

INTERANNUALE UND DEKADISCHE  
VARIABILITÄT  
DER FLACHEN MERIDIONALEN ZELLE  
IM INDISCHEN OZEAN

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

vorgelegt von  
Rena Schoenefeldt

Kiel  
2006

Referent/in: Prof. Dr. F. Schott

Korreferent/in: Prof. Dr. J. Willebrand

Tag der mündlichen Prüfung: 25.01.2007

Zum Druck genehmigt: Kiel, den 25.01.2007

Der Dekan Prof. Dr. J. Grotemeyer

# Zusammenfassung

Die mittlere meridionale Zirkulation über den Äquator wird durch die flache interhemisphärische Zelle (*Cross-Equatorial Cell*, CEC) charakterisiert. Am westlichen Rand transportiert der Somalstrom Sprungschichtwasser nordwärts über den Äquator, wo es aufsteigt. Das Auftriebswasser erwärmt sich und wird durch den oberflächennahen Ekman- und Sverdrup-Transport nach Süden exportiert. Die CEC wird durch Subduktion in den südöstlichen Subtropen geschlossen. Sie beinhaltet zusätzlich Wassermassenbeiträge aus dem Indonesischen Durchstrom (ITF). Die interannuale bis dekadische Variabilität der CEC und die daraus resultierenden Wärmebilanz-Schwankungen werden anhand zweier Assimilationsmodelle, des 52-Jahreslaufes von SODA (CARTON ET AL., 2000a) und des 10-Jahreslaufes von ECCO (STAMMER ET AL., 2002), untersucht.

Die mittlere Zirkulation des oberen Ozeans, sowie Struktur und Transport der CEC zeigen in beiden Assimilationsmodellen für den Zeitraum von 1992-2001 eine gute Übereinstimmung mit Beobachtungen. Aufgrund der verschiedenen Assimilationsmethoden unterscheiden sich die Transport-Anomalien innerhalb der CEC trotz der nahezu gleichen Datengrundlage beider Modelle erheblich: SODA erzwingt die Angleichung der Modell-Ergebnisse an die Beobachtungen, während ECCO die atmosphärischen Flüsse, sowie die Anfangsbedingungen verändert, um die Beobachtungen zu reproduzieren.

Über den Zeitraum von 1950-91 zeigt die CEC in SODA eine starke Reduzierung, die aus dem Trend des äquatorialen Sverdrup-Transportes resultiert. Die Transport-Abnahme von  $3.5 \times 10^6 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$  in 42 Jahren macht 50% der mittleren Zirkulation aus. Die drastische Abnahme des Transportes vollzieht sich in allen Pfaden innerhalb der CEC, sowie in den oberen Schichten des ITF. Mit der CEC-Abschwächung reduziert sich die Zufuhr von kaltem Auftriebswasser vor Somalia und Oman und trägt zu einer Zunahme der SST und des Wärmeinhalts im nördlichen Indischen Ozean bei. Da der Wärmefluss in SODA über die Jahre 1950-91 keinen Trend zeigt, spielt die Abnahme der CEC eine entscheidende Rolle bei der Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans.

Der ITF ist eine Schlüsselregion der Indischen Ozean Zirkulation, die durch großskalige Variabilitätsmuster beeinflusst wird. In dieser Arbeit wird die Beziehung zwischen der ITF-Abnahme und der dekadischen Variabilität von *El Niño/Southern Oscillation* im Zusammenhang mit der klimatischen Verschiebung in den Jahren 1976-77 diskutiert, sowie die Zunahme des Wärmeinhalts vor Sumatra in Verbindung mit den Änderungen des *Indian Ocean Dipole/Zonal Mode* (IODZM). In beiden Modellen zeigt sich die Entwicklung eines IODZM-Ereignisses zuerst in einer anomal kalten SST im Ostbecken und einer anschließenden Umkehr der äquatorialen Winde. Diese wiederum führt zu verstärktem Auftrieb vor Sumatra, der die SST-Anomalie aufrecht erhält.



# Abstract

The mean meridional circulation across the equator in the Indian Ocean is characterized by the shallow interhemispheric Cross-Equatorial Cell (CEC). At the western boundary, the Somali Current transports thermocline water northward across the equator, which is then upwelled. The upwelled waters are taking up heat and then exported back southward by near-surface Ekman- and Sverdrup transports. The CEC is closed by subduction in the southeastern subtropics and includes contributions from the Indonesian Throughflow (ITF). To study the interannual to decadal variations of the CEC and resulting heat balance variations, the output of the 52-year run assimilation model of SODA (CARTON ET AL., 2000a) and the 10-year run assimilation model of ECCO (STAMMER ET AL., 2002) is used.

It is found that the mean circulation of the upper ocean, as well as the structure and transports of the CEC, agree well with corresponding observational results in both assimilation model output fields for the time period 1992-2001. In spite of nearly the same databasis, transport anomalies of the CEC differ drastically in both models due to different assimilation methods: Whereas SODA restores the model output to observations, ECCO modifies atmospheric fluxes and initial conditions to reproduce the observations.

During the time period 1950-91, the CEC in SODA demonstrates a substantial slowdown due to the weakening of the cross-equatorial Sverdrup transport. The estimated rate of the slowdown,  $3.5 \times 10^6 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$  over the 42-year period, is 50% of the mean strength of this circulation. The drastic transport decrease occurred in all branches that participate in the CEC, as well as in the upper-layer ITF. As the CEC weakens, the relatively cold upwelled waters off Somalia and Oman are reduced, which contributes to the SST and upper-ocean heat content increase in the northern Indian Ocean. As the heat flux shows no significant trend during 1950-91, the CEC slowdown points to an important role in the warming of the northern Indian Ocean.

The ITF, a critical choke-point of the Indian Ocean circulation, shows an impact of large-scale variation patterns. This study discusses the relation between the ITF decrease and El Niño/Southern Oscillation decadal change due to the climate shift in 1976/77, and the heat content increase off Sumatra due to Indian Ocean Dipole/Zonal Mode (IODZM) changes. The development of an IODZM starts in both models with an anomalous SST cooling in the eastern equatorial Indian Ocean. Due to the well-known Bjerknes effect, equatorial winds are reversed leading to an increased upwelling off Sumatra maintaining the SST anomaly.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>7</b>
<b>2</b>	<b>Modellbeschreibung</b>	<b>16</b>
2.1	Simple Ocean Data Assimilation (SODA) . . . . .	17
2.2	Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO) . .	17
<b>3</b>	<b>Mittlere Zirkulation im Indischen Ozean</b>	<b>19</b>
3.1	Atmosphärische Zirkulation . . . . .	19
3.2	Ozeanische Zirkulation . . . . .	21
3.3	Vergleich von Modell und Beobachtung . . . . .	25
3.3.1	Äquator . . . . .	26
3.3.2	Zirkulation im Subtropenwirbel . . . . .	30
3.3.3	Indonesischer Durchstrom . . . . .	38
3.4	Zusammenfassung und Diskussion . . . . .	42
<b>4</b>	<b>Variabilität der flachen subtropischen Zelle</b>	<b>47</b>
4.1	Meridionale Umwälzzirkulation . . . . .	48
4.2	Meridionale Pfade der CEC am Äquator . . . . .	51
4.3	Auftriebsgebiete vor Ostafrika . . . . .	60
4.4	Subduktion im südlichen Indischen Ozean . . . . .	67
4.5	Variabilität des Indonesischen Durchstroms . . . . .	74
4.6	Zusammenfassung . . . . .	78
<b>5</b>	<b>Die Rolle der CEC bei der Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans</b>	<b>81</b>
5.1	Jahresgang der Wärmebilanz . . . . .	82
5.2	Variabilität der Wärmebilanz . . . . .	88
5.3	Der Indische Ozean Dipol Mode . . . . .	100
5.3.1	Variabilität des Wärmeinhalts in den Indonesischen Passagen	115
5.4	Zusammenfassung . . . . .	118
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>121</b>
6.1	Zusammenfassung . . . . .	121
6.2	Diskussion und Ausblick . . . . .	127
<b>A</b>	<b>Akronyme</b>	<b>130</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

Mehr als die Hälfte der Weltbevölkerung lebt in einer Region, die direkt oder indirekt von der Variabilität des Indischen Monsuns abhängt. Die Trinkwasserversorgung, sowie die wirtschaftliche und die landwirtschaftliche Entwicklung sind eng mit Niederschlagsschwankungen gekoppelt, die durch die sowohl saisonale als auch interannuale Variabilität des Monsuns bestimmt werden (z.B. WEBSTER ET AL., 1998). Eine besondere Bedeutung besitzt der Monsun in Bezug auf die Dynamik der Oberflächenzirkulation, durch die der nördliche und der äquatoriale Indische Ozean die höchste saisonale Variabilität im Weltozean aufweisen.

Die Monsun-Variabilität ist das wichtigste klimatische Element im Indischen Ozean (ANNAMALAI UND MURTUGUDDE, 2004), das einen hohen Einfluss auf das Klima großer Teile der Erde hat (LAU, 1992). Der Beginn sowie die Entwicklungsstadien des Monsuns hängen von verschiedenen Faktoren ab, zu denen in erster Linie die Oberflächentemperatur von Land und Meer bzw. der thermale Gradient zwischen den Landmassen des Asischen Kontinents und des tropischen Indischen Ozeans, sowie Schneefall und Orografie gehören (z.B. MEEHL, 1987; WEBSTER ET AL., 1998; VECCHI UND HARRISON, 2004).

Von diesen Faktoren sind bereits geringe Veränderungen der Meeresoberflächentemperatur (*Sea Surface Temperature*, SST) vor allem in den Tropen von großer Bedeutung für die Entwicklung des Monsuns und damit für die Klimavorhersagbarkeit in den angrenzenden Landregionen. Mehrere Studien haben die enge Beziehung zwischen der Monsun-Variabilität und der SST im Indischen Ozean untersucht: so erklären Modellergebnisse in einem Jahr die Niederschlagsvariabilität Ostafrikas durch eine anomale Erwärmung der SST im westlichen Indischen Ozean (LATIF ET AL., 1999). ARPE ET AL. (1998) konnten zeigen, dass die Variabilität in der Stärke des Indischen Monsuns auch durch SST Anomalien im Arabischen Meer erzeugt werden können. Modellstudien erklärten außerdem einen Zusammenhang zwischen der Erwärmung des südwestlichen Indischen Ozeans und einer Verzögerung des Sommermonsuns (ANNAMALAI ET AL., 2005b). Für Regionen, in denen die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und SST eine große Rolle spielt, ist ein gekoppeltes Ozean-Atmosphäre-Modell entscheidend bei der Vorhersagbarkeit der monsunbedingten Niederschlagsvariabilität (WANG ET AL., 2005).

Weiterhin zeigen Modelluntersuchungen eine enge Beziehung zwischen SST-Schwankungen und der intrasaisonalen Variabilität (WALISER ET AL., 2000), die die Niederschlagsvariabilität über Indien während des Sommermonsuns entscheidend kontrolliert: die aktiven regenreichen Perioden des Sommermonsuns werden häufig von Phasen unterbrochen, in denen der Niederschlag reduziert ist oder sogar ausbleibt. Diese Unterbrechungen, die in der Literatur auch als *Monsoon Breaks* bekannt sind, weisen eine Periode von 30-60 Tagen auf und können mit der sogenannten Madden-Julian Oszillation assoziiert werden (MADDEN UND JULIAN, 1972).

Auf interannualer Zeitskala spielt *El Niño/Southern Oscillation* (ENSO) eine wichtige Rolle bei der Monsun-Variabilität (SHUKLA UND PAOLINO, 1983; NICHOLLS, 1989; LI, 1990). Das Klimaphänomen ENSO beschreibt die klimarelevante Wechselwirkung des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems, das durch die Luftdruckschaukel zwischen dem südostasiatischen Tiefdruckgebiet und dem südostpazifischen Hochdruckgebiet sowie einer signifikanten SST-Anomalie des tropischen Pazifiks gekennzeichnet ist (PHILANDER, 1989). Bereits um 1900 brachte Sir Gilbert Walker den *Southern Oscillation Index* (SOI), ein Parameter für die Luftdruckdifferenz zwischen Tahiti und Darwin, mit der Variabilität des Indischen Sommermonsuns und den dadurch bedingten Niederschlägen in Verbindung (WALKER, 1923).

ENSO beeinflusst den Monsun durch die Verschiebung der tropischen Wärmequellen über dem Meer und durch die damit gekoppelte Verschiebung der Walkerzirkulation. Bei einem El Niño kommt es zu absinkenden Luftbewegungen über dem westlichen Pazifik und dem indonesischen Insel-Archipel, wo normalerweise Konvektion mit starken Niederschlägen zu beobachten sind. Die genauen Mechanismen, die diesen Vorgang mit einer Schwächung des Monsuns koppeln, sind noch unklar (WANG ET AL., 2003). Eine wichtige Rolle spielen die Ausbildung zweier Hochdruckzellen westlich von Australien und östlich der Philippinen und deren Interaktion mit lokalen Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkungen. Auch ein direkter Einfluss der absinkenden Luftmassen auf den südasiatischen Monsun ist denkbar. Im borealen Sommer wird der thermale Gradient zwischen Land und Meer durch die Erwärmung des westlichen Indischen Ozeans bei El-Niño-Ereignissen geschwächt und damit die Stärke des Monsuns über dem Arabischen Meer verringert.

Neuere Erkenntnisse haben jedoch gezeigt, dass der Indische Monsun auch einen Einfluss auf El Niño besitzt (KIRTMAN UND SHUKLA, 2000; KIRTMAN ET AL., 2004; ANNAMALAI ET AL., 2005a) und die Beziehung zwischen beiden Phänomenen damit wechselseitig ist. In diesem Zusammenhang wird ein weiterer Einflussfaktor diskutiert, der *Indian Ocean Dipole/Zonal Mode* (IODZM).

Als IODZM werden zwischenjährliche Variabilitätsmuster bezeichnet, die mit zeitlicher Verschiebung im Osten vor Sumatra, sowie im westlichen Becken des tropischen Indischen Ozeans auftreten können und durch anomale SST charakterisiert sind (REVERDIN ET AL., 1986; SAJI ET AL., 1999; WEBSTER ET AL., 1998). Gleichzeitig zeigen sich Anomalien in der Atmosphäre in Form von abnehmenden und in westwärtiger Richtung umkehrenden äquatorialen Winden, die auf einen gekoppelten Mode schließen lassen (WEBSTER ET AL., 1999; MURTUGUDDE ET AL.,



2000). Im Zusammenhang mit diesen Ereignissen werden Anomalien in der Meeresoberflächenauslenkung (RAO ET AL., 2002) und im Niederschlag (SAJI UND YAMAGATA, 2003) beobachtet. Beobachtungen zeigen, dass die anomale Abkühlung im Ostbecken nicht immer von einer Erwärmung im Westbecken begleitet wird (FENG UND MEYERS, 2003). Da der IODZM-Index anhand der SST-Differenz zwischen West- und Ostbecken definiert wird, werden auch Monopole als IODZM-Jahre identifiziert. Daher ist die Bezeichnung 'Dipol' in diesem Zusammenhang umstritten.

Diskussionen, ob die Dipol-Struktur auf ein eigenständiges gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-System im Indischen Ozean zurückzuführen ist und die Zirkulationsverhältnisse einer internen Dynamik folgen (SAJI ET AL., 1999; WEBSTER ET AL., 1999) oder ob sie eng mit der ENSO Variabilität im tropischen Pazifik verknüpft ist (BAQUERO-BERNAL ET AL., 2002; SHINODA ET AL., 2004), sind nach wie vor aktuell. Der IODZM wird hiernach zwar einerseits durch ENSO moduliert, kann aber andererseits deren Wirkung auf den Indischen Monsun verstärken oder abschwächen (SLINGO UND ANNAMALAI, 2000). Aufgrund der Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation, beeinflusst der IODZM das globale Klima (SAJI UND YAMAGATA, 2003a). BEHERA UND YAMAGATA (2003) zeigten, dass der IODZM in der Lage ist ENSO zu modulieren. Außerdem beeinflusst der IODZM den Niederschlag über Afrika (CLARK ET AL., 2003; BEHERA ET AL., 2005), sowie über Sri Lanka (ZUBAIR ET AL., 2003).

In der Diskussion um die sensible Beziehung zwischen SST- und Monsun-Variabilität auf dekadischen Zeitskalen kommt der Erwärmung des Indischen Ozeans in den letzten 50 Jahren eine besondere Rolle zu (IPCC, 2001; LEVITUS ET AL., 2005). Sowohl die Abschwächung der Monsunzirkulation (SPERBER ET AL., 2000), als auch die Niederschlagsabnahme über Afrika innerhalb der letzten Dekaden wird mit der Erwärmung der SST in Beziehung gebracht (GIANNINI ET AL., 2003).

Die Erwärmung des Indischen Ozeans spiegelt sich im Wärmeinhalt vor allem in den oberen 300 m der Wassersäule wider (LEVITUS ET AL., 2005). Eine mögliche Erklärung für die Erwärmung liegt in der Zunahme von Treibhausgasen in der Atmosphäre (LEVITUS ET AL., 2001). Modellergebnisse zeigen, dass sich die Erwärmung der oberen Schichten im südlichen Ozean durch anthropogene Antriebsfaktoren erklären lässt (BARNETT ET AL., 2005). Die geringere Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans im Verhältnis zum südlichen Indischen Ozean (LEVITUS ET AL., 2005) kann mit der unterschiedlichen Aerosolen-Konzentration zwischen Nord- und Südhalbkugel begründet werden, da sich 90% der anthropogenen Aerosole auf der Nordhalbkugel befinden (RAMANATHAN ET AL., 2001; BARNETT ET AL., 2005). Aerosole reflektieren die solare Einstrahlung, erhöhen so die planetare Albedo und haben dadurch einen negativen bzw. dämpfenden Effekt auf die Erwärmung durch die Treibhausgase.

Die Zunahme der Treibhausgase müsste sich ebenfalls im Wärmefluss widerspiegeln. Alle bekannten Klimatologien bzw. Reanalysen zeigen jedoch eine Abnahme des Wärmeflusses von der Atmosphäre in den Indischen Ozean. Dies deutet darauf

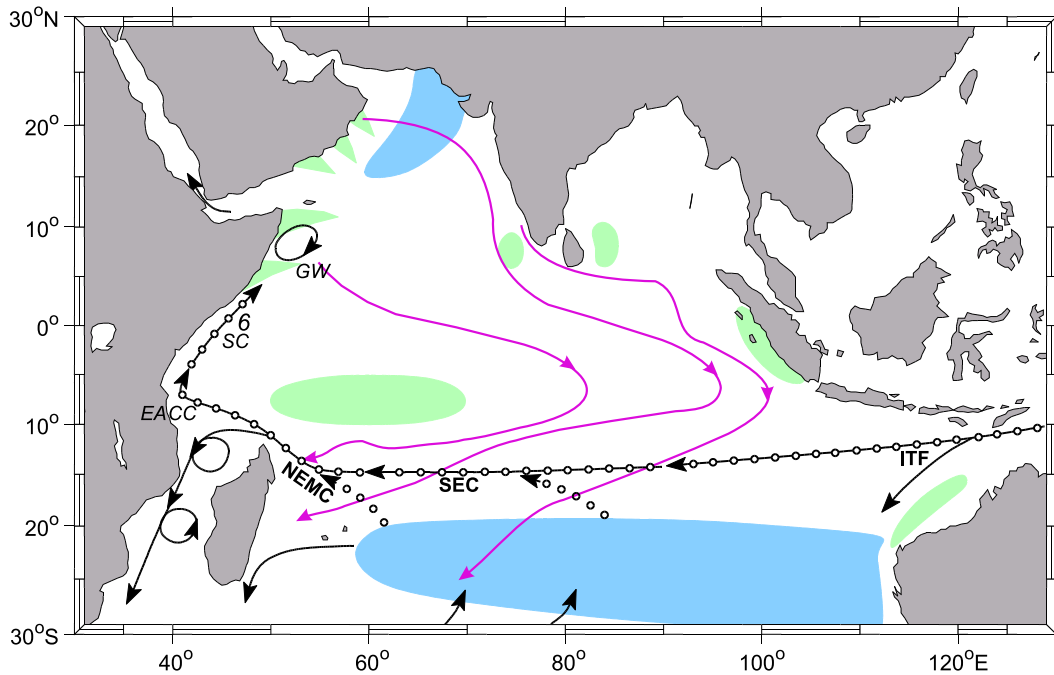


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung der interhemisphärischen thermohalinen Zirkulation, die die Subduktionsgebiete in der südlichen Hemisphäre (blau) mit Auftriebsgebieten im Norden (grün) verbindet. Den Auftriebsgebieten vor Somalia, Oman und westlich von Indien entspringen die südwardigen CEC-Zirkulationspfade (magenta) aus modellierten Oberflächentrajektorien (MIYAMA ET AL., 2003); ITF = Indonesischer Durchstrom, SEC = South Equatorial Current, NEMC = Northeast Madagascar Current, EACC = East African Coast Current, SC = Somali Current, GW = Great Whirl. (SCHOTT ET AL., 2004).

hin, dass die Ozeanzirkulation eine entscheidende Rolle bei der Erwärmung des Indischen Ozeans spielt.

Das Jahresmittel des Netto-Oberflächenwärmeflusses im tropischen Indischen Ozean ist positiv (OBERHUBER, 1988). Die überschüssige Wärme wird primär durch eine flache meridional-vertikale Umwälzzirkulation in den oberen 500 m in den südlichen subtropischen Indischen Ozean transportiert (WACONGNE UND PACANOWSKI, 1996; GARTERNICHT UND SCHOTT, 1997; LEE UND MAROTZKE, 1998; MIYAMA ET AL., 2003). Diese subtropische Zirkulation, die für eine Balance des Wärmebudgets sorgt, wird durch zwei Zellen getragen, der flachen interhemisphärischen Zelle, die in der Literatur häufig als *Cross-Equatorial Cell* (CEC) zu finden ist (Abb. 1.1; SCHOTT ET AL., 2002; MIYAMA ET AL., 2003) und der Subtropischen Zelle, auch *Subtropical Cell* (STC) genannt (LEE, 2004; MIYAMA ET AL., 2003; SCHOTT ET AL., 2004).

Diese flachen meridionalen Zellen im Indischen Ozean unterscheiden sich grundlegend von denen im Atlantik und Pazifik. Im Atlantik und Pazifik verbinden die flachen subtropischen Zellen beider Hemisphären die subtropischen Subduktionsgebiete mit den Auftriebsgebieten am Äquator. Dies geschieht im Inneren über eine

äquatorwärtige Rezirkulation in der Sprungschicht und über Unterströme am westlichen Rand. Die meridionalen hemisphärischen Zellen werden durch polwärtige Ekman-Transporte geschlossen (MCCREARY UND LU, 1994; MALANOTTE-RIZZOLI ET AL., 2000), so dass sich auf beiden Seiten des Äquators eine flache tropisch-subtropische Meridionalzirkulation einstellt.

Im Indischen Ozean verhält sich die Situation anders: aufgrund des mittleren zonalen Windfeldes am Äquator findet dort kein Auftrieb statt. Die Auftriebsgebiete im Indischen Ozean befinden sich stattdessen in der Nordhemisphäre vor Somalia, Oman und Indien während des Sommermonsuns (Abb. 1.1) (SCHOTT ET AL., 2002; MIYAMA ET AL., 2003). Subduktion findet in den östlichen Subtropen der Südhemisphäre statt, wo abgekühlte Wassermassen aus der Deckschicht in die Sprungschicht eingetragen werden (ZHANG UND TALLEY, 1998; KARSTENSEN UND QUADFASEL, 2002). Das Resultat im Indischen Ozean ist eine flache interhemisphärische Zelle, die CEC.

Der nordwärtige Zirkulationspfad der CEC, der Auftriebs- und Subduktionsregionen verbindet, beginnt mit dem Südäquatorialstrom (*South Equatorial Current*, SEC) (Abb. 1.1), der das subduzierte Wasser zum westlichen Rand transportiert. Innerhalb des SECs befinden sich Wassermassenanteile des Indonesischen Durchstroms (*Indonesian Throughflow*, ITF) (Abb. 1.1), die zusätzlich einen Beitrag zur CEC-Zirkulation liefern (MIYAMA ET AL., 2003). Am westlichen Rand setzt der SEC in den Nordostmadagaskarstrom (*Northeast Madagascar Current*, NEMC), der sich an der Nordspitze von Madagaskar aufteilt: ein Teil strömt südwärts durch den Mosambik-Kanal und verlässt den Indischen Ozean, der andere Teil setzt in den Ostafrikanischen Küstenstrom (*East African Coast Current*, EACC) (SWALLOW ET AL., 1991). Der EACC geht in den Somalstrom (*Somali Current*, SC) über (SWALLOW ET AL., 1983), der den Äquator überquert (Abb. 1.1).

Während des Sommermonsuns entwickeln sich zwei antizyklonale Wirbel im SC, an deren Flanken der Auftrieb kalter Wassermassen stattfindet (SCHOTT ET AL., 2002). Weiterhin findet Küstenauftrieb vor Oman, sowie Auftrieb westlich und östlich vor der Südspitze Sri Lankas statt, der aus einer zyklonalen Windstressrotation und der daraus folgenden Ekman-Divergenz resultiert. Der Auftrieb vor Sri Lanka ist aus Modellergebnissen bekannt (VINAYACHANDRAN UND YAMAGATA, 1998; MIYAMA ET AL., 2003) und konnte bislang nicht durch Beobachtungen verifiziert werden.

Nach einem ostwärtigen Transport der Auftriebswassermassen in das Arabische Meer, wird die Meridionalzirkulation durch einen oberflächennahen südwärtigen Transport im Inneren über den Äquator geschlossen (Abb. 1.1) (SCHOTT ET AL., 2002). GODFREY ET AL. (2001) und MIYAMA ET AL. (2003) zeigten, dass dieser oberflächennahe Transport über den Äquator innerhalb der flachen subtropischen Zelle durch die Windrotation angetrieben wird. Im jährlichen Mittel ist die zonale Windstress-Komponente  $\tau_x$  nördlich des Äquators ostwärts und südlich des Äquators westwärts gerichtet und ist annähernd proportional zur Breite. Die daraus resultierende negative Rotation des Windstress (Abb. 3.3 b) treibt einen südwärtigen Sverdrup-Transport über den Äquator an. Nimmt  $\tau_x$  linear mit der geographischen

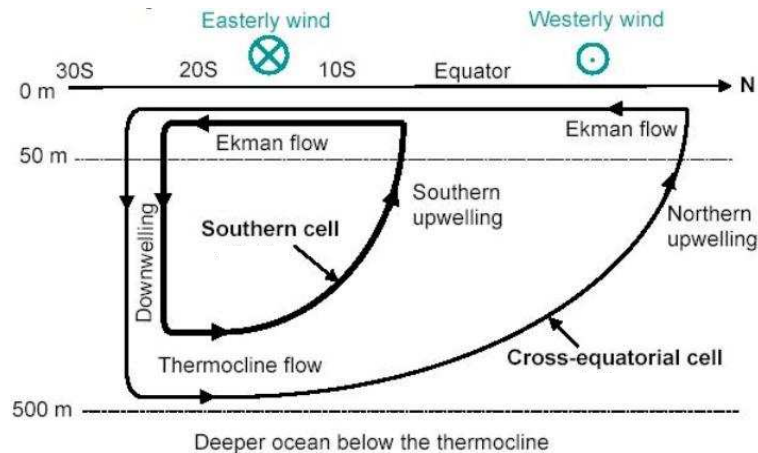


Abbildung 1.2: Schematische Darstellung der interhemisphärischen thermohalinen Zelle (CEC) und der Subtropischen Zelle (STC) (nach LEE, 2004).

Breite über den Äquator hinweg zu, dann ist die Ekman pumping Geschwindigkeit gleich Null. Damit kann keine geostrophische Geschwindigkeit existieren, so dass Sverdrup und Ekman Transport in dieser Region identisch sind (MIYAMA ET AL., 2003).

Zusätzlich zur CEC existiert eine zweite flache meridionale Zelle im Indischen Ozean, die auf die Südhemisphäre begrenzt ist (Abb. 1.2). Die STC wurde anhand von Modellergebnissen zum ersten Mal von MCCREARY ET AL. (1993) beschrieben. Die Rotation des Windfeldes zwischen dem bis 5°S begrenzten Südostpassat und den Westwinden auf dem Äquator liefert die Ausgangssituation für Ekman-Divergenz, die in dieser Zone ganzjährig zu beobachten ist und während des Sommermonsuns ihr Maximum erreicht. Aus der Divergenz resultiert ein starker Auftrieb zwischen 2-12°S nordöstlich von Madagaskar, der auf Satellitenbildern anhand der Chlorophyll-Konzentration zu identifizieren ist und der den Antrieb der STC bildet (MURTUGUDDE UND BUSALACCHI, 1999; WEBSTER ET AL., 1999). Ähnlich der CEC wird das Auftriebswasser in den oberflächennahen Schichten durch Ekman-Transport nach Süden, sowie kaltes Sprungschichtwasser nach Norden transportiert (Abb. 1.2, LEE, 2004). Die Zelle wird südlich von 10°S durch Abtrieb geschlossen, der hauptsächlich durch Subduktion von Oberflächenwasser in die Sprungschicht in den östlichen Subtropen der Südhemisphäre getragen wird (ZHANG UND TALLEY, 1998; KARSTENSEN UND QUADFASEL, 2002).

Die flachen tropisch-subtropischen Zellen im Indischen Ozean wurden von WACONGNE UND PACANOWSKI (1996), GARTERNICHT UND SCHOTT (1997) und LEE UND MAROTZKE (1998) hinsichtlich ihrer Dynamik und saisonalen Variabilität im Zusammenhang mit dem Monsun untersucht. Im jährlichen Mittel überwiegen der Auftrieb in der nördlichen Hemisphäre und der südwärtige Ekman- bzw. Sverdrup-Transport über den Äquator, die beide während des Sommermonsuns stattfinden. Die Sommermonsun-Situation dominiert über den Wintermonsun und stellt den Hauptantrieb der flachen interhemisphärischen Zelle dar.

Interannuale Schwankungen treten bei beiden Zellen, der CEC und der STC,

auf. Im Zusammenhang mit dem äquatorialen Transport und der Advektion des Wärmeüberschusses innerhalb der CEC wird die klimarelevante Beziehung mit dem Auftrieb in der Nordhemisphäre diskutiert. LOSCHNIGG UND WEBSTER (2000) stellten die Hypothese auf, dass ein anomal starker Monsun einen stärkeren Auftrieb vor Somalia und einen erhöhten südwärtigen Ekman-/Sverdrup-Transport zur Folge haben. Der resultierende höhere äquatoriale Wärmetransport erzeugt eine Abnahme des meridionalen SST-Gradienten. Dies bewirkt den Autoren zufolge eine Abschwächung des Monsuns im darauf folgenden Jahr.

Schwankungen der STC bzw. des Auftriebs nordöstlich von Madagaskar in der Südhemisphäre werden mit dem IODZM assoziiert, der eine Variabilität der SST und der Deckschichttiefe in den östlichen Tropen hervorruft (SAJI ET AL., 1999). Die Deckschichtanomalie wird durch Rossby-Wellen westwärts propagiert (XIE ET AL., 2002; FENG UND MEYERS, 2003). Mit den Schwankungen der STC geht eine SST-Anomalie einher, die wiederum wie bereits erwähnt signifikanten Einfluss auf die Niederschlagsvariabilität über Ostafrika hat (LATIF ET AL., 1999; XIE ET AL., 2002).

Dekadische Änderungen in der Ozeanzirkulation, die möglicherweise die Variabilität des Wärmeinhalts im Indischen Ozean beeinflussen können, wurden bisher kaum untersucht. Die Stärke der beiden Zellen, CEC und STC, resultiert aus dem Windfeld. Der Südwestmonsun im borealen Sommer bzw. der Sverdrup-Transport bestimmen den Antrieb der CEC, der Südwestpassat den der STC.

Auf dekadischen Zeitskalen erkannte LEE (2004) eine Abnahme der Zirkulation innerhalb der STC in den 90er Jahren. Der dekadische Trend der STC stellt ein möglicher ozeanischer Mechanismus bei der Erwärmung des Indischen Ozeans südlich des Äquators dar (LEE, 2004). Die Variabilität der STC variiert den Wärmetransport über 10°S und in Folge dessen den Wärmeinhalt des SIO (LEE, 2004). Die dekadische Variabilität der STC könnte sich weiterhin auf dekadische Klimaschwankungen auswirken, da durch die Anomalien der Ekman-Divergenz und des Auftriebs in den Tropen der Südhemisphäre die SST betroffen wäre (LEE, 2004). Weiterhin würden Änderungen der SST in dieser Region die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre beeinflussen (XIE ET AL., 2002).

Die ersten Untersuchungen zur interannualen Variabilität der CEC wurden von HU ET AL. (2005) unternommen, die herausfanden, dass die SST-Fluktuation in enger Verbindung mit der meridionalen Zirkulation der CEC steht. Damit kann die im nördlichen Indischen Ozean (NIO) gemittelte SST als Index für die interannuale Variabilität der interhemisphärischen Transportpfade gelten. Außerdem weist die SST eine geringere Amplitude als die des Oberflächenwärmeflusses auf, woraus GODFREY ET AL. (2001) folgerten, dass der meridionale Wärmetransport eine wichtige Rolle in der Kompensation der Wärmebilanz spielt, sowie einen bedeutenden Einfluss auf die SST im NIO besitzt. Es stellt sich daher die Frage, welchen Schwankungen die CEC unterliegt und inwiefern die CEC-Variabilität mit klimatischen Schwankungen gekoppelt ist.

Eine weitere Schlüsselposition innerhalb der Variabilität der flachen meridionalen Zellen nimmt der ITF ein, der die einzige Verbindung zweier Ozeane in den Tropen

darstellt. Die Zirkulationspfade der flachen subtropischen Zellen stehen über den SEC in Wechselwirkung mit dem ITF (GANACHAUD ET AL., 2000; SLOYAN ET AL., 2003). Modelle zeigen die Ausbreitung von Auftriebswasser aus dem nördlichen Indischen Ozean bis hin zu den Indonesischen Passagen und dem westlichen Pazifik (MIYAMA ET AL., 2003). Die Variabilität des ITF-Transportes zeigt eine starke horizontale Abhängigkeit, wobei Schwankungen des ITF-Transportes sowohl mit ENSO (WIJFFELS UND MEYERS, 2004; MCCLEAN ET AL., 2005) als auch mit dem IODZM (WIJFFELS UND MEYERS, 2004; LIU ET AL., 2005) gekoppelt sein können.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die Rolle der CEC in der klimarelevanten Variabilität des Indischen Ozeans sowohl auf interannualen als auch auf dekadischen Zeitskalen zu erforschen. Da die Anzahl der im Indischen Ozean erhobenen hydrographischen Daten im Vergleich zum Pazifik und Atlantik sehr gering ist, wird die langskalige meridionale Zirkulation auf der Basis zweier verschiedener Assimilationsmodelle untersucht. Durch die Kombination von Messdaten mit der in Ozeanmodellen repräsentierten theoretischen Kenntnis der Ozeanzirkulation, versprechen Assimilationsmodelle eine bestmögliche Beschreibung des Ozeans. Bei den Modellen handelt es sich um das *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) Modell (CARTON ET AL., 2000) und das *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean* (ECCO) Modell (STAMMER ET AL., 2002).

Die speziellen Fragestellungen lauten:

1. Wie gut werden Beobachtungen durch die Assimilationsmodelle wiedergegeben? Welches sind die Unterschiede zwischen den Modellen SODA und ECCO und worauf sind sie zurückzuführen?
2. Wie gut werden die Transportpfade innerhalb der CEC durch die Assimilationsmodelle simuliert? Wie eng sind die meridionalen Transportpfade über den Äquator mit den vertikalen Transporten der CEC (Auftrieb, Subduktion) untereinander gekoppelt? Auf welchen Zeitskalen vollziehen sich Schwankungen innerhalb der CEC?
3. Welche Faktoren beeinflussen die ITF-Variabilität auf interannualer und dekadischer Zeitskala?
4. Welchen Schwankungen unterliegt die Wärmebilanz (Wärmetransport, Oberflächenwärmefluss und Wärmespeicherung) in SODA und ECCO? Welche Rolle spielt die CEC-Variabilität bei der Erwärmung des nördlichen Indischen Ozean?

Die Assimilationsmodelle SODA und ECCO werden in Kapitel zwei detailliert beschrieben. Kapitel drei befasst sich mit der mittleren und saisonalen Zirkulation im Indischen Ozean in den Assimilationsmodellen. Die Modellergebnisse werden untereinander verglichen und anhand weiterer Modellergebnisse und Beobachtungsdaten validiert. Kapitel vier befasst sich mit der interannualen Variabilität der Schlüsselregionen innerhalb der CEC, zu denen die Auf- und Abtriebsgebiete in der Nord-

bzw. Südhemisphäre, die interhemisphärischen meridionalen Pfade der CEC, sowie der Sverdrup-Transport gehören. Ferner wird die ITF-Variabilität in Relation zum IODZM und zu ENSO, sowie auf ihren Einfluss auf die CEC-Variabilität untersucht. In Kapitel fünf wird die Wärmebilanz im nördlichen Indischen Ozean behandelt.

## Kapitel 2

# Modellbeschreibung

In der vorliegenden Arbeit werden zwei globale Zirkulationsmodelle verschiedener Assimilationsinitiativen untersucht: das **Simple Ocean Data Assimilation** (SODA) Modell (CARTON ET AL., 2000) und das **Estimating the Circulation and Climate of the Ocean** (ECCO) Modell (STAMMER ET AL., 2002). Bei beiden Modellen handelt es sich um Assimilationsmodelle, in denen Beobachtungsdaten, im wesentlichen Altimeterdaten, angeglichen werden.

Die hier untersuchten Modelle unterscheiden sich grundlegend in ihren Assimilationsmethoden. Das SODA-Modell benutzt den *constraint* Algorithmus, der auf der sogenannten *optimal interpolation data assimilation* basiert. Diese Technik nimmt eine statistische Fehlerabschätzung der durch ein numerisches Vorhersagemodell simulierten Zustandsgrößen vor und erlaubt eine Korrektur anhand der Beobachtungsdaten unter der Bedingung, dass die endgültigen Modellfelder nahe an den geostrophischen Bewegungsgleichungen bleiben. Dies bedeutet, dass in die Erhaltungsgleichungen für Temperatur und Salzgehalt unphysikalische Quellen und Senken eingesetzt werden, um eine Anpassung des Modells an die Daten zu erzwingen.

Im Gegensatz zu SODA hält das ECCO-Modell die korrekten Erhaltungsgleichungen von Temperatur und Salzgehalt ein und minimiert die Abweichungen des Modells von den Beobachtungen über eine Modifizierung der Kontrollparameter Windstress, Wärme- und Frischwasserfluss mittels der adjungierten Methode (KOEHL ET AL., 2003). Das Modell nimmt weiterhin an, dass die Anfangsbedingungen ebenfalls fehlerhaft sind und zu Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen führen. Aus diesem Grund werden die Startbedingungen für Temperatur und Salzgehalt ebenfalls angepasst.

Die Philosophie beider Modelle unterscheidet sich grundlegend: das ECCO-Modell nimmt die korrekten Erhaltungsgleichungen als Basis an und korrigiert den Fehler für die Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen über den Antrieb, sowie über die Anfangsbedingungen. In SODA dagegen werden die Zustandsgrößen Temperatur und Salzgehalt während der Integration an die Beobachtungen gezwungen, während der Antrieb unverändert bleibt. Die Ergebnisse dieser komplexereren Ansätze werden durch den Vergleich mit unabhängigen Beobachtungen analysiert.



## 2.1 Simple Ocean Data Assimilation (SODA)

Die Modellversion SODA beta-7 basiert auf der numerischen Darstellung des *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Modular Ocean Model 2.b* (GFDL MOM2). Das SODA-Modell reicht in der Breite von 62°S bis 62°N. Die horizontale Auflösung des Modells beträgt  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$  in den mittleren Breiten und erhöht sich in den Tropen in der meridionalen Auflösung auf  $0.43^\circ$ . In der Vertikalen besteht das Modell aus 20 Schichten mit einer Auflösung von 15 m in den oberflächennahen Schichten. Das Modell ist für die Physik in den oberen Schichten des Ozeans optimiert, da sich 14 der 20 Schichten in den oberen 500 m der Wassersäule befinden (Tab. 2.1).

Das SODA-Modell assimiliert im wesentlichen Altimeterdaten von GEOSAT, ERS-1/2 und dem *Ocean Topography Experiment* (TOPEX)/Poseidon (AVISO, 1998) und in situ SST (REYNOLDS UND SMITH, 1994). Zusätzlich stützt sich das Modell auf hydrographische Daten aus dem *World Ocean Atlas 1994* (WOA-94, LEVITUS UND BOYER, 1994) sowie auf CTD- und XBT-Messungen aus dem *Global Temperature Salinity Profile Program* (GTSP). Eine genaue Beschreibung der Datensätze ist in CARTON ET AL., (2000a, 2000b) zu finden. Für die Periode 1950-1992 wird ein Windantrieb aus der Analyse des COADS Datensatzes von DA SILVA ET AL. (1994) benutzt. Um die Modell-Analyse von 1992 auf 2001 zu erweitern, wurden die NCEP/NCAR Reanalyse-Winde von 1992 bis 2001 genommen. Oberflächenwärmeflüsse werden über die oben genannten SST Beobachtungsdaten mittels einer Bulk-Parametrisierung bestimmt. Das Modell beinhaltet horizontale Reibung und Diffusion mit einem konstanten Wert von  $6 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}$ . Zur Verfügung stehen Monatsmittel von Temperatur, Salzgehalt, horizontaler Geschwindigkeit, Windschub, SSH, Tiefe der 20°C-Isotherme (Z20) und Wärmehalt (0-125 m, 0-500 m) für die Zeitspanne von 1950 bis 2001.

Die Menge der für die Assimilation verfügbaren Daten nimmt Mitte der 80er Jahre aufgrund der Satelliten-Altimetrie drastisch zu. Für die Jahre von 1950 bis 1985 besteht der Hauptteil der assimilierten Daten aus Profilmessungen von MBTs, XBTs und CTDs, sowie aus Stationsmessungen. Hierbei bestimmen die Temperatur-Profil-Messungen aus MBTs den Datensatz im Oberflächenbereich bis in die späten 60er Jahre. Salzgehalts- und Temperaturdaten unterhalb von 200 m Wassertiefe stammen vor allem aus Stationsmessungen. Aufgrund des Einsatzes von XBTs anstelle von MBTs wird ab dem Jahr 1968 eine Zunahme der Datenmenge zwischen 200 bis 450 m Tiefe erreicht. Seit 1986 bestimmt die Satelliten-Altimetrie einen Großteil der Datenmenge, die das SODA-Modell assimiliert.

## 2.2 Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO)

Bei den Betreibern des globalen Zirkulationsmodells ECCO handelt es sich um eine Arbeitsgruppe, die aus dem *Massachusetts Institute of Technology* (MIT),

dem *Scripps Institution of Oceanography* (SCIO) und dem *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) besteht. Das ECCO-Modell basiert auf dem *General Circulation Model* (GCM) des MIT. Bei der hier untersuchten Version des ECCO-Modells (KOEHL ET AL., 2003) handelt es sich um den erweiterten Lauf des adjungierten ECCO 1 SCIO Modells (STAMMER ET AL., 2002). Dieses Modell reicht in der Breite von 80°S bis 80°N und wurde mit einer horizontalen Auflösung von 1° konfiguriert. In der Vertikalen besteht das Modell aus 23 Schichten mit einer oberflächennahen Auflösung von 10 m.

In diesem Modell werden SSH aus TOPEX/Poseidon und ERS-1/2, SST aus REYNOLDS UND SMITH (1994) und zweitägige NCEP/NCAR Reanalysedaten von Windschub, Wärme- und Frischwasserflüssen assimiliert (Tab. 2.1). Zur Verfügung stehen Monatsmittel von Temperatur, Salzgehalt, horizontaler und vertikaler Geschwindigkeit, Windschub, SSH, Wärme- und Salzfluss für die Zeitspanne von 1992 bis 2002. Die Modellergebnisse aus SODA und ECCO können zu diesem Zeitpunkt nur für eine Dekade untereinander verglichen werden. Derzeit arbeitet die ECCO-Modellgruppe an einem Modelllauf über 50 Jahre. Eine vorläufige Version des ECCO-Modells über 50 Jahre konnte mit dem SODA-Modell auf dekadischer Zeitskala verglichen werden. Eine vollständige Interpretation kann jedoch nur mit dem endgültigen Modelllauf gegeben werden.

	<b>SODA beta-7</b>	<b>ECCO</b>
<i>Numerik</i>	MOM-2 GFDL	MIT GCM
<i>Domain</i>	global (62°S-62°N)	global (80°S-80°N)
<i>Auflösung</i>	-0.5/1° × 1° Tropen/mittlere Breiten -20 Schichten, 15 m nahe der Oberfläche -monatliche Werte (1950-2001)	1° × 1° -23 Schichten, 10 m nahe der Oberfläche -monatliche Werte (1992-2002)
<i>Antrieb</i>	-COADS (1950-1992) -NCEP/NCAR (1992-2001)	-NCEP/NCAR
<i>Assimilation</i>	-'optimum Interpolation' -künstliche Quellen und Senken in den Erhaltungsgleichungen	-'adjungiertes Modell' -Anpassung von Oberflächenflüssen und Anfangsbedingungen um Beobachtungswerte zu erhalten

Tabelle 2.1: *Beschreibung der Modelle SODA beta-7 und ECCO. Details s. Text*

## Kapitel 3

# Mittlere Zirkulation im Indischen Ozean

Der Indische Ozean unterscheidet sich vom Atlantik und Pazifik durch seine nördliche Begrenzung in den Subtropen. Diese geographische Besonderheit wirkt sich auf das Windsystem aus, das seinerseits die ozeanischen Prozesse beeinflusst. Aufgrund der unterschiedlichen thermischen Eigenschaften von Kontinent und Meer verlagert sich die Intertropische Konvergenzzone saisonal in meridionaler Richtung und bewirkt in der Nordhemisphäre eine Umkehr der atmosphärischen Zirkulation. Durch den Einfluss dieser halbjährlich umkehrenden, als Monsun bekannten Winde auf die Oberflächenzirkulation, weist der nördliche und äquatoriale Indische Ozean die höchste saisonale Variabilität im Weltozean auf. In der Südhemisphäre wird die atmosphärische, wie auch die ozeanische Zirkulation zum Teil ebenfalls vom Monsun geprägt, weist jedoch eine bedeutend geringere saisonale Variabilität auf.

### 3.1 Atmosphärische Zirkulation

Saisonale über die Jahre 1990-1999 gemittelte Windstress-Karten aus NCEP/NCAR zeigen die drastischen Änderungen des Monsuns besonders im nördlichen Indischen Ozean. Im borealen Winter, von Dezember bis März, herrscht über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen der Nordostmonsun vor (Abb. 3.1a). Der in der Südhemisphäre ganzjährig vorherrschende Südostpassat erstreckt sich im Winter bis  $10^{\circ}\text{S}$ . Im Bereich zwischen dem Äquator und dem Südostpassat sind ostwärtige Winde zu beobachten. Durch die daraus resultierende Ekman-Divergenz an der nördlichen Grenze des Südostpassats findet eine Aufwölbung der Sprungschicht statt (Abb. 3.2a).

Die westwärtige Windstress-Komponente nördlich des Äquators und die ostwärtige Komponente südlich des Äquators bis  $10^{\circ}\text{S}$  (Abb. 3.1a) bewirken einen nordwärtigen Ekman-Transport auf beiden Seiten des Äquators (Abb. 3.2a). Meridionale Winde direkt auf dem Äquator sind südwärts gerichtet und stehen damit in entgegengesetzter Richtung zum Ekman-Transport.

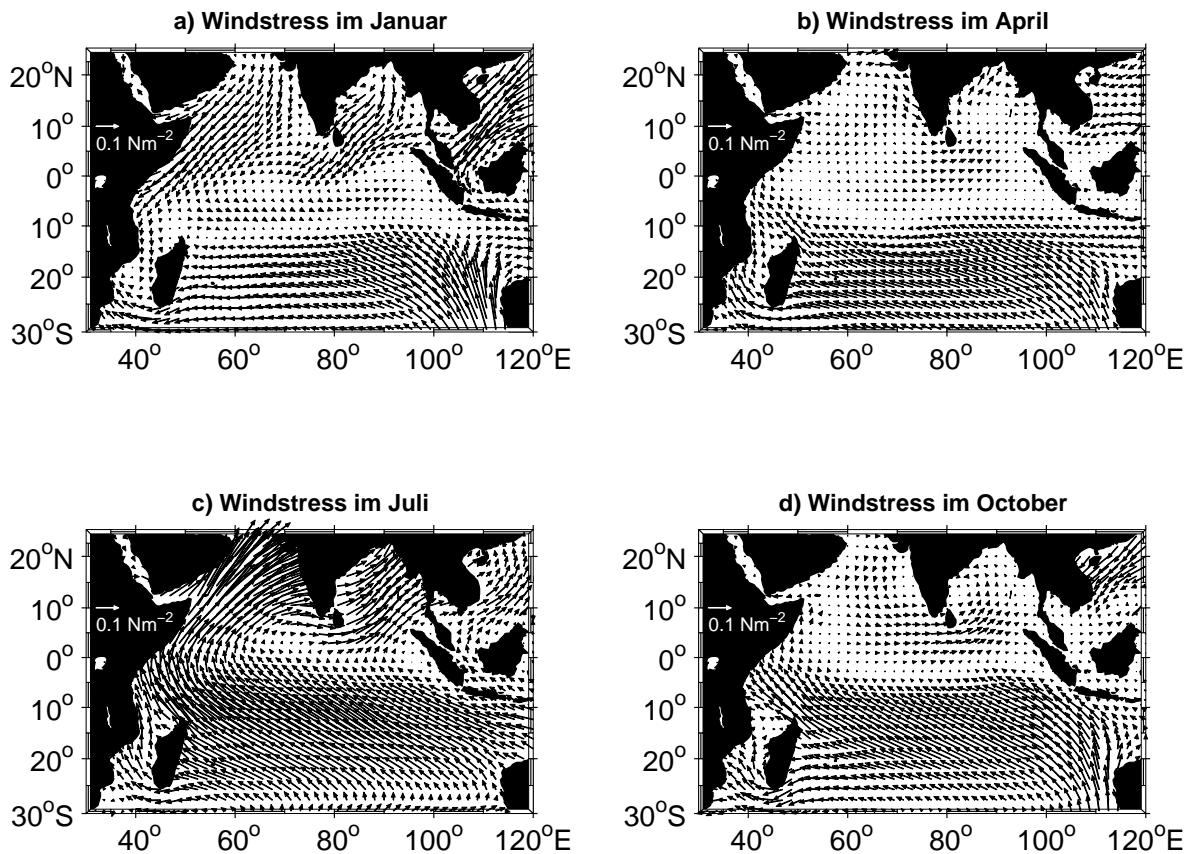


Abbildung 3.1: *Saisonaler Windstress* [ $\text{Nm}^{-2}$ ] aus NCEP/NCAR (1990-1999) für a) Januar, b) April, c) Juli und d) Oktober (nach SCHOTT ET AL., 2002).

Während sich die Windverhältnisse in der Zeit des Wintermonsuns nur geringfügig von denen in den anderen Ozeanen unterscheiden, kehren sie sich im Sommer um. Der Südostpassat erreicht sein saisonales Maximum und seine stärkste nördliche Ausdehnung bis  $5^{\circ}\text{S}$  im borealen Sommer (Abb. 3.1c).

In der Nordhemisphäre prägt der Südwestmonsun in der Zeit von Juni bis Oktober das Klima. Im westlichen Becken überqueren die Winde in nordwärtiger Richtung den Äquator und formen im Arabischen Meer den sogenannten Findlater Jet (FINDLATER, 1971). Im Arabischen Meer findet Ekman-Konvergenz und eine Vertiefung der Sprungschicht statt (Abb. 3.2c). Nordwestlich davon ist Ekman-Divergenz und eine Erhöhung der Sprungschicht vor der Küste zu beobachten. Während dieser Sommermonsunphase bewirken die ostwärtige Windstress-Komponente nördlich des Äquators sowie die vom Passat dominierte westwärtige Komponente südlich des Äquators (Abb. 3.1c) einen südwärtigen Ekman-Transport auf beiden Seiten des Äquators (Abb. 3.2c). Gleichzeitig sind die Winde direkt auf dem Äquator nordwärts entgegen dem Ekman-Transport gerichtet (Abb. 3.1c) mit einer stärkeren meridionalen Komponente im Westen. Das jährliche Mittel des Windstress zeigt eine klare Dominanz des Sommermonsuns mit antizyklonalem Windstress über dem Arabischen Meer (Abb. 3.3a).

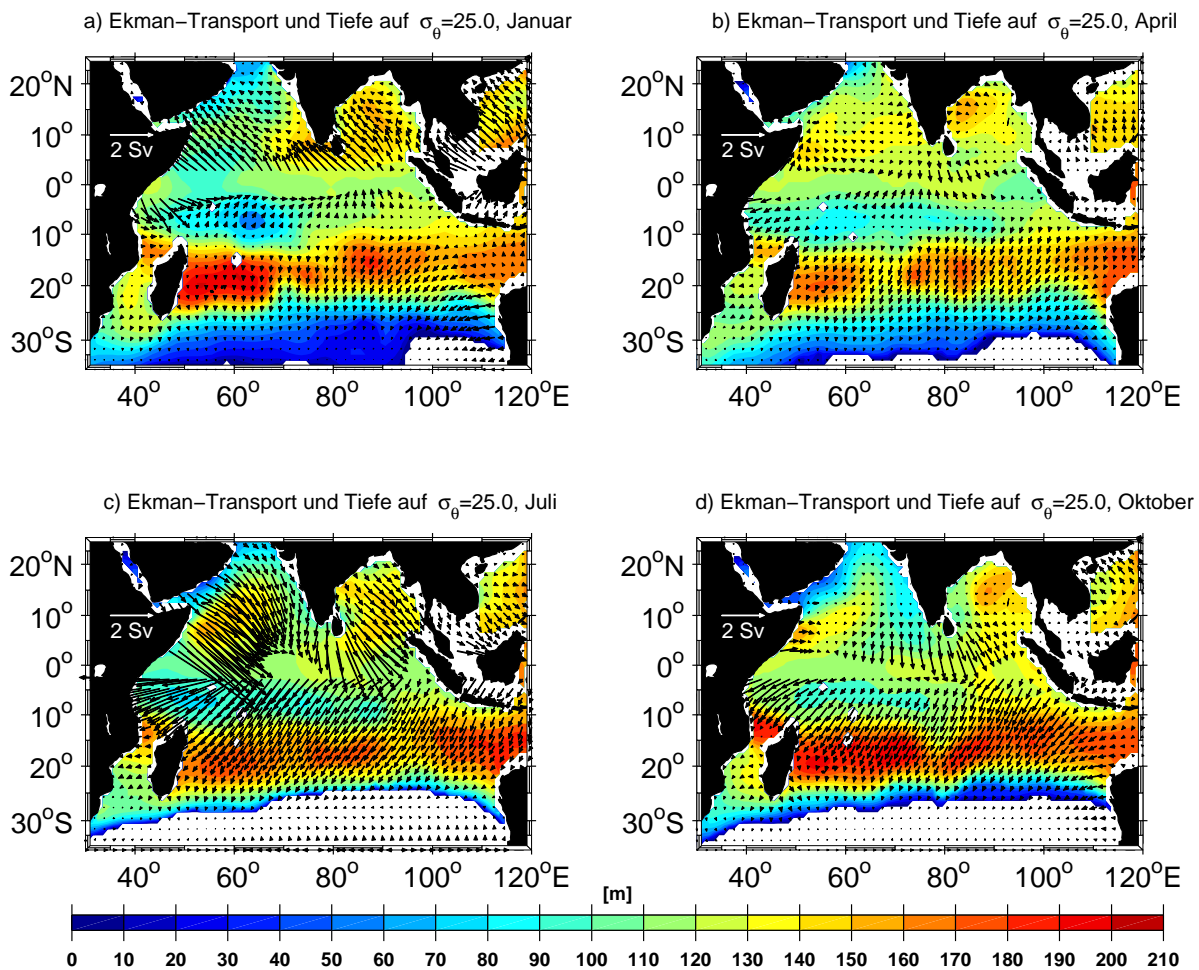


Abbildung 3.2: Saisonaler Ekman-Transport [Sv] aus NCEP/NCAR (1990-1999) für a) Januar, b) April, c) Juli und d) Oktober. Farbiger unterlegt ist die Tiefe der Isopykne  $\sigma_{\theta}=25.0 \text{ kgm}^{-3}$  aus der Levitus Klimatologie (LEVITUS UND BOYER, 1994a; LEVITUS UND BOYER, 1994b) (nach SCHOTT ET AL., 2002).

In den Zwischenmonsunphasen (April-Mai bzw. November) werden ostwärtige Winde entlang des Äquators beobachtet (Abb. 3.1b,d), die einen äquatorwärtigen Transport zur Folge haben. Die sich daraus ergebende Konvergenz von Wassermassen am Äquator steht im Gegensatz zur äquatorialen Zirkulation in den anderen Ozeanen, in denen die Oberflächenwassermassen am Äquator auseinander strömen.

## 3.2 Ozeanische Zirkulation

Im Vergleich zum Atlantik und Pazifik wurden im Indischen Ozean bisher nur wenige hydrographische Messungen durchgeführt. Die Kenntnis der hier skizzierten großräumigen Oberflächenzirkulation stammt aus Schiffsdriftdaten (DEFANT, 1961; CUTLER UND SWALLOW, 1984; NILLER ET AL., 2003), Driftern (MOLINARI

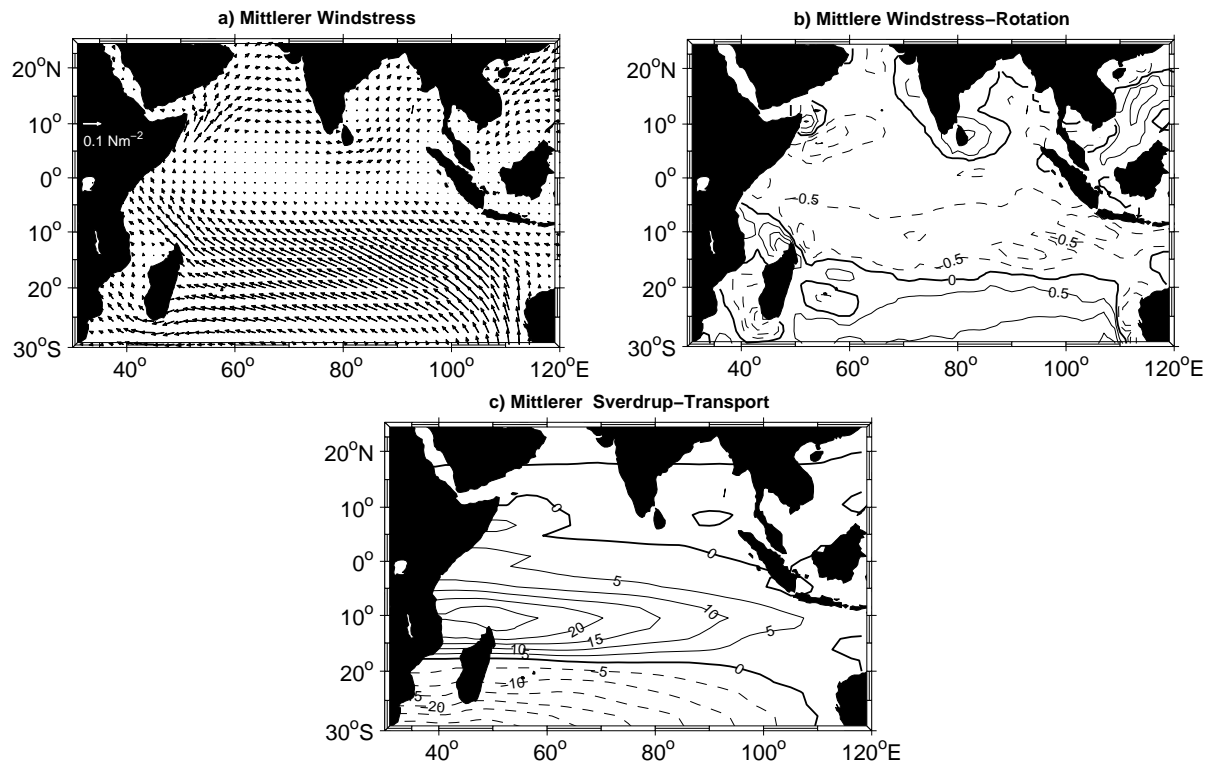


Abbildung 3.3: Mittlerer Windstress [ $\text{Nm}^{-2}$ ] (a), Windstress-Rotation [ $10^{-7}\text{Nm}^{-3}$ ] (b) und Sverdrup-Transport [ $\text{Sv}$ ] (c) aus NCEP/NCAR (1990-1999) (nach SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001).

ET AL., 1990; SHENOI ET AL., 1999) und Altimeter-Daten (z. Bsp. FU UND CHE-NEY, 1995). Weiterhin wurden in den letzten Jahren im Rahmen von WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*) und ARGO (*Array of Realtime Geostrophic Oceanography*, ARGO-SCIENCE-TEAM, 1998) frei profilierende Floats sowohl für die oberen Schichten als auch für die Tiefe (DAVIS, 2005) eingesetzt.

**Südhemisphäre:** Der weitaus größte Teil des Indischen Ozeans befindet sich in der Südhemisphäre und ist im Vergleich zum NIO wesentlich weniger befahren, so dass relativ wenig hydrographische Daten vorliegen. Die Zirkulation der Südhemisphäre folgt grundsätzlich der Sverdrup-Balance (Abb. 3.3c) und unterliegt einer geringen saisonalen Variabilität. Die Zirkulation wird durch den antizyklonalen Subtropenwirbel und den zyklonalen Tropenwirbel bestimmt, dessen nördlicher Ast der Südäquatoriale Gegenstrom (*South Equatorial Countercurrent*, SECC) darstellt (Abb. 3.4b), der ostwärts zwischen  $10^{\circ}\text{S}$  und dem Äquator setzt und nur während des Wintermonsuns existiert (SWALLOW ET AL., 1983).

Beide Wirbel werden durch den Südäquatorialstrom (*South Equatorial Current*, SEC) unterteilt (Abb. 3.4), der durch den Südostpassat (Abb. 3.1) angetrieben wird und westwärts im Bereich zwischen  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}\text{S}$  strömt. Mit dem SEC wird Wasser aus der Region des ITF in einem zonalen Band nach Westen transportiert (GORDON ET AL., 1997). Der SEC spaltet sich bei ca.  $17^{\circ}\text{S}$  in einen nördlichen und

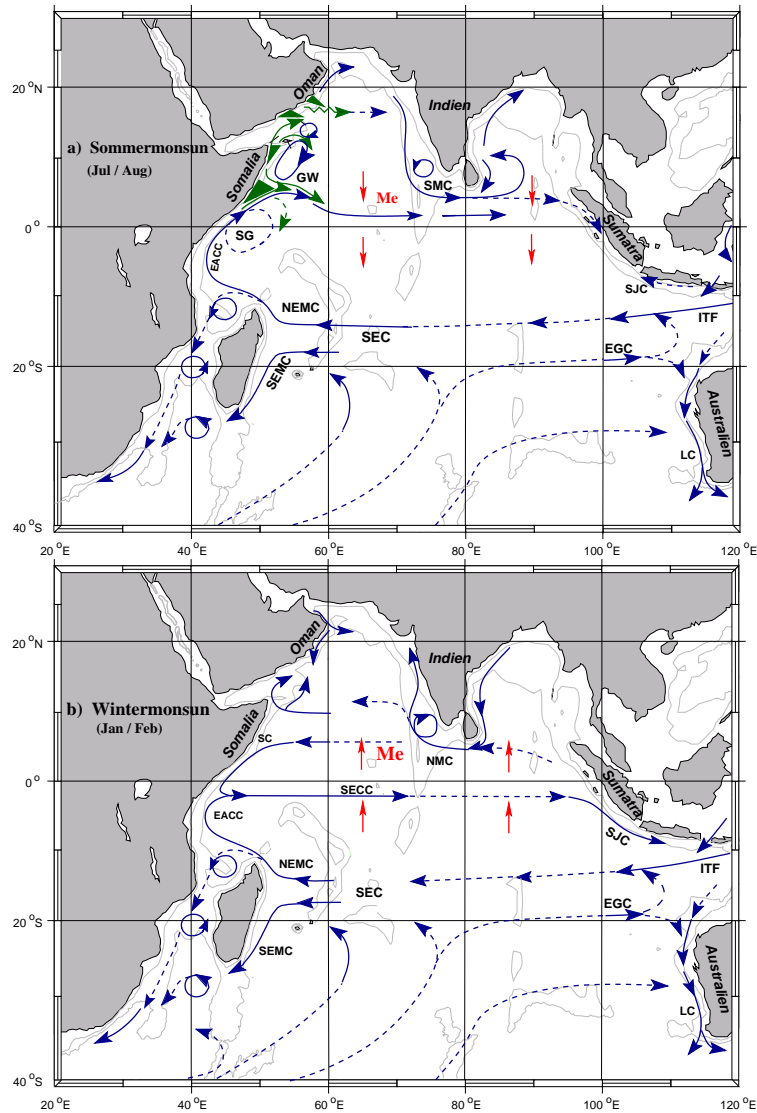


Abbildung 3.4: Schematische Darstellung der Oberflächenzirkulation während des Sommermonsuns (a) und des Wintermonsuns (b). Südhemisphäre: SEC-Südäquatorialstrom, SECC-Südäquatorialer Gegenstrom, SEMC (NEMC)-Südost-(Nordost-) Madagaskarstrom, EACC-Ostafrikanischer Küstenstrom, SJC-Süd-Javastrom, LC-Leeuwinstrom; EGC-Eastern Gyral Current; Nordhemisphäre: SC-Somalistrom, SG-Southern Gyre, GW-Great Whirl, SMC-Südwest-Monsunstrom, NMC-Nordost-Monsunstrom (nach SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001).

einen südlichen Strömungsweig auf (SWALLOW ET AL., 1988; Abb. 3.4). Der südliche Zweig verläuft als westlicher Randstrom östlich von Madagaskar und ist als Südost-Madagaskarstrom (*South East Madagascar Current*, SEMC) bekannt (Abb. 3.4). Südlich von Madagaskar retroflektiert ein Teil des Südost-Madagaskarstroms in den Subtropenwirbel, ein anderer Teil setzt sich fort in den Agulhasstrom (*Agulhas Current*, AC). Der nördliche Zweig, Nordost-Madagaskarstrom (*North East*

*Madagascar Current*, NEMC) genannt, passiert die Nordspitze von Madagaskar bei Kap Amber (Abb. 3.4). Der Hauptanteil des Nordost-Madagaskarstroms versorgt den Ostafrikanischen Küstenstrom (*East African Coastal Current*, EACC; Abb. 3.4), während ein südwärtiger Zweig durch den Mosambik-Kanal verläuft. Aufgrund seiner Lage südlich des Monsun-Gebietes ist der SEC keiner starken saisonalen Variabilität unterworfen, wie anhand von Beobachtungsdaten gezeigt werden konnte (z.B. SWALLOW ET AL., 1988).

