
Struktur und Variabilität der subtropisch-tropischen Zirkulation im Pazifik in ORCA

Diplomarbeit

von

Joke Friederike Lübbecke



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät
der
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT zu KIEL

Dezember 2005

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Modell	6
3	Mittlere Zirkulation im (sub)tropischen Pazifik in ORCA	12
3.1	Überblick	12
3.2	Integrale Größen	13
3.2.1	Overtuning und subtropische Zellen	13
3.2.2	Meridionaler Wärmetransport	17
3.2.3	Horizontale Stromfunktion	18
3.3	Äquatorialer Unterstrom	21
3.4	Westliche Randströme	24
3.5	Indonesischer Durchstrom	26
3.6	Meeresoberflächentemperatur	30
3.7	Fazit	32
4	Interannuale Variabilität und längerfristige Trends	34
4.1	Meeresoberflächentemperatur und El Niño	35
4.2	Subtropische und tropische Zellen	39
4.3	Randströme	44
4.4	Indonesischer Durchstrom	45
4.5	Äquatorialer Unterstrom	48
5	Zusammenhänge und Diskussion	51
5.1	Zusammenhang zwischen STCs, TCs, EUC und SST	51

5.2	Zusammenhang zwischen STCs, Randströmen und Indonesischem Durchstrom	55
5.3	Austausch zwischen Tropen und Subtropen im Inneren vs. Randstrom	56
6	Zusammenfassung	63
	Abbildungsverzeichnis	66
	Literaturverzeichnis	68

1 Einleitung

“Fang nie mit dem Anfang an, sondern immer drei Meilen vor dem Anfang!”

(Kurt Tucholsky)

Die tropischen Ozeane sind eine wichtige Komponente unseres Klimasystems. Durch die hohe solare Einstrahlung in niedrigen Breiten bei global nahezu gleichverteilter langwelliger Ausstrahlung entsteht ein Wärmeüberschuss, der sowohl die ozeanische als auch die atmosphärische Zirkulation beeinflusst. Der tropische Pazifik ist zudem durch eine hohe Variabilität sowohl auf interannualer als auch auf dekadischer Zeitskala gekennzeichnet. Das deutlichste zwischenjährliche Signal ist dabei das des alle zwei bis sieben Jahre auftretenden Klimaphänomens El Niño (Philander, 1990). Da dieses aufgrund starker Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (SST) mit Dürren und Überschwemmungen in den angrenzenden Ländern einhergeht, ist eine möglichst detaillierte Kenntnis des tropischen Pazifiks für den Menschen von Interesse. Das interannuale Signal von El Niño unterliegt zusätzlichen dekadischen Schwankungen (Trenberth and Hurrell, 1994), welche Ausdruck der “Pacific Decadal Oscillation” (PDO, Mantua and Hare, 2002) sind.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Zirkulation im tropisch-subtropischen Pazifik in einem vergleichsweise neuen Ozean–Meereis–Modell (ORCA) mit neu konzipiertem atmosphärischen Antrieb nach Large and Yeager (2004). Eine Beschreibung des verwendeten Modells erfolgt in Kapitel 2. Die hier behandelten Fragestellungen lassen sich in die Bereiche (1) Zonales Stromsystem, (2) Subtropische Zellen und SST sowie (3) Westliche Randströme und Indonesischer Durchstrom untergliedern. Dabei stellt sich zur Validierung des Modells zunächst die Frage, inwieweit dieses die aus Beobachtungen und anderen Modellen bekannte mittlere Struktur in den pazifischen Tropen wiedergibt. Dazu wird in Kapitel 3 der mittlere Zustand der

ausgewählten Komponenten betrachtet. Anschließend, in Kapitel 4 und 5, wird es um die Variabilität dieser Größen und ihre Zusammenhänge gehen.

1) Zonales Stromsystem

Die ersten Beschreibungen und Analysen des äquatorialen Stromsystems im Pazifik basieren auf den Resultaten der Carnegie-Expedition von 1929 (Sverdrup et al., 1944). Weitergehende Untersuchungen des mittleren Zustandes und der Variabilität seiner Struktur erfolgten während des "Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment" (Wyrтки et al., 1981) zwischen Januar 1979 und Juni 1980. Das Bild wird im Wesentlichen von den starken windgetriebenen Zonalströmungen bestimmt. Diese sind in der aus Wyrтки and Kilonsky (1984) entnommenen Abb. 1.1 zu erkennen. Dargestellt ist ein meridionaler Schnitt der Zonalgeschwindigkeit zwischen Hawaii und Tahiti. An der Oberfläche sind die westwärtigen Nord- und Südäquatorialströme (NEC, SEC) und der ostwärtige Nordäquatoriale Gegenstrom (NECC) zu finden. Unterhalb der Deckschicht strömt der äquatoriale Unterstrom (EUC) nach Osten. Umfassende Beobachtungen neuerer Zeit stammen von Johnson et al. (2002), die in

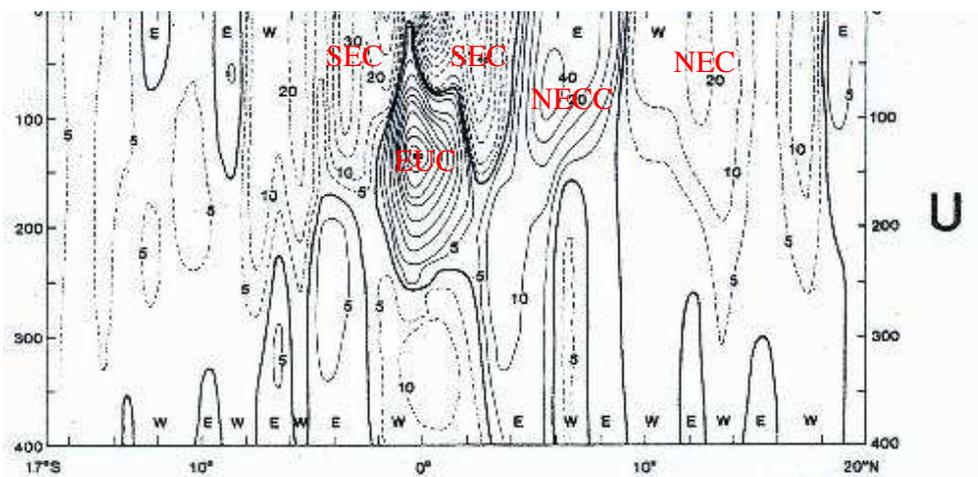


Abbildung 1.1: Zonalgeschwindigkeit zwischen Hawaii und Tahiti aus Wyrтки and Kilonsky (1984)

Bedeutung, weil die tropische SST eine wesentliche Rolle bei der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre spielt. So beeinflusst sie, wie oben in Bezug auf El Niño bereits erwähnt wurde, sowohl die Stärke als auch den Ort der atmosphärischen Konvektion und damit den Niederschlag (z.B. Su et al., 2001). Als mögliche Mechanismen werden zum einen die Advektion von Temperaturanomalien innerhalb der STC ($\bar{v}T'$ -Mechanismus, Gu and Philander, 1997), zum anderen Transportschwankungen der STCs, die durch das subtropische Windfeld verursacht werden ($v'\bar{T}$ -Mechanismus, Kleeman et al., 1999), vorgeschlagen, wobei der zweite Mechanismus inzwischen für wichtiger gehalten wird (z.B. Schott et al., 2004). So stellten zum Beispiel McPhaden and Zhang (2002) mithilfe hydrographischer Daten und beobachteter SST einen Zusammenhang zwischen der Erwärmung des tropischen Pazifiks und abgeschwächten STCs in den letzten Dekaden her. Ihre Beobachtung bezieht sich jedoch nur auf den inneren Teil des Beckens. Da die westlichen Randströme, in denen ein Großteil des äquatorwärtigen Transportes erfolgt, starken Schwankungen unterliegen, ist eine Aussage über ihren langzeitlichen Trend aus Beobachtungen schwierig (Lee and Fukumori, 2003). In einigen aktuellen Modellstudien (Lee and Fukumori, 2003; Lohmann, 2005) zeigt sich eine Gegenphasigkeit von Transport im Inneren und im Randstrom. Daher wird hier der Frage nachgegangen, ob der von McPhaden and Zhang (2002) gefundene Zusammenhang zwischen STC-Abnahme und SST-Zunahme auch im hier verwendeten Modell zu finden ist, und wie sich die Randströme auf interannueller und dekadischer Zeitskala verhalten. Es stellt sich heraus, dass die Verringerung der STC-Stärke in der Südhemisphäre auf das innere Becken beschränkt ist, während der Transport im Randstrom zunimmt. Als mögliche Ursachen für dieses Phänomen sind bisher die Variabilität der Rotation der Windschubspannung abseits des Äquators in Kombination mit der Veränderung des äquatorialen zonalen Windstresses (Lee and Fukumori, 2003) und die barokline Anpassung der Ozeanzirkulation an ein verändertes großräumiges Windfeld (Capotondi et al., 2005) diskutiert worden. Zum Abschluss dieser Arbeit wird eine Synthese beider Erklärungsansätze versucht.

3) Westliche Randströme und Indonesischer Durchstrom

Wie bereits erwähnt wurde, erfolgt ein großer Teil des äquatorwärtigen Transportes innerhalb der STCs in den westlichen Randströmen, d.h. im New Guinea Coastal Undercurrent von Süden und im Mindanao Current von Norden. Diese speisen auch den Indonesischen Durchstrom (ITF), der den Pazifik in niedrigen Breiten mit dem Indischen Ozean verbindet. Der ITF spielt dabei eine wichtige Rolle für die Zirkulation und Wärmebilanz beider Ozeane (Schneider, 1998). Sein Transport wird gemeinhin auf ungefähr 15 Sv geschätzt, wobei die Bandbreite der Ergebnisse aus Beobachtungen

und Modellen mit Werten zwischen 0 und 30 Sv (Gordon, 2001) jedoch sehr groß ist. Daher ist es interessant, wo sich das hier betrachtete Modell in diesem Spektrum einordnet. Zudem wird den Fragen nachgegangen, aus welcher Hemisphäre das Wasser im Indonesischen Durchstrom stammt und welche Faktoren seine Stärke beeinflussen. Die meisten Beobachtungen zeigen einen nordhemisphärischen Ursprung des ITF, aber auch südpazifisches Wasser wird als Quelle genannt (Lukas et al., 1996). Die Stärke des Durchstroms schätzte Godfrey (1989) mithilfe seiner "Island Rule" aus dem großräumigen Windfeld im Südpazifik ab, während Wyrski (1987) die Differenz der Meeresoberflächenauslenkung (SSH) zwischen Davao auf den Philippinen und dem australischen Darwin nutzte. Hier wird ein Zusammenhang zwischen der Stärke des ITF-Transportes und der SSH-Differenz zwischen Eingang und Ausgang der Passagen hergestellt werden. Des Weiteren wird die Rolle des Indonesischen Durchstroms für die Asymmetrie der subtropischen Zellen untersucht. So haben z.B. Schott et al. (2004) die Vermutung geäußert, dass, analog zur Rolle der meridionalen Umwälzbewegung im Atlantik, der ITF im Pazifik zu einer stärkeren Ausprägung der südlichen Zelle führt.

2 Modell

“Vad den upptäckten nu än innebär, så kan man ju bara drömma om vilken tid det skulle ha tagit att göra den utan dator.”

(Peter Pohl)

Für die vorliegende Arbeit wurden Daten des Ozeanmodells Océan PARallélisé (OPA) 9.0 verwendet, welches auf OPA 8.1 (Madec et al., 1998) aufbaut. Grundlage dieses Modells sind die primitiven Gleichungen, welche durch Anwendung der Boussinesq-, hydrostatischen, sphärischen und traditionellen Approximation aus den Navier-Stokes-Gleichungen gewonnen werden. Die prognostischen Variablen sind das zweidimensionale Geschwindigkeitsfeld (u,v) sowie Temperatur und Salzgehalt. Verwendet wird zudem die nicht-lineare Zustandsgleichung nach Jackett and McDougall (1997). Weiterhin verfügt das Modell über eine implizit freie Oberfläche, wobei das Volumen erhalten bleibt. In der hier betrachteten Gitterkonfiguration ORCA weist das Modell ein tripolares Gitter auf, um das Problem der Singularität am Nordpol zu beheben. Dabei liegen beide Nordpole sowie der Südpol jeweils über Land, um eine zu starke Verzerrung der Gitterboxen im Ozean zu vermeiden (Madec and Imbard, 1996). Eine Darstellung dieses Gitters zeigt Abbildung 2.1. Gekoppelt mit dem Ozeanmodell ist das thermodynamisch-dynamische Meereismodell Louvain-la-Neuve Ice Model (LIM) 2 nach Fichefet and Morales-Marqueda (1997). Dieses besteht aus den zwei Schichten Eis und Schnee. Es hat Einfluss auf die Wärme- und Frischwasserbilanz in eisbedeckten Gebieten und stellt eine Isolierung zwischen Oberflächenantrieb und Ozean dar.

Modellgebiet und Diskretisierung

Das Modellgebiet umfasst den gesamten Weltozean. Es ist zwischen dem grobauflösenden Modell ORCA2 und der wirbelzulassenden Variante ORCA05 zu unterscheiden. Im Einzelnen beträgt die räumliche Auflösung in ORCA2 2° in zonaler und zwischen $0,5^\circ$ am Äquator und $2^\circ \cos\phi$ polwärts von 20°N/S in meridionaler Richtung (siehe auch Abb. 2.1). In ORCA05 liegt die Auflösung zonal bei $0,5^\circ$ und meridional bei $0,5^\circ$ am Äquator bis zu $0,1^\circ$ in hohen Breiten. Generell beträgt die über das Modellgebiet gemittelte Auflösung etwa $2/3$ des nominellen Wertes, also z.B. $1,3^\circ$ im Fall von ORCA2. In der Vertikalen ist die Wassersäule in 31 (ORCA2) bzw. 46 (ORCA05) Schichten unterschiedlicher Dicke unterteilt, wobei die Auflösung mit der Tiefe abnimmt. Jeweils etwa 20 Schichten liegen in den oberen 500-600m, d.h. in dem hier hauptsächlich betrachteten Bereich. Zur zeitlichen Auflösung ist zu bemerken, dass der Zeitschritt 2400 s (ORCA05) bzw. 5760 s (ORCA2) beträgt, wobei jeweils ein implizites Zeitschrittverfahren verwendet wird. Die Diskretisierung erfolgt auf einem Arakawa-C-Gitter, d.h. die Gitterpunkte der u-,v- und T-Felder sind jeweils um eine halbe Gitterbox gegeneinander verschoben. Die Bodentopographie und die Küstenlinien basieren auf dem ETOPO5-Datensatz des National Oceanic and Atmospheric Administration – National Geophysical Data Center (NOAA-NGDC). Je nach Experiment werden dabei am Boden zur besseren Anpassung an die reale Topographie



ORCA R2 : mesh indexation

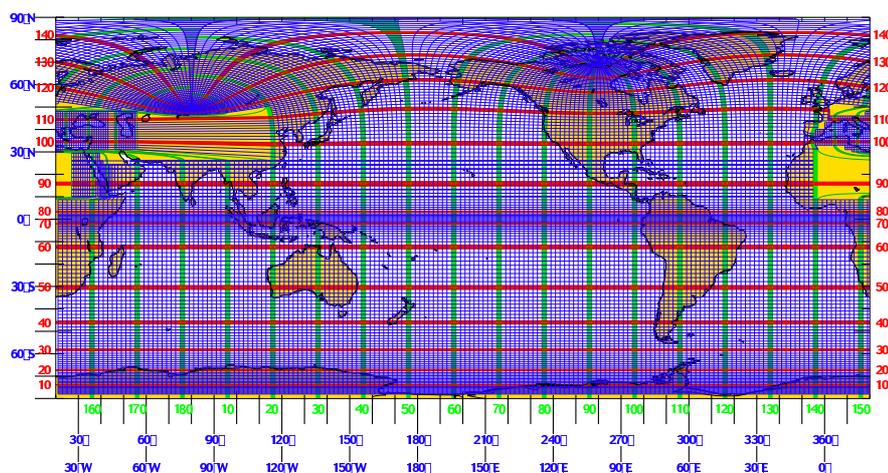


Abbildung 2.1: *tripolares Gitter, hier für ORCA2 dargestellt*

nur partiell gefüllte Zellen verwendet (Adcroft et al., 1997; Pacanowski and Gnanadesikan, 1998). In speziellen Gebieten, vor allem in engen Passagen, erfolgt eine zusätzliche Korrektur, um realistische Transporte zu erhalten.

