtlicher Teil des Transportes in südwärtige Strömungen überzugehen (Netto: -3.9 Sv). Es ergeben sich bei $2^{\circ}30'O$ wenige Hinweise auf eine Rezirkulation des EUCs in westwärtigen Strömungen (-1.4 Sv). Vor der afrikanischen Küste ist ein vorherrschendes Downwelling (Netto: -2.8 Sv) zu beobachten und damit finden sich hier keine Anzeichen für eine Versorgung eines Upwellings durch den EUC. Zudem scheint sich ein Teil des EUCs vor $2^{\circ}30'O$ abzuspalten (Netto: -3.0 Sv) und einen Beitrag zu ostwärtigen Strömungen zwischen $5^{\circ}30' - 9^{\circ}30'S$ zu leisten (Netto: 1.4 Sv). Diese ostwärtigen Strömungen können möglicherweise die afrikanische Küste erreichen und dort einen Beitrag zu südwärtigen Randströmen leisten. Zu der ostwärtigen Abschwächung des EUCs zwischen $9^{\circ}30'W$ und $2^{\circ}30'O$ tragen wahrscheinlich neben der möglichen, südwärtigen Abspaltung auch westwärtige Strömungen (-4.4 Sv) bei. Zudem ist in diesem Bereich ein vorherrschendes Downwelling (Netto: -4.8 Sv) zu beobachten. Aufgrund des im Jahresmittel vernachlässigbaren Upwellings zur Schließung der Transportbilanzen (Abbildung 6.15, unten rechts) kann das hier beobachtete Downwelling wahrscheinlich mit einer zeitlichen Volumenänderung assoziiert werden, die durch das Aufsteigen und Absenken der Isopyknen im Jahresverlauf verursacht wird. Diese Volumenänderung trägt im September ebenfalls zu der Reduzierung des EUC-Transportes bei.

Zum Zeitpunkt des relativen EUC-Maximums am Westrand des Untersuchungsgebietes, im Januar (Abbildung 6.15, oben rechts), zeigt sich für den EUC ein ähnliches Verhalten

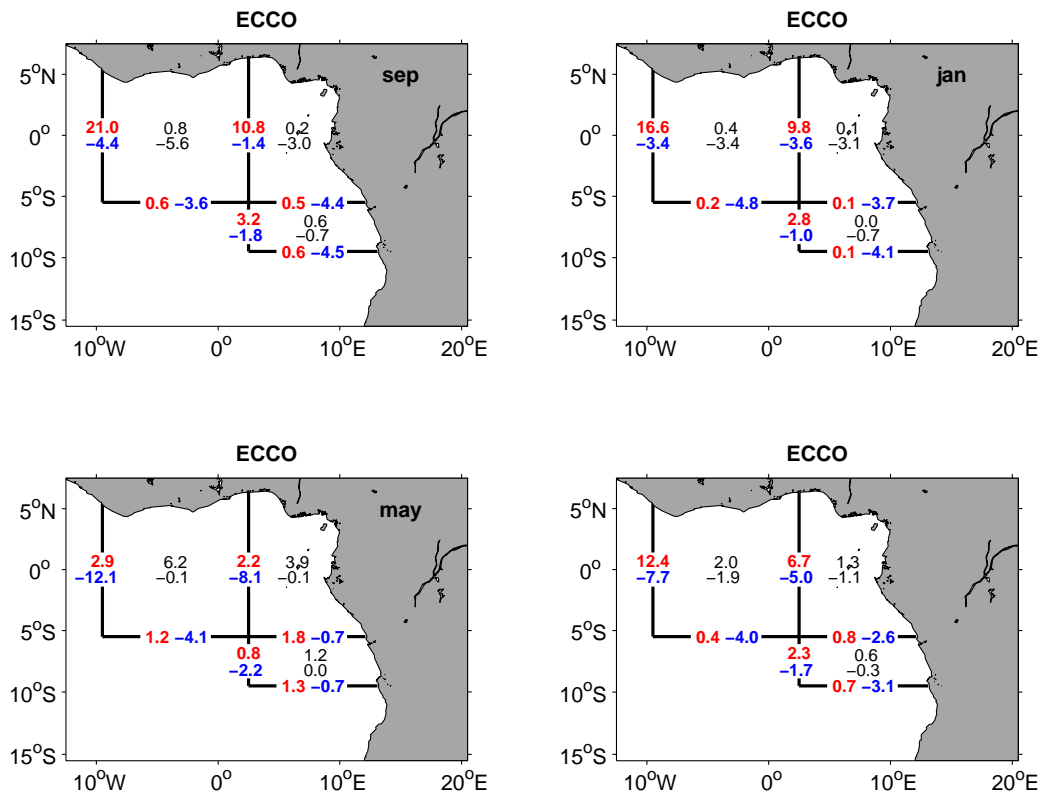


Abbildung 6.15: Transporte, oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$, über die Grenzen der Boxen [ostwärtige und nordwärtige (positiv) Transporte: rot, westwärtige und südwärtige (negativ) Transporte: blau] sowie Upwelling (positiv) und Downwelling (negativ) [schwarz] an der Untergrenze der siebten Schicht (138.75 m) für das ECCO-Modell: September (oben links), Januar (oben rechts), Mai (unten links), Jahresmittel (unten rechts).

wie im September, wobei sich hier jedoch vor der afrikanischen Küste Anzeichen für eine Rezirkulation des EUCs in westwärtigen Strömungen ergeben (-3.6 Sv).

Im Gegensatz zu den Monaten September und Januar finden sich im Mai (Abbildung 6.15, unten links) sowohl bei $9^\circ 30' \text{W}$ als auch bei $2^\circ 30' \text{O}$ nördlich von $5^\circ 30' \text{S}$ nur geringe ostwärtige Transporte von 2.9 Sv bzw. 2.2 Sv, wobei der EUC zwischen $3^\circ 30' \text{S}$ und $3^\circ 30' \text{N}$ einen Transport von 2.7 Sv bzw. 1.9 Sv aufweist (Abbildung 6.8, links). Die westwärtigen Transporte sind hier dagegen sehr stark ausgeprägt (-12.1 Sv bzw. -8.1 Sv) und es zeichnet sich ein vorherrschendes Upwelling ab (Netto: 6.1 Sv). Es lassen sich wahrscheinlich sowohl das deutliche Upwelling als auch die starken, westwärtigen Strömungen hauptsächlich auf den sich im borealen Frühling/Sommer verstärkenden Südostpassat zurückführen (WACONGNE (1989)). Der zu diesem Zeitpunkt sehr schwache EUC scheint in einem Zusammenhang mit dem ausgeprägten Upwelling sowie den verstärkten, westwärtigen Strömungen zu stehen. Im Jahresmittel (Abbildung 6.15, unten rechts) zeigt sich, wie bereits erwähnt wurde,

insgesamt ein schwaches Upwelling und der EUC kann vom Westrand des Untersuchungsgebietes bis in den Bereich der afrikanischen Küste verfolgt werden. Bei $9^{\circ}30'W$ und bei $2^{\circ}30'O$ ergeben sich nördlich von $5^{\circ}30'S$ ostwärtige Transporte von 12.4 Sv bzw. 6.7 Sv und der EUC transportiert zwischen $3^{\circ}30'S$ und $3^{\circ}30'N$ im jährlichen Mittel 10.7 Sv bzw. 5.5 Sv nach Osten. Vor der afrikanischen Küste scheint der größte Teil des EUCs in westwärtigen Strömungen zu rezirkulieren (-5.0 Sv) und allenfalls einen geringen Beitrag zu südwardigen Strömungen (Netto: -1.8 Sv) entlang der Küste zu leisten. Es ergeben sich im Jahresmittel Hinweise auf eine südwardige Abspaltung des EUCs vor $2^{\circ}30'O$ (Netto: -3.6 Sv) und aufgrund der ausgeprägten, westwärtigen Strömungen (-7.7 Sv) im äquatorialen Bereich läßt sich vermuten, daß diese neben der möglichen, südwardigen Abspaltung ebenfalls zu der ostwardigen Abschwächung des EUCs beitragen.

SODA-Modell. Für dieses Modell ergeben sich im September (Abbildung 6.16, oben links) bei $9^{\circ}30'W$ und bei $2^{\circ}30'O$ nördlich von $5.7^{\circ}S$ oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$ ostwardige Transporte von 28.9 Sv bzw. 15.3 Sv, wobei auf den EUC zwischen $3^{\circ}30'S$ und $3^{\circ}30'N$ 25.6 Sv bzw. 12.2 Sv entfallen (vgl. Abbildung 6.8, rechts). Es kann daher wie für das ECCO-Modell zu diesem Zeitpunkt vermutet werden, daß sich der EUC entlang des Äquators bis zur Ostküste ausbreitet und dort einen bedeutenden Beitrag zu südwardigen Strömungen (-5.4 Sv) leistet. Es finden sich bei $2^{\circ}30'O$ wenige Anzeichen für eine Rezirkulation in westwärtigen Strömungen (-1.4 Sv) und aufgrund des ausgeprägten Downwelling (-8.0 Sv) vor der afrikanischen Küste ergeben sich keine Hinweise auf eine Versorgung eines Upwelling durch den EUC. Im Bereich zwischen $9^{\circ}30'W$ und $2^{\circ}30'O$ sowie nördlich von $5.7^{\circ}S$ zeigt sich ebenfalls ein sehr starkes Downwelling (Netto: -11.7 Sv) und es deutet hier wenig auf eine südwardige Abspaltung des EUCs vor $2^{\circ}30'O$ hin (Netto: -1.5 Sv). Im Jahresmittel (Abbildung 6.16, unten rechts) werden für das SODA-Modell zur Schließung der Transportbilanzen nur ein relativ geringes Upwelling bzw. Downwelling benötigt, so daß das hier beobachtete, starke Downwelling wahrscheinlich wie im ECCO-Modell mit einer zeitlichen Volumenänderung assoziiert werden kann. Diese Volumenänderung scheint im September die hauptsächliche Ursache für die Abschwächung des EUCs im SODA-Modell zu sein, da die westwärtigen Transporte auch bei $9^{\circ}30'W$ klein sind (-2.7 Sv).

Im Januar (Abbildung 6.16, oben rechts) breitet sich der EUC vermutlich wie im September entlang des Äquators bis zur afrikanischen Westküste aus. Die Beiträge zu westwärtigen (-1.6 Sv) und südwardigen (Netto: -1.7 Sv) Strömungen scheinen im Bereich der Ostküste gering zu sein, wohingegen im äquatorialen Küstenbereich ein deutliches Downwelling (Netto: -3.3 Sv) zu beobachten ist. Damit ergeben sich auch zu diesem Zeitpunkt keine Anzeichen für einen Beitrag des EUCs zu einem Upwelling vor der Küste. Zwischen $9^{\circ}30'W$ und $2^{\circ}30'O$ deutet wenig auf eine südwardige Abspaltung des EUCs hin (Netto: -1.6 Sv) und die

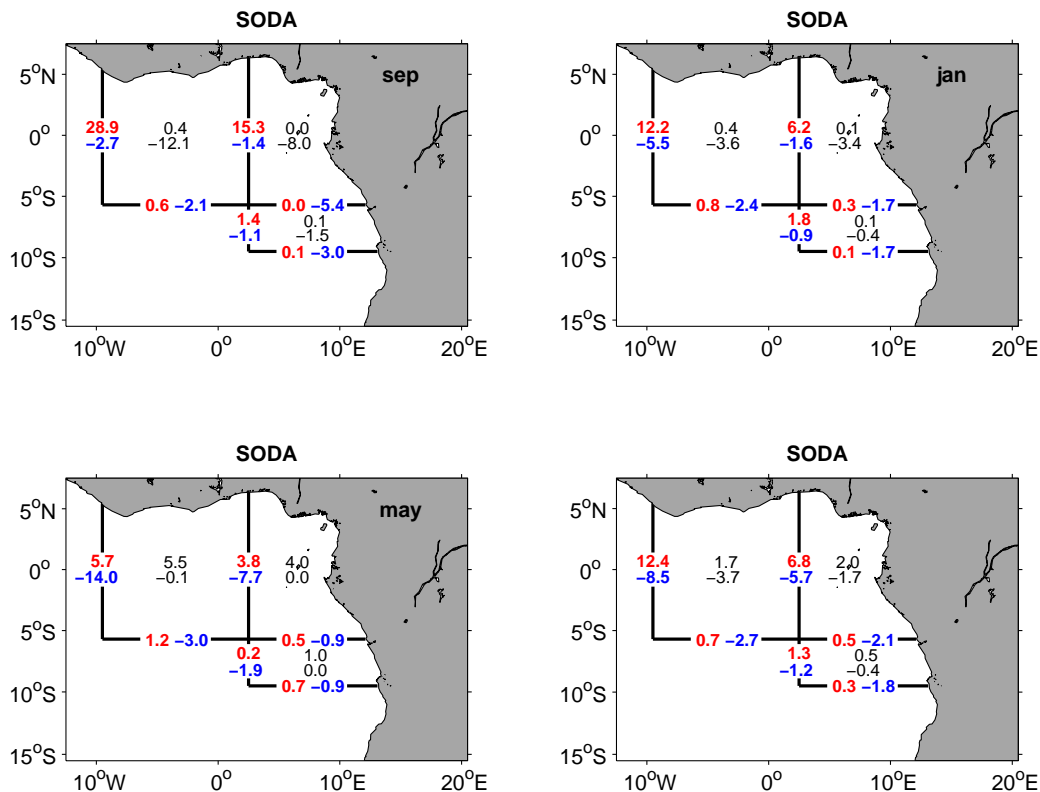


Abbildung 6.16: Transporte, oberhalb der Isopykne $\gamma_n = 26.8 \text{ kg/m}^3$, über die Grenzen der Boxen [ostwärtige und nordwärtige (positiv) Transporte: rot, westwärtige und südwärtige (negativ) Transporte: blau] sowie Upwelling (positiv) und Downwelling (negativ) [schwarz] an der Untergrenze der elften Schicht (174 m) für das SODA-Modell: September (oben links), Januar (oben rechts), Mai (unten links), Jahresmittel (unten rechts).

ostwärtige Abschwächung des EUCs scheint überwiegend auf die westwärtigen Strömungen (-5.5 Sv) zurückzuführen zu sein.