Auf der Ostseite des Beckens tritt der Süd-Java Strom (*South Java Current*, SJC) vor der Küste Javas auf (Abb. 3.4). Er resultiert aus dem Wechsel in den Monsunwinden, sowie aus dem Anstieg der Niederschlagsrate zum Äquator (QUADFASSEL UND CRESSWELL, 1992). Der Strom transportiert im Wechsel äquatoriales Wasser südöstlich entlang der Küste während des Wintermonsuns und Wasser aus der Einstromregion nordwestlich im Sommermonsun.

Die Westseite von Australien wird vom Leeuwinstrom (*Leeuwin Current*, LC) geprägt (Abb. 3.4), der eine besondere Rolle in der Oberflächenzirkulation spielt, da er *entgegen* der vorherrschenden äquatorwärtigen Winde polwärts entlang der australischen Küste strömt und kein Auftrieb an der Küste existiert (CRESSWELL UND GOLDING, 1980). Demnach wird der LC nicht durch den Wind angetrieben, sondern reagiert lediglich auf die Dynamik des Windes, indem die Strömung dann am stärksten (schwächsten) ist, wenn der Wind am schwächsten (stärksten) ist (SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001).

Der LC wird durch einen südwärtigen Druckgradienten entlang der Westküste von Australien angetrieben, der aufgrund des Einstroms durch die Indonesischen Passagen entsteht (SMITH ET AL., 1991). Der Druckgradient zwischen dem warmen und salzarmen Wasser nordwestlich und dem kälteren und salzreicheren Wasser südwestlich von Australien resultiert ganzjährig in einer warmen Strömung in Richtung des Druckgefälles, die entgegen den Wind setzt (GODFREY UND RIDGEWAY, 1985; SMITH ET AL., 1991). Die sterische Höhendifferenz entlang der Westküste wird durch den hohen Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre südwestlich von Australien aufrecht erhalten (GODFREY UND WEAVER, 1991). Weiterhin verhindert der warme südwärtige Strom vor Australien eine Abkühlung der Wassermassen, die normalerweise in den östlichen Randstromgebieten der Subtropen aufgrund des Auftriebs durch küstenparallele Winde zu beobachten ist (GORDON, 2005).

Der *Eastern Gyral Current* (EGC) strömt in der Region zwischen Australien und Indonesien ostwärts (Abb. 3.4). Der Strom wurde von MEYERS ET AL. (1995) zum ersten Mal untersucht. Seine Dynamik ist nicht vollständig geklärt. Da der Strom nicht windgetrieben ist, wird angenommen, dass sein Antrieb thermodynamisch über die Oberflächenflüsse erfolgt. Weiterhin wird vermutet, dass er einen Teil des ITF rezirkuliert und in den SEC bzw. LC einspeist.

**Nordhemisphäre:** In der Nordhemisphäre reagiert die Oberflächenzirkulation auf die saisonalen Richtungswechsel der Monsunwinde (Abb. 3.1a,c). Im westlichen Becken ist entlang der Küste Somalias kaltes Auftriebswasser als Folge des ablandigen Ekman-Transportes zu beobachten, der aus dem küstenparallelen Südwest-



monsun resultiert (SCHOTT, 1983). Während des Sommermonsuns (Mai bis September) versorgt der EACC den Somalstrom (*Somali Current*, SC; SWALLOW ET AL., 1983), der während des Sommermonsuns nordwärtig über den Äquator setzt (Abb. 3.4a).

Während des Sommermonsuns bilden sich zwei antizyklonale Wirbel vor der Küste Somalias, deren Zentren sich zwischen  $3^{\circ}$ - $5^{\circ}$ N (*Southern Gyre*, SG) bzw. zwischen  $8^{\circ}$ - $10^{\circ}$ N (*Great Whirl*, GW; FINDLAY, 1866) befinden (Abb. 3.4a). Die Entwicklung beider Wirbel ist eng mit dem zeitlichen Verlauf und der Stärke des einsetzenden Monsuns verbunden (SCHOTT ET AL., 1990). An den nördlichen Flanken beider Wirbel wird kaltes Auftriebswasser an die Oberfläche gebracht (Abb. 3.4a), das als SST-Anomalie auf Satellitenbildern zu identifizieren ist (EVANS UND BROWN, 1981). Das Auftriebswasser des SG strömt nördlich des Äquators ostwärts ins Innere des Arabischen Meeres und versorgt den südwärtigen Ekman-Transport über den Äquator (SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001; Abb. 3.4a). Ein anderer Teil der SG-Ablösung rezirkuliert südwärts über den Äquator (SCHOTT ET AL., 1990), so dass nur ein sehr geringer Wassermassenaustausch zwischen dem SG und dem GW besteht (SCHOTT ET AL., 1997). Bedingt durch die nahezu geschlossene Zirkulation des vollständig entwickelten GWs ist ein ostwärtiger Ausstrom von GW-Auftriebswasser in das Arabische Meer sehr gering oder findet erst nach seiner Erwärmung während der GW-Zirkulation statt (SCHOTT ET AL., 2002). Vorwiegend erfolgt der Wassermassenaustausch durch die Sokotra-Passage (SCHOTT ET AL., 1997).

Entsprechend den treibenden Windsystemen gleicht das Stromsystem des Indischen Ozeans während des Wintermonsuns dem der anderen Ozeane. Es existiert aber nur ein südäquatorialer Gegenstrom. Im westlichen Becken bewirkt der Wintermonsun eine Umkehrung des SC (DÜING UND SCHOTT, 1978; COX, 1976; JENSEN, 1991; Abb. 3.4b). Der SEC versorgt weiterhin den Nordost-Madagaskarstrom und den EACC, auf den der nun südwärts strömende SC bei ca.  $2^{\circ}$ S trifft. Der EACC und der SC versorgen in dieser Phase den Südäquatorialen Gegenstrom. Der Südwest-Monsunstrom (*Southwest Monsoon Current*, SMC) südlich von Sri Lanka (Abb. 3.4a) kehrt sich um und strömt jetzt als Nordost-Monsunstrom (*Northeast Monsoon Current*, NMC) zwischen dem Äquator und  $10^{\circ}$ N westwärts (Abb. 3.4b).

In den halbjährlichen Übergangsphasen zwischen Nordost- und Südwestmonsun strömt ein ostwärtiger Oberflächenjet mit hoher Geschwindigkeit entlang des Äquators, der zuerst von WYRTKI (1973) beschrieben wurde. Der Wyrтки-Jet (WJ) wird durch starke Westwinde angetrieben und erreicht maximale Geschwindigkeiten im Mai und Oktober. Der WJ wird mit einer Vertiefung der  $20^{\circ}$ C-Isotherme im Ostbecken und einer Abflachung im Westbecken in Zusammenhang gebracht.

### 3.3 Vergleich von Modell und Beobachtung

Zur Validierung der Modelle wird zunächst die mittlere saisonale Zirkulation anhand verschiedener Schnitte untereinander, sowie mit früheren Ergebnissen aus Beobachtungen und Modellen verglichen. Im Hinblick auf spätere Untersuchungen der

CEC-Variabilität liegt die Konzentration hauptsächlich auf der äquatorialen Zirkulation. Weitere Schlüsselstellen sind die Indonesischen Passagen und die Region um den Mosambik-Kanal. Über den ITF findet ein Großteil des Wassermassenaustausches zwischen dem Indischen Ozean und dem Pazifik statt (GODFREY, 1996). Der Mosambik-Kanal spielt eine große Rolle im Zirkulationssystem des Indiks, da er eine Verbindung beschreibt über den der SEC den Agulhasstrom versorgt (GORDON, 1986).

### 3.3.1 Äquator

Die interhemisphärische CEC im Indischen Ozean verbindet Subduktionszonen im Süden und Auftriebsgebiete im Norden über einen nordwärtigen Transport im westlichen Randstrom und wird durch einen oberflächennahen südwärtigen Ekman-/Sverdrup-Transport über den Äquator hinweg im Inneren geschlossen (SCHOTT ET AL., 2002).

Abbildung 3.5 zeigt die meridionale Geschwindigkeit am Äquator für die Monatsmittel Juli und Januar (1992-2001) sowie im Jahresmittel für die Modelle SODA und ECCO. Beide Modelle zeigen den halbjährlich mit dem Monsun umkehrenden SC in den oberen 100 m westlich von  $46^{\circ}\text{O}$  (Abb. 3.5, a-d) in guter Übereinstimmung mit Verankerungsmessungen (SCHOTT ET AL., 1990; Abb. 3.6a, b): sowohl die Assimilationsmodelle SODA und ECCO als auch die Beobachtungsdaten beschreiben im Juli einen nordwärtigen Randstrom mit maximalen Geschwindigkeiten von über  $100\text{ cm s}^{-1}$  und Transporten von 17,6 Sv (SODA), 23,9 (ECCO) und 21 Sv (Beobachtung) in den oberen 500 m Tiefe.

Im Wintermonsun kehrt sich der SC an der Oberfläche um (Abb. 3.5c,d). Aus Verankerungsmessungen ist der nordwärtige Unterstrom bekannt (SCHOTT ET AL., 1990), der ganzjährig in einer Tiefe von 100-400 m Tiefe existiert (Abb. 3.6). In beiden Modellen wird der Unterstrom ganzjährig repräsentiert (Abb. 3.5a-f). Der oberflächennahe Randstrom wird von den stärkeren Strömungsverhältnissen während des Sommermonsuns dominiert, so dass der Strom im Jahresmittel nordwärtig verläuft. Im Mittel liegt der Transport des SC in den oberen 500 m der Wassersäule mit 8,1 (SODA) bzw. 9,6 Sv (ECCO) knapp unter dem Beobachtungswert von 10 Sv (Abb. 3.6c).

Der Transport im Inneren des Indischen Ozeans innerhalb der CEC wird am Äquator durch eine vertikal-meridionale Umwälzelle und ihre saisonalen Richtungswechsel bestimmt, die in der Literatur als äquatoriale Zelle (*Equatorial Roll*) bekannt ist (WACONGNE UND PACANOWSKI, 1996). Die äquatoriale Zelle ist auf die oberen 100 m Tiefe und zwischen  $2^{\circ}\text{S}$ - $2^{\circ}\text{N}$  begrenzt und resultiert aus einem südwärtigen (nordwärtigen) Ekman-Transport über den Äquator hinweg und gleichzeitig auftretenden nordwärtigen (südwärtigen) Winden direkt auf dem Äquator während des Sommermonsuns (Wintermonsuns), die einen nordwärtigen (südwärtigen) Strom an der Oberfläche antreiben (WACONGNE UND PACANOWSKI, 1996; MIYAMA ET AL., 2003).

Entsprechend zeigt die äquatoriale meridionale Zirkulation im borealen Sommer aus den Modellen ECCO und SODA die flache äquatoriale Zelle mit einem

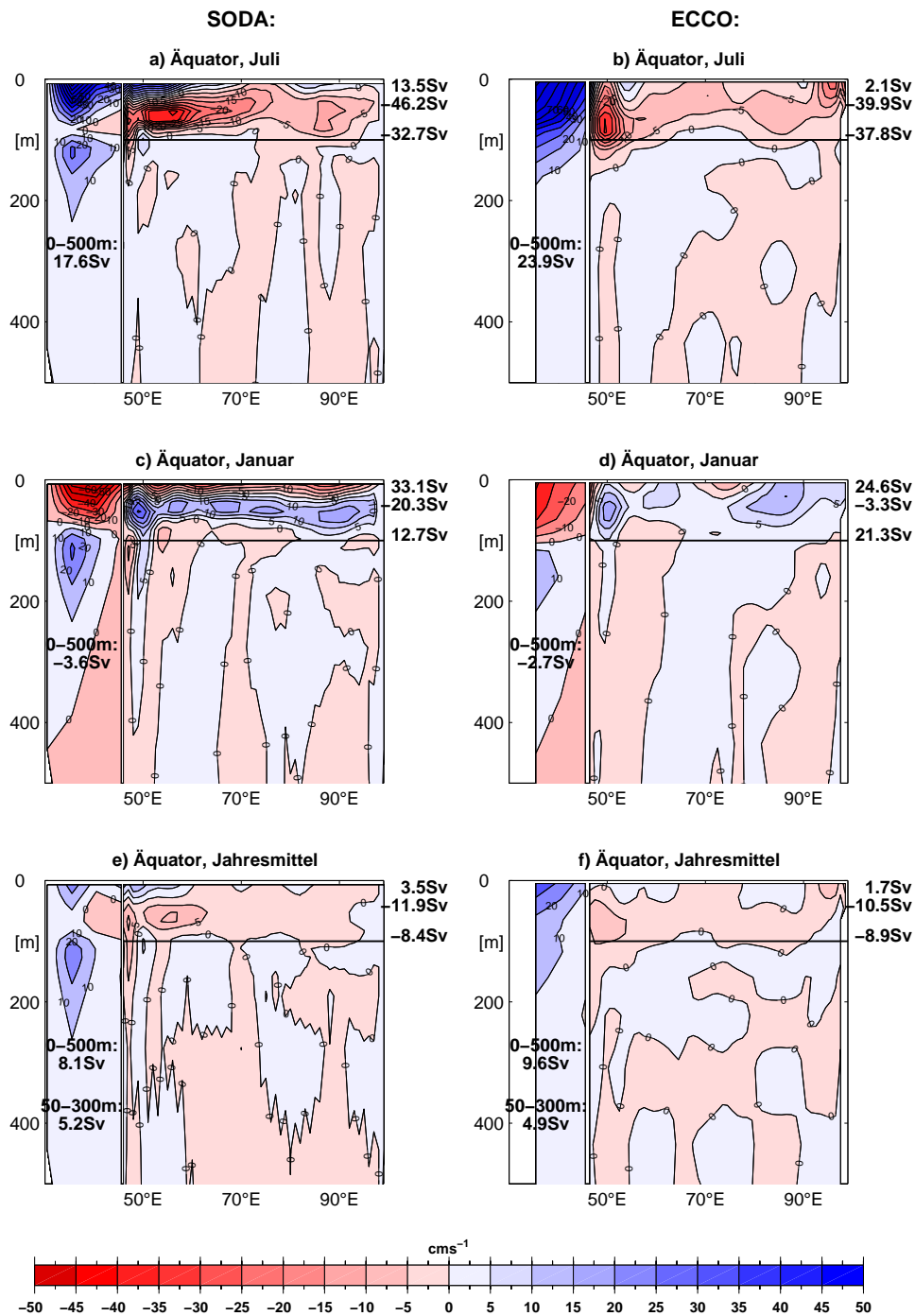


Abbildung 3.5: Meridionale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] in den oberen 500 m über den Äquator aus SODA (linke Spalte) und ECCO (rechte Spalte). Gezeigt sind Monatsmittel für Juli (a, b) und Januar (c, d) sowie Jahresmittel (e, f) (1992-2001). Positiv und blau ist nordwärts. Eingezeichnet sind Randstromtransporte [Sv] für verschiedene Tiefen sowie der südwärtige, der nordwärtige und der Netto-Transport im Inneren oberhalb von 100 m.

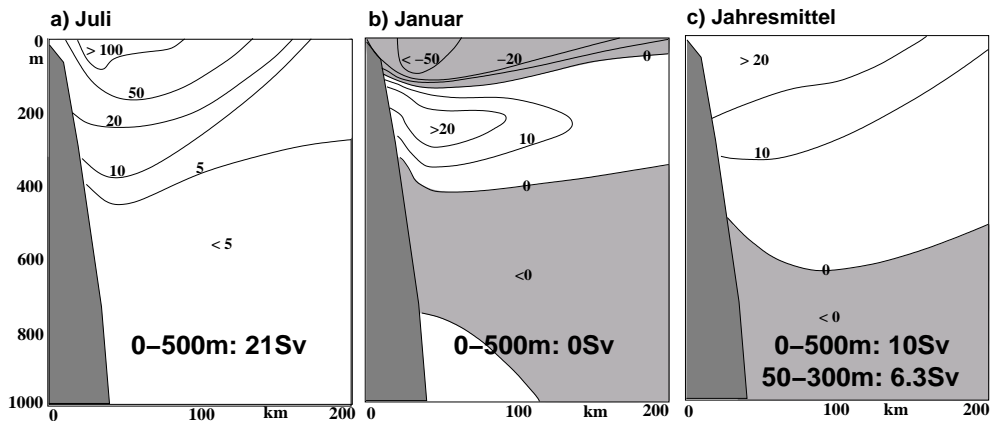


Abbildung 3.6: Meridionale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] in den oberen 1000 m über den Äquator aus Verankerungsmessungen für a) Juli, b) Januar und c) Jahresmittel. Positiv und weiß ist nordwärts. (Aus: SCHOTT ET AL., 1990).

südwärtigen Netto-Transport in den oberen 100 m von  $-32,7$  Sv (SODA) und  $-37,8$  Sv (ECCO) (Abb. 3.5a, b). Während des Sommermonsuns ist die äquatoriale Zelle wesentlich stärker auf der Westseite des Schnittes entwickelt, unter der Achse des Findlater Jets zwischen  $50^\circ$  und  $60^\circ\text{O}$ . Beobachtungen zeigen im westlichen Becken einen Unterstrom von über  $20 \text{ cm s}^{-1}$  (SCHOTT ET AL., 2002). Die umgekehrte Situation ergibt sich im Wintermonsun (Abb. 3.5c,d) mit einem nordwärtigen Netto-Transport von  $12,7$  Sv (SODA) und  $21,3$  Sv (ECCO). Im jährlichen Mittel wirkt sich die Dominanz der Sommermonsun-Situation auf die äquatoriale Zelle aus (Abb.3.5e,f). Nordwärtige Oberflächenströmung und südwärtige Unterströmung bis in 100 m Tiefe, die ihr Maximum in der Region des Findlater Jets besitzt, erzeugen einen südwärtigen Netto-Transport von  $-8,4 / -8,9$  Sv (SODA/ECCO) in den oberen 100 m. Die äquatoriale Zelle ist auf die Deckschicht begrenzt (SCHOTT ET AL., 2002), so dass innerhalb der äquatorialen Zelle nur geringe diapkyknische Vermischung stattfindet. Damit hat sie keinen signifikanten Einfluss auf den äquatorialen Wärmetransport (WACONGNE UND PACANOWSKI, 1996).

Die Jahresmittelwerte für den Randstrom in den oberen 500 m und den Transport im Inneren, die die meridionalen Pfade der CEC darstellen, kompensieren sich innerhalb beider Modellen gut. Allerdings zeigen die Monatsmittel der meridionalen Geschwindigkeit im Juli und Januar im Inneren große Unterschiede: zum einen ist die äquatoriale Zelle entlang des gezeigten äquatorialen Schnittes in ECCO weniger intensiv ausgebildet als in SODA. Außerdem weist der Netto-Transport im Inneren in ECCO wesentlich höhere Werte auf als in SODA. Da der Sverdrup-Transport eine entscheidende Rolle in der südwärtigen Rezirkulation über den Äquator innerhalb der CEC spielt, werden zunächst die Modell-Windfelder aus SODA und ECCO validiert.

Ein Vergleich des mittleren Jahresganges des Sverdrup-Transportes (Abb. 3.7) für die Periode 1992-2001 aus verschiedenen Windstress-Feldern zeigt eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse aus SODA, NCEP und ERS 1/2. Dagegen beschreibt

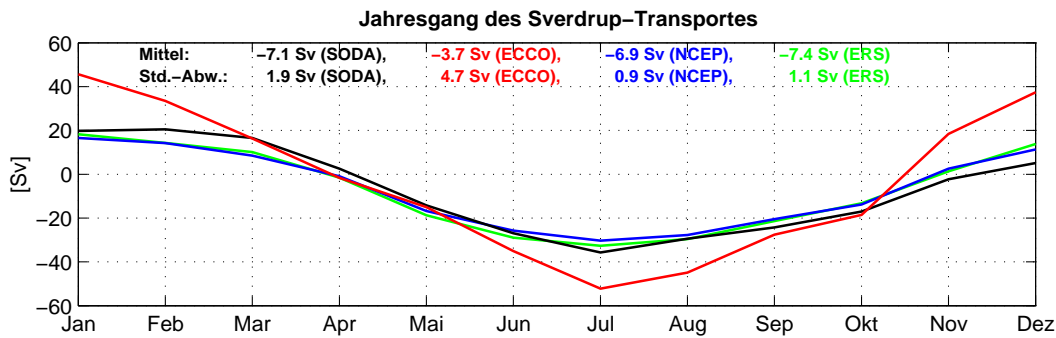


Abbildung 3.7: Mittlerer Jahresgang des äquatorialen Sverdrup-Transportes [Sv] aus SODA (schwarz), ECCO (rot), NCEP (blau) und ERS 1/2 (grün). Eingezeichnet sind Mittel und Standard-Abweichung des Sverdrup-Transportes.

der Sverdrup-Transport aus ECCO während der Monsunphasen dramatisch höhere Werte. Die hohen saisonalen Unterschiede zwischen den Modellen SODA und ECCO für den inneren Transport über den Äquator sind daher auf die zum Teil doppelt so großen Sverdrup-Transporte aus ECCO im Januar und Juli zurückzuführen. Diese hohen Sverdrup-Transport-Raten aus dem ECCO-Modell resultieren aus einer unrealistischen Modifizierung des Windstresses, die vorgenommen wird, um Unterschiede zwischen den Zustandsgrößen im Modell und den Beobachtungsdaten zu verringern. Ignoriert man die unrealistisch hohen Amplituden des Sverdrup-Transportes aus ECCO, zeigen die übrigen Zeitreihen im 10-Jahresmittel einen südwardigen Sverdrup-Transport am Äquator zwischen  $-6,9$  Sv (NCEP) und  $-7,4$  Sv (ERS 1/2) mit Standardabweichungen zwischen  $\pm 0,9$  Sv (NCEP) bis  $\pm 1,9$  Sv (SODA), die in der Größenordnung mit dem Transport im Inneren (Abb. 3.5) übereinstimmen.

Ein weiterer Vergleich der entlang des Äquators gemittelten Windstress-Anomalien aus SODA und ECCO zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der zonalen Windstress-Komponente (Abb. 3.8a). In den Jahren 1994 und 1997 sind in beiden Modellen hohe negative Anomalien zu beobachten, die die anomalen Ostwinde entlang des Äquators widerspiegeln, die während eines *Indian Ocean Dipole/Zonale Mode*-Jahres (IODZM) stattfinden. Der Jahresgang des zonalen Windstresses (Abb. 3.8b) zeigt sowohl in SODA als auch in ECCO maximale Westwinde während der halbjährlichen Übergangsphasen zwischen Nordost- und Südwestmonsun. Während des Wintermonsuns zeigt der zonale Windstress in ECCO eine wesentlich stärkere westwärtige Komponente.

In den Anomalien der meridionalen Windstress-Komponente sind große Unterschiede zwischen SODA und ECCO zu erkennen, die vor allem in den Jahren 1996 bis 1998 durch eine wesentlich höhere Variabilität in SODA deutlich werden (Abb. 3.8c). Die Unterschiede zwischen beiden Assimilationsmodellen spiegeln sich ebenfalls im Jahresgang der meridionalen Windstress-Komponente wider (Abb. 3.8d). Die geringere Amplitude des Windstresses am Äquator in ECCO könnte ein Grund dafür sein, dass die nordwärtige (südwardige) Oberflächenströmung über den Äquator im Juli (Januar) in ECCO wesentlich schwächer ist als in SODA.

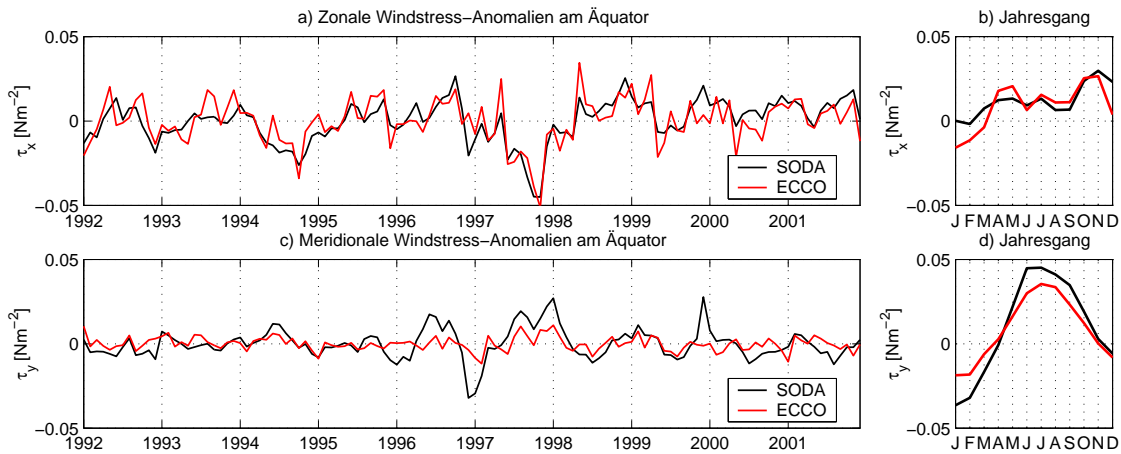


Abbildung 3.8: Entlang des Äquator gemittelter Windstress [ $\text{Nm}^{-2}$ ] aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) für den Zeitraum von 1992-2001: (a) Anomalien und (b) Jahresgang der zonalen Windstress-Komponente und (c) Anomalien und (d) Jahresgang der meridionalen Windstress-Komponente.

### 3.3.2 Zirkulation im Subtropenwirbel

**Mosambik-Kanal:** Die Wassermassen verlassen den Indischen Ozean über die Subtropen nach Süden und tragen zu seiner Ankopplung an das Weltmeer bei. Über den SEC besteht die Verbindung zum ITF, dessen westwärtiger Einstrom vom Pazifik her durch den südwärtigen Durchstrom im Mosambik-Kanal zum Teil kompensiert wird (z.B. GANACHAUD ET AL., 2000).

Die mittlere Zirkulation (1992-2001) in der Schicht  $26,5 < \sigma_\theta < 27,3$  in der Region des Mosambik-Kanals zeigt in beiden Modellen (ECCO, SODA) den SEC zwischen  $10\text{-}20^\circ\text{S}$  und die Aufspaltung östlich von Madagaskar bei  $18\text{-}19^\circ\text{S}$  in den Südost- und Nordost-Madagaskarstrom (Abb. 3.9). Den Beobachtungen von SWALLOW ET AL. (1991) entsprechend strömt der Nordost-Madagaskarstrom um die Nordspitze Madagaskars und spaltet sich an der Küste bei ca.  $9^\circ\text{S}$  in einen nord- und südwärtigen Zweig auf, wobei ein Großteil nach Süden durch den Mosambik-Kanal strömt.

SWALLOW ET AL. (1991) verglichen den Transport des Nordost-Madagaskarstroms in verschiedenen Dichteklassen mit dem des EACC und am Äquator und konnten damit zeigen, dass sich der oberflächennahe Strom des Nordost-Madagaskarstroms ( $\sigma_\theta < 26,5$ ) fast vollständig in den EACC fortsetzt. Zwischen  $4^\circ\text{S}$  und dem Äquator rezirkulieren  $2/3$  ( $\sim 10$  Sv) des EACC in den Südäquatorialen Gegenstrom. Im Sprungschichtbereich zwischen  $26,5 < \sigma_\theta < 27,3$  dagegen gehen  $2/3$  des Transportes ( $\sim 7$  Sv) zwischen dem Nordost-Madagaskarstrom und dem EACC verloren, die nach Süden in den Mosambik-Kanal strömen.

Transportraten innerhalb verschiedener Dichtelevel aus beiden Modellen bestätigen diese Angaben im Sprungschichtbereich in ihren Relationen, allerdings mit unterschiedlichen Zahlen. SODA zeigt einen westwärtigen Transport von 12 Sv bei

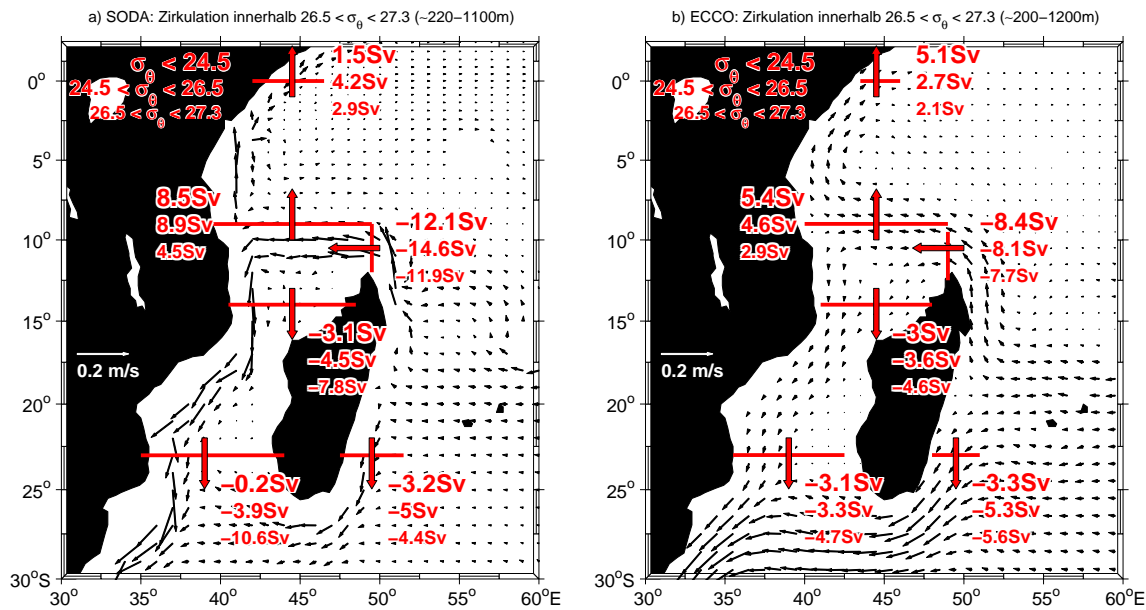


Abbildung 3.9: Mittlere Zirkulation innerhalb  $26,5 < \sigma_\theta < 27,3$  sowie Transportberechnungen innerhalb verschiedener Dichteklassen ( $\sigma_\theta < 24,5$ ;  $24,5 < \sigma_\theta < 26,5$ ;  $26,5 < \sigma_\theta < 27,3$ ) in der Region des Mosambik-Kanals aus SODA (a) und ECCO (b) von 1992-2001.

Madagaskar (Abb. 3.9a). Davon strömen 8 Sv durch den Kanal nach Süden und 4,5 Sv nordwärts. Bei ECCO fließen mit dem westwärtigen Nordost-Madagaskarstrom 8 Sv nördlich von Madagaskar, von denen  $\sim 5$  Sv um die Nordspitze herum durch den Mosambik-Kanal strömen und 3 Sv mit dem EACC nach Norden transportiert werden (Abb. 3.9b). In den oberen Schichten werden in beiden Modellen 2/3 des Nordost-Madagaskarstroms in den EACC transportiert. Übereinstimmend mit den Beobachtungen von SWALLOW ET AL. (1991) rezirkulieren im SODA-Modell 2/3 (12 Sv) des EACC in den Südäquatorialen Gegenstrom. Im ECCO-Modell dagegen beschreibt der EACC vor allem oberhalb von  $\sigma_\theta < 24,5$  einen geringen Verlust des EACC an den Südäquatorialen Gegenstrom, so dass sich am Äquator eine nahezu unverändert intensive Oberflächenströmung zeigt. Die hohe Oberflächenströmung am Rand wird, wie bereits diskutiert (Kap. 3.3.1), durch eine Veränderung des Windstresses hervorgerufen.

Die Sprungschichtzirkulation im Mosambik-Kanal beschreibt bei SODA einen ausgeprägten zonalen Strömungsgradienten mit hohen von der Topographie geführten südwardigen Geschwindigkeiten auf der Westseite des Kanals (Abb. 3.9a), während sich im ECCO-Modell der Durchstrom im Kanal sehr gleichförmig zeigt (Abb. 3.9b). Die *mittlere* Zirkulation, die aus Beobachtungsmessungen von Driftern (SAETRE, 1985; LUTJEHARMS ET AL., 2000) und aus Verankerungsmessungen (RIDDERINKHOF UND DE RUIJTER, 2003) abgeschätzt wurde, beschreibt einen südwardigen Strom entlang des Kontinentalhangs an der Westseite des Kanals, den Mosambikstrom (*Mozambique Current*, MC) und einen nordwardigen Strom

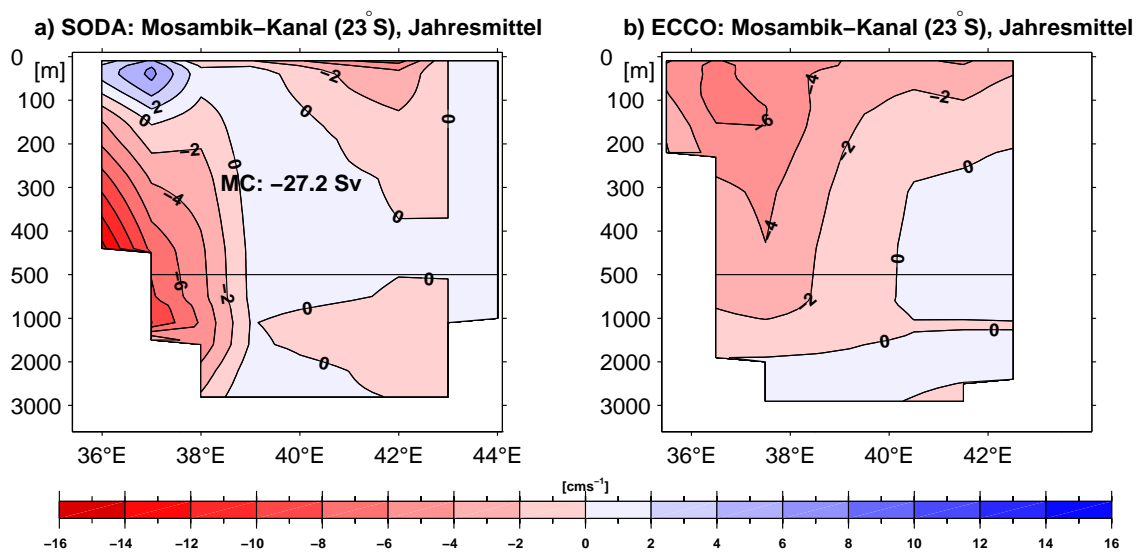


Abbildung 3.10: Mittlere meridionale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] (1992-2001) im Mosambik-Kanal bei  $23^\circ\text{S}$  aus SODA (a) und ECCO (b). Positiv und blau ist nordwärts. Die Tiefenskala ändert sich bei 500 m.

auf der Ostseite des Kanals, den die Modelle nicht widerspiegeln. Ein meridionaler Geschwindigkeitsschnitt aus SODA bei  $23^\circ\text{S}$  (Abb. 3.10a) bestätigt den starken südwardigen Strömungskern am Afrikanischen Schelf, der als Mosambikstrom zu identifizieren ist. Der südwardige Mosambikstrom reicht von 100 m Tiefe bis zum Boden herab, erreicht sein Maximum von  $-14 \text{ cm s}^{-1}$  zwischen 400-500 m Tiefe und besitzt einen Transport von  $-27,2 \text{ Sv}$ . Modellergebnisse aus ECCO zeigen eine maximale südwardige Geschwindigkeit von  $-6 \text{ cm s}^{-1}$  in den oberen 150 m auf der Westseite des Kanals (Abb. 3.10b). Der nordwardige Mosambik-Unterstrom, der in Verankerungsmessungen am Afrikanischen Kontinentalhang in 1500 m und 2500 m Tiefe zu beobachten ist (RIDDERINKHOF UND DE RUIJTER, 2003), wird in beiden Modellen nicht reproduziert.

Aus Beobachtungen ist weiterhin bekannt, dass der Durchstrom im Mosambik-Kanal eine hohe Variabilität aufweist (RIDDERINKHOF UND DE RUIJTER, 2003). Untersuchungen der TOPEX/Poseidon Altimetrie zeigten, dass der Durchstrom zum Teil durch südwärts propagierende antizyklonale Wirbel geprägt wird (SCHOUTEN ET AL., 2003), für deren Bildung es unterschiedliche Theorien gibt. In einem numerischen Modell von BIASTOCH UND KRAUSS (1999) werden diese Wirbel nördlich von Madagaskar durch barotrope Instabilitäten innerhalb des SEC gebildet und propagieren entlang der Küste nach Süden. DE RUIJTER ET AL. (2002) vertreten die Theorie, dass die Wirbel am nördlichen Eingang des Kanals durch von Osten kommende Rossby-Wellen getriggert werden. Innerhalb der borealen Sommermonate Dezember bis Februar bilden sich in beiden Modellen SODA und ECCO antizyklonale Wirbel am Eingang des Mosambik-Kanals, die bei ECCO sehr ausgeprägt sind und in manchen Jahren bis in den März hinein existieren (Abb. 3.11b). Im Gegensatz zu ECCO sind bei SODA auch im Kanal



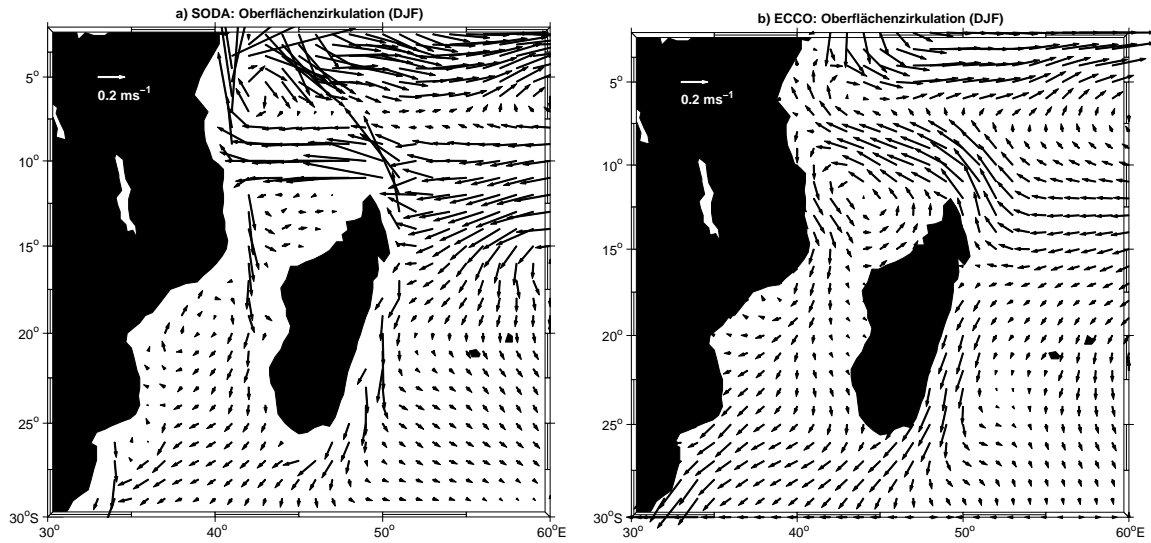


Abbildung 3.11: Oberflächenströmung im Wintermittel (Dezember-Februar 1992-2001) in der Region des Mosambik-Kanals aus SODA (a) und ECCO (b).

selbst zwischen  $18^\circ$  und  $25^\circ$ S Wirbel zu erkennen, allerdings im Widerspruch zu den Beobachtungen in zyklonaler Rotation (Abb. 3.11a). Diese Wirbel würden den oberflächennahen nordwärtigen Strom im Jahresmittel bei  $23^\circ$ S (Abb. 3.10a) sowie den sehr geringen Transport oberhalb von  $\sigma_\theta \leq 24,5$  (Abb. 3.9a) erklären. Aufgrund der hohen Reibung in den beiden grob aufgelösten Modellen SODA und ECCO wird die Bildung von Wirbeln jedoch unterdrückt, so dass in beiden Modellen die Wirbelstruktur im Mosambik-Kanal sehr schwach bzw. nicht zu erkennen ist.

Die Jahressgänge des Transportes durch den Mosambik-Kanal aus den Modellen SODA und ECCO (Abb. 3.12) beschreiben eine hohe Amplitude (SODA: 12 Sv; ECCO: 9 Sv) mit minimalem Durchstrom im April (SODA: -19 Sv; ECCO: -9 Sv) und maximalem Durchstrom im September (SODA: -32 Sv; ECCO: -17 Sv). Der mittlere Netto-Ausstrom wird mit -25,8 Sv (SODA) bzw. -12,9 Sv (ECCO) beziffert. Aus einem globalen Invers-Modell bestimmten GANACHAUD ET AL. (2000) den Ausstrom aus dem Mosambik-Kanal mit  $-14 \pm 6$  Sv. Ein mittlerer Netto-Transport von -17 Sv (SCHOUTEN ET AL., 2003) und ebenfalls -14 Sv (RIDDERINKHOF UND DE RUIJTER, 2003) wurden aus Verankerungsmessungen abgeschätzt.

Die großen Transportunterschiede im Mosambik-Kanal zwischen den Modellergebnissen aus SODA und ECCO liegen in einer drastischen Transportzunahme in SODA unterhalb von 700 m Tiefe begründet. Transportprofile für den Mosambik-Kanal (Abb. 3.13a), von der Oberfläche bis zum Boden integriert, beschreiben oberhalb von 700 m eine relative gute Übereinstimmung zwischen SODA und ECCO mit maximalen Abweichungen von 5 Sv. Der sprunghafte Anstieg des südwardigen Transports in SODA unterhalb von 700 m spiegelt die intensive südwardige Strömung des Mosambikstroms (Abb. 3.10) wider, der im

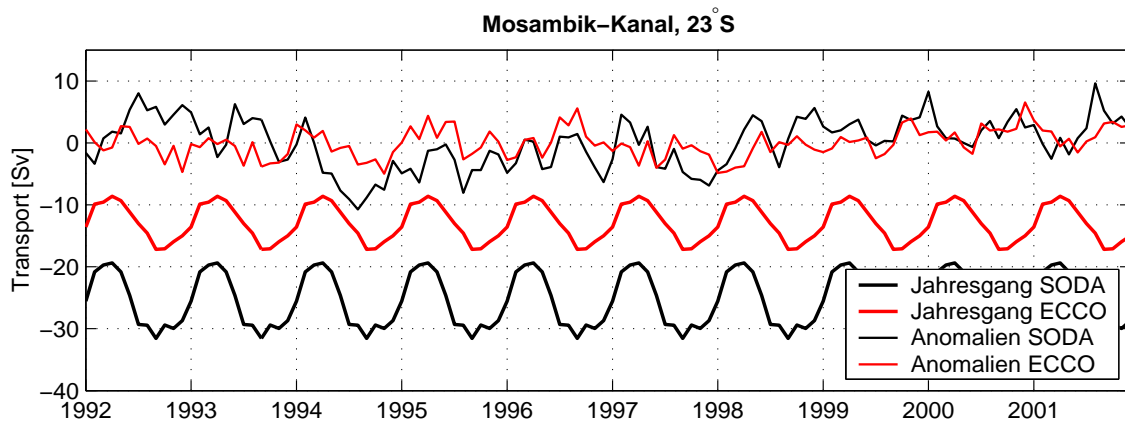


Abbildung 3.12: Anomalien (dünne Kurven) und Jahresgang (fette Kurven) des Transports [Sv] durch den Mosambik-Kanal bei  $23^{\circ}\text{S}$  aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) von 1992-2001. Positiv ist nordwärts.

ECCO-Modell nicht beschrieben wird.

**Madagaskar-Australien:** Die mittlere Meridionalzirkulation entlang  $23^{\circ}\text{S}$  zwischen Madagaskar und Australien zeigt in beiden Modellen jeweils zwei Randströme (Abb. 3.14a, b). Auf der Westseite befindet sich östlich von Madagaskar bis in eine Tiefe von ca. 2000 m der Südost-Madagaskarstrom mit Transporten von -14,4 bzw. -15,8 Sv (SODA/ECCO). Hydrographische Messungen von SWALLOW ET AL. (1988) ergaben einen Transport von -20 Sv. Die Westseite von Australien wird vom LC geprägt. Die Modelle SODA und ECCO zeigen starke Unterschiede in der Simulation des LC, der in SODA mit  $20\text{ cm s}^{-1}$  (ECCO:  $6\text{ cm s}^{-1}$ )

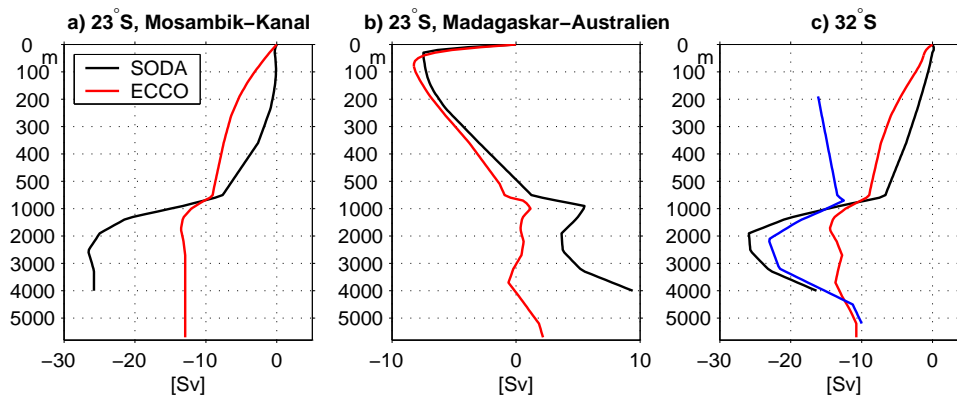


Abbildung 3.13: Mittlere zonal integrierte Transportprofile [Sv] (1992-2001) aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) über a)  $23^{\circ}\text{S}$ : Mosambik-Kanal, b)  $23^{\circ}\text{S}$ : Madagaskar-Australien und c)  $32^{\circ}\text{S}$ . Das Ergebnis aus ROBBINS UND TOOLE (1997) ist in Abb. 3.13c in blau eingezeichnet. Die Tiefenskala ändert sich bei 500 m.

wesentlich höhere Geschwindigkeiten zeigt und bis in eine Tiefe von 300 m reicht (ECCO: 200 m) (Abb. 3.14a, b). Die unterschiedliche Struktur des LC spiegelt sich auch in seinen Transportraten wider (SODA: -6,7 Sv; ECCO: -1,7 Sv).

Der Gesamttransport zwischen Madagaskar und Australien über 23°S ist in beiden Modellen nordwärtig (SODA: 9,4 Sv; ECCO: 2,2 Sv) (Abb. 3.13b), während die Invers-Modelllösung einen südwärtigen Transport von  $-4 \pm 6$  Sv beschreibt (GANACHAUD ET AL., 2000). Der drastische Unterschied zwischen den beiden Modellergebnissen aus SODA und dem Invers-Modell hängt mit dem unrealistisch hohen Transport durch den Mosambik-Kanal unterhalb von 700 m in SODA zusammen (Abb. 3.13a), der im Inneren zwischen Madagaskar und Australien durch einen starken nordwärtigen Einstrom kompensiert werden muss.

Von der Oberfläche bis zum Boden integrierte Profile für den Transport zwischen Madagaskar und Australien oberhalb von 700 m zeigen in beiden Modellen einen nahezu identischen Verlauf (Abb. 3.13b). Aufgrund zweier starker nordwärtiger Einströme im SODA-Modell zwischen 700 und 1000 m sowie unterhalb von 2000

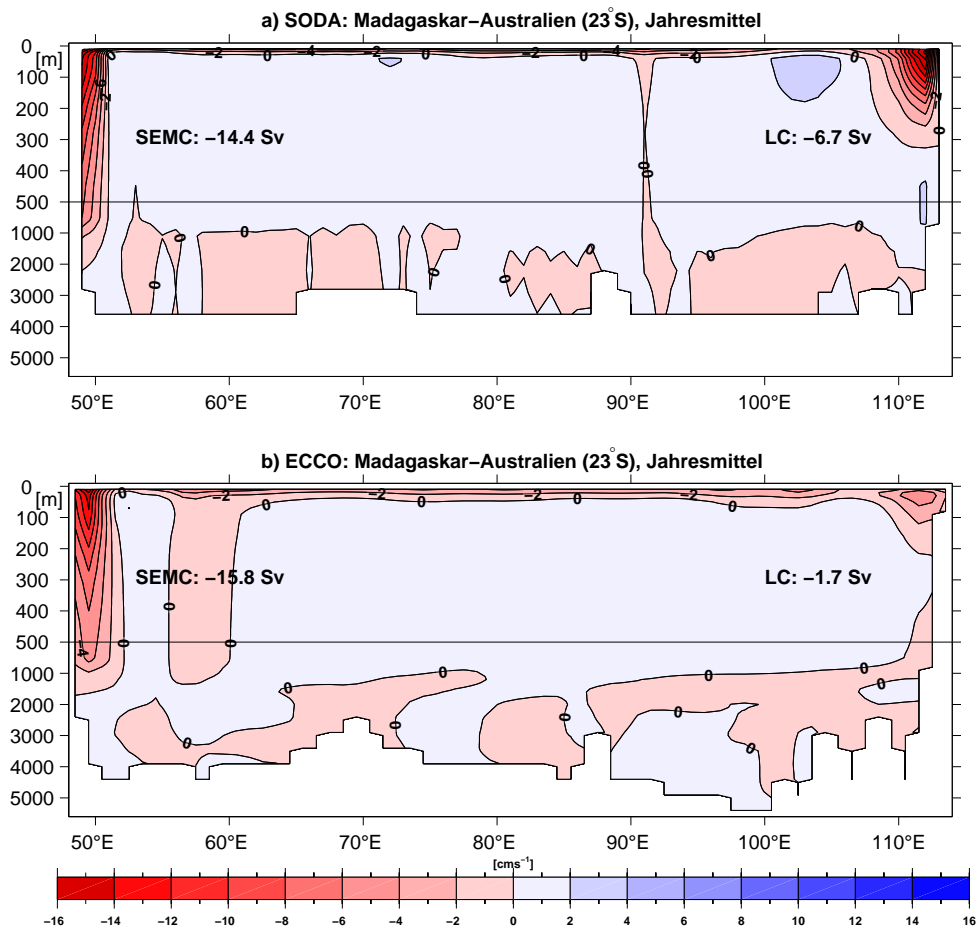


Abbildung 3.14: Mittlere meridionale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] (1992-2001) zwischen Madagaskar und Australien entlang 23°S aus SODA (a) und ECCO (b). Positiv und blau ist nordwärts. Die Tiefenskala ändert sich bei 500 m.

m klaffen die Profile beider Modelle in der Tiefe auseinander. Der tiefe nordwärtige Einstrom unterhalb von 2000 m bei 23°S beträgt in SODA 5,7 Sv (Abb. 3.13b) und wird an der östlichen Flanke des *Ninetyeast Ridge* in das Westaustralische Becken geführt. Ein weiterer Anteil strömt östlich von Madagaskar in das Madagaskar Becken. In ECCO findet der tiefe Einstrom in das Madagaskar bzw. das Westaustralische Becken unterhalb von 3700 m Tiefe statt und fällt mit einem Transport von 2,8 Sv wesentlich geringer aus als in SODA (Abb. 3.13b). GANACHAUD ET AL. (2000) bezifferten den Transport zwischen Madagaskar und Australien unterhalb von 2000 m mit ca. 10 Sv wesentlich höher. Mit einem Wert von 16 Sv schätzte WARREN (1981) den mittleren tiefen Einstrom über 18°S aus hydrographischen Messungen ebenfalls weitaus größer ein als die Assimilationsmodelle.

Der Transport über den *gesamten* 23°S-Schnitt (Abb. 3.13a, b) zeigt mit  $-16,4$  Sv (SODA) und  $-10,7$  Sv (ECCO) eine gute Übereinstimmung mit dem Invers-Modellergebnis von  $-18 \pm 6$  Sv (GANACHAUD ET AL., 2000) und entspricht aufgrund der Massenerhaltung dem ITF-Transport (Kap. 3.3.3). Aus Beobachtungsdaten im Winter 1976 (WARREN, 1981) wurde der Transport über 18°S mit  $-10,4 \pm 3,1$  Sv bestimmt. Diese Abschätzung liegt ebenfalls innerhalb der hier untersuchten Modelllösungen von SODA ( $-15,1$  Sv) und ECCO ( $-9,2$  Sv) über 23°S (Abb. 3.18).

**Der südliche Rand des Subtropenwirbels:** Die mittlere meridionale Geschwindigkeit entlang 32°S (Abb. 3.15a, b) aus SODA und ECCO zeigt einen stark abgeschwächten LC im Vergleich zum 23°S-Schnitt mit Transporten von  $-2,1$  Sv (SODA) und  $-1,5$  Sv (ECCO). Der westliche Rand bei 32°S wird durch den Agulhasstrom dominiert, der in beiden Modelllösungen von der Oberfläche bis zum Boden reicht. Der Agulhasstrom weist in ECCO und SODA starke südwärtige Transporte von  $-60$  Sv (SODA) bzw.  $-80$  Sv (ECCO) auf und ist mit Messungen zwischen  $-66$  Sv und  $-70$  Sv (BEAL UND BRYDEN, 1997; BRYDEN UND BEAL, 2001) bzw.  $-85$  Sv (TOOLE UND WARREN, 1993) vergleichbar.

Der Netto-Transport über den 32°S-Schnitt beschreibt einen südwärtigen Ausstrom von  $-16,4$  Sv (SODA) bzw.  $-10,7$  Sv (ECCO) im jährlichen Mittel (Abb. 3.13c), der im Rahmen der Ergebnisse von  $-16 \pm 5$  Sv (GANACHAUD ET AL., 2000) bzw.  $-10$  Sv (ROBBINS UND TOOLE, 1997) aus dem Invers-Modell bzw. aus Beobachtungen liegt. Der saisonal gemittelte Transport beträgt  $-18,8$  Sv/ $-12,5$  Sv (SODA/ECCO) im Juli. TOOLE UND WARREN (1993) schätzten den Transport über 32°S aus hydrographischen Schnitten mit  $-10,3 \pm 2,3$  Sv (Sommer) (Tab. 3.1). Sowohl Jahresmittel als auch saisonaler Gang entsprechen aufgrund der Massenerhaltung dem ITF-Transport (Kap. 3.3.3, Abb. 3.18b)

Wie in den Transportprofilen für den 23°S-Schnitt zeigt sich in den Profilen für den von der Oberfläche bis zum Boden integrierten Transport über 32°S eine gute Übereinstimmung in den Modellergebnissen aus SODA und ECCO oberhalb von 700 m (Abb. 3.13c). Unterhalb von 700 m Wassertiefe unterscheiden sich die Profile beider Modelle stark in der Beschreibung der tiefen Umwälzzirkulation. Die tiefe meridionale Umwälzzirkulation wird viel diskutiert mit weit voneinander

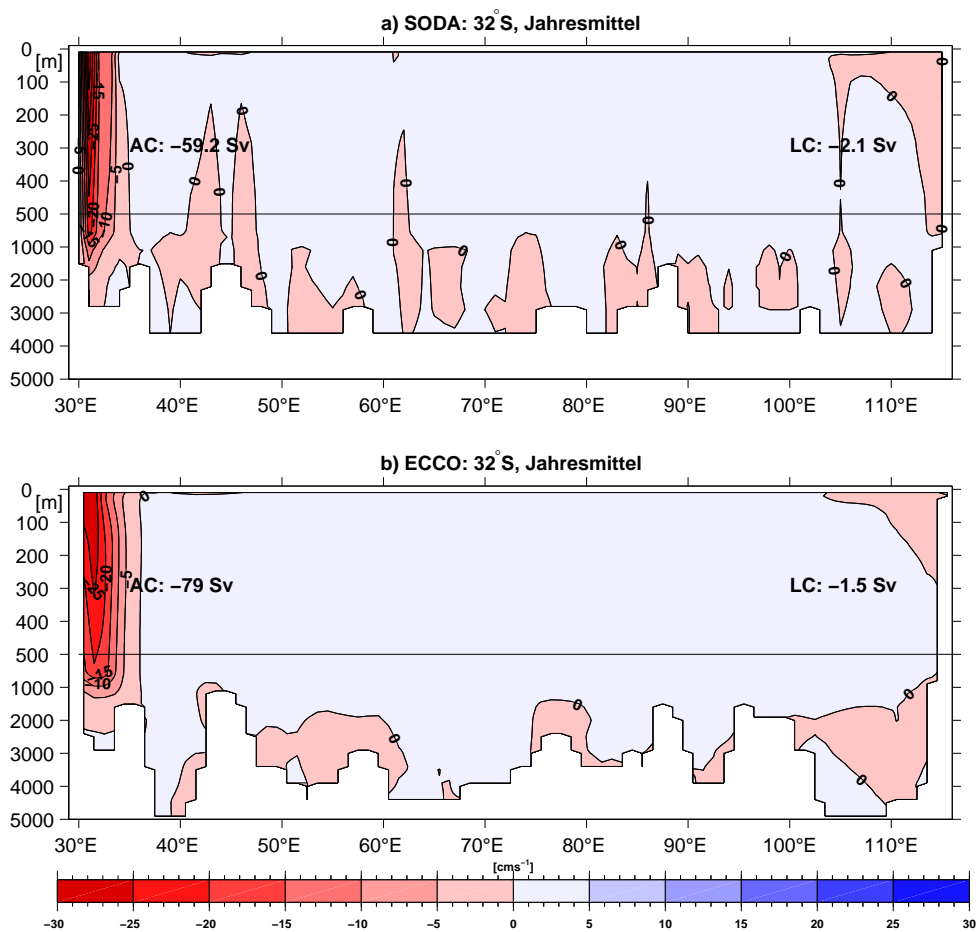


Abbildung 3.15: Mittlere meridionale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] (1992-2001) zwischen Afrika und Australien entlang  $32^\circ\text{S}$  aus SODA (a) und ECCO (b). Positiv und blau ist nordwärts. Die Tiefenskala ändert sich bei 500 m.

abweichenden Ergebnissen für den tiefen Einstrom von  $10,1 \text{ Sv}$  (BRYDEN UND BEAL, 2001),  $10,6 \pm 4 \text{ Sv}$  (GANACHAUD ET AL., 2000),  $23 \pm 4 \text{ Sv}$  (SLOYAN UND RINTOUL, 2001) und  $27 \pm 10 \text{ Sv}$  (TOOLE UND WARREN, 1993). Der von TOOLE UND WARREN (1993) berechnete hohe Einstrom wurde bei einer erneuten Analyse des gleichen Schnittes auf den Wert von  $12 \pm 3 \text{ Sv}$  reduziert (ROBBINS UND TOOLE, 1997) mit der Begründung, dass ein nordwärtiger Transport dieser Größenordnung zuviel Silikat in das nördliche Becken transportieren würde. Das regionale Modell von FERRON UND MAROTZKE (2003), in dem Beobachtungen im GCM assimiliert werden, zeigt einen tiefen Einstrom von  $17 \text{ Sv}$  unterhalb von  $3200 \text{ m}$  und einem kompensierenden Ausstrom zwischen  $1000$  und  $3200 \text{ m}$  Tiefe. Eine mögliche Erklärung für den Unterschied zwischen den Invers-Modellen von GANACHAUD ET AL. (2000) und SLOYAN UND RINTOUL (2001) stützt sich auf die unterschiedliche Wahl der hydrografischen Schnitte, die in unterschiedlichen Jahren bzw. zu verschiedenen Jahreszeiten aufgenommen wurden (FERRON UND MAROTZKE, 2003).

In SODA erfolgt der tiefe nordwärtige Einstrom über den gesamten  $32^\circ\text{S}$ -Schnitt

unterhalb von 2000 m mit einem Transport von 9,5 Sv und liegt damit in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen von BRYDEN UND BEAL (2001) und ROBBINS UND TOOLE (1997) (Abb. 3.13c), sowie Ergebnissen aus dem Invers-Modell von GANACHAUD ET AL. (2000). Die vertikale Struktur des Transportprofils in SODA stimmt mit den Messungen zur tiefen Umwälzzelle von ROBBINS UND TOOLE (1997) unterhalb von 1000 m Tiefe nahezu überein (Abb. 3.13c). Dagegen zeigen sich große Unterschiede in den oberen 1000 m. Die nordwärtige tiefe Zirkulation ist in SODA wesentlich ausgeprägter als im ECCO-Modell, das unterhalb von 2000 m einen nordwärtigen Einstrom von 3,2 Sv zeigt (Abb. 3.13c) und damit weit unter den Literaturwerten liegt. Bemerkenswert in ECCO ist außerdem der südwärtige Ausstrom zwischen 2700 und 3700 m.

Sowohl in SODA als auch in ECCO strömt der Hauptanteil der Tiefenzirkulation als tiefer Randstrom östlich von 100°O in das Perth Becken mit Transporten von 5,5 Sv (SODA: unterhalb von 2000 m) und 2,1 Sv (ECCO: unterhalb von 3700 m). Die Ergebnisse beider Assimilationsmodelle liegen im Rahmen der Literaturwerte, die unterhalb von 2000 m bzw. 3200 m Tiefe einen nordwärtigen Einstrom von 6,1 Sv (TOOLE UND WARREN, 1993),  $1 \pm 8$  Sv (GANACHAUD ET AL., 2000) und  $7 \pm 2$  Sv (SLOYAN UND RINTOUL, 2001) bzw. zwischen 4,4 und 5,8 Sv (SLOYAN, 2006) angeben.

### 3.3.3 Indonesischer Durchstrom

Der ITF spielt eine wichtige Rolle in der globalen thermohalinen Zirkulation, da er die einzige Verbindung zweier Ozeane in den Tropen darstellt und ein Großteil des Wassermassenaustausches zwischen Pazifik und Indik in den Indonesischen Passagen stattfindet (GODFREY, 1996). Der Haupteinstrom vom Pazifik in das Indonesische Meer erfolgt zwischen den Philippinen und Neu-Guinea über die Makassarstraße (z.B. WAJSOWICZ, 1996). Durch die Lombokstraße, die Ombastraße und die Timor Passage, nördlich und südlich von Timor, findet der Ausstrom in den Indischen Ozean statt.

Durch die Indonesischen Passagen wird kälteres und salzärmeres Wasser aus dem Pazifischen in den Indischen Ozean transportiert (GORDON, 2005). Aufgrund des zonalen Wärme- und Frischwassertransportes zwischen Pazifik und Indik nimmt der ITF eine Schlüsselposition in klimarelevanten Fragen ein. Im Indischen Ozean strömt ein großer Anteil des ITF mit dem SEC westwärts, wie anhand des Salzgehalt-Minimums zu erkennen ist (GORDON, 1986, 2005). Im Westbecken des Indischen Ozeans verläuft ein Teil der aus den Indonesischen Passagen stammenden Wassermassen mit dem EACC nach Norden über den Äquator, der andere Teil rezirkuliert entlang der Ost- und Westküste von Madagaskar nach Süden. Regional gesehen besteht ein großes Interesse am ITF aufgrund seiner Variabilität und deren Ausbreitung im Indischen Ozean. Der Einfluss der ITF-Variabilität auf die zwischenjährlichen Schwankungen des Indischen Ozeans ist nach wie vor nicht vollständig geklärt.

Der ITF-Transport besteht aus einem geostrophischen Anteil und einer windgetriebenen Oberflächenströmung durch den Ekman-Transport (MEYERS, 1996; PO-

TEMRA ET AL., 1997). Da der Einstrom zwischen Pazifik und Indik durch mehrere Passagen erfolgt, erweisen sich direkte Messungen des Netto-ITF-Transportes als schwierig. Auf der Annahme basierend, dass der ITF primär durch einen starken Druckgradienten zwischen dem Pazifischen und dem Indischen Ozean angetrieben wird, wurden bereits mehrere Versuche unternommen, den Transport aus der Meeresspiegel-Differenz zwischen dem Pazifik und dem Indischen Ozean zu berechnen (WYRTKI, 1987; CLARKE UND LIU, 1994; POTE MRA ET AL., 1997; POTE MRA, 2005), die jedoch kritisch zu betrachten sind. Es hat sich gezeigt, dass Abschätzungen des ITF-Transportes aus Meeresspiegel-Messungen differenziert betrachtet werden müssen, da der ITF einer starken räumlichen und zeitlichen Variabilität unterliegt (POTE MRA ET AL., 2003; POTE MRA, 2005). CLARKE UND LIU (1994) stellten zum Beispiel fest, dass die Meeresspiegel-Schwankungen an den von WYRTKI (1987) ausgewählten Messstationen einen unterschiedlichen Jahresgang sowie unterschiedliche zwischenjährliche Schwankungen aufweisen. Messungen an diesen Stationen beschreiben lediglich den ITF-Transport in den oberen Schichten. Weitere Schwierigkeiten ergeben sich vor allem aus der Vielzahl an Inseln in dieser Region, der schwachen geostrophischen Beziehung in niedrigen Breiten, starker Reibungseffekte innerhalb der Passagen und der starken Gezeiten (RAY ET AL., 2005).

Die saisonale Variabilität des ITF hängt von Windfeldschwankungen über den Indonesischen Passagen ab und findet zu einem großen Teil in den oberen 200 m statt (POTE MRA ET AL., 1997; POTE MRA, 2005). Der Ekman-Transport beschreibt einen mit dem Monsun variierenden saisonalen Gang (POTE MRA ET AL., 1997): nordwestwärtige (südostwärtige) Winde während des Sommermonsuns (Wintermonsuns) bewirken einen verstärkten Ekman-Transport in den Indischen (Pazifischen) Ozean. Es wird vermutet, dass die Windfeld-Schwankungen im Indischen Ozean vor allem die ITF-Variabilität im nördlichen Teil des Schnittes zwischen Java und Australien vor der Küste Java kontrollieren (SPRINTALL ET AL., 2000; WIJFFELS UND MEYERS, 2004).