Oberflächenflüsse und Antriebsdaten

An der Meeresoberfläche sind Vorgaben für die Windschubspannung sowie für die Flüsse von Wärme und Frischwasser erforderlich. Dabei gilt generell für den Wärmefluss von der Atmosphäre in den Ozean:

$$Q_{\text{ges}} = Q_{\text{kw}} + Q_{\text{lw}} + Q_{\text{E}} + Q_{\text{H}} + Q_{\text{I}}$$

mit Q_{kw} : kurzweilige Einstrahlung, Q_{lw} : langweilige Ausstrahlung, Q_{E} : latente Wärme, Q_{H} : sensible Wärme, Q_{I} : Effekt des Gefrierens oder Schmelzens von Meereis

und für den Frischwasserfluss:

$$F_{\text{ges}} = P + E + \text{runoff} + R$$

mit P: Niederschlag, E: Verdunstung, runoff: Flusswasserzufuhr, R: Restoringterm

Je nach Modelllauf erfolgt der Antrieb entweder mit dem “OMIP”- (Ocean Model Intercomparison Project) oder dem “CORE”- (Coordinated Ocean Reference Experiment) Datensatz. OMIP basiert auf den ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasting) Reanalyse-Daten (Röske, 2001). Verwendet werden tägliche Werte für die kurzweilige Einstrahlung Q_{kw} , die langweilige Ausstrahlung Q_{lw} , welche proportional zu SST^4 ist, die Windschubspannung τ_x und τ_y , den Taupunkt, die Wolkenbedeckung, den Niederschlag P sowie den Flusswassereintrag. Mithilfe der Bulkformeln nach Kara and Hurlburt (2004) werden aus τ_x und τ_y die Koeffizienten c_h und c_e berechnet, aus denen wiederum die Flüsse von latenter (Q_{E}) und sensibler (Q_{H}) Wärme sowie die Verdunstungsrate E bestimmt werden.

Grundlage von CORE sind die NCEP (National Centers for Environmental Prediction)/NCAR (National Center for Atmospheric Research)-Reanalyse-Daten von 1958 bis 2000, die von Large and Yeager (2004) mithilfe von Beobachtungen und Satellitendaten korrigiert wurden. Hier werden ebenfalls tägliche Werte für die kurzweilige Einstrahlung Q_{kw} und die langweilige Ausstrahlung Q_{lw} , im Gegensatz zu OMIP jedoch die spezifische Feuchte und die Winddaten in 10 m Höhe (u_{10} , v_{10}) sowie monatliche Niederschlagsdaten und jährliche runoff-Daten verwendet. Mit den Bulkformeln des NCAR-Modells werden c_h , c_e und c_m und daraus Verdunstung, die Flüsse sensibler und latenter Wärme sowie auch der Impulsfluss bestimmt. Während das Modell zur Analyse von zwischenjährlicher Variabilität mit diesem Datensatz interannual angetrieben wird, wird zur Bestimmung eines mittleren Zustandes

zunächst ein klimatologisches, d.h. sich jährlich wiederholendes Forcing ermittelt. Die Initialisierung erfolgt jeweils mit dem Levitus98-Datensatz (Levitus et al., 1998) in niedrigen und mittleren Breiten und mit dem Polar Hydrographic Center (PHC 2.1)-Datensatz (Steele et al., 2001) in hohen Breiten. Sowohl für OMIP als auch für CORE sind die Frischwasser- und die Wärmebilanz für Levitus geschlossen. Um Drift zu vermeiden, werden die Salzgehalte nach einer gewissen Zeitspanne wieder an Levitus angepasst. Dieses Salzrestoring variiert je nach Modelllauf zwischen 0.033 und 0.5 m Frischwasser pro Tag. Es verhindert zwar einerseits große Fehler in den Oberflächeneigenschaften, kann jedoch andererseits zu realitätsfernen lokalen Flüssen führen.

Randbedingungen

Auch wenn in einem globalen Modell keine Modellränder existieren, so müssen doch die Randbedingungen an den Küsten betrachtet werden. In ORCA2 und in den betrachteten Läufen von ORCA05 bis zum Experiment KAB013 gelten dort “no slip”-Bedingungen, d.h. die tangential Geschwindigkeit ist am Rand identisch Null, so dass eine Reibungsgrenzschicht entsteht. Ab Experiment KAB018 in ORCA05 verschwindet dagegen die relative Vorticity am Rand, d.h. es gilt die “free slip”-Bedingung. Am Boden wird für die Experimente mit “no slip”-Bedingungen lineare, für die übrigen nichtlineare Reibung angesetzt.

Parametrisierung physikalischer Prozesse

Für die Parametrisierung der Deckschichtprozesse wurde ein TKE (turbulente kinetische Energie) -Deckschichtmodell gewählt. Unterhalb der Deckschicht wird ein Hintergrundvermischungskoeffizient von $\kappa_m = 1,2 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. $\kappa_t = 1,2 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ angenommen. Konvektion wird realisiert, indem die Vermischung bei instabilen Verhältnissen erhöht wird. Die Berechnung der Doppeldiffusion (z.B. Salzfinger) folgt Merryfield et al. (1999).

ORCA05 horizontal:

Als Advektionsschema für Tracer wird MUSCL (Monoton Upstream-Centered Scheme for Conservation Laws, Hourdin and Armengaud, 1999) genutzt. Dieses Schema, das sowohl horizontal als auch vertikal wirkt, ist von 3. Ordnung und sorgt, da es positiv definit ist, dafür, dass keine negativen Salzgehalte auftreten können. Die turbulente Vermischung von Tracern erfolgt isopyknisch. Sie wird mithilfe eines Laplace-Ansatzes dargestellt, welcher die Gent-McWilliams-Wirbelparametrisierung berücksichtigt. Der entsprechende Gent-McWilliams-Koeffizient wird dabei aus der Stabilität berechnet. Das Advektionsschema für den Impuls ist sowohl enstrophie- als auch ener-

gieerhaltend. Die turbulenten Impulsflüsse werden horizontal biharmonisch (4.Ordnung) mit $\kappa = 8,5 \times 10^{11} m^4/s$ parametrisiert.

ORCA2 horizontal:

Hier finden als Advektionsschema für Tracer zentrale Differenzen (2.Ordnung) mit $\kappa = 2000 m^2/s$ Anwendung. Die Parametrisierung der Tracerdiffusion entspricht der in ORCA05. Das Advektionsschema für den Impuls ist nur energierhaltend ($\kappa = 4 \times 10^4 m^2/s$), und die Viskosität wird mit einem Laplace'schen Ansatz beschrieben.

Übersicht verwendeter Experimente

Zur Analyse der Verhältnisse im (sub)tropischen Pazifik standen unterschiedliche Experimente zur Verfügung. Als Referenzläufe zur Beschreibung des mittleren Zustandes wurden gewählt:

- KAB006: ORCA05, klimatologischer Antrieb mit OMIP, über drei Monate gemittelte Daten, Salzrestoring 0.5 m/d
- KAB034: ORCA05, klimatologischer Antrieb mit CORE, monatlich gemittelte Daten, Salzrestoring 0.033 m/d, aber 0.5m/d in subpolaren Regionen
- KUS038: ORCA2, klimatologischer Antrieb mit CORE, Daten gemittelt über 24,3 Tage, Salzrestoring 0.033 m/d, aber 0.5 m/d im südlichen Ozean

Des weiteren wurden zur Analyse zwischenjährlicher Schwankungen Experimente mit interannuaalem Antrieb hinzugezogen. Ergänzend fanden Läufe, die im Vergleich zu den Referenzläufen verschiedene Änderungen aufweisen, als Sensitivitätsexperimente Verwendung. Zu nennen ist hier insbesondere KUS019, ein Lauf mit interannual variierendem thermohalinen Antrieb, aber klimatologischem Wind. Eine Übersicht über alle verwendeten Experimente gibt Tabelle 2.1.

Experiment	Auflösung	Antrieb	Modelljahre	Besonderheiten
KAB006	ORCA05	OMIP (klim.)	1-40	hartes Salzrestoring (0.5 m/d)
KAB018	ORCA05	CORE (klim.)	1-50	mittleres Salzrestoring (0.25 m/d)
KAB034	ORCA05	CORE (klim.)	1-66	weiches Salzrestoring (0.033 m/d), aber hart in subpolaren Regionen (0.5 m/d)
KAB036	ORCA05	CORE (ia.)	1958-2000	basiert auf KAB034
KUS019	ORCA2	CORE (TH ia., Wind klim.)	1958-2000	hartes Salzrestoring (0.5 m/d)
KUS038	ORCA2	CORE (klim.)	1-400	korrigiertes Windfeld in der Arktis, weiches Salzrestoring (0.033 m/d), aber im Südozean hart (0.5 m/d)
KUS039	ORCA2	CORE (ia.)	1958-2000	basiert auf KUS038

Tabelle 2.1: Zusammenfassung der verwendeten Experimente

3 Mittlere Zirkulation im (sub)tropischen Pazifik in ORCA

“Wir kehren immer zum Wasser zurück.”

(John von Düffel)

In diesem Kapitel soll die mittlere tropisch-subtropische Zirkulation des Pazifiks anhand ausgewählter Komponenten des Stromsystems beschrieben werden. Um Aussagen über Abhängigkeiten von Antrieb und Auflösung treffen zu können, erfolgt dies jeweils für die Referenzläufe KAB006, KAB034 und KUS038. Vergleiche mit Beobachtungsdaten und Ergebnissen anderer Modelle können Aufschluss darüber geben, ob wir mit ORCA ein realitätsnahes Bild dieser Region erhalten.

3.1 Überblick

Wie schon in der Einleitung beschrieben wurde, wird die mittlere Zirkulation in den Tropen und Subtropen des Pazifiks im Wesentlichen durch die zonalen Strömungen, d.h. durch den ostwärtigen Äquatorialen Unterstrom (EUC), die westwärtigen Nord- und Südäquatorialströme (NEC, SEC) und den ostwärtigen Nordäquatorialen Gegenstrom (NECC) sowie durch die in Richtung Äquator fließenden westlichen Randströme, New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) und Mindanao Current (MC), bestimmt. Abb. 3.1 zeigt die wichtigsten Strömungen in einer Schemazeichnung von Schott et al. (2004). Durch die von McCreary and Lu (1994) beschriebene tropisch-subtropische Zelle (STC), welche auf der Theorie der ventilierten Sprungschicht von Luyten et al. (1983) basiert, existiert eine Verbindung zwischen Tropen und Subtropen. Dabei wird Wasser in den Subtropen subduziert und gelangt sowohl in den westlichen Randströmen als auch im Inneren zum

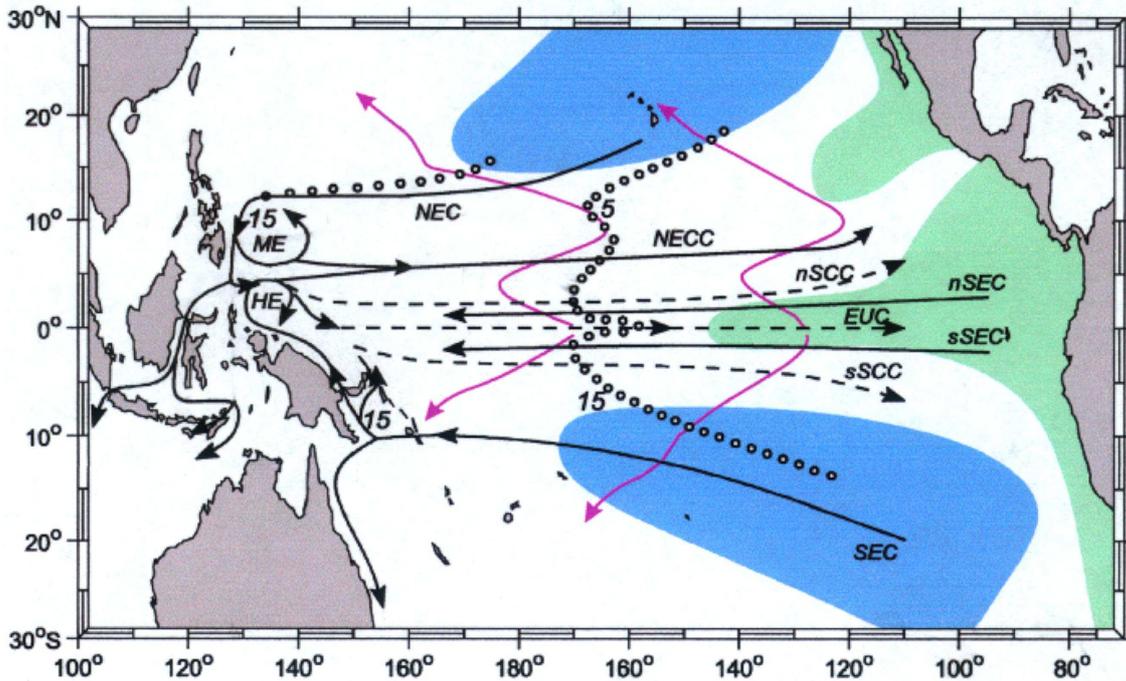


Abbildung 3.1: Übersicht über wichtige Strömungen im tropischen Pazifik sowie Subduktionszonen (blau) und Auftriebsgebiete (grün) aus Schott et al. (2004)

Äquator. Dort speist es den EUC, der auf seinem Weg nach Osten aufgrund des äquatorialen Auftriebs aufsteigt. Die Subduktionszonen und Auftriebsgebiete sind in Abb. 3.1 blau bzw. grün unterlegt. Polwärtiger Transport an der Oberfläche aufgrund der Ekmandivergenz am Äquator schließt die Zelle. Des Weiteren existieren aufgrund der abseits des Äquators rapiden Zunahme des Coriolisparameters windgetriebene, flache Ekmanzellen, deren Ausdehnung auf ungefähr 5° um den Äquator beschränkt ist. Inwieweit diese Tropischen Zellen (TCs) einen Beitrag zur Ventilation der Thermokline am Äquator leisten ist umstritten, da Hazeleger et al. (2001a) zeigen konnten, dass es sich bei diesen im Wesentlichen um isopyknisch rezirkulierendes Wasser handelt.

3.2 Integrale Größen

3.2.1 Overturning und subtropische Zellen

Der oben beschriebene subtropisch-tropische Austausch erstreckt sich in Ost-West-Richtung beinahe über den gesamten Pazifik. Deshalb ist diese Zirkulation erst im zonalen Integral als geschlossene Zelle zu erkennen. Durch Zonalintegration der Meridionaltransporte erhält man die Stromfunktion der meridionalen Umwälzelle. Diese wird als Overturning bezeichnet:

$$OT(y, z) = \int_{x_e}^{x_w} \int_{z=0}^{z=-h} v dz dx$$

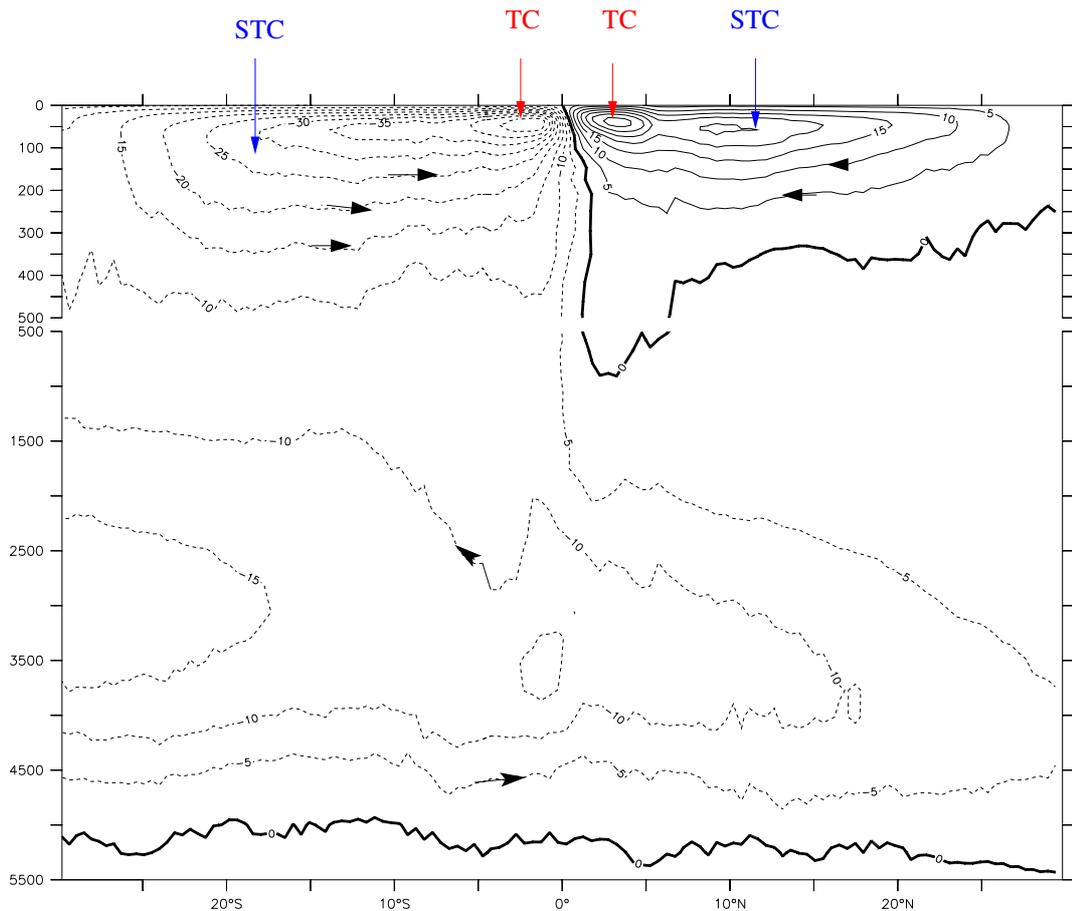


Abbildung 3.2: Mittlere Stromfunktion der meridionalen Umwälzbewegung (Overturning) in Sv für Pazifik und Indischen Ozean aus KAB034 (ORCA05, Jahre 20-66)