Es zeigt sich für den Monat Mai (Abbildung 6.16, unten links), im Vergleich zu den zuvor betrachteten Monaten, eine deutliche Reduzierung der ostwärtigen Transporte nördlich von 5.7°S bei $9^\circ 30'\text{W}$ (5.7 Sv) und bei $2^\circ 30'\text{O}$ (3.8 Sv), wobei auf den EUC zwischen $3^\circ 30'\text{S}$ und $3^\circ 30'\text{N}$ 5.0 Sv bzw. 3.5 Sv entfallen. Im Gegensatz dazu sind die westwärtigen Strömungen bei $9^\circ 30'\text{W}$ (-14.0 Sv) und bei $2^\circ 30'\text{O}$ (-7.7 Sv) deutlich stärker ausgeprägt als im September und im Januar. Zudem ergibt sich für den äquatorialen Bereich ein starkes Upwelling (Netto: 5.4 Sv). Es lassen sich wahrscheinlich sowohl die verstärkten, westwärtigen Strömungen als auch das ausgeprägte Upwelling auf die vorherrschenden Winde zurückführen (WACONGNE (1989)) und der zu diesem Zeitpunkt sehr schwache EUC scheint mit diesen Beobachtungen verbunden zu sein.

Im Jahresmittel (Abbildung 6.16, unten rechts) erhält man vor der afrikanischen Küste

insgesamt ein schwaches Upwelling (Netto: 0.3 Sv bzw. 0.1 Sv) und der EUC scheint sich bis in den küstennahen Bereich auszubreiten. Nördlich von 5.7°S betragen die ostwärtigen Transporte bei 9°30'W 12.4 Sv sowie bei 2°30'O 6.8 Sv und der EUC transportiert zwischen 3°30'S und 3°30'N 10.5 Sv bzw. 5.3 Sv nach Osten. Vor der Ostküste rezirkuliert vermutlich ein großer Teil des EUCs in westwärtigen Strömungen (-5.7 Sv), wohingegen sich hier nur wenige Hinweise auf einen bedeutenden Beitrag des EUCs zu südwärtigen Strömungen (Netto: -1.6 Sv) ergeben. Die ostwärtige Abschwächung des EUCs zwischen 9°30'W und 2°30'O steht wahrscheinlich in einem Zusammenhang mit den ausgeprägten, westwärtigen Strömungen (-8.5 Sv) sowie einer möglichen Abspaltung des EUCs vor 2°30'O (Netto: -2.0 Sv).

Insgesamt weisen das ECCO-Modell und das SODA-Modell, insbesondere während des EUC-Maximums im September, einige Unterschiede in Bezug auf das Verhalten des EUCs im äquatorialen Ostatlantik auf. Im Gegensatz dazu stimmen sie jedoch im Jahresmittel relativ gut überein.

Im September fanden sich für das ECCO-Modell Hinweise auf eine südwärtige Abspaltung des EUCs vor 2°30'O und es konnte vermutet werden, daß die ostwärtige Reduzierung des EUC-Transportes auf westwärtige und südwärtige Strömungen sowie auch auf eine zeitliche Volumenänderung zurückzuführen ist. Zu diesem Zeitpunkt zeigte das SODA-Modell sowohl einen deutlich größeren Transport des EUCs als auch ein erheblich stärkeres Downwelling und es fanden sich anhand dieses Modelles nur wenige Anzeichen für eine südwärtige Abspaltung des EUCs vor 2°30'O. Die Reduzierung des EUC-Transportes scheint im SODA-Modell, im Gegensatz zum ECCO-Modell, hauptsächlich durch eine zeitliche Volumenänderung zu erklären zu sein. Im September finden sich in Bezug auf die südwärtigen Strömungen vor der Ostküste weitere Unterschiede. Das ECCO-Modell zeigt insgesamt einen relativ konstanten Randstrom, wohingegen für das SODA-Modell eine deutliche Abschwächung der polwärtigen Strömung zu beobachten ist. Weiterhin deutet im SODA-Modell auch im Januar wenig auf eine Abspaltung des EUCs vor 2°30'O hin, die zu diesem Zeitpunkt für den EUC des ECCO-Modelles vermutet werden kann. Im Gegensatz zum September weist im Januar der EUC des ECCO-Modelles etwas größere Transporte auf, so daß sich dadurch wahrscheinlich die größeren Beiträge zu westwärtigen und südwärtigen Strömungen im küstennahen Bereich erklären lassen.

WACONGNE UND PITON (1992) vermuteten, daß sich der EUC im borealen Sommer am Äquator bis zur afrikanischen Küste hin ausbreitet und dort den GCUC versorgt. Weiterhin folgerten sie, daß sich zu anderen Zeiten des Jahres Teile des EUCs am Äquator vor 1°O abspalten und so einen Beitrag zu ostwärtigen Strömungen zwischen 2 – 8°S leisten,

die dann möglicherweise die Küste erreichen und dort den GCUC bei $4 - 6^\circ\text{S}$ oder südlich davon den AC speisen.

Für den borealen Sommer ergibt sich insgesamt eine Übereinstimmung mit den hier betrachteten Modellen, die ebenfalls eine Ausbreitung des EUCs bis zur afrikanischen Küste sowie einen beträchtlichen Beitrag zu südwardigen Randströmen vermuten ließen. Es fanden sich im ECCO-Modell zudem Hinweise auf eine südwardige Abspaltung des EUCs vor $2^\circ 30'\text{O}$. Anhand der Jahresmittel der beiden Modelle ergaben sich Hinweise darauf, daß ein beträchtlicher Teil des EUCs vor der Ostküste in westwardigen Strömungen rezirkuliert. Es zeigten sich aber auch, in Übereinstimmung mit WACONGNE UND PITON (1992), Anzeichen für eine südwardige Abspaltung des EUCs vor $2^\circ 30'\text{O}$, so daß sich möglicherweise ein Beitrag zu ostwardigen Strömungen zwischen $\sim 6^\circ - 9^\circ 30'\text{S}$ ergibt. In diesem Bereich wiesen die Jahresmittel der beiden Modelle bei $2^\circ 30'\text{O}$ lediglich sehr kleine, ostwardige Nettotransporte auf, so daß sich allenfalls geringe Beiträge zu südwardigen Randströmen ergeben.

Zu den Zeiten eines maximalen EUCs am Westrand des Untersuchungsgebietes, im September sowie im Januar, fanden sich anhand der Transportbudgets beider Modelle keine Anzeichen für einen Beitrag des EUCs zu einem Upwelling vor der afrikanischen Küste. Es zeigten sich jedoch bereits in Bezug auf den Küstenauftrieb vor der afrikanischen Westküste deutliche Unterschiede zwischen den NCEP/NCAR-Reanalysen und den ERS-Scatterometerdaten einerseits sowie den Modellen andererseits. Dabei ergaben sich anhand der NCEP/NCAR-Reanalysen und der ERS-Scatterometerdaten Hinweise auf einen ganzjährigen Küstenauftrieb und daher kann die Versorgung eines Küstenauftriebs durch den EUC nicht ausgeschlossen werden.

Anhand der Jahresmittel der Transportbudgets ließ sich für beide Modelle übereinstimmend vermuten, daß ein beträchtlicher Teil des EUCs vor der afrikanischen Küste in westwardigen Strömungen rezirkuliert und es fanden sich auch anhand des in Kapitel 4 diskutierten küstenparallelen Schnittes (A13), der im März durchgeführt wurde, Hinweise auf eine Rezirkulation des EUCs in den westwardigen Armen des SECs.

In Kapitel 5 zeigten sich auf der Südhemisphäre Anzeichen für einen Beitrag ostwardiger Strömungen zwischen $2^\circ 30' - 7^\circ 30'\text{S}$ zu polwardigen Randströmen. Im September und Januar konnte für den EUC des ECCO-Modelles eine Abspaltung des EUCs vor $2^\circ 30'\text{O}$ vermutet sowie auf einen möglichen Beitrag zu ostwardigen Strömungen zwischen $5^\circ 30' - 9^\circ 30'\text{S}$ geschlossen werden, die eventuell südwardige Strömungen vor der Küste versorgen. Damit steht die in Kapitel 5 zwischen $2^\circ 30' - 7^\circ 30'\text{S}$ beobachtete saisonal bedingte, ostwardige Oberflächenströmung möglicherweise in einem Zusammenhang mit dem EUC (vgl. WACONGNE UND PITON (1992)).

7. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde die äquatoriale Zirkulation im Ostatlantik untersucht, wobei der Schwerpunkt auf der Betrachtung des EUCs und insbesondere auf seinem Verbleib vor der afrikanischen Küste lag. Dabei wurde auch der Zusammenhang des EUCs mit dem äquatorialen Upwelling sowie dem Küstenauftrieb betrachtet.

Für diese Untersuchung wurden zunächst die im äquatorialen Ostatlantik, ausschließlich im ersten Jahresdrittel, durchgeführten WOCE-Fahrten verwendet. Es wurden zwei geostrophische Beobachtungsdatensätze und zwei Assimilationsmodelle herangezogen und zudem auch verschiedene Windstressdatensätze verwendet.

Im äquatorialen Ostatlantik konnte für den EUC, anhand der im Rahmen der WOCE-Fahrten gewonnenen Datensätze, eine ostwärtige Abnahme des Transportes beobachtet werden. Es ergaben sich im küstennahen Bereich deutliche Anzeichen für eine Rezirkulation des EUCs in westwärtigen Strömungen, dem nSEC sowie dem eSEC. Diese westwärtigen Strömungen kompensieren nahezu die ostwärtigen Transporte des EUCs als auch des GCs im Golf von Guinea. Bei $4^{\circ}30'S$ konnte vor der afrikanischen Küste keine polwärtige Strömung beobachtet werden, wohingegen das mit dem EUC-Stromkern assoziierte Salzgehaltsmaximum bis $11^{\circ}S$ verfolgt werden konnte.

Der SEUC ließ sich ebenfalls bis in den küstennahen Bereich verfolgen, wobei er jedoch in den verschiedenen Jahren unterschiedliche Positionen aufwies. Diese Positionsunterschiede scheinen mit einer Überlagerung des SEUCs mit einem oszillierenden Signal verbunden zu sein. Es fanden sich zudem Anzeichen für ein ostwärtiges Aufsteigen des SEUCs, wobei sein Verbleib vor der afrikanischen Westküste jedoch nicht geklärt werden konnte.

Weiterhin konnte der SECC im Ostatlantik bis zur afrikanischen Küste verfolgt werden, wobei er zwischen $8^{\circ} - 12^{\circ}30'S$ beobachtet werden konnte und es deutete sich eine südwärtige Auslenkung dieser Strömung nach Osten hin an. Bei $13^{\circ}S$, $5^{\circ}O$ konnte auf das Wirbelzentrum des AGs geschlossen werden und es ließ sich vermuten, daß der SECC die Nordseite dieses zyklonalen Wirbels bildet.

Zur Betrachtung der Oberflächenzirkulation wurden zwei geostrophische Beobachtungsdatensätze sowie auch die absoluten und geostrophischen Oberflächenströmungen der beiden

Assimilationsmodelle herangezogen und anhand dieser Datensätze konnten die im äquatorialen Ostatlantik vorherrschenden Oberflächenströmungen identifiziert werden. Es wurde für die herangezogenen Datensätze insgesamt eine gute Übereinstimmung in Bezug auf die Phase einzelner Strömungen gefunden, wohingegen die Amplituden teilweise deutliche Unterschiede aufwiesen. Die betrachteten Phasen ließen auf ein dominierendes, halbjährliches Signal schließen und in den Bereichen zwischen $3^{\circ}30' - 4^{\circ}30'N$ sowie $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ zeigten sich Anzeichen für eine westwärtige Phasenausbreitung der Maxima. Die abgeschätzten Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Maxima lagen dabei in der Größenordnung der Phasengeschwindigkeit der ersten baroklinen, äquatorialen Rossbywelle.

An den absoluten Oberflächenströmungsfeldern der beiden Assimilationsmodelle zeigte sich der dominierende Einfluß der vorherrschenden Winde und die Differenzen zwischen den absoluten und den geostrophischen Strömungen konnten hauptsächlich auf den windgetriebenen Anteil zurückgeführt werden.

Im Golf von Guinea fanden sich Hinweise auf den ostwärtigen GC sowie südlich davon auf den westwärtigen nSEC und es konnte auf ein Ende des GCs vor $2^{\circ}30'O$ geschlossen werden. Südlich des Äquators ergaben sich im Bereich zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ Anzeichen für den westwärtigen eSEC und es zeigte sich ein deutlicher Jahresgang mit einem Maximum im Oktober-November sowie einem Minimum im Mai-Juli. Im küstennahen Bereich fanden sich zudem Anzeichen für eine saisonal bedingte, ostwärtige Strömung zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$. Es ergaben sich zwischen $8^{\circ}30' - 15^{\circ}30'S$ Hinweise auf eine ganzjährige Existenz des SECCs, wobei die saisonale Variabilität dieser Strömung gering zu sein scheint. Es konnte vermutet werden, daß es sich auf der Südhemisphäre vor der afrikanischen Küste um zwei verschiedene, ostwärtige Strömungen handelt. Zwischen $8^{\circ}30' - 15^{\circ}30'S$ ließen sich Anzeichen für den zyklonalen AG erkennen und die nördliche Seite dieses Wirbels wurde aufgrund der vermuteten, ganzjährigen Existenz mit dem SECC assoziiert. Vor der afrikanischen Westküste fanden sich Hinweise auf den AC und es zeigte sich hier ein deutlicher Jahresgang mit einem Maximum im Mai-Juni sowie einem Minimum im Oktober-November. Aufgrund der beobachteten Jahresgänge konnte gefolgert werden, daß die saisonal bedingte, ostwärtige Strömung zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ einen Beitrag zu polwärtigen Strömungen entlang der afrikanischen Küste leistet.