Aufgrund der geringen Anzahl langzeitlicher Messungen innerhalb der Indonesischen Passagen, sind die Kenntnisse der interannualen Schwankungen des ITF wesentlich geringer als die der saisonalen Variabilität. POTE MRA ET AL. (1997) fanden keine eindeutige Beziehung zwischen den saisonalen Schwankungen des ITF-Transportes und der Differenz des Meeresspiegels zwischen dem Pazifik und dem Indischen Ozean. XBT-Messungen zwischen Java und Australien zeigen, dass die interannuale Variabilität des ITF-Transportes eng mit ENSO gekoppelt ist (MEYERS, 1996; POTE MRA ET AL., 1997). Daher wird vermutet, dass die interannuale Variabilität des ITF über den Druckgradient durch Schwankungen des Meeresspiegels im westlichen Pazifik kontrolliert wird (POTE MRA ET AL., 1997): während El Niño (La Niña) treten anomale Westwinde (Ostwinde) über dem äquatorialen Pazifik auf, die den Meeresspiegel im westlichen Pazifik absenken (anheben), so dass in positiven (negativen) Phasen ein anomal schwacher (starker) Transport von wärmerem und salzärmerem Wasser aus dem Pazifik in den Indischen Ozean stattfindet (MEYERS, 1996). Diese Beziehung wurde anhand von Modellen bestätigt (ENGLAND UND HUANG, 2005; MCCLEAN ET AL., 2005).

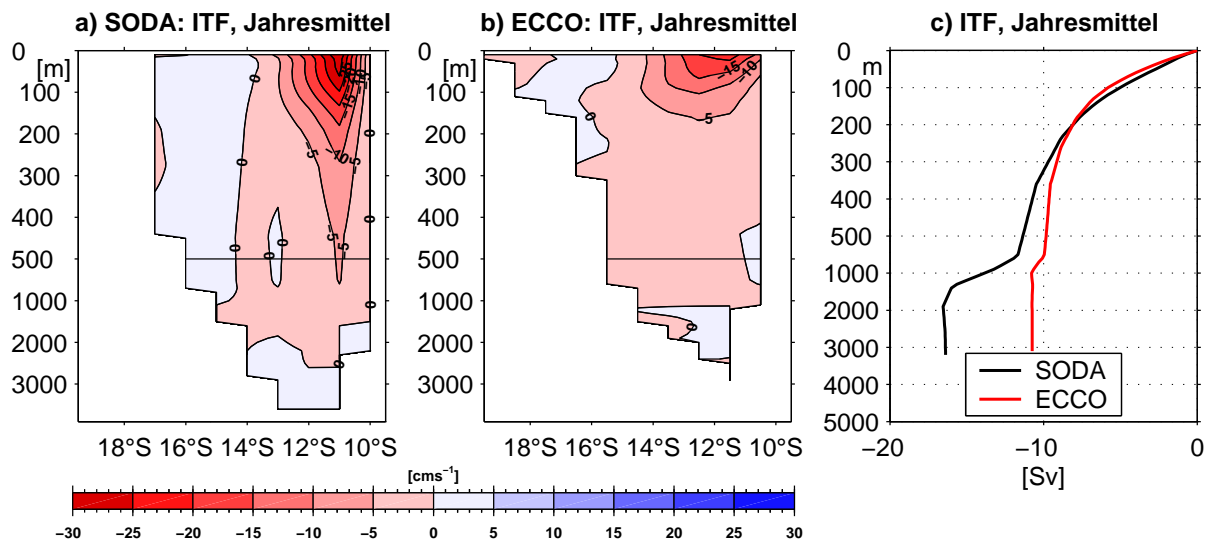


Abbildung 3.16: Mittlere zonale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] (1992-2001) des ITF bei  $120^\circ\text{O}$  aus SODA (a) und ECCO (b). Positiv und blau ist ostwärts. c) Meridional integrierte Transportprofile [Sv] aus SODA (schwarz) und ECCO (rot). Die Tiefenskala ändert sich bei 500 m.

Das Indonesische Archipel wird sowohl in SODA als auch in ECCO sehr grob aufgelöst. Dies bedeutet, dass der Einstrom vom Pazifik in den Indischen Ozean ausschließlich südlich von Timor stattfindet, so dass ein meridionaler Schnitt bei  $120^\circ\text{O}$  den ITF abdeckt. Die mittlere zonale Geschwindigkeit des ITF bei  $120^\circ\text{O}$  aus SODA und ECCO über die Periode 1992-2001 zeigt auf der Nordhälfte des Schnittes einen starken westwärtigen Strömungskern (Abb. 3.16a, b). Der Modelleinstrom aus SODA liefert maximale Geschwindigkeiten von  $30 \text{ cm s}^{-1}$  an der Oberfläche und hohe Strömungen von  $5 \text{ cm s}^{-1}$  bis in über 500 m Tiefe. ECCO gibt den maximalen westwärtigen Einstrom mit  $20 \text{ cm s}^{-1}$  an und zeigt den Strömungskern weniger tiefreichend, da seine Geschwindigkeit in 200 m Tiefe bereits auf  $5 \text{ cm s}^{-1}$  abgenommen hat. Neben Differenzen zwischen SODA und ECCO in der Intensität des ITF zeigen sich außerdem Unterschiede in der Modelltopographie: bei ECCO reicht der Schnitt bis in 3000 m Tiefe, bei SODA dagegen bis über 3600 m. In der Horizontalen zeigt sich die Passage im ECCO-Modell in den oberen Schichten ca.  $2^\circ$  breiter.

Die Transportprofile des ITF (Abb. 3.16c), von der Oberfläche zum Boden integriert, sind in beiden Modellen oberhalb von 200 m nahezu identisch, da ECCO die geringere Intensität des westwärtigen Einstroms durch eine größere Durchstromfläche ausgleichen kann. Aufgrund einer stärkeren Zunahme des ITF in SODA weichen die ITF-Transportprofile zwischen 200 und 1000 m voneinander ab. Unterhalb von 1000 m klaffen die Profile dramatisch auseinander: in SODA nimmt der Durchstrom bis in 2000 m Tiefe um 3 Sv zu, während der ITF bei ECCO unterhalb von 1000 m Tiefe nahezu konstant bleibt.

Der mittlere Netto-Ausstrom über  $120^\circ\text{O}$  liegt in beiden Modellen (SODA:  $-16,4$



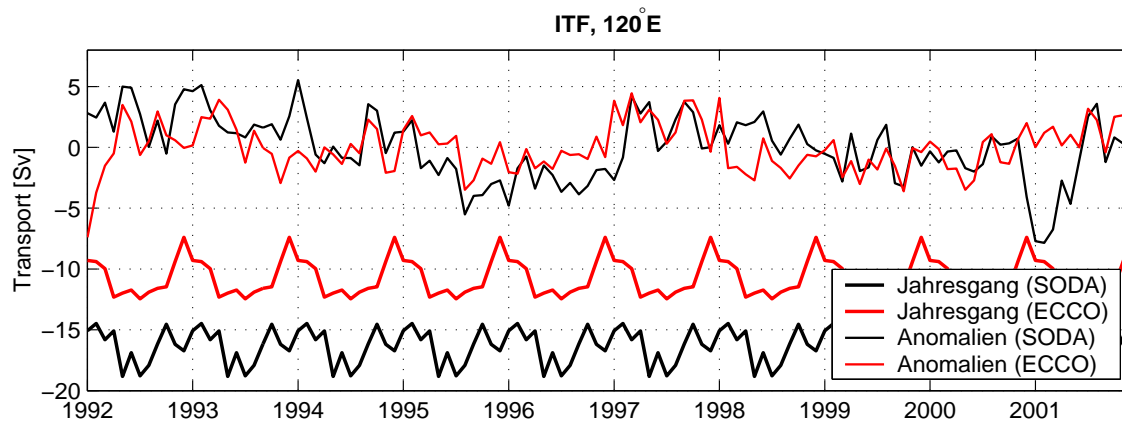


Abbildung 3.17: Anomalien (dünne Kurven) und Jahresgang (fette Kurven) des Transports [Sv] durch die Indonesischen Passagen ( $120^{\circ}$  O) aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) von 1992-2001. Positiv ist ostwärts.

Sv; ECCO:  $-10,7$  Sv) (Abb. 3.17) im Rahmen früherer Abschätzungen aus Beobachtungen und Modellen. Aus Beobachtungen wird der mittlere ITF-Transport zwischen 6-10 Sv geschätzt (HAUTALA ET AL., 2001). Der Transport in der Makassarstraße wurde während des El-Niño-Jahres 1997 mit  $-8 \pm 2$  Sv bestimmt (SUSANTO UND GORDON, 2005). Messungen in den drei Ausstrom-Passagen Lombokstraße, Ombaistraße und Timor Passage ergaben einen Transport zwischen 7,3 bis 10,7 Sv oberhalb von 680 m (MOLCARD ET AL., 1996; 2001; MURRAY UND ARIEF, 1988). Ergebnisse aus numerischen Modellen liegen bei  $-18$  Sv (COX, 1975; SEMTNER UND CHERVIN, 1988). Aus globalen Invers-Modellen wurde der ITF-Transport zwischen  $-7$  bis  $-10$  Sv (SLOYAN UND RINTOUL, 2001; MACDONALD, 1998) und  $-15 \pm 5$  Sv (GANACHAUD ET AL., 2000) beziffert. Abschätzungen für den ITF aus Modellen liegen häufig etwas über den Messergebnissen. Der Grund dafür liegt in der Unzulänglichkeit grob aufgelöster Modelle die komplexe Topographie innerhalb der Indonesischen Passagen wiederzugeben.

In Übereinstimmung mit dem Einfluss des Monsuns auf den ITF zeigt der mittlere Jahresgang in den Modellen SODA und ECCO einen maximalen Einstrom in den Indischen Ozean im Mai/Juli (SODA:  $-19$  Sv; ECCO:  $-12$  Sv) und minimalen Einstrom im Februar (SODA:  $-14$  Sv) und Dezember (ECCO:  $-7$  Sv) (Abb. 3.17). Aus früheren Beobachtungen und Modellen wird ebenfalls ein maximaler westwärtiger Transport in den Indischen Ozean während des Sommermonsuns berechnet. Minimaler Durchstrom passiert die Passagen wie in den Assimilationsmodellen während des Wintermonsuns. Aus Schiffsschnitten zwischen Australien und Bali wurde der Transport mit  $-18 \pm 7$  Sv (August 1989) und  $-2,6 \pm 7$  Sv (März 1992) bestimmt (FIEUX ET AL., 1994; 1996). Messungen zwischen Australien und Indonesien im August/September von MEYERS ET AL. (1995) ergaben einen ITF-Transport von  $-12$  Sv. Ergebnisse aus dem von MALTRUD ET AL. (1998) analysierten POP-Modell zeigten maximale Transporte im Juni/Juli und minimalen Ausstrom im Februar/März. Analysen des POCM-Modells von GARTERNICHT UND SCHOTT

(1997) und POTEIRA ET AL. (1997) ergaben Extremwerte des Jahresgangs von  $-4$  Sv im Dezember/Januar und  $-11$  Sv im September. Die Jahresschwankungen des ITF-Transportes aus SODA und ECCO stimmen insgesamt recht gut mit diesen Vorgänger-Untersuchungen mit prognostischen Modellen überein.

### 3.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die Basis dieser Arbeit bilden zwei Assimilationsmodelle, denen für die Dekade von 1992 bis 2001 im Wesentlichen die gleiche Datengrundlage zur Verfügung steht. Zur Validierung der beiden vorgestellten Modelle wurden die Ergebnisse aus SODA und ECCO anhand früherer Ergebnisse aus Beobachtungen und Modellen überprüft (Tab. 3.1). Eine gute Übereinstimmung der SODA-Modellergebnisse mit Beobachtungswerten stellten bereits XIE ET AL. (2002) bei Untersuchungen zur Variabilität der Sprungschicht im Indischen Ozean fest. Eine gute Übereinstimmung zwischen den Transportergebnissen aus SODA und Beobachtungen wurde außerdem für den ITF festgestellt (ENGLAND UND HUANG, 2005).

- Ein Vergleich des äquatorialen Randstromtransportes aus SODA und ECCO mit Beobachtungen oberhalb von 500 m Tiefe bestätigt die Qualität der Modellergebnisse (Tab. 3.1). Der Netto-Transport über die gesamte Wassersäule liegt für die untersuchten Schnitte beider Modelle jeweils im Rahmen der Literaturwerte. Hierbei sind die Transportraten aus SODA im oberen Bereich, die aus ECCO im unteren Bereich der Vergleichswerte zu finden.
- Der SODA-Transport über den  $23^{\circ}$ S-Schnitt zeigt große Abweichungen zu den Literaturwerten. Besonders auffällig sind hier die hohen südwardigen Transporte im Mosambik-Kanal. Die hohen Werte spiegeln die intensive Tiefenströmung des Mosambikstroms wider, der im ECCO-Modell nicht dargestellt wird. Trotz der hohen Abweichung zwischen SODA-Transportraten und Beobachtungen, weisen die Modellergebnisse darauf hin, dass der Mosambik-Kanal eine wichtige Rolle in der meridionalen Zirkulation spielt und einen Pfad darstellt, über den ein beträchtlicher Anteil des Wassermassenaustauschs zwischen Indischem Ozean und Atlantik stattfindet.
- Der hohe nordwardige Transport in SODA über den  $23^{\circ}$ S-Schnitt zwischen Madagaskar und Australien kompensiert den unrealistisch hohen südwardigen Transport durch den Mosambik-Kanal, so dass die Summe der beiden Transporte im Kanal und im Inneren, die den ITF-Transport bei  $120^{\circ}$ O widerspiegelt, wiederum im Rahmen der Literaturwerte liegt.

Der direkte Vergleich zwischen beiden Modellen für Schlüsselregionen des Indischen Ozeans zeigt eine wesentlich bessere Übereinstimmung der Transportergebnisse für die oberflächennahen Schichten (Abb. 3.18a) als für die tiefe Zirkulation (Abb. 3.18b). Die Differenzen zwischen den Modellergebnissen aus SODA und ECCO haben verschiedene Ursachen.

Schnitte		Beobachtung/Modell	SODA	ECCO
<b>SC (Äq.):</b>				
(0-500/50-300 m)	Mittel	10/6,3 Sv <sup>1</sup>	8,1/5,2 Sv	9,6/4,9 Sv
(0-500 m)	Januar	0 Sv <sup>1</sup>	-3,6 Sv	-2,7 Sv
(0-500 m)	Juli	21 <sup>1</sup>	17,6 Sv	23,9 Sv
<b>ITF:</b>	Mittel	-15,4±4 Sv <sup>2</sup>	-16,4 Sv	-10,7 Sv
<b>23°S:</b>				
Mos.-Kanal	Mittel	-14±6 Sv <sup>2</sup>	-25,8 Sv	-12,9 Sv
Mad.-Austr.	Mittel	-4±8 Sv <sup>2</sup>	9,4 Sv	2,2 Sv
gesamt	Mittel	-18±6 Sv <sup>2</sup>	-16,4 Sv	-10,7 Sv
gesamt	Winter	-10,4±3,1 Sv <sup>3</sup>	-15,1 Sv	-9,3 Sv
<b>32°S:</b>	Mittel	-16±5 Sv <sup>2</sup>	-16,4 Sv	-10,7 Sv
	Sommer	-10,3±2,3 Sv <sup>4</sup>	-18,8 Sv	-12,5 Sv

Tabelle 3.1: Übersicht und Vergleich der Transportraten unterschiedlicher Schnitte aus SODA mit Literaturwerten.

- Ein fundamentaler Unterschied zwischen beiden Modellen liegt in ihren komplementären Ansätzen begründet: während SODA die Angleichung des Modells an die Beobachtungen erzwingt, modifiziert ECCO die Oberflächenflüsse, um die Beobachtungsdaten zu reproduzieren. Dabei werden in SODA künstliche Quellen und Senken gebilligt, während in ECCO die Erhaltungsgleichungen korrekt bleiben. Im oberflächennahen Bereich bedeutet dies, dass die Modifizierung des Windstresses im ECCO-Modell am Äquator zu einem unrealistisch hohen saisonalen Sverdrup-Transport führt (Abb. 3.7), der im Vergleich zu SODA eine stärkere flache südwärtsige Rezirkulation im Inneren über den Äquator antreibt. Die höheren südwärtsigen ECCO-Transportraten oberhalb 500 m über die Schnitte 23°S und 32°S (Abb. 3.18a) resultieren ebenfalls aus einem veränderten Windfeld, das im Jahresmittel in ECCO einen stärkeren Ekman-Transport beschreibt als im SODA-Modell (Abb. 3.19a, b).
- Die Tiefenzirkulation wird durch eine Veränderung des Windfeldes entscheidend beeinflusst. Zum Beispiel reagiert die barotrope Zirkulation auf Änderungen im Windstress, so dass im Gegensatz zu den Transportraten oberhalb von 500 m Tiefe die Ergebnisse über die gesamte Wassersäule aus SODA größere Transporte aufweisen als die aus ECCO (Abb. 3.18b).
- Die unterschiedliche Modellphilosophie hängt gravierend von der Datendichte ab, die es zu assimilieren gilt. Beiden Modellen steht im Wesentlichen die gleiche Datengrundlage zur Verfügung. Aufgrund von XBT-Messungen

<sup>1</sup>SCHOTT ET AL. (1990)

<sup>2</sup>GANACHAUD ET AL. (2000)

<sup>3</sup>WARREN (1981)

<sup>4</sup>TOOLE UND WARREN (1993)

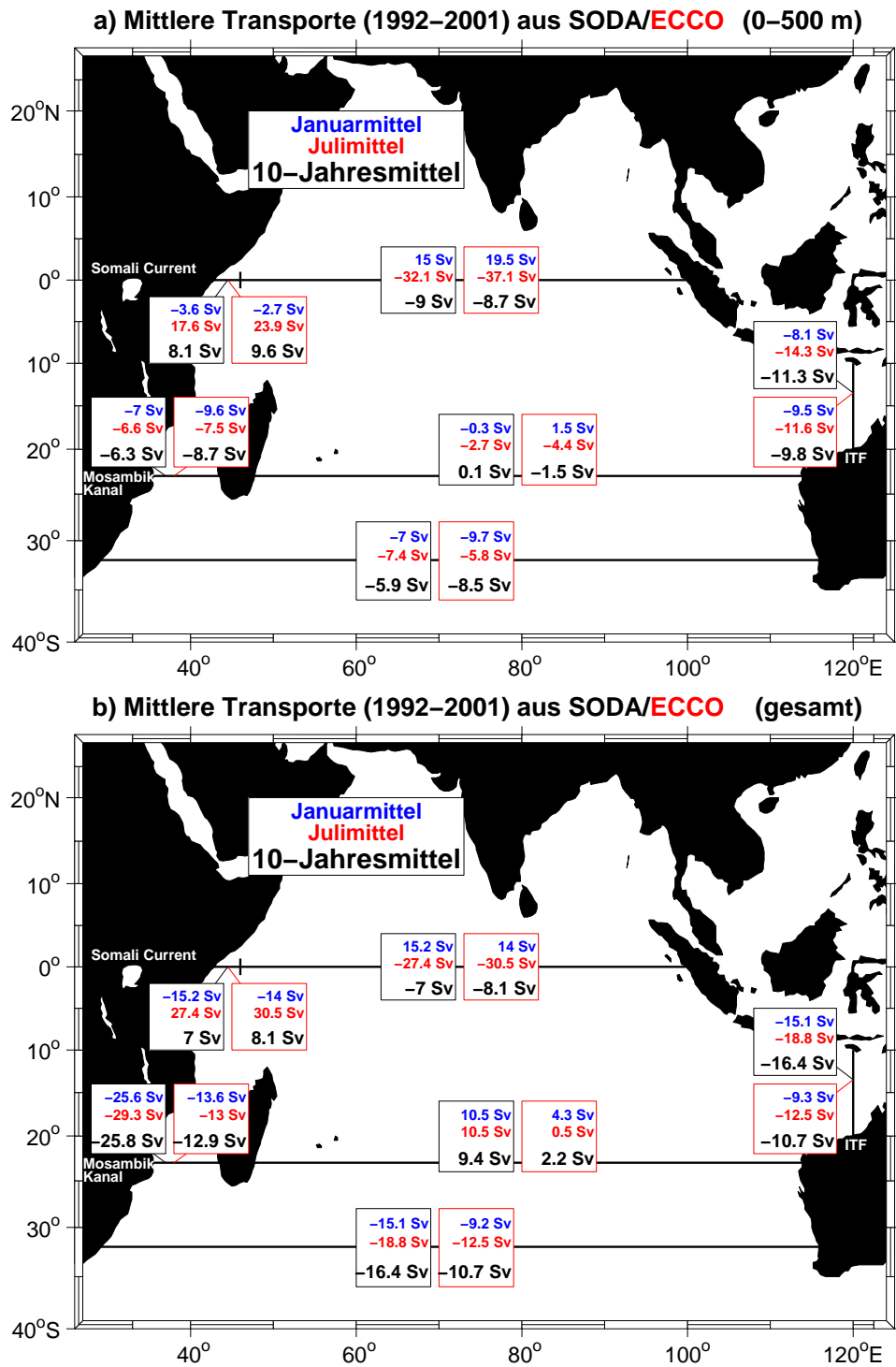


Abbildung 3.18: Volumentransport [Sv] a) über 500 m und b) über die gesamte Wassertiefe über die eingezeichneten Schnitte im Indischen Ozean aus SODA (schwarze Umrandung) und ECCO (rote Umrandung) für die Monatsmittel Januar (blau), Juli (rot) sowie das 10-Jahresmittel (1992-2001) (schwarz).

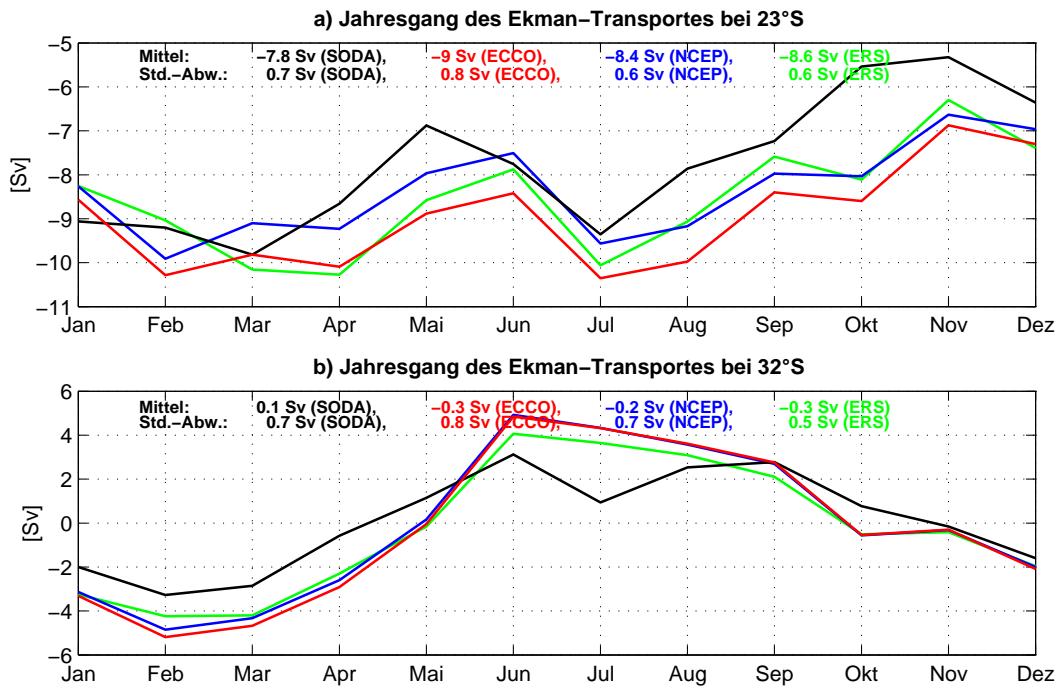


Abbildung 3.19: Mittlerer Jahrgang des Ekman-Transportes [Sv] über a) 23° S und b) 32° S und aus SODA (schwarz), ECCO (rot), NCEP (blau) und ERS 1/2 (grün). Eingezeichnet sind Mittel und Standard-Abweichung des Ekman-Transportes.

sowie vor allem durch die Satellitenaltimetrie ist die Datendichte in den oberen 500 m der Wassersäule wesentlich höher als im tiefen Ozean. In Regionen mit hoher Datendichte liegt es nahe, dass beide Modelle (durch unterschiedliche Ansätze) zu einem ähnlichen Ergebnis kommen. In den Tiefenregionen, in denen große Datenlücken vorliegen, findet eine geringere Anpassung der Zustandsgrößen an die Beobachtungen statt als in Regionen mit hoher Datenquantität, wie dem Oberflächenbereich. In ECCO kann die Tiefenzirkulation, wie bereits erwähnt, durch eine Modifizierung des Windstress verändert werden. Die unterschiedlichen Modellphilosophien beider Modelle beeinflussen daher besonders die Regionen unterhalb von 500 m und würden das Auseinanderklaffen der Transportprofile aus SODA und ECCO in der Tiefe begründen (Abb. 3.13, 3.16c).

- Ein weiterer Grund für die unterschiedlichen Modellergebnisse liegt in der unterschiedlichen Vertikalaufösung beider Modelle (WEAVER UND SARACHIK, 1990): aufgrund der groben vertikalen Auflösung in SODA mit sechs Schichten zwischen 500 und 4000 m, sowie der vereinfachten und unrealistisch flachen Topographie sind die Modellergebnisse für den tiefen Ozean sehr kritisch zu betrachten. Das ECCO-Modell besitzt mit 12 Schichten zwischen 500 und 5450 m eine fast doppelt so hohe Auflösung wie das SODA-Modell.
- Die unterschiedliche Modellausdehnung von ECCO und SODA liefert eine wei-

tere Begründung für die Transportunterschiede. ECCO reicht bis  $80^{\circ}\text{S}$  und beinhaltet den gesamten Indischen Ozean. SODA dagegen reicht bis  $62^{\circ}\text{S}$  und arbeitet mit einer Zwangsanpassungszone. Aufgrund dieser Zwangsanpassungszone werden die Tiefenwasserbildungsgebiete nicht mitmodelliert und somit auch keine interannualen Schwankungen in diesem Gebiet, die eventuell erhebliche Auswirkungen auf die Zirkulation im Inneren haben.

Der Vergleich beider Modelle untereinander, sowie mit Literaturwerten weist darauf hin, dass beide Assimilationsmodelle primär für Studien des flachen Ozeans und damit für die Untersuchungen zur flachen Zirkulation im Indischen Ozean geeignet sind.

## Kapitel 4

# Variabilität der flachen subtropischen Zelle

Flache subtropische Zellen beschreiben eine vertikal-meridionale Umwälzzirkulation, die auf die oberen 500 m der Wassersäule begrenzt sind. Hierbei zeigt die subtropische Zirkulation im Indischen Ozean beträchtliche Unterschiede verglichen mit der im Atlantik und Pazifik. Im Atlantik und Pazifik verbinden die flachen subtropischen Zellen beider Hemisphären die östlichen subtropischen Subduktionsgebiete mit den Auftriebsgebieten am Äquator. Dies geschieht im Inneren über äquatorwärtige Rezirkulation in der Sprungschicht und über Unterströme am westlichen Rand. Die meridionalen hemisphärischen Zellen werden durch polwärtige Ekman-Transporte geschlossen (z.B. MCCREARY UND LU, 1994).

Das Windsystem im Indischen Ozean schließt den Auftrieb kalter Wassermassen am Äquator aus: stattdessen ist am Äquator ein südwärtiger Ekman-Transport zu beobachten, der aus leichten Westwinden am Äquator im Jahresmittel und einem bis maximal 5°S begrenzten Südostpassat resultiert (Abb. 4.1). Subduktion in der Südhemisphäre (KARSTENSEN UND QUADFASEL, 2002; ZHANG UND TALLEY,

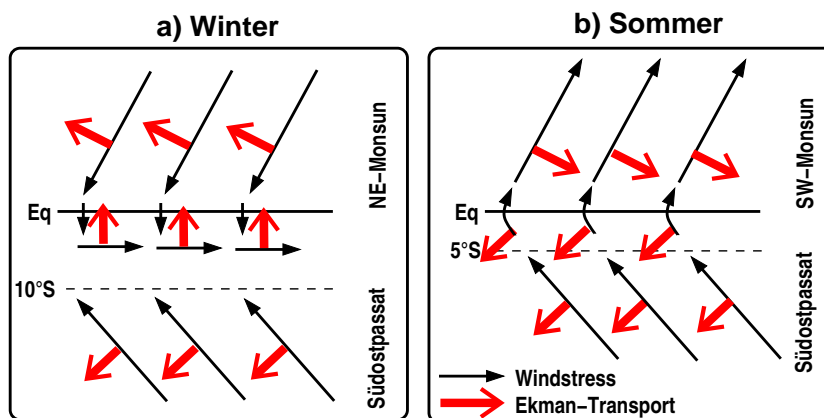


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der tropischen Windverhältnisse und Ekman-Transporte im Winter (a) und im Sommer (b).

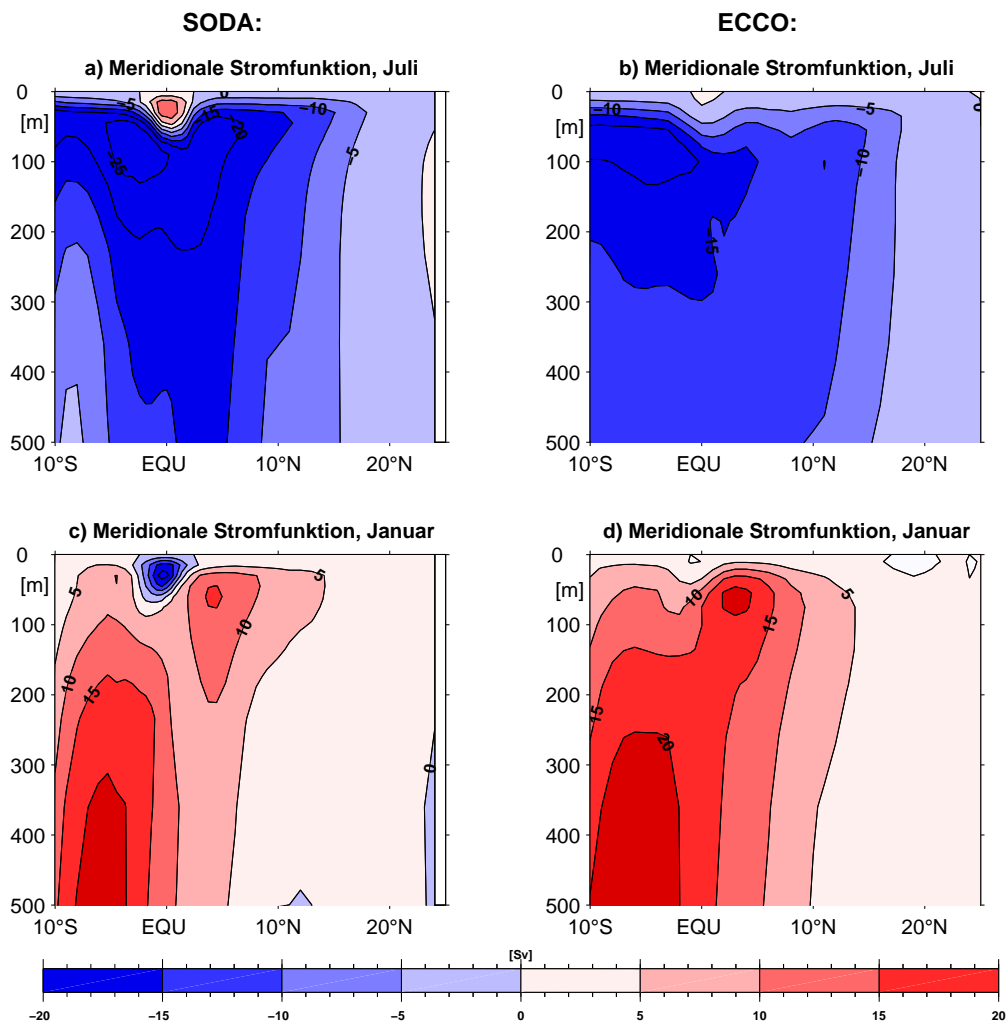


Abbildung 4.2: Mittlere meridionale Stromfunktion [Sv] (1992-2001) aus SODA (linke Spalte) und ECCO (rechte Spalte) für die Monatsmittel Juli (a, b) und Januar (c, d). Rot bedeutet Zirkulation im Uhrzeigersinn.

1998), Transport mit dem SEC zum westlichen Rand, nordwärtiger Sprungschichttransport am westlichen Rand über den Äquator und Küstenauftrieb vor Somalia, Oman und Indien (SCHOTT ET AL., 2002) schließen die flache subtropische Zelle, die im Indischen Ozean beide Hemisphären verbindet. In diesem Kapitel werden diese meridionalen und vertikalen Zirkulationspfade innerhalb der CEC identifiziert und die Variabilität der Umwälzelle auf der Basis zweier Assimilationsmodelle untersucht.

## 4.1 Meridionale Umwälzirkulation

Die meridional-vertikale Stromfunktion stellt ein hilfreiches Mittel dar, um die Umwälzirkulation im Indischen Ozean zu untersuchen. Verschiedene GCMs konn-



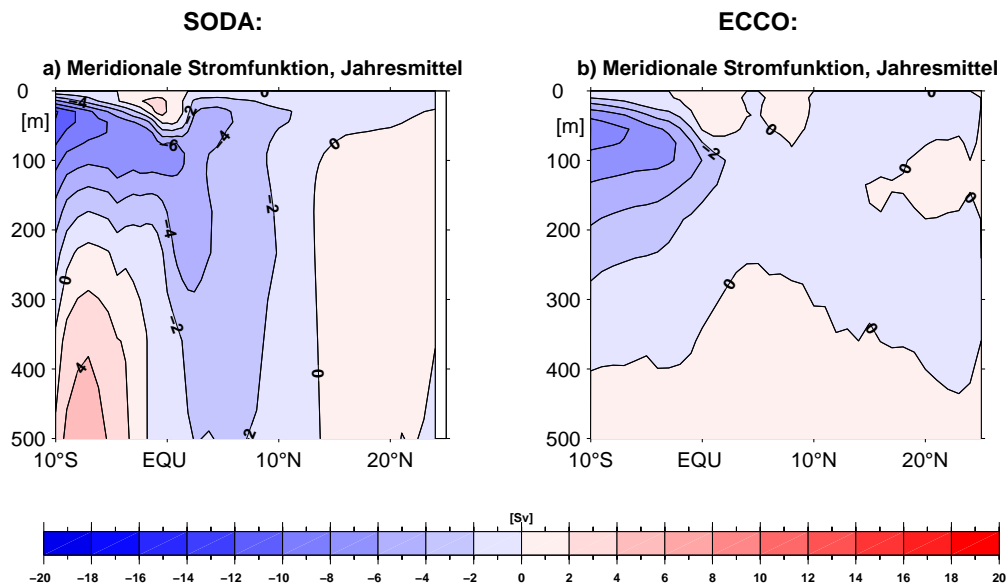


Abbildung 4.3: 10-Jahresmittel (1992-2001) der meridionalen Stromfunktion [Sv] aus SODA (a) und ECCO (b). Rot bedeutet Zirkulation im Uhrzeigersinn.

ten bereits die CEC darstellen (WACONGNE UND PACANOWSKI, 1996; GARTERNICHT UND SCHOTT, 1997; LEE UND MAROTZKE, 1998). Die Modelle SODA und ECCO zeigen die über die Jahre 1992–2001 gemittelte Stromfunktion der meridionalen Umwälzelle in den oberen 500 m für die Monatsmittel Juli und Januar (Abb. 4.2) und für das 10-Jahresmittel (Abb. 4.3). Die gezeigten Werte repräsentieren die Richtung und Stärke der zonal gemittelten Strömung für jede Tiefe und jeden Breitengrad. Aufgrund des lateralen Einstroms vom Pazifik durch die Indonesischen Passagen zwischen ca. 18°–10°S ist die Massenbilanz nur nördlich von 10°S geschlossen. Um einen nicht-divergenten Transport zu erhalten, wird die Stromfunktion daher nördlich von 10°S dargestellt. Die zwei-dimensionale Darstellung der vertikal-meridionalen Zelle ist allerdings insofern trügerisch, da die Strömung zonal integriert wird. Durch die Addition des nordwärtigen Zweiges der CEC im Westen und der südwärtigen Rezirkulation im Inneren, die in gleicher Tiefe jedoch auf verschiedenen Isopyknen liegen, wird ein verzerrtes Bild der CEC geboten.

Die äquatoriale Zelle ist in allen Schnitten am Äquator zwischen ca. 3°S–3°N in den oberen 50 m zu erkennen, bei SODA ist die sie jedoch wesentlich stärker ausgebildet. Dies zeigt sich besonders deutlich im Januarmittel (Abb. 4.2c). Bei SODA beginnt im April die Entwicklung der positiven äquatorialen Zelle (hier nicht gezeigt), die ihren maximalen Transport mit 20 Sv im August erreicht und im November verschwindet. Die negative äquatoriale Zelle existiert für eine kürzere Periode von Dezember bis März.

Nördlich von 10°S vollzieht sich zwischen Sommer- und Wintermonsun eine komplette Umkehr der Zirkulation in den oberen 500 m (Abb. 4.2), die auf den wechselnden Monsun zurückzuführen ist. Im Juli ist eine starke negative Umwälzelle zu beobachten, die ihr Zentrum in 100/80 m (SODA/ECCO) Tiefe hat (Abb. 4.2a,b).

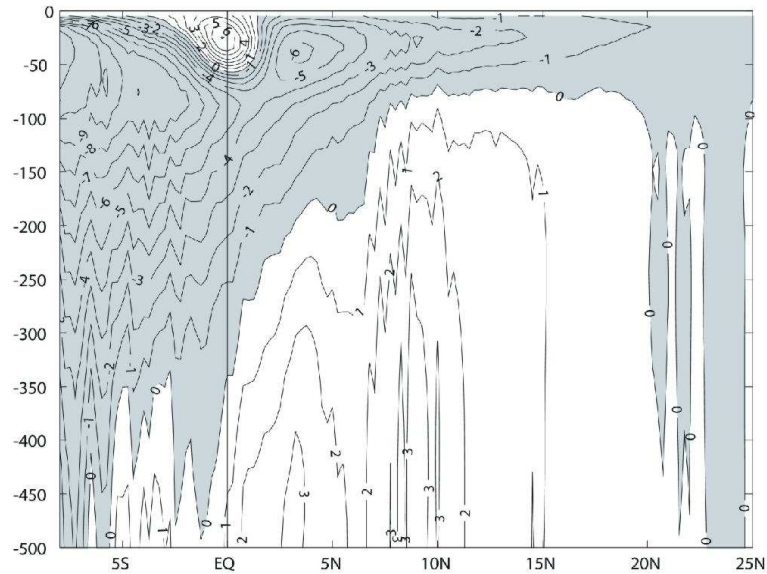


Abbildung 4.4: Meridionale Stromfunktion [Sv] im Indischen Ozean für die oberen 500 m aus dem JAMSTEC Modell (MIYAMA ET AL., 2003).

Daraus resultiert ein südwärtiger Ausstrom in den oberen 100 m von mehr als 25 Sv und ein nordwärtiger Einstrom in das Becken des Indischen Ozeans unterhalb davon. Im Januar zeigt sich ein umgekehrtes Bild der Umwälzzelle, dessen Zentrum in ca. 400 m Tiefe liegt: die positive Zelle beschreibt einen nordwärtigen Einstrom oberhalb von 400 m und einen südwärtigen Ausstrom darunter (Abb. 4.2c,d).

Das Mittel beider Zellen über zehn Jahre wird von der Sommermonsun-Situation dominiert. Die äquatoriale Zelle ist auf die oberen 50 m begrenzt und beschreibt eine positive Zirkulation (Abb. 4.3), die einen Transport von 3 Sv bzw 1 Sv (SODA/ECCO) ergibt. In der Modelllösung von WACONGNE UND PACANOWSKI (1996) ist die äquatoriale Zelle auf die oberen 75 m der Wassersäule beschränkt und verzeichnet einen doppelt so hohen Transport von 7 Sv. In den Modellen SODA und ECCO ist die CEC durch einen südwärtigen Ausstrom von 7/4 Sv (SODA/ECCO) in den oberen 100 m und eine nordwärtige Kompensation zwischen 100-500 m (SODA) bzw. 100-350 m (ECCO) gekennzeichnet (Abb. 4.3). Der Vergleich der mittleren Stromfunktion aus SODA und ECCO mit dem Ergebnis des *Japan Marine Science and Technology Center* (JAMSTEC) GCM zeigt ähnliche Werte (Abb. 4.4). Ein mit der CEC zu assoziierender nordwärtiger Einstrom von 5-6 Sv ist zwischen 100-350 m am Äquator zu beobachten. Ein südwärtiger Transport von ebenfalls 6 Sv findet in den oberen 100 m unterhalb der äquatorialen Zelle statt. Die äquatoriale Zelle ist in der Modelllösung von JAMSTEC in den oberen 50 m mit einem nordwärtigen Strom an der Oberfläche und einem südwärtigen Unterstrom ausgebildet, der die südwärtigen Ekman-Transporte miteinander verbindet, die sich beidseits des Äquators befinden.

## 4.2 Meridionale Pfade der CEC am Äquator

Die meridionalen Transportpfade der CEC überqueren den Äquator zum einen im Inneren des Indischen Ozeans, resultierend aus dem Antrieb durch den Sverdrup-Transport, und zum anderen am westlichen Rand mit dem Somalstrom. Bei der Quantifizierung dieser Transportzweige stellt sich die Frage nach der Tiefe, über die der nordwärtige Randstrom und die südwärtige Rezirkulation im Inneren integriert werden. Diese Frage ist bei STC-Berechnungen im Pazifik und Atlantik bereits oft diskutiert worden. In diesem Kapitel wird die Variabilität der meridionalen Volumen-Transporte über den Äquator untersucht. Es soll gezeigt werden, inwiefern sich der Transport am Rand und im Inneren innerhalb der CEC auf längeren Zeitskalen kompensieren.

Die Bestimmung der Transportraten über den Äquator basiert auf der Annahme, dass sich der oberflächennahe südwärtige Transport im Inneren (im folgenden  $T_{in}$ ) und der Transport am westlichen Rand innerhalb des Somalstroms (im folgenden  $T_{sc}$ ) im *langjährigen* Mittel innerhalb der flachen Umwälzzirkulation kompensieren. Dazu sollen im folgenden zwei Lösungen vorgestellt werden, die eine unterschiedliche Definition der Integrationstiefe beinhalten. Die Integrationstiefen werden anhand der mittleren Transportprofile von  $T_{in}$  und  $T_{sc}$  für die oberen 600 m definiert. Da der SC in beiden Modellen am Rand westlich von  $46^\circ\text{O}$  begrenzt ist (Abb. 3.5), wird  $T_{sc}$  westlich von  $46^\circ\text{O}$  und  $T_{in}$  östlich von  $46^\circ\text{O}$  berechnet. Die Summe ergibt das Profil des Gesamttransports über den Äquator (im folgenden  $T_{eq}$ ).

Abbildung 4.5 zeigt mittlere kumulativ integrierte Profile von  $T_{in}$ ,  $T_{sc}$  und  $T_{eq}$  aus SODA (a: 1992-2001, b: 1950-2001) und ECCO (c: 1992-2001). Die Profile des Transports im Inneren aus SODA markieren die äquatoriale Zelle in den oberen 50-60 m, mit einem nordwärtigen Transport in den oberen 30 m, der aus den nordwärtigen Winden am Äquator resultiert. Darunter findet ein windgetriebener südwärtiger Transport statt, der sein Maximum von ca. -8 Sv in 105 m erfährt. Im Gegensatz zu SODA beschreibt der *innere* Transport aus ECCO keine äquatoriale Zelle, sondern einen südwärtigen Transport bis in 100 m Tiefe. Die äquatoriale Zelle wird in ECCO lediglich im Profil für den Gesamttransport  $T_{eq}$  sichtbar.

Die erste Lösung zur Bestimmung der Integrationstiefen geht von der vorherrschenden Theorie aus, dass der Sverdrup-Transport den Antrieb der CEC darstellt. Die Integrationstiefe für die südwärtige Zirkulation im Inneren richtet sich nach dem Maximum von  $T_{in}$  innerhalb der winddurchmischten Schicht von 0-150 m. Die Integrationstiefe für den Randstrom resultiert aus der Tiefe, in der das  $T_{in}$ -Maximum im Randstrom balanciert wird.

$$T_{in}(z_1)_{max} = T_{sc}(z_2), \quad \text{mit } 0 \leq z_1 \leq 150m \quad (4.1)$$

In den Profilen für  $T_{in}$  liegt der maximale Transport innerhalb der winddurchmischten Schicht in 105 m (SODA) bzw. 100 m (ECCO) Tiefe und bestimmt damit

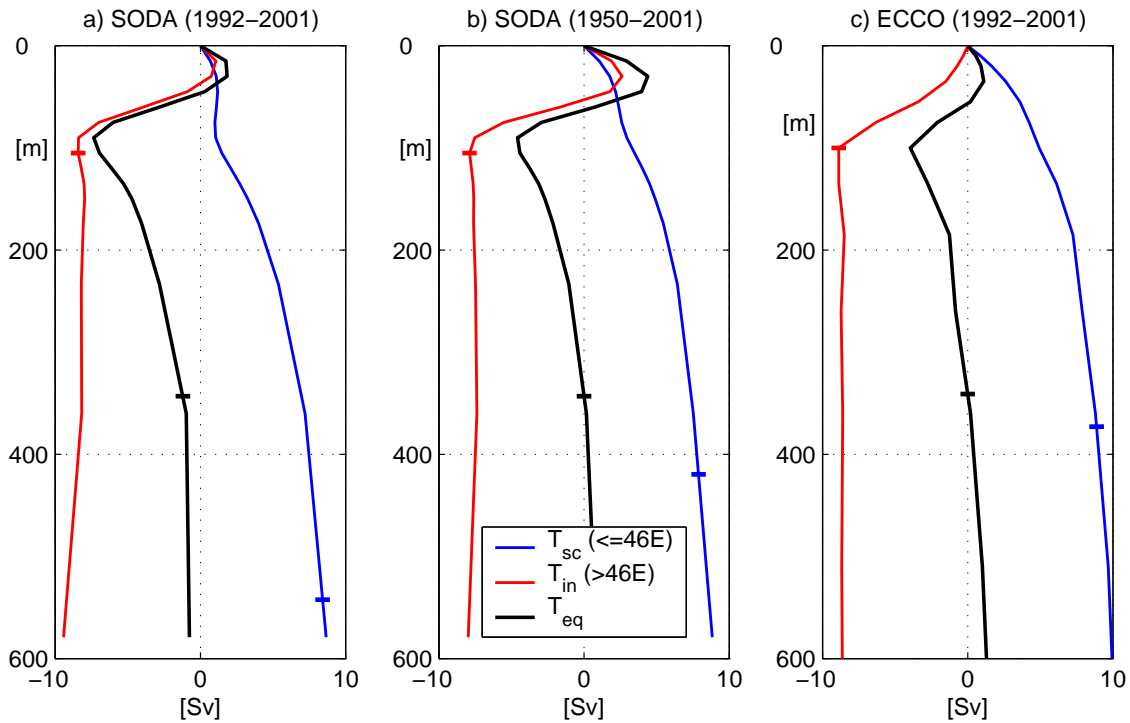


Abbildung 4.5: Profile des Transports [Sv] über den Äquator, kumulativ von der Oberfläche bis in 600 m Tiefe aufsummiert, am westlichen Rand ( $T_{sc}$ , blau), im Inneren ( $T_{in}$ , rot) und gesamt ( $T_{eq}$ , schwarz), (a) aus SODA gemittelt von 1992-2001, (b) aus SODA gemittelt von 1950-2001 und (c) aus ECCO gemittelt von 1992-2001. In den Profilen markiert sind die verschiedenen Integrationstiefen für  $T_{in}$  und  $T_{sc}$  (s. Text). Positive Werte bedeuten nordwärtiger Transport (nach SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

die Integrationstiefe  $z_1$  für den südwärtigen CEC-Transport über den Äquator. Unterhalb der Integrationstiefe  $z_1$  zeigt der über die Tiefe integrierte Transport im Inneren in allen Profilen einen konstanten Verlauf. Der mittlere westliche Randstrom ist in allen Profilen nordwärts gerichtet. Man erkennt in beiden Transportprofilen, dass sich die Dominanz des Sommermonsuns auf das Jahresmittel auswirkt. Die Randstromtiefe  $z_2$ , in der  $T_{in}$  ausgeglichen wird, liegt im SODA-52-Jahresmittel bei 420 m (Abb. 4.5b) und bei ECCO etwas flacher bei 370 m (Abb. 4.5c). Im 10-Jahresmittel (1992-2001) aus SODA ist sowohl  $T_{in}$  als auch  $T_{sc}$  in den oberen 100 m eindeutig schwächer ausgebildet als im 52-Jahresmittel. Dies könnte auf die Änderung des Windantriebs zurückzuführen sein, der im Modelljahr 1992 von COADS zu NCEP wechselt.

Die zweite Lösung richtet sich nach der Tiefe, in der der äquatoriale Gesamttransport ( $T_{eq}$ ) unterhalb der äquatorialen Zelle seinen Nulldurchgang hat bzw. der westliche Randstrom durch den inneren Transport balanciert wird.

$$T_{eq}(z) = 0 \quad \text{oder} \quad T_{sc}(z) = T_{in}(z), \quad \text{mit} \quad z \geq z_1 \quad (4.2)$$

Addiert man beide Profile,  $T_{sc}$  und  $T_{in}$ , ergibt sich im 52-Jahresmittel aus SODA (Abb. 4.5b) sowie im 10-Jahresmittel aus ECCO (Abb. 4.5c) eine Kompensation der beiden meridionalen Transportwege in einer Tiefe  $z$  von ca. 340 m (Abb. 4.5), die in ECCO bereits in der Stromfunktion zu erkennen war (Abb. 4.3b). Diese Tiefe soll der Maßstab bei der Berechnung von  $T_{in}$  und  $T_{sc}$  sein. Da der Transport  $T_{eq}$  im 10-Jahresmittel aus SODA aufgrund des veränderten Windantriebs am Äquator nicht ausgeglichen ist (Abb. 4.5a), wird als Maßstab das Profil des 52-Jahreslaufes benutzt. Die Integrationstiefen nach beiden vorgestellten Lösungen sind folgende:

	$z_1$	$z_2$	$z$
SODA (1950-2001)	105 m	420 m	340 m
ECCO (1992-2001)	100 m	370 m	340 m

Für beide Modelle soll die Theorie überprüft werden, ob der äquatoriale Sverdrup-Transport den südwardigen Zweig der CEC antreibt. Dazu werden Sverdrup-Transport und innerer Transport über die verschiedenen Tiefen  $z_1$  und  $z$  untereinander verglichen. Die Abbildungen 4.6 bzw. 4.7 zeigen Zeitreihen bzw. Anomalien des Sverdrup-Transportes sowie der meridionalen Transporte  $T_{in}$  und  $T_{sc}$  für die jeweiligen Integrationstiefen  $z_1, z_2$  und  $z$ . In allen Transportzeitreihen ist ein deutlicher Jahresgang mit maximalem südwardigem bzw. nordwardigem Transport durch die Sverdrup-Balance, sowie im Inneren bzw. am westlichen Rand im borealen Sommer zu beobachten. Im borealen Winter kehren sich die Transporte um. Der Vergleich des Jahresganges des Sverdrup-Transportes zwischen beiden Modellen in Kapitel 3.3.1 hat bereits deutlich höhere Werte aus dem ECCO-Windfeld gezeigt. Ebenso wie im Sverdrup-Transport, jedoch weniger extrem, zeigen die Transporte bei ECCO höhere Amplituden als die Ergebnisse aus SODA (Abb. 4.6b-f).

Die Massentransporte in SODA dagegen beschreiben vor allem in den Randströmen eine höhere Variabilität als die Transporte aus ECCO (Abb. 4.7b-f). In allen Transportzeitreihen aus SODA findet sich eine starke negative (positive) Anomalie Ende 1997/Anfang 1998 im Inneren (Randstrom), die mit dem starken *Indian Ocean Dipole/Zonale Mode*-Jahr (IODZM) 1997 zu assoziieren ist. Dagegen sind die weiteren positiven bzw. negativen IODZM-Jahre 1994 bzw. 1992 und 1996 in den Zeitreihen nicht auszumachen. In den Transportanomalien aus ECCO zeigt sich der Einfluss des IODZMs Anfang 1998 lediglich im Randstrom anhand einer signifikanten positiven Anomalie. Weder der Sverdrup-Transport noch die Massentransporte am Rand und im Inneren zeigen einen Trend in den 90er Jahren.

Sowohl in ECCO, als auch in SODA beschreiben die Transporte im Inneren,  $T_{in}(z_1)$  und  $T_{in}(z)$ , sowie ihre Anomalien untereinander nur geringe Unterschiede (Abb. 4.6b,d). Dies lässt den Schluss zu, dass für die 10-Jahresläufe der südwardige Zweig der CEC durch den Transport innerhalb der winddurchmischten Schicht in den oberen 105 bzw. 100 m repräsentiert wird. Unterstützt wird diese Theorie dadurch, dass die Anomalien des Sverdrup-Transportes mit dem windgetriebenen inneren Transport  $T_{in}(z_1)$  höher korreliert sind (SODA: 0,86, ECCO: 0,42) als mit dem inneren Transport über 340 m  $T_{in}(z)$  (SODA: 0,80, ECCO: 0,33). Dies gilt sowohl für SODA als auch für ECCO. In SODA werden höhere Korrelations-Koeffizienten

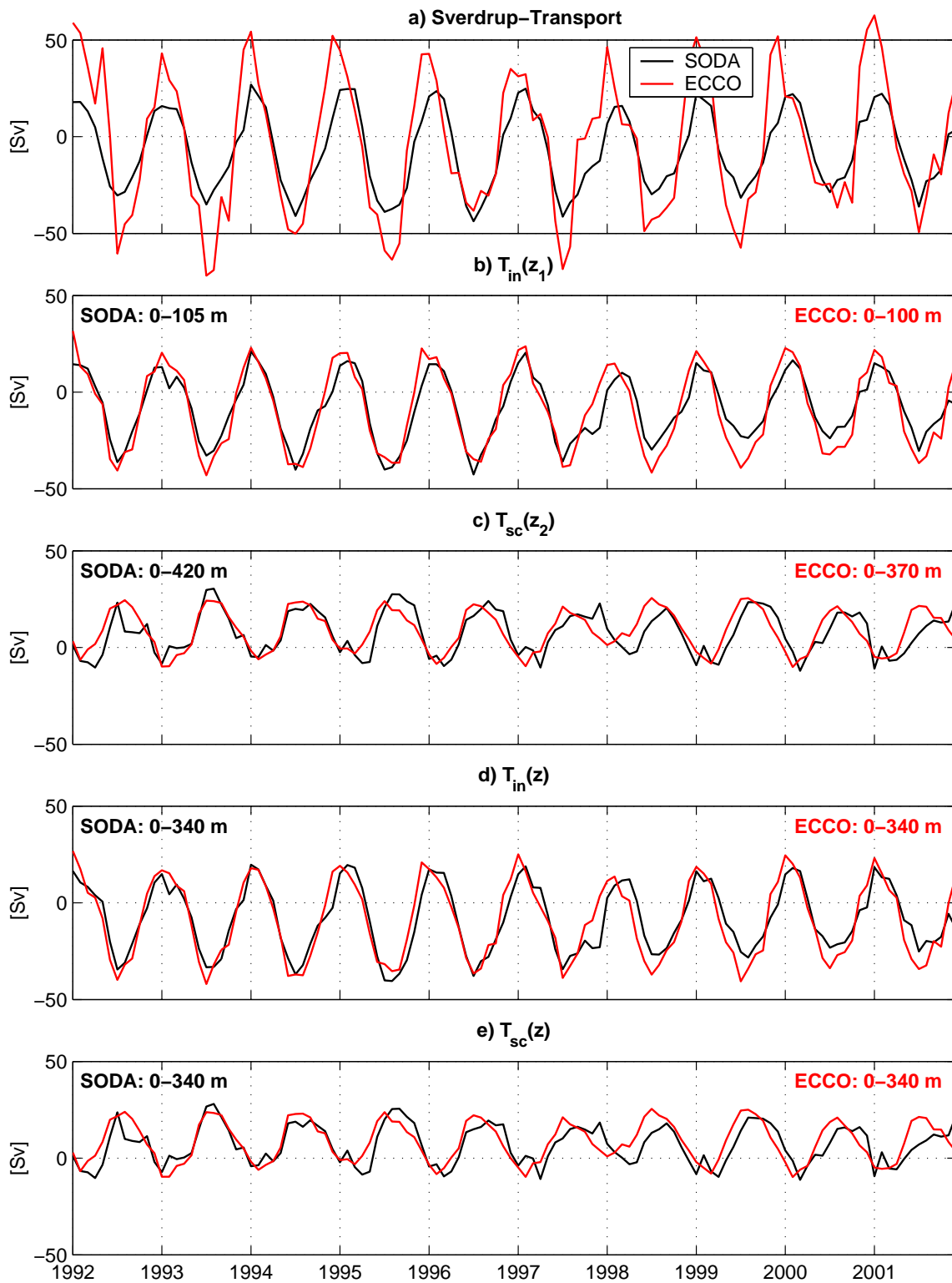


Abbildung 4.6: (a) Äquatorialer Sverdrup-Transport, (b, d) Äquatorialer Transport im Inneren ( $T_{in}$ ) und (c, e) am westlichen Rand ( $T_{sc}$ ) [Sv] für verschiedene Tiefen (s. Text im Bild) aus SODA (schwarz) und ECCO (rot). Positive Werte bedeuten nordwärtiger Transport.

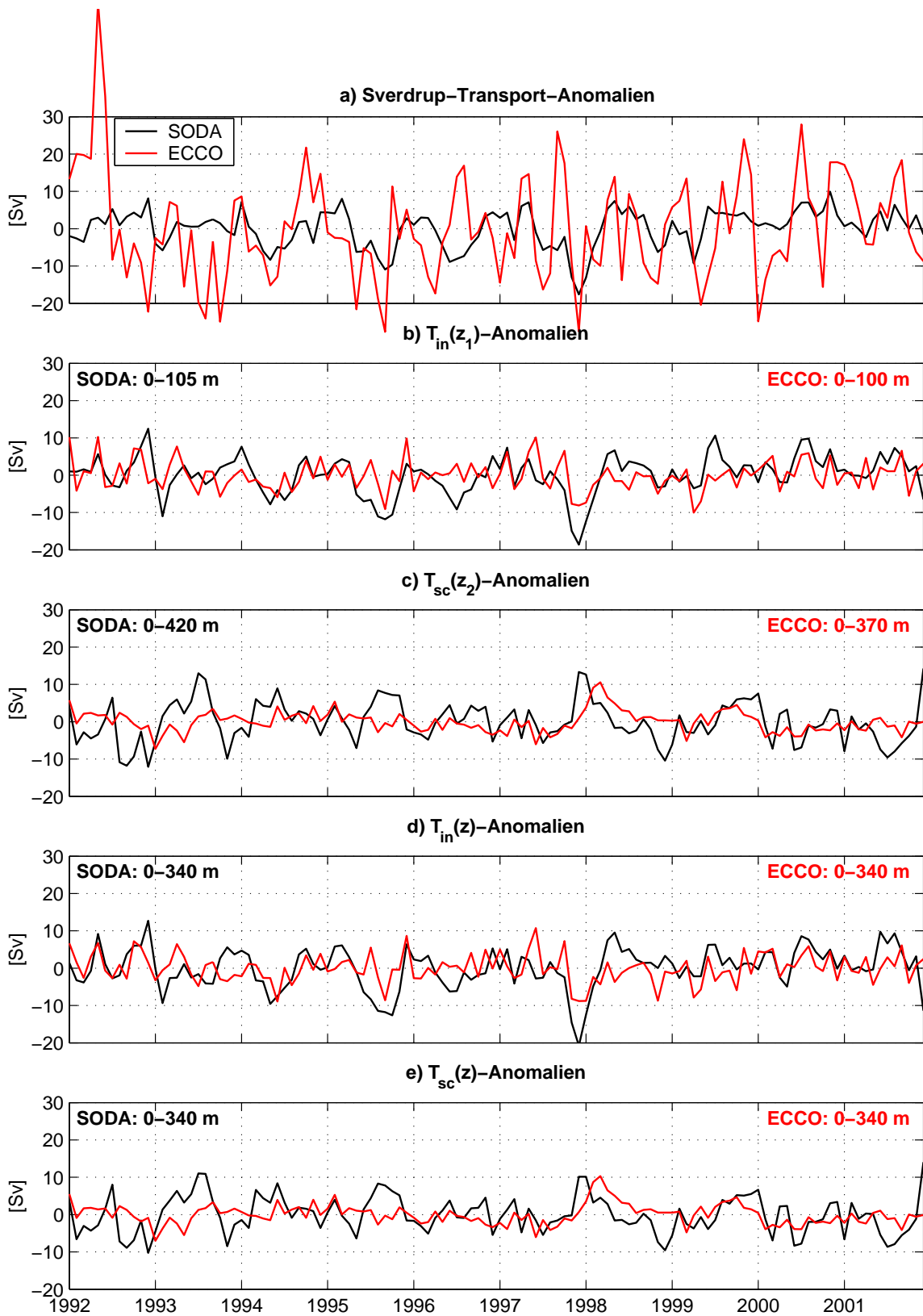


Abbildung 4.7: s. Abb. 4.6, Transportanomalien [Sv] dazu.

als in ECCO berechnet, was ebenfalls durch die unrealistische Modifizierung des Windfeldes in ECCO zu begründen ist.

Im westlichen Randstrom ( $T_{sc}$ ) bestehen ebenfalls nur sehr geringe Unterschiede zwischen den Transporten aus beiden Lösungen. Dies liegt aber voraussichtlich an der nahezu gleichen Integrationstiefe von  $z_2=370$  m bzw  $z=340$  m. Die kompensierenden meridionalen Pfade der CEC zeigen in SODA eine höhere negative Korrelation zwischen den Anomalien der Transporte am Rand und im Inneren über 340 m  $(-0,60)$  als zwischen den Anomalien der Transporte  $T_{in}(z_1)$  und  $T_{sc}(z_2)$   $(-0,47)$ . Dies würde bedeuten, dass die meridionalen Transporte am Rand und im Inneren über Schwankungen im Tiefenbereich unterhalb von 100 m gekoppelt sind. In ECCO ist die Korrelation nicht signifikant.

**Dekadische Schwankungen:** Die 10-Jahresläufe aus SODA und ECCO bestätigen den Sverdrup-Transport als Antrieb für die flache meridionale Zirkulation im Indischen Ozean durch den südwardigen Transport im Inneren über den Äquator. Weiterhin wird die enge Beziehung zwischen der südwardigen Rezirkulation und dem nordwardigen Randstrom gezeigt. Die Untersuchungen zum Antrieb der CEC durch den Sverdrup-Transport, sowie die Kompensation ihrer beiden meridionalen Pfade, dem nordwardigen westlichen Randstrom und dem südwardigen Rücktransport über den Äquator, werden anhand des 52-Jahreslaufes aus dem SODA-Modell fortgeführt. Für die Analyse der CEC-Variabilität auf interannuare Zeitskala werden die Zeitreihen des Sverdrup-Transportes und der meridionalen Transporte 24-Monats-Tiefpassgefiltert (Abb. 4.8), so dass kleinskalige Strukturen herausgefiltert und Jahresgänge eliminiert werden.

Ab dem Jahr 1992 wurde das SODA-Modell mit Winden aus der NCEP/NCAR Reanalyse angetrieben. Der Wechsel im Windantrieb von COADS zu NCEP/NCAR ist im Sverdrup-Transport eindeutig zu erkennen. Im Zeitraum von 1950 bis 1991 ist ein positiver Trend im Sverdrup-Transport zu erkennen, der einen Rückgang des südwardigen Transportes bedeutet. Ab dem Jahr 1992 vollzieht sich ein Übergang von relativ schwachem zu dramatisch hohem südwardigen Sverdrup-Transport. Aufgrund der Änderung im Antrieb sind die Zeitreihen für diesen Zeitraum von 1992-2001 farblich markiert. Im Vergleich mit ECCO wurde diese Zeitspanne im vorangegangenen Absatz bereits ausführlich behandelt.