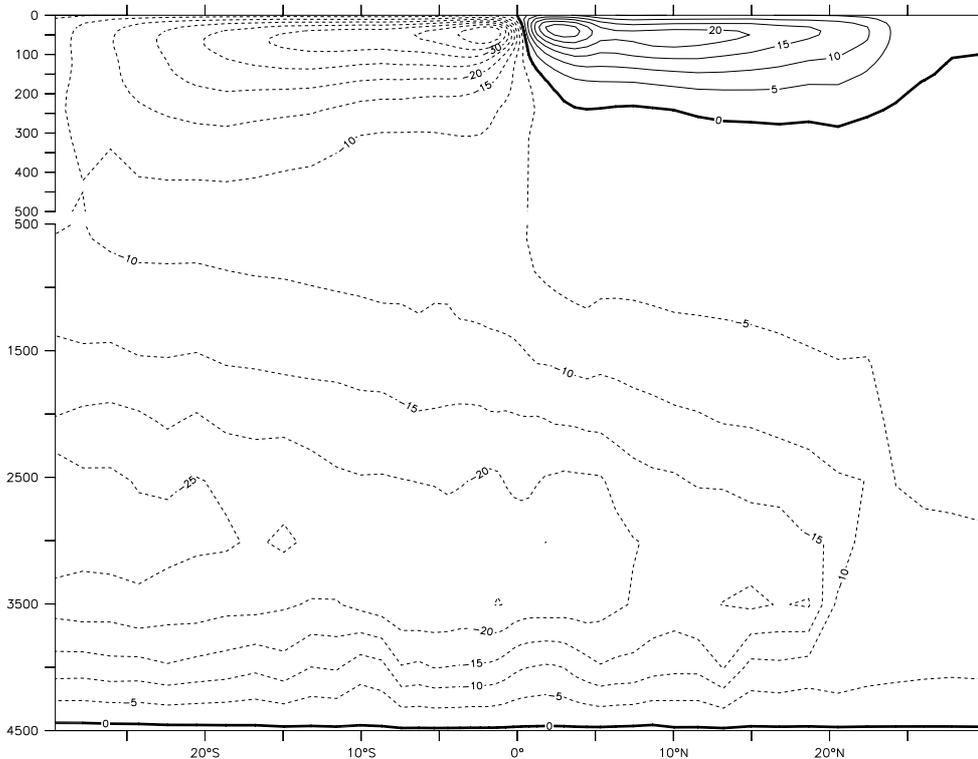


Abbildung 3.3: *Mittlere Stromfunktion der meridionalen Umwälzbewegung (Overturning) in Sv für Pazifik und Indischen Ozean aus KUS038 (ORCA2, Jahre 60-99)*

Da der Pazifik und der Indische Ozean durch den Indonesischen Durchstrom in niedrigen Breiten verbunden sind, läßt sich aufgrund der notwendigen Divergenzfreiheit nur ein gemeinsames Overturning betrachten. Dieses ist für KAB034 in Abb. 3.2 für den Bereich 30°S bis 30°N dargestellt. Man erkennt einen Einstrom von ungefähr 15 Sv Boden- und Tiefenwasser aus dem Süden. Ein Teil davon rezirkuliert bereits bei 20°S , während 10 Sv in den tiefen Nordpazifik eindringen und dort in leichteres Tiefenwasser umgewandelt werden. Dies stimmt gut mit der Darstellung von Schmitz (1996) überein, nach der 17 Sv Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW) von Süden in den Pazifik eindringen, von denen 7 Sv bis 10°S rezirkulieren und 10 Sv im Nordpazifik in Nordpazifisches Tiefenwasser (NPDW) umgewandelt werden, welches dann wieder nach Süden strömt. Im oberen Bereich der Overturningdarstellung (Abb. 3.2) sieht man die geschlossenen subtropischen und tropischen Zellen. Die tropischen Zellen sind zwischen Äquator und 5°N/S und in einer Tiefe bis 100m zu finden. Dabei ist die südliche TC mit 49 Sv deutlich stärker als die nördliche TC mit 37 Sv. Der Unterschied ist jedoch geringer als bei Haze-

leger et al. (2001a), die mit dem OCCAM-Modell 45 Sv bzw. 24 Sv erhielten. Die subtropischen Zellen reichen vom Äquator bis 30°S bzw. 25°N und bis in eine Tiefe von 500m. Auch hier zeigt sich die Asymmetrie in der Stärke der Zellen zwischen 39 Sv für die südliche und 26 Sv für die nördliche STC. In KAB006 erhält man mit 35 Sv (süd) bzw. 23 Sv (nord) etwas schwächere subtropische, mit 51 Sv (süd) bzw. 45 Sv (nord) jedoch etwas stärkere tropische Zellen. KUS038 (Abb. 3.3) zeigt für ORCA2 ähnliche STC-Werte (34 Sv bzw. 22 Sv), aber geringere TCs (45 Sv bzw. 34 Sv). Bei der Betrachtung der südlichen Zellen fällt jedoch auf, dass diesen die Stärke der nordwärtigen Tiefenwasserzelle überlagert ist. Als Maß für die Stärke der südlichen (S)TC wird deshalb die Differenz zwischen der Tiefe, in welcher das Maximum auftritt, und 500m verwendet. Damit ergeben sich den nördlichen ähnlichere südliche STC- und TC-Transporte, nämlich 29.6 Sv bzw. 39.8 Sv (KAB034), 29.1 Sv bzw. 45.7 Sv (KAB006) und 26.0 Sv bzw. 36.8 Sv (KUS038). Zu beachten ist jedoch, dass aufgrund des gemeinsam betrachteten Overturnings von Pazifik und Indischem Ozean auch die Umwälzbewegung des letzteren überlagert ist. Hier ist insbesondere die von Schott et al. (2002) beschriebene “cross equatorial cell” zu nennen, die südhemisphärische Subduktion mit Auftriebsregionen nördlich des Äquators verbindet. Geschlossen wird die Zelle durch südwärtigen Ekman- bzw. Sverdruptransport an der Oberfläche. Ihr Transport beträgt ungefähr 6 Sv. Eine Übersicht über alle Transporte gibt Tabelle 3.1.

Lauf	STC nord [Sv]	STC süd [Sv]	TC nord [Sv]	TC süd [Sv]
KAB006	22.8	29.1	45.4	45.7
KAB034	26.1	29.6	37.3	39.8
KUS038	22.3	26.0	33.6	36.8

Tabelle 3.1: Werte für Transporte der subtropischen und tropischen Zellen aus dem Overturning

Eine wichtige Frage im Zusammenhang mit den Subtropischen Zellen ist die Aufteilung des äquatorwärtigen Zweiges auf die Randströme und Wege im Inneren des Beckens. Liu et al. (1994) beschrieben in ihrer Modelluntersuchung zum tropisch-subtropischen Austausch von Wasser der oberen Schichten drei mögliche Wege, die in den Subtropen subduziertes Wasser nehmen kann. Zum einen existiert ein Rezirkulationsfenster. Dabei rezirkuliert das vor allem im Westen subduzierte Wasser im Subtropenwirbel und gelangt folglich nicht zum Äquator. Durch das zweite Austauschfenster gelangt im zentralen Pazifik subduziertes Wasser in den westlichen Randstrom und mit

diesem zum Äquator. Noch weiter östlich subduzierte Wassermassen gelangen auf einem Zick-Zack-Pfad im Inneren des Beckens in den Äquatorialen Unterstrom. Dieser Weg verläuft in der Südhemisphäre geradliniger als in der Nordhemisphäre, in der durch die Lage der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und das damit verbundene Ekman-pumping eine Barriere hoher potentieller Vorticity existiert. Diese muß von den subduzierten Wassermassen, die aufgrund ihrer Homogenisierung ein PV-Minimum aufweisen, umströmt werden. Am Ostrand befindet sich ein unventiliertes Gebiet, die sogenannten Schattenzonen. Diese sind auch in Abb. 1.2 zu sehen. Während Lu et al. (1998) aus ihrer Analyse eines 3 1/2 Schichten-Modells schlossen, dass nur ein schwacher innerer Austausch stattfindet, fanden Johnson and McPhaden (1999) in CTD-Daten Belege für einen starken inneren Pfad, insbesondere in der Südhemisphäre (15 Sv von Süden, 5 Sv von Norden im Inneren). Um eine Aussage über die Aufteilung auf die beiden Pfade in KAB034 zu erhalten, wird die Meridionalgeschwindigkeit bei 8°S über den unteren STC-Zweig in vertikaler und jeweils in zonaler Richtung über den Randstrom (RS) und den inneren Bereich (Inn) integriert, wobei die Teilung bei 167°E erfolgt:

$$\int_{RS/Inn} \int_{z=64m}^{z=452m} v dz dx.$$

Daraus ergibt sich im langzeitlichen Mittel mit einem Transport im Randstrom von 15.7 Sv und einem Transport im Inneren von 8.9 Sv ein Verhältnis von ungefähr 2/3 zu 1/3. Beim Vergleich der absoluten Zahlen mit den oben angegebenen Zellenstärken ist zu beachten, dass hier nur der Pazifik erfasst wird, während das meridionale Overturning auch den Indischen Ozean einbezieht.

3.2.2 Meridionaler Wärmetransport

Verbunden mit der meridionalen Umwälzbewegung ist ein meridionaler Wärmetransport, der hier der Vollständigkeit halber gezeigt wird:

$$HT = \int_z \int_{x_W}^{x_E} \rho c_p T v dx dz$$

mit ρ : Dichte des Wassers, c_p : spezifische Wärme,
 T: potentielle Temperatur, v : Meridionalgeschwindigkeit.

Da sich die Erde vor allem in niedrigen Breiten durch die kurzwellige solare Einstrahlung erwärmt, die langwellige Ausstrahlung jedoch gleichmäßig verteilt erfolgt, kommt es zu einem Wärmeüberschuss in den Tropen, der

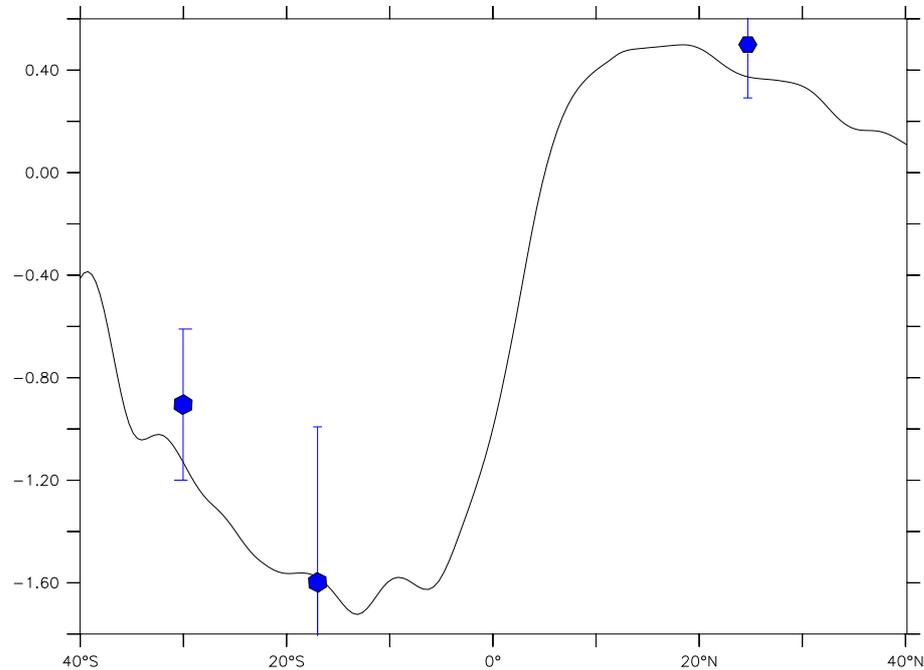


Abbildung 3.4: Jahresmittel des indopazifischen meridionalen Wärmetransportes aus KAB034 in PW (geglättet) in schwarz; in blau Werte aus Ganachaud and Wunsch (2003); positive Werte zeigen nordwärtigen, negative Werte südwärtigen Wärmetransport an

von Atmosphäre und Ozean polwärts transportiert wird. Dieser Transport von Wärme aus dem äquatorialen Bereich in höhere Breiten ist für beide Hemisphären auch in Abb. 3.4 zu sehen, in welcher der Wärmetransport für Pazifik und Indischen Ozean aus KAB034 dargestellt ist. Die gemeinsame Darstellung von Pazifik und Indischem Ozean erfolgt dabei wie schon im Fall des Overturnings aufgrund der benötigten Divergenzfreiheit. Die größten Transporte treten bei 13°S mit -1.72 PW bzw. 18 °N mit 0.50 PW auf. In blau sind zusätzlich die Werte aufgetragen, die Ganachaud and Wunsch (2003) mithilfe ihrer Inversanalyse aus den hydrographischen Schnitten des World Ocean Circulation Experiment (WOCE) erhielten. Die Kurve für ORCA liegt überall innerhalb der von Ganachaud and Wunsch (2003) angegebenen Fehlerbereiche. Am besten ist die Übereinstimmung für 18°S, also in der Nähe des Maximums.

3.2.3 Horizontale Stromfunktion

Eine weitere mögliche integrale Form der Darstellung des Geschwindigkeitsfeldes ist die barotrope Stromfunktion. Sie ist für ein divergenzfreies Geschwindigkeitsfeld definiert:

$$\Psi(x, y) = \int_{x_e}^{x_w} \int_{z=0}^{z=-h} u \, dz \, dx.$$

Dabei stellen die Linien $\Psi = \text{const.}$ die Stromlinien dar. Die Differenz von Ψ an zwei Punkten gibt den vertikal integrierten Volumentransport zwischen diesen Punkten an.

In Abbildung 3.5 ist die horizontale Stromfunktion für den subtropischen und tropischen Pazifik dargestellt. Man erkennt die jeweils antizyklonalen Subtropenwirbel, bestehend aus Kuroshio, Nordpazifikstrom, Californiastrom und Nordäquatorialstrom im Norden bzw. aus Ostaustralischem Strom, Südpazifikstrom, Perustrom und Südäquatorialstrom im Süden, sowie die zyklonalen

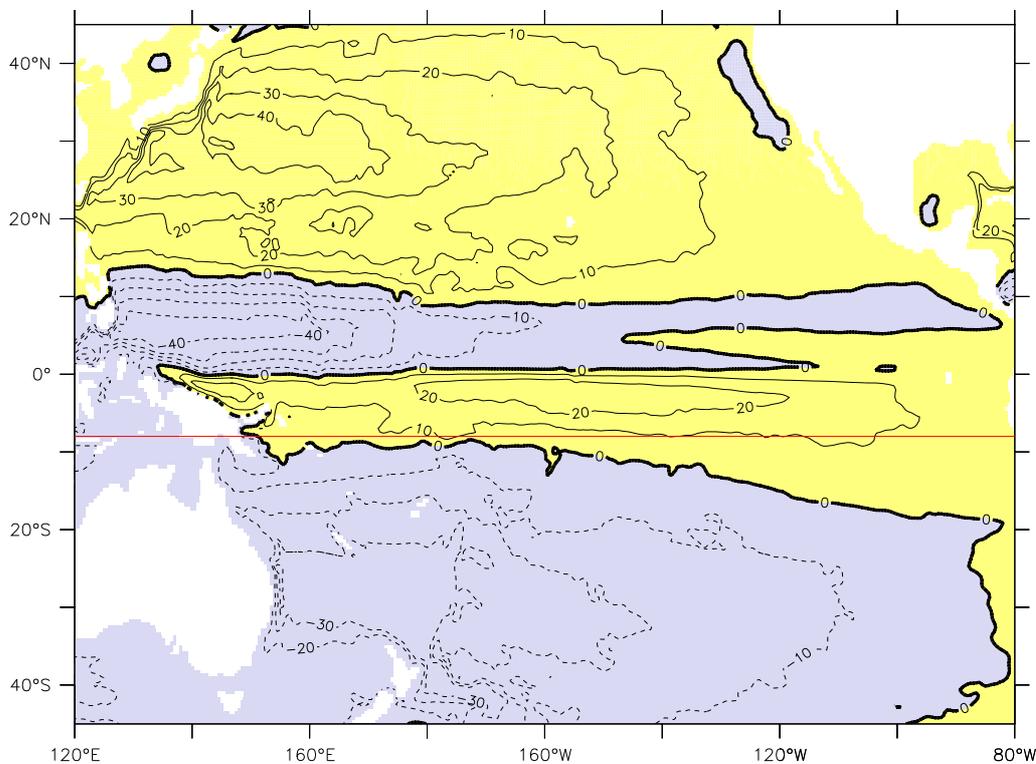


Abbildung 3.5: Barotrope Stromfunktion aus KAB034; rote Linie kennzeichnet die Lage des Schnittes in Abb.3.6