Die Verfolgung des EUCs auf Isopyknen zeigte im äquatorialen Ostatlantik, sowohl für das ECCO-Modell als auch für das SODA-Modell, eine Verlagerung des EUC-Stromkernes zu größeren Dichten im borealen Frühling/Sommer und diese Beobachtung kann wahrscheinlich auf die sich in diesem Zeitraum verstärkenden Winde und einen damit einhergehenden, beckenweiten Anstieg der Thermoklinenneigung zurückgeführt werden (WACONGNE (1989)).

Der EUC weist in beiden Modellen einen deutlichen Jahresgang auf, der sich durch ein Hauptmaximum im borealen Sommer/Herbst sowie ein weiteres Maximum im Januar charakterisieren läßt. Zudem konnte eine deutliche, ostwärtige Abschwächung des EUCs beobachtet werden.

Die Betrachtung des äquatorialen Upwellings ergab ebenfalls einen deutlichen Jahresgang, der durch ein Maximum im Mai und Minima im Winter sowie im borealen Sommer/Herbst beschrieben werden kann. Damit scheint der EUC während eines ausgeprägten Upwellings am Äquator eher schwach und während eines vorherrschenden Downwellings verstärkt zu sein.

Die Untersuchung des Verbleibs des EUCs im äquatorialen Ostatlantik zeigte im Jahresmittel für die beiden Modelle ein vergleichbares Verhalten des EUCs, wohingegen sich im borealen Sommer Unterschiede abzeichneten. Der EUC scheint sich im borealen Sommer in beiden Modellen entlang des Äquators bis zur afrikanischen Küste auszubreiten und dort einen beträchtlichen Beitrag zu südwärtigen Strömungen zu leisten. Zu diesem Zeitpunkt fanden sich für den EUC des ECCO-Modelles auch Hinweise auf eine südwärtige Abspaltung vor $2^{\circ}30'O$ und diese Abspaltung kann zu einem Beitrag zu ostwärtigen Strömungen zwischen $5^{\circ}30' - 9^{\circ}30'S$ führen, die die Küste erreichen und dort südwärtige Strömungen versorgen können. Damit ließ sich auch vermuten, daß die beobachtete saisonal bedingte, ostwärtige Oberflächenströmung zwischen $2^{\circ}30' - 7^{\circ}30'S$ eventuell in einem Zusammenhang mit dem EUC steht. Im Jahresmittel scheint sich der EUC am Äquator ebenfalls bis in den küstennahen Bereich auszubreiten und dort rezirkuliert wahrscheinlich der größte Teil des EUCs in westwärtigen Strömungen. Zudem fanden sich in beiden Modellen Anzeichen für eine teilweise Abspaltung des EUCs vor $2^{\circ}30'O$.

Im äquatorialen Bereich zeigte sich für die Ekmandivergenzen der verschiedenen Windstressdatensätze sowie für die Auftriebstransporte der beiden Modelle ein vergleichbarer Jahresgang. Es fanden sich jedoch in Bezug auf den Küstenauftrieb deutliche Unterschiede zwischen diesen Datensätzen und anhand der NCEP/NCAR-Reanalysen und der ERS-Scatterometerdaten deutete sich ein ganzjähriges Upwelling mit einer geringen, saisonalen Variabilität vor der afrikanischen Küste an. Es ergaben sich jedoch anhand der Modelle keine Hinweise auf einen Beitrag des EUCs zu einem Upwelling vor der afrikanischen Küste. Daher werden weitere Beobachtungen in dieser Region benötigt, um zu untersuchen, inwiefern der EUC einen ganzjährigen Küstenauftrieb versorgt.

A. Anhang

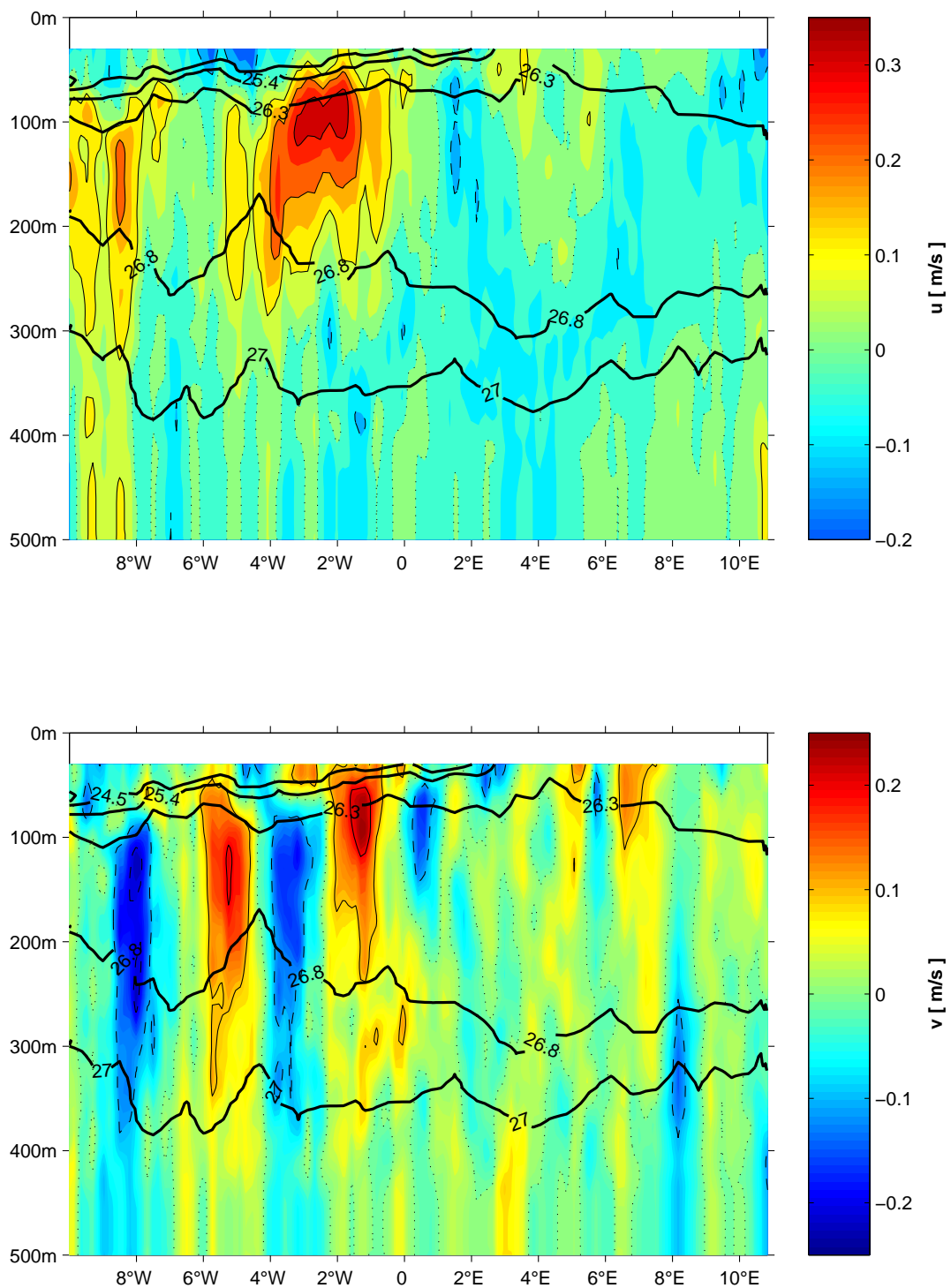


Abbildung A.1: Zonal- und Meridionalgeschwindigkeit der oberen 500 m entlang von $4^{\circ}30'S$ (A07). Die Tiefen der Isopyknen $\gamma_n = 24.5, 25.4, 26.3, 26.8, 27.0 \text{ kg/m}^3$ sind eingezeichnet.

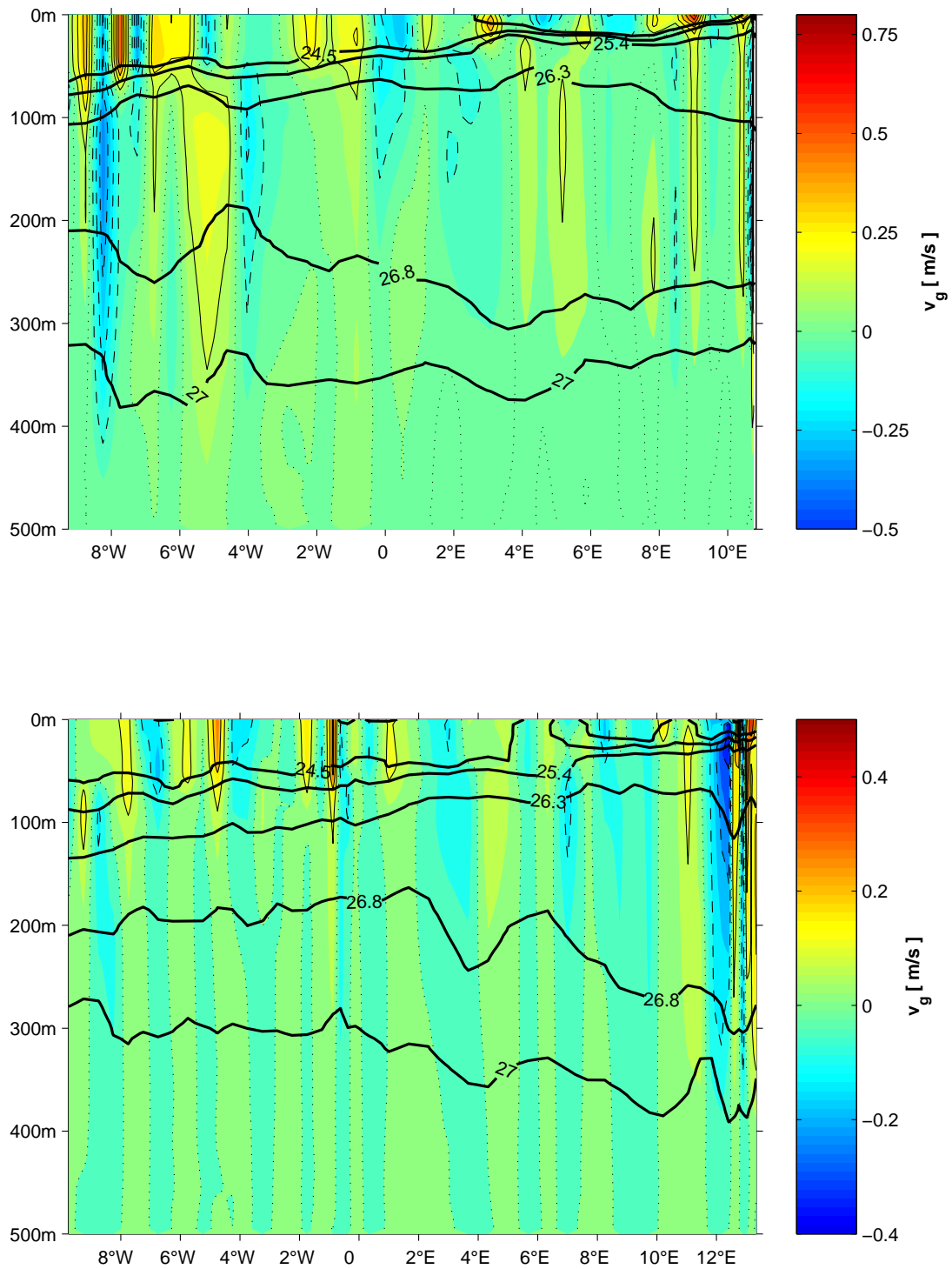


Abbildung A.2: Geostrophische Geschwindigkeiten (relativ zu 500 m) der oberen 500 m normal zu $4^{\circ}30'S$ (A07) (oben) und normal zu $11^{\circ}S$ (A08) (unten). Die Tiefen der Isopyknen $\gamma_n = 23.5, 24.5, 25.4, 26.3, 26.8, 27.0 \text{ kg/m}^3$ sind eingezeichnet.