Die Transportzeitreihen im Inneren zeigen für beide Integrationstiefen  $z = 340$  m und  $z_1 = 105$  m eine gute Übereinstimmung, vor allem für den Zeitraum der bereits besprochenen 90er Jahre (Abb. 4.8b). Der kritische Punkt in der Definition der Integrationstiefen liegt in ihrer Bestimmung aus dem langjährigen Mittel. Bei der einzelnen Betrachtung der jährlich gemittelten Transportprofile im Inneren zeigt sich jedoch ein relativ konstanter Verlauf von  $T_{in}$  mit einem nordwardigem Transport in den oberen 30 m und einem südwardigen Transport darunter bis in ca. 100 m Tiefe. Unterhalb von 100 m nimmt der Transportgradient stark ab bzw. bleibt der integrierte Transport nahezu konstant. Auffällige Unterschiede zwischen den Transportzeitreihen  $T_{in}(z_1)$  und  $T_{in}(z)$  sind in den Jahren 1959, 1967 und 1978 aufgrund einer hohen südwardigen Rezirkulation, sowie durch geringe Transporte Anfang der 70er und in den 80er Jahren in  $T_{in}(z)$  zu beobachten. Diese Unterschiede geben demnach an, ob der Transport im Inneren unterhalb von 105 m weiter zu-



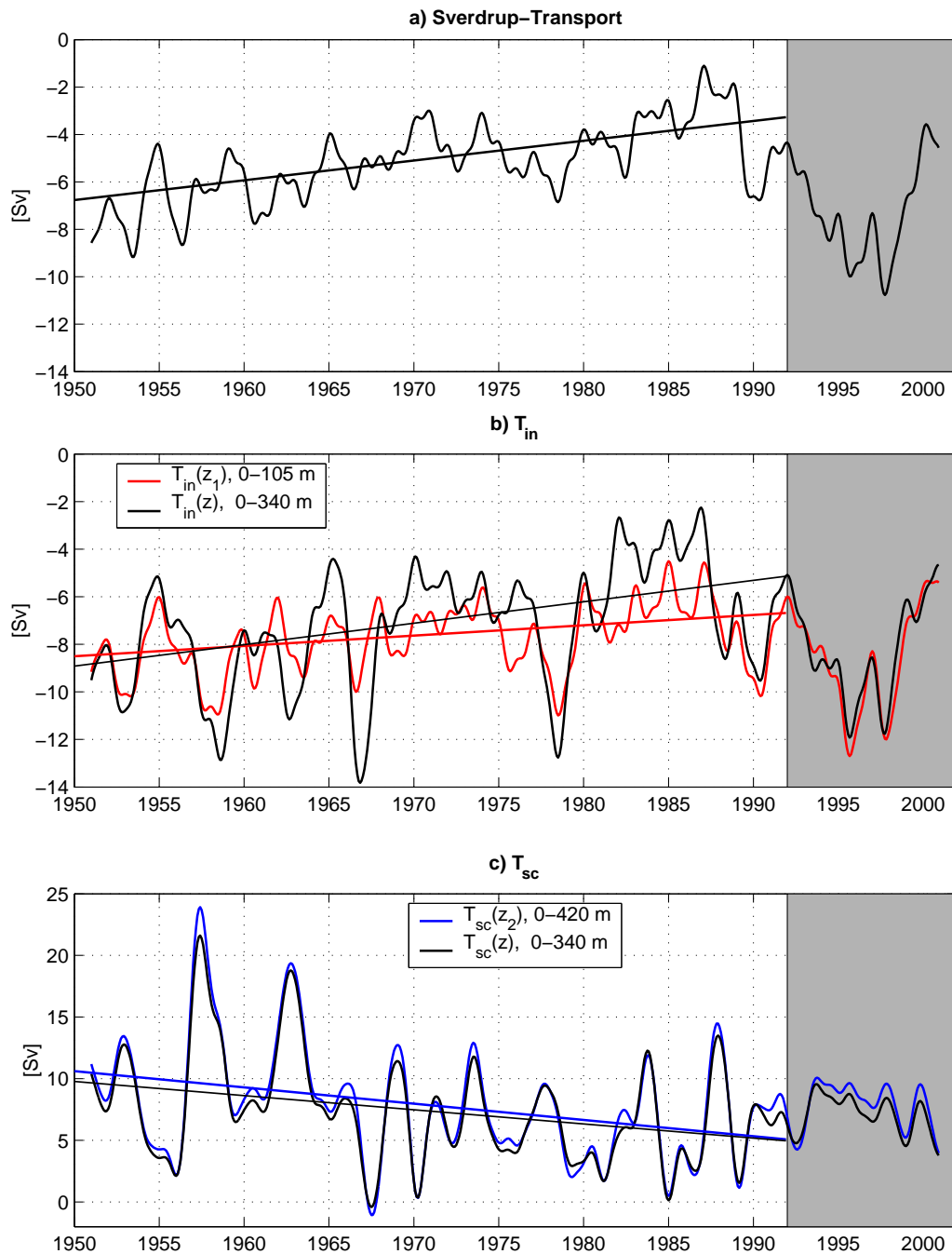


Abbildung 4.8: Zeitreihen (24-Monats-Tiefpassfilter) (a) des äquatorialen Sverdrup-Transportes, (b) des Transportes im Inneren:  $T_{in}(z_1)$  (rot),  $T_{in}(z)$  (schwarz) und (c) des Randstromtransportes:  $T_{sc}(z_2)$  (blau),  $T_{sc}(z)$  (schwarz) [Sv] in SODA. Grau unterlegt ist der Zeitraum von 1992-2001 mit verändertem Windstress. Eine lineare Regression wurde für die Jahre 1950-1991 gerechnet. Positive Werte bedeuten nordwärtiger Transport (nach SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

oder abnimmt. Die Variabilität in den oberen 340 m ist demnach primär auf die oberflächennahe und damit winddurchmischte Schicht zurückzuführen. Zwischen den Zeitreihen des Sverdrup-Transportes und des äquatorialen Transportes im Inneren (Abb. 4.8a,b) ist eine eindeutige Beziehung zu erkennen. Die Koeffizienten der Korrelation zwischen den Anomalien des Sverdrup- und des inneren Transports mit abgezogenem Trend liegen weit oberhalb des 95%igen Signifikanz-Levels bei 0,82 bzw. 0,65 für die beiden Integrationstiefen  $z_1$  bzw.  $z$ . Dieses Ergebnis bestätigt die enge Kopplung zwischen Sverdrup-Transport und dem Transport im Inneren innerhalb der winddurchmischten Schicht.

Aufgrund der nahezu gleichen Integrationstiefen (340 m/420 m) sind die Transportzeitreihen am Rand für beide Integrationstiefen fast identisch (Abb. 4.8c). In diesen Zeitreihen ist vor allem der hohe Wert im Jahr 1957 bemerkenswert, der einen extrem starken SC beschreibt, sowie die negativen bzw. auf Null abfallenden Transporte in den Jahren 1967 bzw. 1971, in denen der SC unterhalb von 200 m einen südwardigen Transport verzeichnet. Zwischen dem äquatorialen Transport am Rand und im Inneren (Abb. 4.8b,c) zeigt sich eine Kompensation. Die Anomalien von  $T_{in}(z_1)$  und  $T_{sc}(z_2)$  (rot), sowie  $T_{in}(z)$  und  $T_{sc}(z)$  mit abgezogenem Trend sind jeweils signifikant korreliert. Hierbei liegt die Korrelation von  $-0,46$  zwischen den Transporten am Rand und im Inneren oberhalb von 340 m höher als die Korrelation  $-0,38$  zwischen dem Transport im Inneren oberhalb der winddurchmischten Schicht und dem Randstromtransport in den oberen 420 m Tiefe. Dies zeigt, dass die Variabilität des Transportes im Inneren zwar in erster Linie vom Wind abhängig ist, andererseits Schwankungen im Sprungschichtbereich ebenso mit Fluktuationen im Randstrom gekoppelt sind.

Eine mögliche Erklärung für die starke Variabilität im Randstrom könnte in der Kopplung mit Transportschwankungen des Nordost-Madagaskarstroms liegen, der den Somalstrom über den EACC versorgt. Der Nordost-Madagaskarstrom zeigt im Jahr 1957 einen anomal starken und im Jahr 1967 einen anomal schwachen westwardigen Transport nordöstlich von Madagaskar. Weiterhin sind der äquatoriale Randstrom und der westwardige Nordost-Madagaskarstrom während der Sommermonsun-Monate, Juni-September, mit einem Koeffizienten von 0,52 signifikant korreliert, wobei der Nordost-Madagaskarstrom um zwei Monate führt.

Die Diskrepanz der Mittelwerte für den Zeitraum von 1950 bis 2001 zwischen dem Sverdrup-Transport ( $-5,4 \pm 2,1$  Sv) und dem Transport im Inneren ( $-7,4 \pm 2,6$  Sv/ $-7,9 \pm 1,8$  Sv) bzw. am Rand ( $7,4 \pm 4,0$  Sv/ $7,9 \pm 4,3$  Sv) oberhalb von 340 m/105 m bzw. 340 m/420 m ist durch eine südwardige Rezirkulation des SC zu erklären, die unmittelbar nördlich des Äquators zwischen  $46^\circ$  und  $49^\circ$ O stattfindet (Abb. 4.9a). Die mittlere meridionale Geschwindigkeit am Äquator (Abb. 4.9b) zeigt die Kerntiefe der Rezirkulationszelle in ca. 70 m Tiefe. Der mittlere südwardige Transport dieser Zelle von 2 Sv entspricht der Differenz zwischen dem Sverdrup-Transport und  $T_{in}$  bzw.  $T_{sc}$ , so dass die Mittelwerte der meridionalen Pfade der CEC gut übereinstimmen.

In allen Zeitreihen ist ein dekadischer Trend von 1950 bis Anfang der 90er Jahre zu beobachten, der einen Rückgang des südwardigen Sverdrup- und Massentranspor-

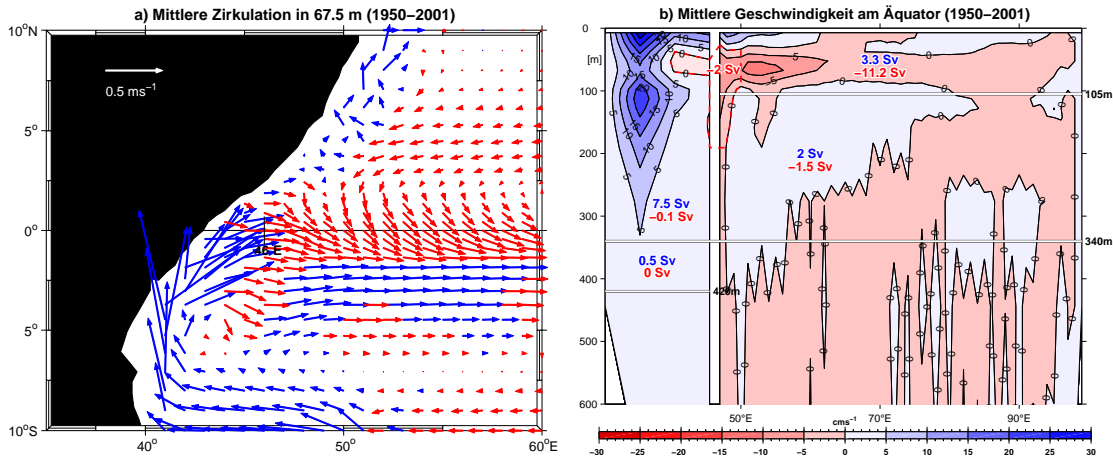


Abbildung 4.9: (a) Mittlere Zirkulation in 67,5 m Tiefe in der SC-Region. (b) Mittlere meridionale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] am Äquator aus SODA (1950-2001). Blau (rot) kennzeichnet die nordwärtige (südwärtige) Zirkulation.

tes im Inneren beschreibt, sowie eine Abschwächung des nordwärtigen Randstromtransportes (Abb. 4.8a-c). Diese Abnahme ist mithilfe einer linearen Regression verdeutlicht. Der Trend des Sverdrup-Transportes von  $0,08 \pm 0,01 \text{ Sv} \cdot \text{Jahr}^{-1}$  entspricht einem Rückgang von 3,5 Sv über den Zeitraum von 42 Jahren (Abb. 4.8a). Der Sverdrup-Transport nimmt damit um über 60% gegenüber dem Mittelwert ab.

Der südwärtige Transport über den Äquator oberhalb von 340 m zeigt einen sich abschwächenden Trend von  $0,09 \pm 0,02 \text{ Sv} \cdot \text{Jahr}^{-1}$ . Diese Abnahme von 3,8 Sv innerhalb von 42 Jahren entspricht einem Transportrückgang um 50% gegenüber dem Mittelwert. Die Abnahme des südwärtigen CEC-Zweiges ist dagegen mit  $0,04 \pm 0,01 \text{ Sv} \cdot \text{Jahr}^{-1}$  wesentlich schwächer, wenn die Rezirkulation im Inneren über die winddurchmischte Schicht von 105 m integriert wird. Der Transport verringert sich mit 1,8 Sv um gut 20% gegenüber dem Mittelwert. Die Unterschiede bei der Abnahme des südwärtigen Transportes über den Äquator weisen darauf hin, dass die Wahl der Integrationstiefe von großer Bedeutung ist. Der SC-Transport beschreibt einen stärkeren Trend, sowie eine größere Variabilität des Randstromes. Der Verlust des nordwärtigen Randstromtransportes entspricht 65% gegenüber dem Mittelwert:  $T_{sc}(z_2)$  zeigt einen Trend von  $0,13 \pm 0,03 \text{ Sv} \cdot \text{Jahr}^{-1}$  (Abb. 4.8c), der einer Abnahme um 5,5 Sv zwischen 1950 und 1991 entspricht.  $T_{sc}(z)$  beschreibt einen etwas geringeren Trend von  $0,12 \pm 0,03 \text{ Sv} \cdot \text{Jahr}^{-1}$ , der einen Rückgang des Randstromtransportes um 4,8 Sv über den Zeitraum von 42 Jahren bedeutet.

Abbildung 4.10a zeigt die Differenz zweier Mittel der meridionalen Geschwindigkeit. Dabei wird die  $v$ -Komponente über die ersten ( $t_1=1950-1970$ ) und letzten beiden Dekaden ( $t_2=1971-1991$ ) des Zeitintervalls gemittelt, in der die Abnahme beobachtet wird. Aus der Differenz der meridionalen Geschwindigkeits-Mittel wird deutlich, dass der Rückgang der nordwärtigen Geschwindigkeit den gesamten Randstrom erfasst mit maximalen Unterschieden von  $6 \text{ cm s}^{-1}$  in der Thermoklinen zwischen 200-300 m (Abb. 4.10a). Die südwärtige Rezirkulation des Rand-

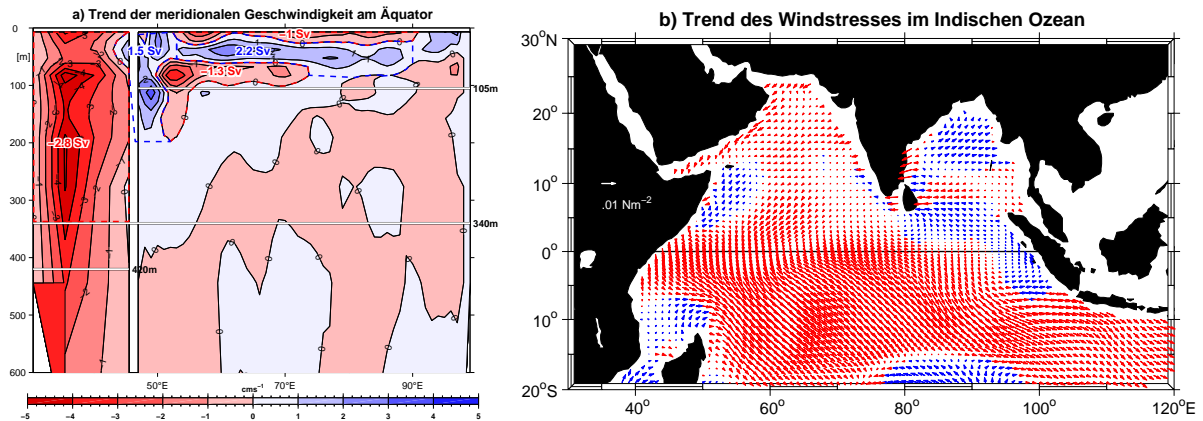


Abbildung 4.10: (a) Meridionale Geschwindigkeit [ $\text{cm s}^{-1}$ ] am Äquator aus SO-DA. (b) Windstress über dem Indischen Ozean. Gezeigt ist jeweils die Differenz der Mittel über die ersten ( $t_1$ : 1950-1970) und letzten beiden Dekaden ( $t_2$ : 1971-1991) des Trends. Blau (rot) ist nordwärts (südwärts) (nach SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

stroms beschreibt ebenfalls eine Abnahme um 1,5 Sv, die mit dem Rückgang des nordwärtigen SC von 2,8 Sv einhergeht, aus dem sie gespeist wird. Die Zirkulation im Inneren beschreibt eine Abnahme der äquatorialen Zelle: die nordwärtige Oberflächenströmung nimmt um 1 Sv ab. Dagegen verzeichnet die windgetriebene Zirkulation darunter eine positive Anomalie von 2,2 Sv, die ebenfalls einen Rückgang der südwärtigen Rezirkulation bedeutet. Aus der Differenz der Windstressmittel (Abb. 4.10b) wird deutlich, dass die Abnahme der äquatorialen Zelle aus der Abnahme der nordwärtigen Winde am Äquator resultiert.

Die Untersuchung der meridionalen Transporte zeigt in allen Zeitreihen einen langjährigen negativen Trend. Dieser Trend weist auf eine Kopplung zwischen den meridionalen Pfaden der CEC auf interannualer Zeitskala sowie auf deren Antrieb durch den äquatorialen Sverdrup-Transport hin. Die Transportabnahme deutet auf eine Abschwächung sowohl der äquatorialen Zelle als auch der flachen Umwälzzelle.

### 4.3 Auftriebsgebiete vor Ostafrika

Die saisonale Variabilität des Indischen Ozeans wird durch seine nördliche Begrenzung durch den asiatischen Kontinent hervorgerufen. Der indische Subkontinent unterteilt den nördlichen Indischen Ozean in das Arabische Meer im Westen und den Golf von Bengalen im Osten. Die Reaktion des Ozeans auf die saisonale Umkehr der Monsunwinde zeigt sich besonders stark im Arabischen Meer: die küstenparallelen Monsunwinde vor Somalia bewirken im Sommer einen Ekman-Transport von der Küste weg, der einen starken Küstenauftrieb kalter Wassermassen in westlichen Randstromgebiet zur Folge hat. Neben den Auftriebsregionen vor Sumatra und dem Gebiet nordöstlich von Madagaskar, gehört das Küstenauftriebsgebiet vor Somalia und Oman zu den Regionen mit der höchsten SST-Fluktuation

(ANNAMALAI ET AL., 2003). Mit dem Einsatz des Sommermonsuns nimmt die Verdunstung im Arabischen Meer zu. Diese beiden Prozesse, Auftrieb und Verdunstung, sorgen für eine Abkühlung des nördlichen Indischen Ozeans während des Sommermonsuns (KNOX, 1986).

Der Küstenauftrieb vor Somalia, Oman und Indien ist ein Bestandteil der flachen meridionalen Zirkulation. Ebenso wie der Sverdrup- bzw. der Ekman-Transport über den Äquator wird auch die Transportrate des Auftriebs als Index für die Stärke des Monsuns angesehen (LOSCHNIGG UND WEBSTER, 2000). Das Auftriebswasser, das aus Tiefen zwischen 200-300 m Tiefe stammt, hat Temperaturen unter 15°C und die Dichte liegt unterhalb von  $\sigma_\theta = 26,5 \text{ kg m}^{-3}$  (SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001). Diese Temperatur- und Dichteklassen entsprechen denen der Südhemisphäre bei 40°S. Eine weitere Beziehung zwischen dem Auftriebswasser und den Wassermassen der Südhemisphäre belegt der niedrige Salzgehalt, der im Auftriebswasser vor der Küste Somalias gemessen wurde und dessen Ursprung in der Südhemisphäre liegt (FISCHER ET AL., 1996).

Da das SODA-Modell keine vertikale Geschwindigkeit liefert, wird diese aus der Kontinuitätsgleichung berechnet:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.3)$$

$$w = \int_z^0 \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz. \quad (4.4)$$

Die Strömungsvektoren in den Abbildungen 4.11a,b beschreiben die mittlere Oberflächenzirkulation in den oberen 15 m (SODA) und 10 m (ECCO). Die Oberflächenströmung beider Modelle dokumentiert die Dominanz des Sommermonsuns anhand des nordwärtigen SC und der antizyklonalen Zirkulation im Arabischen Meer.

Weiterhin ist in den Abbildungen 4.11a,b die vertikale Geschwindigkeit in 105 m (SODA) und 100 m (ECCO) Tiefe dargestellt. Erwartungsgemäß zeigen beide Modellergebnisse einen maximalen Auftrieb vor der ostafrikanischen Küste und einen starken Abtrieb östlich davon. Aufgrund künstlicher Quellen und Senken sind sowohl Auftrieb als auch Abtrieb im SODA-Modell wesentlich stärker ausgeprägt als im ECCO-Modell. Weitere Gebiete mit erhöhter vertikaler Geschwindigkeit sind vor allem in SODA südlich von Sri Lanka, vor Indonesien und nordöstlich von Madagaskar zu beobachten.

MIYAMA ET AL. (2003) berechneten die Auftriebsraten für verschiedene Boxen aus unterschiedlichen Modelllösungen für diese Auftriebsregionen, die an dieser Stelle mit den Ergebnissen aus SODA und ECCO verglichen werden sollen. Die Boxen, in denen der Auftrieb berechnet wurde, liegen demnach vor Somalia ( $x \leq 60^\circ\text{O}$ ,  $2^\circ\text{N} \leq y \leq 12^\circ\text{N}$ ), Oman ( $x \leq 60^\circ\text{O}$ ,  $14^\circ\text{N} \leq y \leq 22^\circ\text{N}$ ), Südindien (west) ( $72^\circ\text{O}$

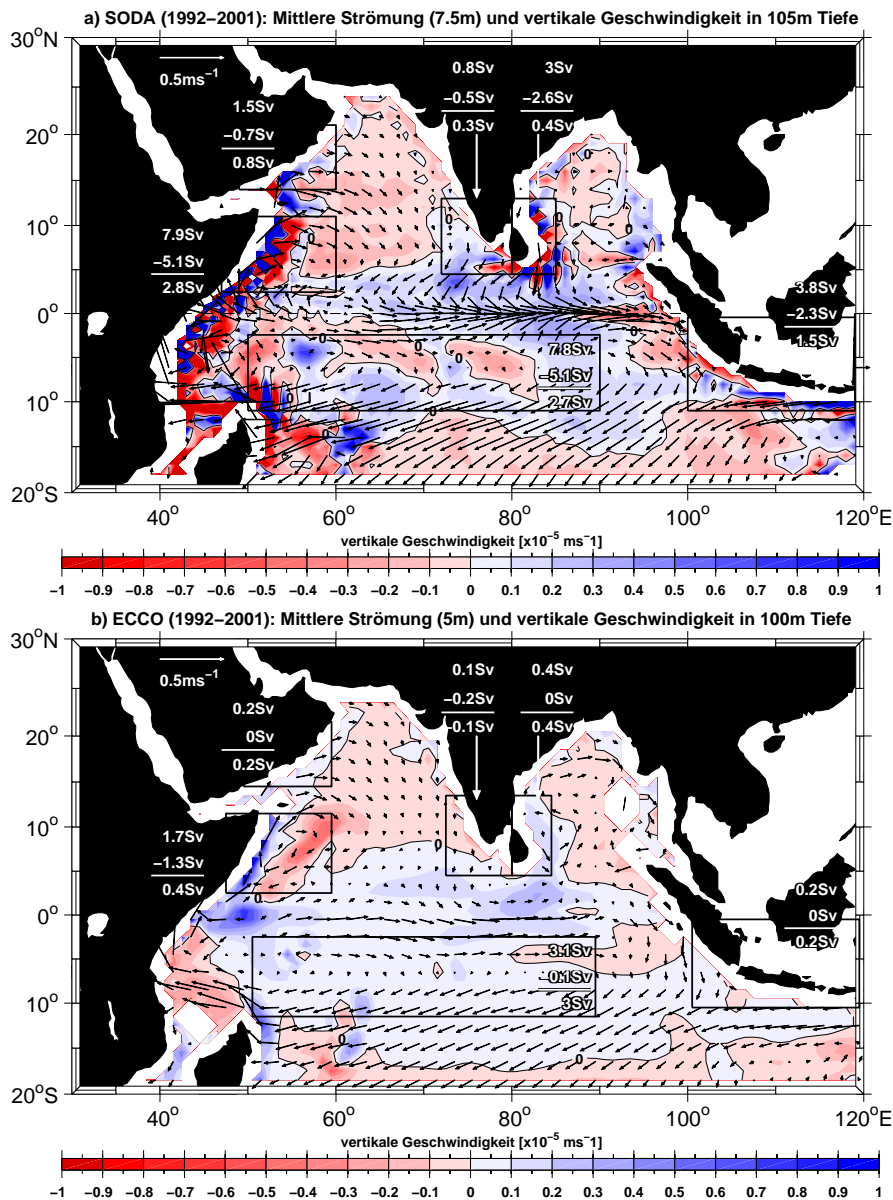


Abbildung 4.11: Mittlere horizontale und vertikale Geschwindigkeit (1992-2001) aus (a) SODA und (b) ECCO. Die Vektoren zeigen die oberflächennahe Strömung in 7.5 m bzw. 5 m Tiefe (jeder zweite Gitterpunkt ist dargestellt). Die vertikale Geschwindigkeit [ $\times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ ] in 105 m bzw. 100 m Tiefe ist koloriert (s. Farbskala). Die Auftriebsregionen vor Somalia, Oman und Indien sind durch Boxen markiert; eingemalt sind aufwärtiger (positiver), abwärtiger (negativer) und Netto-Transport innerhalb der Boxen.

$\leq x \leq 80^\circ\text{O}$ ,  $4^\circ\text{N} \leq y \leq 14^\circ\text{N}$ ), Südindien (ost) ( $80^\circ\text{O} \leq x \leq 85^\circ\text{O}$ ,  $4^\circ\text{N} \leq y \leq 14^\circ\text{N}$ ), Sumatra ( $x \geq 100^\circ\text{O}$ ,  $11^\circ\text{S} \leq y \leq 0^\circ$ ) und innerhalb der Auftriebsregion, die mit der STC zu assoziieren ist ( $50^\circ\text{O} \leq x \leq 90^\circ\text{O}$ ,  $12^\circ\text{S} \leq y \leq 2^\circ\text{S}$ ). In diesen Boxen, die in Abbildung 4.11a,b eingezeichnet sind, wird der Auftrieb (positiv),

Modell	Somalia	Oman	Indien (west/ost)	NIO	Sumatra	STC
<b>SODA</b>	2,8 (7,9)	0,8 (1,5)	0,7 (3,8)	8,0 (22,6)	1,5 (3,8)	2,7 (7,8)
<b>ECCO</b>	0,4 (1,7)	0,2 (0,2)	0,3 (0,5)	3,2 (6,3)	0,2 (0,2)	3,0 (3,1)
MKM	2,7 (5,4)	1,9 (2,3)	1,8 (2,5)	5,8 (14,0)	-0,1 (0,3)	8,0 (8,8)
TOMS	1,5 (2,9)	1,3 (1,8)	1,2 (1,5)	5,7 (10,6)	2,7 (2,9)	4,9 (5,7)
JAMSTEC	3,1 (10,7)	1,0 (1,5)	1,2 (2,4)	5,2 (22,8)	0,6 (1,8)	7,5 (9,5)

Tabelle 4.1: *Mittlere Netto- (positive) Auftriebsraten [Sv] für verschiedene Auftriebsregionen (aus: MIYAMA ET AL., 2003). Details s. Text oder Abbildung 4.11.*

Abtrieb (negativ) und der vertikale Netto-Transport berechnet.

Aus Schiffsschnitten wurde der Netto-Auftrieb vor Somalia mit 4,1 Sv und vor Oman mit 1,0 Sv abgeschätzt (SCHOTT ET AL., 2002). Diese Werte liegen etwas über denen aus dem SODA-Modell mit 2,8 Sv vor Somalia und 0,8 Sv vor Oman (Abb. 4.11a). Die Ergebnisse aus dem ECCO-Modell fallen mit 0,4 Sv (Somalia) und 0,2 Sv (Oman) bedeutend geringer aus (Abb. 4.11b). Ein entscheidender Unterschied zwischen dem Auftrieb aus den Assimilationsmodellen und dem abgeschätztem Auftrieb besteht darin, dass die Modelle keinen *Great Whirl* und *Southern Gyre* reproduzieren, an deren Flanken ein großer Anteil des Auftriebs zu beobachten ist (SCHOTT ET AL., 2002). Stattdessen findet im Modell der Auftrieb entlang der Küste statt (Abb. 4.11a,b).

Ein relativ schwacher Netto-Auftrieb vor Somalia ist ebenfalls in den Schichtenmodellen von MIYAMA ET AL. (2003) zu beobachten (Tab. 4.1), der die Auftriebsraten des  $2\frac{1}{2}$ -Schichten-Modells von MCCREARY ET AL. (1993) (MKM), des *Thermodynamic Ocean Modeling System* (TOMS) und des *Japanese Marine Science and Technology Center* (JAMSTEC) *General Circulation Model* (GCM) untereinander vergleicht, die Werte zwischen 1,5 Sv (TOMS) und 3,1 Sv (JAMSTEC) für die Region vor Somalia und einen vertikalen Transport zwischen 1,0 Sv (TOMS) und 1,9 Sv (MKM) vor Oman zeigen. Der Netto-Auftrieb vor Somalia aus SODA liegt damit im oberen Bereich anderer Modellschätzungen. Die Ergebnisse für den Auftrieb vor Oman sind dagegen in SODA im Vergleich zu den übrigen Modellen sehr niedrig. In Abbildung 4.11a ist zu erkennen, dass innerhalb der Box vor Oman nur ein geringer Anteil des Auftriebs erfasst wird, der tatsächlich vor der Küste stattfindet. Aufgrund des Vergleichs zwischen den verschiedenen Modellen innerhalb der durch MIYAMA ET AL. (2003) vorgegebenen Boxen, wird der Auftrieb zwischen  $12^{\circ}$ - $14^{\circ}$ N nicht in Betracht gezogen.

Die starken Unterschiede im mittleren Auftrieb vor der ostafrikanischen Küste zwischen SODA und ECCO könnten vor allem in der Oberflächenzirkulation begründet liegen, die im SODA-Modell in allen Auftriebsregionen deutlich stärker

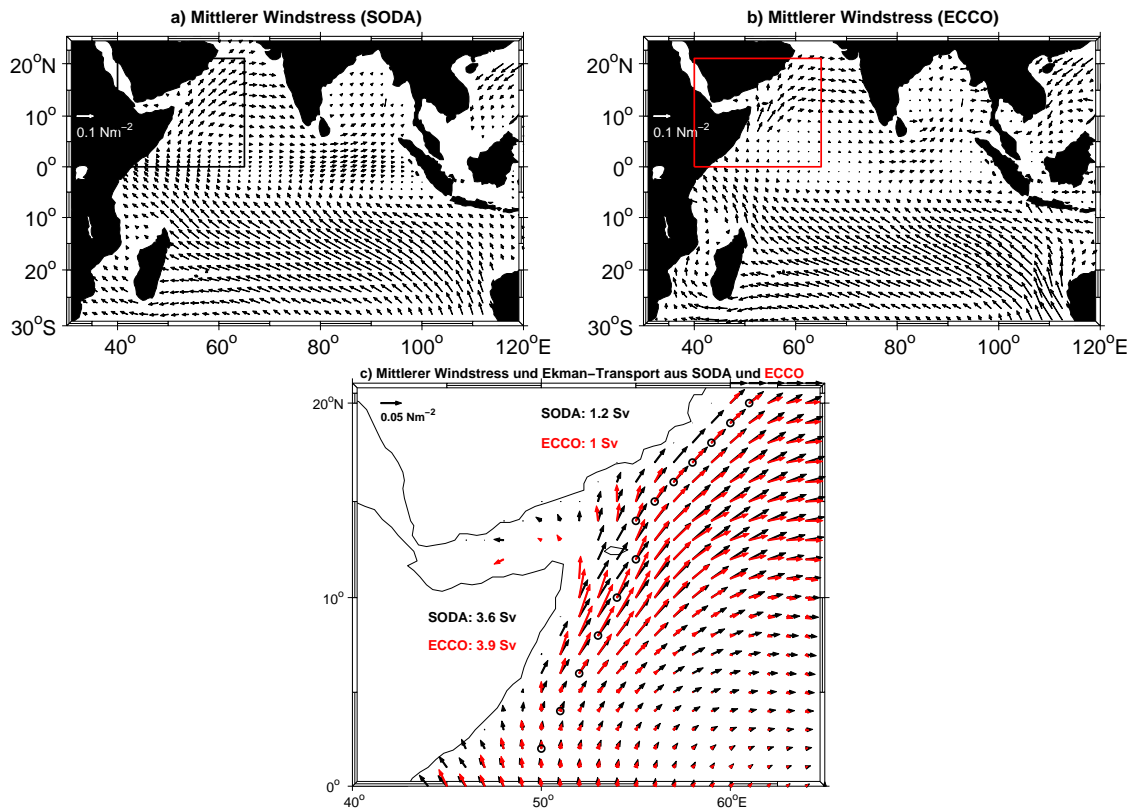


Abbildung 4.12: Mittlerer Windstress [ $\text{Nm}^{-2}$ ] (1992-2001) aus SODA (a) und ECCO (b). Der mittlere Windstress vor Somalia und Oman (markiert) aus SODA (schwarze Vektoren) und ECCO (rote Vektoren) ist zum Vergleich in (c) gezeigt. Schwarze Kringle vor Somalia und Oman markieren die Linien über die der Ekman-Transport [ $\text{Sv}$ ] aus küstenparallelen Winden berechnet wurde. Die Werte sind eingezeichnet.

ist (Abb. 4.11a,b). Ein Vergleich des mittleren Windfeldes aus SODA und ECCO (Abb. 4.12a,b) zeigt vor allem im Arabischen Meer in der Region der Auftriebsbox vor Somalia und vor Indonesien wesentlich schwächere Werte in ECCO. Direkt vor den Küsten Somalias und Omans weisen die gemittelten Windfelder aus beiden Modellen jedoch eine gute Übereinstimmung auf (Abb. 4.12c). Dies wird durch die aus küstenparallelen Winden berechneten Ekman-Transporte deutlich, die eine gute Übereinstimmung der Assimilationsmodelle angeben: vor Somalia beträgt der mittlere Ekman-Transport 3,6/3,9 Sv (SODA/ECCO) und vor Oman werden Werte von 1,2/1 Sv (SODA/ECCO) ermittelt (Abb. 4.12c). Der Vergleich der Ekman-Transporte mit den Auftriebsraten innerhalb der Modelle zeigt eine gute Übereinstimmung im SODA-Modell. In ECCO zeigen sich dagegen große Abweichungen zwischen dem aus küstenparallelen Winden berechneten Ekman-Transport und dem Auftrieb.

Die Anomalien des Netto-Auftriebs vor Somalia und Oman aus SODA und ECCO weisen eine geringe Übereinstimmung auf (Abb. 4.13). Sowohl vor Somalia als



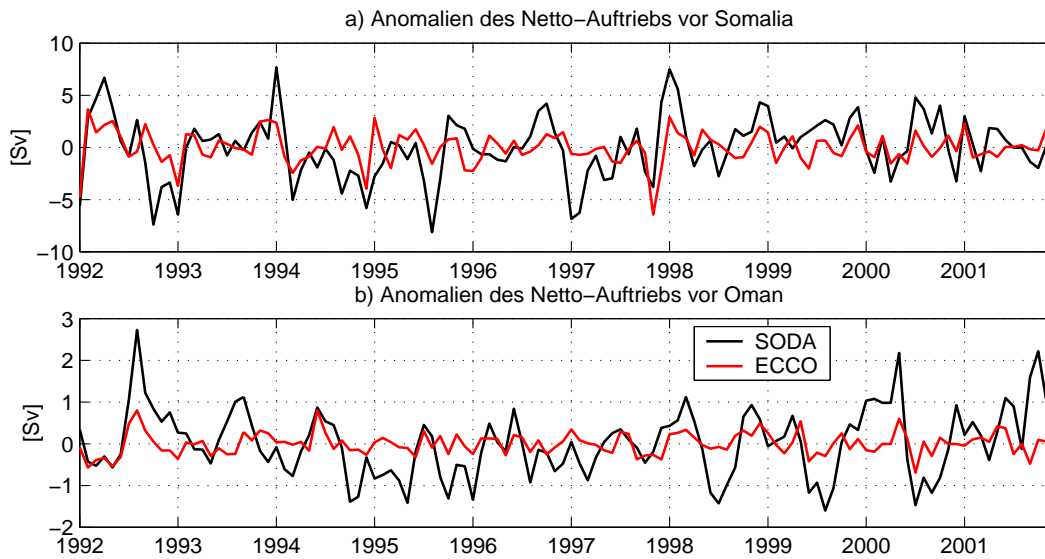


Abbildung 4.13: Anomalien des Auftriebs [Sv] vor (a) Somalia und (b) Oman aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) von 1992-2001. Positive Werte bedeuten aufwärtigen Transport.

auch vor Oman zeigen die Auftriebs-Anomalien in SODA eine wesentlich höhere Variabilität als in ECCO. Die Auftriebs-Anomalien aus SODA zeigen starke Amplituden von 16 Sv, allerdings stechen die maximalen bzw. minimalen Anomalien nicht signifikant hervor. Die im Verhältnis zu SODA geringe Amplitude der Auftriebs-Anomalien in ECCO spiegelt sich ebenfalls im Randstrom-Transport wider (Abb. 4.7). Die Anomalien des Ekman-Transportes aus SODA und ECCO (nicht gezeigt) beschreiben ebenfalls eine geringe Übereinstimmung jedoch mit gleich starken Schwankungen.

Der Netto-Auftrieb westlich/östlich von Sri Lanka ist in beiden Assimilationsmodellen mit 0,3/0,4 Sv (SODA) und  $-0,1/0,4$  Sv (ECCO) verschwindend gering (Abb. 4.11a,b). Die Vergleichswerte aus anderen Modellen (Tab. 4.1) liegen zwischen 1,2 und 1,8 Sv und sind nur geringfügig höher. Auch hier ist anzumerken, dass die Ausmaße der Box vor Sri Lanka in Bezug auf das SODA-Modell nicht optimal gewählt sind. Vor allem östlich und südlich von Sri Lanka sind starke Auftriebsregionen zu erkennen. Zusätzlich wird der Netto-Transport durch den starken Abtrieb in dieser Region ausgeglichen. Dies wird durch den positiven Anteil des Auftriebs deutlich, der in SODA mit 3,8 Sv sogar über den Werten aus den Vergleichsmodellen (1,5-2,5 Sv) liegt.

Der Auftrieb im NIO wird aus dem SODA-Modell mit 8,0 Sv beziffert (Tab. 4.1). Die Summe des in den drei Boxen (Somalia, Oman und Indien) auf der Nordhemisphäre berechneten Auftriebs beträgt 4,3 Sv. Dies bedeutet, dass außerhalb der berechneten Boxen ein Auftrieb von 3,7 Sv herrscht. In ECCO liegt dieser Wert bei 2,3 Sv. Der Vergleich mit den Modellen aus MIYAMA ET AL. (2003) zeigt einen Netto-Auftrieb im restlichen Teil des NIO zwischen  $-0,6$  bis 1,7 Sv. Dies bekräftigt die Theorie, dass die Boxen, innerhalb derer der Auftrieb gerechnet wurde, nicht

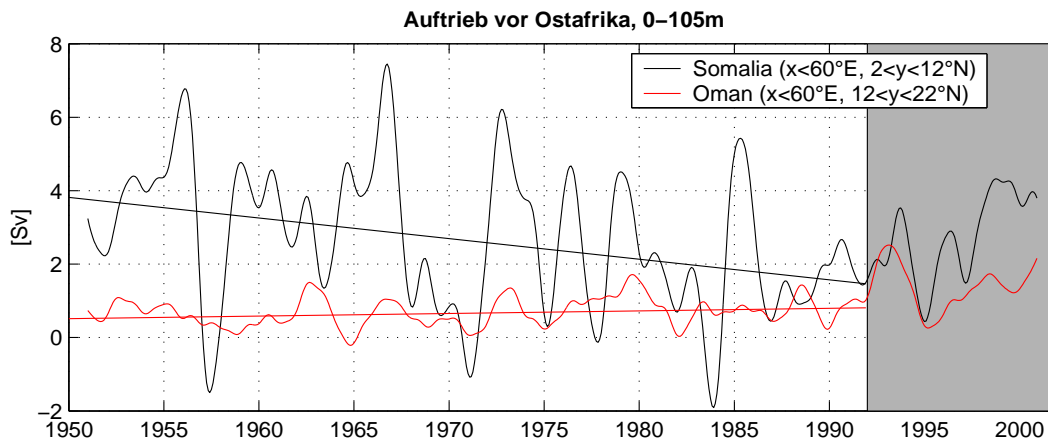


Abbildung 4.14: Zeitreihen (24-Monats-Tiefpassfilter) des Auftriebs [Sv] vor Somalia (schwarz) und Oman (rot) in SODA. Die lineare Regression ist für den Zeitraum 1950-1991 gerechnet. Positive Werte bedeuten aufwärtigen Transport (nach SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

ideal für die hier untersuchten Assimilationsmodelle sind.

Vor Sumatra liegen die Ergebnisse für den Netto-Auftrieb von 1,5 Sv (SODA) und 0,2 Sv (ECCO) im Rahmen anderer Modellergebnisse zwischen  $-0,1$  und  $2,7$  Sv. Die Sumatra-Box repräsentiert die Region, in der der Auftrieb im SODA-Modell hauptsächlich stattfindet, sehr gut. Der positive Auftrieb von  $3,8$  Sv bekräftigt diesen Eindruck.

Der Auftrieb in der Region nordöstlich von Madagaskar, der als Antrieb der STC gilt, wird aus den Assimilationsmodellen mit  $2,7/3$  Sv (SODA/ECCO) beziffert und liegt damit unterhalb der Ergebnisse ( $4,9-8,0$ ) aus anderen Modellen (Tab. 4.1). Der positive Anteil des Auftriebs von  $7,8$  Sv aus dem SODA-Modell dagegen passt sich innerhalb der Werte zwischen  $5,7-9,9$  Sv aus MIYAMA ET AL. (2003) an. Anhand der 10-Jahresläufe aus SODA und ECCO konnte gezeigt werden, dass die Assimilationsmodelle den Auftrieb insgesamt gut wiedergeben. Die Ergebnisse aus ECCO sind qualitativ vergleichbar, fallen quantitativ allerdings sehr gering aus. SODA beschreibt innerhalb der Boxen einen sehr guten Vergleich mit den gezeigten Literaturwerten (Tab. 4.1).

**Dekadische Schwankungen:** Die interannuale Variabilität des Netto-Auftriebs vor Somalia und Oman wird anhand des 52-Jahreslaufes von SODA untersucht. Abbildung 4.14 zeigt die Zeitreihen der Auftriebsraten vor Somalia und Oman. Die Auftriebsregion entspricht der in Abbildung 4.11a eingezeichneten Boxen vor Somalia und Oman. Die Oman-Box wurde  $2^\circ$  weiter nach Süden erweitert. Aufgrund der fehlenden Wirbel findet der Auftrieb entlang der gesamten Küste statt, die nun besser abgedeckt ist.

Die Zeitreihen des vertikalen Netto-Transportes vor Somalia (Abb. 4.14) beschreiben einen negativen Trend und damit eine Abnahme des Netto-Auftriebs von  $0,06 \pm 0,01$  Sv-Jahr $^{-1}$ . Mit einer Abnahme um  $2,4$  Sv innerhalb von 42 Jahren

reduziert sich der Auftrieb um knapp 80% gegenüber dem Mittelwert ( $2,7 \pm 1,8$  Sv). Der Transportrückgang steht im Einklang mit der Abnahme des nordwärtigen Transports am westlichen Rand (Abb. 4.8) und lässt die Vermutung zu, dass die Abnahme des Wassermassentransports in den NIO mit der Verringerung des Auftriebs an der ostafrikanischen Küste gekoppelt ist.

Im Auftriebsgebiet vor Oman ist ebenfalls ein Trend im Auftrieb auszumachen (Abb. 4.14). Der Trend ist jedoch positiv und zeigt damit eine leichte Zunahme des Auftriebs um  $0,3$  Sv an. Die Zunahme des Auftriebs vor Oman innerhalb von 42 Jahren entspricht einem Anstieg des Auftriebs um 50% gegenüber dem Mittelwert von  $0,7 \pm 0,5$  Sv. Insgesamt zeigt sich jedoch, dass der Auftrieb entlang der ostafrikanischen Küste um knapp  $2,1$  Sv abgenommen hat.

Berechnet man den Auftrieb aus dem Ekman-Transport aus küstenparallelen Winden vor Somalia zeigt sich, dass der Auftrieb dagegen zwischen 1950 und 1991 geringfügig um  $0,2$  Sv zunimmt. Die Differenz der Windstressmittel über die ersten (1950-1970) und letzten beiden Dekade (1971-1991) zeigt im gesamten NIO eine Abnahme der nordwärtigen Winde (4.10b), bis auf die Region vor Somalia und Indonesien. Der zunehmende Wind vor Ostafrika sorgt für einen verstärkten Transport von der Küste weg, der einen Auftrieb begünstigt.

Der Hauptanteil des Auftriebs wird an den Flanken der beiden Wirbel, *Great Whirl* und *Southern Gyre*, beobachtet (SCHOTT ET AL., 2002). Satellitenbilder zeigen an den nördlichen Berandungen der beiden Wirbel eine starke Abkühlung der SST, die mit dem Auftrieb zu assoziieren ist (EVANS UND BROWN, 1981). In beiden Assimilationsmodellen wird die Wirbel-Struktur nicht aufgelöst. SODA kann jedoch die beobachtete kalte Deckschicht durch die Anpassung der Modell-Temperatur simulieren. Der Trend des Auftriebs (Abb. 4.14) resultiert demnach nicht allein aus dem Ekman-Transport. Aufgrund der in SODA verwendeten Anpassung an Beobachtungen, können Änderungen des Dichtefeldes und somit lokal erzwungene Änderungen der geostrophischen Strömung den Trend im Auftrieb erklären. Da ECCO nach einer physikalisch konsistenten Lösung sucht, um das Modell an die Beobachtungen anzupassen, stellt sich die Frage, ob in einem 50-Jahreslauf der Auftrieb aus der Kontinuitätsgleichung und der Ekman-Transport den gleichen Trend zeigen würden, aufgrund eines veränderten und eventuell verbesserten Windstressses.

## 4.4 Subduktion im südlichen Indischen Ozean

Die Thermokline ist die Temperatursprungschicht, die zwischen der durchmischten Oberflächenmischungsschicht und dem tiefen Ozean liegt und einen ausgeprägten Temperaturgradienten aufweist (MCLELLAN, 1965). Beim Eintrag von Wassermassen (Zentralwasser und Modewasser) in die Thermokline spielt die saisonal bedingte Tiefe der Deckschicht eine große Rolle, da nur Wasserteilchen, die sich im Spätwinter (maximale Tiefe der Deckschicht) im Übergang zwischen Deckschicht und Sprungschicht befinden, unwiederbringlich in die Thermokline eingetragen werden können. Die Ausbreitung dieses Wassers, durch Advektion und Vermischung trägt zur Ventilation der Thermokline bei (LUYTEN ET AL., 1983).

Der irreversible Transfer von Wasser aus der Deckschicht in die Sprungschicht wird als Subduktion bezeichnet. Die hier angewandte kinematische Methode zur Berechnung der Subsuktionsrate geht auf MARSHALL ET AL. (1993) zurück. Die jährlich gemittelte Subduktionsrate  $S_{ann}$  ist definiert als Geschwindigkeit eines Wasserteilchens normal zur Fläche an der Untergrenze der Deckschicht (WOODS, 1985):

$$S_{ann} = -w_h - \mathbf{u}_h \cdot \nabla h, \quad (4.5)$$

wobei  $w_h$  die vertikale Geschwindigkeit an der Untergrenze der Deckschicht  $h$  ist und  $\mathbf{u}_h$  die horizontale (laterale) Geschwindigkeit eines Wasserteilchens an der Untergrenze der Deckschicht. Die Tiefenachse ist positiv nach oben gewählt. Die vertikale Komponente  $w_h$  in Glg. 4.5 entspricht in Oberflächennähe dem Ekman pumping  $w_e$  und wird aus der Rotation des Windschubs ( $\boldsymbol{\tau}$ ) unter Berücksichtigung der Oberflächendichte ( $\rho$ ) und des Coriolisparameters  $f$  berechnet:

$$w_e = -\frac{1}{\rho_0} \nabla \times \frac{\boldsymbol{\tau}}{f}. \quad (4.6)$$

Da die Unterkante der winterlich durchmischten Deckschicht wesentlich tiefer liegt, als die Ekmantiefe, muss eine Tiefenkorrektur gemacht werden, die dem Anteil des meridionalen Sverdrup-Transports in der Deckschicht entspricht (WILLIAMS, 1991):

$$w_h = w_e - \frac{\beta}{f} \int_{-h}^0 v dz, \quad (4.7)$$

wobei  $v$  die meridionale Geschwindigkeit ist und  $\beta$  der meridionale Gradient des Coriolisparameters  $f$ . Um die Tiefe der Deckschicht  $h$  zu bestimmen, gibt es verschiedene Kriterien. Hier wird die Tiefe als Unterkante der Deckschicht angenommen, in der die Dichte um  $0,125 \text{ kg m}^{-3}$  gegenüber der Oberflächendichte zugenommen hat.

Im Indischen Ozean findet Subduktion vorwiegend im südöstlichen subtropischen Teil des Ozeans statt (ZHANG UND TALLEY, 1998; KARSTENSEN UND QUADFASEL, 2002). Die auf klimatologischen Daten beruhende Abschätzung der in die Dichteschichtung zwischen  $23\text{-}27 \text{ kgm}^{-3}$  subduzierten Wassermasse wird mit 36 Sv angegeben (KARSTENSEN UND QUADFASEL, 2002). Die Dichtegrenze der Wassermassen, die mit dem Auftrieb vor Somalia oberhalb von 150 m Tiefe assoziiert werden, liegt bei  $25,7 \text{ kgm}^{-3}$ . Oberhalb dieser Dichte wird insgesamt 12,5 Sv in die Sprungschicht subduziert (KARSTENSEN UND QUADFASEL, 2002).

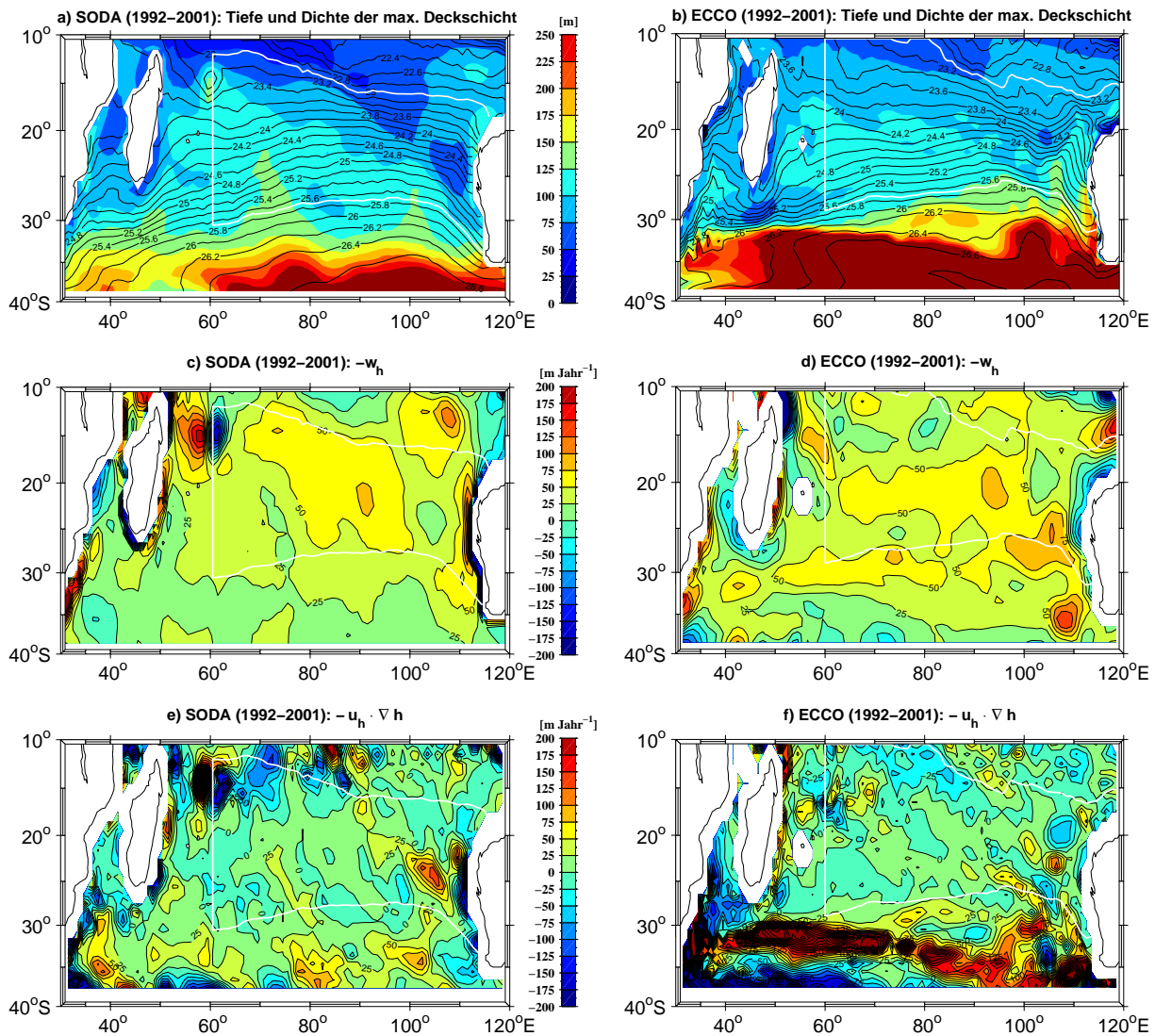


Abbildung 4.15: (a, b) Tiefe [m] (farbig unterlegt) und Dichte [ $\text{kgm}^{-3}$ ] (Konturlinien) entlang der maximalen Deckschichttiefe, (c, d) vertikaler Eintrag [ $\text{m Jahr}^{-1}$ ] und (e, f) lateraler Eintrag [ $\text{m Jahr}^{-1}$ ] in die Sprungschicht, gemittelt über den Zeitraum von 1992-2001 aus SODA (linke Spalte) und ECCO (rechte Spalte). Die weiße Linie markiert das für den Auftrieb vor Ostafrika relevante Gebiet im SIO zwischen  $23 < \sigma_\theta < 25,7$  (Details s. Text). Positive Werte bedeuten einen Eintrag in die Sprungschicht.

Das subduzierte Wasser wird mit dem SEC westwärts transportiert und vermischt sich mit Wassermassen aus den Indonesischen Passagen. Vor Madagaskar spaltet sich der SEC bei ca.  $17^\circ\text{S}$  in einen nördlichen und einen südlichen Strömungszweig auf (z. Bsp. SWALLOW ET AL., 1988; Abb. 3.4). Mit der südlichen Strömung, die als Südost-Madagaskarstrom bekannt ist, werden Anteile des subduzierten Wassers östlich von Madagaskar nach Süden transportiert. Aus dem nördlichen Strom, dem Nordost-Madagaskarstrom, verläuft ein kleiner Anteil südwärts durch den

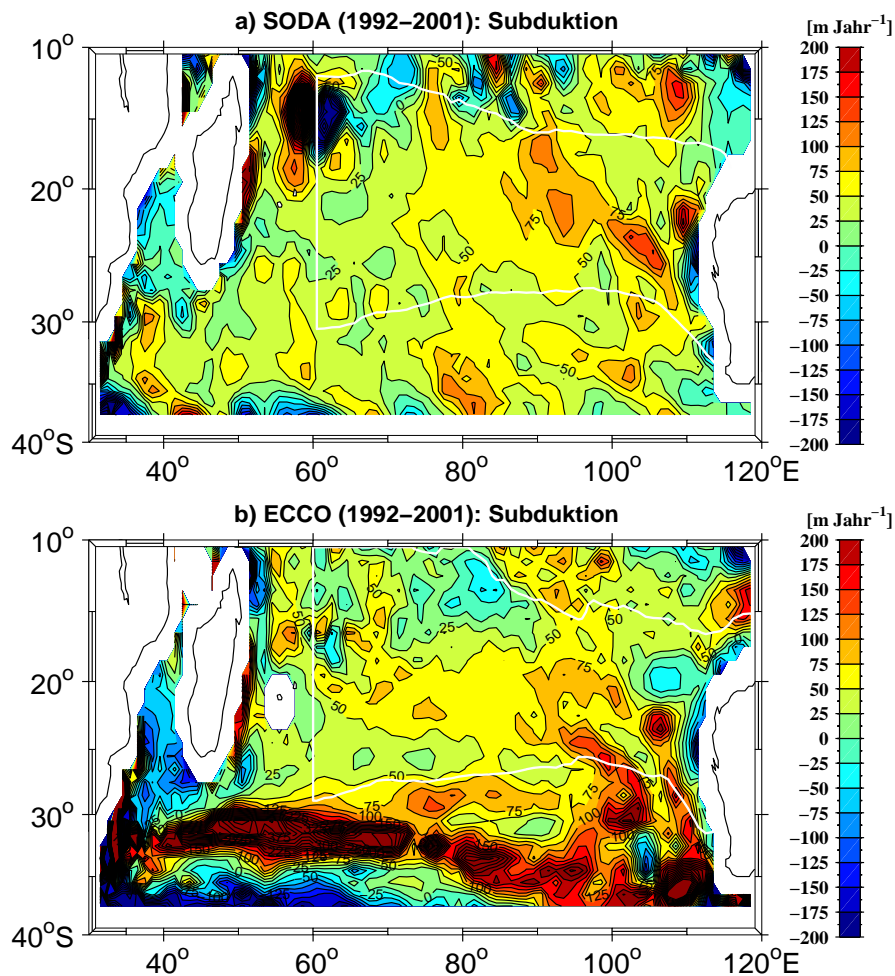


Abbildung 4.16: Subduktions Rate [ $\text{m Jahr}^{-1}$ ] im SIO gemittelt über den Zeitraum von 1992-2001 aus SODA (a) und ECCO (b). Die weiße Linie markiert das für den Auftrieb vor Ostafrika relevante Gebiet im SIO zwischen  $23 < \sigma_\theta < 25,7$  (Details s. Text). Positive Werte bedeuten einen Eintrag in die Sprungschicht.

Mosambik-Kanal (Kap. 3.3.2). Der Hauptanteil des Nordost-Madagaskarstroms setzt in den EACC, der wiederum den SEC versorgt und Auftriebs- und Subduktionsgebiete innerhalb der CEC miteinander verbindet.

Abbildung 4.15a, b zeigt Karten der maximalen Deckschichttiefe  $h$  sowie der Dichte entlang dieser Tiefe  $\sigma_\theta(h)$  im SIO aus SODA und ECCO. In beiden Modellen nimmt die Deckschichttiefe von Norden nach Süden hin zu mit maximalen Werten am südöstlichen Rand des Subtropenwirbels. Die Deckschichttiefe erfährt ihr Maximum während der die Südhemisphäre betreffenden Wintermonate (Juli-September). Die eingezeichnete weiße Linie markiert den Dichtebereich zwischen  $23 < \sigma_\theta < 25,7$  östlich von  $60^\circ\text{O}$  und gibt die Region wieder, in der das in die CEC-Zirkulation involvierte Wasser subduziert wird. Zur Berechnung der Subduktionsrate wird über dieses Gebiet integriert.

Die Subduktion setzt sich aus der vertikalen Geschwindigkeit, die aus dem Wind-

feld berechnet wird (Glg. 4.6), und einem lateralen Anteil zusammen. Beide Anteile sind in Abbildung 4.15c-f dargestellt. Der vertikale Anteil zeigt in beiden Modellen innerhalb des umrandeten Gebietes überwiegend positive Werte 4.15c,d. Im Zentrum des Subtropenwirbel herrscht ein lokales Maximum von über  $75 \text{ m Jahr}^{-1}$  (SODA/ECCO). Der laterale Eintrag beschreibt überwiegend negative Werte 4.15e,f. Die Ergebnisse aus dem SODA-Modell zeigen hierbei Extremwerte in der nordwestlichen Ecke des umrandeten Gebietes ( $60^\circ \text{O}, 15^\circ \text{S}$ ). Aufgrund des lokalen Maximums der Deckschichttiefe ( $h=125 \text{ m}$ ) und der daraus resultierenden starken positiven bzw. negativen Deckschicht- und Dichtegradienten (Abb. 4.15a) erfährt der laterale Eintrag hohe positive Werte westlich des Deckschichtmaxi-

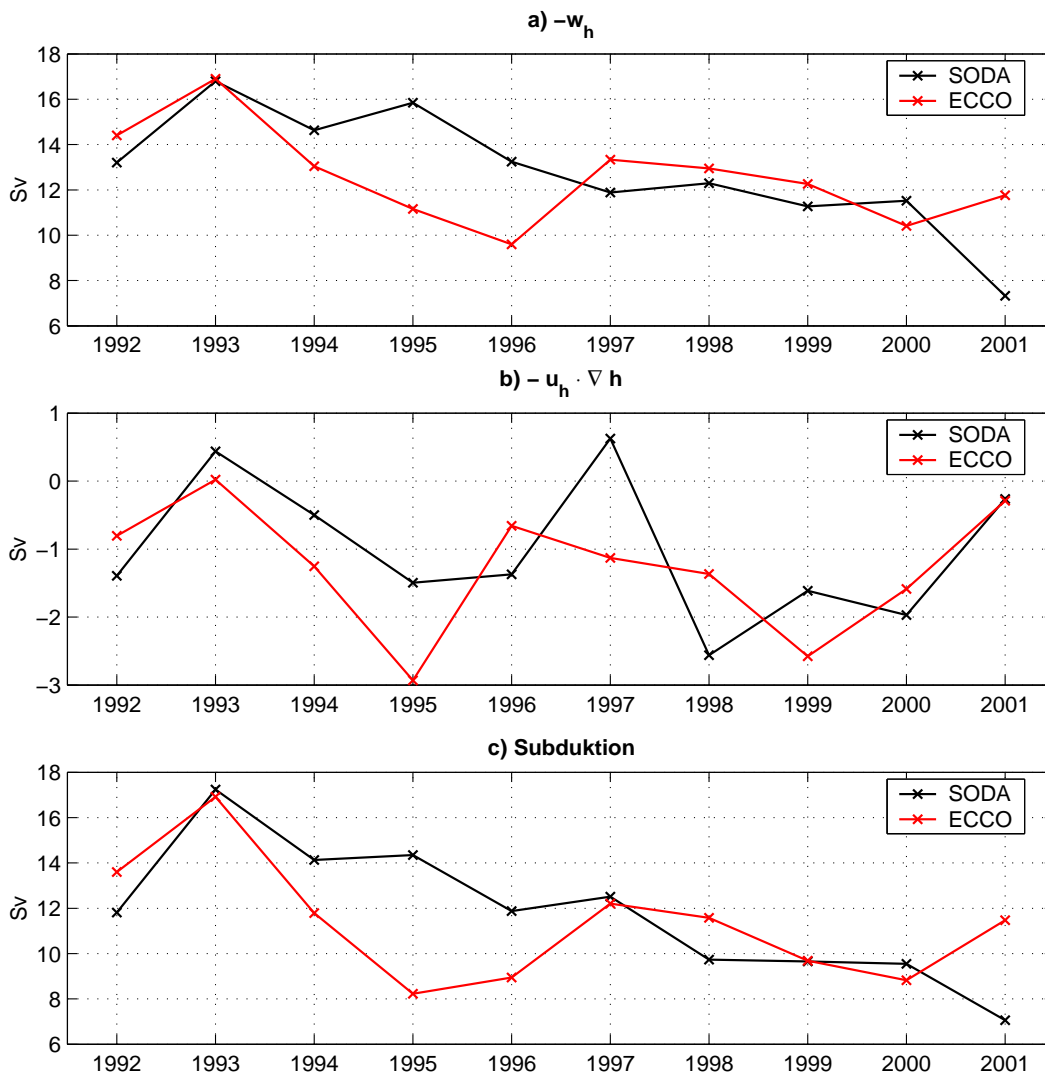


Abbildung 4.17: Jahresmittel der Subduktion [ $Sv$ ] im SIO ( $>60^\circ \text{O}$ ,  $23 < \sigma_\theta < 25,7$ ) aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) für den Zeitraum von 1992-2001. (a) Vertikaler Eintrag ( $-w_h$ ), (b) lateraler Eintrag ( $-u_h \cdot \nabla h$ ) in die Sprungschicht und (c) Subduktion. Positive Werte bedeuten einen Eintrag in die Sprungschicht.

mums und negative Werte südlich davon (Abb. 4.15e). Im ECCO-Modell erklärt der starke meridionale Deckschichtgradient südlich von Madagaskar (Abb. 4.15b) die maximalen Subduktionsraten durch den lateralen Eintrag in dieser Region (Abb. 4.15f).

Die Subduktion wird durch den vertikalen Eintrag dominiert und zeigt in beiden Modellen vorwiegend positive Werte (Abb. 4.16a,b). Die maximalen positiven bzw. negativen Subduktionsraten aus SODA östlich von Madagaskar (Abb. 4.16a), erklären sich, wie bereits beschrieben, aus den starken Gradienten der Deckschichttiefe in dieser Region (Abb. 4.15a).

Die Jahresmittel beider Modelle für die Dekade von 1992-2001 bestätigen die Dominanz des vertikalen Eintrags durch den Wind im Vergleich zum lateralen Eintrag. Abbildung 4.17 stellt die Jahresmittel des vertikalen Anteils,  $-w_h$  (a), des lateralen Eintrags,  $\mathbf{u}_h \cdot \nabla h$  (b) und die Summe aus beiden Summanden, die Subduktion (c) für SODA (schwarz) und ECCO (rot) dar. Der vertikale Anteil der Subduktion (Abb. 4.17a) beschreibt maximale Werte von 17 Sv (SODA/ECCO) und schwankt im Mittel um 12,8/12,6 Sv (SODA/ECCO). Der Subduktionsanteil durch den lateralen Eintrag (Abb. 4.17b) ist dagegen mit einem Mittel von  $-1/ -1,3$  Sv (SODA/ECCO) negativ. Die Jahresmittel der Subduktion (Abb. 4.17c) zeigen für den Zeitraum von 1992-2001 einen negativen Trend, ähnlich dem vertikalen Eintrag (Abb. 4.17a). Das Mittel der Subduktion liegt bei 11,8/11,3 Sv (SODA/ECCO).

In allen Zeitreihen zeigen die Modell-Ergebnisse aus SODA und ECCO eine gute Übereinstimmung. Weiterhin liegen die Subduktions Raten für den Dichtebereich  $23 < \sigma_\theta < 25,7$  beider Modelle in guter Näherung zu den Ergebnissen von KARSTENSEN UND QUADFASEL (2002) von 12,5 Sv oberhalb von  $\sigma_\theta < 25,7$ .