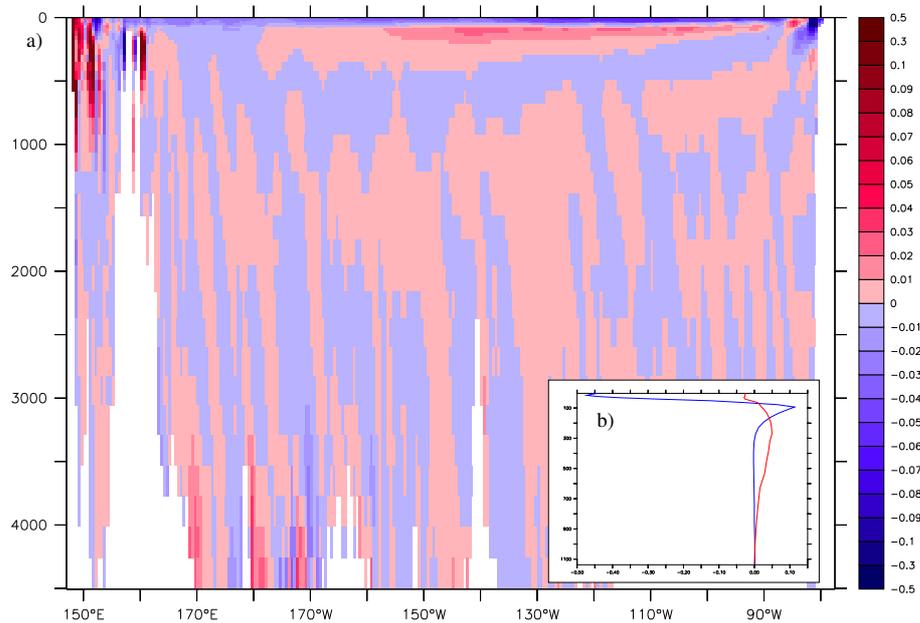


Abbildung 3.6: a) *Mittlere Meridionalgeschwindigkeit in 8°S aus KAB034 in m/s; rote Bereiche zeigen äquatorwärtigen, blaue Bereiche polwärtigen Transport an;*
 b) *zonal integrierte Meridionalgeschwindigkeit in 8°S für den inneren Bereich (blau) und den Randstrom (rot) aus KAB034 in m²/s*

Tropenwirbel in beiden Hemisphären. Letztere zeigen die Verbindung zwischen den äquatorwärtigen Randströmen (NGCU und MC) und dem netto polwärtigen Transport im Inneren. Die Maxima liegen bei 40 Sv für die Subtropenwirbel sowie 20 Sv für den südlichen und 40 Sv für den nördlichen tropischen Wirbel. Während die Struktur der barotropen Stromfunktion der von Capotondi et al. (2005) für das NCAR Ocean Model gezeigten entspricht, liegen deren Werte für die tropischen Wirbel deutlich niedriger. Dagegen stimmen sowohl Struktur als auch Werte des Hamburger MPI-OM-1-Modells mit OMIP-Antrieb, dargestellt in Marsland et al. (2003), mit Maxima von 40 Sv für den südlichen und 50 Sv für den nördlichen Subtropenwirbel sowie 20 Sv für den südlichen und 30 Sv für den nördlichen Tropenwirbel recht gut mit Abb. 3.5 überein.

In Abbildung 3.6 ist die mittlere Meridionalgeschwindigkeit aus KAB034 als Schnitt über 8°S sowie entlang 8°S zonal über den inneren Bereich und den Randstrom integriert dargestellt. Die Lage des Schnittes ist in Abb.3.5 durch eine rote Linie gekennzeichnet. Man erkennt den über einen großen Tiefenbereich (bis in 1000m) nordwärts strömenden Neu Guinea Küstenunterstrom als rote Kurve in Abb. 3.6b) bzw. pinke Fläche am westlichen Rand in Abb.

3.6a). Der dunkelblaue Bereich im Schnitt bzw. die stark negativen Werte im Integral in den oberen 50 Metern zeigen den starken südwardigen Ekmantransport über das gesamte innere Becken. Unterhalb der Ekman-schicht erfolgt im Bereich des unteren STC-Zweiges äquatorwardiger Transport, wie in Abb. 3.6b) an den positiven Werten der blauen Kurve in etwa 100m bis 300m Tiefe zu sehen ist. Weitere polwardige Geschwindigkeiten sind am Ostrand zu finden.

3.3 Äquatorialer Unterstrom

Der äquatoriale Unterstrom (EUC) befindet sich genau auf dem Äquator direkt unterhalb der Deckschicht und wird durch den Ost-West-Druckgradienten getrieben, der seinerseits durch die östlichen Passatwinde aufgebaut wird (McPhaden, 1981; McCreary, 1981). Er wird durch Wasser aus den Subtro-

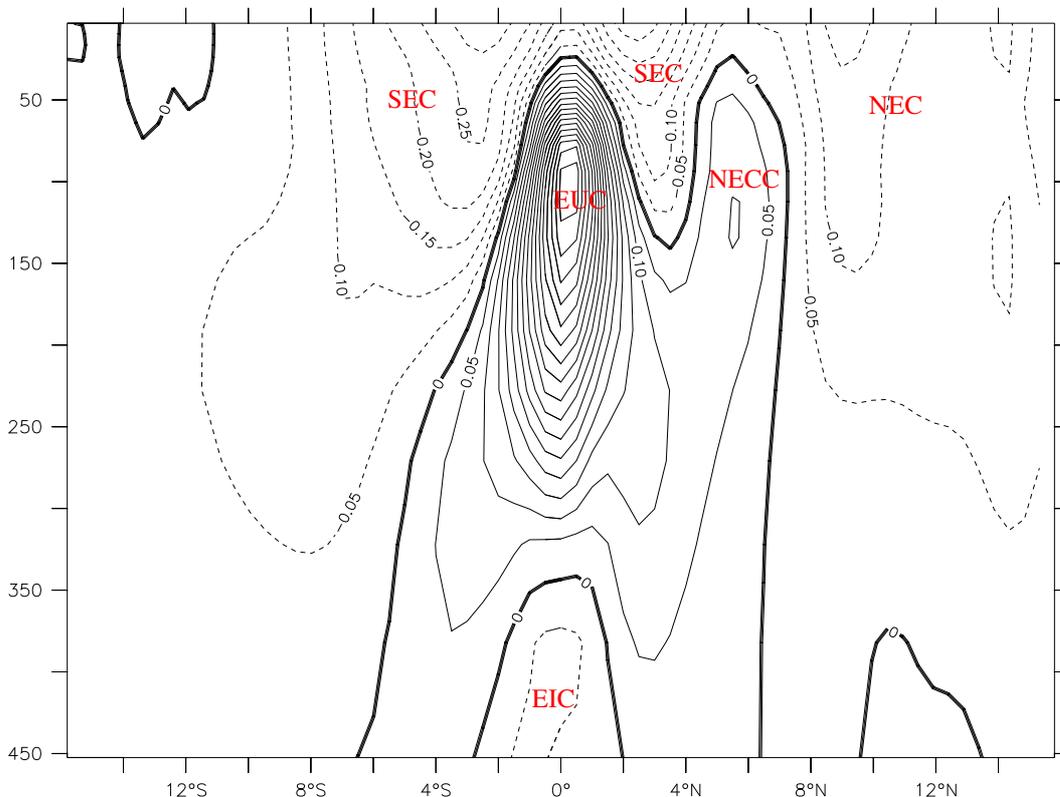


Abbildung 3.7: Fünfjahresmittel der Zonalgeschwindigkeit aus KAB034 bei 155° W in m/s; gestrichelte Linien zeigen westwärtige, durchgezogene Linien ostwärtige Geschwindigkeiten an

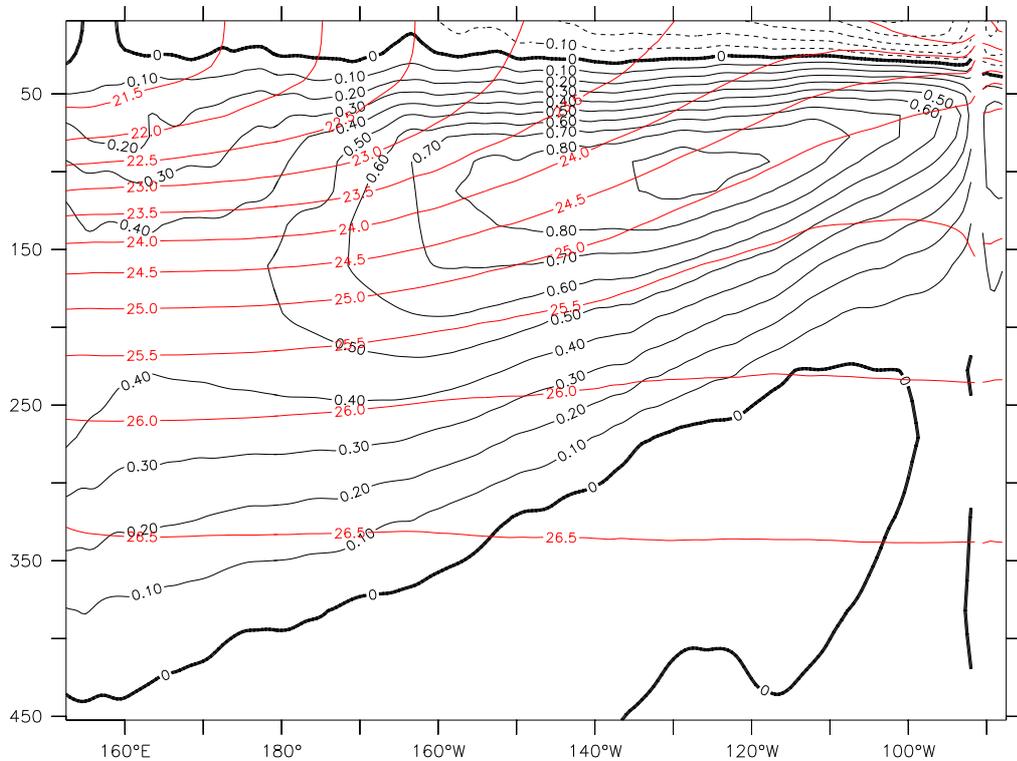


Abbildung 3.8: Fünfjahresmittel der Zonalgeschwindigkeit aus KAB034 entlang des Äquators in m/s (schwarz) sowie Isopyknen (rot)

pen gespeist, das durch eines der oben beschriebenen Austauschfenster zum Äquator gelangt. In Trajektorienanalysen sowohl von Goodman et al. (2005) mit dem OCCAM-Modell als auch von Rodgers et al. (2003) mit OPA 8.1 stammen dabei etwa zwei Drittel des Wassers aus der Südhemisphäre. Abb. 3.7 stellt einen meridionalen Schnitt der Zonalgeschwindigkeit bei 155°W, d.h. im zentralen Pazifik, dar. Der EUC ist deutlich am ostwärtigen Geschwindigkeitsmaximum am Äquator in 50m bis 300m Tiefe zu erkennen. Neben dem EUC sieht man den nördlichen und südlichen Zweig des SEC zentriert um 2°S bzw. 2°N, den NEC bei 8°N, den vergleichsweise tief liegenden NECC bei 5°N und den EIC (Equatorial Intermediate Current) direkt unterhalb des EUC. Abbildung 3.8 zeigt einen zonalen Schnitt der Zonalgeschwindigkeit entlang des Äquators über den gesamten Pazifik. In rot sind Linien gleicher potentieller Dichte darübergelegt. Wie in beiden Abbildungen zu sehen ist, beträgt das Maximum der ostwärtigen Geschwindigkeit in KAB034 90cm/s. Bei 155°W befindet es sich in einer Tiefe von etwa 100m. Diese Werte stimmen gut sowohl mit den Beobachtungen von Wyrтки and Kilonsky (1984) als auch mit der Auswertung der TAO-Daten (Tropical At-

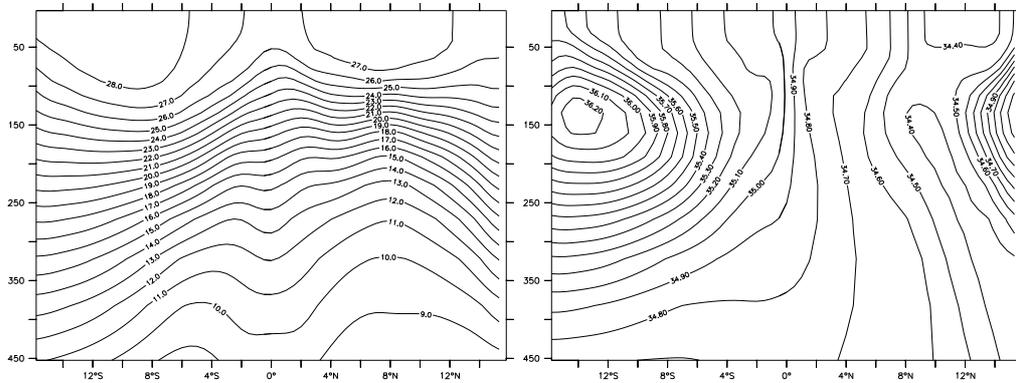


Abbildung 3.9: Fünfjahresmittel der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ (links) und des Salzgehaltes in psu (rechts) aus KAB034 bei 155°W

mosphere Ocean) aus dem Zeitraum 1988–96 von Yu and McPhaden (1999a) überein. Der EUC befindet sich in einem Dichtebereich von $\sigma_{\theta} = 22.5$ bis 26.0 , wobei das Geschwindigkeitsmaximum bei $\sigma_{\theta} = 24.7$ liegt. Während sowohl der Dichtebereich als auch die Tiefe recht gut mit den von Schott et al. (2004) nach Messungen von Johnson et al. (2002) gezeigten Werten übereinstimmen, befindet sich deren Stromkern auf der 25.5 -Isopykne. Diese Verschiebung der Isopyknen läßt sich anhand des in Abbildung 3.9 gezeigten Temperatur- bzw. Salzgehaltschnittes verstehen. So decken die Isothermen und Isohalinen zwar den gleichen Bereich ab wie in den Beobachtungen von Johnson et al. (2002) und Wyrтки and Kilonsky (1984), die beobachtete Drängung der Isolinien im Bereich um 200m ist im Modell jedoch nicht zu finden. Dies deutet darauf hin, dass aufgrund der gewählten Parametrisierung vertikaler Vermischungsprozesse in ORCA keine ausreichend scharfe Sprungschicht repräsentiert wird. Der Stromkern des EUC steigt von 180m am Westrand bis auf ungefähr 90m im Osten des Pazifiks auf. Ein entsprechendes Aufsteigen von 200m bei 143°E auf 80m bei 110°W erhielten auch Johnson et al. (2002) aus direkten Messungen. Die Erstreckung des Stromkerns bis in Tiefen von über 300m erscheint im Vergleich mit Beobachtungen jedoch unrealistisch und ist mit einem erhöhten Transport verbunden. Diesen erhält man, indem man im Dichtebereich des EUC zwischen 3°S und 3°N über alle ostwärtigen Geschwindigkeiten, die größer als 5cm/s sind, integriert. Er beträgt für KAB034 im zeitlichen Mittel 33.8 Sv bei 165°E , 46.1 Sv bei 155°W und 28.1 Sv bei 110°W und liegt damit höher als die meisten Beobachtungen. Zum Beispiel erhielten Johnson et al. (2002) aus in den 1990-er Jahren gewonnenen CTD- und ADCP-Daten ungefähr 17 Sv für 165°E , 35 Sv für 155°W sowie 26 Sv für 110°W aus direkten Messungen, und die Inverslösungen von Sloyan et al. (2003) zeigten $18.2 \pm 1.1\text{ Sv}$ für 165°E , $26.4 \pm 1.9\text{ Sv}$ für 155°W und $24.0 \pm 1.9\text{ Sv}$ für 110°W . Eine mögliche Erklärung dafür ist, dass der Effekt der

im Modell nicht aufgelösten North/South Subsurface Countercurrents oder Tsuchiya-Jets (Tsuchiya, 1975) hier eingeht (Schott, pers. Komm.). Der mittlere Jahresgang für 155°W bestätigt weitgehend die auch von Johnson et al. (2002) beobachtete Struktur mit einem Maximum im Frühsommer und Minimalwerten in den Herbst- und Wintermonaten. Allerdings treten die Extremwerte im Modell etwa einen Monat früher auf und liegen deutlich höher. Für KAB006 ergibt sich ein ähnliches Bild, wobei die Transporte mit 20.7 Sv bei 165°E, 38.2 Sv bei 155°W und 23.4 Sv bei 110°W geringer ausfallen. Aufgrund der geringeren Auflösung erhält man für KUS038 ein weniger detailliertes Bild, das jedoch auch die wesentlichen zonalen Strömungen enthält. Die Transporte liegen im Bereich von KAB034 (30.5 Sv bei 165°E, 42.4 Sv bei 155°W und 31.5 Sv bei 110°W). Hierbei ist zu bemerken, dass der Unterschied in der meridionalen Auflösung am Äquator zwischen ORCA05 und ORCA2 bei weitem nicht so groß ist wie in zentraler Richtung, so dass ein Auflösungseffekt vor allem im Transport der Randströme auftritt (siehe nächster Abschnitt). In Tabelle 3.2 sind alle Transporte noch einmal zusammengefaßt.