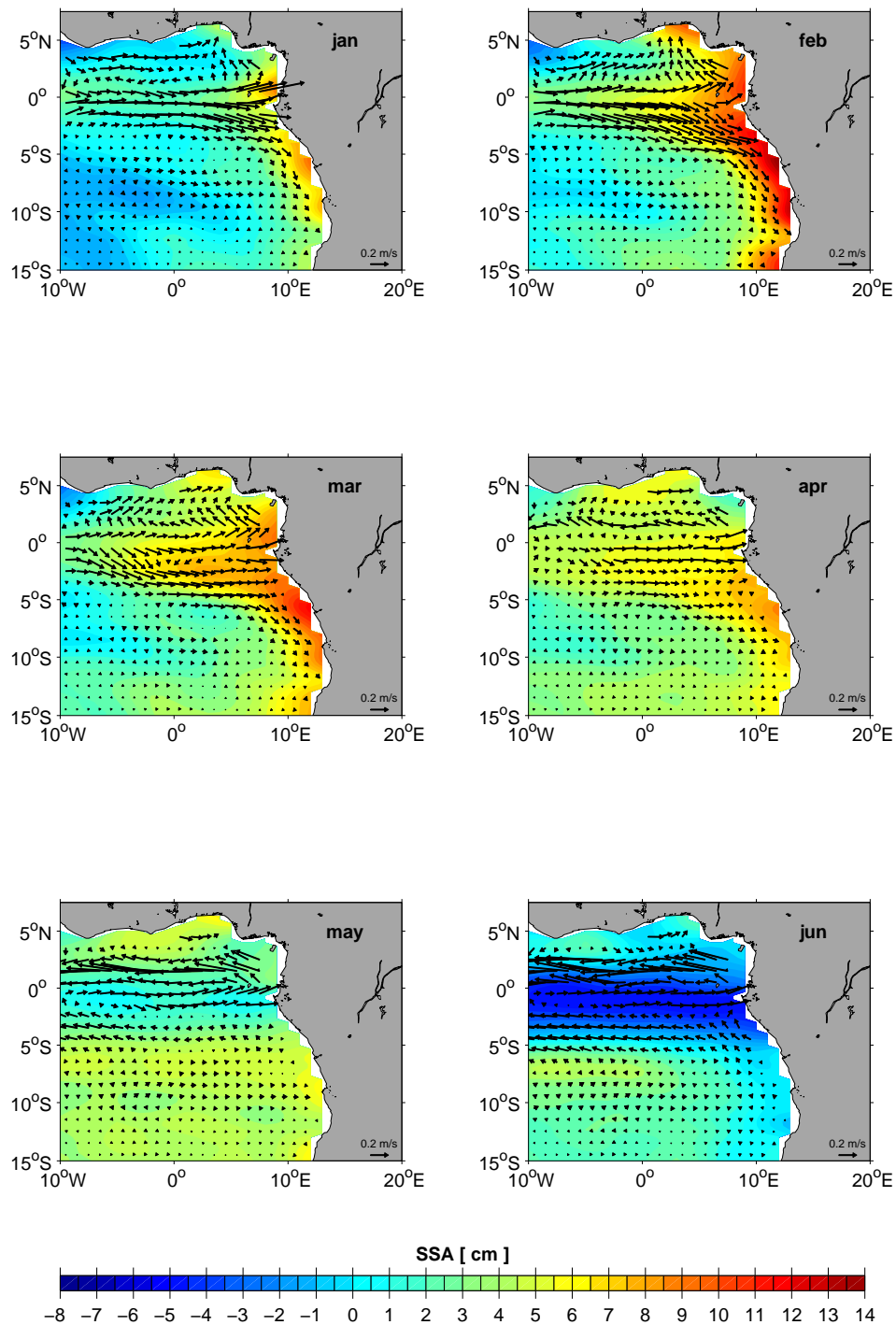


Abbildung A.3: Monatsmittel der geostrophischen Oberflächenströmungen, zusammengesetzt aus dem T/P-Datensatz und dem jährlichen WOA-94, im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Januar-Juni (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Ebenfalls dargestellt sind die jeweiligen Monatsmittel der SSA aus dem T/P-Datensatz.

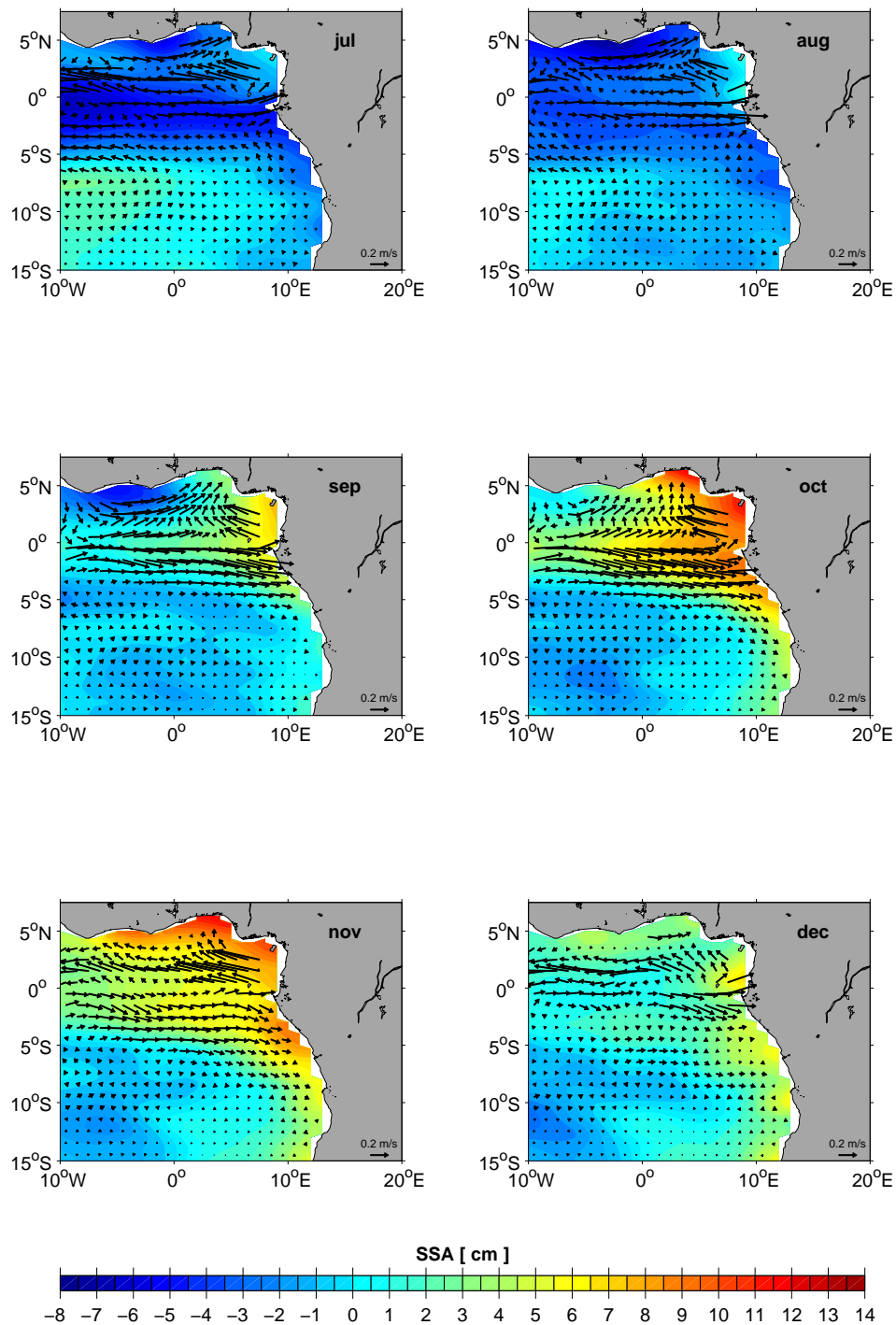


Abbildung A.4: Monatsmittel der geostrophischen Oberflächenströmungen, zusammengesetzt aus dem T/P-Datensatz und dem jährlichen WOA-94, im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Juli-Dezember (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Ebenfalls dargestellt sind die jeweiligen Monatsmittel der SSA aus dem T/P-Datensatz.

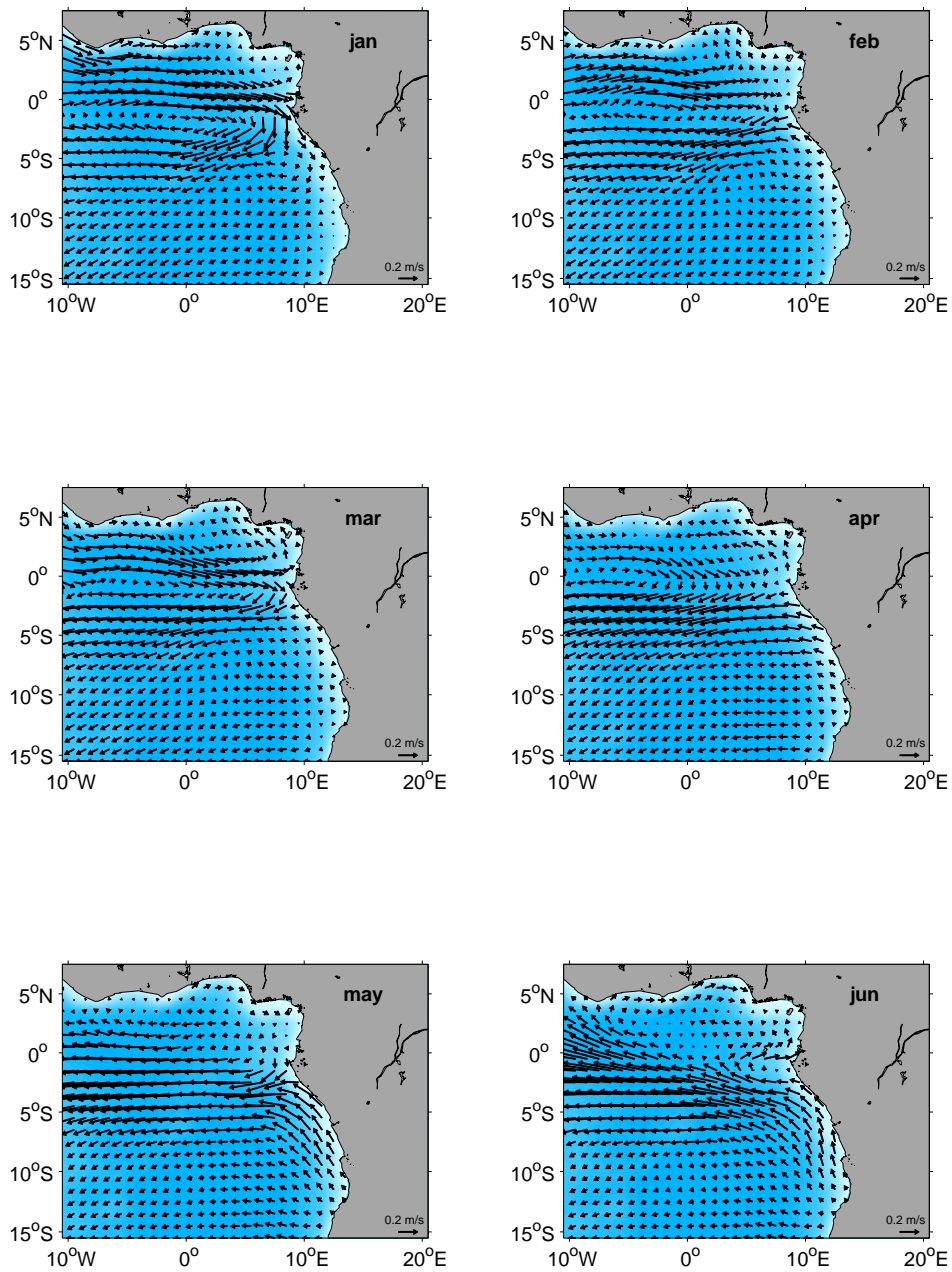


Abbildung A.5: Monatsmittel der absoluten Oberflächenströmungen aus dem ECCO-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Januar-Juni.

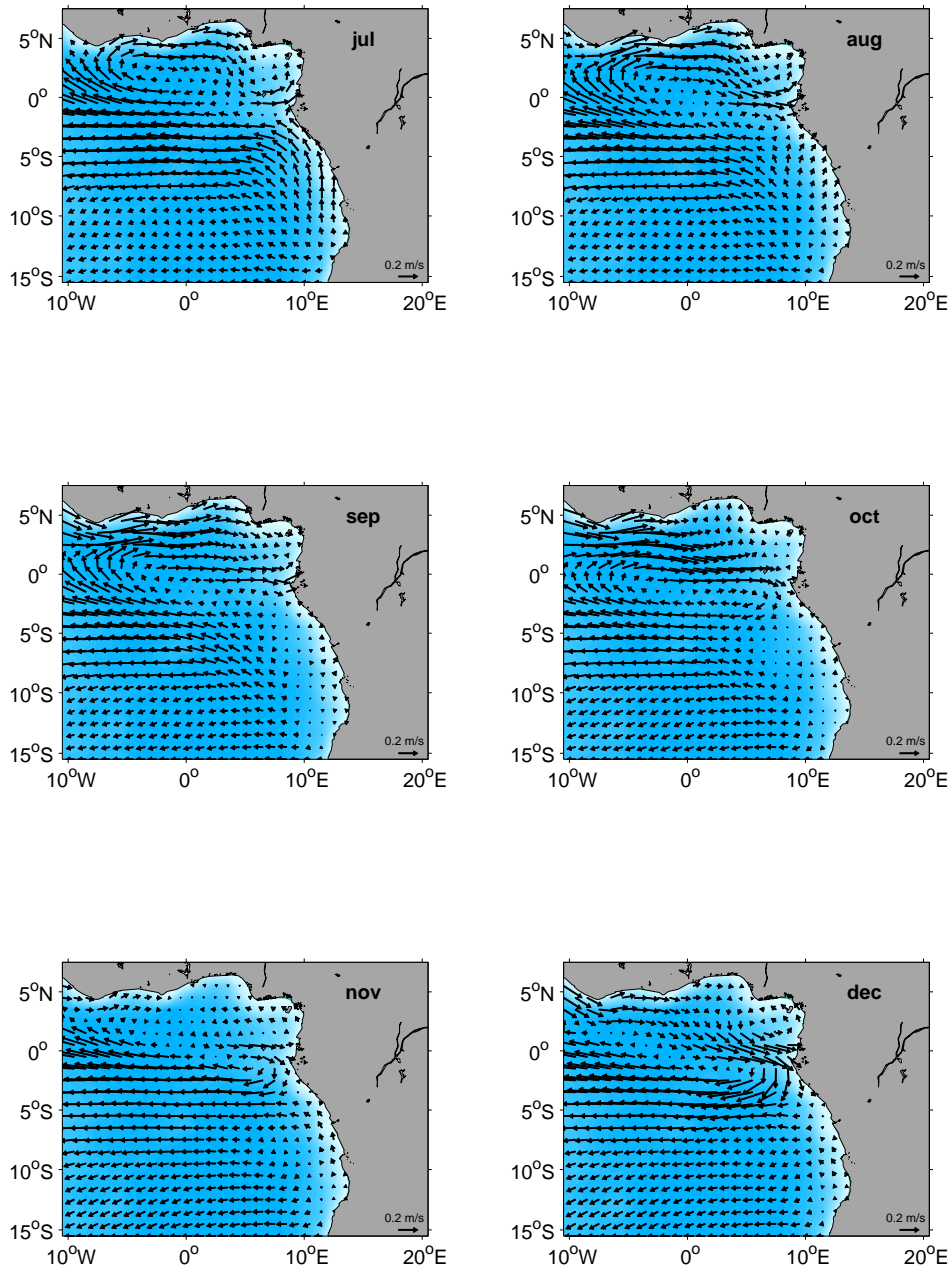


Abbildung A.6: Monatsmittel der absoluten Oberflächenströmungen aus dem ECCO-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Juli-Dezember.