**Dekadische Schwankungen:** Die interannuale Variabilität der Subduktion wird anhand des 52-Jahreslaufes von SODA untersucht. Der Wassermasseneintrag in die Sprungschicht wird ebenfalls im Gebiet östlich von  $60^\circ\text{O}$  im Dichtebereich zwischen  $23 < \sigma_\theta < 25,7$  integriert. Die Aufteilung der Subduktion in den lateralen und vertikalen Anteil ist als Zeitreihe der Jahresmittel in Abbildung 4.18a, b dargestellt. Wie bereits im 10-Jahreslauf von SODA und ECCO gesehen, dominiert der Subduktionsanteil durch den vertikalen Wassermasseneintrag über den lateralen Beitrag. Die Jahresmittel des vertikalen Eintrags (Abb. 4.18a) beschreiben Werte zwischen 8 und 16 Sv mit einem Mittelwert von  $12,5 \pm 1,9$  Sv, während der laterale Eintrag (Abb. 4.18b) zwischen relativ geringen Werten von  $-5$  bis 3 Sv schwankt und einen negativen Mittelwert von  $-0,9 \pm 1,6$  Sv aufweist. Die Summe aus beiden Anteilen, die Subduktion (Abb. 4.18c), variiert zwischen 6-16 Sv mit einem mittleren Betrag von  $11,7 \pm 1,7$  Sv.

Für alle Zeitserien wurde eine lineare Regression für den Zeitraum 1950-1991 berechnet. Der laterale Eintrag (Abb.4.18b) beschreibt keinen erkennbaren Trend. Im Gegensatz dazu zeigt der vertikale Eintrag  $w_h$  (Abb.4.18b) einen negativen Trend von  $0,04 \pm 0,04$  Sv·Jahr<sup>-1</sup>, der eine Abnahme des vertikalen Transports in die Sprungschicht dokumentiert. Dieser Trend dominiert die Subduktion (Abb. 4.18c). Wie schon in den meridionalen Transporten (Sverdrup- und Massen-Transport)



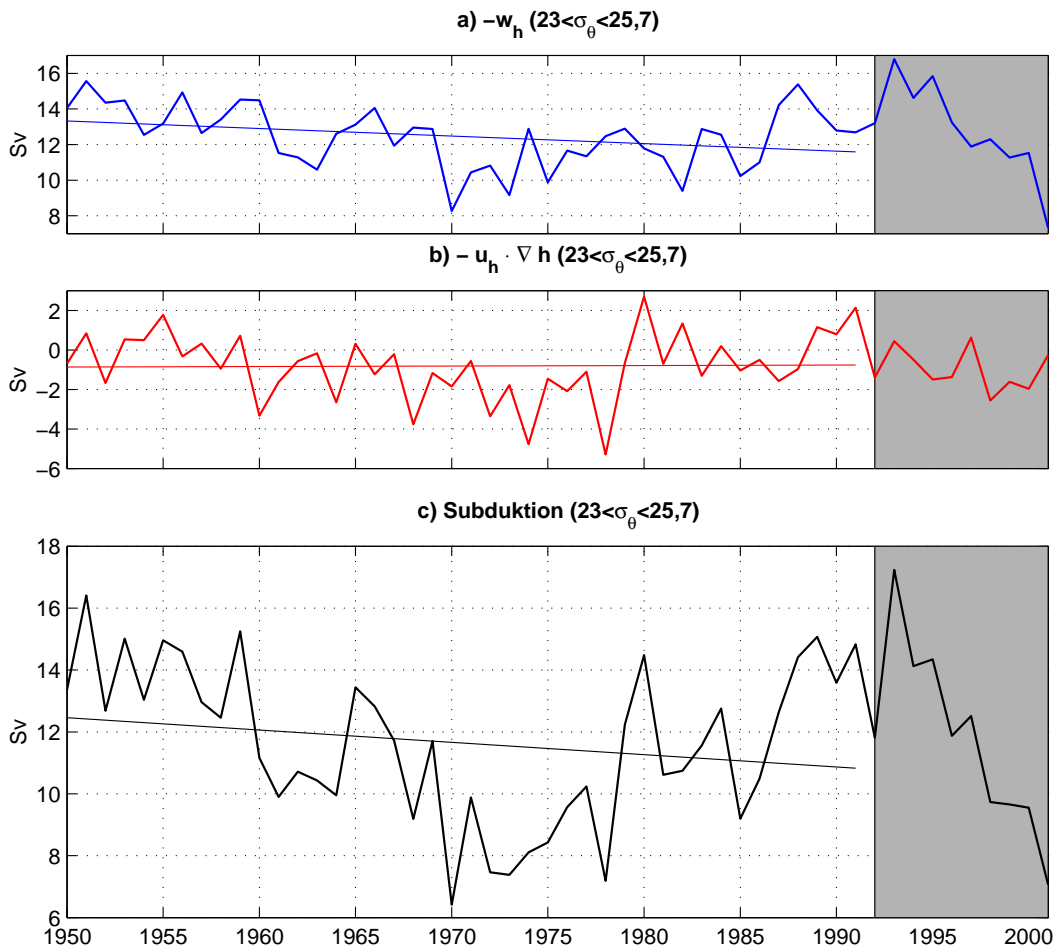


Abbildung 4.18: Jahresmittel der Subduktion [Sv] im SIO ( $>60^\circ\text{O}$ ,  $23 < \sigma_\theta < 25,7$ ) aus SODA für den Zeitraum von 1950-2001. (a) Vertikaler Eintrag ( $-w_h$ ), (b) lateraler Eintrag ( $-\mathbf{u}_h \cdot \nabla h$ ) in die Sprungschicht und (c) Subduktion. Die lineare Regression ist für den Zeitraum 1950-1991 gerechnet. Positive Werte bedeuten einen Eintrag in die Sprungschicht (nach SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

und den Auftriebsregionen zu beobachten war, zeigen die Jahresmittel der Subduktion eine Abnahme von  $0,04 \pm 0,06 \text{ Sv} \cdot \text{Jahr}^{-1}$ . Der Rückgang der Subduktion innerhalb von 42 Jahren um  $1,7 \text{ Sv}$  entspricht einem prozentualen Anteil des Mittelwertes ( $11,7 \pm 1,7 \text{ Sv}$ ) von 15%. Die Subduktion unterliegt einer multi-dekadischen Variabilität mit einem Minimum in den Jahren 1970-78, das die hohe Standardabweichung des Trends begründet.

Um die Ausbreitung der Subduktions-Schwankungen zum westlichen Rand zu verfolgen, wird der Transport des SEC berechnet. Wie bereits beschrieben, wird das Subduktionswasser mit dem SEC nach Westen transportiert und setzt über den Nordost-Madagaskarstrom in den EACC. Der Transport des SEC wird vor dessen Aufspaltung vor Madagaskar entlang  $55^\circ\text{O}$  zwischen  $20^\circ$ - $8^\circ\text{S}$  berechnet. Der Transport wird innerhalb der Dichtegrenzen bestimmt, die mit dem Auftrieb vor

Ostafrika assoziiert werden bzw. innerhalb derer die Subduktion berechnet wird. Diese Dichtegrenzen zwischen  $23 < \sigma_\theta < 25,7$  entsprechen im SEC bei  $55^\circ\text{O}$  Tiefen zwischen 30 - 190 m. Die Anomalien der Subduktion (Abb. 4.18c) und des SEC-Transportes (nicht gezeigt) sind für den untersuchten Zeitraum nicht signifikant korreliert.

Eine mögliche Erklärung dafür liegt in der großen Zeitspanne, die das subduzierte Wasser bis zum Erreichen des Randstroms benötigt. Aus Modellrechnungen und Beobachtungen im Atlantik ist bekannt, dass die geringste Verweildauer des ventilierten Wassers in der Sprungschicht auf seinem Weg von den Hauptsubduktionsgebieten zum Rand bei ca. 10 Jahren liegt (JENKINS, 1998; BÖNING UND BRYAN, 1996). Modelle zeigen außerdem, dass die Zeitskalen der Wassermassen aus dem östlichen Indischen Ozean zum Erreichen des westlichen Randes bei ca. 6 Jahren liegen (HAINES ET AL., 1999). Somit sind durch Subduktion hervorgerufene SEC-Anomalien die Summe der Subduktions-Anomalien der letzten Jahre bis Jahrzehnte. Hinzu kommt, dass die Variabilität des SEC auch durch andere Faktoren, wie den ITF bestimmt wird (GORDON, 1986).

Im Vergleich zu den meridionalen Transporten innerhalb der CEC und dem Auftrieb vor Ostafrika zeigt der Trend der Subduktion die geringste Abnahme. Ähnlich der Abnahme des südwardigen Transports im Inneren über den Äquator  $T_{in}$ , wird der Rückgang der Subduktion durch die Abnahme des vertikalen Eintrags  $-w_h$  und damit durch eine Änderung des Windfeldes dominiert. Diese Beziehung deutet darauf hin, dass der Wassermasseneintrag in die Sprungschicht nicht als Hauptantrieb der CEC anzusehen ist.

## 4.5 Variabilität des Indonesischen Durchstroms

Der Indonesische Durchstrom (*Indonesian Throughflow*, ITF) stellt die einzige Verbindung zweier Ozeane in den Tropen dar, so dass er auf langen Zeitskalen eine Schlüsselposition im globalen Zirkulationssystem einnimmt (GORDON, 2001). Es wird angenommen, dass die Variabilität des ITF auf interannualen und längeren Zeitskalen einen entscheidenden Einfluss auf das Klima besitzt (WAJSOWICZ UND SCHNEIDER, 2001; SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001). In diesem Zusammenhang wird die Frage untersucht, welche Beziehung die Variabilität des ITF durch seine Rolle als Verbindungsglied zwischen Pazifik und Indik auf die Schwankungen innerhalb der CEC hat. Aus Beobachtungen ist bisher nicht bekannt, in welcher Weise der ITF mit der flachen meridionalen Zirkulation gekoppelt ist. Modelle zeigen jedoch die Ausbreitung von Auftriebswasser aus dem nördlichen Indischen Ozean bis hin zu den Indonesischen Passagen und dem westlichen Pazifik (MIYAMA ET AL., 2003).

Abbildung 4.19 zeigt den ITF-Transport bei  $120^\circ\text{E}$  oberhalb von 400 m aus SODA und ECCO. Die Tiefe von 400 m wird aus dem Grund gewählt, da der ITF den SEC hauptsächlich in den oberen 400 m versorgt (QU UND MEYERS, 2005). Der SEC versorgt unter anderem den Somalstrom über den EACC und damit den nordwardigen Zweig der CEC.

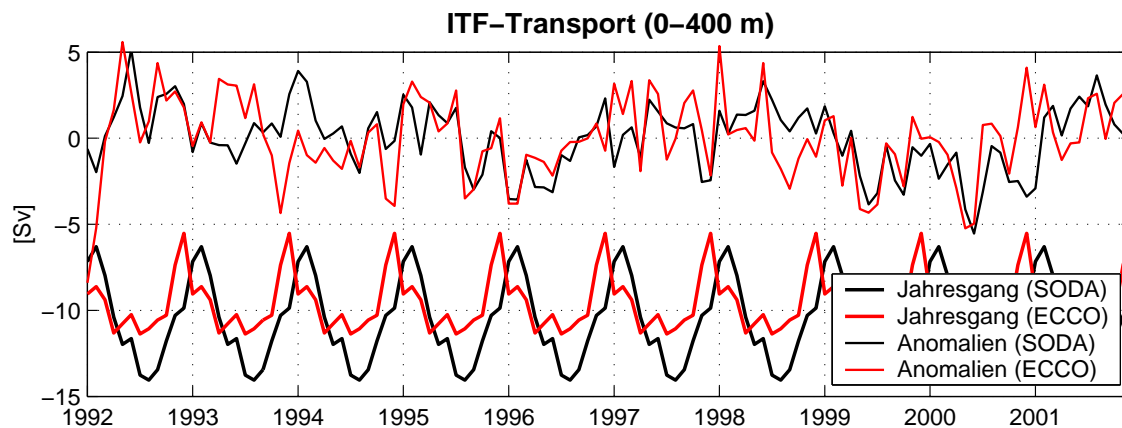


Abbildung 4.19: Anomalien (dünne Kurven) und Jahresgang (fette Kurven) des Transports [Sv] durch die Indonesischen Passagen ( $120^\circ$  O) aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) von 1992-2001. Positiv ist ostwärts.

Wie schon der ITF-Transport über die gesamte Wassersäule gezeigt hat (Abb. 3.17) sind auch im Jahresgang über 400 m Tiefe große Unterschiede zwischen den beiden Assimilationsmodellen zu erkennen (Abb. 4.19): der westwärtige Ausstrom in SODA und ECCO beschreibt maximale Werte von  $-14$  Sv (SODA) und  $-11,5$  Sv (ECCO) und der Zeitpunkt des Transport-Minimums liegt wie beim Gesamttransport zwei Monate auseinander, mit  $-6,5$  Sv in SODA (Februar) und  $-5,5$  Sv in ECCO (Dezember). Im Mittel schwankt der ITF-Transport oberhalb von 400 m um  $-10,7$  Sv (SODA) bzw.  $-9,6$  (ECCO). In ECCO spiegelt der Jahresgang des ITF-Transportes oberhalb von 400 m Tiefe den Gesamttransport wider (Abb. 3.17). Dagegen nimmt der ITF-Transport in SODA unterhalb von 400 m noch einmal deutlich zu, wie in Kapitel 3.3.3 (Abb. 3.16) bereits diskutiert.

Die Anomalien des ITF-Transportes in ECCO und SODA zeigen eine gute Übereinstimmung auf interannualer Zeitskala, beschreiben jedoch in ECCO eine höhere Variabilität (Abb. 4.19). Die hohe Fluktuation in ECCO könnte mit den starken Windfeldschwankungen im östlichen Becken des Indischen Ozeans zusammenhängen (Abb. 5.13). Über die betrachtete Periode von 1992-2001 ist weder in SODA noch in ECCO ein Trend zu erkennen.

**Dekadische Schwankungen:** Im folgenden wird die Entwicklung des Durchstroms vom Pazifischen in den Indischen Ozean auf dekadischen Zeitskalen untersucht. Der ITF-Transport wird oberhalb der für den CEC relevanten Tiefe von 400 m berechnet (Abb. 4.20).

Über den Zeitraum von 1950-2001 variiert die Zeitreihe des ITF-Transportes um Werte zwischen  $-17$  Sv und  $-9$  Sv mit einem Mittelwert von  $-11,7 \pm 1,7$  Sv, der etwas über dem mittleren Transport in den 90er Jahren liegt (Abb. 4.20). Für die Zeitserie wurde eine lineare Regression für den Zeitraum von 1950-1991 berechnet. Der ITF-Transport oberhalb von 400 m zeigt einen klar erkennbaren Trend von  $0,06 \pm 0,01$  Sv-Jahr $^{-1}$ . Der Rückgang des westwärtigen Einstroms in den Indischen Ozean von  $2,4$  Sv innerhalb von 42 Jahren entspricht damit einem prozentualen An-

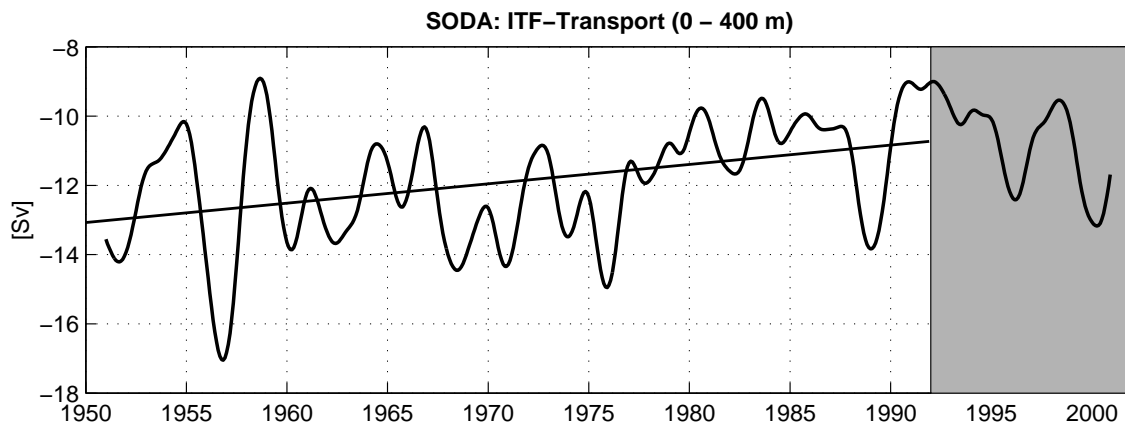


Abbildung 4.20: Zeitreihe (24-Monats-Tiefpassfilter) des ITF-Transportes [Sv] über  $120^\circ E$  für den Modellzeitraum von 1950-2001 aus SODA oberhalb von 400 m Tiefe. Negativer Transport bedeutet Einstrom in den Indischen Ozean. Grau unterlegt ist der Zeitraum von 1992-2001 mit verändertem Windantrieb. Ein linearer Trend wurde für das Jahr 1950-1991 gerechnet (nach SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

teil von über 20% des Mittelwertes. Die Reduzierung des ITF-Transportes steht im Einklang mit der Abnahme der vertikalen und meridionalen Transporte innerhalb der CEC und deutet eine Beziehung zwischen dem Durchstrom und der flachen Umwälzzone an.

Die zentrale Frage ist daher, wodurch die Variabilität des ITF ausgelöst wird. Der ITF-Transport wird durch lokale und saisonale Winde beeinflusst, die die oberen Schichten des ITF betreffen (POTEMRA, 2005). Berechnungen des Ekman-Transportes über den  $120^\circ O$ -Schnitt zeigen jedoch keinen Trend. Beobachtungen haben gezeigt, dass der ITF-Transport mit ENSO in Beziehung steht, wobei eine El Niño-Phase (La Niña-Phase) mit einem schwächeren (stärkeren) ITF-Transport verbunden ist (MEYERS, 1996). Eine mögliche Erklärung stützt sich auf die Tatsache, dass der Meeresspiegel im westlichen Pazifik aufgrund anomaler Westwinde über dem äquatorialen Pazifik während El Niño abgesenkt wird (CLARKE UND LIU, 1994). Daraus resultiert ein geringerer Einstrom in den Indischen Ozean, der in Modellen bestätigt wurde (ENGLAND UND HUANG, 2005; MCCLEAN ET AL., 2005).

Die Variabilität des ITF-Transportes beschreibt eine starke horizontale und vertikale Abhängigkeit. Die interannuale Variabilität des ITF-Transportes, die mit Windstress-Schwankungen über dem Pazifik bzw. der lokalen Windfeld-Variabilität in Verbindung gebracht wird, ist vor Australien am höchsten (WIJFFELS UND MEYERS, 2004; POTEMRA, 2005). Der ITF-Transport, der im südlichen Teil des Schnittes zwischen Java und Australien bestimmt wurde beschreibt außerdem eine höhere Korrelation mit ENSO als der nahe Java berechnete ITF-Transport (MCCLEAN ET AL., 2005). Interannuale Schwankungen, die unter anderem mit ENSO zu assoziieren sind, breiten sich in der Sprungschicht aus (POTEMRA ET AL.,

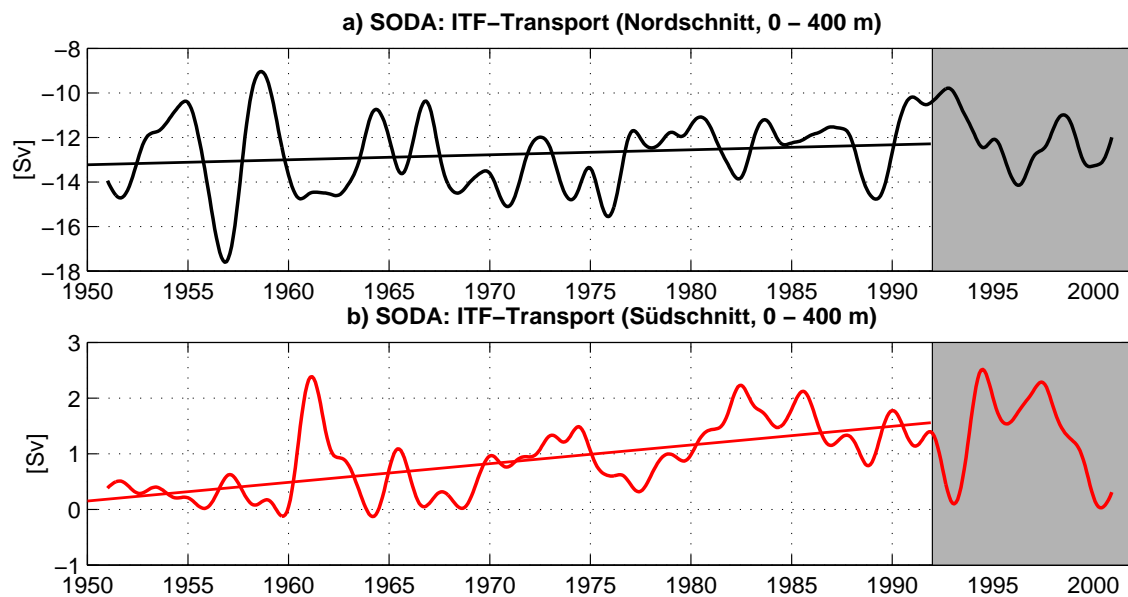


Abbildung 4.21: Zeitreihen (24-Monats-Tiefpassfilter) des ITF-Transportes [Sv] über  $120^{\circ}E$  für den Modellzeitraum von 1950-2001 aus SODA oberhalb von 400 m Tiefe a) im nördlichen Teil des Schnittes ( $>14^{\circ}S$ ) und b) im südlichen Teil des Schnittes vor Australien ( $<14^{\circ}S$ ). Negativer Transport bedeutet Einstrom in den Indischen Ozean. Grau unterlegt ist der Zeitraum von 1992-2001 mit verändertem Windantrieb. Ein linearer Trend wurde für das Jahr 1950-1991 gerechnet.

2003).

Abbildung 4.21 zeigt den ITF-Transport sowohl über den nördlichen Teil ( $>14^{\circ}S$ ) als auch über den südlichen Teil des  $120^{\circ}O$ -Schnittes ( $<14^{\circ}S$ ). Wie schon die mittleren zonalen Schnitte (Abb. 3.16) gezeigt haben, findet der Haupteinstrom des ITF in den Indischen Ozean über den nördlichen Teil des Schnittes zwischen Timor und Australien statt. Der mittlere ITF-Transport oberhalb 400 m Tiefe nördlich von  $14^{\circ}S$  beträgt  $-12,6 \pm 3,5$  Sv (Abb. 4.21a). Der Transport vor Australien beschreibt dagegen einen mittleren Einstrom in den Pazifik von  $0,9 \pm 1,4$  Sv (Abb. 4.21b).

Beide Zeitreihen zeigen einen Trend über den untersuchten Zeitraum von 1950-1991. Der ITF-Transport südlich von  $14^{\circ}S$  beschreibt in diesen 42 Jahren eine starke Abnahme um  $1,4 \pm 0,13$  Sv und entspricht damit  $2/3$  des ITF-Trends über den gesamten Schnitt. Dagegen fällt der dekadische Trend des nördlichen Anteils des ITF-Transportes von  $0,9 \pm 0,5$  Sv über 42 Jahre im Verhältnis zum mittleren Transport wesentlich geringer aus. Der größte Anteil des ITF-Trends findet damit im südlichen Teil des Schnittes zwischen Timor und Australien statt. Die Variabilität des ITF-Transportes in dieser Region zeigt eine hohe Korrelation mit ENSO (MCCLEAN ET AL., 2005).

Abbildung 4.22 zeigt den ENSO-Index nach WOLTER UND TIMLIN (1998), der die El Niño- und La Niña-Ereignisse kennzeichnet. Mehrere Untersuchungen dokumentieren eine starke Veränderung der El Niño-Ereignisse zwischen 1950 und

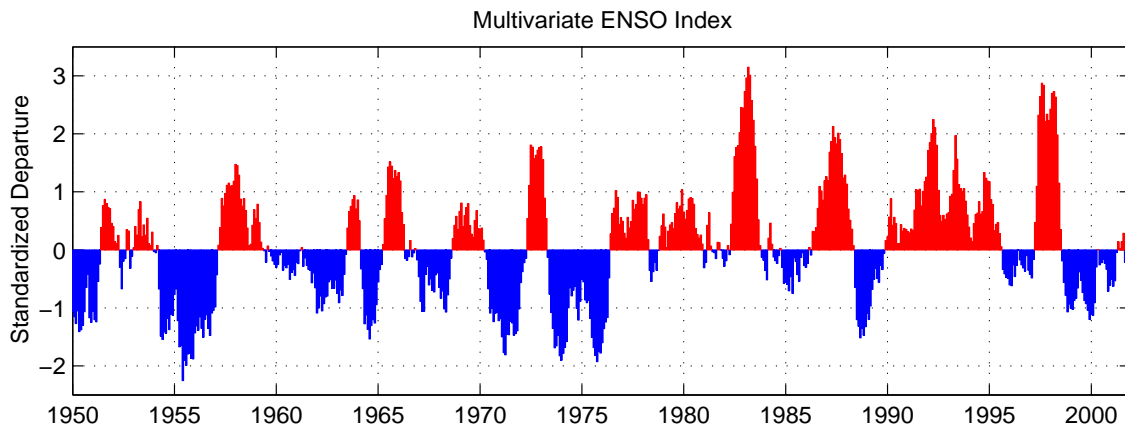


Abbildung 4.22: *Multivariate ENSO Index* nach WOLTER UND TIMLIN (1993, 1998) für die Periode von 1950-2001. El Niño- (La Niña-) Jahre sind in rot (blau) gekennzeichnet

2001. Diese klimatische Verschiebung in den Jahren 1976-77 hat zur Folge, dass sich Periode, Amplitude, räumliche Struktur und zeitliche Entwicklung eines El Niño-Ereignisses in den letzten Dekaden signifikant geändert haben (WANG, 1995; AN UND WANG, 2000; WANG UND AN, 2001). In den Jahren vor 1976 haben vermehrt La Niña-Ereignisse stattgefunden haben, während in den Jahren nach 1977 sowohl stärkere als auch häufigere El Niño-Ereignisse stattgefunden haben (Abb. 4.22).

Da ein El Niño-Ereignis mit einem geringeren ITF-Transport gekoppelt ist, wäre die ENSO-Entwicklung eine mögliche Erklärung für die ITF-Abnahme. Da die Reduzierung des ITF-Transportes im Vergleich zu den Trends der meridionalen Transporte über den Äquator innerhalb der CEC wesentlich geringer ausfällt, ist es fraglich inwiefern die ENSO-Variabilität mit der Abschwächung der CEC zusammenhängt.

## 4.6 Zusammenfassung

Im Gegensatz zu den Subtropischen Zellen im Pazifik (McPHADEN UND ZHANG, 2002) und Atlantik (SCHOTT ET AL., 2004), sind die Kenntnisse der Ausbreitungspfade der CEC im Indischen Ozean, sowie ihre mittlere Zirkulation und Schwankungen auf dekadischen Zeitskalen sehr gering. In diesem Kapitel wurden die meridionalen und vertikalen Zirkulationspfade der CEC identifiziert und quantifiziert, sowie die Variabilität der Umwälzelle auf der Basis zweier Assimilationsmodelle untersucht. Die Ergebnisse sollen an dieser Stelle zusammengefasst werden.

- Die Zirkulation am Äquator zeigt in SODA drastische Änderungen, die auf den Wechsel im Windantrieb von COADS zur NCEP/NCAR Reanalyse im Jahr 1992 zurückzuführen sind. Daher wurde der Zeitraum von 1950 bis 1991

für SODA und der Zeitraum von 1992 bis 2001 vergleichend für SODA und ECCO getrennt analysiert.

- Für den Modellzeitraum von 1992-2001 weisen beide Assimilationsmodelle SODA und ECCO eine gute Simulation aller Transportpfade innerhalb der CEC, sowie im ITF oberhalb von 400 m auf:
  1. In beiden Modellen balancieren sich der mittlere westliche Randstrom und die mittlere südwärtsige Rezirkulation am Äquator. In ECCO ist auffällig, dass ein von den Beobachtungen stark abweichender Windstress benötigt werden.
  2. Der aus küstenparallelen Winden berechnete mittlere Ekman-Transport vor Somalia und Oman zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen den Assimilationsmodellen mit Werten von insgesamt 4,8 Sv (SODA) und 4,9 Sv (ECCO). SODA zeigt mit 3,6 Sv einen stärkeren mittleren Auftrieb vor Ostafrika als ECCO (0,6 Sv).
  3. Die mittlere Subduktion wird sowohl in SODA als auch in ECCO durch den vertikalen Wassermasseneintrag in die Sprungschicht dominiert. Die Modelle zeigen eine gute Übereinstimmung untereinander mit Werten von 11,8/11,3 Sv (SODA/ECCO).
  4. Der mittlere ITF beschreibt mit Werten von  $-10,7/ -9,6$  Sv (SODA/ECCO) eine gute Übereinstimmung oberhalb von 400 m. Große Unterschiede liegen im saisonalen Gang des ITFs: der maximale ITF liegt in SODA bei  $-14$  Sv, in ECCO bei  $-11,5$  Sv. Der Zeitpunkt des ITF-Minimums unterscheidet sich um zwei Monate.
  5. Beide Modelle zeigen in den 90er Jahren für die analysierten Transportpfade innerhalb der CEC, mit Ausnahme der Subduktion, keinen Trend.
- Untersuchungen zur Variabilität der CEC über die ersten vier Dekaden des Modellzeitraums von 1950 bis 2001 dokumentieren, dass die CEC multi-dekadischen Schwankungen unterworfen ist. Diese Schwankungen spiegeln sich in den meridionalen und vertikalen Transportpfaden innerhalb der CEC wider, die einen starken Rückgang der flachen Umwälzzirkulation über den Zeitraum von 1950 bis 1991 verzeichnen.
  1. Durch die Abschwächung der nordwärtigen Winde über dem Äquator zeigt der Antrieb der CEC, der südwärtsige Sverdrup-Transport (Abb. 4.8), eine Abnahme um mehr als die Hälfte des Mittelwertes (Tab. 4.2).
  2. Durch die Abnahme des Antriebs der CEC verzeichnet der südwärtsige Transport über den Äquator oberhalb von 340 m Tiefe einen Rückgang um etwa 50% (Tab. 4.2). Die Zirkulation im Inneren zeigt eine Reduzierung der äquatorialen Zelle. Die Abnahme des äquatorialen südwärtsigen Transportes im Inneren wird kompensiert durch den westlichen nordwärtigen Randstrom, der eine Abnahme um mehr als die

	Mittel (1950-2001)	Trend (1950-1991)
$T_{Sv}$	-5,4 Sv	3,5 Sv
$T_{in}$ (340 m)	-7,4 Sv	3,8 Sv
$T_{sc}$ (340 m)	7,4 Sv	-4,8 Sv
$T_{in}$ (105 m)	-7,9 Sv	1,8 Sv
$T_{sc}$ (420 m)	7,9 Sv	-5,5 Sv
$T_{upw}$ (Somalia)	2,7 Sv	-2,4 Sv
$T_{upw}$ (Oman)	0,7 Sv	0,3 Sv
$T_{sub}$	11,7 Sv	-1,7 Sv
$T_{itf}$ (400 m)	11,7 Sv	-2,4 Sv

Tabelle 4.2: *Mittel (1950-2001) und Trend (1950-1991) für den äquatorialen Sverdrup-Transport ( $T_{Sv}$ ), den Volumentransport im Randstrom ( $T_{sc}$ ) und im Inneren ( $T_{in}$ ), den Auftrieb ( $T_{upw}$ ), die Subduktion ( $T_{sub}$ ), sowie den ITF-Transport ( $T_{itf}$ ) oberhalb von 400 m (SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).*

Hälfte des Mittelwertes verzeichnet (Tab. 4.2). Die Differenz zwischen dem mittleren Sverdrup-Transport und dem mittleren Transport im Inneren bzw. am Rand ist durch eine südwärtsige Rezirkulation im Somalstrom zu erklären, deren mittlerer Transport der Transport-Differenz entspricht.

- Der vertikale Transport in den Auftriebs- und Absinkregionen zwischen den Jahren 1950 bis 1991 verringert sich. Der Auftrieb vor Somalia nimmt zwischen 1950-1991 um ca. 80% gegenüber dem Mittelwert ab (Tab. 4.2). Der Auftrieb vor Oman beschreibt eine leichte Zunahme, insgesamt reduziert sich der Auftrieb vor der ostafrikanischen Küste um 2,1 Sv und bestätigt den negativen Trend der CEC.
- Die Subduktion im südöstlichen Indischen Ozean beschreibt in den Jahren 1950-1991 ebenfalls eine Reduzierung (Tab. 4.2), wobei die Subduktion einer multi-dekadischen Variabilität unterliegt. Der Subduktionsanteil durch den vertikalen Wassermasseneintrag dominiert hierbei über den lateralen Beitrag.
- Zusätzlich verzeichnet der ITF-Transport in den oberen 400 m eine Abnahme über die vier Dekaden (Tab. 4.2). Der Trend wird zu 2/3 durch die Transport-Variabilität vor Australien erklärt, die wiederum mit ENSO assoziiert werden kann. Der dekadische ENSO-Trend wäre eine Erklärung für den negativen ITF-Trend.

Die Analyse der dekadischen Schwankungen der CEC dokumentiert eine starke Abnahme der flachen Umwälzzelle im Indischen Ozean. Welche Auswirkungen der negative Trend der Umwälzzelle auf das Wärmebudget im Indischen Ozean hat wird im folgenden Kapitel näher untersucht.



## Kapitel 5

# Die Rolle der CEC bei der Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans

Die Zunahme des Wärmehalts in den oberen 300 m dokumentiert eine starke Erwärmung des Indischen Ozeans in den letzten 50 Jahren (LEVITUS ET AL., 2005). Die Jahresmittel der SST aus NCEP/NCAR der letzten 20 Jahre bestätigen die Erwärmung des Indischen Ozeans (T. Lee, pers. Mitteilung). Über den gleichen Zeitraum zeigt der Wärmefluss aus der Atmosphäre aus NCEP/NCAR eine Abnahme (Abb. 5.1), die in verschiedenen Reanalysen und Klimatologien (ERA-40, OAFflux+ISCCP und SOC) bestätigt wird (pers. Mitteilung L. Yu). Dies weist darauf hin, dass die Ozeanzirkulation eine erhebliche Rolle bei der Erwärmung des Indischen Ozeans spielt. Die Erwärmung hat nicht nur einen erheblichen Einfluss

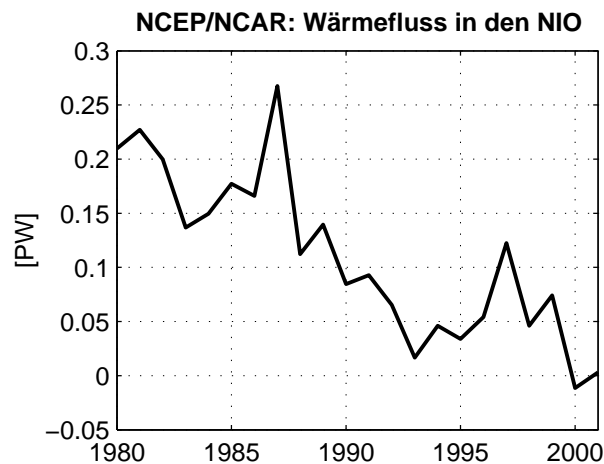


Abbildung 5.1: Jahresmittel des Oberflächenwärmeflusses [PW] im Indischen Ozean aus NCEP/NCAR von 1980-2001. Positive Werte bedeuten einen Wärmegewinn für den Ozean.

auf Regionen im Indischen Ozean, sondern auch auf den Niederschlag über Afrika oder das Nordatlantische Klima (REASON UND MULENGA, 1999; BADER UND LATIF, 2003, KERR, 2003).

Die Änderung des Wärmeinhalts durch die Variabilität der flachen meridionalen Zellen im Indischen Ozean wurde zuerst von LEE (2004) für die 90er Jahre untersucht. LEE (2004) zeigte, dass der Südostpassat die Stärke der STC und damit den Wärmeinhalt in der Südhemisphäre kontrolliert. Die Abnahme des Südostpassats führt zu einer Abnahme der südlichen Umwälzzelle. Dadurch wird der südwärtige Transport von warmem Oberflächenwasser, sowie der nordwärtige Einstrom von kaltem Sprungschichtwasser reduziert. Daraus resultiert eine Zunahme des Wärmeinhalts in den oberen Schichten der Südhemisphäre.

Daher stellt sich die Frage, welchen Einfluss der negative Trend der CEC auf das Wärmebudget des nördlichen Indischen Ozeans besitzt. Im folgenden Kapitel wird die Wärmebilanz des nördlichen Indischen Ozeans im Vergleich zwischen beiden Assimilationsmodellen für die 90er Jahre, sowie ihre dekadische Variabilität in SODA untersucht.

## 5.1 Jahrgang der Wärmebilanz

Dieses Kapitel behandelt den Jahrgang des Wärmetransportes, der Wärmespeicherung und des Oberflächenwärmeflusses im Indischen Ozean in SODA und ECCO. Der nordwärtige Wärmetransport  $Q_t$  über einen Zonalschnitt konstanter Breite ist definiert durch

$$Q_t = \rho c_p \int \int v \Theta \, dx \, dz, \quad (5.1)$$

wobei  $v(x, z, t)$  und  $\Theta(x, z, t)$  die meridionale Geschwindigkeit bzw. die potentielle Temperatur sind. Für die Bestimmung eines Wärmetransportes ist es notwendig, dass die Massenbilanz über den Zonalschnitt geschlossen ist.

Die Wärmespeicherung  $Q_s$  ist definiert als:

$$Q_s = \rho c_p \int \int \int \frac{\partial \Theta}{\partial t} \, dx \, dy \, dz. \quad (5.2)$$

Der Wärmefluss durch die Oberfläche  $Q_\Sigma$  setzt sich zusammen aus der kurzwelligigen Einstrahlung  $Q_{sw}$ , der langwelligen Abstrahlung  $Q_{lw}$ , der sensiblen Wärme  $Q_{sh}$  und der latenten Wärme  $Q_{lh}$ :

$$Q_\Sigma = \int \int (Q_{sw} + Q_{lw} + Q_{sh} + Q_{lh}) \, dx \, dy. \quad (5.3)$$

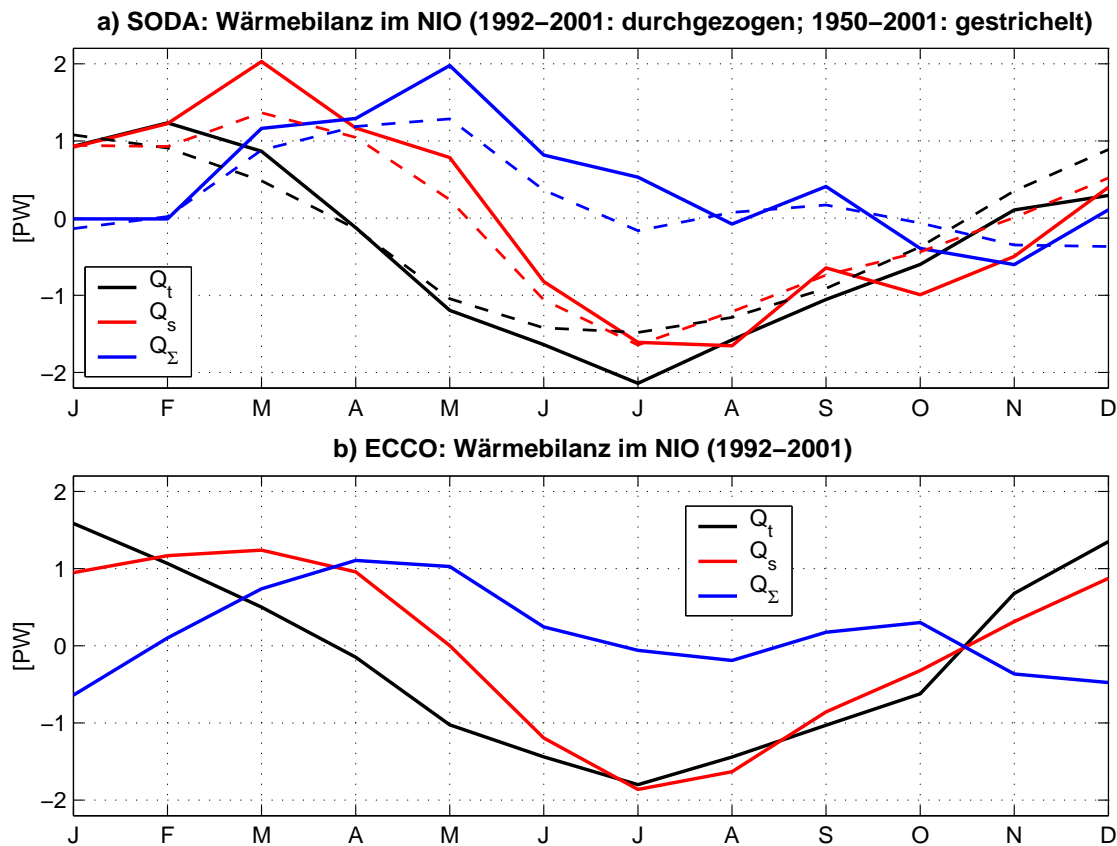


Abbildung 5.2: Jahresgang der Wärmebilanz [PW] im NIO nördlich des Äquators aus (a) SODA (1992-2001: durchgezogen; 1950-2001: gestrichelt) und (b) ECCO (1992-2001). Die Wärmespeicherung (rot) ist definiert als zeitliche Ableitung des Wärmeinhalts. Der Wärmetransport (schwarz) bedeutet einen Wärmefluss über den Äquator. Der Oberflächenwärmefluss (blau) beschreibt die Differenz aus beiden. Positive Werte bedeuten einen Wärmegewinn für den NIO.

Innerhalb eines Gebietes setzt sich die Wärmebilanz aus dem Oberflächenwärmefluss, der Wärmespeicherung und dem advektiven Transport über die Berandung dieses Gebietes zusammen und muss im Mittel geschlossen sein. In einem geschlossenen Gebiet gilt demnach für die Wärmebilanz:

$$Q_s = Q_t + Q_\Sigma. \quad (5.4)$$

In SODA wird der Oberflächenwärmefluss über Beobachtungsdaten der SST bestimmt. Da ein Modelldatensatz des Wärmeflusses nicht vorliegt, wird der Oberflächenwärmefluss innerhalb eines Gebietes als Residuum aus der Wärmespeicherung in diesem Gebiet und dem Wärmetransport über alle Ränder dieser Region

berechnet. Aufgrund der unphysikalischen Quellen und Senken im SODA-Modell existiert zusätzlich ein unbekannter Term, der die Anpassung des Modells an die Beobachtungsdaten beschreibt. Da die Wärmespeicherung und der Wärmetransport bekannt sind, ist dieser Anpassungsterm als unbekannte Größe im Oberflächenwärmefluss enthalten. In ECCO werden die Flüsse derart verändert, dass die Modell-Simulation möglichst gut mit Beobachtungsdaten übereinstimmt.

Abbildung 5.2 zeigt die Jahresgänge für  $Q_t$ ,  $Q_s$  und  $Q_\Sigma$  in SODA und ECCO. In SODA werden die Jahresgänge sowohl für den Zeitraum von 1950-2001 als auch, im Vergleich mit den Ergebnissen aus ECCO, für die letzten 10 Jahre von 1992-2001 gezeigt.

Die Jahresgänge für  $Q_t$ ,  $Q_s$  und  $Q_\Sigma$  (Abb. 5.2) beschreiben in beiden Modellen einen typischen Verlauf für den NIO in Abhängigkeit vom Monsun. Der Oberflächenwärmefluss hängt von verschiedenen Faktoren ab. Die Differenz aus der Wärmespeicherung und dem Wärmetransport in SODA und ECCO (Abb. 5.2a,b blau) zeigt Maxima des Wärmegewins im Frühjahr und Herbst und einen geringen Wärmeverlust im Sommer und Winter. Aufgrund der starken Bewölkung im Sommer erfährt die Einstrahlung ein Minimum. Gleichzeitig sorgen hohe Windgeschwindigkeiten während der Monsunzeiten, sowie die während des Wintermonsuns herangeführte trockene Luft vom Land für einen hohen Wärmeverlust durch Verdunstung. SODA zeigt große Unterschiede zwischen den Wärmefluss-Jahresgängen über die Zeiträume von 52 und 10 Jahre. In den Monaten von Mai bis Juli sind die Wärmeflüsse mit Differenzen bis zu 0,8 PW maximal.

Im Jahresmittel erfährt der nördliche Indische Ozean einen Wärmegewin durch den Oberflächenwärmefluss. In beiden Modellen ist der Wärmetransport über den Äquator in der Zeit von April bis Oktober südwärtig gerichtet (Abb. 5.2a,b schwarze Kurve), in erster Linie als Folge des südwärtigen Sverdrup-Transportes. Der Jahresgang des Wärmetransportes aus der letzten Dekade in SODA zeigt eine wesentlich höhere Amplitude als der Jahresgang über 52 Jahre mit maximalen Unterschieden bis zu 0,8 PW im Juli.

Die Wärmespeicherung  $Q_s$  (Abb. 5.2a,b rote Kurve) beschreibt einen Wärmeverlust im Sommer/Herbst von Mai/Juni bis Oktober/November und einen Wärmegewin von November/Dezember bis April/Mai in ECCO/SODA. In der Wärmespeicherung sind maximale Unterschiede zwischen den Jahresgängen aus 10 Jahren und 52 Jahren in SODA (Abb. 5.2a) im März/Mai und Oktober/November zu erkennen.

Die Jahresgänge der Wärmebilanz in SODA über den Zeitraum von 1950-2001 zeigen eine bessere Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus ECCO (1992-2001) als die Jahresgänge über die Periode von 1992-2001. Über den Zeitraum von 1992-2001 beschreiben die Jahresgänge von Wärmetransport, -speicherung und -fluss in SODA eine hohe saisonale Variabilität. Für die unterschiedliche Variabilität in den Modellen, sowie innerhalb von SODA gibt es verschiedene Erklärungsansätze.

Der Unterschied zwischen den Assimilationsmethoden beider Modellen liegt darin, dass in SODA die Anpassung der Modell-Ergebnisse an die beobachteten Daten

lokal über die Temperatur erfolgt. Dies bedeutet, dass die Angleichungen zwischen Modell und Beobachtungen, beispielsweise in der Tiefe, direkte Auswirkungen auf die Wärmespeicherung und damit den Wärmefluss haben. In ECCO erfolgt die Anpassung der Modell-Ergebnisse an die Beobachtungen indirekt über die Antriebsfelder, so dass lokale Anomalien nicht so stark gewichtet werden können wie in SODA und somit eher geglättet werden. Änderungen in der Tiefe können im Gegensatz zu SODA nicht instantan erfolgen, so dass das Wärmebudget in ECCO einer geringeren Variabilität unterliegt.

Weiterhin führt die Mittelung über den längeren Zeitraum von 52 Jahren zu einer stärkeren Glättung der Ergebnisse in SODA als die Mittelung über eine Dekade-

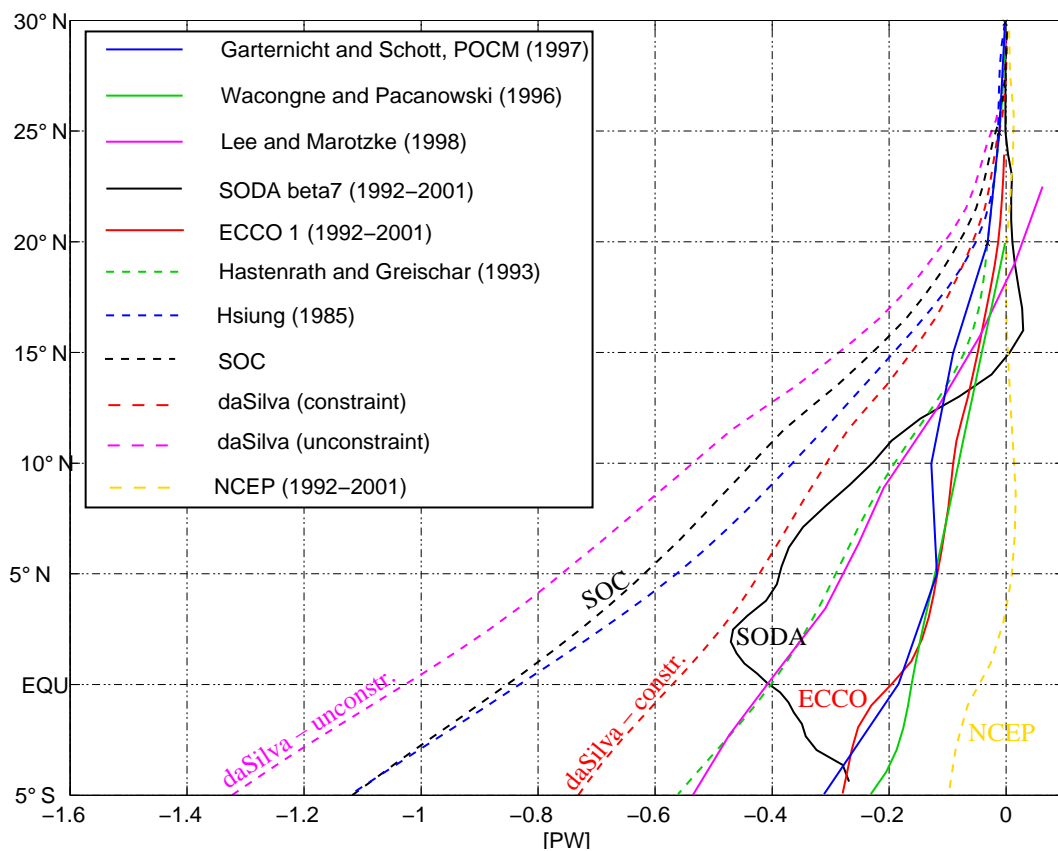


Abbildung 5.3: Mittlerer meridionaler Wärmetransport [PW] (durchgezogen) aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) im Vergleich mit Modellergebnissen von WACONGNE UND PACANOWSKI (1996) (grün), GARTERNICHT UND SCHOTT (1997) (blau) und LEE UND MAROTZKE (1998) (magenta) und mit Wärmeflussabschätzungen [PW] (gestrichelt) von HSIUNG (1985) (blau), HASTENRATH UND GREISCHAR (1993) (grün), NCEP (gelb), der SOC-Klimatologie von JOSEY ET AL. (1999) (schwarz) und von DA SILVA ET AL. (1994) (constrained: rot; unconstrained: magenta). Negativer Wärmetransport bedeutet südwärtiger Transport, negativer Wärmefluss bedeutet Wärmegewinn für den Ozean. (Erweitert aus SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001).

de. Bei den erheblichen Unterschieden innerhalb von SODA spielt außerdem der Wechsel des Windantriebs von COADS zu NCEP/NCAR eine große Rolle.

Aufgrund des Netto-Wärmegewinns im NIO durch den Oberflächenwärmefluss ist der Wärmetransport über den Äquator im Jahresmittel südwärts gerichtet. Die überschüssige Wärme wird primär innerhalb der CEC in den südlichen subtropischen Indischen Ozean transportiert (WACONGNE UND PACANOWSKI, 1996; GARTERNICHT UND SCHOTT, 1997; LEE UND MAROTZKE, 1998; MIYAMA ET AL., 2003). Abbildung 5.3 zeigt den mittleren Wärmetransport im Indischen Ozean aus SODA und ECCO. Die Wärmetransporte sind nördlich von  $5^{\circ}\text{S}$  gerechnet, da südlich davon die Massenbilanz aufgrund des ITF nicht geschlossen ist. Die Ergebnisse werden mit den Wärmetransporten aus weiteren Modelllösungen von WACONGNE UND PACANOWSKI (1996), GARTERNICHT UND SCHOTT (1997) und LEE UND MAROTZKE (1998) verglichen.

Der Wärmetransport aus dem SODA-Modell weicht in seinem meridionalen Verlauf von den anderen Kurven ab: nördlich von  $15^{\circ}\text{N}$  beschreiben die Ergebnisse aus SODA einen positiven Wärmetransport. Zwischen  $15$  und  $2^{\circ}\text{N}$  steigt der südwärtige Wärmetransport stark an und fällt südlich davon bis  $5^{\circ}\text{S}$  stark ab (Abb. 5.3). Mit einem Wert von  $-0,4$  PW stimmt der Wärmetransport aus SODA am Äquator mit den Ergebnissen aus LEE UND MAROTZKE (1998) überein. Der ECCO-Wärmetransport liegt zusammen mit den Berechnungen von WACONGNE UND PACANOWSKI (1996) und GARTERNICHT UND SCHOTT (1997) im unteren Bereich der hier gezeigten Kurven mit einem Wert um  $-0,2$  PW am Äquator (Abb. 5.3).

Die Unterschiede zwischen dem meridionalen Wärmetransport aus SODA und ECCO spiegeln sich im Jahresgang wider (Abb. 5.4). Die Amplitude des Wärmetransportes ist in SODA mit Werten zwischen  $\pm 2$  PW höher als im ECCO-Modell, das eine Spanne von  $\pm 1,5$  PW simuliert. In beiden Modellen nimmt der Betrag des Wärmetransportes zum Äquator hin zu. Die Richtung des Wärmetransportes ist dabei nahezu unabhängig von der Breite. In beiden Modellen beschreibt der Jahresgang einen südwärtigen Wärmetransport am Äquator in der Zeit von April bis Oktober. Der Wärmetransport am Äquator verläuft in nordwärtiger Richtung von November bis März. Im SODA-Modell überwiegt nördlich von  $15^{\circ}\text{N}$  der nordwärtige Transport, der zwischen September bis April/Mai stattfindet (Abb. 5.4a). Ein nordwärtiger Transport im Jahresmittel in diesen Breiten ist sonst nur bei LEE UND MAROTZKE (1998) zu erkennen (Abb. 5.3).

Der starke Anstieg des südwärtigen Wärmetransportes zwischen  $15^{\circ}\text{N}$  und  $2^{\circ}\text{N}$  (Abb. 5.3) könnte mit dem starken Auftrieb vor der ostafrikanischen Küste zusammenhängen, der in diesem Breitenbereich im SODA-Modell wesentlich stärker ausgeprägt ist als in ECCO (Abb. 4.11b). Dies wird durch den Jahresgang des meridionalen Wärmetransportes (Abb. 5.4a) bestätigt, der im borealen Sommer eine starke Zunahme des südwärtigen Wärmetransportes zwischen  $10^{\circ}\text{N}$  bis  $5^{\circ}\text{N}$  auf  $-2$  PW beschreibt. Von April bis Oktober bleibt der Wärmetransport zwischen  $5^{\circ}\text{N}$  und  $5^{\circ}\text{S}$  relativ konstant. Im Winter und Frühjahr nimmt der positive Wärmetransport südlich von  $3^{\circ}\text{N}$  stark zu (Abb. 5.4a), so dass sich im Jahresmittel eine Abnahme des südwärtigen Wärmetransportes südlich von  $2^{\circ}\text{N}$  ergibt (Abb. 5.3).

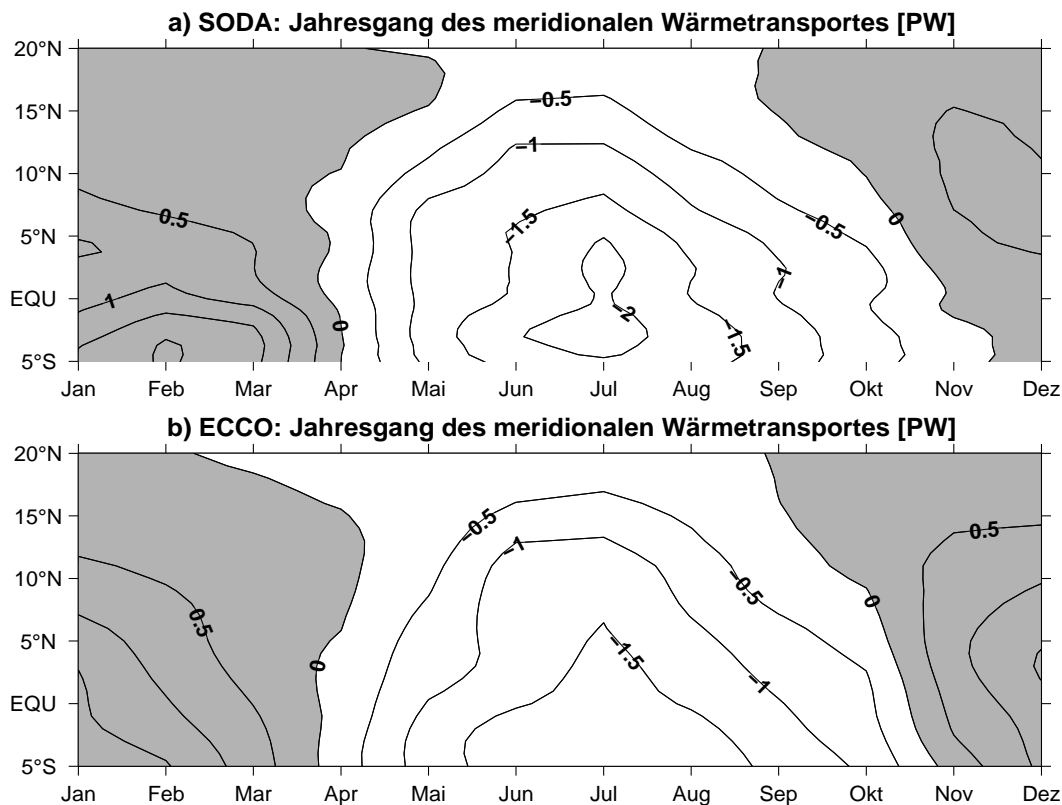


Abbildung 5.4: Mittlerer Jahresgang (1992-2001) des meridionalen Wärmetransportes [PW] in (a) SODA und (b) ECCO. Grau bedeutet positiver und nordwärtiger Wärmetransport.

Die Modellergebnisse werden mit den meridional integrierten Oberflächenflüssen von HASTENRATH UND GREISCHAR (1993), HSIUNG (1985), NCEP, sowie den Klimatologien von DA SILVA ET AL. (1994) und JOSEY ET AL. (1999) verglichen (Abb. 5.3). Ein negativer Wärmefluss bedeutet einen Wärmeverlust für die Atmosphäre. Für den Oberflächenwärmefluss von DA SILVA ET AL. (1994) gibt es zwei Versionen: der *unconstrained* Wärmefluss setzt sich aus der Summe der Komponenten  $Q_{\Sigma} = Q_{sw} - Q_{lw} - Q_{sh} - Q_{lh}$  zusammen. Integriert man  $Q_{\Sigma}$  für den globalen Ozean, ergibt sich ein Wärmegewinn von 10,5 PW, oder umgerechnet auf die Fläche des globalen Ozeans,  $30 \text{ Wm}^{-2}$ . Der *constrained* Wärmefluss ist mit einem Offset von  $30 \text{ Wm}^{-2}$  so korrigiert, dass das Integral von  $Q_{\Sigma}$  über den globalen Ozean Null ergibt. Diese Lösung ist deshalb problematisch, weil die Korrektur nicht differenziert, sondern konstant erfolgt. Der integrierte *unconstrained* Wärmefluss von DA SILVA ET AL. (1994) weist mit  $-1 \text{ PW}$  am Äquator den höchsten Wert auf (Abb. 5.3). Der *constrained* Wärmefluss von DA SILVA ET AL. (1994) liegt am Äquator bei  $-0.57 \text{ PW}$ , so dass die Korrektur den meridional integrierten Wärmefluss um fast die Hälfte verringert (Abb. 5.3).

Der Wärmefluss der SOC-Klimatologie von JOSEY ET AL. (1999) liegt ebenso wie der *unconstrained* Wärmefluss von DA SILVA ET AL. (1994) mit  $-0,86 \text{ PW}$

am Äquator sehr hoch, da das Integral von  $Q_{\Sigma}$  über den globalen Ozean auch in der SOC-Klimatologie nicht geschlossen ist. Der Wärmetransport von HSIUNG (1985) liegt mit  $-0,85$  PW am Äquator zwischen den Ergebnissen aus der SOC- und der daSilva-Klimatologie und ist damit doppelt so hoch wie der Wärmetransport von HASTENRATH UND GREISCHAR (1993). Der Oberflächenwärmefluss aus NCEP dagegen zeigt nördlich von  $3^{\circ}\text{N}$  einen Wärmeverlust für den Ozean. Nördlich des Äquators beschreibt der Oberflächenwärmefluss aus NCEP einen Wärmegewinn für den Ozean von  $0,05$  PW. Damit weisen die hier gezeigten Wärmeflussabschätzungen aus Klimatologien und Modellen mit Werten zwischen  $0,05$  und  $1$  PW eine große Spanne auf (Abb. 5.3). Die unterschiedlichen Ergebnisse des Wärmeflusses machen deutlich, dass ein großer Bedarf an Messdaten besteht, um den Wärmefluss genauer bestimmen zu können.

## 5.2 Variabilität der Wärmebilanz

Die interannuale Variabilität der SST und des Oberflächenwärmeflusses im NIO soll anhand der Assimilationsmodelle SODA und ECCO untersucht werden. Abbildung 5.5 zeigt die Entwicklung der SST und des Oberflächenwärmeflusses im NIO aus SODA und ECCO. Die SST der beiden Assimilationsmodelle zeigt geringe Abweichungen, mit im Jahresmittel höheren Temperaturen in SODA (Abb. 5.5a). Beide Modelle zeigen starke positive Anomalien der SST in den Jahren 1994/95 bzw. 1998, die mit dem IODZM zu assoziieren sind. Die SST aus NCEP/NCAR (T. Lee, pers. Mitteilung) beschreibt in den letzten 20 Jahren einen positiven Trend. In den 90er Jahren wird dieser Trend jedoch primär durch die positiven Anomalien getragen, die auf die IODZM-Ereignisse zurückzuführen sind.

Der Oberflächenwärmefluss im NIO weicht zwischen den Modellen SODA und ECCO stark ab (Abb. 5.5b). Die Jahresmittel in SODA unterliegen starken interannualen Schwankungen und sind doppelt so hoch wie in ECCO, mit einem Mittelwert von  $0,43$  PW, während der Wärmefluss in ECCO um  $0,16$  PW schwankt (Tab. 5.1). Der Wärmefluss im NIO in NCEP/NCAR schwankt in den 90er Jahren um einen Mittelwert von  $0,05$  PW mit einer Amplitude von  $0,1$  PW (Abb. 5.1). Das Ergebnis aus ECCO zeigt aufgrund der geringeren interannualen Schwankungen eine bessere Übereinstimmung mit dem Wärmefluss in NCEP/NCAR. Es stellt sich daher die Frage, woraus die hohen Wärmefluss-Schwankungen in SODA resultieren.

Der Wärmefluss wird aus dem Residuum zwischen Wärmetransport und Wärmespeicherung berechnet (Glg. 5.1). In beiden Modellen schwankt die Wärmespeicherung um Null (Abb. 5.5c, Tab. 5.1). Die Jahresmittel der Wärmespeicherung in SODA zeigen im Vergleich zu ECCO starke interannuale Schwankungen (Abb. 5.5c), die sich im Wärmefluss widerspiegeln. Die Maxima in den Jahren 1992 und 1996 sind daher für die hohen Werte im Wärmefluss verantwortlich. Eine mögliche Erklärung der Unterschiede zwischen SODA und ECCO liegt in den unterschiedlichen Assimilationsmethoden beider Modelle. Während in ECCO die Anpassung der SST durch verschiedene Prozesse, z. Bsp. durch einen veränderten Auftrieb



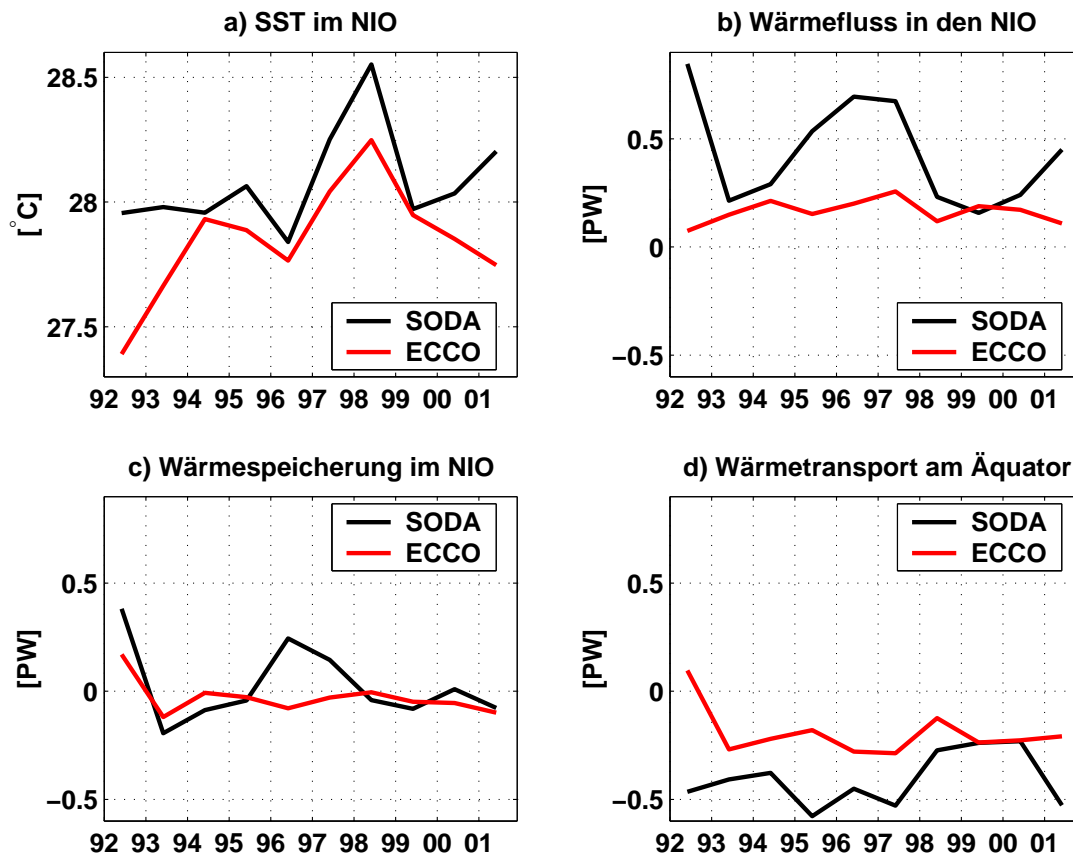


Abbildung 5.5: Jahresmittel (a) der SST [ $^{\circ}\text{C}$ ], (b) des Oberflächenwärmeflusses in den NIO, (c) der Wärmespeicherung im NIO und (d) des Wärmetransportes über den Äquator [PW] aus SODA (schwarz) und ECCO (rot) für den Zeitraum von 1992-2001. Positive Werte bedeuten einen Wärmegewinn für den Ozean.

aufgrund modifizierter Antriebsfelder gewährleistet wird, spiegelt sich die Zwangs-anpassung der SST in SODA direkt in der Wärmespeicherung bzw. im Wärmefluss wider. In SODA zeigte der mittlere Auftrieb vor Ostafrika wesentlich höhere Werte als in ECCO (Tab. 4.11). Falls die Modell-SST aufgrund eines zu starken Auftriebs im Vergleich zu den Beobachtungen in dieser Region zu kalt wäre, würde SODA eine Anpassung zwischen den Modell-Ergebnissen und den Beobachtungen erzwingen. Dies hätte einen unrealistisch hohen Wärmefluss zur Folge.