Lauf bzw. Vergleichsdaten	165°E	155°W	110°W
KAB006	20.7	38.2	23.4
KAB034	33.8	46.1	28.1
KUS038	30.5	42.4	31.5
Sloyan et al. (2003) Inverslösungen	18.2	26.4	24.0
Johnson et al. (2002) Beobachtungen	17	35	26

Tabelle 3.2: Werte für Transporte des EUC in Sv

3.4 Westliche Randströme

Ein Großteil des äquatorwärtigen Transportes innerhalb der subtropischen Zellen erfolgt in den westlichen Randströmen, welche direkt mit den starken windgetriebenen Zonalströmungen der Tropen verbunden sind. Sie schließen gleichzeitig die innere Sverdrupzirkulation, so dass zwei tropische Wirbel in der Horizontalen gebildet werden, wobei der Nordäquatoriale Gegenstrom die Grenze markiert (Fine et al., 1994). Diese tropischen Wirbel wurden in Abschnitt 3.2.3 bereits anhand der barotropen Stromfunktion gezeigt.

Abb. 3.10 zeigt in einer Vektordarstellung, wie sich in der Südhemisphäre der südlichste Zweig des SEC bei ungefähr 151°E und 10° bis 15°S in den südwärtigen Ostaustralischen Strom (EAC) und den äquatorwärtigen Neu Guinea Küsten(unter)strom (NGCU) teilt. Letzterer strömt entlang Neu Guinea, durch die Vitaiz Strait und Solomon Strait (Butt and Lindstrom, 1994) und mündet schließlich im Wesentlichen in den äquatorialen Unterstrom und in den Nordäquatorialen Gegenstrom. Dabei schießt er zunächst über den Äquator hinaus und rezirkuliert dann über den Halmaherawirbel in den EUC, wie dies bereits von Tsuchiya et al. (1989) vorgeschlagen und z.B. für die Inverslösung von Sloyan et al. (2003) beschrieben wurde. In der Nordhemisphäre teilt sich der NEC, wie bei Toole et al. (1990) beschrieben, vor den Philippinen bei ungefähr 14°N in den nordwestwärtigen Kuroshio und den südwärtigen Mindanaostrom (MC). Der MC ist der einzige äquatorwärtige westliche Randstrom der Nordhemisphäre. Er fließt entlang der Philippinen und mündet dann sowohl in den EUC und den NECC als auch in den Indonesischen Durchstrom.

Der Transport der Randströme schwankt je nach gewähltem Dichtebereich und betrachteter geographischer Breite. Für den MC erhält man in KAB034 im Dichtebereich $\sigma_\theta \leq 26.7$ einen mittleren Transport von 30.5 Sv über 8°N . Dieser liegt höher als die von Wijffels et al. (1995) in diesem Dichtebereich

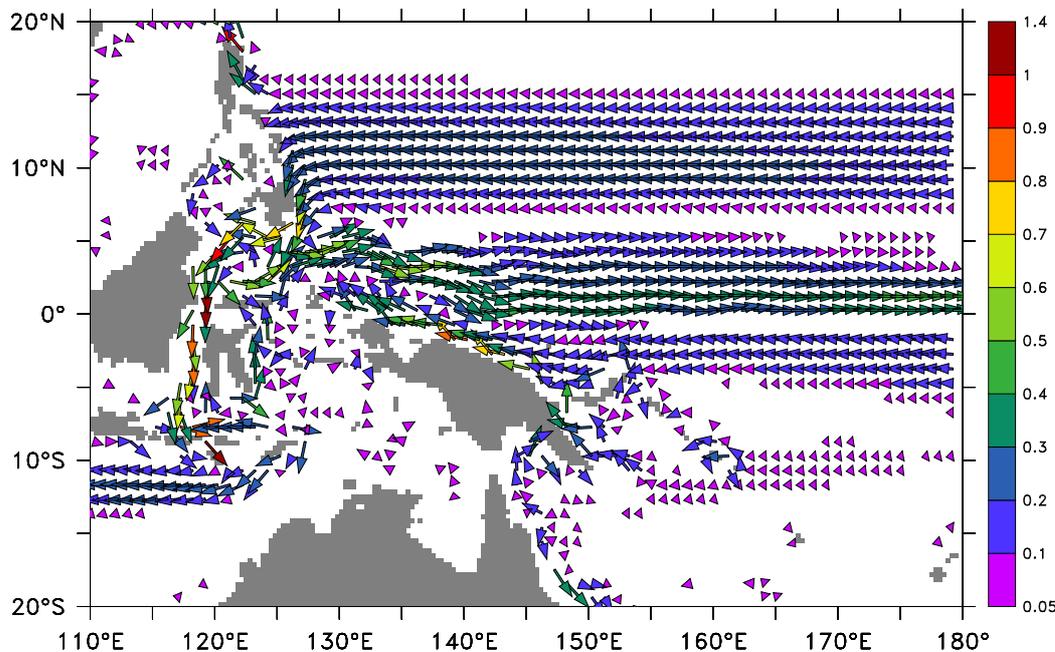


Abbildung 3.10: Mittel der Geschwindigkeit über Jahr 66 und 50m bis 150m Tiefe in m/s aus KAB034

gemessenen 23 ± 4 Sv, aber noch innerhalb der bei Lukas et al. (1996) aus verschiedenen Beobachtungen und Modellen gewonnenen 20 bis 35 Sv. Schränkt man den Dichtebereich auf den von Liu and Philander (2001) angenommenen, d.h. $23.0 \leq \sigma_\theta \leq 26.2$ ein, so liegt der Transport mit 16.5 Sv nur knapp über deren 14 Sv. Der NGCU befindet sich in etwa zwischen $\sigma_\theta = 23.0$ und $\sigma_\theta = 27.3$. Der Transport über 6°S liegt im Mittel bei 27.8 Sv und damit im Vergleich zu z.B. Godfrey (1989) (23 Sv) relativ hoch. Im Bereich von $24.0 \leq \sigma_\theta \leq 26.7$ erhalten Sloyan et al. (2003) mit 14.7 ± 1.5 Sv einen Wert, der ziemlich nah an den 16.5 Sv aus KAB034 liegt. In KAB006 sind die Werte generell etwas niedriger. So beträgt der MC-Transport über 8°N hier 29.2 Sv bzw. 16.3 Sv im eingeschränkten Dichtebereich und der NGCU-Transport über 6°S 19.7 bzw. 11.8 Sv. Noch geringer sind die Transporte in KUS038 mit 26.2 Sv bzw. 12.8 Sv für den MC sowie 14.0 Sv bzw. 9.4 Sv für den NGCU. Dies ist als Effekt der geringeren zonalen Auflösung von ORCA2 zu sehen, aufgrund derer insbesondere die Stromkerne der Randströme nur schlecht zu fassen sind. Alle Transporte sind noch einmal in Tabelle 3.3 zusammengefasst.

Lauf	MC 8°N , $\sigma_\theta \leq 26.7$	MC 8°N , $23.0 \leq \sigma_\theta \leq 26.2$
KAB006	29.2 Sv	16.3 Sv
KAB034	30.5 Sv	16.5 Sv
KUS038	26.2 Sv	12.8 Sv
Lauf	NGCU 6°S , $23.0 \leq \sigma_\theta \leq 27.3$	NGCU 6°S , $24.0 \leq \sigma_\theta \leq 26.7$
KAB006	19.7 Sv	11.8 Sv
KAB034	27.8 Sv	16.5 Sv
KUS038	14.0 Sv	9.4 Sv

Tabelle 3.3: Werte für Transporte der westlichen Randströme

3.5 Indonesischer Durchstrom

Eine wichtige Rolle für die Zirkulation im tropischen Pazifik und insbesondere für die Wärmebilanz spielt der Indonesische Durchstrom (ITF). Er ist Teil der von McCreary and Lu (1994) beschriebenen “innerozeanischen Zirkulation des Pazifiks” (IOC), die den Einstrom von Zwischenwasser in den Südpazifik mit dem Ausstrom von oberflächennahen Wassermassen durch die Indonesischen Passagen verbindet. Der ITF stellt darin die Verbindung zwischen Pazifik und Indischem Ozean durch die Indonesischen Passagen mit Einstrom direkt nördlich des Äquators dar. Dabei werden Masse, Wärme

und Salz vom Pazifik in den Indischen Ozean transportiert. Wie Schneider (1998) mithilfe eines gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodells, in welchem er den Durchstrom blockierte, zeigte, hat der ITF auch Auswirkungen auf die Lage des “warm pool” und die Stärke der zonalen tropischen Strömungen im Pazifik. Die Stärke des Indonesischen Durchstroms ergibt sich aus der Nord-Süd-Differenz der horizontalen Stromfunktion von zwei Punkten am Ausgang der Passagen (siehe Abschnitt 3.2.3). In KAB034 erhält man im langzeitlichen Mittel einen Durchstrom von 16.9 Sv. Dieser Wert liegt in dem weiten Rahmen anderer Modelllösungen und Beobachtungen, die zwischen 6 und 19 Sv rangieren (vgl. z.B. Godfrey (1996), Gordon and Fine (1996)) und nahe an den gemeinhin angenommenen 15 Sv. Dies gilt auch für die Transporte in KAB006 (14 Sv) und KUS038 (13 Sv). Der mittlere Jahresgang zeigt entsprechend der von Schneider and Barnett (1997) aus Modellergebnissen und von Gordon et al. (1999) aus Beobachtungen beschriebenen Struktur ein Maximum von etwa 20 Sv im Sommer und ein Minimum von etwa 14 Sv im Spätwinter (siehe Abb. 3.11). Dieser Jahresgang hängt nach Wyrтки (1987) mit den Monsunwinden zusammen. Während des Süd-West-Monsuns im Juli/August ist der Druckgradient vom Pazifik zum Indischen Ozean stärker ausgeprägt als während des Nord-Ost-Monsuns im Januar/Februar. Auf die Rolle des Druckgradienten als treibende Kraft des Durchstroms wird später noch näher eingegangen.

Aus Vektordarstellungen der Geschwindigkeit, wie in Abbildung 3.10, ist ersichtlich, dass der größte Teil des Wassers den Weg durch Makassar Strait nimmt. Zu diesem Ergebnis kamen auch Ffield and Gordon (1992) durch die Auswertung von CTD-Daten sowie Gordon and Fine (1996) aufgrund der Ausbreitungspfade chemischer Tracer. Um den Ursprung dieses Wassers zu ermitteln, werden analog zu Ffield and Gordon (1992) eine nordpazifische (NP: 127°E bis 132°E und 6°N bis 9°N) und eine süd-pazifische (SP: 134°E

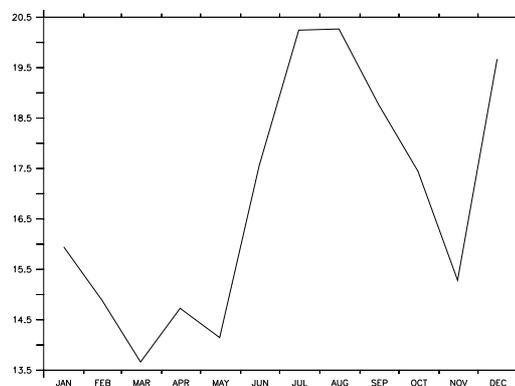


Abbildung 3.11: mittlerer Jahresgang des Indonesischen Durchstroms aus KAB034 in Sv (Jahre 1 bis 66)

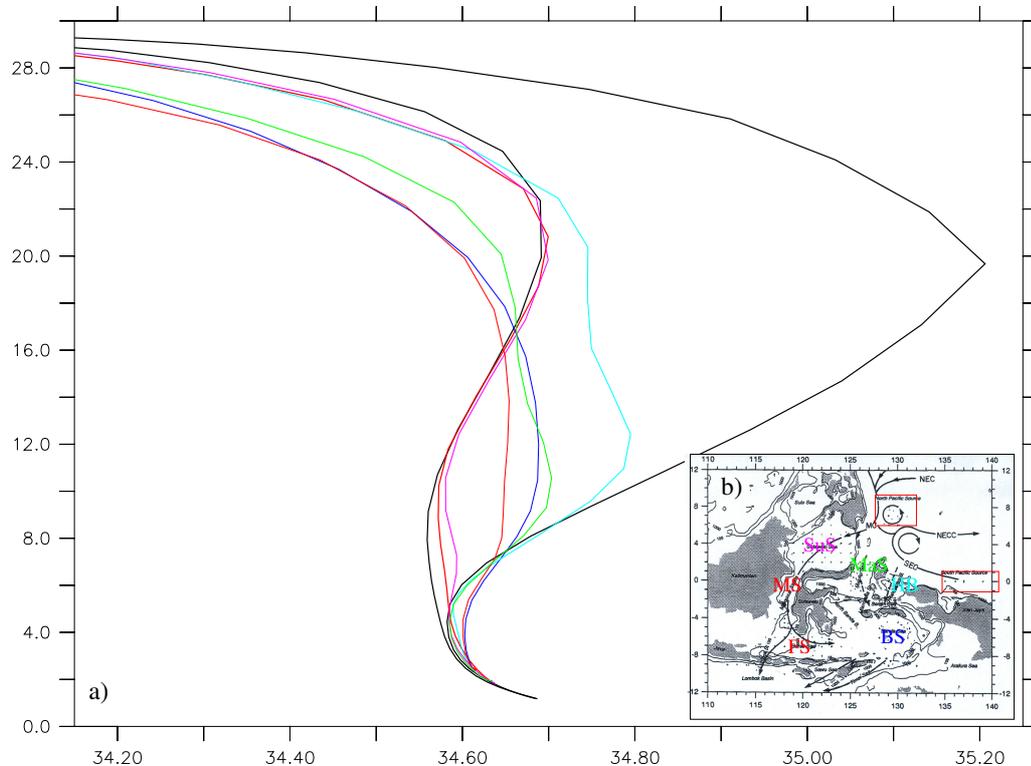


Abbildung 3.12: a) *T-S-Diagramm für NP (schwarz, links) und SP (schwarz, rechts) sowie Makassar Strait (MS, rot, dicke Linie), Sulawesi Sea (SuS, violett), Flores Sea (FS, rot), Banda Sea (BS, blau), Halmahera Basin (HB, hellblau) und Maluku Sea (MaS, grün)*

b) *Karte der Indonesischen Passagen aus Ffield and Gordon (1992) mit rot eingezeichneter Nord- und Südpazifikbox*

bis 140°E und 1°S bis 1°N) Box definiert. In der Karte in Abbildung 3.12b) sind diese rot eingezeichnet. Anschließend werden die T-S-Diagramme der über diese Boxen zonal und meridional gemittelten Wassersäule mit denen aus den unterschiedlichen Becken des Indonesischen Durchstroms verglichen. Die Lage dieser Becken ist der aus Ffield and Gordon (1992) stammenden Karte in Abb. 3.12b) zu entnehmen. Wie in dieser Abbildung zu erkennen ist, stimmen die Wassermasseneigenschaften in den meisten Becken der Indonesischen Passagen gut mit denen der nordpazifischen Box überein. Dies gilt insbesondere für Makassar Strait. Das legt den Schluß nahe, dass das Wasser, das vom Pazifik durch die Passagen in den Indischen Ozean transportiert wird, im hier betrachteten Modell nordpazifischen Ursprungs ist und mit dem Mindanaostrom in den Durchstrom gelangt. Diesen Schluß zogen auch Ffield and Gordon (1992) aus ihren Untersuchungen. Es wird aber ebenfalls,

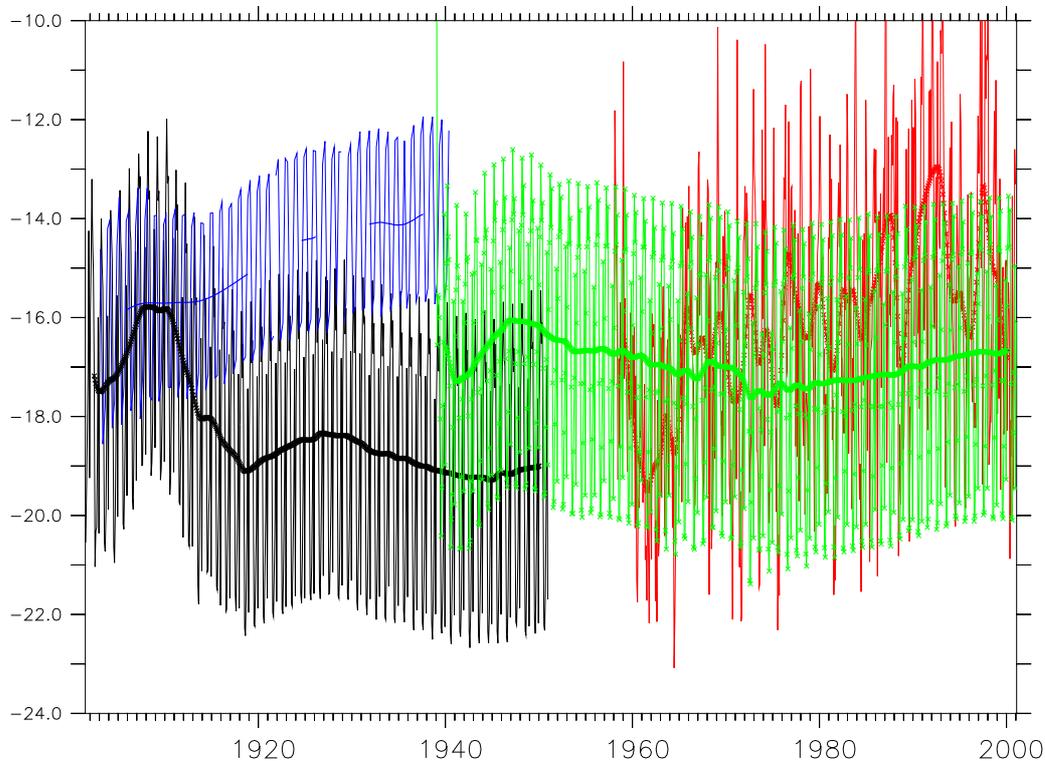


Abbildung 3.13: Zeitserie des Durchstroms durch die Indonesischen Passagen in Sv für KAB006 (blau, OMIP, klim.), KAB018 (schwarz, klim.), KAB034 (grün, klim.) und KAB036 (rot, interannual, alle CORE); dargestellt sind monatliche Werte (dünne Linien) sowie mit 23 Punkten Hanning-gefilterte Kurve (dick)

z.B. von Lukas et al. (1996), die Auffassung vertreten, dass auch Wasser südhemisphärischen Ursprungs in den Durchstrom eingeht. Dabei ist jedoch die Definition von “nord” bzw. “süd” zu beachten, da, wie Gordon (1995) in seinem Kommentar zu diesem Thema (“When is Appearance Reality?”) bemerkte, auch das Wasser im Nordpazifik natürlich ursprünglich aus dem Süden stammt.