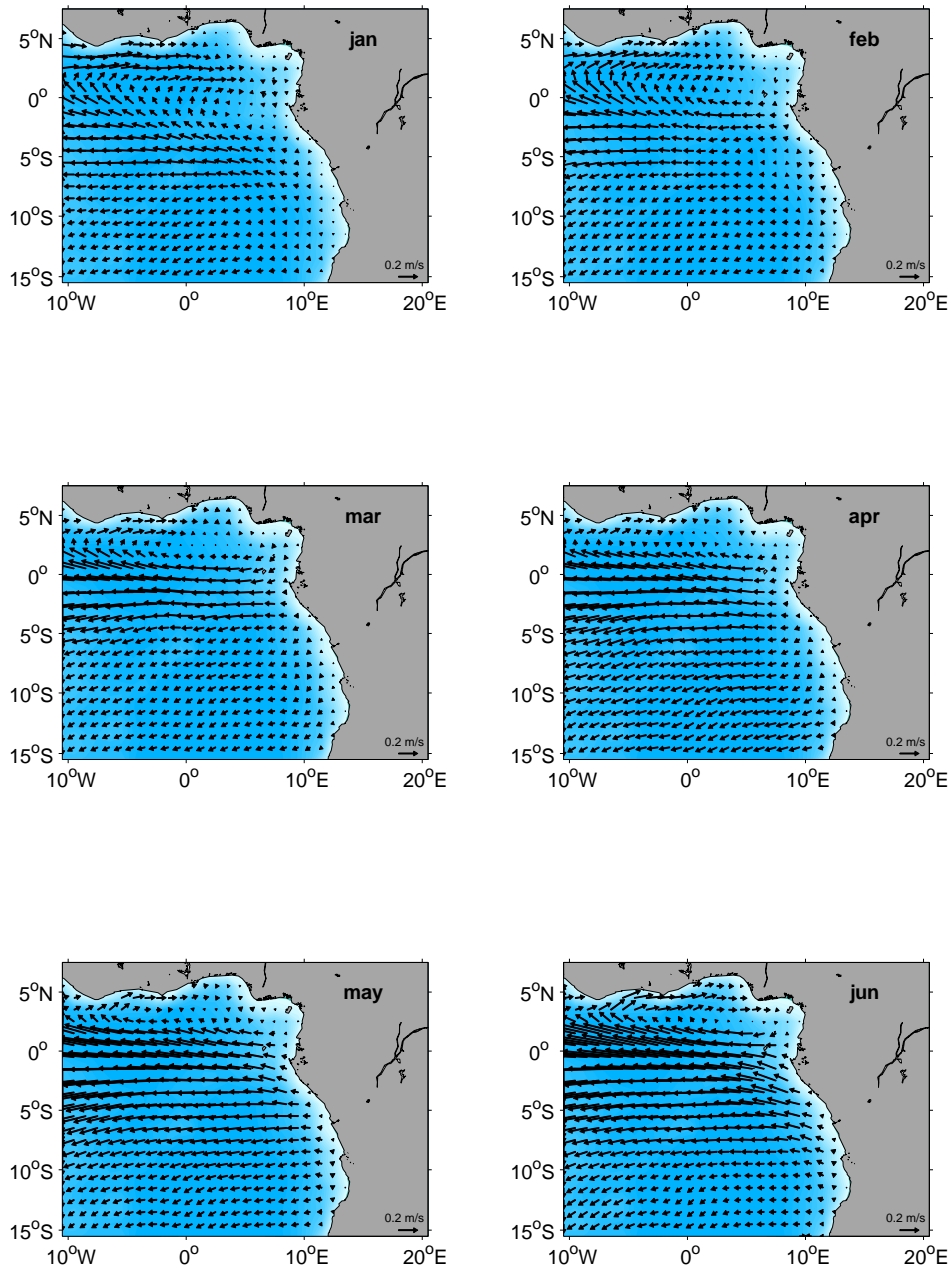


Abbildung A.7: Monatsmittel der absoluten Oberflächenströmungen aus dem SODA-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Januar-Juni. Die Strömungen wurden auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt.

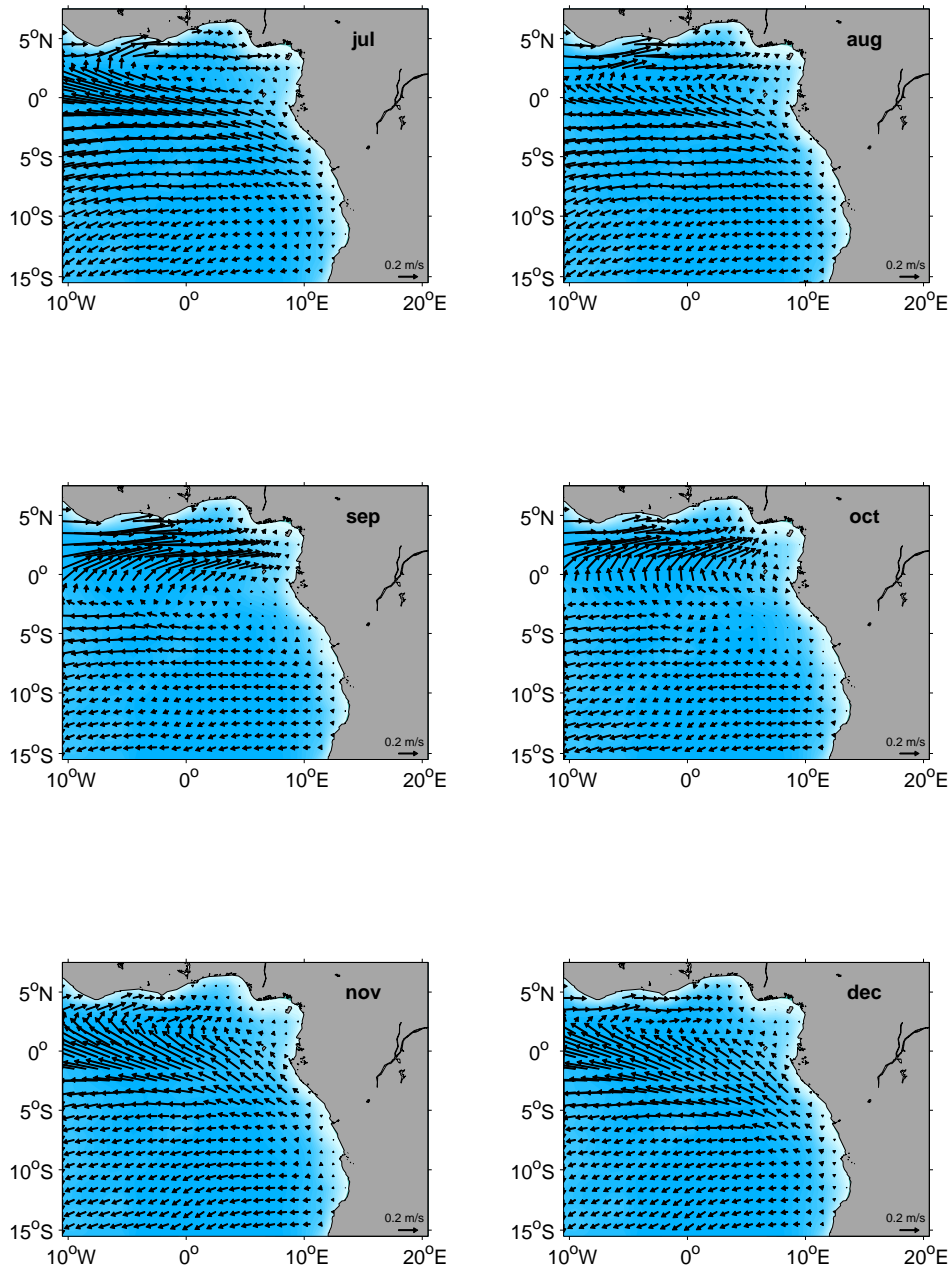


Abbildung A.8: Monatsmittel der absoluten Oberflächenströmungen aus dem SODA-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Juli-Dezember. Die Strömungen wurden auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt.

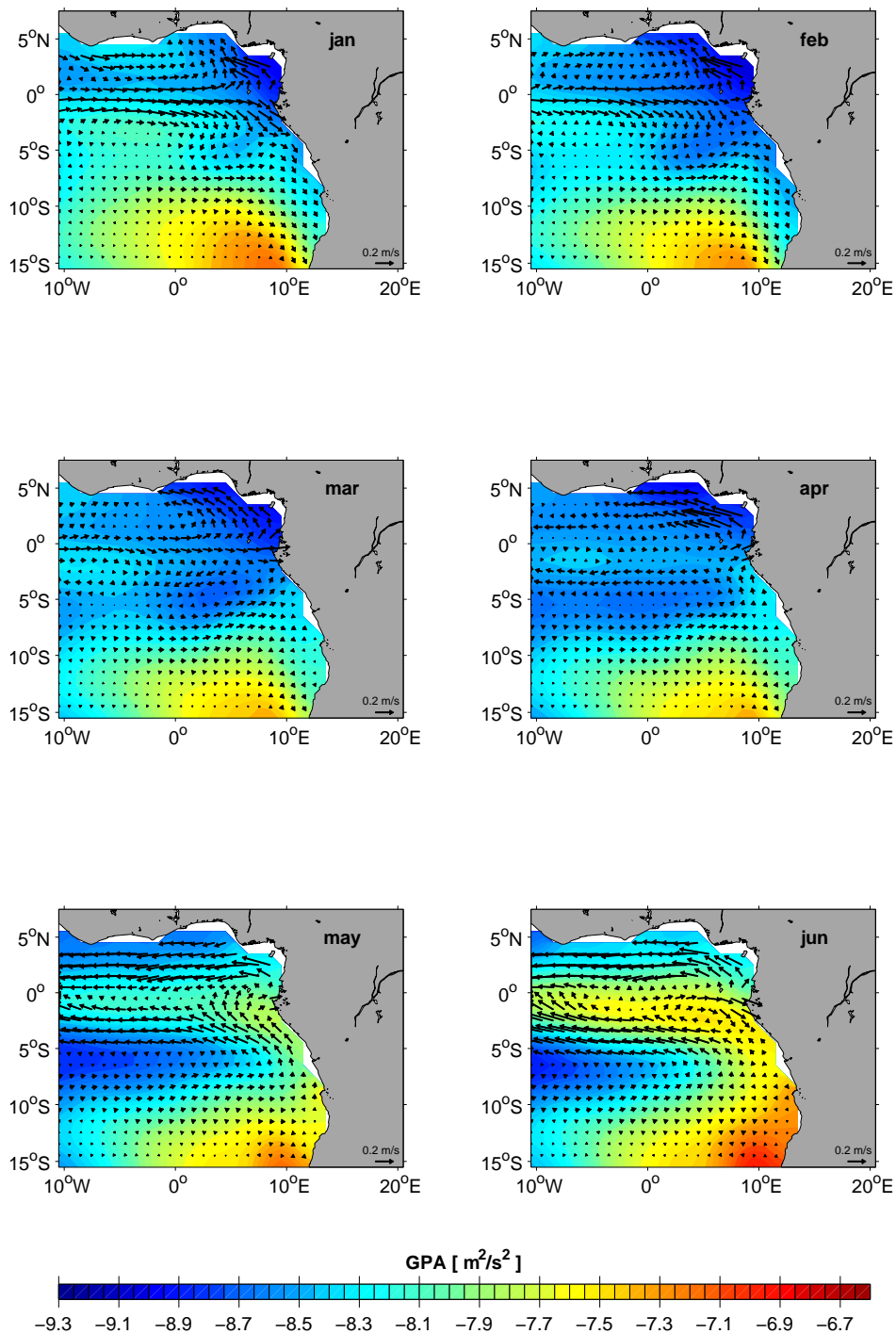


Abbildung A.9: Monatsmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Oberflächenströmungen aus dem ECCO-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Januar-Juni (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Ebenfalls abgebildet sind die dazugehörigen Monatsmittel der auf 500 m bezogenen, Geopotentialanomalien.