Die interannualen Schwankungen des Wärmetransportes sind in beiden Modellen

Modell	$Q_t$	$Q_s$	$Q_{\Sigma}$
SODA (1992-2001)	-0,41 PW	+0,03 PW	+0,43
ECCO (1992-2001)	-0,19 PW	-0,03 PW	+0,16

Tabelle 5.1: Mittel (1992-2001) der Komponenten der Wärmebilanz [PW] im NIO bzw. über den Äquator aus SODA und ECCO.

gering, jedoch zeigen die Ergebnisse in SODA einen doppelt so hohen südwärtigen Transport (Abb. 5.5d, Tab. 5.1). Da die Massenbilanz am Äquator sowohl in SODA als auch in ECCO geschlossen ist (Abb. 3.18b), resultiert die Differenz im Wärmetransport aus einem höheren Wärmefluss in den NIO in SODA (Abb. 5.5a).

Die CEC zeigt in den 90er Jahren keinen Trend in der Zirkulation, ebenso wie die Entwicklung der SST und des Oberflächenwärmeflusses. Zu dem gleichen Ergebnis kommt LEE (2004), der in den 90er Jahren einen Rückgang der STC beobachtet hat: die Abnahme der STC hat eine Zunahme des Wärmeinhalts in den oberen Schichten der Südhemisphäre und einen relativ stabilen Wärmeinhalt innerhalb der oberflächennahen Schichten in der Nordhemisphäre zur Folge. Daraus stellt sich die Frage nach der Beziehung zwischen dem dekadischen Trend der CEC und dem Wärmebudget im Indischen Ozean.

**Dekadische Schwankungen** Im folgenden werden die dekadischen Schwankungen der Wärmebilanz im NIO und ihre Beziehung zur CEC-Variabilität untersucht. Die flache meridionale Zirkulation im Indischen Ozean zeigt über den Zeitraum von 1950 bis 1991 einen Rückgang des meridionalen Transportes über den Äquator am Rand und im Inneren (Abb. 4.8). Dazu wird der Temperatur-Transport über den Äquator untersucht. Die Entwicklung des meridionalen Temperatur-Transportes am Äquator wird gemäß dem Massentransport (Kap. 4.2) im Inneren ( $TT_{in}$ ) östlich von  $46^\circ\text{O}$  über die Integrationstiefen  $z_1=105$  m und  $z=340$  m, sowie am westlichen Rand ( $TT_{sc}$ ) westlich von  $46^\circ\text{O}$  über die Integrationstiefen  $z_2=420$  m und  $z=340$  m (Glg. 4.1, 4.2) untersucht. Die äquatorialen Transporte im Inneren und am westlichen Rand kompensieren sich oberhalb von 340 m Tiefe, sowie über die unterschiedlichen Tiefen von 105 m (im Inneren) bzw. 420 m (am Rand), so dass die Massenbilanz ausgeglichen ist.

Die Zeitreihen des Temperatur-Transportes im Inneren  $TT_{in}(z_1)$  und  $TT_{in}(z)$  (Abb. 5.6a), sowie die am Rand  $TT_{sc}(z_2)$  und  $TT_{sc}(z)$  (Abb. 5.6b) zeigen jeweils eine sehr gute Übereinstimmung. Die Variabilität des Temperatur-Transportes über den Äquator stimmt mit der des Massentransportes (Abb. 4.8b, c) überein. Die Übereinstimmung weist darauf hin, dass die Temperatur-Schwankungen einen wesentlich geringeren Anteil an der Variabilität des Temperatur-Transportes haben als die meridionale Geschwindigkeit. In allen Zeitreihen des Temperatur-Transportes zeigt sich ein deutlicher Trend, der eine Abnahme des südwärtigen Temperatur-Transportes im Inneren (Abb. 5.6a), sowie einen Rückgang des nordwärtigen Temperatur-Transportes am Rand (Abb. 5.6a) dokumentiert. Wie im Massentransport ist der abnehmende Trend bei  $TT_{in}(z)$  etwas größer als bei  $TT_{in}(z_1)$ , während der Rückgang des nordwärtigen Temperatur-Transportes am Rand für beide Tiefen nahezu identisch ist. Die Zeitreihen der am Rand bzw. im Inneren gemittelten Temperatur zeigen keinen Trend. Die dekadischen Schwankungen des Temperatur-Transportes hängen demnach primär von den Änderungen der meridionalen Geschwindigkeit ab.

Um die Konsequenzen aus der Abschwächung der CEC für den Temperatur-Transport am Äquator zu untersuchen, muss die Variabilität des Temperatur-Transportes über den *gesamten* Äquator in Betracht gezogen werden (Abb. 5.6c).

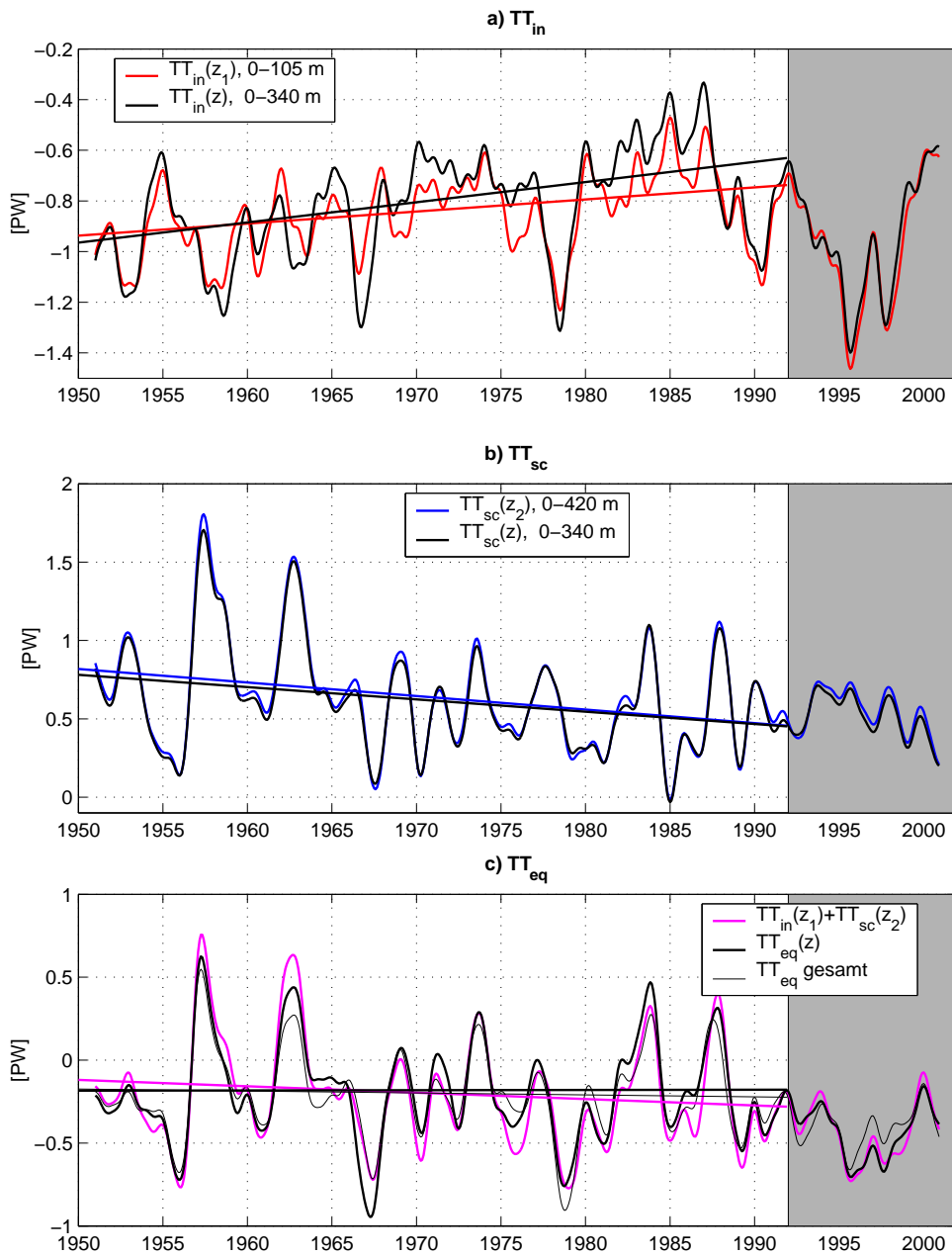


Abbildung 5.6: Zeitreihen (24-Monats-Tiefpassfilter) des (a) Temperatur-Transportes im Inneren:  $TT_{in}(z_1)$  (rot),  $TT_{in}(z)$  (schwarz), (b) des Temperatur-Transportes im Randstrom:  $TT_{sc}(z_2)$  (blau),  $TT_{sc}(z)$  (schwarz) und (c) des Temperatur-Transportes über den gesamten Schnitt:  $TT_{in}(z_1) + TT_{sc}(z_2)$  (magenta),  $TT_{eq}(z)$  (schwarze dicke Kurve) und  $TT_{eq}$  über die gesamte Tiefe (schwarze dünne Kurve) in [PW]. Grau unterlegt ist der Zeitraum von 1992-2001 mit verändertem Windstress. Eine lineare Regression wurde für die Jahre 1950-1991 gerechnet. Positive Werte bedeuten nordwärtigen Transport (nach SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

Im Mittel beschreibt der Randstrom einen nordwärtigen Temperatur-Transport über 340 m bzw. 420 m Tiefe von  $0,60 \pm 0,31$  PW bzw.  $0,63 \pm 0,32$  PW. Der Temperatur-Transport im Inneren verläuft im Mittel südwärtig über den Äquator mit Werten oberhalb von 340 m bzw. 105 m Tiefe von  $-0,83 \pm 0,24$  PW bzw.  $-0,87 \pm 0,21$  PW. In der Summe ergibt sich ein südwärtiger Temperatur-Transport von  $-0,23 \pm 0,29$  PW ( $TT_{eq}(z)$ ) bzw.  $-0,24 \pm 0,31$  PW ( $TT_{in}(z_1) + TT_{sc}(z_2)$ ). Beide Werte stimmen mit dem Wärmetransport über die gesamte Tiefe von  $-0,24 \pm 0,24$  PW überein (Abb. 5.6c). Entscheidend ist jedoch, dass sämtliche Zeitreihen des Temperatur-Transportes über den Äquator keinen Trend zeigen. Es zeigt sich, dass sich der Rückgang der Transporte am Rand und im Inneren kompensiert, so dass die Variabilität der CEC vor allem durch den Massentransport beeinflusst wird.

Im folgenden wird die Variabilität der SST, des Wärmeinhalts in den oberen 50 und 300 m und des Oberflächenwärmeflusses zwischen den Jahren 1950 und 2001 untersucht. SST, Wärmeinhalt und Oberflächenwärmefluss werden für den NIO und den SIO getrennt berechnet, wobei aus SODA diese Größen im SIO bis  $20^\circ\text{S}$  errechnet werden, da die Konzentration auf den Subtropen liegt. Die Ergebnisse aus SODA werden mit denen von LEVITUS ET AL. (2005) verglichen. Hierbei ist zu beachten, dass LEVITUS ET AL. (2005) für ihre Berechnungen den *gesamten* SIO einbeziehen. Für eine bessere Darstellung und einen besseren Vergleich der Ergebnisse zwischen dem NIO und dem SIO werden im Unterschied zu den vorherigen Untersuchungen zur CEC-Variabilität die Anomalien von SST und Wärmeinhalt gezeigt.

SST-Anomalien aus SODA (Abb. 5.7a) bestätigen den positiven Trend, den LEVITUS ET AL. (2005) im Wärmeinhalt errechnet hat. Innerhalb des Zeitraums von 1950-1991 nimmt die SST sowohl im SIO ( $0,36 \pm 0,05^\circ\text{C}$ ) als auch im NIO ( $0,42 \pm 0,06^\circ\text{C}$ ) zu. Die mittlere SST über den Zeitraum von 1950-2001 beträgt im SIO  $27,35 \pm 0,22^\circ\text{C}$  und im NIO  $27,83 \pm 0,26^\circ\text{C}$ . Untersuchungen der SST im tropischen Indischen Ozean während der La Niña-Ereignisse im Zeitraum von 1958 und 2001 zeigen eine unterschiedliche Entwicklung vor und nach 1976: vor 1976 kühlt sich die SST während La Niña stark ab, nach 1976 ist dagegen während eines La Niña-Ereignisses eine Erwärmung im tropischen Indischen Ozean zu beobachten. Vor 1976 ist eine deutliche Rossby-Wellen-Ausbreitung im südlichen Indischen Ozean bis zum westlichen Rand zu erkennen, deren Signal nach 1976 wesentlich schwächer ist (CHOWDARY ET AL., 2006).

Die Zunahme der SST spiegelt sich in den Anomalien des Wärmeinhalts über 50 m in SODA wider (Abb. 5.7b). Während der Trend in den SST-Anomalien im SIO und NIO ähnlich ist, zeigt der Wärmeinhalt im SIO über 50 m eine doppelt so starke Zunahme wie im NIO: der Trend des Wärmeinhalts im SIO beträgt  $0,005 \pm 0,001 \times 10^{22}$  J·Jahr<sup>-1</sup> bei einem Mittelwert von  $9,34 \pm 0,09 \times 10^{22}$  J. Der NIO zeigt einen Trend von  $0,003 \pm 0,0003 \times 10^{22}$  J·Jahr<sup>-1</sup> bei einem Mittelwert von  $6,02 \pm 0,06 \times 10^{22}$  J<sup>1</sup>.

LEVITUS ET AL. (2001) erklären die Erwärmung der Ozeane mit der Zunahme von Treibhausgasen in der Atmosphäre, von denen in Süd-Asien und dem nördli-

---

<sup>1</sup> $1,5 \times 10^{22}$  J entsprechen 1 Watt·Jahr·m<sup>-2</sup>, verteilt über die gesamte Erdoberfläche.

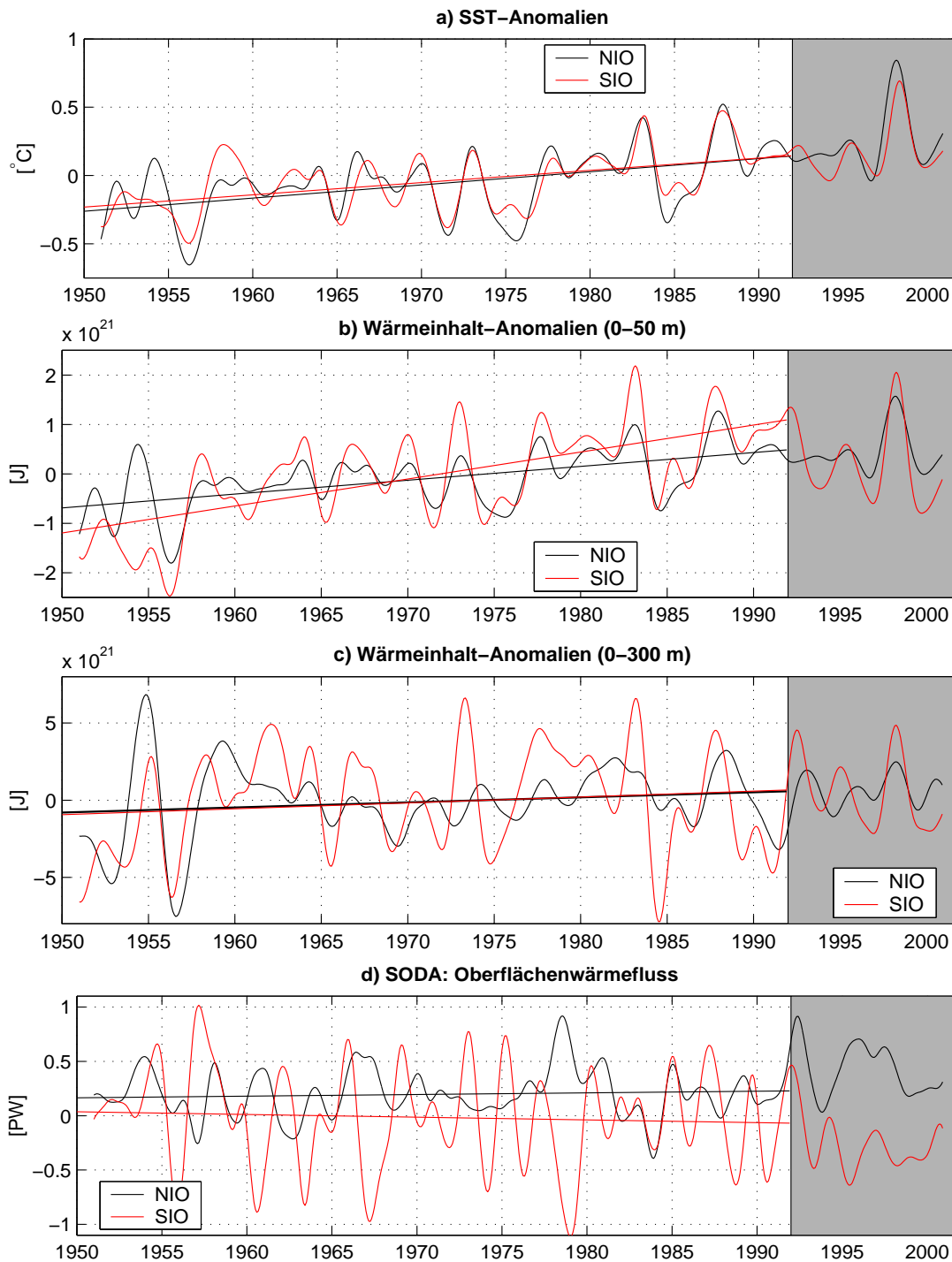


Abbildung 5.7: Anomalien der SST [ $^{\circ}$ C] (a) und des Wärmeinhalts [ $\times 10^{21}$  J] in den oberen 50 m (b) und 300 m (c), sowie die Zeitreihe des Oberflächenwärmeflusses [PW] (d) aus SODA jeweils für den NIO (schwarz) und den SIO (rot). Alle Zeitreihen sind 24-Monats-Tiefpassgefiltert. Die lineare Regression ist für den Zeitraum von 1950-1991 eingezeichnet.

chen Indischen Ozean 80% aus anthropogenen Quellen stammen (RAMANATHAN ET AL., 2001). BARNETT ET AL. (2005) unterstützen diese Theorie anhand von Modellergebnissen, die eine enge Beziehung zwischen der Temperatur-Zunahme und anthropogenen Antriebsfaktoren zeigen. Die geringere Erwärmung des NIO im Vergleich zum SIO (LEVITUS ET AL., 2005) kann aus einer wesentlich höheren Konzentration von Sulfat-Aerosolen über dem NIO resultieren (BARNETT ET AL., 2005). Aerosole besitzen einen kompensierenden Effekt auf die Erwärmung durch Treibhausgase, wobei sich 90% der anthropogenen Aerosole auf der Nordhalbkugel befinden (RAMANATHAN ET AL., 2001).

Weiterhin wird diskutiert, ob die unterschiedlich starke Erwärmung von NIO und SIO durch die wesentlich geringere Datendichte im SIO im Vergleich zum NIO zu erklären ist (HARRISON UND CARSON, 2006). Auf der anderen Seite könnte man argumentieren, dass die Erwärmung im SIO aufgrund der geringen Datendichte auch unterschätzt werden kann.

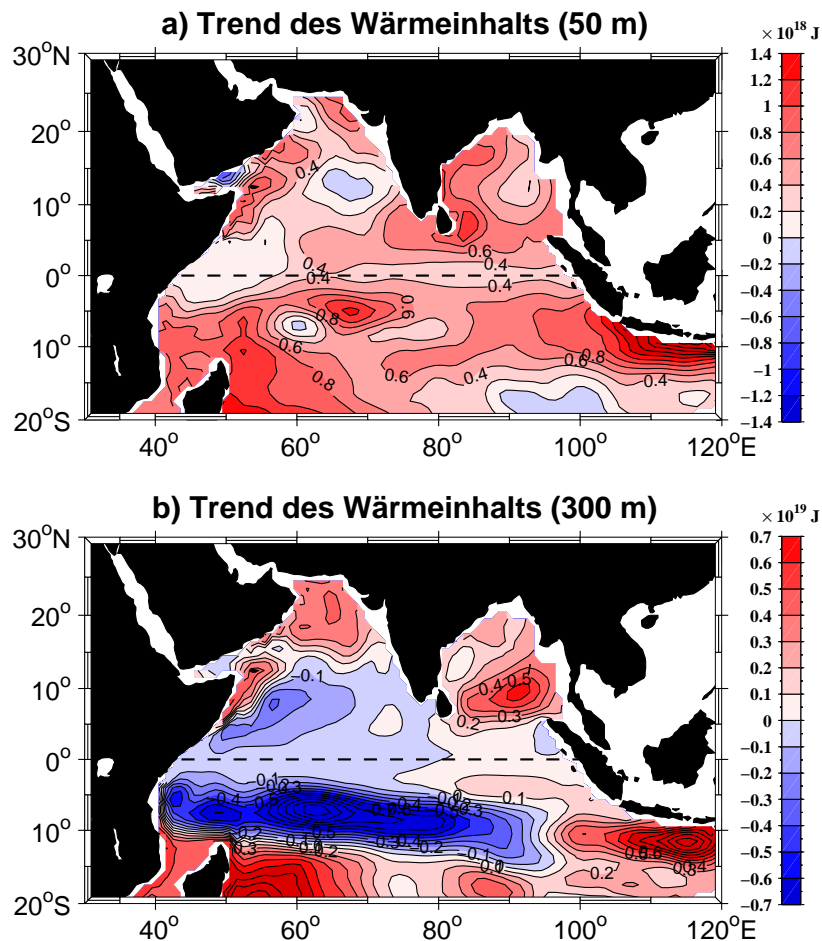


Abbildung 5.8: Wärmeinhalt in SODA über a) 50 m [ $\times 10^{18} \text{ J}$ ] und über b) 300 m [ $\times 10^{19} \text{ J}$ ] Tiefe. Gezeigt ist die Differenz der Mittel über die ersten (1950-1970) und letzten beiden Dekaden (1971-1991) des Zeitintervalls, in dem die CEC-Abnahme stattfindet.

Abbildung 5.8a zeigt die Differenz zweier Mittel des Wärmeinhalts für die oberen 50 m Wassertiefe im Indischen Ozean nördlich von 20°S. Dabei wird der Wärmeinhalt über die ersten (1950-1970) und die letzten beiden Dekaden (1971-1991) des Zeitintervalls gemittelt, in der die Zunahme des Wärmeinhalts beobachtet wird. Positive (negative) Werte bedeuten einen Anstieg (eine Abnahme) des Wärmeinhalts innerhalb von 42 Jahren. Oberhalb von 50 m ist im gesamten Indischen Ozean vorwiegend eine Zunahme des Wärmeinhalts zu beobachten. Im NIO findet der stärkste Temperaturanstieg in den Auftriebsgebieten Ostafrikas statt, sowie im Golf von Bengalen an der Ostküste Indiens. Die SST aus REYNOLDS UND SMITH (1994) bestätigt eine maximale Zunahme vor Ostafrika über den Zeitraum von 42 Jahren (nicht gezeigt).

Die Zunahme des Wärmeinhalts vor Somalia und Oman weist auf die starke Abnahme des Auftriebs von 1950-1991 (Abb. 4.14), durch die die Zufuhr von Kaltwasser von unten verringert wird. Abbildung 5.9a zeigt das im Nordwesten des Arabischen Meeres gemittelte Temperatur-Profil. Die mittlere SST im Arabischen Meer liegt aufgrund des Auftriebs in dieser Region mit 26,4°C um 1,4°C unter dem Mittel im gesamten NIO.

Der Trend des Temperatur-Profiles (Abb. 5.9b), der aus der Differenz der Temperatur-Mittel über die erste (1950-1959) und die letzte Dekade (1982-1991) berechnet wird, verzeichnet eine deutliche Temperatur-Zunahme oberhalb der für den Auftrieb relevanten Tiefe von 130 m. Im Gegensatz zum Atlantik und Pazifik (BARNETT ET AL., 2005) liegt das Maximum der Erwärmung im NIO nicht an der Oberfläche, sondern mit 0,6°C in knapp 40 m Tiefe. Zwischen 180 - 240 m nimmt die Temperatur ab, mit einem maximalen negativen Trend von weniger als -0,1°C in etwa 200 m.

Die Differenz aus den gemittelten Ekman-Transporten (Abb. 5.10) bestätigt die gering zunehmende Ekman-Divergenz vor Somalia (Kap. 4.3), die im Gegensatz zum negativen Trend des Auftriebs aus der Kontinuitätsgleichung steht (Abb. 4.14). Der positive Trend des Ekman-Transportes hätte, im Gegensatz zu den Modell-Ergebnissen (Abb. 5.8a), eine Abnahme des Wärmeinhalts durch einen stärkeren

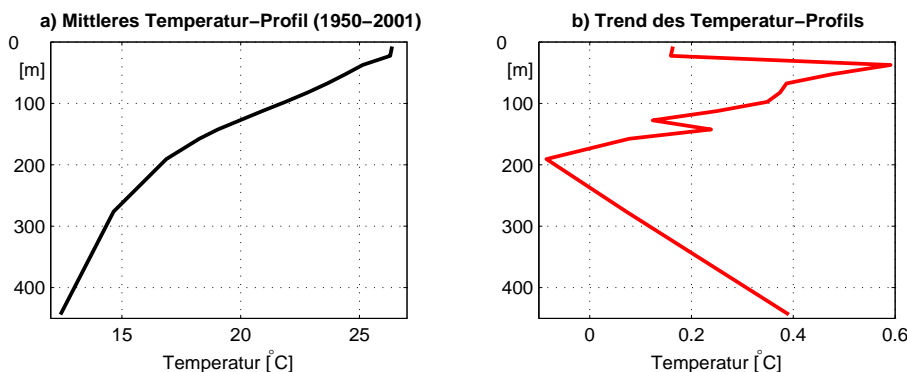


Abbildung 5.9: Temperatur-Profile [°C] im Nordwesten des Arabischen Meeres: (a) mittleres Temperatur-Profil (1950-2001) und (b) Differenz zwischen den Dekaden 1982-1991 und 1950-1959. Positive Werte bedeuten einen Anstieg der Temperatur.

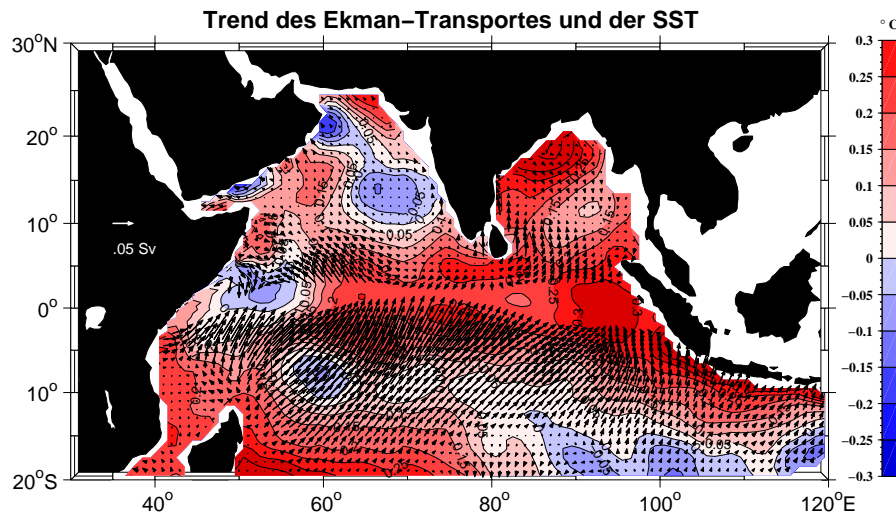


Abbildung 5.10: Ekman-Transport [Sv] (Vektoren) und SST [ $^{\circ}$ C] (farbig unterlegt) in SODA. Gezeigt ist jeweils die Differenz der Mittel über die ersten (1950-1970) und letzten beiden Dekaden (1971-1991) des Zeitintervalls, in dem die CEC-Abnahme stattfindet.

Auftrieb vor Somalia zur Folge. Die Temperatur oberhalb von 150 m vor Ostafrika zeigt in SODA eine lokale Erwärmung in den Auftriebsgebieten, d.h. die Ursache für die Wärmeinhalts-Zunahme liegt nicht in der Advektion wärmeren Wassers innerhalb des SCs. Wie bereits diskutiert (Kap. 4.3) kann SODA nicht die Wirbelstruktur reproduzieren, an deren Flanken ein großer Teil des Auftriebs beobachtet wird (SCHOTT ET AL., 2002). SODA kann jedoch die beobachtete kalte Deckschicht durch die Anpassung der Modell-Temperatur simulieren. Der Trend des Auftriebs (Abb. 4.14) resultiert demnach nicht allein aus dem Ekman-Transport, sondern aus einer Divergenz aufgrund des veränderten Dichtefeldes. Die Abnahme des Auftriebs (4.14) führt zu einer Erwärmung der Wassermassen vor Ostafrika.

Im SIO steigt der Wärmeinhalt maximal in den Auftriebsregionen nordöstlich von Madagaskar, sowie vor Indonesien an (Abb. 5.8a). Vor Indonesien nimmt die Ekman-Konvergenz zu (Abb. 5.10), aus der ein abnehmender Auftrieb resultiert, die sich in einer Zunahme des Wärmeinhalts widerspiegelt. Die Differenzenmittel der SST geben die Ergebnisse des Wärmeinhalts wieder, mit einer Ausnahme: am Äquator breitet sich die Zunahme der SST von Indonesien nach Westen bis ca.  $60^{\circ}$ O aus. Der Wärmeinhalt über 50 m ist dagegen am Äquator relativ konstant, d.h. die Erwärmung entlang des Äquators ist auf die Oberfläche begrenzt.

LEVITUS ET AL. (2005) zeigten, dass der größte Anteil der Erwärmung in den oberen 300 m zu finden ist. Der Wärmeinhalt in den oberen 300 m in SODA zeigt ebenfalls einen positiven Trend, der im NIO und im SIO nahezu identisch ist (Abb. 5.7c). Der Trend im NIO beträgt  $0,003 \pm 0,002 \times 10^{22} \text{ J} \cdot \text{Jahr}^{-1}$  bei einem Mittelwert von  $25,41 \pm 0,22 \times 10^{22} \text{ J}$ . Der Anstieg des Wärmeinhalts entspricht der Zunahme in den oberen 50 m und würde bedeuten, dass der Temperaturanstieg auf langer Zeitskala vor allem in den oberen Schichten stattfindet bzw. die Temperatur in den



tiefere Schichten relativ konstant bleibt. Der lineare Trend des Wärmeinhalts im NIO oberhalb von 300 m in SODA stimmt mit den Ergebnissen aus LEVITUS ET AL. (2005) ( $0,003 \times 10^{22} \text{ J Jahr}^{-1}$ ) überein. Die gute Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen aus SODA und LEVITUS ET AL. (2005) zeigt die Güte des SODA-Modells in den oberen Schichten.

Abbildung 5.8b zeigt die Veränderung des Wärmeinhalts zwischen 1950 und 1991 oberhalb von 300 m Tiefe. In den Auftriebsgebieten vor Somalia und Oman findet auch über 300 m ein Temperaturanstieg statt. Östlich dieser Auftriebsgebiete ist in diesen Tiefen jedoch ein Abfall des Wärmeinhalts zu beobachten, der sich im südlichen Arabischen Meer nach Osten ausbreitet.

In den oberen 300 m des SIOs nimmt der Wärmeinhalt aus SODA zwischen 1950-1991 um  $0,004 \pm 0,002 \times 10^{22} \text{ J} \cdot \text{Jahr}^{-1}$  zu bei einem Mittelwert von  $40,1 \pm 0,30 \times 10^{22} \text{ J}$ . Zwar ist der Wärmeinhalt oberhalb von 300 m Tiefe, wie in den oberen 50 m, im SIO größer als im NIO. Bemerkenswert ist hier jedoch die Tatsache, dass der Anstieg des Wärmeinhalts im SIO in den oberen 300 m gegenüber dem Anstieg in den oberen 50 m entscheidend abgenommen hat. Dies bedeutet, dass unterhalb von 50 m Tiefe ein Mechanismus herrscht, der der Erwärmung entgegenwirkt. Laut LEVITUS ET AL. (2005) zeigt der zonal gemittelte Wärmeinhalt entlang  $10^\circ \text{S}$  eine starke Abkühlung, die in der Schicht zwischen 100-500 m Tiefe stattfindet, während der übrige SIO eine Erwärmung aufweist. Die Differenz des Wärmeinhalts für die oberen 300 m, gemittelt über die beiden Perioden von 1950-1970 und 1971-1991, zeigt eine extreme Abnahme des Wärmeinhalts nordöstlich von Madagaskar (Abb. 5.8b) und bestätigt die Ergebnisse von LEVITUS ET AL. (2005). Von den Indonesischen Passagen bis ca.  $95^\circ \text{O}$  findet zwischen 1950-1991 dagegen eine starke Erwärmung statt, die später untersucht werden soll (Kap. 5.3.1).

LEVITUS ET AL. (2005) erhalten im *gesamten* SIO oberhalb von 300 m einen wesentlich höheren Trend des Wärmeinhalts von  $0,024 \times 10^{22} \text{ J} \cdot \text{Jahr}^{-1}$ . Die Ursache für den Wärmeanstieg ist vor allem im südlichen SIO zu suchen, da zwischen dem Äquator und  $20^\circ \text{S}$  unterhalb von 50 m Tiefe eine extreme Temperaturabnahme zu beobachten ist (Abb. 5.8b; LEVITUS ET AL., 2005).

Eine weitere Erklärung für die stärkere Erwärmung des SIOs hängt mit der Antarktischen Oszillation zusammen, die in der Literatur auch als *Southern Annular Mode* (SAM) bekannt ist. Der SAM ist der wichtigste Zirkulationsmodus der klimarelevanten atmosphärischen Zirkulation in der Südhemisphäre, deren Variabilität über die Luftdruckdifferenz zwischen Pol und mittleren Breiten beschrieben wird (GONG UND WANG, 1999). Es wird vermutet, dass der dekadische Trend des SAM sowohl auf den Ozon-Rückgang in der Stratosphäre als auch auf die Zunahme von Treibhausgasen zurückzuführen ist (GILLET UND THOMPSON, 2003). Die Intensivierung der zirkumpolaren Westwinde und die Abnahme der Westwinde in den mittleren Breiten, die mit dem Trend des SAM assoziiert werden, resultieren in einer Zunahme der Windstress-Rotation (CAI ET AL., 2005). Die atmosphärischen Schwankungen führen zu einer Intensivierung und südwardigen Verschiebung des *Super Gyre* und damit zu einer erhöhten Zufuhr von Warmwasser im SIO (CAI, 2006). Der *Super Gyre* verbindet die subtropische Zirkulation im Südpazifik, Indik und Atlantik.

In SODA zeigt der zonale Windstress eine starke Zunahme in ostwärtiger Richtung zwischen dem Äquator und 20°S mit einem Maximum bei ca. 10°S, sowie eine Zunahme der Ostwinde in den Subtropen südlich von 20°S (Abb. 5.11a). Welche Folgen ergeben sich für die Windstress-Rotation?

Die Windstress-Rotation wird durch den meridionalen Gradienten des zonalen Windstresses dominiert. Der zyklonale Tropenwirbel resultiert aus einer negativen Windstress-Rotation zwischen dem Äquator und ca. 20°S (Abb. 5.11b). Der antizyklonale Subtropenwirbel folgt aus der positiven Windstress-Rotation südlich von 20°S (Abb. 5.11b). Die Nulllinie der Windstress-Rotation, bei ca. 20°S, beschreibt die Grenze zwischen dem Tropen- und dem Subtropenwirbel.

Aus der Windstress-Rotation folgt ein südwärtiger Sverdrup-Transport zwischen dem Äquator und 20°S mit einem Maximum bei ca. 10°S, sowie ein nordwärtiger Sverdrup-Transport südlich von 20°S mit einem Maximum bei ca. 30°S (Abb. 3.3c). Demnach liegt eine Divergenzzone zwischen dem Äquator und 10°S, sowie eine Konvergenzzone zwischen 10°- 30°S. Dies bestätigt auch die Lage der Isopykne  $\sigma_\theta=26,2$ , die sich bei 20°S in einer maximalen Tiefe von 325 m befindet (Abb. 5.12a). Zwischen dem Äquator und 10°S, sowie im östlichen Teil des Beckens bei 30°S erreicht die Isopykne eine geringere Tiefe von 175 m (Abb. 5.12a).

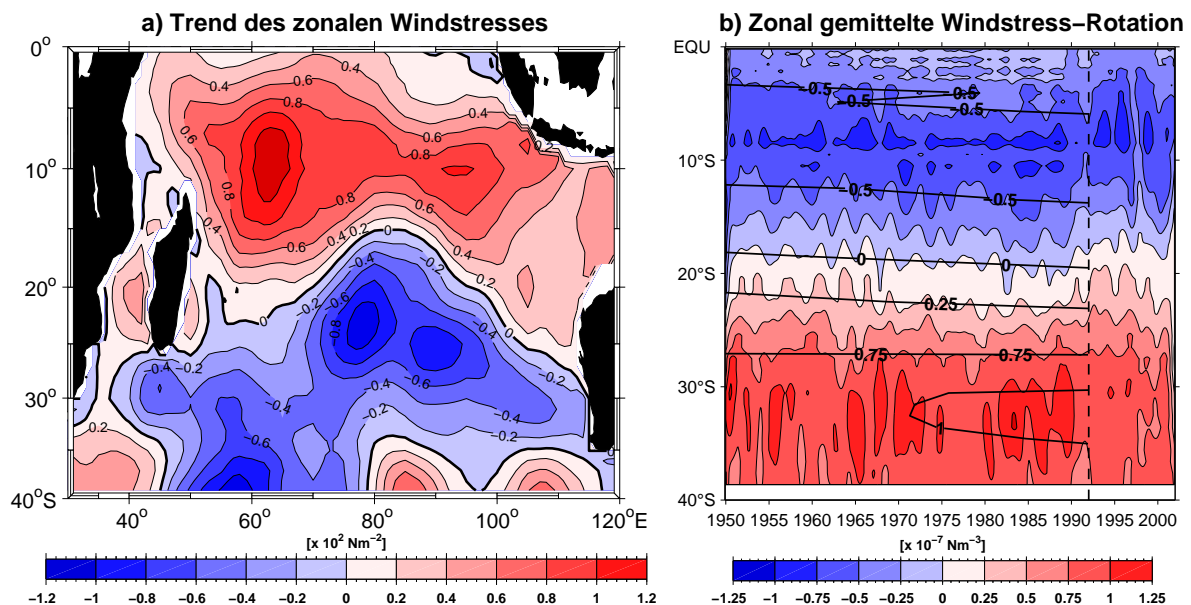


Abbildung 5.11: (a) Zonaler Windstress  $[\text{Nm}^{-2}]$ . Gezeigt ist die Differenz der Mittel über die ersten (1950-1970) und letzten beiden Dekaden (1971-1991) des Zeitintervalls, in dem die CEC-Abnahme stattfindet. Positive Werte (rot) bedeuten eine Zunahme des ostwärtigen Windstresses. (b) Zonal gemittelte Windstress-Rotation  $[\times 10^{-7} \text{ Nm}^{-3}]$  über dem SIO. Die Windstress-Rotation ist 24-Monats-Tiefpassgefiltert. Die Konturlinien zeigen lineare Trends der Windstress-Rotation für den Zeitraum von 1950-1991. Negative (positive) Windstress-Rotation bedeutet eine Rotation im (gegen den) Uhrzeigersinn.

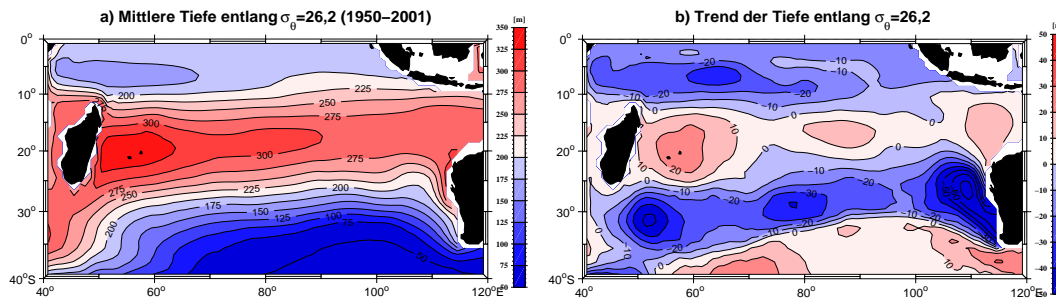


Abbildung 5.12: Tiefe [m] entlang der Isopykne  $\sigma_{\theta}=26,2$  [ $\text{kgm}^{-3}$ ]. a) zeigt das Mittel über den Zeitraum 1950-2001, b) zeigt die Differenz der Mittel über die ersten (1950-1970) und letzten beiden Dekaden (1971-1991) des Zeitintervalls, in dem die CEC-Abnahme stattfindet. Positive Werte (rot) bedeuten eine Vertiefung der Isopykne.

Der Trend der zonal zwischen  $40^{\circ}$ -  $120^{\circ}$ O gemittelten Windstress-Rotation zeigt eine südwärtsige Verschiebung des Tropenwirbels zwischen 1950 und 1991 (Abb. 5.11b). Die daraus resultierende Abnahme bzw. Zunahme des südwärtsigen Transportes zwischen dem Äquator und  $10^{\circ}$ S bzw. zwischen  $10^{\circ}$ -  $20^{\circ}$ S bedeutet eine Zunahme der Divergenz zwischen dem Äquator und  $10^{\circ}$ S. Der nordwärtsige Transport bei ca.  $27^{\circ}$ S zeigt keinen Trend über die 42 Jahre, so dass die Konvergenz zwischen  $12^{\circ}$ -  $25^{\circ}$ S zunimmt.

Dies bestätigt auch der Trend der Tiefe entlang der Isopykne  $\sigma_{\theta}=26,2$ : in der Region zwischen dem Äquator und  $10^{\circ}$ S wird die Isopykne  $\sigma_{\theta}=26,2$  durch die verstärkte Zufuhr von Kaltwasser aus der Tiefe um bis zu 30 m angehoben (Abb. 5.12b). Die zunehmende Divergenz in dieser Region erklärt den hohen Wärmeverlust, den der Wärmeinhalt oberhalb von 300 m zeigt (Abb. 5.8b). Die Zunahme der Konvergenz zwischen  $12^{\circ}$ -  $25^{\circ}$ S spiegelt sich in der Vertiefung der Isopykne  $\sigma_{\theta}=26,2$  um über 20 m wider und bewirkt die starke Zunahme des Wärmeinhalts in dieser Region.

Der Trend der Windstress-Rotation zwischen dem Äquator und  $40^{\circ}$ S (Abb. 5.11b) stimmt mit den Ergebnissen von CAI (2006) überein, so dass die südwärtsige Verschiebung von Tropen- und Subtropenwirbel eine mögliche Erklärung für die stärkere Erwärmung des SIO im Vergleich zum NIO wäre.

Es stellt sich die Frage, welchen Einfluss der Oberflächenwärmefluss auf die Erwärmung des Indischen Ozeans besitzt. Im Mittel verzeichnet der Oberflächenwärmefluss in den NIO einen Wärmegewinn von  $0,24 \pm 0,24$  PW (Abb. 5.6c), der dem mittleren südwärtsigen Wärmetransport über den Äquator entspricht. Hieraus lässt sich schließen, dass der südwärtsige Temperatur-Transport über den Äquator (Abb. 5.6c) aus dem Oberflächenwärmeflusses gespeist wird. LOSCHNIGG UND WEBSTER (2000) zeigten, dass der positive Oberflächenwärmefluss in den NIO während des borealen Frühlings und des frühen Sommers sowohl durch eine Zunahme der Wärmespeicherung im oberen Ozean als auch durch einen südwärtsigen Netto-Wärmetransport über den Äquator balanciert wird. In SODA ist die Wärmespeicherung oberhalb von 340 m, die aus der zeitlichen Ableitung des Wärmeinhalts

berechnet wird, ist im Mittel gleich Null. Damit balanciert sich das Wärmebudget oberhalb von 340 m bis auf 0,01 PW. Die Wärmebilanz oberhalb von 340 m nördlich des Äquators muss nicht geschlossen sein, da sich die CEC nach Norden hin abflacht (Abb. 4.3a). Ein weiterer Fehler liegt im Oberflächenwärmefluss, der aus der Wärmespeicherung und dem Wärmetransport bestimmt wird. Der Oberflächenwärmefluss beinhaltet zusätzlich einen Anpassungsterm, der künstliche Quellen und Senken erzeugt und in der Wärmebilanz eine unbekannte Größe darstellt.

Der SIO (0-20°S) verzeichnet im Mittel einen Wärmeverlust an die Atmosphäre von  $-0,07 \pm 0,42$  PW. Der Wärmefluss zeigt sowohl im NIO als auch im SIO eine hohe Variabilität, die sich in der hohen Standardabweichung widerspiegelt (Abb. 5.7d). Sowohl im NIO als auch im SIO beschreibt der Wärmefluss über den Zeitraum von 1950-1991 keinen Trend.

Im NIO zeigt die SST über den Zeitraum von 1950-1991 einen starken positiven Trend (Abb. 5.7a), der nicht mit dem Wärmefluss aus der Atmosphäre in Beziehung steht. Der Oberflächenwärmefluss in den NIO beschreibt über den gleichen Zeitraum keinen signifikanten Trend (Abb. 5.7d), ebenso wie der Wärmetransport (Abb. 5.6c) über den Äquator und die Wärmespeicherung in den oberen 340 m Tiefe. Dies deutet auf eine wichtige Rolle der Ozeanzirkulation bei der Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans in den letzten Dekaden. Die CEC beschreibt einen negativen Trend, d.h. die flache Umwälzzirkulation hat zwischen 1950-1991 ca. um die Hälfte abgenommen. Eine mögliche Erklärung für die Erwärmung im NIO wäre die starke Abnahme des Auftriebs vor Ostafrika (Abb. 4.14). Der Trend des Temperatur-Profils (Abb. 5.8b) untermauert den negativen Trend des Auftriebs, der die Zufuhr von kaltem Wasser an die Oberfläche drastisch verringert. Dadurch erhöht sich die Temperatur oberhalb der Sprungschicht und erklärt den Anstieg der SST bzw. des Wärmeinhalts im NIO.

### 5.3 Der Indische Ozean Dipol Mode

Der Trend des Wärmeinhalts dokumentiert in den Indonesischen Passagen sowohl oberhalb von 50 m als auch oberhalb von 300 m über den Zeitraum von 1950-1992 eine starke Erwärmung (Abb. 5.8). Der positive Trend erstreckt sich auf der nördlichen Seite der Passage zwischen Java und Australien. Die Variabilität des Durchstroms vor Java ist mit Windfeld-Schwankungen im Indischen Ozean gekoppelt (SPRINTALL ET AL., 2000; WIJFFELS UND MEYERS, 2004). Weiterhin können Transport-Schwankungen des ITF durch den *Indian Ocean Dipole/Zonal Mode* (IODZM) beeinflusst werden (WIJFFELS UND MEYERS, 2004; LIU ET AL., 2005).

Als IODZM werden zwischenjährliche Variabilitätsmuster bezeichnet, die mit zeitlicher Verschiebung im Osten vor Sumatra und im westlichen Becken des tropischen Indischen Ozeans auftreten und durch eine anomale SST und eine anomale Deckschichttiefe charakterisiert sind (SAJI ET AL., 1999; WEBSTER ET AL., 1999).

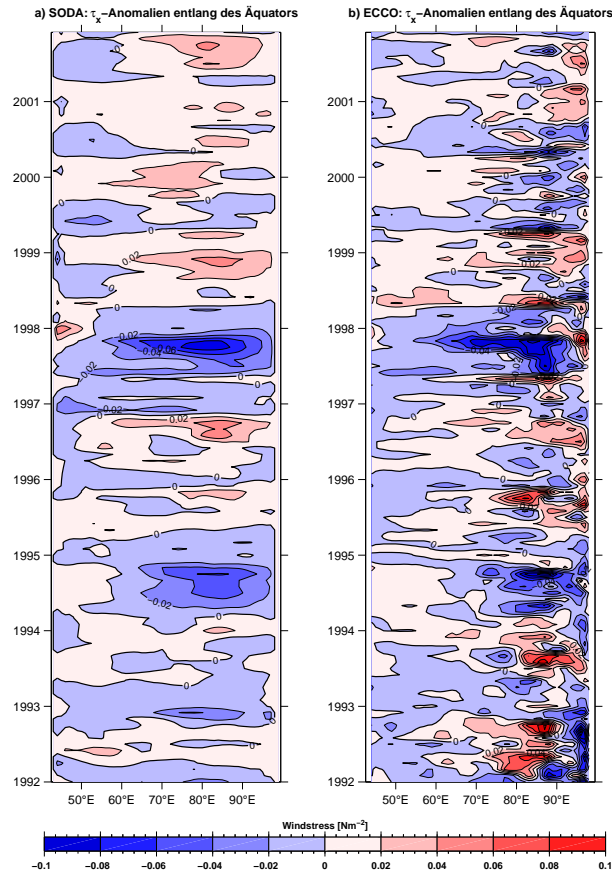


Abbildung 5.13: Anomalien des zonalen Windstress [ $\text{Nm}^{-2}$ ] am Äquator aus SODA (links) und ECCO (rechts) für den Zeitraum von 1992-2001. Blau (rot) kennzeichnet westwärtige (ostwärtige) Anomalien.

Mehrere Studien zeigen eine Kopplung zwischen Deckschicht- und SST-Anomalie im östlichen Becken, die zu einer drastischen Niederschlagsabnahme, sowie der Zunahme küstenparalleler Winde und damit zu verstärktem Auftrieb vor Sumatra führt (SAJI ET AL., 1999; WEBSTER ET AL., 1999; YAMAGATA ET AL., 2003).

Gleichzeitig zeigen sich über dem Indischen Ozean Anomalien in der Atmosphäre in Form von abnehmenden und umkehrenden äquatorialen Winden (WEBSTER ET AL., 1999; MURTUGUDDE ET AL., 2000), die mit einer beckenweiten anomalen Walkerzirkulation zu assoziieren sind (YAMAGATA ET AL., 2003). Abbildung 5.13 zeigt die zwischen  $40\text{-}100^\circ\text{O}$  gemittelten zonalen Windstress-Anomalien am Äquator im Hovmöller-Diagramm aus SODA und ECCO. Während eines IODZM-Ereignisses werden anomale Ostwinde im äquatorialen Indischen Ozean beobachtet. In den 90er Jahren haben zwei positive IODZM-Ereignisse in den Jahren 1994 und 1997 stattgefunden (u.a. SAJI ET AL., 1999; MEYERS ET AL., 2005). Beide Modelle beschreiben die IODZM-Jahre 1994 und 1997 durch starke negative Anomalien, die gleichzeitig zwischen  $60^\circ$  und  $100^\circ\text{O}$  auftreten mit einem Maximum zwischen  $70^\circ$ - $90^\circ\text{O}$ . Auffallend in ECCO ist die hohe Windstress-Variabilität, sowie die hohen positiven Anomalien im Ostbecken des äquatorialen Indischen Ozeans.

Im zonalen Mittel werden die starken Windstress-Schwankungen im Osten ausgeglichen (Abb. 3.8a). Diese hohe Windstress-Variabilität wurde bereits im äquatorialen Sverdrup-Transport beobachtet und diskutiert (s. 3.3.1 und 4.2) und kann durch die Korrektur der Modell-Zustandsgrößen über den Windstress begründet werden.

Die anomalen Ostwinde und die daraus resultierende Ekman-Konvergenz treiben eine westwärts propagierende Rossby-Welle im SIO an. Innerhalb der Rossby-Welle werden die vor Sumatra auftretenden Deckschicht-Anomalien nach Westen propagiert (XIE ET AL., 2002; FENG UND MEYERS, 2003) und können nordöstlich von Madagaskar identifiziert werden. Die Entwicklung der SST-Anomalien im Ost- und Westbecken des Indischen Ozeans ist außer Phase (WEBSTER ET AL., 1999). Auch haben XBT-Messungen gezeigt, dass die anomale Abkühlung im Osten vor Sumatra nicht immer von einer Erwärmung im Westbecken begleitet wird (FENG UND MEYERS, 2003). Daher wird die Bezeichnung 'Dipol' diskutiert und abweichend vom *Indian Ocean Zonal Mode* gesprochen.

Der Indische Ozean-Dipol-Mode-Index (*Dipole Mode Index*, DMI) wird definiert über die Differenz der im West- (50-70°O, 10°S-10°N) und Ostbecken (90-110°O, 10°S-Äquator) gemittelten SST-Anomalien (SAJI ET AL., 1999). Da der IODZM-

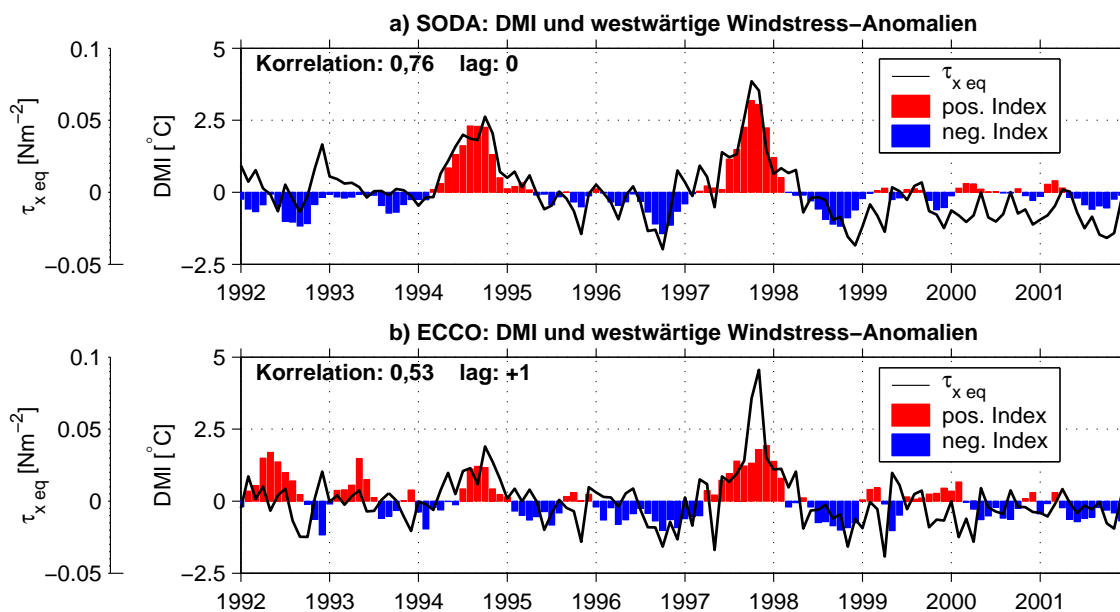


Abbildung 5.14: Zeitreihen der westwärtigen äquatorialen Windstress-Anomalie (70-90° O, 5° S-5° N, schwarz) und des DMI ( $^{\circ}\text{C}$ ) von 1992-2001 in (a) SODA und (b) ECCO. Positive (negative) IODZM-Jahre sind in rot (blau) gekennzeichnet. Der DMI gibt die Differenz zwischen der im Westbecken (50-70° O, 10° S-10° N) und im Ostbecken (90-110° O, 10° S-Äquator) gemittelten SSTA wieder (nach SAJI ET AL., 1999). Der maximale Korrelations-Koeffizient zwischen beiden Variablen, sowie die zeitliche Verschiebung zum Zeitpunkt der maximalen Korrelation sind eingezeichnet.

Index anhand der SST-Differenz zwischen West- und Ostbecken definiert wird, werden auch Monopole als IODZM-Jahre identifiziert (FENG UND MEYERS, 2003). Als positive (negative) Dipol-Jahre bezeichnet man Ereignisse, in denen eine anomal kalte (warme) SST im Osten bzw. eine anomal warme (kalte) SST im Westen beobachtet wird (SAJI ET AL., 1999; WEBSTER ET AL., 1999; MURTUGUDDE ET AL., 2000). Innerhalb der letzten 50 Jahre gab es drei starke positive IODZM-Ereignisse in den Jahren 1961, 1994 und 1997, die zum Teil dramatische klimatische Folgen, wie die Überschwemmungen großer Teile Ostafrikas (REVERDIN ET AL., 1986; WEBSTER ET AL., 1999) auslösten.

Der DMI aus SODA und ECCO ist in Abbildung 5.14 dargestellt. Der Gradient der SST-Anomalie wird zwischen den gleichen Regionen in Ost- ( $90\text{-}110^\circ\text{O}$ ,  $10^\circ\text{S}$ -Äquator) und Westbecken ( $50\text{-}70^\circ\text{O}$ ,  $10^\circ\text{S}$ - $10^\circ\text{N}$ ) berechnet wie bei SAJI ET AL. (1999) und MEYERS ET AL. (2005). Neben statistischen Analysen werden bei MEYERS ET AL. (2005) zusätzlich Auftriebsprozesse vor Sumatra bei der Klassifizierung der IODZM-Jahre einbezogen. Abbildung 5.14 zeigt außerdem die zwischen  $70\text{-}90^\circ\text{O}$  und  $5^\circ\text{S}$ - $5^\circ\text{N}$  gemittelte westwärtige Windstress-Anomalie. In dieser Region zeigt der zonale Windstress maximale Variabilität (Abb. 5.13).

In SODA sind die beiden positiven IODZM-Ereignisse in 1994 und 1997 anhand der maximalen Werte im DMI und in der Windstress-Anomalie zu erkennen (Abb. 5.14a). Während dieser Jahre beträgt der maximale zonale SST-Gradient zwischen West- und Ostbecken  $2,3^\circ\text{C}$  (1994) und  $3,2^\circ\text{C}$  (1997). Der äquatoriale Windstress beschreibt eine westwärtige Anomalie von  $0,05\text{ Nm}^{-2}$  (1994) und  $0,08\text{ Nm}^{-2}$  (1997). Das negative IODZM-Jahr 1992 (MEYERS ET AL., 2005) spiegelt sich in SODA im negativen DMI, jedoch nicht in den Windstress-Anomalien wider. Die fehlende Übereinstimmung zwischen Windstress-Anomalien und DMI deutet auf eine Zwangsanpassung der Modell-Temperaturen an die Beobachtungen. DMI und Windstress-Anomalie zeigen in SODA eine signifikante Korrelation von 0,76 und weisen keine zeitliche Verschiebung auf, d.h. innerhalb der betrachteten Regionen tritt die Variabilität im Windstress und im zonalen SST-Gradienten gleichzeitig auf (Abb. 5.14a), im Gegensatz zu anderen Beobachtungen (z. Bsp. FENG UND MEYERS, 2003), in denen die SST-Anomalie führt.

Der DMI in ECCO zeigt ebenfalls in den IODZM-Jahren 1994 bzw. 1997 positive Werte von  $1,2^\circ\text{C}$  bzw.  $1,9^\circ\text{C}$  (Abb. 5.14b). Dagegen spiegelt die Windstress-Anomalie die positiven IODZM-Jahre 1994 und 1997 wesentlich deutlicher wider mit hohen Werten von  $0,04\text{ Nm}^{-2}$  (1994) und vor allem im Jahr 1997 mit  $0,09\text{ Nm}^{-2}$ . Das negative IODZM-Jahr 1992 ist in ECCO anhand der negativen Windstress-Anomalie von  $0,025\text{ Nm}^{-2}$  zu erkennen. Der DMI zeigt jedoch hohe positive Werte im Jahr 1992 (Abb. 5.14b). Eine mögliche Erklärung für die fehlende Übereinstimmung zwischen Windstress-Anomalien und DMI liegt darin, dass ECCO durch einen veränderten Windstress die Modell-Temperaturen an die Beobachtungen anzugleichen versucht, die im Jahr 1992 einen negativen IODZM zeigen. DMI und Windstress-Anomalien zeigen ebenfalls eine signifikante Korrelation von 0,53, wobei der Wind um einen Monat führt (Abb. 5.14b). Dieses Ergebnis weist auf die Angleichung der Modell-Zustandsgrößen an die Beobachtungen über die Modifizierung des Windstresses in ECCO.

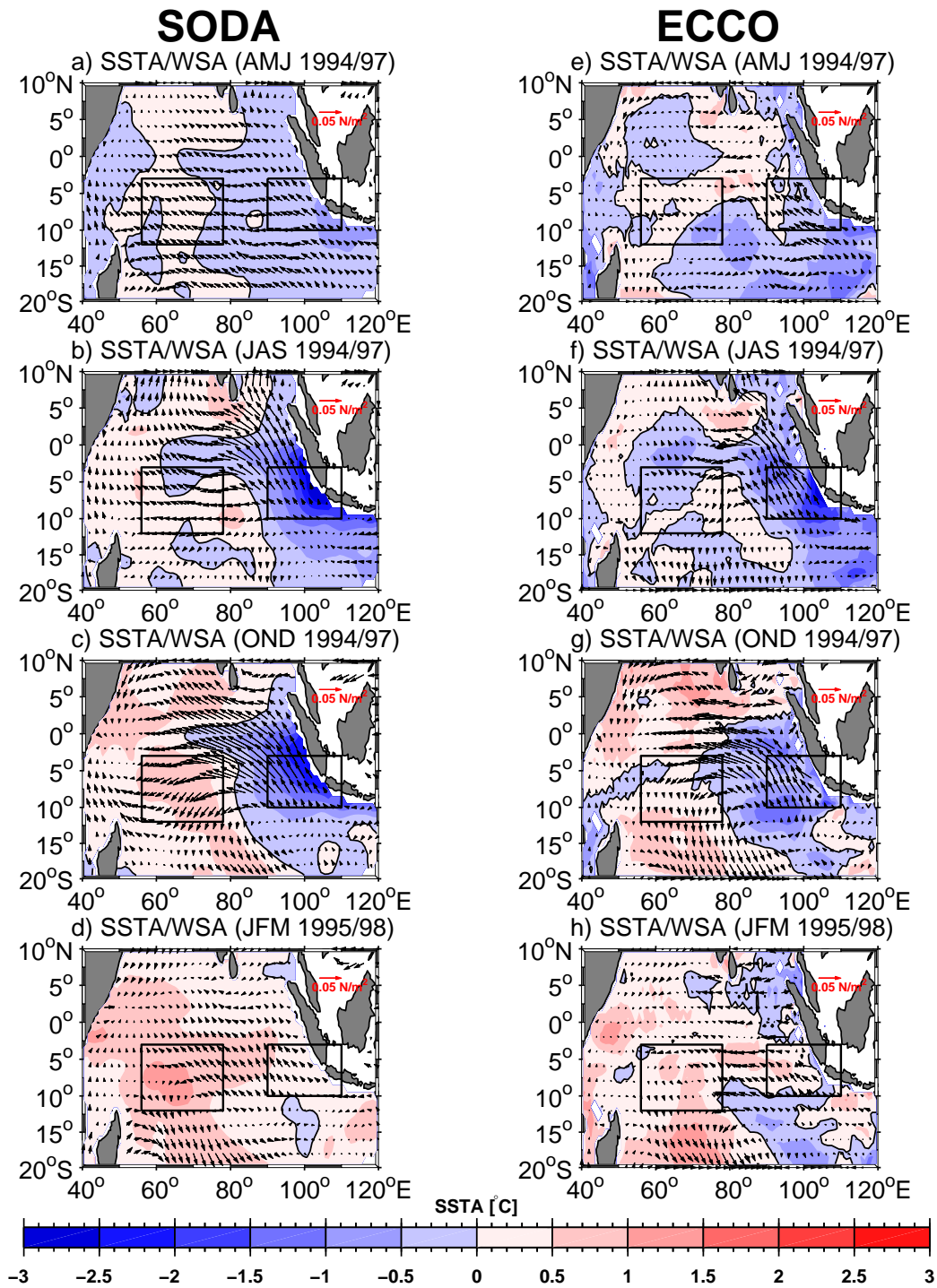


Abbildung 5.15: Saisonale Mittel der SST-Anomalien [°C] (farbig unterlegt) und der Windstress-Anomalien [ $\text{Nm}^{-2}$ ] in den IODZM-Jahren 1994/95 und 1997/98 in SODA (linke Spalte, a-d) und ECCO (rechte Spalte, e-f). Negative SST-Anomalien (blau) bedeuten eine Abnahme der SST.



Die beiden Assimilationsmodelle zeigen eine unterschiedliche Variabilität des DMIs: während in SODA der Index in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von SAJI ET AL. (1999) und MEYERS ET AL. (2005) liegt, ist der SST-Gradient in ECCO wesentlich schwächer (Abb. 5.14a, b). Jedoch zeigen die im Zentrum des Indischen Ozeans gemittelten äquatorialen Windstress-Anomalien in SODA und ECCO ähnliche Ergebnisse. Da die IODZM-Jahre im Windstress in ECCO deutlich zu identifizieren sind, könnte die Ursache für die geringen Schwankungen des DMI in ECCO in der Wahl der Regionen im Ost- und Westbecken zur Berechnung des SST-Gradienten liegen. Beispielsweise wurde bei Untersuchung zur Beziehung zwischen dem IODZM und der Niederschlagsvariabilität über Ostafrika der Index aus der maximalen saisonalen Korrelations zwischen SST und Niederschlag ermittelt (CLARK ET AL., 2003), wobei sich das Westbecken (41 -71°O, 7°S-11°N) weiter nach Westen und das Ostbecken (93-119°O, 19-5°S) weiter nach Südosten erstreckt. Daher soll im folgenden die Entwicklung der IODZM-Jahre 1994/95 und 1997/98 anhand saisonaler Mittel der SST-Anomalie und der Windstress-Anomalie im gesamten tropischen Indischen Ozean beschrieben werden (Abb. 5.15).