Um der Frage nachzugehen, welche Faktoren die Stärke des Indonesischen Durchstroms beeinflussen, werden Modellläufe mit verschiedenen starken Transporten auf Unterschiede in den indo-pazifischen Tropen untersucht. Zeitserien der Transporte dieser Läufe sind in Abb. 3.13 dargestellt. Es handelt sich dabei um KAB006 (blau), den klimatologischen OMIP-Lauf, KAB018 (schwarz), einen klimatologischen CORE-Lauf, der sich von KAB034 (grün) vor allem im Restoring unterscheidet sowie KAB036 (rot), den interannualen Lauf zu KAB034. Es fällt auf, dass die Windfelder dieser Läufe sich nicht

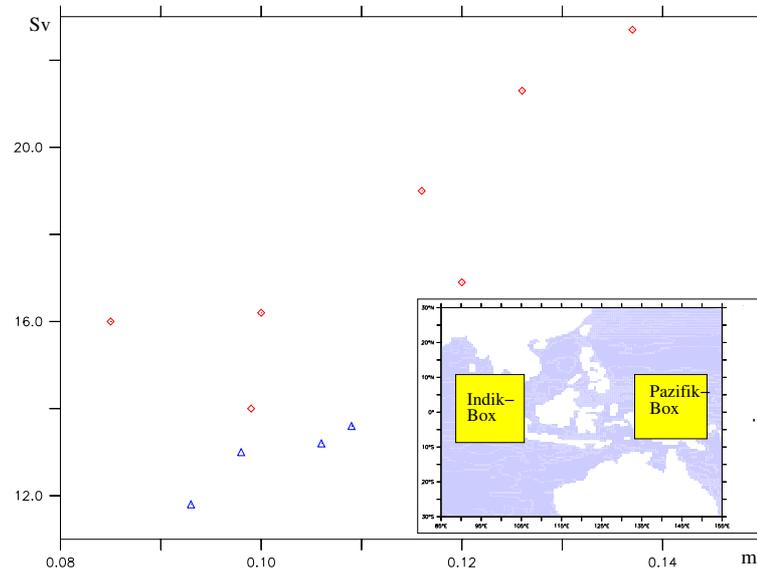


Abbildung 3.14: Stärke des Indonesischen Durchstroms in verschiedenen ORCA-Läufen in Sv gegen SSH-Differenz zwischen Pazifik- und Indik-Box (gelb in Karte) in m; rot: ORCA05, blau: ORCA2

stark genug unterscheiden, um die großen Differenzen im Transport zu erklären. So beträgt zum Beispiel der Unterschied zwischen OMIP- und CORE-Windantrieb im Westpazifik zwischen 5°N und 20°N für τ_x nur etwa 2%. Insbesondere weisen auch Läufe mit gleichem Windantrieb deutlich voneinander verschiedene Durchstromstärken auf. Daraufhin werden eine “Pazifik-Box” (10°S bis 10°N und 132°E bis 152°E) sowie eine “Indik-Box” (10°S bis 10°N und 87°E bis 107°E) definiert. Diese sind in der Karte in Abb. 3.14b) gelb eingezeichnet. Mittelt man die Meeresoberflächenauslenkung (SSH) zonal und meridional über diese Boxen und betrachtet die Differenz zwischen Pazifik- und Indik-Box, so läßt sich, wie in Abbildung 3.14a) ersichtlich, ein Zusammenhang mit der Stärke des Durchstroms feststellen. Dieser ist derart, dass der Transport durch die Passagen mit steigender SSH-Differenz zunimmt. Aufgrund der verwendeten Boussinesq-Approximation muss der sterische Effekt nicht mehr berücksichtigt werden, so dass die SSH ein Maß für den Druck darstellt. Dieser Zusammenhang zwischen Transport und SSH-Differenz besteht auch dann, wenn man nur einen einzelnen, stark driftenden Lauf (KAB020) betrachtet. Dabei findet die Veränderung der SSH gleichermaßen auf der pazifischen sowie auf der Indik-Seite statt. Die Stärke des Indonesischen Durchstroms scheint demnach nicht nur vom Windfeld (siehe z.B. Godfrey (1989), Godfrey and Golding (1981)), sondern zumindest auf langen Zeitskalen stark von der Druckdifferenz zwischen Eingang und Ausgang der Passagen abzuhängen, wie dies z.B. auch von Wyrтки (1987) propa-

giert wurde, der die SSH-Differenz zwischen Davao auf den Philippinen und dem australischen Darwin mit der Stärke des Indonesischen Durchstroms in Verbindung brachte. Ob der Zusammenhang auch auf interannualer Zeitskala besteht, wird in Abschnitt 4.4 gezeigt.

3.6 Meeresoberflächentemperatur

Nachdem bereits in Abschnitt 3.3 ein Temperaturschnitt im zentralen Pazifik diskutiert wurde, soll nun das Augenmerk auf die Repräsentation der Meeresoberflächentemperatur (SST) im Modell gelegt werden. Dazu ist zunächst zu bemerken, dass es in ORCA keine vollständige Rückkopplung zwischen SST und Atmosphäre gibt, da kein eigenständiges Atmosphärenmodell existiert. Durch die Vorgabe der Atmosphärentemperatur werden die SST-Schwankungen gedämpft, so dass keine so hohe Variabilität wie in gekoppelten Modellen oder Beobachtungen zu erwarten ist.

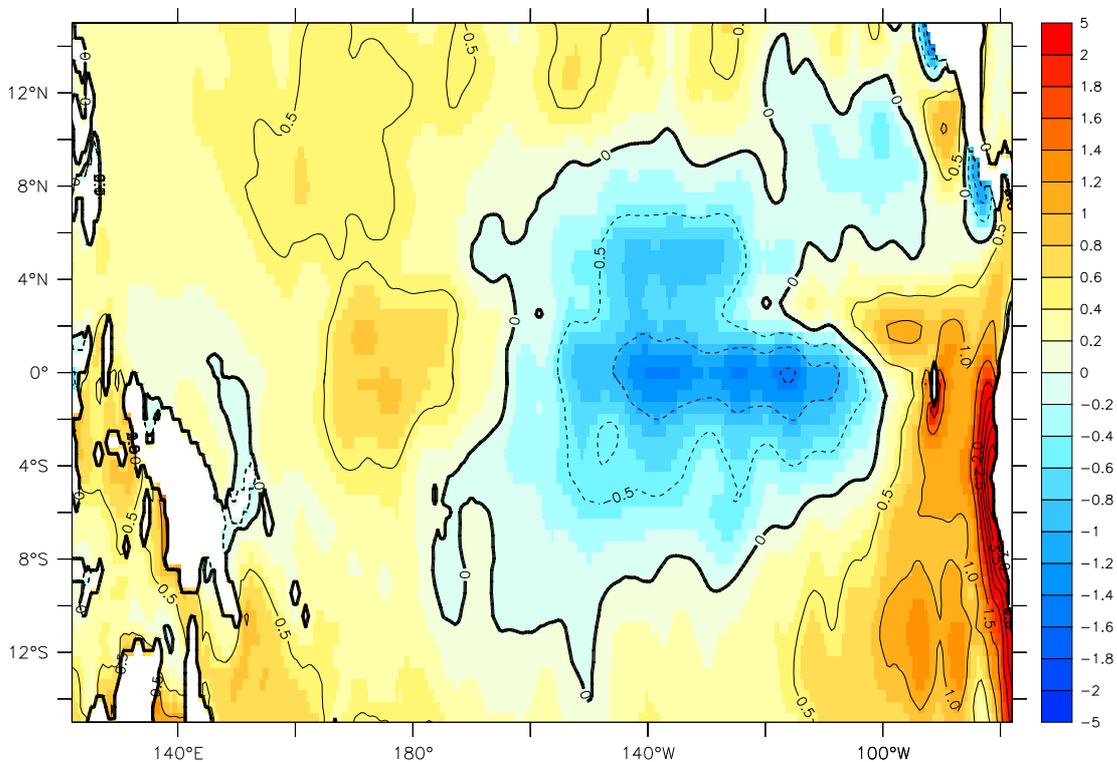


Abbildung 3.15: SST-Differenz zwischen KAB034 nach 65 Jahren und Levitus (jeweils Jahresmittel) in K

In Abb. 4.3 ist die Abweichung der Modell-SST (KAB034) nach 65 Jahren vom Levitusdatensatz dargestellt. Ein analoges Bild ergibt sich für ORCA2 (nicht gezeigt). Man erkennt einen “cold bias” mit bis zu 1.5 K zu niedrigeren Temperaturen im zentralen und östlichen tropischen Pazifik. Vor der südamerikanischen Küste sind die Temperaturen dagegen deutlich zu hoch, was auf Defizite im Auftrieb schließen läßt. Im “warm pool” des Westpazifik stimmen die Werte besser überein. Hier betragen die Unterschiede maximal 0.5 K. Das Problem des “cold bias” tritt insbesondere in gekoppelten Modellen auf und betrifft dort vor allem den westlichen Pazifik (vgl. Mechoso et al., 1995). In reinen Ozeanmodellen ist die Abweichung geringer und mehr im Ostteil zu finden, wie zum Beispiel von Kiehl (1998) gezeigt wurde. In einer Betrachtung der ungekoppelten Ozeankomponente des NCAR Climate System Model erhielt er ein Abb. 4.3 entsprechendes Bild mit einem “warm bias” von 1K im Westen und einem “cold bias” von ebenfalls 1K im Osten des Pazifiks.

Ein möglicher Grund dafür, dass die Oberflächentemperatur in Modellen im tropischen Pazifik vom klimatologischen Zustand abweicht, sind zu starke Passatwinde, wenn die Bewegung des Ozeans bei der Windstressberechnung vernachlässigt wird. Dieser von Luo et al. (2005) für das aus OPA 8.2 und ECHAM4 bestehende gekoppelte Modell SINTEX-F beschriebene Effekt ist hier in den mit CORE angetriebenen Läufen in der Windstressberechnung jedoch berücksichtigt und kann folglich nicht Ursache des “cold bias” sein. Dagegen besteht die Möglichkeit, dass bereits Fehler in den NCEP-Antriebsdaten stecken, die sich über die Bulk-Formeln auf die SST auswirken. Allerdings werden hier von Large and Yeager (2004) korrigierte Daten verwendet, in denen die Fehler minimiert sein sollten. Ein weiterer Erklärungsansatz ist die fehlende biologische Komponente im Modell. Dadurch findet keine Trübung des Wassers statt, die die Eindringtiefe der kurzwelligen Einstrahlung beeinflusst. So zeigten zum Beispiel Marzeion et al. (2004), dass Maxima in der Chlorophyllkonzentration dicht unterhalb der Deckschicht durch die Absorption der photosynthetisch aktiven Strahlung zu Erwärmung in diesem Bereich führen. Diese Erwärmung erzeugt eine Vertiefung der Deckschicht im tropischen Ostpazifik und eine Abschwächung der Oberflächenströmungen. Die Abschwächung des SEC führt dann wiederum zu einer Erhöhung der SST im östlichen Pazifik. Ein weiteres Problem stellt die laterale Vermischung dar. Maes et al. (1997) haben für das OPA-Modell mithilfe von Sensitivitätsexperimenten gezeigt, dass die obere Schicht empfindlich auf Änderungen der turbulenten Viskosität und des Diffusivitätskoeffizienten reagiert. Sie stellten dabei einen nichtlinearen Zusammenhang zwischen der horizontalen und der vertikalen Vermischung der Modelllösung her. Wird die Wirbeldissipation verringert, nehmen sowohl die EUC-Stärke als auch die SST in der “cold tongue” zu. Daran anknüpfend untersuchten Pezzi and Richards (2003) die Rolle von tropischen Instabilitätswellen. Sie stellten fest,

dass eine Zunahme der Aktivität dieser Wellen, erzeugt durch geringere Viskosität und Diffusionskoeffizienten, zu einer Erhöhung der SST in der “cold tongue” führen und damit dem “cold bias” entgegenwirken. Dieser Effekt erklärt sich nach Baturin and Niiler (1997) aus der Reduktion der Scherung der mittleren Strömung.

3.7 Fazit

Insgesamt ergibt sich folgendes Bild der mittleren Zirkulation im tropischen Pazifik, das in Abb. 3.16 schematisch dargestellt ist: In der horizontalen Ebene befinden sich die tropischen Wirbel, die den äquatorwärtigen Transport der westlichen Randströme von ungefähr 15 Sv mit dem über die Wassersäule integrierten polwärtigen inneren bzw. am Ostrand konzentrierten Transport verbinden. In der Vertikalen stellen die subtropischen Zellen (STCs) eine Verbindung zwischen den Subtropen und den Tropen her. Dabei wird in den Subtropen subduziertes Wasser in der Sprungschicht zum Äquator transportiert. Die Aufteilung zwischen Transport im Inneren und im Randstrom beträgt dabei 1/3 zu 2/3. Das Wasser gelangt in den äquatorialen Unterstrom (EUC), der auf seinem Weg nach Osten aufsteigt. Sein Transport beträgt in etwa 40 Sv. Polwärtige Ekmandivergenz schließt die Zelle.

Es lässt sich feststellen, dass die wesentlichen Merkmale der tropisch-subtropischen Zirkulation des Pazifiks vom hier verwendeten Modell ORCA sowohl in

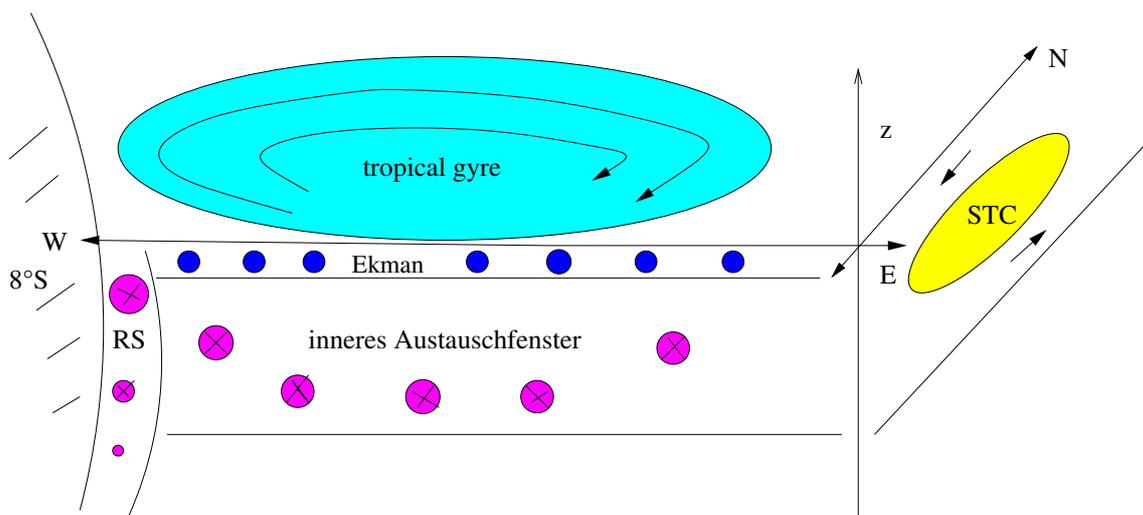


Abbildung 3.16: Schematische Darstellung der mittleren Zirkulation im tropischen Pazifik

0.5°– als auch in 2°– Auflösung gut wiedergegeben werden. Integrale Größen und die Transporte der wichtigsten Strömungen liegen im Bereich anderer Modelluntersuchungen und Beobachtungen. In den nächsten Kapiteln sollen nun die interannualen Schwankungen und längerfristigen Trends dieser Größen und ihre Zusammenhänge untersucht werden.

4 Interannuale Variabilität und längerfristige Trends

“Beachte immer, dass nichts bleibt, wie es ist und denke daran, dass die Natur immer wieder ihre Form wechselt.”