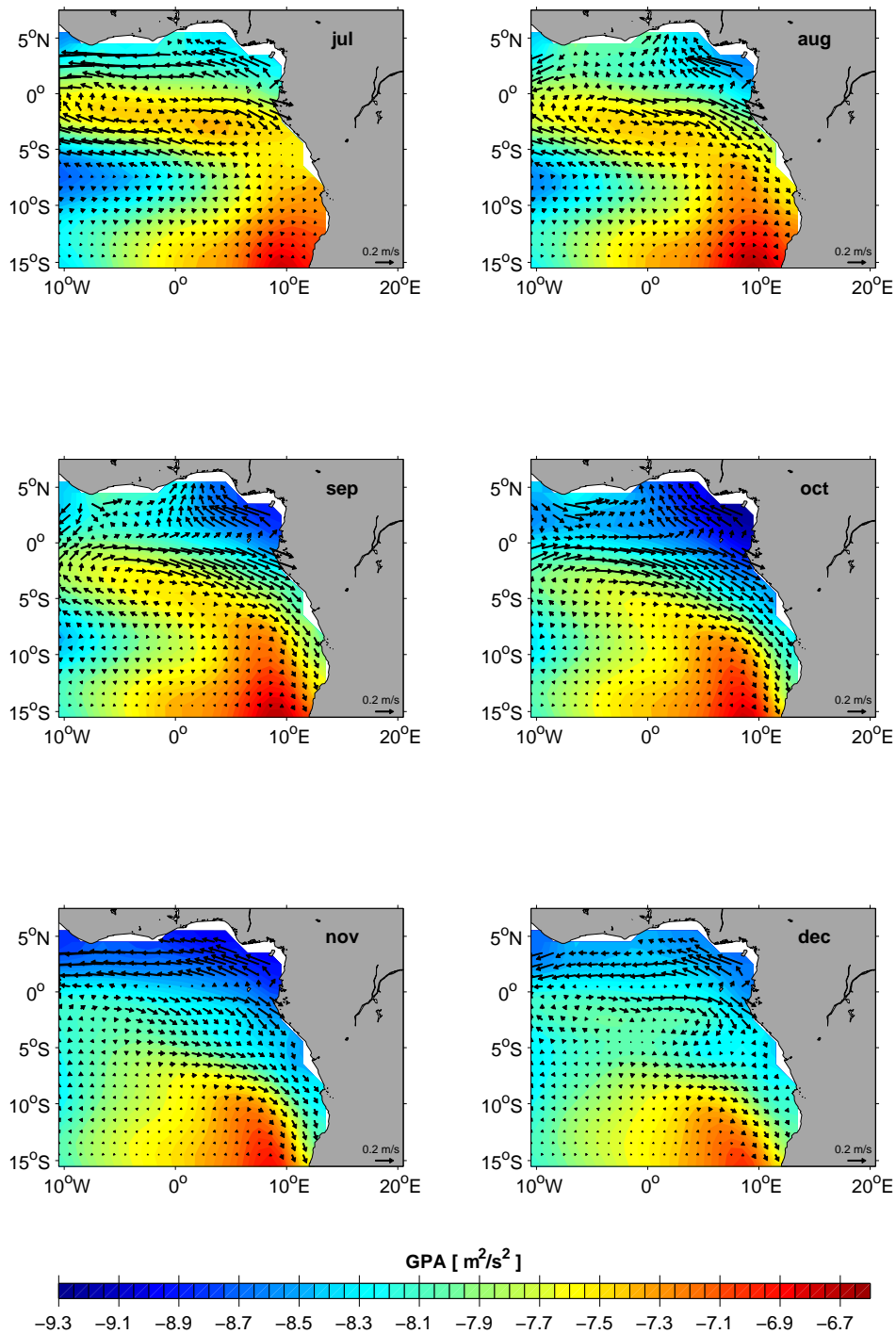


Abbildung A.10: Monatsmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Oberflächenströmungen aus dem ECCO-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Juli-Dezember (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Ebenfalls abgebildet sind die dazugehörenden Monatsmittel der auf 500 m bezogenen, Geopotentialanomalien.

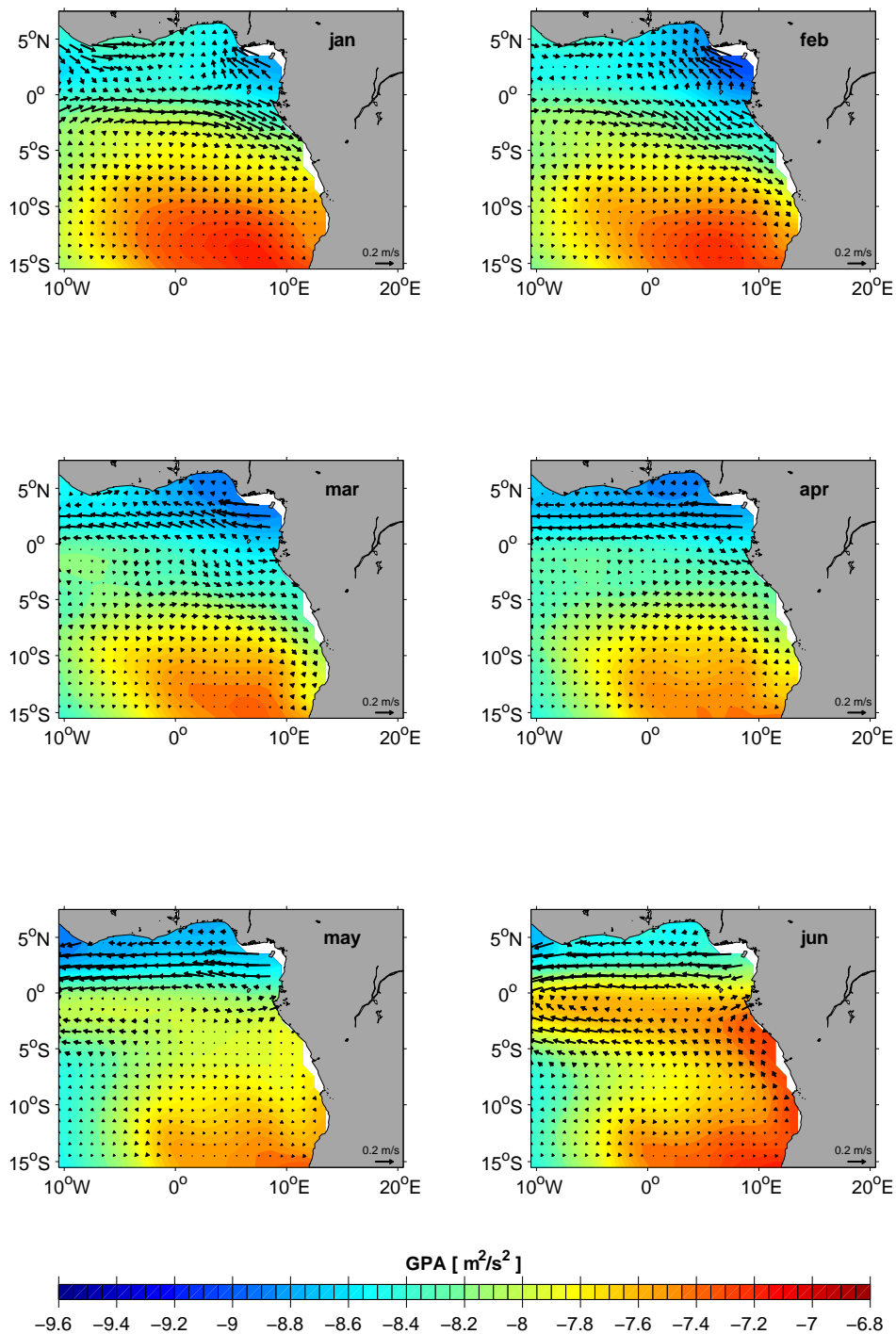


Abbildung A.11: Monatsmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Oberflächenströmungen aus dem SODA-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Januar-Juni (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Die Strömungen wurden auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt. Ebenfalls abgebildet sind die dazugehörigen Monatsmittel der auf 500 m bezogenen, Geopotentialanomalien.

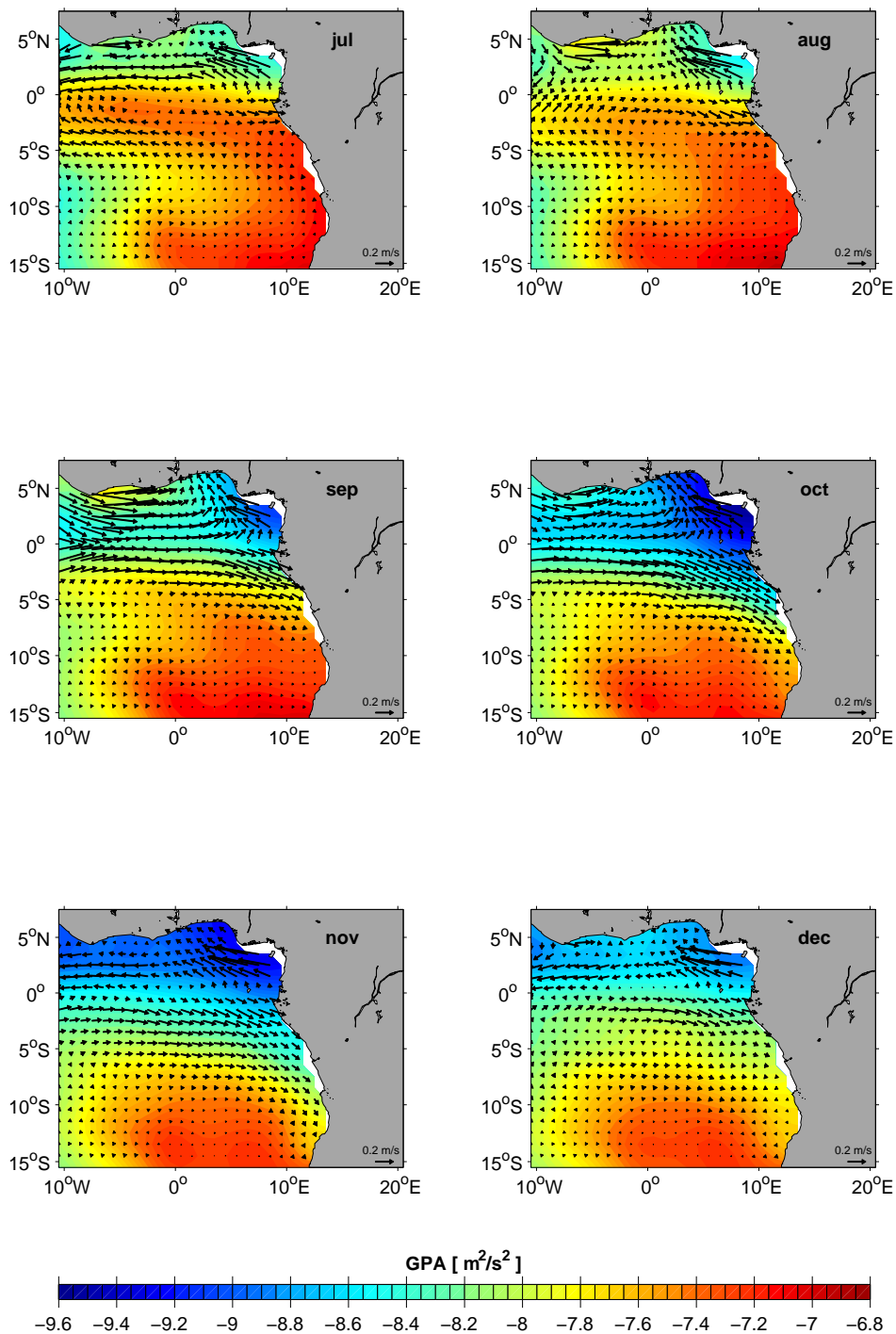


Abbildung A.12: Monatsmittel der auf 500 m referenzierten, geostrophischen Oberflächenströmungen aus dem SODA-Modell im äquatorialen Ostatlantik für die Monate Juli-Dezember (Begrenzung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten auf ± 0.5 m/s bzw. ± 0.1 m/s). Die Strömungen wurden auf einem regelmäßigen $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter dargestellt. Ebenfalls abgebildet sind die dazugehörigen Monatsmittel der auf 500 m bezogenen, Geopotentialanomalien.

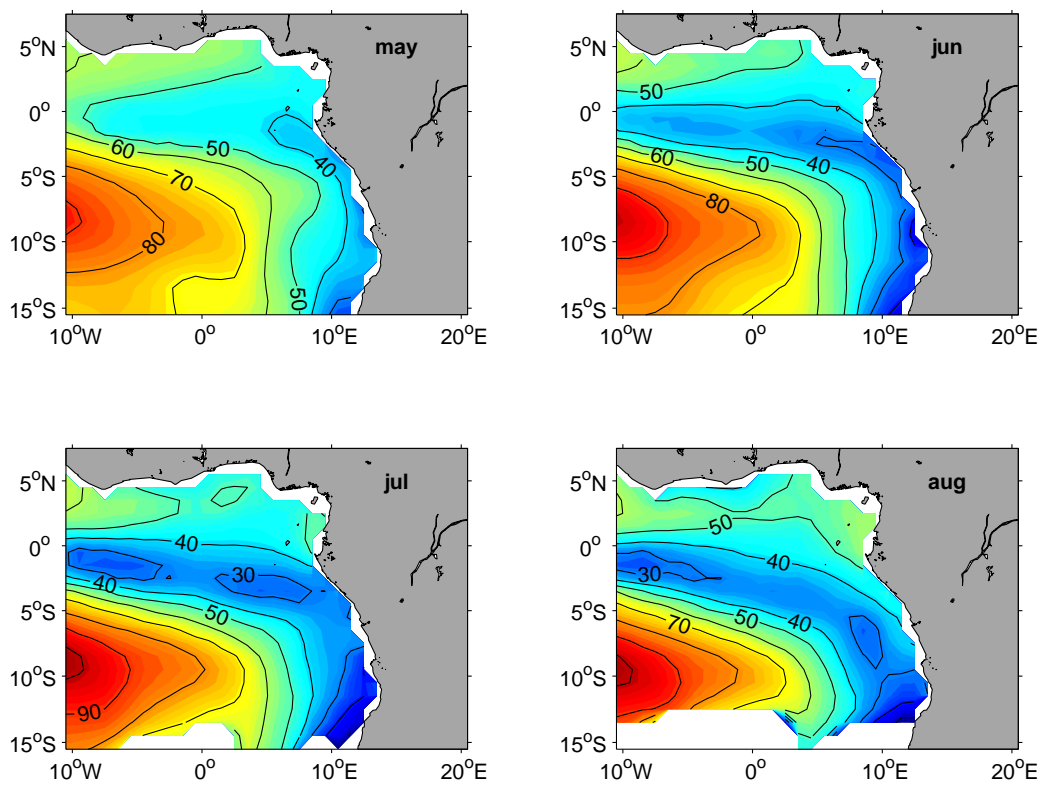


Abbildung A.13: Mai-August Monatsmittel der Tiefe der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ im äquatorialen Ostatlantik für das ECCO-Modell. Das Konturintervall beträgt 10 m.