In beiden Modellen beginnt die Abkühlung der SST und der Einsatz nordwestwärtiger Winde vor Sumatra im Frühjahr (Abb. 5.15a, e). SODA zeigt im Gegensatz zu ECCO eine stärkere westwärtige Ausbreitung der SST-Anomalien am Äquator, sowie die Umkehr der äquatorialen Winde in westwärtiger Richtung (Abb. 5.15a). Beide Modelle erreichen maximale negative Anomalien im Sommer/Herbst vor Sumatra (Abb. 5.15b-c, f-g). Im Sommer breitet sich sowohl in SODA als auch in ECCO die SST-Anomalie entlang des Äquators bis 60°O aus (Abb. 5.15b, f). Im Westbecken beschreibt SODA eine stärkere Windstress-Anomalie als ECCO.

Im Herbst entwickelt sich in SODA eine positive SST-Anomalie im Westbecken nordöstlich von Madagaskar (Abb. 5.15c). Die starke Abkühlung der SST vor Sumatra ist im Herbst in beiden Modellen zu erkennen (Abb. 5.15c, g). Im Winter zeigen SODA und ECCO große Unterschiede im tropischen Indischen Ozean: SODA zeigt eine starke Erwärmung im Westbecken mit einem lokalen SST-Maximum in der Auftriebsregion nordöstlich von Sumatra (Abb. 5.15d), während in ECCO das Maximum positiver SST-Anomalie weiter im Süden zu finden ist (Abb. 5.15h). Weiterhin ist in ECCO die ostwärtige Propagation positiver SST-Anomalien entlang des Äquators zu erkennen. Auch im Winter beschreibt der Windstress in SODA stärkere Anomalien im Westbecken.

Die Entwicklung der SST- und Windstress-Anomalie während der IODZM-Jahre 1994 und 1997 in SODA und ECCO zeigt eine gute Übereinstimmung im Osten des Beckens: die Umkehr der Winde, sowie die starke Abkühlung der SST vor Sumatra wird in beiden Modellen gut wiedergegeben (Abb. 5.15). Große Unterschiede zwischen SODA und ECCO treten im Westen des Beckens auf: der Windstress in ECCO ist wesentlich geringer als in SODA, sowie entwickelt sich in ECCO nordöstlich von Madagaskar keine positive SST-Anomalie im Gegensatz zu SODA (Abb. 5.15c-d, g-h). Die geringen Schwankungen des DMIs in ECCO während der IODZM-Ereignisse könnten demnach auf die geringe Amplitude der SST im Westbecken zurückzuführen sein.

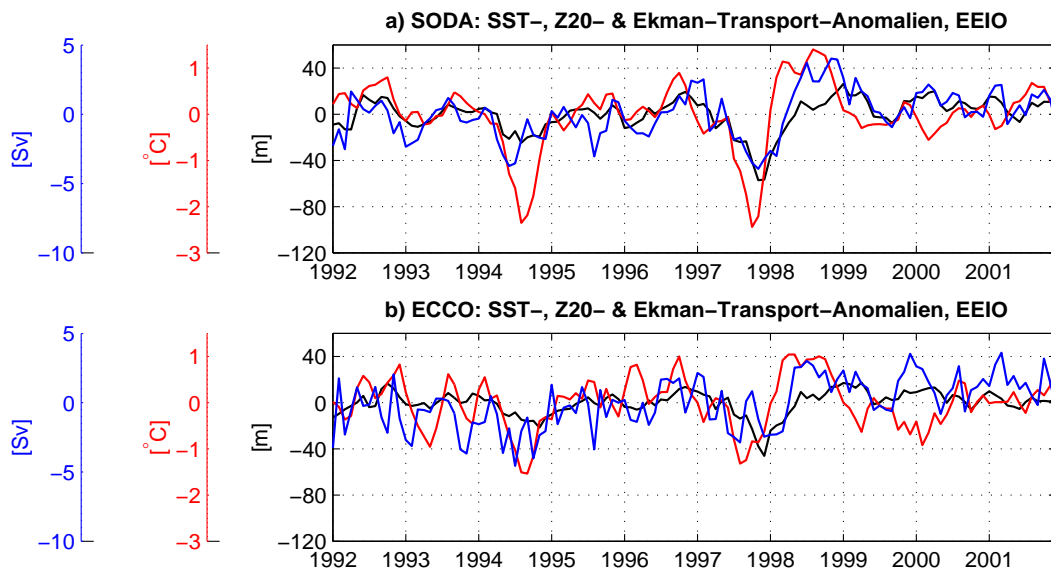


Abbildung 5.16: Anomalien von Ekman-Divergenz [Sv] (blau), SST [°C] (rot) und Z20 [m] (schwarz) im äquatorialen östlichen Indischen Ozean (EEIO) aus SODA (a) und ECCO (b) von 1992-2001. Negative Anomalien bedeuten einen erhöhten Ekman-Transport, eine Anhebung der Sprungschichttiefe und eine Abnahme der SST.

Neuere Untersuchungen zeigen, dass der Auftrieb vor Sumatra ein entscheidender Faktor für ein IODZM-Ereignis ist (ANNAMALAI ET AL., 2005c; MEYERS ET AL., 2005). Der Auftrieb im östlichen tropischen Indischen Ozean verstärkt sich zum einen durch die anomale Zunahme küstenparalleler Winde vor Java/Sumatra und wird zum anderen mit einer anomalen Anhebung der Sprungschicht durch einen externen Antrieb assoziiert (MEYERS ET AL., 2005). Der anomale Auftrieb führt zu einer anomalen Abkühlung der SST im Ostbecken. Mit der Erhöhung des zonalen SST-Gradienten, geht eine Zunahme westwärtiger Winde entlang des Äquators einher (BJERKNES, 1969).

Daher wird im folgenden die Entwicklung des Ekman-Transportes aus küstenparallelen Winden vor Sumatra aus SODA und ECCO beschrieben (Abb. 5.16). Dargestellt sind außerdem die Anomalien der SST, sowie der Tiefe der 20°C-Isothermen (Z20), die als Maß für die Tiefe der Sprungschicht gilt (XIE ET AL., 2002). Der niederfrequente Antrieb aus dem Indischen und Pazifischen Ozean ist in der Sprungschicht auszumachen (POTEMRA, 2005). SST und Z20 werden im östlichen tropischen Indischen Ozean in einer Box vor Sumatra (EEIO: 90°-110°O, 10°-3°S) gemittelt. Innerhalb dieser Box finden die stärksten negativen Anomalien der SST und des Windstresses im Ostbecken statt (Abb. 5.15).

Sowohl in SODA (Abb. 5.16a) als auch in ECCO (Abb. 5.16b) zeigt sich der Beginn der IODZM-Entwicklung in den Jahren 1994 und 1997 anhand negativer Anomalien im Ostbecken des Indischen Ozeans. Negative Anomalien bedeuten eine Abkühlung der SST, eine Anhebung der 20°C-Isotherme, sowie eine Zunahme des Ekman-Transportes in südwestlicher Richtung, resultierend aus küstenparallelen

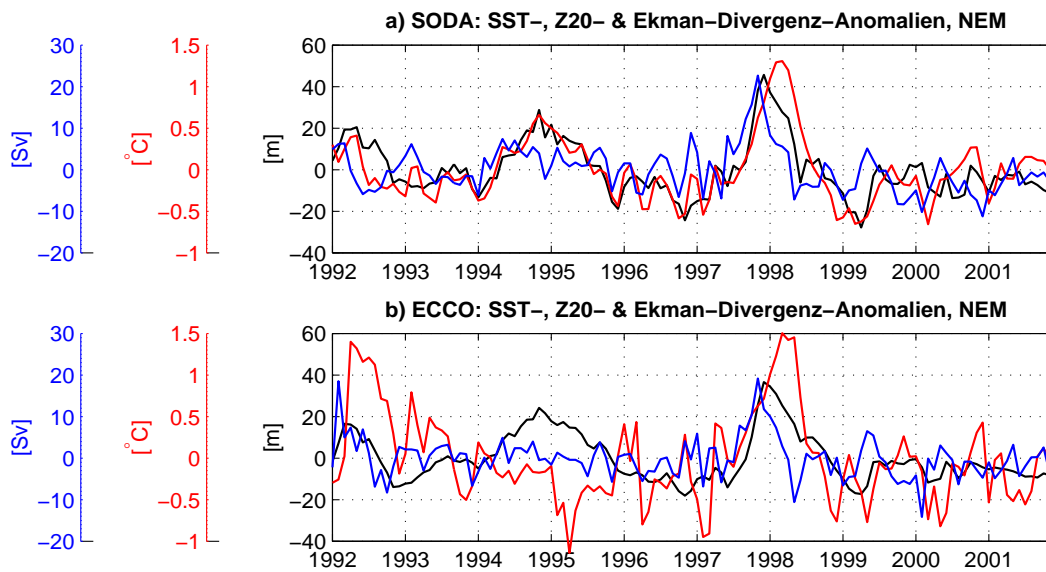


Abbildung 5.17: Anomalien von Ekman-Divergenz [Sv] (blau), SST [°C] (rot) und Z20 [m] (schwarz) nordöstlich von Madagaskar (NEM) aus SODA (a) und ECCO (b) von 1992-2001. Positive Anomalien bedeuten eine Abnahme des Auftriebs, eine Vertiefung der Sprungschicht und eine Zunahme der SST.

Winden vor Sumatra. Beide Modelle zeigen eine frühe Entwicklung des IODZM im Jahr 1994 (April) im Vergleich zum darauf folgenden Ereignis im Jahr 1997 (Juli). Das Maximum der Anomalie wird im Spätsommer/Herbst erreicht. Die Entwicklungsphasen sind in guter Übereinstimmung mit früheren Untersuchungen (z. Bsp. SAJI ET AL., 1999). Zu diesem Zeitpunkt erfährt die SST eine anomale Abkühlung bis zu  $-2,5^{\circ}\text{C}$  (SODA) bzw.  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (ECCO) in beiden Jahren (Abb. 5.16).

Die IODZM-Jahre sind ebenfalls anhand der Anomalie des Ekman-Transportes aus küstenparallele Winden zu erkennen: beide Modelle zeigen eine Zunahme des Ekman-Transportes aus küstenparallelen Winden um 3 Sv (Abb. 5.16). Durch die Abkühlung der SST sowie durch die Zunahme des Auftriebs, resultierend aus dem ansteigenden Ekman-Transport, wird die Z20 anomal um bis zu 60 m angehoben (Abb. 5.16). Beide Modelle zeigen eine positive Korrelation zwischen dem Ekman-Transport und der Tiefe der  $20^{\circ}\text{C}$ -Isothermen. ECCO zeigt eine dramatisch hohe Variabilität der Ekman-Divergenz östlich von Sumatra (Abb. 5.16b), die durch die hohen Schwankungen des zonalen Windstresses im östlichen Becken des Indischen Ozeans ausgelöst wird (Abb. 5.13b).

Wie bereits in Abbildung 5.15 zu erkennen war, beschreiben SODA und ECCO im Ostbecken einen ähnlichen Verlauf des IODZM: in Übereinstimmung mit FENG UND MEYERS (2003) treten die Anomalie im Ostbecken sowohl in ECCO als in SODA zuerst bei der SST, dann im Ekman-Transport (mit starken Schwankungen in ECCO) und schließlich in der Z20 auf.

Abbildung 5.17 zeigt die Anomalien der SST und der Tiefe der  $20^{\circ}\text{C}$ -Isothermen

im westlichen tropischen Indischen Ozean, gemittelt in einer Box nordöstlich von Madagaskar (NEM:  $56^{\circ}$ - $78^{\circ}$ O,  $12^{\circ}$ - $3^{\circ}$ S). Innerhalb dieser Box finden die stärksten positiven Anomalien der SST und des Windstresses im Westbecken statt (Abb. 5.15). Dargestellt ist außerdem die Ekman-Divergenz, die aus dem Ekman-Transport über die Ränder dieser Box berechnet ist. Aufgrund der starken Rotation des Windfeldes zwischen dem bis  $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$ S herrschenden Südostpassat und den Westwinden auf dem Äquator ist in diesem Gebiet Ekman-Divergenz zu beobachten, die einen Auftrieb bewirkt. Der Auftrieb nordöstlich von Madagaskar bewirkt lokal eine Anhebung der Sprungschicht und eine Abkühlung der SST. Während eines IODZM-Jahres werden starke Ostwinde entlang des Äquators beobachtet (Abb. 5.13), die am nördlichen Rand der Divergenzzone einen südwardigen Transport bewirken, der der Ekman-Divergenz und damit dem Auftrieb entgegenwirkt. Durch die Abschwächung des Auftriebs innerhalb der Divergenzzone, vertieft sich die Z20 und die SST nimmt in dieser Region zu. Aufgrund der anomalen Winde wird im Ostbecken eine Rossby-Welle ausgelöst, die die Deckschicht-Anomalien westwärts bei ca.  $10^{\circ}$ S propagieren lässt (XIE ET AL., 2002; FENG UND MEYERS, 2003).

Dieser Prozess wird sowohl in SODA als auch in ECCO wiedergegeben (Abb. 5.17a,b). In beiden Modellen zeigt sich zunächst die positive Anomalie der Ekman-Divergenz, die eine Abnahme des Auftriebs bedeutet, besonders deutlich im Winter 1997. Mit einer Zeitverschiebung von einem Monat reagiert die Sprungschichttiefe auf die Anomalie im Windfeld und dem daraus resultierenden Auftrieb.

Eine positive Anomalie der SST ist im März des darauf folgenden Jahres zu beobachten. Durch die Rossby-Wellen-Propagation der SST- und Sprungschichtanomalie vom Osten erfährt das Auftriebsgebiet nordöstlich von Madagaskar eine positive SST- und Z20-Anomalie. Sowohl SODA (Abb. 5.17a) als auch ECCO (Abb. 5.17 b) zeigen die Erhöhung der SST mit Werten bis zu  $1,5^{\circ}$ C im Jahr 1997. Nordöstlich von Madagaskar fällt im Jahr 1997 das Ekman-Divergenz-Signal wesentlich deutlicher aus als im vorhergehenden IODZM-Jahr 1994. Dies wurde auch in T/P-Messungen beobachtet (SCHOTT UND J. MCCREARY, 2001). In ECCO spiegelt sich der IODZM im Jahr 1994 nur in der positiven Z20-Anomalie wider (Abb. 5.17 b). Die SST in ECCO beschreibt im Frühjahr des darauf folgenden Jahres 1995 eine starke negative Anomalie.

Die Abbildungen 5.18a, c und 5.19a, c zeigen die maximale (absolute) Korrelation zwischen der entlang des Äquators zwischen  $70^{\circ}$ - $90^{\circ}$ O und  $5^{\circ}$ S- $5^{\circ}$ N gemittelten Anomalie des zonalen Windstresses (ZWSA) und der Anomalie der SST (SSTA) bzw. der Z20 (Z20A) im Indischen Ozean in SODA und ECCO. Dargestellt sind ausschließlich die signifikanten Korrelationskoeffizienten bei einem Signifikanz-Level von 95%. Die Abbildungen 5.18b, d und 5.19b, d geben die zeitliche Verschiebung (*lag*) in Monaten zum Zeitpunkt der maximalen (absoluten) Korrelation an, wobei ein negativer lag bedeutet, dass der Windstress führt.

Während eines positiven IODZM-Ereignisses ist die SST im Osten anomal kalt und mit zeitlicher Verschiebung im Westen anomal warm. Die Atmosphäre reagiert auf die anomale SST mit einer beckenweiten anomalen Walkerzirkulation (YAMAGATA

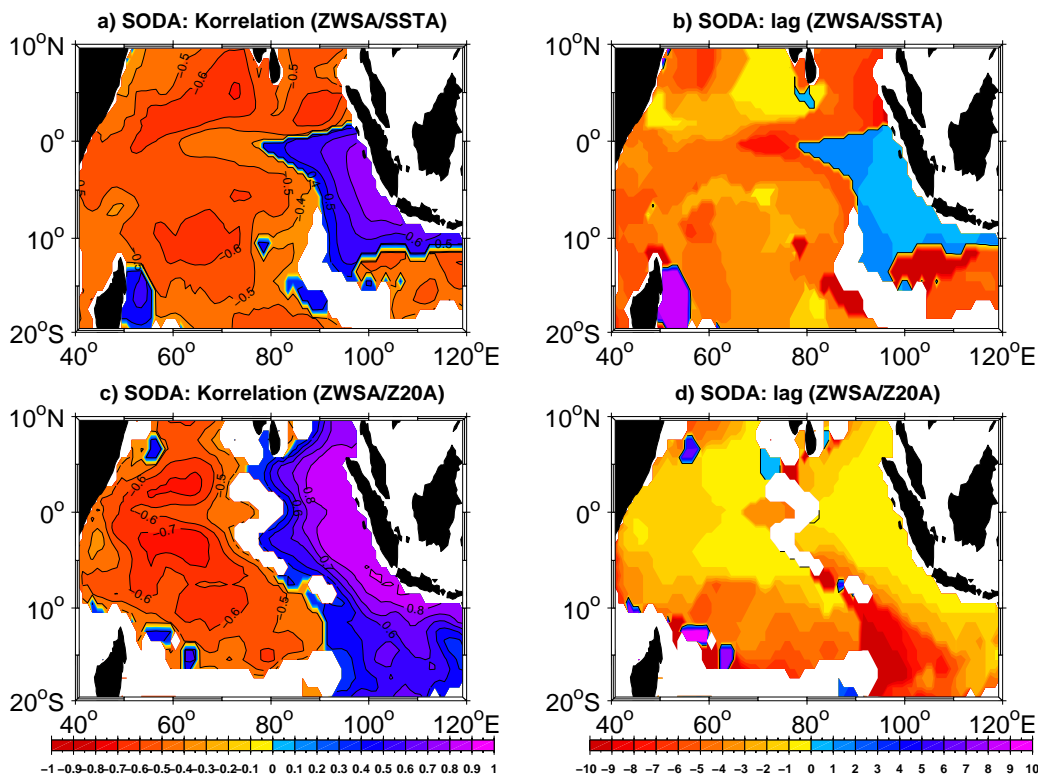


Abbildung 5.18: Maximale Korrelation der am Äquator ( $70^{\circ}$ - $90^{\circ}$  O,  $5^{\circ}$  S- $5^{\circ}$  N) gemittelten zonalen Windstress-Anomalie (ZWSA) mit (a) der SST-Anomalie (SSTA) und (c) der Z20-Anomalie (Z20A) im Indischen Ozean für den Zeitraum 1992-2001 in SODA. (b, d) zeigen den lag zum Zeitpunkt der maximalen Korrelation. Negativer lag bedeutet, dass der Windstress führt.

ET AL., 2003), die einen Richtungswechsel der zonalen Winde am Äquator von ostwärtig zu westwärtig auslöst. Die zonalen Windstress-Anomalien beeinflussen ihrerseits die Tiefe der Sprungschicht, indem sie im Osten (Westen) angehoben (abgesenkt) wird (FENG UND MEYERS, 2003). Durch den anomal starken Auftrieb wird die Abkühlung im Osten weiter verstärkt, so dass das Ozean-Atmosphäre-System eine positive Rückkopplung erfährt.

Die hohe Korrelation zwischen der Windstress- und der SST-Anomalie bzw. der Z20-Anomalie im tropischen Indischen Ozean weist auf eine enge Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre in SODA (Abb. 5.18a, c). Windstress- und SST-Anomalien zeigen eine hohe positive Korrelation im Osten vor Sumatra, die sich bis  $80^{\circ}$  O entlang des Äquators erstreckt (Abb. 5.18a). Die Korrelation ist maximal bei einem positiven lag bis zu einem Monat (Abb. 5.18b). Dies bedeutet, dass die SST-Anomalie zuerst vor Sumatra auftritt und die Walkerzirkulation beeinflusst, woraus anomale Ostwinde entlang des Äquators resultieren. Bei einer zeitlichen Auflösung der hier untersuchten Modellergebnisse von einem Monat sind Aussagen zur zeitlichen Abfolge jedoch kritisch zu betrachten.

Windstress- und Z20-Anomalien zeigen ebenfalls eine hohe positive Korrelation

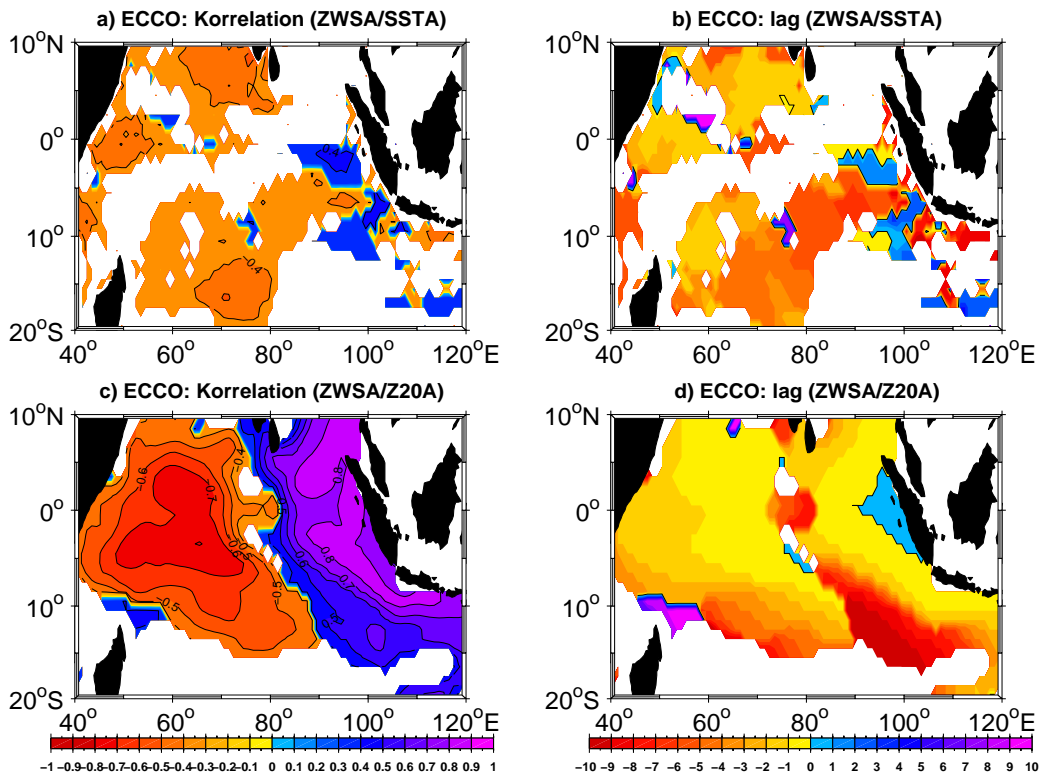


Abbildung 5.19: Maximale Korrelation der am Äquator ( $70^{\circ}$ - $90^{\circ}$  O,  $5^{\circ}$  S- $5^{\circ}$  N) gemittelten zonalen Windstress-Anomalie (ZWSA) mit (a) der SST-Anomalie (SSTA) und (c) der Z20-Anomalie (Z20A) im Indischen Ozean für den Zeitraum 1992-2001 in ECCO. (b, d) zeigen den lag zum Zeitpunkt der maximalen Korrelation. Negativer lag bedeutet, dass der Windstress führt.

im Osten mit einem negativen lag von 0-1 Monat (Abb. 5.18c, d), die die Anhebung der Z20 im Ostbecken als Folge der zonalen Windstress-Anomalien beschreibt. Die anomalen westwärtigen Winde entlang des Äquators während eines IODZM-Ereignisses lösen eine westwärts propagierende Rossby-Welle bei ca.  $5^{\circ}$  S und  $5^{\circ}$  N aus (Abb. 5.18c). Die Rossby-Welle vertieft die Sprungschicht im westlichen IO. Dies erklärt die negative Korrelation im Westbecken und den negativen lag (Windstress führt). Die Anomalien des Windstress und der SST zeigen eine negative Korrelation im Westbecken mit einem negativen lag (Abb. 5.18a), der die anomale Erwärmung der SST im Westen als Reaktion auf den anomalen westwärtigen Wind zeigt. Die negative Korrelation im Westbecken ist im Bereich der Auftriebs-Region nordöstlich von Madagaskar am größten.

In ECCO zeigen die Anomalien des Windstress und der SST im tropischen Indischen Ozean eine bedeutend geringere Korrelation als in SODA (Abb. 5.19a). Die Korrelation ist vor Sumatra maximal mit einem positiven lag (Abb. 5.19b), der wie in SODA anzeigt, dass die SST-Anomalie bis zu einem Monat vor der Windstress-Anomalie führt. Im Westbecken befindet sich die maximale negative Korrelation zwischen Windstress- und SST-Anomalie weiter südlich ( $60^{\circ}$ - $80^{\circ}$  O,  $12^{\circ}$ - $20^{\circ}$  S) als in

SODA. Die saisonalen Mittel der SST und des Windstress während der IODZM-Jahre 1994/95 und 1997/98 zeigen in dieser Region eine maximale Variabilität (Abb. 5.15g, h).

Ähnlich wie in SODA zeigt auch ECCO eine deutliche Ozean-Atmosphäre-Kopplung anhand der hohen Korrelation zwischen den zonalen Windstress-Anomalien und der Z20-Anomalie (Abb. 5.19c). Im Osten ist die Korrelation positiv aufgrund der anomalen Anhebung der Z20. Direkt vor Sumatra findet die maximale Korrelation bei einem positiven lag von bis zu einem Monat statt (Z20 führt), westlich davon ist ein negativer lag zu beobachten, d.h. die Windstress-Anomalie führt (Abb. 5.19d). Die Muster der Korrelation zwischen Windstress- und Z20-Anomalie und des lags in ECCO lassen sich mit den Ergebnissen von SODA vergleichen (Abb. 5.18c, d).

Beide Modelle zeigen, dass die SST-Anomalie zuerst im Ostbecken vor Sumatra auftritt, können jedoch nicht erklären, durch welchen Mechanismus die SST-Anomalie ausgelöst wird. In beiden Modellen zeigt die Variabilität des Wärmeflusses im Ostbecken keine übereinstimmenden Schwankungen mit der SST. Es ist möglich, dass die Variabilität der SST-Anomalien durch vom Osten über die Indonesischen Passagen kommenden ozeanische Signale beeinflusst wird.

SODA zeigt eine hohe Korrelation zwischen dem Windstress, der SST und der Z20, während ECCO primär eine Kopplung zwischen dem Windstress und der Sprungschicht aufweist. Daher stellt sich die Frage, warum Wind und SST im tropischen Indischen Ozean in ECCO eine geringe Beziehung zeigen. Eine Korrelation des ECCO-Windstress mit der SODA-SST zeigt eine ähnliche gute Beziehung wie die Korrelation in SODA (Abb. 5.18a). Die Korrelation des SODA-Windstress mit der ECCO-SST zeigt hingegen eine bedeutend schlechtere Korrelation, die den Ergebnissen in ECCO (Abb. 5.19a) sehr ähnlich ist. Beiden Assimilationsmodellen dient die hohe Datendichte in den 90er Jahren aufgrund Satellitenmessungen als Grundlage zur Anpassung der Modell-SST an die Beobachtungen. Ausgehend davon, dass SODA durch die Zwangsanpassung der Modell-Ergebnisse an die Satellitendaten die SST gut wiedergibt, deutet die geringe Korrelation zwischen SST- und Windstress-Anomalien in ECCO darauf hin, dass ECCO keine physikalischen Mechanismen findet, durch die das Modell in der Lage ist die SST gut widerzuspiegeln.

Ein IODZM-Ereignis wird häufig dadurch beendet, dass die anomal positive SST-Anomalie am Äquator ostwärts propagiert (RAO ET AL., 2002; FENG UND MEYERS, 2003). Die warme SST-Anomalie im Ostbecken des Indischen Ozeans findet 4-6 Monate nach der warmen SST-Anomalie im Westbecken statt, so dass der IODZM eine zweijährige Zeitskala besitzt (FENG UND MEYERS, 2003). Die Umkehrung des Vorzeichens im Ostbecken von negativer zu positiver SST-Anomalie ist in den beiden Assimilationsmodellen im Jahr 1998 gut zu erkennen (Abb. 5.16a, b). In guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von FENG UND MEYERS (2003) wird in SODA die maximale positive Anomalie im Ostbecken im August 1998 erreicht, fünf Monate nach der maximalen SST-Anomalie im Westbecken (Abb. 5.16a). In ECCO dagegen findet die maximale positive SST-Anomalie fast zeitgleich im West- und Ostbecken des tropischen Indischen Ozeans statt (Abb. 5.16b)

Der Auslöser für ein IODZM Ereignis ist nach wie vor unbeantwortet. Die zentrale Frage hierbei ist, ob die Dipol-Struktur auf ein eigenständiges gekoppeltes Ozean-Atmosphäre-System im Indischen Ozean zurückzuführen ist (SAJI ET AL., 1999; WEBSTER ET AL., 1999). Modellstudien weisen darauf hin, dass der IODZM zu schwach ist um eine selbsterhaltende Oszillation zu sein (ANNAMALAI ET AL., 2003; LOSCHNIGG ET AL., 2003), so dass eine Verknüpfung mit einem externen Antrieb wie der *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) Variabilität im tropischen Pazifik (BAQUERO-BERNAL ET AL., 2002; SHINODA ET AL., 2004) diskutiert wird. Laut ANNAMALAI ET AL. (2003) verstärkt sich im östlichen äquatorialen Indischen Ozean die Variabilität im Zusammenhang mit ENSO. Während eines El Niño Ereignisses verlagert sich das Zentrum atmosphärischer Konvektion von Indonesien in den äquatorialen Zentralpazifik. Diese ostwärtige Verschiebung hat eine Reduzierung der Konvektion im Bereich des äquatorialen Indik und des westlichen Pazifik zur Folge, wodurch anomale Westwinde im Pazifik angetrieben werden. Das Ozean-Atmosphäre-System erfährt eine positive Rückkopplung, bei der die Umkehrung des Windsystems im Westpazifik zu positiven Anomalien der SST und SSH im östlichen Pazifik führt (BJERKNES, 1969). Zusätzlich hat die signifikante Korrelation von IODZM- und ENSO-Ereignissen im borealen Herbst (XIE ET AL., 2002) zu der Vermutung geführt, dass der IODZM ein Teil des ENSO Phänomens ist (HENDON, 2003).

Weiterhin beschreiben verschiedene Untersuchungen eine passive Rolle des Indischen Ozeans während der ENSO-Entwicklung (ALEXANDER ET AL., 2002), die jedoch nur vor der klimatischen Verschiebung in den Jahren 1976-77 stattfindet (TERRAY UND DOMINIAK, 2005). Nach der Klimaveränderung zeigt die SST im borealen Winter eine aktive Rolle im südlichen Indischen Ozean, so dass die SST-Variabilität als Vorläufer einer ENSO-Entwicklung gesehen werden kann (TERRAY UND DOMINIAK, 2005).

Die Tatsache, dass in einigen Jahren voneinander unabhängig sowohl ENSO- als auch IODZM-Ereignisse stattgefunden haben, widerspricht ebenfalls der Hypothese, dass der IODZM vollständig von ENSO abhängig ist (SAJI UND YAMAGATA, 2003b). Studien zeigen, dass lediglich 30% der IODZM-Ereignisse zusammen mit ENSO stattfinden (RAO ET AL., 2002; YAMAGATA ET AL., 2003). Laut MEYERS ET AL. (2005) haben 50% der IODZM-Ereignisse in den letzten 50 Jahren unabhängig von ENSO stattgefunden. Neueste Untersuchungen von BEHERA ET AL. (2006) unterstützen diese Theorie: anhand eines gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modells wird gezeigt, dass sich IODZM-typische Variabilitätsmuster auch dann ereignen, wenn im Pazifik die ENSO-Variabilität durch die Abkopplung des Ozeans von der Atmosphäre unterdrückt wird. Weitere Untersuchungen vermuten, dass von ENSO unabhängige IODZM-Ereignisse durch die Variabilität des Monsuns angetrieben werden (WANG ET AL., 2003). Aufgrund der Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation, besitzt der IODZM einen Einfluss auf das globale Klima (SAJI UND YAMAGATA, 2003a). BEHERA UND YAMAGATA (2003) zeigten, dass der IODZM in der Lage ist ENSO zu modulieren. Außerdem beeinflusst der IODZM den Niederschlag über Afrika (CLARK ET AL., 2003; BEHERA ET AL., 2005), sowie über Sri Lanka (ZUBAIR ET AL., 2003).



**Dekadische Schwankungen** Im folgenden wird die dekadische Variabilität des IODZM untersucht. Abbildung 5.20 zeigt Zeitreihen der Z20 und des Auftriebs innerhalb der beiden Boxen im östlichen (EEIO) und westlichen (NEM) Indischen Ozean über den Zeitraum von 1950-2001.

Der Indische Ozean ist der einzige Ozean, in dem im Jahresmittel über dem Äquator Westwinde wehen. Aufgrund der Westwinde entlang des Äquators, existiert im Osten eine im Mittel tiefere Sprungschicht (Abb. 5.20a). Die Tiefe der Z20 ist im EEIO und im NEM negativ korreliert (Abb. 5.20a). Dies ist auf die dynamische Schaukel der Sprungschicht durch den Wind zu erklären: der zonale Windstress zeigt eine starke Zunahme der ostwärtigen Winde im SIO zwischen 20°S und dem Äquator (Abb. 5.11a), so dass sich die Sprungschicht im Osten um ca. 10 m vertieft und im Westen um ca. 10 m abflacht (Abb. 5.20a, 5.21).

Die Vertiefung der Z20 im Osten spiegelt sich im Auftrieb vor Sumatra wider, der eine geringe Abnahme verzeichnet (Abb. 5.20b). Die Divergenzzone nordöstlich von Madagaskar zeigt eine andere Entwicklung: aufgrund des positiven Trends des zonalen Windstresses im SIO nimmt die Ekman-Divergenz in dieser Region zu (Abb. 5.10). Daraus resultiert eine Zunahme des Auftriebs nordöstlich von Madagaskar (Abb. 5.20b) und eine damit verbundene Abflachung der Z20 im Ostbecken (Abb. 5.21). Die Zunahme des Auftriebs in der Region nordöstlich von Madagaskar könnte für den negativen Trend des Wärmeinhalts entlang 10°S verantwortlich sein (LEVITUS ET AL., 2005).

Wie bereits in Abbildung 5.10 gezeigt, nimmt die SST im östlichen Becken des In-

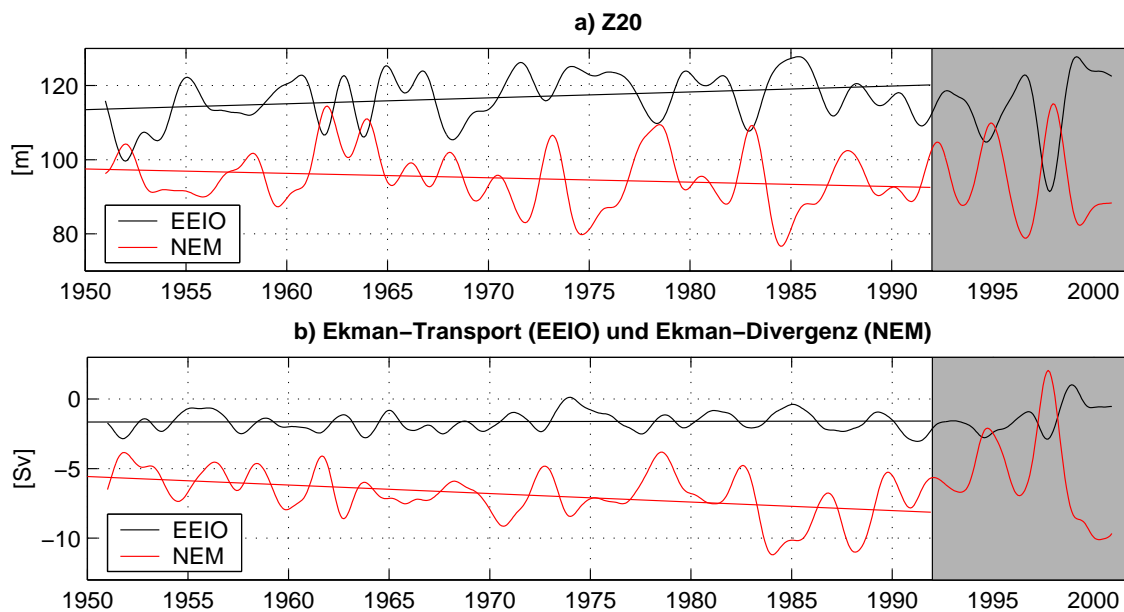


Abbildung 5.20: Anomalien (a) der Z20 [m] und (b) des Ekman-Transportes [Sv] im EEIO (schwarz) und nordöstlich von Madagaskar (rot) in SODA von 1950-2001. Alle Zeitreihen sind 24-Monats-Tiefpassgefiltert. Die lineare Regression ist für den Zeitraum von 1950-1991 eingezeichnet.

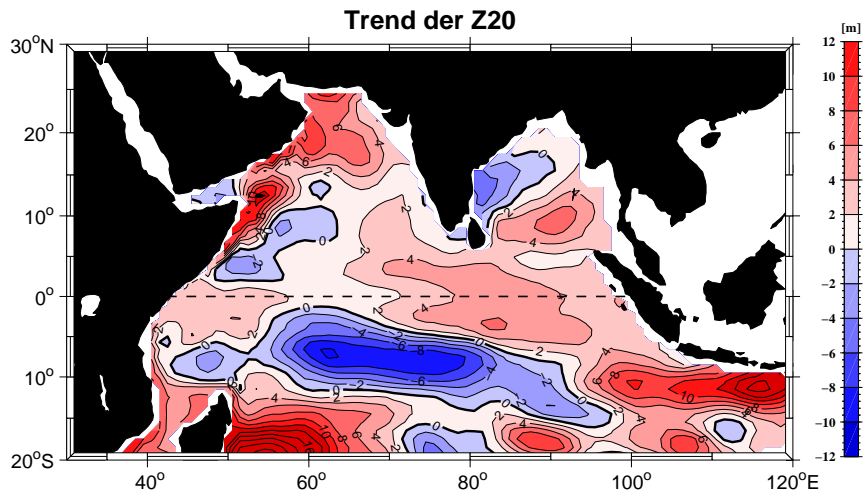


Abbildung 5.21: Tiefe der Z20 [m]. Gezeigt ist die Differenz der Mittel über die ersten (1950-1970) und letzten beiden Dekaden (1971-1991) des Zeitintervalls, in dem die CEC-Abnahme stattfindet.

dischen Ozeans vor Sumatra und in den Indonesischen Passagen über den Zeitraum von 1950-1991 stark zu. Nordöstlich von Madagaskar beschreibt die SST dagegen eine Abkühlung (Abb. 5.10). Diese Entwicklung ist ebenfalls im IODZM-Index aus SODA zu erkennen, der über den Zeitraum von 1955-1991 eine Abnahme des SSTA-Gradienten zwischen West- und Ostbecken beschreibt (Abb. 5.22).

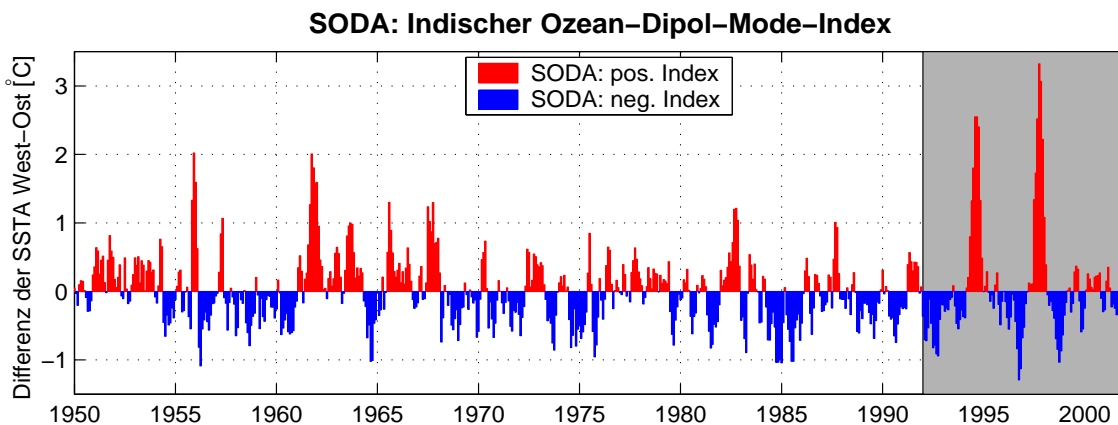


Abbildung 5.22: Zeitreihe des DMI ( $^{\circ}\text{C}$ ) für die Perioden von 1950-2001 in SODA. Positive (negative) IODZM-Jahre sind in rot (blau) gekennzeichnet. Der DMI gibt die Differenz zwischen der im Westbecken ( $50\text{-}70^{\circ}\text{O}$ ,  $10^{\circ}\text{S}\text{-}10^{\circ}\text{N}$ ) und im Ostbecken ( $90\text{-}110^{\circ}\text{O}$ ,  $10^{\circ}\text{S}\text{-}\text{Äquator}$ ) gemittelten SSTA wieder (nach SAJI ET AL., 1999).

### 5.3.1 Variabilität des Wärmeinhalts in den Indonesischen Passagen

Die Frage, inwiefern die ITF-Variabilität des Wärmeinhalts durch den IODZM beeinflusst wird, soll anhand der Modelle SODA und ECCO für den Zeitraum von 1992-2001 untersucht werden. Um die Variabilität innerhalb der Sprungschicht in den Indonesischen Passagen zu untersuchen, wird der Wärmeinhalt oberhalb der 20°C-Isotherme berechnet. Die Tiefe der Z20 gilt als Maß für die Tiefe der Sprungschicht (XIE ET AL., 2002). Weiterhin wird der Wärmeinhalt oberhalb der für die CEC relevanten Tiefe von 400 m Tiefe errechnet.

Die Berechnungen aus SODA und ECCO für die Anomalien des ITF-Wärmeinhalts (Abb. 5.23) oberhalb der 20°C-Isotherme und oberhalb von 400 m zeigen untereinander eine gute Übereinstimmung. Die ITF-Transport-Anomalien oberhalb von 400 m lassen in beiden Modellergebnissen keine Beziehung mit dem IODZM erkennen (Abb. 4.19). Der ITF-Wärmeinhalt dagegen beschreibt sowohl oberhalb von 400 m als auch oberhalb der Z20 eine Kopplung mit dem IODZM: die anomalen positiven (negativen) IODZM-Jahre 1994 und 1997 (1992) sind anhand der starken negativen (positiven) Anomalien zu erkennen (Abb. 5.23). Während einer positiven (negativen) Phase ist der IODZM durch eine negative (positive) SST-Anomalie im Osten gekennzeichnet, die eine Abnahme (Zunahme) des Wärmeinhalts bewirkt. Weiterhin wirkt sich der IODZM auf die Z20 aus: ein Wärmeverlust (Wärmege-  
winn) des östlichen äquatorialen Indischen Ozeans bewirkt eine Abflachung (Vertiefung) der Z20. Dies hat einen zusätzlichen negativen (positiven) Effekt auf den Wärmeinhalt oberhalb der Z20. Die mittlere Abnahme der Z20-Tiefe über 120° E beträgt in den anomalen Jahren im SODA-Modell bis zu 20 m und liegt im ECCO-Modell mit bis zu 30 m etwas höher (nicht dargestellt).

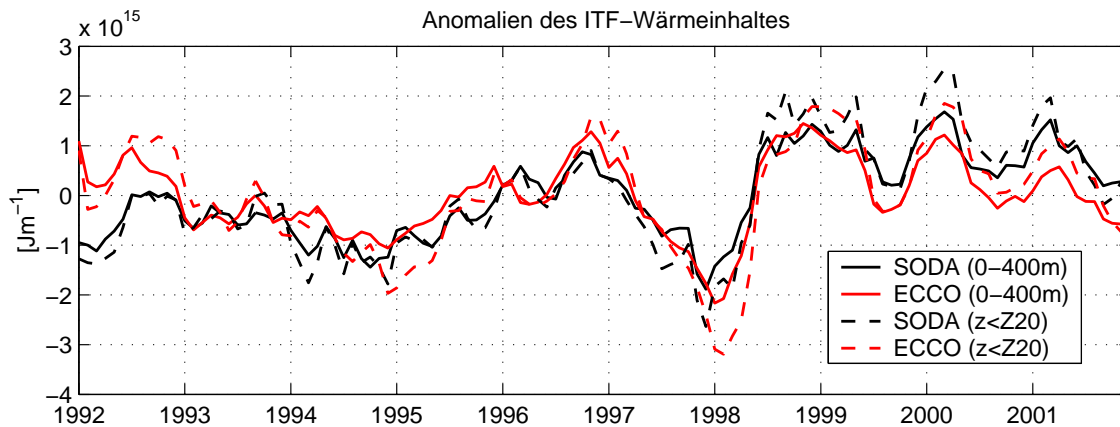


Abbildung 5.23: Anomalien des ITF-Wärmeinhaltes [ $\times 10^{15} \text{ Jm}^{-1}$ ] über 120° E oberhalb von 400 m (durchgezogene Kurven) und oberhalb der 20°C-Isotherme (gestrichelte Kurven) für den Modellzeitraum von 1992-2001 aus SODA (schwarz) und ECCO (rot). Negative Anomalien bedeuten einen erhöhten Einstrom in den Indischen Ozean bzw. einen Wärmeverlust bei 120° E.

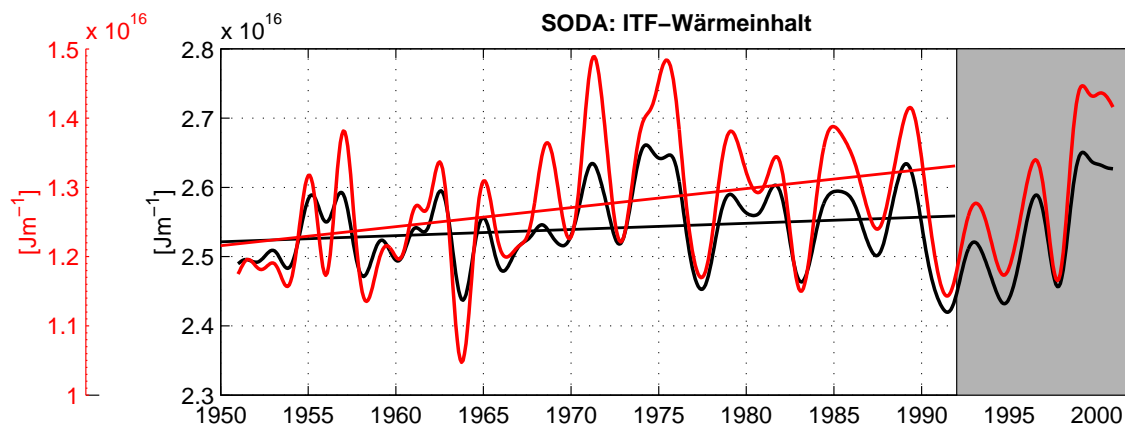


Abbildung 5.24: Zeitreihen (24-Monats-Tiefpassfilter) des ITF-Wärmeinhaltes [ $\times 10^{16} \text{ Jm}^{-1}$ ] über  $120^\circ \text{E}$  oberhalb der  $20^\circ \text{C}$ -Isotherme (rot) und oberhalb von  $400 \text{ m}$  Tiefe (schwarz) für den Modellzeitraum von 1950-2001 aus SODA. Grau unterlegt ist der Zeitraum von 1992-2001 mit verändertem Windantrieb. Ein linearer Trend wurde für den Zeitraum 1950-1991 gerechnet.

**Dekadische Schwankungen** Im folgenden wird die Entwicklung des Wärmeinhalts in den Indonesischen Passagen auf dekadischen Zeitskalen untersucht. Abbildung 5.24 zeigt den Wärmeinhalt bei  $120^\circ \text{E}$  oberhalb der  $20^\circ \text{C}$ -Isotherme, sowie oberhalb von  $400 \text{ m}$  (Abb. 5.24).

Über den Zeitraum von 1950-2001 beschreiben die Zeitreihen des Wärmeinhalts die gleichen Schwankungen mit höheren Amplituden in der Sprungschicht. In der Sprungschicht beträgt der mittlere Wärmeinhalt in den Indonesischen Passagen  $1,28 \pm 0,09 \times 10^{16} \text{ Jm}^{-1}$ . Die Zunahme des Wärmeinhalts oberhalb der Z20 steht im Einklang mit der Vertiefung der Z20 im Osten (Abb. 5.20a). Der mittlere Wärmeinhalt oberhalb von  $400 \text{ m}$  Tiefe liegt bei  $2,54 \pm 0,06 \times 10^{16} \text{ Jm}^{-1}$ . Auf dekadischen Zeitskalen verzeichnet der Wärmeinhalt sowohl oberhalb der Z20 als auch in den oberen  $400 \text{ m}$  Tiefe einen positiven Trend in den Indonesischen Passagen (Abb. 5.24). In der Sprungschicht ist der Trend wesentlich stärker ausgeprägt mit einer Zunahme des Wärmeinhalts um  $0,11 \pm 0,03 \times 10^{16} \text{ Jm}^{-1}$  über 42 Jahre, die knapp 10% des mittleren Wärmeinhalts in der Sprungschicht entspricht. Der Trend oberhalb von  $400 \text{ m}$  beschreibt eine geringere Steigung von  $0,04 \pm 0,02 \text{ Jm}^{-1}$ . Dies bedeutet, dass der Wärmeinhalt zwischen der Sprungschicht und  $400 \text{ m}$  Tiefe einen negativen Trend verzeichnet.

Wie bereits angesprochen beschreibt die Variabilität des Transportes innerhalb der Indonesischen Passagen eine starke horizontale und vertikale Abhängigkeit (POTEMRA, 2005). Transport-Schwankungen auf der Nordseite innerhalb der Indonesischen Passagen werden mit dem *Indian Ocean Dipole/Zonal Mode* (IODZM) assoziiert (WIJFFELS UND MEYERS, 2004; LIU ET AL., 2005). Daher betrachten wir den Wärmeinhalt innerhalb der Indonesischen Passagen für den nördlichen und den südlichen Teil des Schnittes zwischen Timor und Australien getrennt (Abb. 5.25).

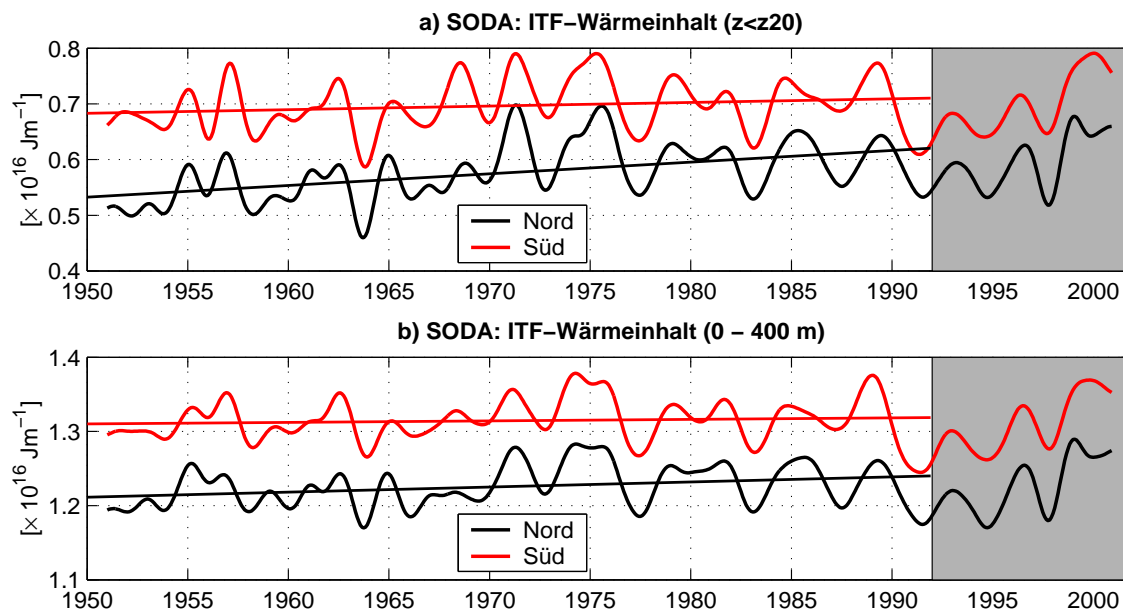


Abbildung 5.25: Zeitreihen (24-Monats-Tiefpassfilter) des ITF-Wärmeinhaltes [ $\times 10^{16} \text{ Jm}^{-1}$ ] über  $120^\circ \text{E}$  oberhalb der  $20^\circ \text{C}$ -Isotherme (rot) und oberhalb von 400 m Tiefe (schwarz) für den Modellzeitraum von 1950-2001 aus SODA. Grau unterlegt ist der Zeitraum von 1992-2001 mit verändertem Windantrieb. Ein linearer Trend wurde für den Zeitraum 1950-1991 gerechnet.

Die südliche Seite des Schnittes zeigt einen deutlich höheren Wärmeinhalt, sowohl innerhalb der Sprungschicht als auch oberhalb von 400 m Tiefe (Abb. 5.25). Dagegen dokumentiert der Wärmeinhalt auf der Nordseite einen wesentlich stärkeren Trend, der sowohl in der Sprungschicht als auch in den oberen 400 m Tiefe 3/4 des Trends über den gesamten Schnitt entspricht.

Die horizontale Abhängigkeit der Transport- und Wärmeinhalts-Variabilität in den Indonesischen Passagen wird im SODA-Modell bestätigt. Der ITF-Transport oberhalb von 400 m beschreibt auf der Südseite des Schnittes zwischen Timor und Australien einen deutlich stärkeren negativen Trend als auf der Nordseite (Abb. 4.21), während der Wärmeinhalt nahezu konstant bleibt (Abb. 5.25). Die nördliche Seite des Schnittes zeigt eine umgekehrte Entwicklung: während der ITF-Transport vor Timor relativ konstant bleibt (Abb. 4.21), nimmt der Wärmeinhalt in dieser Region vor allem in der Sprungschicht stark zu (Abb. 5.25a).

Wie bereits angesprochen, würde die Variabilität des ITF-Transportes auf eine Beziehung mit ENSO deuten. Eine mögliche Erklärung für die starke Zunahme des Wärmeinhaltes auf der Nordseite der Indonesischen Passage bzw. im Ostbecken des Indischen Ozeans wäre die Beziehung zum IODZM. Für eine Kopplung mit dem IODZM würde ebenfalls die Zunahme (Abnahme) der SST, die Vertiefung (Abflachung) der Z20, sowie die Abnahme (Zunahme) des Auftriebs vor Java (nordöstlich von Madagaskar) sprechen.

## 5.4 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde die Beziehung zwischen der Erwärmung des Indischen Ozeans und der CEC untersucht. Dazu wurde die Wärmebilanz der Assimilationsmodelle SODA und ECCO vergleichend für die 90er Jahre untersucht. Für den Zeitraum von 1992-2001 wurde die Entwicklung des IODZM beschrieben. Im Zusammenhang mit dem negativen Trend der CEC über den Zeitraum von 1950 bis 1991 wurde die dekadische Variabilität des Wärmebudgets anhand des 52-Jahreslaufes von SODA analysiert. Weiterhin wurde die Rolle der dekadischen IODZM-Variabilität auf den Wärmeinhalt im West- und Ostbecken untersucht.

- In den 90er Jahren unterscheiden sich die Komponenten des Wärmebudgets in SODA und ECCO erheblich. Aufgrund der Assimilation von Beobachtungen zeigen beide Modelle einen realistischen Verlauf des Jahresganges, der in SODA jedoch einer wesentlich stärkeren Variabilität unterliegt. Die Jahresmittel von Wärmespeicherung/Wärmeeffluss zeigen in SODA unrealistisch starke interannuale Schwankungen. Im Mittel (1992-2001) sind Wärmeeffluss und Wärmetransport in SODA doppelt so hoch wie in ECCO. Die unterschiedlichen Ergebnisse für die Wärmebilanz können aus den verschiedenen Assimilationsmethoden in SODA und ECCO resultieren. In SODA erfolgt die Anpassung der Modell-Ergebnisse an die beobachteten Daten lokal über die Temperatur mit direkten Auswirkungen auf die Wärmespeicherung und den Wärmeeffluss. Durch die indirekte Anpassung der Modell-Ergebnisse an die Beobachtungen in ECCO werden lokale Anomalien weniger stark gewichtet als in SODA, so dass das Wärmebudget in ECCO einer geringeren Variabilität unterliegt.
- In den 90er Jahren zeigen weder SST noch der Oberflächenwärmeeffluss in SODA und ECCO einen Trend. Dies ist in Übereinstimmung mit der CEC in den 90er Jahren, die ebenfalls keinen Trend in der Umwälzzirkulation dokumentiert.
- Beide Assimilationsmodelle zeigen den IODZM in den Jahren 1994 und 1997 mit unterschiedlicher Entwicklung in Ost- und Westbecken. Die zeitliche und räumliche Entwicklung der SST- und Windstress-Anomalien im Ostbecken werden in SODA und ECCO übereinstimmend wiedergegeben. Im Westbecken zeigen sowohl die SST als auch der Windstress in ECCO eine geringe Variabilität. Im Gegensatz zu ECCO zeigt SODA eine enge Kopplung zwischen der Windstress-Anomalie am Äquator und der SST-Anomalie im tropischen Indischen Ozean, wobei die Abkühlung im Osten vor der Umkehrung des zonalen Windes am Äquator führt. Die geringe Korrelation in ECCO zwischen den Anomalien des äquatorialen Windstresses und der SST im tropischen Indischen Ozean deuten darauf hin, dass ECCO keine physikalischen Mechanismen findet, durch die das Modell in der Lage ist die SST gut widerzuspiegeln. Beide Assimilationsmodelle zeigen in Ost- und Westbecken eine enge Beziehung zwischen den äquatorialen Windstress-Anomalien und

der Variabilität der Sprungschicht. In beiden Modellen bewirkt der anomale Windstress eine Anhebung der Z20 im Osten und eine Absenkung der Z20 im Westen aufgrund westwärtiger Rossby-Wellen-Propagation. Interannuale Schwankungen des ITF-Wärmeinhalts in den oberen 400 m Tiefe können mit der Variabilität des IODZM assoziiert werden.

- Die Jahresgänge der Wärmebilanz-Komponenten in SODA zeigen über den Zeitraum von 1950-2001 eine geringere Variabilität und damit eine bessere Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus ECCO (1992-2001) als die Jahresgänge über die Periode von 1992-2001 in SODA. Bei den erheblichen Unterschieden innerhalb von SODA spielt der Wechsel des Windantriebs von COADS zu NCEP/NCAR eine große Rolle. Weiterhin führt die Mittelung über den längeren Zeitraum von 52 Jahren zu einer stärkeren Glättung der Ergebnisse in SODA als die Mittelung über eine Dekade. Die Wärmebilanz im nördlichen Indischen Ozean oberhalb von 340 m aus SODA ist im Mittel über den Zeitraum von 1950-2001 ausgeglichen. Der Oberflächenwärmefluss verzeichnet im NIO einen Wärmegewinn von 0,24 PW. Dieser Wärmeüberschuss im NIO wird durch den mittleren südwardigen Export von Wärme über den Äquator von 0,23 PW balanciert. Die Wärmespeicherung liegt bei Null.
- Über den Zeitraum von 1950-1991 beschreibt der Temperatur-Transport über den Äquator innerhalb der CEC am westlichen Rand eine Abnahme des nordwardigen Transportes und im Inneren einen Rückgang des südwardigen Transportes. Insgesamt kompensieren sich die meridionalen Pfade über den Äquator, so dass der Temperatur-Transport über den Äquator keinen Trend zeigt.
- Die SST und der Wärmeinhalt in SODA bestätigen die Erwärmung des Indischen Ozeans über den Zeitraum von 1950-1991. Die Zunahme des Wärmeinhalts findet zu einem großen Teil in den oberflächennahen Schichten statt. Die Wärmespeicherung zeigt keinen Trend.
- Der Oberflächenwärmefluss zeigt ebenso wie die Wärmespeicherung und der Temperatur-Transport keinen Trend in den letzten Dekaden. Dies deutet darauf hin, dass die Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans in den letzten Dekaden durch die Ozeanzirkulation ausgelöst wird.
- Die CEC beschreibt einen negativen Trend, d.h. die flache Umwälzirkulation hat zwischen 1950-1991 um ca. die Hälfte abgenommen. Die starke Reduzierung des Auftriebs vor Ostafrika und die damit verbundene Abnahme von kaltem Oberflächenwasser spiegelt sich in der Temperatur-Zunahme oberhalb der für den Auftrieb relevanten Tiefe wider. Die Reduzierung des Auftriebs verringert die Zufuhr von kaltem Wasser an die Oberfläche drastisch. Dies wiederum würde den Anstieg der SST bzw. des Wärmeinhalts im NIO erklären.

- Der negative Trend des Wärmeinhalts oberhalb von 300 m zwischen Äquator und 10°S resultiert aus dem Trend der Windstress-Rotation, der eine südwärtsige Verschiebung des Tropenwirbels und eine Zunahme der Divergenz in dieser Region zur Folge hat. Die Zunahme der Konvergenz aufgrund des Trends der Windstress-Rotation erklärt den positiven Trend des Wärmeinhalts südlich davon.
- Der DMI zeigt einen negativen Trend, der die Abnahme des SST-Gradienten zwischen West- und Ostbecken beschreibt. Die Zunahme des zonalen Windstresses zwischen dem Äquator und 20°S geht mit einer Vertiefung (Abflachung) der Z20 und einer Abnahme (Zunahme) des Auftriebs vor Sumatra (nordöstlich von Madagaskar) einher und deutet ebenfalls auf eine Abnahme des IODZM.
- Der ITF-Wärmeinhalt zeigt in den oberen 400 m einen starken positiven Trend über die vier Dekaden. Der Trend wird zu einem großen Teil durch die Variabilität des Wärmeinhalts auf der nördlichen Seite der Indonesischen Passage zwischen Timor und Australien erklärt. Die Schwankungen des Wärmeinhalts können mit der Variabilität des IODZM assoziiert werden.

Die in diesem Kapitel durchgeführten Studien deuten auf die Abschwächung der CEC als eine Erklärung für die Erwärmung der SST und des Wärmeinhalts im NIO.



# Kapitel 6

## Zusammenfassung und Ausblick

### 6.1 Zusammenfassung

Das Hauptziel dieser Arbeit ist es, die interannuale und dekadische Variabilität der flachen interhemisphärischen Zelle (CEC) im Indischen Ozean, sowie ihre Rolle bei der Variabilität des Wärmebudgets zu untersuchen. Als Grundlage dienen hierbei zwei globale Zirkulationsmodelle verschiedener Assimilationsinitiativen.

Im Gegensatz zu den subtropischen Zellen im Pazifik (MCPHADEN UND ZHANG, 2002) und Atlantik (SCHOTT ET AL., 2004) sind die Kenntnisse der Ausbreitungspfade der CEC im Indischen Ozean, sowie ihre mittlere Zirkulation und Schwankungen auf dekadischen Zeitskalen sehr gering. Der nordwärtige Zweig der CEC besteht aus dem nordwärts setzenden Somalstrom, der Sprungschichtwasser am westlichen Rand über den Äquator transportiert. Diese Wassermasse wird zum größten Teil vor Ostafrika durch Auftrieb an die Oberfläche gebracht und resultierend aus dem Antrieb durch den Ekman- bzw. Sverdrup-Transport nach Süden über den Äquator transportiert. Die CEC wird im südöstlichen subtropischen Indischen Ozean durch Subduktion geschlossen. Der Südäquatorialstrom, der das subduzierte Wasser zum westlichen Rand transportiert, enthält Wassermassenanteile aus dem Indonesischen Durchstrom (ITF), der auf diese Weise die CEC-Zirkulation beeinflusst.

**Assimilationsmodelle: SODA und ECCO** Beide Assimilationsmodelle wurden zunächst anhand von Beobachtungen und Modellen validiert. Die Modelle SODA und ECCO beschreiben in den oberen 500 m eine gute Übereinstimmung, sowohl untereinander als auch im Vergleich mit Beobachtungen (SCHOTT ET AL., 2002). Aufgrund der Assimilation von XBT- und Schiffs-ADCP-Messungen, sowie von Satellitendaten, vor allem in den letzten beiden Dekaden, ist die Datendichte in den oberen 500 m Wassertiefe wesentlich höher als im tiefen Ozean, so dass eine realistischere Angleichung der Modelle an die Beobachtungen gelingt. Die größten Unterschiede zwischen den Modellen SODA und ECCO finden im Tiefenbereich unterhalb von 500 m statt, sowie im Windstress und in den Oberflächenflüssen. Beide Modelle sind primär für Studien des flachen Ozeans geeignet.

Die Unterschiede im Tiefenbereich liegen vor allem in den komplementären Ansätzen beider Assimilationsmodelle begründet: SODA erzwingt die Angleichung der Modell-Ergebnisse an die Beobachtungen. Der Nachteil hierbei liegt in der Erzeugung künstlicher Quellen und Senken. ECCO dagegen modifiziert die Oberflächenflüsse, um die Beobachtungen zu reproduzieren, während die Erhaltungsgleichungen eingehalten werden. Im oberflächennahen Bereich bedeutet dies, dass die Modifizierung des Windstresses im ECCO-Modell am Äquator zu einem unrealistisch hohen saisonalen Sverdrup-Transport führt, der im Vergleich zu SODA eine stärkere flache südwärtsige Rezirkulation im Inneren über den Äquator antreibt. Die Tiefenzirkulation wird durch eine Veränderung des Windfeldes entscheidend beeinflusst. Zum Beispiel reagiert die barotrope Zirkulation auf Änderungen im Windstress, so dass im Gegensatz zu den Transportraten oberhalb von 500 m Tiefe die Ergebnisse über die gesamte Wassersäule aus SODA größere Transporte aufweisen als die aus ECCO.