(Marc Aurel)

Zur Untersuchung der zwischenjährlichen Schwankungen und längerfristigen Trends der im vorigen Kapitel beschriebenen Komponenten der Zirkulation im (sub)tropischen Pazifik werden die Modellläufe KAB036 (ORCA05), KUS019 und KUS039 (beide ORCA2) verwendet. Dabei sind KAB036 und KUS039 die zu den klimatologischen Läufen aus Kapitel 3 gehörenden interannual angetriebenen Experimente (siehe Tabelle 2.1). Da kein interannual variierendes OMIP-Forcing existiert, gibt es keinen entsprechenden Lauf für KAB006. In KUS019 ist der thermohaline Antrieb interannual variierend, der Windantrieb jedoch klimatologisch. Ergebnisse dieses Laufes ermöglichen daher Aussagen über die Ursache interannualer Schwankungen.

Um die interannuale Variabilität einer Größe zu erhalten, ist es sinnvoll, ihren mittleren Jahrgang abzuziehen und kurzskalige Fluktuationen zu eliminieren. Dieses wird hier erreicht, indem entweder Jahresmittel oder mithilfe eines 23 Punkte Hanning-Filters tiefpassgefilterte Monatsmittel betrachtet werden. Von diesen wird gegebenenfalls noch der langzeitliche Mittelwert abgezogen, um Anomalien zu erhalten. Damit Aussagen über längerfristige Trends nicht durch Modelltrends verfälscht werden, wird der Trend des entsprechenden klimatologischen Laufes jeweils vorher von der Zeitreihe abgezogen. Der Trend wird dabei mithilfe linearer Regression bestimmt. Als Beispiel ist in Abb. 4.1 eine Zeitreihe der Meeresoberflächentemperatur im östlichen tropischen Pazifik für den interannual angetriebenen Lauf KAB036 dargestellt. In schwarz sieht man den Trend dieser Zeitreihe, in blau den

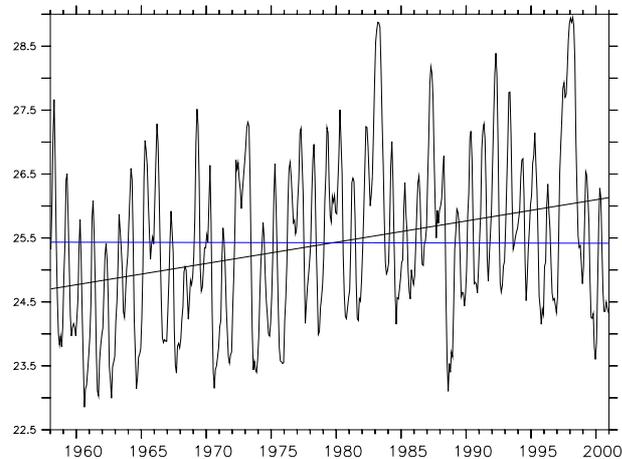


Abbildung 4.1: *Zeitreihe der SST (KAB036) in °C, gemittelt über Niño3-Region (15° W bis 90° W, 5° S bis 5° N), Trend dieser Zeitreihe (schwarz) und Trend des entsprechenden klimatologischen Laufes (blau)*

sehr geringen Trend der Zeitreihe des entsprechenden klimatologischen Laufes (KAB034). Im folgenden wird mit “Trend” immer der Trend der Zeitreihe des interannual angetriebenen Laufes, von der vorher bereits der Trend des klimatologischen Laufes abgezogen wurde, bezeichnet. Da der klimatologische Lauf parallel zum interannualen weitergerechnet wurde, können jeweils gleiche Zeitabschnitte betrachtet werden. Es wird also nicht der Trend der Spinup-Phase verwendet.

Aussagen über die Übereinstimmung von zwei Zeitreihen werden mithilfe des linearen Korrelationskoeffizienten getroffen. Dieser wird in allen hier betrachteten Fällen für Zeitreihen berechnet, von denen vorher der Trend abgezogen wurde.

4.1 Meeresoberflächentemperatur und El Niño

Das deutlichste zwischenjährliche Signal im tropischen Pazifik ist das des Klimaphänomens El Niño. Dabei kommt es in Abständen von etwa 2 bis 7 Jahren zu einer Erhöhung des Luftdrucks über Südostasien und dem westlichen Pazifik, während er im östlichen Pazifik sinkt, d.h. sowohl das Südostpazifik-Hoch als auch das Indonesien-Tief schwächen sich ab. Diese Schwankung des Luftdrucks wird als Southern Oscillation bezeichnet. Sie wird mithilfe des Southern Oscillation Index (SOI) quantifiziert, welcher die Unterschiede im Luftdruck zwischen Darwin, Australien und Tahiti, bezogen auf den

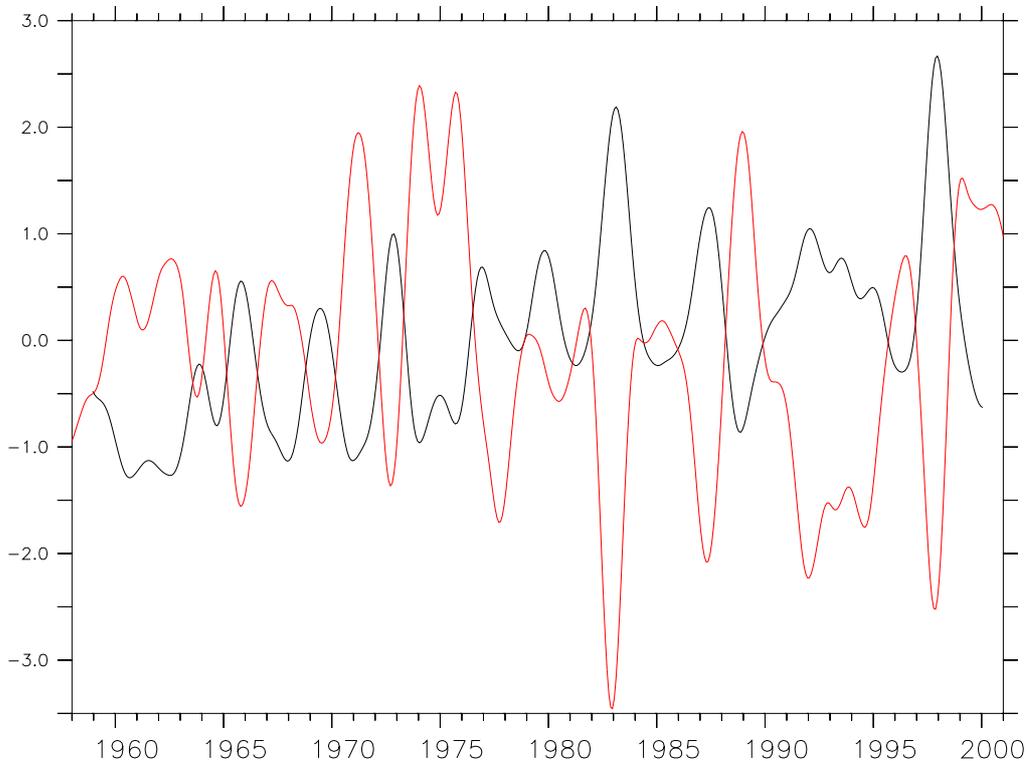


Abbildung 4.2: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien von SST (KAB036, schwarz) in K, gemittelt über Niño3-Region ($150^\circ W - 90^\circ W$, $5^\circ S - 5^\circ N$), und Southern Oscillation Index (SOI, rot); Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert

Normalzustand, angibt:

$$SOI = \frac{(\Delta P - \Delta P_{ave})}{Std(\Delta P)}$$

mit ΔP : Differenz der Monatsmittelwerte des Luftdrucks auf Meereshöhe zwischen Tahiti und Darwin,

ΔP_{ave} : mittlere langjährige Differenz der entsprechenden Monatsmittelwerte und

$Std(\Delta P)$: Standardabweichung der langjährigen Differenz der Monatsmittel

Daraus folgt, dass der SOI während eines El Niño-Ereignisses stark negativ ist. Dabei flauen durch den verringerten Druckgegensatz die vorherrschenden Passatwinde ab, d.h. es tritt eine Westwindanomalie auf. Diese löst eine downwelling-Kelvinwelle aus, welche die Thermokline absenkt und warmes Wasser in Richtung Südamerika transportiert. El Niño geht dementsprechend

mit einer Erwärmung des östlichen tropischen Pazifiks einher und ist daher in Meeresoberflächentemperatur-Daten besonders gut zu identifizieren. In Abb. 4.2 sind die Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien der SST aus KAB036 (schwarz), gemittelt über die Niño3-Region (150°W bis 90°W, 5°S bis 5°N), und des Southern Oscillation Indexes (rot) gezeigt. Die SOI-Werte entstammen dem Datensatz der “Climate Analysis Section” der “Climate and Global Dynamics Division” des “National Center for Atmospheric Research” (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html>). Man sieht die gute Antikorrelation. So ist in El Niño-Jahren, wenn der SO-Index stark negativ ist, das Oberflächenwasser im Ostpazifik anomal warm. Dies tritt z.B. in den Wintern 1965/66, 1972/73, 1977/78, 1982/83, 1986/87, 1991/92, 1994/95 und 1997/98 auf. Dagegen weisen die Jahre 1970/71, 1973/74, 1975/76 und 1988/89 deutlich La Niña-Bedingungen auf. In diesen Jahren ist die Luftdruckdifferenz besonders stark ausgeprägt, so dass der SOI groß und positiv und die SST im Ostpazifik entsprechend besonders niedrig ist. Hier wird bereits deutlich, dass die hier betrachteten Simulationen die El Niño Southern Oscillation (ENSO)-Variabilität und damit das vorherrschende interannuale Signal im Pazifik gut wiedergeben.

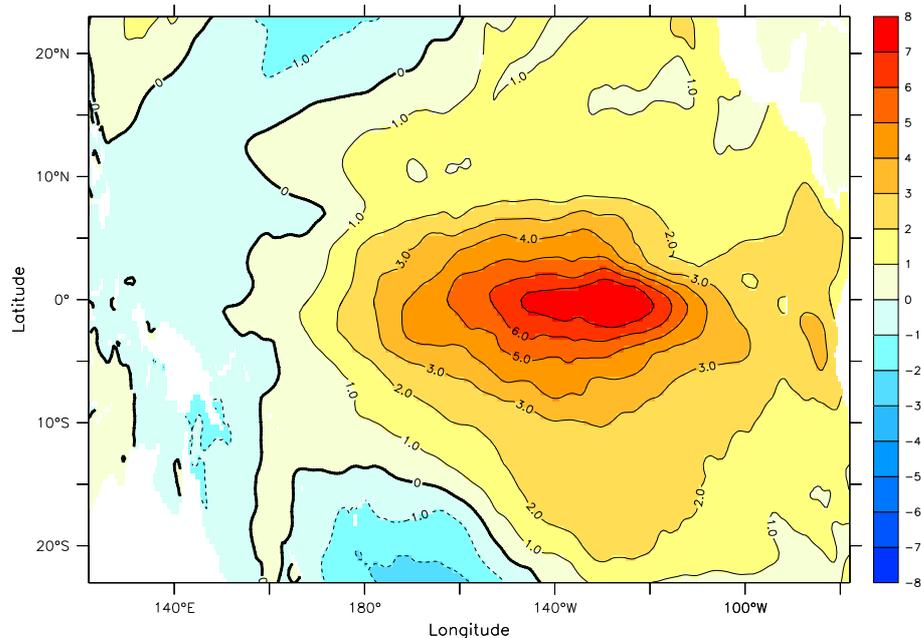


Abbildung 4.3: SST-Differenz zwischen El Niño- (Dez. 1982/ Jan. 83) und La Niña-Phase (Dez. 1975/ Jan. 76) in K

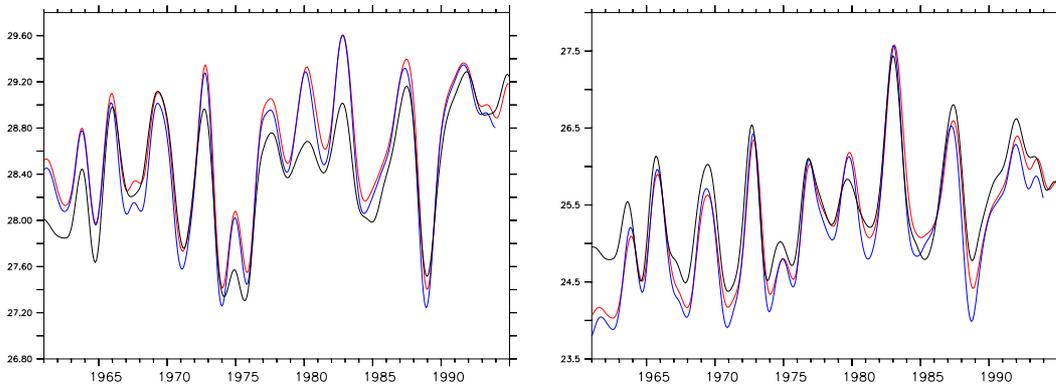


Abbildung 4.4: Zeitserie der SST, links: gemittelt über Niño4-Gebiet, rechts: gemittelt über Niño3-Gebiet, jeweils für ORCA05 (KAB036,rot), ORCA2 (KUS039, blau) und COADS (schwarz) in °C; Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert

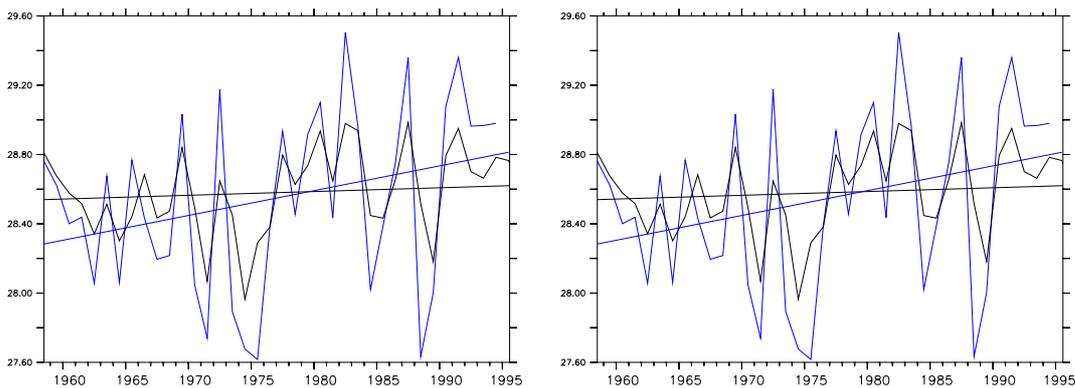


Abbildung 4.5: Zeitserie der SST, links: gemittelt über Niño4-Gebiet, rechts: gemittelt über Niño3-Gebiet, jeweils für KUS039 (blau) und KUS019 (schwarz) in °C; jeweils Jahresmittel

Abb. 4.3 zeigt ergänzend eine räumliche Darstellung der SST-Differenz zwischen einer El Niño- und einer La Niña-Phase. Deutlich ist die mit El Niño einhergehende Warmwasseranomalie im östlichen und zentralen äquatorialen Pazifik zu erkennen. Ein Vergleich mit Temperaturen aus dem COADS-Datensatz (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, Woodruff et al. (1998)) liefert für die entsprechenden Jahre die gleiche maximale Differenz von 8 K. Auch die Zeitreihen der SST aus ORCA05 und ORCA2, gemittelt über die Niño4- (160°E bis 150°W und 5°S bis 5°N) sowie die Niño3-Region (150°W bis 90°W und 5°S bis 5°N), dargestellt in Abb. 4.4, stimmen gut mit den COADS-Beobachtungen überein. Zusätzlich erkennt man in diesen Zeitserien die Zunahme der tropischen SST über die letzten Dekaden. Die Erwärmung, bestimmt aus dem linearen Trend, beträgt für KAB036 in der

Niño3-Region im Zeitraum 1960 bis 1995 1.5 K und liegt damit noch höher als die 0.8 K, die von McPhaden and Zhang (2002) für den östlichen äquatorialen Pazifik beobachtet wurden.

Vergleicht man, wie in Abb. 4.5 dargestellt, die Amplituden eines interannual angetriebenen Laufes (hier KUS039) mit denen des Laufes, in dem der thermohaline Antrieb interannual variierend, der Windantrieb jedoch klimatologisch ist (KUS019), so erkennt man, dass die Schwankungen des letzteren um mehr als die Hälfte geringer ausfallen. Im Einzelnen beträgt die Standardabweichung für die SST gemittelt über die Niño4-Region 0.51 °C für KUS039 und 0.23 °C für KUS019 sowie für die SST gemittelt über die Niño3-Region 0.81 °C für KUS039 und nur 0.35 °C für KUS019. Auch ist der lineare Trend in KUS019 jeweils geringer. Dies zeigt, dass die SST-Variabilität nicht nur durch das thermische Forcing verursacht wird, sondern dass der variierende Windantrieb und damit möglicherweise Schwankungen der Stärke der subtropischen Zellen und des EUC großen Einfluss auf die SST-Variabilität haben.