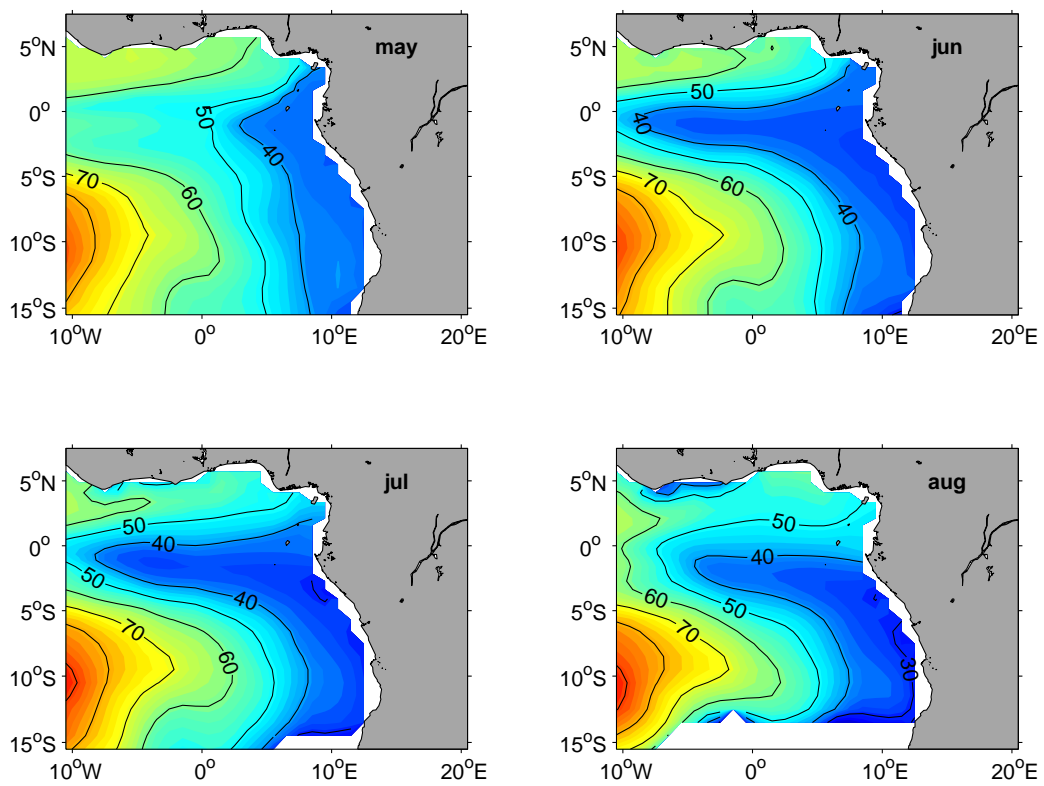


Abbildung A.14: Mai-August Monatsmittel der Tiefe der Isopykne $\gamma_n = 25.4 \text{ kg/m}^3$ im äquatorialen Ostatlantik für das SODA-Modell. Das Konturintervall beträgt 10 m.

B. Akronyme

Auflistung der verwendeten Abkürzungen

| | |
|-------|--|
| AAIW | <i>Antarctic Intermediate Water</i> |
| ABF | <i>Angola-Benguela Front</i> |
| AC | <i>Angola Current</i> |
| AD | <i>Angola Dome</i> |
| sADCP | <i>Shipboard Acoustic Doppler Current Profiler</i> |
| AG | <i>Angola Gyre</i> |
| uCDW | <i>upper Circumpolar Deep Water</i> |
| COADS | <i>Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set</i> |
| CTD | <i>Conductivity Temperature Depth</i> |
| ECCO | <i>Estimating the Circulation and Climate of the Ocean</i> |
| EUC | <i>Equatorial Undercurrent</i> |
| GC | <i>Guinea Current</i> |
| GCUC | <i>Gabon-Congo Undercurrent</i> |
| GD | <i>Guinea Dome</i> |
| ITCZ | <i>Intertropical Convergence Zone</i> |
| MOC | <i>Meridional Overturning Circulation</i> |
| NACW | <i>North Atlantic Central Water</i> |
| NBC | <i>North Brazil Current</i> |
| NBUC | <i>North Brazil Undercurrent</i> |
| NCAR | <i>National Center for Atmospheric Research</i> |
| NCEP | <i>National Center for Environmental Prediction</i> |
| NEC | <i>North Equatorial Current</i> |
| NECC | <i>North Equatorial Countercurrent</i> |
| NICC | <i>Northern Intermediate Countercurrent</i> |
| SACW | <i>South Atlantic Central Water</i> |
| SEC | <i>South Equatorial Current</i> |
| cSEC | <i>central South Equatorial Current</i> |
| eSEC | <i>equatorial South Equatorial Current</i> |
| nSEC | <i>northern South Equatorial Current</i> |

(Forts.)

Auflistung der verwendeten Abkürzungen

| | |
|--------|---|
| sSEC | <i>southern South Equatorial Current</i> |
| SECC | <i>South Equatorial Countercurrent</i> |
| SEUC | <i>South Equatorial Undercurrent</i> |
| SICC | <i>Southern Intermediate Countercurrent</i> |
| SODA | <i>Simple Ocean Data Assimilation</i> |
| SSA | <i>Sea Surface Anomaly</i> |
| SSH | <i>Sea Surface Height</i> |
| SST | <i>Sea Surface Temperature</i> |
| STC | <i>Subtropical Cell</i> |
| STUW | <i>Subtropical Underwater</i> |
| T/P | <i>Topex/Poseidon</i> |
| TSW | <i>Tropical Surface Water</i> |
| XBT | <i>Expendable Bathythermograph</i> |
| WOA-94 | <i>World Ocean Atlas 1994</i> |
| WOCE | <i>World Ocean Circulation Experiment</i> |

Literaturverzeichnis

- ARHAN, M., H. MERCIER, B. BOURLÈS und Y. GOURIOU, 1998: Hydrographic sections across the Atlantic at 7°30'N and 4°30'S. *Deep-Sea Research I*, **45**, S. 829–872.
- ARNAULT, S., 1987: Tropical Atlantic Geostrophic Currents and Ship Drifts. *J. Geophys. Res.*, **92** (C5), S. 5076–5088.
- BERWIN, R. W. und J. R. BENADA, 2000: *TOPEX/POSEIDON Sea Surface Anomaly Product User's Reference Manual, Version 1.0*. Physical Oceanography Distributed Active Archive Center.
- BOURLÈS, B., M. D'ORGEVILLE, G. EL DIN, Y. GOURIOU, R. CHUCHLA, Y. DUPENHOAT und S. ARNAULT, 2002: On the evolution of the thermocline and subthermocline eastward currents in the Equatorial Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, **29** (16), S. 32–1–4.
- BRANDT, P. und C. EDEN, 2004: Annual cycle and interannual variability of the mid-depth tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II* (akzeptiert).
- CANE, M. A. und E. S. SARACHIK, 1981: The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing. *J. Mar. Res.*, **39**, S. 651–693.
- CARTON, J. A., G. CHEPURIN und X. CAO, 2000b: A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the Global Upper Ocean 1950-1995. Part II: Results. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, S. 311–326.
- CARTON, J. A., G. CHEPURIN, X. CAO und B. S. GIESE, 2000a: A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the Global Upper Ocean 1950-1995. Part I: Methodology. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, S. 294–309.
- CHEPURIN, G. A. und J. A. CARTON, 1999: Comparison of retrospective analyses of the global ocean heat content. *Dyn. Atmospheres and Oceans*, **29**, S. 119–145.
- COCHRANE, J. D., F. J. KELLY und C. R. OLLING, 1979: Subthermocline countercurrents in the western Equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, S. 724–738.
- CONKRIGHT, M., S. LEVITUS und T. BOYER, 1994: *World Ocean Atlas 1994 Volume 1: Nutrients*. NOAA Atlas NESDIS 1, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.

- CULBERSON, C. H., 1991: *Dissolved Oxygen*. College of Marine Studies, University of Delaware, Newark, Delaware 19716 U.S.A., WHP Operations and Methods.
- CURRIE, R., 1953: Upwelling in the Benguela Current. *Nature*, **171**, S. 497–500.
- FISCHER, J., P. BRANDT, M. DENGLER, M. MÜLLER und D. SYMONDS, 2003: Surveying the Upper Ocean with the Ocean Surveyor: A New Phased Array Doppler Current Profiler. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, S. 742–751.
- FLORENCHIE, P., C. J. C. REASON, J. R. E. LUTJEHARMS, M. ROUAULT, C. ROY und S. MASSON, 2003: Evolution of Interannual Warm and Cold Events in the South-East Atlantic Ocean. *J. Climate* (akzeptiert).
- FOLTZ, G. R., S. A. GRODSKY, J. A. CARTON und M. J. MCPHADEN, 2003: Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108** (C5), S. 15–1–13.
- FRANÇA, C., I. WAINER, A. MESQUITA und G. GONI, 2003: Planetary equatorial trapped waves in the Atlantic Ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni und P. Malanotte-Rizzoli, Hg., Elsevier Oceanographic Series, S. 213–232.
- FRATANTONI, D. M., W. E. JOHNS, T. L. TOWNSEND und H. E. HURLBURT, 2000: Low-Latitude Circulation and Mass Transport Pathways in a Model of the Tropical Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, S. 1944–1966.
- FU, L.-L., 2001: Ocean Circulation and Variability from Satellite Altimetry. In: *Ocean Circulation and Climate*, G. Siedler, J. Church und J. Gould, Hg., Academic Press, S. 141–172.
- GANACHAUD, A. und C. WUNSCH, 2001: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, **408**, S. 453–457.
- GIANNINI, A., R. SARAVANAN und P. CHANG, 2003: Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science*, **302**, S. 1027–1030.
- GILL, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Band 30 von *International Geophysics Series*. Academic Press, Inc.
- GORDON, A. L. und K. T. BOSLEY, 1991: Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **38** (Suppl. I), S. 323–343.
- GOURIOU, Y. und G. REVERDIN, 1992: Isopycnal and diapycnal circulation of the upper equatorial Atlantic ocean in 1983–1984. *J. Geophys. Res.*, **22**, S. 25,165–25,179.

- GRODSKY, S. A. und J. A. CARTON, 2002: Surface drifter pathways originating in the equatorial Atlantic cold tongue. *Geophys. Res. Letters*, **29** (23), S. 62–65.
- HAZELEGER, W. und P. DE VRIES, 2003b: Fate of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni und P. Malanotte-Rizzoli, Hg., Elsevier Oceanographic Series, S. 175–191.
- HAZELEGER, W., P. DE VRIES und Y. FRIOCOURT, 2003a: Sources of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic in a high-resolution ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, S. 677–693.
- HENIN, C., P. HISARD und B. PITON, 1986: *Observations hydrologiques dans l'océan Atlantique équatorial (juillet 1982-août 1984)*. FOCAL Vol. 1, Editions de l'O.R.S.T.O.M., Collection Travaux et Documents No. 196, Paris.
- HISARD, P., 1975: *La circulation superficielle dans la partie occidentale du Golfe de Guinée*. Documents Scientifiques Du Centre de Recherche Océanographique d'Abidjan 6, S. 41–57.
- HISARD, P., J. CITEAU und A. MORLIÈRE, 1976: *Le système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels, permanence et extension de la branche sud dans l'océan atlantique*. Cahiers O.R.S.T.O.M., série Océanographie, 14, S. 209–220.
- HISARD, P. und J. MERLE, 1980: Onset of summer surface cooling in the Gulf of Guinea during GATE. *Deep-Sea Res.*, **26** (Suppl. II), S. 325–341.
- HOUGHTON, R. W., 1976: Circulation and hydrographic structure over the Ghana continental shelf during the 1974 upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, S. 909–924.
- HOUGHTON, R. W., 1983: Seasonal variations of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, S. 2070–2081.
- JACKETT, D. R. und T. J. MCDUGALL, 1997: A neutral density variable for the world's oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **27** (2), S. 237–263.
- JOCHUM, M. und P. MALANOTTE-RIZZOLI, 2003: On the generation of North Brazil Current rings. *J. Mar. Res.*, **61**, S. 147–173.
- JOHNS, W. E., T. N. LEE, F. A. SCHOTT, R. J. ZANTOPP und R. H. EVANS, 1990: The North Brazil Current retroflection seasonal structure and eddy variability. *J. Geophys. Res.*, **95** (C12), S. 22,103–22,120.

- KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, A. LEETMA, R. REYNOLDS, R. JENNE und D. JOSEPH, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bullet. Amer. Meteorol. Soc.*, **77**, S. 437–471.
- KANAMITSU, M., 1989: Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. *Weather and Forecasting*, **4**, S. 335–342.
- KANAMITSU, M., 1991: Recent changes implement into the global forecast system at NMC. *Weather and Forecasting*, **6**, S. 425–435.
- KATZ, E. J., 1987: Waves along the equator in the Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, S. 2536–2544.
- KEELEY, J. R., S. LEVITUS, D. MCLAIN, N. MIKHAILOV, C. NOE, J.-P. REBERT, B. SEARLE und W. WHITE, 1990: *GTSP Real-Time Quality Control Manual (IOC Manuals And Guides #22)*.
- KING, B. A., E. FIRING und T. M. JOYCE, 2001: Shipboard Observations during WOCE. In: *Ocean Circulation and Climate*, G. Siedler, J. Church und J. Gould, Hg., Academic Press, S. 99–122.
- KÖHL, A., D. STAMMER, B. CORNUELLE, E. REMY, Y. LU, P. HEIMBACH und C. WUNSCH, 2003: *The Global 1° WOCE Synthesis: 1992-2001*. The ECCO Report Series: Report Number 20.
- KUSHNIR, Y., R. SEAGER und J. MILLER, 2002: A simple coupled model of tropical Atlantic decadal climate variability. *Geophys. Res. Letters*, **29** (23), S. 48–1–4.
- LAMBERT, R. B. und W. STURGES, 1977: A thermohaline staircase and vertical mixing in the thermocline. *Deep-Sea Res.*, **24**, S. 211–222.
- LEVITUS, S. und T. BOYER, 1994b: *World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature*. Washington, D.C., NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce.
- LEVITUS, S., R. BURGETT und T. BOYER, 1994a: *World Ocean Atlas 1994 Volume 3: Nutrients*. Washington, D.C., NOAA Atlas NESDIS 3, U.S. Department of Commerce.
- LINDSTROM, E. J. und D. M. LEGLER, 2001: Developing the WOCE Global Data System. In: *Ocean Circulation and Climate*, G. Siedler, J. Church und J. Gould, Hg., Academic Press, S. 181–190.

- LUMPKIN, R. und K. SPEER, 2003: Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, S. 1902–1920.
- LUX, M., H. MERCIER und M. ARHAN, 2001: Interhemispheric exchanges of mass and heat in the Atlantic Ocean in January-March 1993. *Deep-Sea Research I*, **48**, S. 605–638.
- MALANOTTE-RIZZOLI, P., K. HEDSTROM, H. ARANGO und D. B. HAIDVOGEL, 2000: Water mass pathways between the subtropical and tropical ocean in a climatological simulation of the North Atlantic ocean circulation. *Dyn. Atmospheres and Oceans*, **32**, S. 331–371.
- MARSHALL, J., A. ADCROFT, C. HILL, L. PERELMAN und C. HEISEY, 1997: A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *J. Geophys. Res.*, S. 5753–5766.
- MATSUNO, T., 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. *J. Met. Soc. Japan*, **44**, S. 25–43.
- MCCREARY, J., J. PICAUT und D. MOORE, 1984a: Effects of the remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, **42**, S. 45–81.
- MCCREARY, J. P., 1984b: Equatorial Beams. *J. Mar. Res.*, **42**, S. 395–430.
- MCCREARY, J. P. und P. LU, 1994: Interaction between the Subtropical and Equatorial Ocean Circulations: The Subtropical Cell. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, S. 466–497.
- MEEUWIS, J. M. und J. R. E. LUTJEHARMS, 1990: Surface thermal characteristic of the Angola-Benguela front. *S. Afr. J. Mar. Sci.*, **9**, S. 261–279.
- MERCIER, H., M. ARHAN und J. R. E. LUTJEHARMS, 2003: Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January-March 1995. *Deep-Sea Research I*, **50**, S. 863–887.
- MERLE, J., 1983: *Seasonal variability of the subsurface thermal structure in the tropical Atlantic ocean*. Proceeding of the 13th Liège Colloquium of Ocean Hydrodynamics, J. Nihoul éd., Elsevier, S. 31-49.
- MITTELSTAEDT, E., 1983: The upwelling area of Northwest Africa - a description of phenomena related to coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, **12**, S. 307–331.
- MOLINARI, R. L., 1982: Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980. *J. Geophys. Res.*, **87**, S. 9707–9714.

- MOLINARI, R. L., S. BAUER, D. P. SNOWDON, G. C. JOHNSON, B. BOURLÈS, Y. GOURIOU und H. MERCIER, 2003: A Comparison of kinematic evidence for tropical cells in the Atlantic and Pacific oceans. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni und P. Malanotte-Rizzoli, Hg., Elsevier Oceanographic Series, S. 269–286.
- MOORE, D., P. HISARD, J. MCCREARY, J. MERLE, J. O'BRIEN, J. PICAUT, J.-M. VERSTRAETE und C. WUNSCH, 1978: Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, **5**, S. 637–640.
- MOROSHKIN, K. V., V. A. BUBNOV und R. P. BULATOV, 1970: Water circulation in the eastern South Atlantic Ocean. *Oceanology*, **10**, S. 27–34.
- NOAA/NMC DEVELOPMENT DIVISION, 1988: *Documentation of the NMC global model*. Available from NOAA/NCEP Environmental Modeling Center, 5200 Auth Rd., Washington, DC 20233.
- PAILLER, K., B. BOURLÈS und Y. GOURIOU, 1999: The Barrier Layer in the Western Tropical Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Letters*, **26** (14), S. 2069–2072.
- PARRISH, D. F. und J. C. DERBER, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, S. 1747–1763.
- PETERSON, R. G. und L. STRAMMA, 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**, S. 1–73.
- PHILANDER, S. G. H. und R. C. PACANOWSKI, 1986: A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **91**, S. 14,192–14,206.
- PIOLLE, J.-F. und A. BENTAMY, 2002: *Mean Wind Fields (MWF product) - User Manual - Volume 1: ERS-1, ERS-2 & NSCAT*. C2-MUT-W-05-IF, CERSAT - IFREMER.
- POND, S. und G. L. PICKARD, 1983: *Introductory Dynamical Oceanography, 2nd edition*. Butterworth-Heinemann.
- REID, J. L., 1964: Evidence of South Equatorial Countercurrent in the Atlantic Ocean in July 1963. *Nature*, **203** (4941), S. 182.
- REID, J. L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, **23**, S. 149–244.
- REVERDIN, G. und M. MCPHADEN, 1986: Near-surface current and temperature variability observed in the equatorial Atlantic from drifting buoys. *J. Geophys. Res.*, **91** (C5), S. 6569–6582.

- RICHARDSON, P. L. und T. K. MCKEE, 1984: Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, S. 1226–1238.
- ROUAULT, M., P. FLORENCHIE, N. FAUCHERAU und C. J. C. REASON, 2003: South east tropical Atlantic warm events and southern African rainfall. *Geophys. Res. Letters*, **30** (5), S. 8009.
- SCHOTT, F., J. CARTON, W. HAZELEGER, W. JOHNS, Y. KUSHNIR, C. REASON und S. P. XIE, 2004b: Tropical Atlantic Climate Experiment (TACE). CLIVAR Atlantic Implementation Panel.
- SCHOTT, F. A., P. BRANDT, M. HAMANN, J. FISCHER und L. STRAMMA, 2002: On the boundary flow off Brazil at 5 – 10°S and its connection to the interior tropical Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, **29** (17), S. 21–1–4.
- SCHOTT, F. A., M. DENGLER, P. BRANDT, K. AFFLER, J. FISCHER, B. BOURLÈS, Y. GOURIOU, R. L. MOLINARI und M. RHEIN, 2003: The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, **30** (7), S. 1349–1352.
- SCHOTT, F. A., J. FISCHER und L. STRAMMA, 1998: Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **28** (10), S. 1904–1928.
- SCHOTT, F. A., J. P. MCCREARY und G. C. JOHNSON, 2004a: Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans. In: *Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Variability*, AGU Geophys. Monogr., C. Wang, S.-P. Xie und J. A. Carton, Hg., AGU, Washington, D. C., in Druck.
- SIEDLER, G. und R. ONKEN, 1996: Eastern recirculation. In: *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*, W. Krauss, Hg., Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart, S. 339–364.
- SIEDLER, G., N. ZANGENBERG, R. ONKEN und A. MORLIÈRE, 1992: Seasonal Changes in the Tropical Atlantic Circulation: Observation and Simulation of the Guinea Dome. *J. Geophys. Res.*, **97** (C1), S. 703–715.
- SNOWDEN, D. P. und R. L. MOLINARI, 2003: Subtropical Cells in the Atlantic Ocean: An Observational Summary. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni und P. Malanotte-Rizzoli, Hg., Elsevier Oceanographic Series, S. 287–312.
- SPRINTALL, J. und M. TOMCZAK, 1993: On the formation of central water in the southern hemisphere. *Deep-Sea Res.*, **40**, S. 827–848.

- STRAMMA, L. und M. ENGLAND, 1999b: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **104**, S. 20,863–20,883.
- STRAMMA, L., J. FISCHER, P. BRANDT und F. SCHOTT, 2003: Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni und P. Malanotte-Rizzoli, Hg., Elsevier Oceanographic Series, S. 1–22.
- STRAMMA, L. und F. SCHOTT, 1996: Western equatorial circulation and interhemispheric exchange. In: *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*, W. Krauss, Hg., Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart, S. 195–227.
- STRAMMA, L. und F. SCHOTT, 1999a: The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II*, **46**, S. 279–303.
- STRAMMA, L. und G. SIEDLER, 1988: Seasonal changes in the North Atlantic Subtropical gyre. *J. Geophys. Res.*, **93**, S. 8111–8118.
- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON und R. H. FLEMING, 1942: *The Oceans. Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, S. 1087.
- TALLEY, L. D., 1996: Antarctic intermediate water in the South Atlantic. In: *The South Atlantic - Present and Past Circulation*, G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler und D. J. Webb, Hg., Springer Berlin, S. 219–238.
- THIERRY, V., A. M. TREGUIER und H. MERCIER, 2003: Numerical study of the annual and semiannual fluctuations in the deep equatorial ocean. *Ocean Modelling*, **6**, S. 1–30.
- TOMCZAK, M. und J. S. GODFREY, 1994: *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon.
- TSUCHIYA, M., 1986: Thermostads and circulation in the upper layer of the Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **16**, S. 235–267.
- TSUCHIYA, M., L. D. TALLEY und M. S. MCCARTNEY, 1992: An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator. *Deep-Sea Res.*, **39**, S. 1885–1917.
- VIANNA, M. L. und V. V. DE MENEZES, 2003: A seasonal and interannual study of the western equatorial Atlantic upper thermocline circulation variability. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni und P. Malanotte-Rizzoli, Hg., Elsevier Oceanographic Series.
- VOITURIEZ, B., 1981: Les sous-courants équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux. *Oceanol. Acta*, **4**, S. 497–506.

- WACONGNE, S., 1989: Dynamical regimes of a fully nonlinear stratified model of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *J. Geophys. Res.*, **94**, S. 4801–4815.
- WACONGNE, S. und B. PITON, 1992: The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **39** (7/8), S. 1273–1298.
- WAUTHY, B., 1977: *Révision de la classification des eaux de surface du golfe de Guinée (Berrit 1961)*. Cahiers O.R.S.T.O.M., série Océanographie, XV, S. 279-295.
- WEISBERG, R. H. und C. COLIN, 1986: Equatorial Atlantic ocean temperature and current variations during 1983 and 1984. *Nature*, **322**, S. 240–243.
- WIENDERS, N., M. ARHAN und H. MERCIER, 2000: Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: exchanges with the ocean interior. *J. Mar. Res.*, **58**, S. 1007–1039.
- ZHANG, D., M. J. MCPHADEN und W. E. JOHNS, 2003: Observational Evidence for Flow between the Subtropical and Tropical Atlantic: The Atlantic Subtropical Cells. *J. Phys. Oceanogr.*, **33** (8), S. 1783–1797.

Danksagung

Diese Arbeit entstand in der Abteilung Physikalische Ozeanographie I des Leibniz-Instituts für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.

Herrn Prof. Dr. Schott möchte ich für die Vergabe der Arbeit und die Betreuung danken. Weiterhin möchte ich mich besonders bei Dr. Peter Brandt und Dr. Marcus Dengler, sowie auch bei Dr. Andreas Funk, Rena Schoenefeldt und Jens Schafstall für ihre Hilfe bedanken. Desweiteren gilt mein Dank für das Korrekturlesen und die konstruktive Kritik Dr. Peter Brandt, Dr. Marcus Degler und Dr. Andreas Funk.

Insbesondere möchte ich auch meinen Eltern Ludger und Gabriele Hormann für ihre Unterstützung danken.

Die ERS-Scatterometerdaten werden von CERSAT, am IFREMER, Plouzane (Frankreich) zur Verfügung gestellt.

Die NCEP/NCAR-Reanalysen werden vom NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, USA auf der Internetseite <http://www.cdc.noaa.gov> bereitgestellt.

Das ECCO-Modell ist ein Beitrag des Estimating the Circulation and Climate of the Ocean-Konsortiums, welches durch das National Oceanographic Partnership Program gegründet wurde.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß ich diese Diplomarbeit selbständig und nur unter Zuhilfenahme der angegebenen Hilfsmittel verfasst habe.

Kiel, den 14. September 2004

(Verena Hormann)