Die unterschiedliche Modellphilosophie hängt gravierend von der Datendichte ab, die es zu assimilieren gilt. In den oberen 500 m liegt die Datendichte aufgrund von XBT- und Schiffs-ADCP-Messungen, sowie vor allem durch die Satellitenaltimetrie wesentlich höher als in der Tiefe, so dass die Ergebnisse beider Modelle im oberflächennahen Bereich eine gute Übereinstimmung erlangen, wenn auch durch unterschiedliche Methoden. Aufgrund der großen Datenlücken in der Tiefe findet dort eine geringere Anpassung der Zustandsgrößen an die Beobachtungen statt als in den Regionen mit guter Datenabdeckung. Die unterschiedlichen Modellansätze in SODA und ECCO beeinflussen besonders die Regionen unterhalb von 500 m und erklären die stark voneinander abweichende Tiefenzirkulation in den Assimilationsmodellen.

Weitere Gründe für die verschiedenen Modellergebnisse liegen in der unterschiedlichen Vertikalauflösung, sowie der unterschiedlichen Modellausdehnung von SODA und ECCO. Unterhalb von 500 m besitzt ECCO eine fast doppelt so hohe Auflösung wie das SODA-Modell. Die grobe vertikale Auflösung in SODA zeigt eine vereinfachte und unrealistisch flache Topographie, daher sind die Modellergebnisse für den tiefen Ozean sehr kritisch zu betrachten. Durch die verkürzte meridionale Modellausdehnung in SODA (62°S) werden keine Tiefenwasserbildungsgebiete und somit auch keine interannualen Schwankungen mitmodelliert, die die Zirkulation im Inneren beeinflussen können.

**Interannuale Schwankungen der CEC** Die Zirkulation am Äquator zeigt in SODA drastische Änderungen, die auf den Wechsel im Windantrieb von COADS zur NCEP/NCAR Reanalyse im Jahr 1992 zurückzuführen sind. Daher wurde die CEC anhand der Assimilationsmodelle SODA und ECCO vergleichend für die 90er Jahre, sowie für den Zeitraum von 1950 bis 1991 in SODA getrennt analysiert.

Im Mittel zeigen die beiden Assimilationsmodelle SODA und ECCO für den Modellzeitraum von 1992-2001 eine gute Simulation aller Transporte innerhalb der CEC, sowie im ITF oberhalb von 400 m. Die Transport-Anomalien der meridionalen und vertikalen CEC-Pfade weisen eine sehr geringe Übereinstimmung auf. In Anbetracht der nahezu gleichen Datenquellen deuten die Abweichungen zwischen

den Ergebnissen auf die unterschiedlichen Methoden der Assimilationsmodelle hin. Die berechneten Transporte innerhalb der CEC zeigen mit Ausnahme der Subduktion in beiden Modellen keinen Trend.

In beiden Modellen kompensieren sich der mittlere westliche Randstrom und die mittlere südwärtige Rezirkulation am Äquator. ECCO benötigt hierbei von den Beobachtungen stark abweichende Antriebsfelder. Der mittlere Jahresgang des Sverdrup-Transportes über den Äquator ist in ECCO während der Monsunphasen zum Teil mehr als doppelt so stark wie die Ergebnisse aus NCEP/NCAR und ERS 1/2.

Der aus küstenparallelen Winden berechnete mittlere Ekman-Transport vor Somalia und Oman zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen den Assimilationsmodellen mit Werten von insgesamt 4,8 Sv (SODA) und 4,9 Sv (ECCO). Trotz der übereinstimmenden Ergebnisse des mittleren Ekman-Transportes unterscheidet sich der aus der Kontinuitätsgleichung berechnete Auftrieb in beiden Modellen erheblich. SODA zeigt mit 3,6 Sv einen wesentlich stärkeren mittleren Auftrieb vor Ostafrika als ECCO (0,6 Sv). Beobachtungen zeigen, dass der Hauptanteil des Auftriebs an den Flanken der beiden Wirbel, *Great Whirl* und *Southern Gyre*, stattfindet (SCHOTT ET AL., 2002). Beide Modelle können die beiden Wirbel nicht simulieren, jedoch passt SODA die Modell-Temperatur an die Beobachtungen an. Aus der in SODA verwendeten Anpassung an Beobachtungen können Änderungen des Dichtefeldes und somit lokal erzwungene Änderungen der geostrophischen Strömung resultieren. Aufgrund der Kontinuität könnte dies zu einem stärkeren Auftrieb in SODA führen und den großen Unterschied zu ECCO erklären. Die mittlere Oberflächenzirkulation in den Auftriebsregionen ist in SODA deutlich stärker als in ECCO und weist auf eine veränderte geostrophische Strömung aufgrund der Zwangsanpassung der Temperatur in den Auftriebsgebieten hin.

Die mittlere Subduktion wird sowohl in SODA als auch in ECCO durch den vertikalen Wassermasseneintrag in die Sprungschicht dominiert. Die Modelle zeigen eine gute Übereinstimmung untereinander mit mittleren Werten von 11,8 bzw. 11,3 Sv in SODA bzw. ECCO.

Der mittlere ITF beschreibt mit Werten von  $-10,7/-9,6$  Sv (SODA/ECCO) eine gute Übereinstimmung oberhalb von 400 m. Große Unterschiede liegen im saisonalen Gang des ITFs: der maximale ITF liegt in SODA bei  $-14$  Sv, in ECCO bei  $-11,5$  Sv. Der Zeitpunkt des ITF-Minimums unterscheidet sich um zwei Monate.

Um die Beziehung zwischen der Erwärmung des Indischen Ozeans und der CEC-Variabilität zu analysieren, wurde die Wärmebilanz in SODA und ECCO untersucht. In den 90er Jahren unterscheiden sich die Komponenten des Wärmebudgets in SODA und ECCO erheblich. Aufgrund der Assimilation von Beobachtungen zeigen beide Modelle einen realistischen Verlauf der Jahresgänge, die in SODA jedoch einer wesentlich stärkeren saisonalen Variabilität unterliegen. Die Jahresmittel von Wärmespeicherung und Wärmefluss zeigen in SODA unrealistisch hohe interannuale Schwankungen. Im Mittel (1992-2001) sind Wärmefluss bzw. Wärmetransport in SODA mit 0,43 PW bzw. -0,41 PW doppelt so hoch wie in ECCO mit 0,16 PW bzw. -0,19 PW.

Die unterschiedlichen Ergebnisse für die Wärmebilanz können aus den verschiedenen Assimilationsmethoden in SODA und ECCO resultieren. In SODA erfolgt die Anpassung der Modell-Ergebnisse an die beobachteten Daten lokal über die Temperatur, deren Änderung direkte Auswirkungen auf die Wärmespeicherung und den Wärmefluss hat. In ECCO erfolgt die Anpassung der Modell-Ergebnisse an die Beobachtungen indirekt über die Antriebsfelder, so dass lokale Anomalien geringer gewichtet werden können als in SODA und somit eher geglättet werden. Änderungen in der Tiefe können im Gegensatz zu SODA nicht instantan erfolgen, so dass das Wärmebudget in ECCO einer geringeren Variabilität unterliegt.

In den 90er Jahren zeigen weder SST noch der Oberflächenwärmefluss in SODA und ECCO einen Trend. Dies ist in Übereinstimmung mit der CEC in den 90er Jahren, die ebenfalls keinen Trend in der Umwälzzirkulation dokumentiert.

Für den Zeitraum von 1992-2001 wurde die Entwicklung des IODZM beschrieben. Beide Assimilationsmodelle zeigen den IODZM in den Jahren 1994 und 1997 mit unterschiedlicher Entwicklung in Ost- und Westbecken. Die zeitliche und räumliche Entwicklung der SST- und Windstress-Anomalien im Ostbecken werden in SODA und ECCO übereinstimmend wiedergegeben. Im Westbecken zeigen sowohl die SST als auch der Windstress in ECCO eine geringe Variabilität. Im Gegensatz zu ECCO zeigt SODA eine enge Kopplung zwischen der Windstress-Anomalie am Äquator und der SST-Anomalie im tropischen Indischen Ozean, wobei die Abkühlung im Osten vor der Umkehrung des zonalen Windes am Äquator führt. Die geringe Korrelation in ECCO zwischen den Anomalien des äquatorialen Windstresses und der SST im tropischen Indischen Ozean deuten darauf hin, dass ECCO keine physikalischen Mechanismen findet, durch die das Modell in der Lage ist die SST gut widerzuspiegeln. Beide Assimilationsmodelle zeigen im Ost- und Westbecken eine enge Beziehung zwischen den äquatorialen Windstress-Anomalien und der Variabilität der Sprungschicht. In beiden Modellen bewirkt der anomale Windstress eine Anhebung der Z20 im Osten und eine Absenkung der Z20 im Westen aufgrund westwärtiger Rossby-Wellen-Propagation. Interannuale Schwankungen des ITF-Wärmeinhalts in den oberen 400 m Tiefe können mit der Variabilität des IODZM assoziiert werden.

**Dekadische Schwankungen der CEC** Die CEC dokumentiert über den Modellzeitraum von 1950 bis 1991 einen negativen Trend. Die meridionalen und vertikalen Transportpfade innerhalb der CEC verzeichnen einen starken Rückgang der flachen Umwälzzirkulation um bis zu 50% über den Zeitraum von 1950 bis 1991 (SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

Durch die Abschwächung der nordwärtigen Winde über dem Äquator zeigt der Antrieb der CEC - der südwärtige Sverdrup-Transport - eine Reduzierung um 3,5 Sv bei einem Mittelwert von  $-5,4$  Sv (Abb. 6.1). Der südwärtige Transport über den Äquator oberhalb von 340 m Tiefe verzeichnet einen Rückgang um 3,8 Sv bei einem mittleren Transport von  $-7,4$  Sv (Abb. 6.1). Die Zirkulation im Inneren zeigt eine Reduzierung der äquatorialen Zelle. Die Abnahme des äquatorialen südwärtigen Transportes im Inneren wird durch den westlichen nordwärtigen Randstrom kompensiert, der eine Abnahme um 4,8 Sv bei einem Mittelwert von

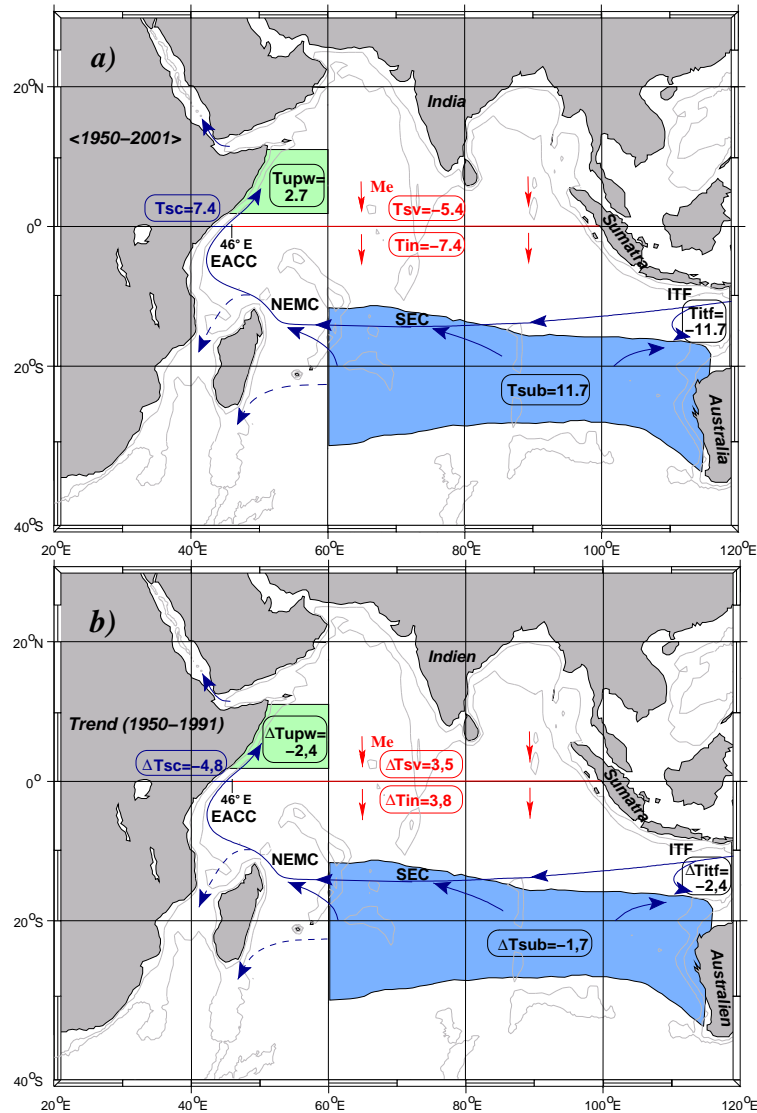


Abbildung 6.1: Schematische Darstellung der meridionalen CEC-Zirkulationspfade mit Subduktionszone im Süden (blau) und Auftriebsgebieten im Norden (grün). Eingezeichnet sind (a) die Mittelwerte (1950-2001) und (b) die langperiodischen Änderungen (1950-1991) des äquatorialen Sverdrup-Transportes ( $T_{sv}$ ), des Volumentransportes im Randstrom ( $T_{sc}$ ) und im Inneren ( $T_{in}$ ), des Auftriebs ( $T_{upw}$ ), der Subduktion ( $T_{sub}$ ), sowie des ITF-Transportes ( $T_{itf}$ ) oberhalb von 400 m in SODA (SCHOENEFELDT UND SCHOTT, 2006).

7,4 Sv verzeichnet (Abb. 6.1). Die Differenz zwischen dem mittleren Sverdrup-Transport und dem mittleren Transport im Inneren bzw. am Rand ist durch eine südwärtsige Rezirkulation im Somalstrom zu erklären, deren mittlerer Transport der Transport-Differenz entspricht.

In den Auftriebs- und Absinkregionen reduziert sich der vertikale Transport zwischen den Jahren 1950 bis 1991 und bestätigt den negativen Trend der CEC: der

Auftrieb vor Somalia verringert sich um 2,4 Sv bei einem Mittelwert von 2,7 Sv (Abb. 6.1). Die Subduktion im südöstlichen Indischen Ozean reduziert sich über den Zeitraum von 1950-1991 um 1,7 Sv (Abb. 6.1), wobei die Subduktion einer multi-dekadischen Variabilität unterliegt. Der Subduktionsanteil durch den vertikalen Wassermasseneintrag dominiert hierbei über den lateralen Beitrag. Im Mittel werden 11,7 Sv subduziert.

Der ITF-Transport nimmt in den oberen 400 m über die vier Dekaden um 2,4 Sv ab bei einem Mittel von 11,7 Sv (Abb. 6.1). Der Trend wird zu 2/3 durch die Transport-Variabilität im Süden des Schnittes vor Australien erklärt, die auf interannualer Zeitskala mit ENSO assoziiert werden kann. In den letzten Dekaden wurde eine starke Veränderung der El Niño-Ereignisse festgestellt. Diese klimatische Verschiebung dokumentiert eine vermehrte Anzahl an La Niña-Ereignissen in den Jahren vor 1976, sowie stärkere und häufigere El Niño-Ereignisse in den Jahren nach 1977. Da ein El Niño-Ereignis mit einem geringeren ITF-Transport gekoppelt ist, deutet dieser dekadische ENSO-Trend auf eine langperiodische Beziehung mit dem ITF.

Im Zusammenhang mit dem negativen Trend der CEC über den Zeitraum von 1950 bis 1991 wurde die dekadische Variabilität des Wärmebudgets anhand des 52-Jahreslaufes von SODA analysiert. Die Jahresgänge der Wärmebilanz-Komponenten in SODA zeigen über den Zeitraum von 1950-2001 eine geringere Variabilität und damit eine bessere Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus ECCO (1992-2001) als die Jahresgänge über die Periode von 1992-2001 in SODA. Bei den erheblichen Unterschieden innerhalb von SODA spielt der Wechsel des Windantriebs von COADS zu NCEP/NCAR eine große Rolle. Weiterhin führt die Mittelung über den längeren Zeitraum von 52 Jahren zu einer stärkeren Glättung der Ergebnisse in SODA als die Mittelung über eine Dekade. Die Wärmebilanz im nördlichen Indischen Ozean oberhalb von 340 m aus SODA ist im Mittel über den Zeitraum von 1950-2001 ausgeglichen. Der Oberflächenwärmefluss verzeichnet im NIO einen Wärmegewinn von 0,24 PW. Dieser Wärmeüberschuss im NIO wird durch den mittleren südwardigen Export von Wärme über den Äquator von 0,23 PW balanciert. Die Wärmespeicherung liegt bei Null.

Über den Zeitraum von 1950-1991 beschreibt der Temperatur-Transport über den Äquator innerhalb der CEC am westlichen Rand eine Abnahme des nordwardigen Transportes und im Inneren einen Rückgang des südwardigen Transportes. Insgesamt kompensieren sich die meridionalen Pfade über den Äquator, so dass der Temperatur-Transport über den Äquator keinen Trend zeigt.

Die SST und der Wärmeinhalt in SODA bestätigen die Erwärmung des Indischen Ozeans über den Zeitraum von 1950-1991. Die Zunahme des Wärmeinhalts findet zu einem großen Teil in den oberflächennahen Schichten statt. Die Wärmespeicherung zeigt keinen Trend.

Der Oberflächenwärmefluss zeigt ebenso wie die Wärmespeicherung und der Temperatur-Transport keinen Trend in den letzten Dekaden. Dies deutet darauf hin, dass die Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans in den letzten Dekaden durch die Ozeanzirkulation ausgelöst wird. Die CEC beschreibt einen negativen Trend, d.h. die flache Umwälzzirkulation hat zwischen 1950-1991 um ca. die

Hälfte abgenommen. Die starke Reduzierung des Auftriebs vor Ostafrika und die damit verbundene Abnahme von kaltem Oberflächenwasser spiegelt sich in der Temperatur-Zunahme oberhalb der für den Auftrieb relevanten Tiefe wider. Die Reduzierung des Auftriebs verringert die Zufuhr von kaltem Wasser an die Oberfläche drastisch. Dies wiederum würde den Anstieg der SST bzw. des Wärmeinhalts im NIO erklären.

Der negative Trend des Wärmeinhalts oberhalb von 300 m zwischen Äquator und 10°S resultiert aus dem Trend der Windstress-Rotation, der eine südwärtsige Verschiebung des Tropenwirbels und eine Zunahme der Divergenz in dieser Region zur Folge hat. Die Zunahme der Konvergenz aufgrund des Trends der Windstress-Rotation erklärt den positiven Trend des Wärmeinhalts südlich davon.

Der ITF-Wärmeinhalt zeigt in den oberen 400 m einen starken positiven Trend über die vier Dekaden. Der Trend wird zu einem großen Teil durch die Variabilität des Wärmeinhalts auf der nördlichen Seite der Indonesischen Passage zwischen Timor und Australien erklärt. Die Schwankungen des Wärmeinhalts können mit der Variabilität des IODZM assoziiert werden.

Die Rolle der IODZM-Variabilität auf den Wärmeinhalt im West- und Ostbecken wurde auf dekadischen Zeitskalen untersucht. Der DMI zeigt über den Zeitraum von 1950-91 einen negativen Trend, der die Abnahme des SST-Gradienten zwischen West- und Ostbecken beschreibt. Die Zunahme des zonalen Windstresses zwischen dem Äquator und 20°S geht mit einer Vertiefung (Abflachung) der Z20 und einer Abnahme (Zunahme) des Auftriebs vor Sumatra (nordöstlich von Madagaskar) einher und deutet ebenfalls auf eine Abnahme des IODZM.

## 6.2 Diskussion und Ausblick

Die flache meridionale Zelle spielt eine wichtige Rolle in der mittleren Zirkulation des Indischen Ozeans. Untersuchungen zur flachen tropisch-subtropischen Zelle stehen derzeit noch am Anfang. Beobachtungsdaten zur Definition der Transportpfade innerhalb der CEC, sowie ihrer mittleren Transporte sind gering und weichen teilweise stark voneinander ab.

Auf dekadischen Zeitskalen schwächt sich die Zirkulation der CEC um ca. 50% ab. Die Zirkulation am Äquator zeigt in SODA drastische Änderungen, die auf den Wechsel im Windantrieb von COADS zur NCEP/NCAR Reanalyse im Jahr 1992 zurückzuführen sind. Der aus dem ERA-40 Windstress berechnete äquatoriale Sverdrup-Transport bestätigt den dekadischen Trend, der im Vergleich zur hier gezeigten Abnahme etwas geringer ausfällt. Dagegen zeigt der Sverdrup-Transport aus NCEP/NCAR-Winden keinen dekadischen Trend. Hierzu wären vergleichende Studien von langperiodischen Ergebnissen weiterer Assimilationsmethoden interessant. Die Kenntnis der Mechanismen zur Dynamik und Variabilität der CEC könnte anhand gezielter Sensitivitätsstudien in Modellen vertieft werden. Weiterhin hat diese Arbeit gezeigt, dass ECCO, wie anfangs diskutiert, einen teilweise stark modifizierten Windstress benötigt, um das Modell an die Beobachtungen anzupassen. Die Anpassung der bei einer  $1^\circ \times 1^\circ$ -Auflösung unausweichlichen

Modelldefizite an die Anfangsbedingungen erweist sich bei dem 10-Jahreslauf in ECCO als zu kurz. Dazu wären Untersuchungen des 50-Jahreslaufes der deutschen Initiative von ECCO (GECCO) wünschenswert.

Weiterhin zeigt der aus der Kontinuitätsgleichung berechnete Auftrieb vor Somalia/Oman in SODA und ECCO große Unterschiede. Die aus küstenparallelen Winden vor Ostafrika berechneten Ekman-Transporte in SODA und ECCO zeigen im Mittel eine gute Übereinstimmung untereinander, sowie mit auf Beobachtungen basierenden Abschätzungen. Im Gegensatz zu dem aus der Kontinuitätsgleichung berechneten Auftrieb, beschreibt der Ekman-Transport jedoch keinen abnehmenden Trend. Ein entscheidender Unterschied zwischen dem Auftrieb aus den Assimilationsmodellen und dem abgeschätztem Auftrieb aus Beobachtungen besteht darin, dass die Modelle keinen *Great Whirl* und *Southern Gyre* reproduzieren, an deren Flanken ein großer Anteil des Auftriebs zu beobachten ist (SCHOTT ET AL., 2002). In beiden Assimilationsmodellen wird die Wirbel-Struktur nicht aufgelöst. SODA kann jedoch die beobachtete kalte Deckschicht durch die Anpassung der Modell-Temperatur simulieren. Der Trend des Auftriebs (Abb. 4.14) resultiert demnach nicht allein aus dem Ekman-Transport. Aufgrund der in SODA verwendeten Anpassung an Beobachtungen können Änderungen des Dichtefeldes und somit lokal erzwungene Änderungen der geostrophischen Strömung den Trend im Auftrieb erklären. Da ECCO nach einer physikalisch konsistenten Lösung sucht, um das Modell an die Beobachtungen anzupassen, stellt sich die Frage, ob in einem 50-Jahreslauf der Auftrieb aus der Kontinuitätsgleichung und der Ekman-Transport aufgrund des veränderten und eventuell verbesserten Windstress den gleichen Trend zeigen würden.

Der konstante Wärmefluss im Norden deutet auf eine wichtige Rolle der Ozeanzirkulation bei der Erwärmung des Indischen Ozeans hin, muss aber in SODA kritisch betrachtet werden. Da ein Modelldatensatz des Wärmeflusses nicht vorliegt, wird er innerhalb eines Gebietes als Residuum aus der Wärmespeicherung in diesem Gebiet und dem Wärmetransport über alle Ränder dieser Region berechnet. Die Komponenten der Wärmebilanz beschreiben in SODA starke saisonale und interannuale Schwankungen in den 90er Jahren, für die es verschiedene Erklärungsansätze gibt. Eine mögliche Erklärung der Unterschiede zwischen SODA und ECCO liegt in den unterschiedlichen Assimilationsmethoden beider Modelle. In ECCO wird die Anpassung der Temperatur indirekt durch verschiedene Prozesse, z. B. durch einen veränderten Auftrieb aufgrund modifizierter Antriebsfelder gewährleistet, aus der eine stärkere Glättung lokaler Anomalien und eine geringere Variabilität des Wärmebudgets resultiert. Die hohe Variabilität in SODA erfolgt aus der lokalen Zwangsanpassung der Modell-Temperatur an Beobachtungen, die sich direkt in der Wärmespeicherung bzw. im Wärmefluss widerspiegelt.

LEVITUS ET AL. (2001) erklären die Erwärmung der Ozeane mit der Zunahme von Treibhausgasen in der Atmosphäre. Dafür spricht, dass die Temperatur-Zunahme und anthropogene Antriebsfaktoren eine enge Beziehung zeigen (BARNETT ET AL., 2005). Die Ergebnisse des Wärmeinhalts in den oberen 300 m in SODA zeigen eine sehr gute Übereinstimmung mit den Resultaten von LEVITUS ET AL. (2005). Ein



wesentlicher Diskussionspunkt besteht in der unterschiedlichen Erwärmung des südlichen und des nördlichen Indischen Ozeans. Eine mögliche Erklärung für die unterschiedlich starke Erwärmung von NIO und SIO stützt sich auf die wesentlich geringere Datendichte im SIO im Vergleich zum NIO (HARRISON UND CARSON, 2006). Dieses Argument ist jedoch fraglich, da die Erwärmung des SIOs aufgrund der geringen Datendichte auch unterschätzt werden kann. Es ist wahrscheinlicher, dass die hohe Konzentration von Aerosolen in der nördlichen Hemisphäre dämpfend auf die Erwärmung durch Treibhausgase wirkt (BARNETT ET AL., 2005).

Eine weitere Theorie für die starke Erwärmung des SIO beruht auf dem Trend der Windstress-Rotation, der mit der Variabilität der SAM assoziiert wird (CAI ET AL., 2005). Die Zunahme ostwärtiger Winde in den Tropen, sowie die Abnahme südlich davon bestätigen den Trend der Windstress-Rotation in SODA, der in einer südwardigen Verschiebung des Subtropenwirbels resultiert. Die daraus folgende Zunahme der Konvergenz, führt zu einer Erwärmung des SIO in den Subtropen.

Diese Arbeit beleuchtet eine weitere Erklärung für die Erwärmung des nördlichen Indischen Ozeans. Der relativ konstante Wärmefluss im Norden deutet auf eine Kopplung zwischen der dekadischen CEC-Variabilität und der Zunahme der SST und des Wärmeinhalts. LEE (2004) erklärt die Zunahme des Wärmeinhalts im südlichen Indischen Ozean anhand des Trends der Subtropischen Zelle (STC) in den 90er Jahren, die über einen Zeitraum von 9 Jahren um 6,8 Sv und damit um knapp 70% abgenommen hat. Damit beschreibt die STC gegenüber der CEC, die über einen Zeitraum von 42 Jahren um 3,5 Sv abnimmt, eine wesentlich schnellere Reduzierung, die sich in der unterschiedlichen Erwärmung nördlich und südlich des Äquators niederschlagen könnte.

Weiterhin ist die Rolle des Indonesischen Durchstroms (ITF) innerhalb der CEC nicht vollständig geklärt. In diesem Zusammenhang steht die Frage, ob ENSO die CEC-Variabilität über den ITF beeinflussen kann. Im Rahmen des Projektes *International Nusantara Stratification and Transport* (INSTANT) sollen sowohl Einstrom als auch Ausstrom des ITFs mittels Verankerungen über einen Zeitraum von drei Jahren gemessen werden. Die Direktmessungen innerhalb der Indonesischen Passagen versprechen eine bessere Kenntnis des mittleren Durchstroms und seiner Variabilität, wodurch sich die Beziehung zwischen den Schwankungen des ITFs und der ENSO-Variabilität genauer untersuchen lassen. Zusätzlich lassen diese Messungen weitere Rückschlüsse auf die Rolle des ITF in seiner Bedeutung als ozeanische Brücke zu, über die die Entstehung des IODZM beeinflusst werden kann.

Es bestehen weitere Pläne zur Verbesserung der Beobachtungsdaten, wie langzeitliche Verankerungsmessungen im gesamten Becken des Indischen Ozeans, sowie profilierende Floats, Oberflächendrifter und XBT-Messungen im Indischen Ozean, die zum Teil bereits umgesetzt wurden. Im Rahmen des Argo-Programms sollen bis Ende 2006 bereits 90% der insgesamt 450 profilierenden Floats nördlich von 40°S ausgesetzt werden. Ein Ziel von Argo ist es, die Rolle der Subduktion innerhalb der meridionalen Zirkulation zu untersuchen.

# Anhang A

## Akronyme

---

Aufistung der verwendeten Abkürzungen	
ARGO	Array of Realtime Geostrophic Oceanography
CEC	Cross-Equatorial Cell
COADS	Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set
EACC	East African Coastal Current
(G)ECCO	(German) Estimating the Circulation and Climate of the Ocean
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weatherforecasts
EGC	Eastern Gyral Current
EJ	Equatorial Jet
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ERA-40	ECMWF 40 Year Re-analysis
ERS	European Remote Sensing
EUC	Equatorial Undercurrent
GCM	General Circulation Model
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GTSP	Global Temperature Salinity Profile Program
GW	Great Whirl
INSTANT	International Nusantara Stratification and Transport
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ITF	Indonesian Throughflow
IOD(ZM)	Indian Ocean Dipole/(Zonal Mode)
JAMSTEC	Japan Marine Science and Technology Center
JPL	Jet Propulsion Laboratory
LC	Leeuwin Current
MBT	Mechanical bathythermograph
MIT	Massachusetts Institute of Technology
MOM	Modular Ocean Model
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NEMC	Northeast Madagascar Current

---

---

Auflistung der verwendeten Abkürzungen

---

NIO	Nördlicher Indischer Ozean
NMC	Northeast Monsoon Current
OAFlux	Objective Analyzed Air-Sea Fluxes
SAM	Southern Annular Mode
SC	Somali Current
SIO	Südlicher Indischer Ozean
SCIO	Scripps Institution of Oceanography
SEC	South Equatorial Current
SECC	South Equatorial Countercurrent
SEMC	Southeast Madagascar Current
SG	Southern Gyre
SIO	Southern Indian Ocean
SJC	South Java Current
SMC	Southwest Monsoon Current
SOC	Southampton Oceanographic Centre
SODA	Simple Ocean Data Assimilation
SO(I)	Southern Oscillation (Index)
SSH	Sea Surface Height
SST	Sea Surface Temperature
STC	Subtropical Cell
Sv	Sverdrup ( $1Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$ )
TOPEX	Ocean Topography Experiment
WOA	World Ocean Atlas
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
XBT	Expendable bathythermograph
Z20	Tiefe der 20°C-Isotherme

---

# Literaturverzeichnis

- ALEXANDER, M. A., I. BLADE, M. NEWMAN, J. R. LANZANTE, N.-C. LAU und J. D. SCOTT, 2002: The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, **15**, S. 2205–2231.
- AN, S. Y. und B. WANG, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *J. Climate*, **13**, S. 2044–2055.
- ANNAMALAI, H., P. LIU und S. P. XIE, 2005b: Southwest Indian Ocean SST variability: its local effect and remote influence on Asian Monsoons. *J. Climate*, **18**, S. 4150–4167.
- ANNAMALAI, H. und R. MURTUGUDDE, 2004: Role of the Indian Ocean in regional climate variability. *Truth and Climate, AGU Monograph*, S. 213–245.
- ANNAMALAI, H., R. MURTUGUDDE, J. POTESMRA, S. P. XIE und B. WANG, 2003: Coupled dynamics in the Indian Ocean: spring initiation of the zonal mode. *Deep-Sea Res. II*, **50**, S. 2305–2330.
- ANNAMALAI, H., J. POTESMRA, R. MURTUGUDDE und J. P. MCCREARY, 2005c: Effect of preconditioning on the extreme climate events in the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **18**, S. 3450–3469.
- ANNAMALAI, H., S. P. XIE, J. P. MCCREARY und R. MURTUGUDDE, 2005a: Impact of Indian Ocean Sea Surface Temperature on Developing El Niño. *J. Climate*, **18** (2), S. 302–319.
- ARGO-SCIENCE-TEAM, 1998: On the design and implementation of ARGO: An initial plan of a global array of profiling floats. *International CLIVAR Project Office Report*, **21**, S. 32pp.
- ARPE, K., L. DÜMENIL und M. GIORGETTA, 1998: Variability in the Indian Monsoon in the ECHAM3 model: Sensitivity to sea surface temperature, soil moisture, and the stratospheric quasi-biennial oscillation. *J. Climate*, **11**, S. 1837–1858.
- AVISO, 1998: AVISO User Handbook for sea level anomalies (SLA's), AVINT-011-312-CN, Edition 3.1. *CLS Space Oceanography Division, Toulouse, France*, S. 24pp.

- BADER, J. und M. LATIF, 2003: The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Let.*, **29** (15), S. 1740, doi:10.1029/2002GL015068.
- BAQUERO-BERNAL, A., M. LATIF und S. LEGUTKE, 2002: On dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **15**, S. 1358–1368.
- BARNETT, T. P., D. W. PIERCE, K. M. ACHUTARAO, P. J. GLECKLER, B. D. SANTER, J. M. GREGORY und W. M. WASHINGTON, 2005: Penetration of human-induced warming into the world's oceans. *Science*, **309**, S. 284–287.
- BEAL, L. M. und H. L. BRYDEN, 1997: Observation of an Agulhas undercurrent. *Deep-Sea Res.*, **44**, S. 1715–1724.
- BEHERA, S. K., J.-J-LUO, S. MASSON, P. DELECLUSE, S. GUALDI, A. NAVARRA und T. YAMAGATA, 2005: Paramount impact of the Indian Ocean Dipole on the East African short rains: A CGCM study. *J. Climate*, **18** (21), S. 4514–4530.
- BEHERA, S. K., J. J. LUO, S. MASSON, S. A. RAO, H. SAKUMA und T. YAMAGATA, 2006: A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO. *J. Climate*, **19**, S. 1688–1705.
- BEHERA, S. K. und T. YAMAGATA, 2003: Influence of the Indian Ocean dipole on the Southern Oscillation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **81**, S. 169–177.
- BIASTOCH, A. und W. KRAUSS, 1999: The role of mesoscale eddies in the source regions of the Agulhas Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, S. 2303–2317.
- BJERKNES, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, S. 163–172.
- BÖNING, C. W. und F. O. BRYAN, 1996: Large scale transport processes in high resolution circulation models. In: *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*. W. Krauss, Hg., Gebr. Bornträger, Stuttgart, S. 91–128.
- BRYDEN, H. L. und L. M. BEAL, 2001: Role of the Agulhas Current in Indian Ocean circulation and associated heat and freshwater fluxes. *Deep-Sea Res.*, **48** (8), S. 1821–1845.
- CAI, W., 2006: Antarctic ozone depletion causes an intensification of the Southern Ocean super-gyre circulation. *Geophys. Res. Let.*, **33**, S. doi:10.1029/2005GL024911.
- CAI, W., G. SHI, T. COWAN, D. BI und J. RIBBE, 2005: The response of the Southern Annular Mode, the East Australian Current, and the southern mid-latitude ocean circulation to global warming. *Geophys. Res. Let.*, **32**, S. doi:10.1029/2005GL024701.

- 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. 310–326.
- CARTON, J. A., G. CHEPURIN, X. CAO und B. 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.
- CHOWDARY, J. S., C. GNANASEELAN, B. H. VAID und P. SALVEKAR, 2006: Changing trends in the tropical Indian Ocean SST during La Niña years. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, S. doi:1029/2006GL026707.
- CLARK, C. O., P. J. WEBSTER und J. E. COLE, 2003: Interdecadal variability of the relationship between the Indian Ocean Zonal Mode and East African coastal rainfall anomalies. *J. Climate*, **16**, S. 548–554.
- CLARKE, A. J. und X. LIU, 1994: Interannual sea level in the northern and eastern Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, S. 1224–1235.
- COX, M. D., 1975: A baroclinic numerical model of the world ocean: Preliminary results. In *Numerical Models of Ocean Circulation*, National Academy Press, Washington, D.C., S. 364pp.
- COX, M. D., 1976: Equatorially trapped waves and the generation of the Somali Current. *Deep-Sea Res.*, **23**, S. 1139–1152.
- CRESSWELL, G. R. und T. J. GOLDING, 1980: Observations of a south-flowing current in the southeastern Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, **A27**, S. 449–466.
- CUTLER, A. N. und J. C. SWALLOW, 1984: Surface currents of the Indian Ocean (to 25°S, 100°E): compiled from historical data archived by the Meteorological Office, Bracknell, UK. *I.O.S. Technical Rept.*, **187**, S. 45pp.
- DA SILVA, A., A. C. YOUNG und S. LEVITUS, 1994: Atlas of Surface Marine Data 1994, Volume 1: Algorithms and Procedures. *NOAA Atlas NESDIS 6*, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- DAVIS, R. D., 2005: Intermediate-depth circulation of the Indian and South-Pacific Oceans measured by autonomous floats. *J. Phys. Oceanogr.*, **35** (5), S. 683–707.
- DE RUIJTER, W. P. M., H. RIDDERINKHOF, J. R. E. LUTJEHARMS, M. W. SCHOUTEN und C. VETH, 2002: Observations of the flow in the Mozambique Channel. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (10), S. 140 10.1029/2001GL013714.
- DEFANT, A., 1961: Water bodies and stationary current conditions at boundary surfaces. *Physical Oceanography*, Pergamon, New York, vol. 1, S. 451–475.
- DÜING, W. und F. SCHOTT, 1978: Measurements in the source region of the Somali Current during the monsoon reversal. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, S. 278–289.

- ENGLAND, M. und F. HUANG, 2005: On the interannual variability of the Indonesian Throughflow and its linkage with ENSO. *J. Climate*, **18**, S. 1435–1444.
- EVANS, R. H. und O. B. BROWN, 1981: Propagating of thermal fronts in the Somali Current system. *Deep-Sea Res.*, **28**, S. 521–527.
- FENG, M. und G. MEYERS, 2003: Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean dipole. *Deep Sea Res., Part II*, **50**, S. 2263–2284.
- FERRON, B. und J. MAROTZKE, 2003: Impact of 4D-variational assimilations of WOCE hydrography on the meridional circulation of the Indian Ocean. *Deep Sea Res., Part II*, **50**, S. 2005–2021.
- FIEUX, M., C. ANDRIE, P. DELECLUSE, A. G. ILAHUDE, A. KARTAVTSEFF, F. MANTISI, R. MOLCARD und J. C. SWALLOW, 1994: Measurements within the Pacific-Indian Oceans Throughflow region. *Deep-Sea Res. I*, **41**, S. 1091–1130.
- FIEUX, M., R. MOLCARD und A. G. ILAHUDE, 1996: Geostrophic transport of the Pacific-Indian Oceans Throughflow. *J. Geophys. Res.*, **101**, S. 12421–12432.
- FINDLATER, J., 1971: Mean monthly airflow at low levels over the western Indian Ocean. *Geophysical Memoirs*, **115**, S. 55pp.
- FINDLAY, A. G., 1866: A directory for the navigation of the Indian Ocean. *Richard Holmes Laurie*, S. 1062pp.
- FISCHER, J., F. SCHOTT und L. STRAMMA, 1996: Currents and transports of the Great Whirl-Socotra Gyre system during the summer monsoon, August 1993. *J. Geophys. Res.*, **101** (C2), S. 3573–3587.
- FU, L.-L. und R. E. CHENEY, 1995: Application of satellite altimetry to ocean circulation studies: 1987–1994. *Review of Geophysics*, **33**, S. 213–223.
- GANACHAUD, A., C. WUNSCH und J. MAROTZKE, 2000: The meridional overturning and large-scale circulation of the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **105** (C2), S. 26117–26134.
- GARTERNICHT, U. und F. SCHOTT, 1997: Heat fluxes of the Indian Ocean from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res.*, **102**, S. 21147–21159.
- GIANNINI, A., R. SARAVANAN und P. CHANG, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302**, S. 1027–1030.
- GILLETT, N. P. und D. W. J. THOMPSON, 2003: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **302**, S. 237–275.
- GODFREY, J. S., 1996: The effect of the Indonesian Throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review. *J. Geophys. Res.*, S. 12217–12238.

- GODFREY, J. S., G. C. JOHNSON, M. J. MCPHADEN, G. REVERDIN und S. WIFFELS, 2001: The tropical ocean circulation. *In: Ocean Circulation and Climate - Observing and Modelling the Global Ocean*, G. Siedler, J. Church, and J. Gould, eds., Academic Press, S. 215–246.
- GODFREY, J. S. und K. R. RIDGEWAY, 1985: The large scale environment of the poleward flowing Leeuwin Current, western Australia: longshore steric height gradients, wind stresses and geostrophic flow. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, S. 481–495.
- GODFREY, J. S. und A. WEAVER, 1991: Is the Leeuwin Current driven by Pacific current and winds?. *Prog. Oceanogr.*, **27**, S. 225–272.
- GONG, D. und S. WANG, 1999: Definition of the Antarctic Oscillation Index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, S. 459–462.
- GORDON, A., 1986: Interocean exchange of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, **91**, S. 5037–5046.
- GORDON, A. L., 2001: Interocean exchange. *Ocean circulation and climate*, edited by G. Siedler, J. Church and J. Gould, *International Geophysics Series*, **77**, S. 303–314.
- GORDON, A. L., 2005: Oceanography of the Indonesian Seas and their throughflow. *Oceanography*, **18** (4), S. 14–27.
- GORDON, A. L., S. MA, D. B. OLSON, P. HACKER, A. FFIELD, L. D. TALLEY, D. WILSON und M. BARINGER, 1997: Advection and diffusion of Indonesian throughflow water within the Indian Ocean Equatorial Current. *Geophys. Res. Lett.*, **24** (22), S. 2573–2576.
- HAINES, M. A., R. A. FINE, M. E. LUTHER und Z. JI, 1999: Particel trajectories in an Indian Ocean model and sensitivity to seasonal forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, S. 584–598.
- HARRISON, D. E. und M. CARSON, 2006: Is the world ocean warming? Upper ocean trends, 1950-2000. *J. Phys. Oceanogr.*, **accepted**.
- HASTENRATH, S. und L. GREISCHAR, 1993: The monsoonal heat budget of the hydrosphere-atmosphere system in the Indian Ocean sector. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 6869–6881.
- HAUTALA, S. L., J. SPRINTALL, J. T. POTEMRA, A. G. ILAHUDE, J. C. CHONG, W. PANDOE und N. BRAY, 2001: Velocity structure and transport of the Indonesian throughflow in the major straits restricting flow into the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**, S. 19527–19546.
- HENDON, H. H., 2003: Indonesian rainfall variability: Impact of ENSO and local air-sea interaction. *J. Climate*, **16**, S. 1775–1790.



- HSIUNG, J., 1985: Estimates of global oceanic meridional heat transport. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, S. 1405–1413.
- HU, R., Q. LIU, Q. WANG, S. GODFREY und X. MENG, 2005: The shallow meridional overturning circulation in the northern Indian Ocean and its interannual variability. *Advances in Atmospheric Sciences*, **22** (2), S. 220–229.
- IPCC, 2001: Climate change 2001: The scientific basis: contribution of the working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *J. T. Houghton et al., eds, Cambridge Univ. Press New York*, S. 881pp.
- JENKINS, W. S., 1998: Studying thermocline ventilation and circulation using tritium and  $^3\text{He}$ . *J. Geophys. Res.*, **103**, S. 15817–15831.
- JENSEN, T. G., 1991: Modeling the seasonal undercurrents in the Somali Current system. *J. Geophys. Res.*, **96** (C12), S. 22,151–22,167.
- JOSEY, S., E. KENT und P. TAYLOR, 1999: New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology. *J. Climate*, **12** (9), S. 2856–2880.
- KARSTENSEN, J. und D. QUADFASEL, 2002: Water subducted into the Indian Ocean subtropical gyre. *Deep-Sea Research II*, **49**, S. 1441–1458.
- KERR, R. A., 2003: Climate change - warming Indian Ocean wringing moisture from the Sahel. *Science*, S. 210–211.
- KIRTMAN, B. P., K. PEGION und S. KINTER, 2004: Internal atmospheric dynamics and climate variability. *J. Atmos. Sci.*, **62**, S. 2220–2233.
- KIRTMAN, B. P. und J. SHUKLA, 2000: Influence of the Indian summer monsoon on ENSO. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, S. 1–27.
- KNOX, R. A., 1986: The Indian Ocean: Interactions with the monsoon. *Monsoons*, S. J. S. Fein and P. L. Stephens, Eds., Wiley-Interscience, 365–398.
- KOEHL, A., D. STAMMER, B. CORNUELLE, E. REMY, Y. LU, P. HEIMBACH und C. WUNSCH, 2003: The global  $1^\circ$  WOCE Synthesis: 1992–2001. *The ECCO Report Series, Report Number 20*, S. 33pp.
- LATIF, M., D. DOMMENGET, M. DIMA und A. GRÖTZNER, 1999: The role of Indian Ocean sea surface temperature in forcing east African rainfall anomalies during December-January 1997/1998. *J. Climate*, **12**, S. 3497–3504.
- LAU, K.-M., 1992: East Asian Summer monsoon variability and climate teleconnections. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, S. 211–242.
- LEE, T., 2004: Decadal weakening of the shallow overturning circulation in the South Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, S. L18305, doi:10.1029/2004GL020884.

- LEE, T. und J. MAROTZKE, 1998: Seasonal cycles of meridional overturning and heat transport of the Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, S. 923–943.
- LEVITUS, S., J. I. ANTONOV und T. P. BOYER, 2005: Warming of the World Ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, S. L02604, doi: 10.1029/2004GL021592.
- LEVITUS, S., J. I. ANTONOV, J. WANG, T. L. DELWORTH, K. W. DIXON und A. J. BROCCOLI, 2001: Anthropogenic warming of earth's climate system. *Science*, **292**, S. 267–270.
- LEVITUS, S. und T. P. BOYER, 1994a: World Ocean Atlas 1994, Volume 2: Oxygen. *NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.*, S. 186pp.
- LEVITUS, S. und T. P. BOYER, 1994b: World Ocean Atlas 1994, Volume 3: Salinity. *NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.*, S. 99pp.
- LEVITUS, S. und T. P. BOYER, 1994c: World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature. *NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.*, S. 117pp.
- LI, C., 1990: Interactions between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events. *Adv. Atmos. Sci.*, **7**, S. 36–46.
- LIU, H., W. LEI und X. ZHANG, 2005: Climatology and Variability of the Indonesian Throughflow in an Eddy-permitting Oceanic GCM. *Advances in Atmospheric Sciences*, **22** (4), S. 496–508.
- LOSCHNIGG, J., G. A. MEEHL, P. J. WEBSTER, J. M. ARBLASTER und G. P. COMPO, 2003: The Asian monsoon, the tropospheric biennial oscillation, and the Indian Ocean Zonal Mode in the NCAR CSM. *Journal of Climate*, **16**, S. 1617–1642.
- LOSCHNIGG, J. und P. J. WEBSTER, 2000: A coupled ocean-atmosphere system of SST modulation for the Indian Ocean. *Journal of Climate*, **13**, S. 3342–3360.
- LUTJEHARMS, J. R. E., P. M. WEDEPOHL und J. M. MEEUWIS, 2000: On the surface drift of the East Madagascar and Mozambique Currents. *South African J. Sc.*, **96**, S. 141–147.
- LUYTEN, J. R., J. PEDLOSKY und H. STOMMEL, 1983: The ventilated thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, S. 13292–13309.
- MACDONALD, A. M., 1998: The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis. *Prog. Oceanog.*, **41**, S. 281–382.
- MADDEN, R. A. und P. R. JULIAN, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of Atmospheric Science*, **29**, S. 1109–1123.

- MALANOTTE-RIZZOLI, P., K. HESTROM, 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.
- MALTRUD, M. E., A. J. SEMTNER und R. C. MALONE, 1998: Global eddy-resolving ocean simulating driven by 1985-1995 atmospheric winds. *J. Geophys. Res.*, **103**, S. 30825–30853.
- MARSHALL, J. C., A. J. G. NURSER und R. G. WILLIAMS, 1993: Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, S. 1315–1329.
- MCCLEAN, J. L., D. P. IVANOVA und J. SPRINTALL, 2005: Remote origins of interannual variability in the Indonesian throughflow region from data and a global Parallel Ocean Program simulation. *J. Geophys. Res.*, **110** (C10), S. C10013.1–C10013.18.
- MCCREARY, J. P., P. K. KUNDU und R. L. MOLINARI, 1993: A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **13**, S. 181–244.
- MCCREARY, J. P. und P. LU, 1994: Interactions between the subtropical and equatorial ocean circulations: the subtropical cell. *J. Phys. Oceanogr.*, **24** (2), S. 466–497.
- MCLELLAN, H. J., 1965: Elements of physical oceanography. *Pergamon Press Inc., Oxford, U.K.*, S. 150pp.
- MCPHADEN, M. J. und D. ZHANG, 2002: Slowdown of the meridional overturning circulations in the upper Pacific Ocean. *Nature*, **415**, S. 603–608.
- MEEHL, G. A., 1987: The annual cycle and interannual variability of the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, S. 17–50.
- MEYERS, G., 1996: Variation of Indonesian Throughflow and El Nino-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **101**, S. 12255–12263.
- MEYERS, G., R. J. BAILEY und A. P. WORBY, 1995: Geostrophic transports of Indonesian Throughflow. *Deep-Sea Res.*, **42**, S. 1163–1174.
- MEYERS, G., P. MCINTOSH, L. PIGOT und M. POOK, 2005: The Years of El Nino, La Nina and Interactions with the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **xxx**, S. xxx.
- MIYAMA, T., J. P. MCCREARY, T. G. JENSEN, J. LOSCHNIGG und A. ISHIDA, 2003: Structure and Dynamics of the Indian-Ocean Cross-Equatorial Cell. *Deep-Sea Res. II*, **50**, S. 2023–2047.
- MOLCARD, R., M. FIEUX und A. G. ILAHUDE, 1996: The Indo-Pacific throughflow in the Timor Passage. *J. Geophys. Res.*, **101**, S. 12411–12420.

- MOLCARD, R., M. FIEUX und F. SYAMSUDIN, 2001: The throughflow within Ombai Strait. *Deep-Sea Res. II*, **48**, S. 1237–1253.
- MOLINARI, R. L., D. OLSON und G. REVERDIN, 1990: Surface current distributions in the tropical Indian Ocean derived from compilations of surface buoy trajectories. *J. Geophys. Res.*, **95** (C5), S. 7217–7238.
- MURRAY, S. P. und D. ARIEF, 1988: Throughflow into the Indian Ocean through the Lombok Strait, January 1985 - January 1986. *Nature*, **333**, S. 444–447.
- MURTUGUDDE, R. G. und A. J. BUSALACCHI, 1999: Interannual variability of the dynamics and thermodynamics of the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **12**, S. 2300–2326.
- MURTUGUDDE, R. G., J. P. MCCREARY und A. J. BUSALACCHI, 2000: Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997-1998. *J. Geophys. Res.*, **105**, S. 3295–3306.
- NICHOLLS, N., 1989: Sea surface temperatures and Australian winter rainfall. *J. Climate*, **2**, S. 965–973.
- NIILER, P. P., N. A. MAXIMENKO und J. C. WILLIAMS, 2003: Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (22), S. doi: 10.1029/2003GL018628.
- OBERHUBER, J. M., 1988: An atlas based on the COADS data set: The budgets of heat buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean. *Max-Planck-Inst. für Meteorol., Hamburg, Germany*, **Rep. 15**, S. 100pp.
- PHILANDER, S. G., 1989: El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. *Academic Press, Inc.*
- POTEMRA, J. T., 2005: Indonesian throughflow transport variability estimated from satellite altimetry. *Oceanography*, **18** (4), S. 98–107.
- POTEMRA, J. T., S. L. HAUTALA und J. SPRINTALL, 2003: Vertical structure of the Indonesian throughflow in a large-scale model. *Deep Sea Research II*, **50**, S. 2143–2162.
- POTEMRA, J. T., M. E. LUTHER und G. T. MITCHUM, 1997: Large-scale estimation of transport from the Pacific to the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **102**, S. 27795–27812.
- QU, Q. T. und G. MEYERS, 2005: Seasonal characteristics of circulation in the southeastern tropical Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **35** (2), S. 255–267.
- QUADFASEL, D. R. und G. CRESSWELL, 1992: A note on the seasonal variability of the South Java Current. *J. Geophys. Res.*, **97**, S. 3685–3688.

- RAMANATHAN, V., P. J. CRUTZEN und CO-AUTOREN, 2001: Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *J. Geophys. Res.*, **106** (D22), S. 28371–28398.
- RAO, A. S., S. K. BEHERA und T. YAMAGATA, 2002: Interannual variability in the subsurface tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole. *Deep-Sea Res. Part II*, **49**, S. 1549–1572.
- RAY, R. D., G. D. EGBERT und S. Y. EROFEEVA, 2005: A brief overview of tides in the Indonesian Seas. *Oceanography*, **18** (4), S. 74–79.
- REASON, C. J. C. und H. M. MULENGA, 1999: Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the Southwest Indian Ocean. *Int. J. Clim.*, **19**, S. 1651–1673.
- REVERDIN, G., D. CADET und D. GUTZLER, 1986: Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, S. 43–46.
- REYNOLDS, R. W. und T. M. SMITH, 1994: Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Clim.*, **7**, S. 929–948.
- RIDDERINKHOF, H. und W. P. M. DE RUIJTER, 2003: Moored current observations in the Mozambique Channel. *Deep-Sea Res. II*, **50** (12-13), S. 1933–1955.
- ROBBINS, P. E. und J. M. TOOLE, 1997: The dissolved silica budget as a constraint on the meridional overturning circulation of the Indian Ocean. *Deep-Sea Res. I*, **44** (5), S. 879–906.
- SAETRE, R., 1985: Surface currents in the Mozambique Channel. *Deep-Sea Res., Part A*, **32**, S. 1457–1467.
- SAJI, N. H., J. S. GODFREY, P. C. MCINTOSH, G. MEYERS und R. FIELDER, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, S. 360–363.
- SAJI, N. H. und T. YAMAGATA, 2003a: Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Climate Res.*, **25**, S. 151–169.
- SAJI, N. H. und T. YAMAGATA, 2003b: Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean Dipole mode events: COADS Observations. *Journal of Climate*, **16** (16), S. 2735–2751.
- SCHOENEFELDT, R. und F. A. SCHOTT, 2006: Decadal variability of the Indian Ocean cross-equatorial exchange in SODA. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, S. L08602, doi:10.1029/2006GL025891.
- SCHOTT, F., 1983: Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling. *Prog. Oceanog.*, **12**, S. 357–381.

- SCHOTT, F., M. DENGLER und R. SCHOENEFELDT, 2002: Observations of shallow cross-equatorial flows in the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, **53**, S. 57–103.
- SCHOTT, F., J. FISCHER, U. GARTERNICHT und D. R. QUADFASEL, 1997: Summer monsoon response of the northern Somali Current, 1995. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, S. 2565–2568.
- SCHOTT, F. und J. J. MCCREARY, 2001: The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, **51**, S. 1–123.
- SCHOTT, F., J. C. SWALLOW und M. FIEUX, 1990: The Somali Current at the equator: annual cycle of currents and transports in the upper 1000m and connection to neighboring latitudes. *Deep-Sea Res.*, **37** (12), S. 1825–1848.
- SCHOTT, F. A., J. P. MCCREARY und G. C. JOHNSON, 2004: Shallow overturning circulations of the tropical subtropical oceans. In: *AGU Geophysical Monograph "Ocean-atmosphere interaction and climate variability"*. Ed. by C. Wang, J. Carton, S.-P. Xie. AGU, Washington, S. 261–304.
- SCHOUTEN, M. W., W. P. M. DE RUIJTER, P. J. VAN LEEUWEN und H. RIDDERINKHOF, 2003: Eddies and variability in the Mozambique Channel. *Deep-Sea Res. II*, **50** (12-13), S. 1987–2003.
- SEMTNER, A. J. und R. M. CHERVIN, 1988: A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies. *J. Geophys. Res.*, **93** (C12), S. 15,502–15,522.
- SHENOI, S. S. C., P. K. SAJI und A. M. ALMEIDA, 1999: Near-surface circulation and kinetic energy in the tropical Indian Ocean derived from Lagrangian drifters. *J. Mar. Res.*, **57**, S. 885–907.
- SHINODA, T., M. A. ALEXANDER und H. H. HENDON, 2004: Remote response of the Indian Ocean to interannual SST variations in the tropical Pacific. *J. Climate*, **17**, S. 362–372.
- SHUKLA, J. und D. PAOLINO, 1983: The Southern Oscillation and the long-range forecasting of monsoon rainfall over India. *Mon. Wae. Rev.*, **111**, S. 1830–1837.
- SLINGO, J. M. und H. ANNAMALAI, 2000: 1997: The El Niño of the century and the response of the Indian Summer Monsoon. *Mon. Weath. Rev.*, **128**, S. 1778–1797.
- SLOYAN, B. M., 2006: Antarctic Bottom Water and lower circumpolar deep water circulation in the eastern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **111**, S. doi:10.1029/2005JC003011.
- SLOYAN, B. M., G. C. JOHNSON und W. S. KESSLERL, 2003: The Pacific cold tongue: A pathway for interhemispheric exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, S. 1027–1043.

- SLOYAN, B. M. und S. R. RINTOUL, 2001: The Southern Ocean limb of the global deep overturning circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, S. 143–173.
- SMITH, R. L., A. HUYER, J. S. GODFREY und J. A. CHURCH, 1991: The Leeuwin Current off western Australia, 1986-1987. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, S. 322–345.
- SPERBER, K. R., J. M. SLINGO und H. ANNAMALAI, 2000: Predictability and the relationship between sub-seasonal and interannual variability during the Asian summer monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, S. 2545–2574.
- SPRINTALL, J., A. GORDON, R. MURTUGUDDE und D. SUSANTO, 2000: A semi-annual Indian Ocean forced Kelvin wave observed in the Indonesian Seas in May 1997. *J. Geophys. Res.*, **105**, S. 17217–17230.
- STAMMER, D., C. WUNSCH, R. GIERING, C. ECKERT, P. HEIMBACH, J. MAROTZKE, A. ADCROFT, C. HILL und J. MARSHALL, 2002: The global ocean circulation during 1992–1997, estimated from ocean observations and a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **107** (C9), S. 3118, doi:10.1029/2001JC000888.
- SUSANTO, R. D. und A. L. GORDON, 2005: Velocity and transport of the Makassar Strait throughflow. *J. Geophys. Res.*, **110**, S. doi:10.1029/2004JC002425.
- SWALLOW, J. C., M. FIEUX und F. SCHOTT, 1988: The boundary currents east and north Madagascar, Part I: Geostrophic currents and transports. *J. Geophys. Res.*, **93**, S. 4951–4962.
- SWALLOW, J. C., R. L. MOLINARI, J. G. BRUCE, O. B. BROWN und R. H. EVANS, 1983: Development of near-surface flow pattern and water-mass distribution in the Somali basin in response to the southwest monsoon of 1979. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, S. 1398–1415.
- SWALLOW, J. C., F. SCHOTT und M. FIEUX, 1991: Structure and transport of the East African Coastal Current. *J. Geophys. Res.*, **96**, S. 22,245–22,257.
- TERRAY, P. und S. DOMINIAK, 2005: Indian Ocean sea surface temperature and El Niño-Southern Oscillation: A new perspective. *J. Climate*, **18**, S. 1351–1368.
- TOOLE, J. M. und B. A. WARREN, 1993: A hydrographic section across the subtropical South Indian Ocean. *Deep-Sea Res., Part A*, **40** (10), S. 1973–2019.
- VECCHI, G. A. und D. E. HARRISON, 2004: Interannual Indian rainfall variability and Indian Ocean SST anomalies. In *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, AGU, *Geophysical Monograph*, **147**, S. 247–260.
- VINAYACHANDRAN, N. P. und T. YAMAGATA, 1998: Monsoon response of the sea around Sri Lanka: Generation of thermal domes and anticyclonic vortices. *J. Phys. Oceanogr.*, **28** (10), S. 1946–1960.
- WACONGNE, S. und R. PACANOWSKI, 1996: Seasonal heat transport in a primitive equations model of the tropical Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, S. 2666–2699.

- WAJSOWICZ, R. C., 1996: Flow of western boundary current through multiple straits: Anelectrical circuit analogy for the Indonesian Throughflow and archipelago. *J. Geophys. Res.*, **101**, S. 12295–12300.
- WAJSOWICZ, R. C. und E. K. SCHNEIDER, 2001: The Indonesian Troughflow's effect on global climate determined from the COLA coupled climate system. *J. Clim.*, **14**, S. 3029–3042.
- WALISER, D. E., K. M. LAU und J. H. KIM, 2000: The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian Oscillation: A model perturbation experiment. *J. Atm. Sc.*, **56**, S. 333–358.
- WALKER, G. T., 1923: Correlation in seasonal variations of weather. VIII: A preliminary study of world weather. *Mem. Indian Meteorol. Dep.*, **24**, S. 75–131.
- WANG, B., 1995: Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *J. Climate*, **8**, S. 267–285.
- WANG, B. und S. Y. AN, 2001: Why the properties of El Niño changed during the late 70s? *Geophys. Res. Lett.*, **28**, S. 3709–3712.
- WANG, B., Q. DING, X. FU, K. JIN, J. SHUKLA und F. DOBLAS-REYES, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *CLIVAR Exchanges*.
- WANG, B., R. WU und T. LI, 2003: Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian Monsoon variation. *J. Climate*, **16**, S. 1195–1211.
- WARREN, B. A., 1981: Trans-Indian hydrographic section at lat. 18 degrees S: Property distribution and circulation in the South Indian Ocean. *Deep-Sea Res., Part A*, **28**, S. 759–788.
- WEAVER, A. J. und E. S. SARACHIK, 1990: On the importance of vertical resolution in certain ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20** (4), S. 600–609.
- WEBSTER, P. J., V. O. MAGANA, T. N. PALMER, J. SHUKLA, R. A. TOMAS, M. YANAI und T. YASUNARI, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103** (c7), S. 14451–14510.
- WEBSTER, P. J., A. M. MOORE, J. P. LOSCHNIGG und R. R. LEBEN, 1999: Coupled oceanic-atmospheric dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, **401**, S. 356–360.
- WIJFFELS, S. und G. MEYERS, 2004: An intersection of oceanic waveguides: Variability in the Indonesian Throughflow region. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, S. 1232–1253.
- WILLIAMS, R. G., 1991: The role of the mixed layer in setting the potential vorticity of the main thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **21** (12), S. 1803–1814.



- WOLTER, K. und M. S. TIMLIN, 1993: Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, University of Oklahoma*, S. 52–57.
- WOLTER, K. und M. S. TIMLIN, 1998: Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? *Weather*, **53**, S. 315–324.
- WOODS, J. D., 1985: Physics of thermocline ventilation. *Coupled Ocean-Atmosphere Models, J.C.J. Nihoul, Ed. Elsevier*, S. 543–590.
- WYRTKI, K., 1973: An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*, **181**, S. 262–264.
- WYRTKI, K., 1987: Indonesian throughflow and the associated pressure gradient. *J. Geophys. Res.*, **92**, S. 12941–12946.
- XIE, S.-P., H. ANNAMALAI, F. SCHOTT und J. P. MCCREARY, 2002: Origin and predictability of South Indian Ocean climate variability. *J. Climate*, **15** (8), S. 864–874.
- YAMAGATA, T., S. K. BEHERA, S. A. RAO, Z. GUA, K. ASHOK und N. H. SAJI, 2003: Comments on "Dipoles, Temperature Gradients, and Tropical Climate Anomalies". *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, S. 1418–1422.
- ZHANG, H. M. und L. D. TALLEY, 1998: Heat and buoyancy budgets and mixing rates in the upper thermocline of the Indian and global oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, S. 1961–1978.
- ZUBAIR, L., S. A. RAO und T. YAMAGATA, 2003: Modulation of Sri Lankan Maha rainfall by the Indian Ocean Dipole. *Geophys. Res. Lett.*, **2**, S. 1–4.



# Danksagung

Bedanken möchte ich mich ganz herzlich bei allen, die mich während meiner Promotionszeit unterstützt haben. Besonders danken möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. F. Schott für die Vergabe und Betreuung dieser Arbeit und vor allem für seine langjährige Unterstützung.

Ein Dank geht an Peter Brandt, Carsten Eden und Lars Czeschel, deren Anregungen und Kritik mir eine große Hilfe waren. Weiterhin danke ich allen Mitarbeitern der Abteilung Physikalische Ozeanographie für die vielen Hilfestellungen und Aufmunterungen. Für die Bereitstellung von Daten möchte ich mich bei den Betreibern der Assimilationsmodelle SODA und ECCO bedanken.

Ein großes Dankeschön gilt Karina und meiner Familie, die mich während der schwierigsten Phasen unterstützt und angetrieben haben.

Danke an Lars und Hanna.



## **Erklärung**

Hiermit erkläre ich, dass diese Arbeit meine eigene Arbeit ist, die ich, abgesehen von den Beiträgen meiner akademischen Lehrer, selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel verfasst habe. Sie hat weder ganz noch in Teilen einer Prüfungskommission vorgelegen.

Kiel, den 15. Dezember 2006

Rena Schoenefeldt

Teile dieser Arbeit wurden bereits veröffentlicht unter:

- (1) F. A. Schott, M. Dengler und R. Schoenefeldt, 2002: Observations of shallow cross-equatorial flows in the Indian Ocean, *Progress in Oceanography*, 53, S. 57-103.
- (2) R. Schoenefeldt und F. A. Schott, 2006: Decadal variability of the Indian Ocean cross-equatorial exchange in SODA, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2006GL025891.



## **Lebenslauf**

### **Persönliche Daten**

Rena Schoenefeldt  
30 Watersfield Close  
RG6 4DF Reading  
Großbritannien

Tel.: 0044 118 9752721  
E-Mail: rschoenefeldt@tiscali.co.uk

Geb. am 04.01.1974 in Lübbecke  
deutsche Staatsangehörigkeit

### **Werdegang**

Juni 1993	Abitur, Wittekind-Gymnasium Lübbecke
März 2000	Diplom in Phys. Ozeanografie, Universität Kiel
von Juni 2000 bis April 2005	Leibniz-Institut für Meereswissenschaften (IFM-Geomar),
Januar 2001	Beginn der Doktorarbeit betreut von Prof. Dr. F. A. Schott

Kiel, den 15. Dezember 2006.