4.2 Subtropische und tropische Zellen

Da Klimaereignisse wie El Niño zum Beispiel in Bezug auf den Niederschlag großen Einfluss auf die Lebensräume des Menschen haben, ist die Frage nach der Variabilität der Meeresoberflächentemperatur und ihrer Ursachen von einiger Bedeutung. In den Abbildungen 4.4 und 4.5 war bereits zu erkennen, dass die SST im tropischen Pazifik in den letzten Dekaden zugenommen hat und dass windinduzierte Prozesse für die Variabilität der SST im äquatorialen Bereich von Bedeutung sind. Eine der möglichen Ursachen sind über die subtropischen Zellen gekoppelte Prozesse außerhalb der Tropen. So zeigten Kleeman et al. (1999) in einem gekoppelten 3 1/2-Schichten-Modell des Pazifiks, dass in den Subtropen windinduzierte Transportschwankungen der STCs auf dekadischer Zeitskala zu Änderungen der SST am Äquator führen können ($v'\bar{T}$ -Mechanismus). Als weitere Möglichkeit schlugen Gu and Philander (1997) die Advektion von in den Subtropen entstandenen Temperaturanomalien zum Äquator als dekadischen Modulationsmechanismus des ENSO-Phänomens vor ($\bar{v}T'$ -Mechanismus). Allerdings kamen zum Beispiel Schneider et al. (1999) zu dem Schluß, dass subtropische Temperaturanomalien die äquatoriale SST nicht beeinflussen. Auch in Untersuchungen von Hazeleger et al. (2001b), die sowohl Beobachtungen als auch Modellergebnisse einbezogen, erreichten die Temperaturanomalien aus den Subtropen den Äquator nicht. Daher wird der erste der beiden Mechanismen inzwischen als wichtiger erachtet (vgl. Schott et al., 2004). Einen entsprechenden Zusammenhang fanden auch McPhaden and Zhang (2002), die mithilfe hydrographischer Daten und beobachteter SST eine Verbindung zwischen der

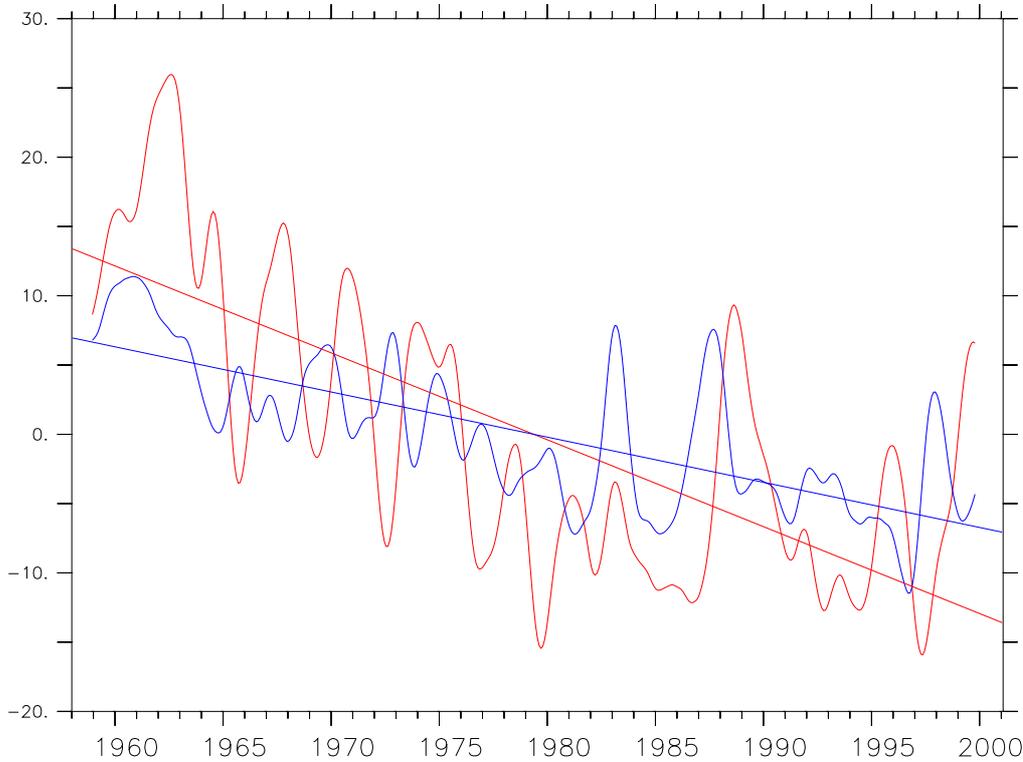


Abbildung 4.6: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des STC-Indexes (blau) und des TC-Indexes (rot) für KAB036 in Sv sowie die zugehörigen Trends; Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert Steigung der Regressionsgeraden zeigt Abnahme um 14 Sv (STCs) bzw 28 Sv (TCs)

Erwärmung des tropischen Pazifiks und der Abschwächung der subtropischen Zellen in den letzten Dekaden herstellen konnten. In diesem Abschnitt soll überprüft werden, inwieweit auch ORCA diese Ergebnisse wiedergibt.

Um ein Maß für die Stärke der tropischen und subtropischen Zellen zu erhalten, dessen zeitliche Entwicklung dann analysiert werden kann, definierten Lohmann and Latif (2005) einen Index. Dieser wird berechnet, indem für jeden Zeitpunkt das Maximum in der Nordhemisphäre bzw. das Minimum in der Südhemisphäre des meridionalen Overturnings in einem bestimmten Bereich gesucht und die Extrema aus nördlicher und südlicher Zelle voneinander subtrahiert werden. Da das Overturning für die südliche Zelle negativ ist, entspricht dies einer Addition der Höchstwerte beider Zellen:

$$I_{STC} = OT_{max}(8^{\circ}N \text{ bis } 12^{\circ}N, \text{ obere } 450m) - OT_{min}(8^{\circ}S \text{ bis } 12^{\circ}S, \text{ obere } 450m)$$

$$I_{TC} = OT_{max}(5^{\circ}S \text{ bis } 5^{\circ}N, \text{ obere } 250m) - OT_{min}(5^{\circ}S \text{ bis } 5^{\circ}N, \text{ obere } 250m).$$

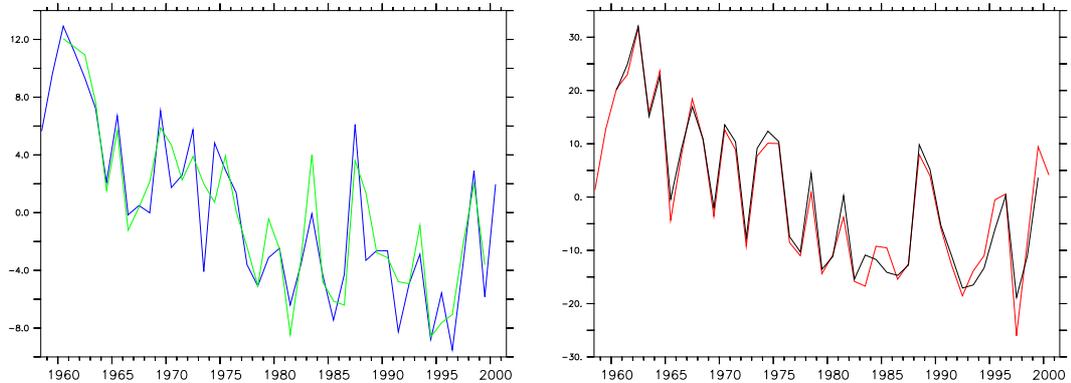


Abbildung 4.7: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des STC-Indexes (links) und TC-Indexes (rechts) aus ORCA05 (KAB036, blau bzw. rot) und ORCA2 (KUS039, grün bzw. schwarz) in Sv; jeweils Jahresmittelwerte

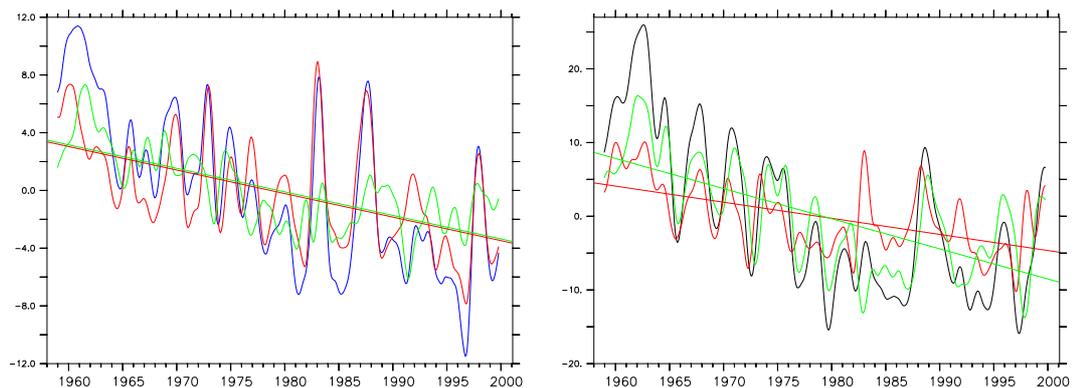


Abbildung 4.8: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des STC-Indexes (links) sowie des TC-Indexes (rechts) aus KAB036: gesamt (blau bzw. schwarz), nördliche (rot) und südliche (grün) Zelle in Sv; Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert

In Abb. 4.6 sind die Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des STC-Indexes (blau) und des TC-Indexes (rot) für KAB036 sowie die zugehörigen Trends für die Jahre 1958 bis 2000 dargestellt. Dabei ist der mittlere Jahresgang aus beiden Zeitreihen mithilfe eines 23 Punkte Hanning-Filters herausgefiltert worden. Man erkennt deutlich die großen zwischenjährlichen Schwankungen sowie die starke Abnahme beider Indizes. Die Stärke der subtropischen Zellen verringert sich in diesem Zeitraum insgesamt um 14 Sv, die der tropischen Zellen sogar um 28 Sv, wenn man die Werte der Regressionsgeraden betrachtet. Wie aus Abb. 4.7, in der beide Zeitreihen sowohl für KAB036 als auch für KUS039 gezeigt sind, ersichtlich ist, sind die Unterschiede zwischen ORCA05 und ORCA2 dabei gering. Dies zeigt, dass die Modellauflösung nur einen erstaunlich geringen Einfluss auf den (S)TC-Index

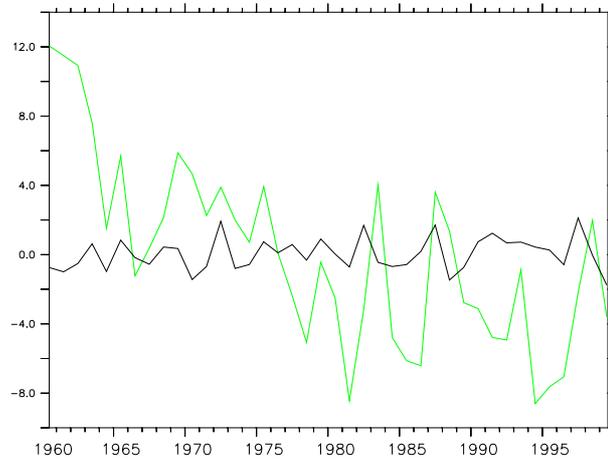


Abbildung 4.9: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des STC-Indexes aus KUS039 (grün) und KUS019 (Lauf mit interannual variierendem thermohalinen Antrieb, aber klim. Wind, schwarz) in Sv; jeweils Jahresmittelwerte

hat. Die etwas eckigere Form der Kurven (im Vergleich zu Abb. 4.6) ergibt sich durch die Verwendung von Jahresmittelwerten anstelle der Filterung von Monatsmitteln, da für ORCA2 nur Jahresmittel zur Verfügung standen. Die Kurven stimmen in Bezug auf die Größenordnung gut mit denen von Lohmann and Latif (2005) für das Hamburger MPI-OM-Modell gezeigten überein, wobei deren Kurven jedoch stärker geglättet sind.

McPhaden and Zhang (2002) berechneten aus hydrographischen Daten die innere, geostrophische, äquatorwärtige Konvergenz über 9°N/S im STC-Dichtebereich, welchen sie mit $22.0 \leq \sigma_\theta \leq 26.0$ für die Nord- und $22.5 \leq \sigma_\theta \leq 26.2$ für die Südhemisphäre angaben. Sie stellten für den Zeitraum 1956 bis 1999 eine gut mit den hier ermittelten Werten übereinstimmende Abnahme von insgesamt 13 Sv fest, welche sich symmetrisch auf Nord- und Südhemisphäre verteilt. Auch in ORCA geht die Gesamtreduktion der STC-Stärke zu gleichen Teilen auf das Konto der südlichen und nördlichen Zelle. Dies ist in Abb. 4.8 (links), in der der STC-Index getrennt für die nördliche (rot) und südliche (grün) Zelle aufgetragen ist, an der identischen Steigung der Regressionsgeraden zu erkennen. Anders ist die Situation jedoch bei den tropischen Zellen (Abb. 4.8 (rechts)), bei denen die Abnahme der Stärke der südlichen Zelle sehr viel größer ist (18 Sv) als die der nördlichen (10 Sv). Eine solche Asymmetrie fand auch Lohmann (2005) in ihren Untersuchungen.

Um Aussagen darüber treffen zu können, welche Rolle der Wind für die zwischenjährlichen Schwankungen spielt, steht ein ORCA2-Lauf mit interannual variierendem thermohalinen Antrieb, aber klimatologischem Wind (KUS019) zur Verfügung. In Abb. 4.9 ist der STC-Index dieses Laufes im Vergleich mit

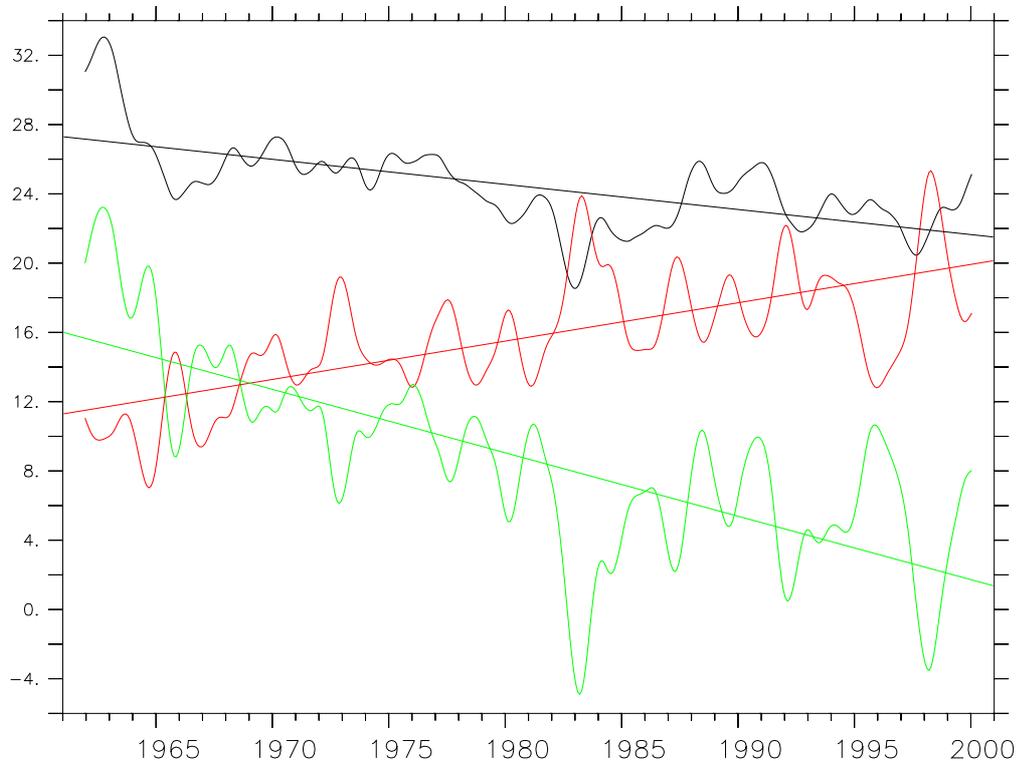


Abbildung 4.10: v bei $8^{\circ}S$ über $z=64m$ bis $452m$ und (1) den gesamten Pazifik (schwarz), (2) nur den Randstrom (rot) und (3) nur den inneren Bereich (grün) integriert (in Sv); Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert; Korrelation zwischen (2) und (3): $r=-0.87$

KUS039 dargestellt. Man erkennt, dass die Schwankungen in KUS019 sehr viel kleiner ausfallen. Dies lässt darauf schließen, dass die Windvariation die wesentliche Ursache für die interannalen Schwankungen der STC-Stärke darstellt. Gleiches gilt für die tropischen Zellen (nicht dargestellt). Da die interannuale Variabilität von nördlicher und südlicher STC, wie in Abb. 4.8 zu sehen ist, sehr unterschiedlich ausfällt, ist sie vermutlich nicht Folge des Windfeldes direkt am Äquator, sondern von unterschiedlichen Windvariationen auf Nord- und Südhalbkugel. In ihrer Doktorarbeit konnte Lohmann (2005) mithilfe noch selektiverer Experimente zeigen, dass fast die gesamte Variabilität der tropischen Zellen durch die Windstress-Variation im äquatorialen Bereich verursacht wird, während die Schwankungen der subtropischen Zellen in erster Linie auf Windänderungen polwärts von $5^{\circ}N/S$ zurückzuführen sind.

Eine weitere Möglichkeit, den Transport der subtropischen Zellen und seine Schwankungen zu untersuchen ist die bereits in Abschnitt 3.2.1 beschriebene

ne Integration der Meridionalgeschwindigkeit über eine Breite, die außerhalb des Einflussbereiches der tropischen Zellen liegt. Hier wird 8°S gewählt. Diese Breite liegt außerdem äquatorwärts der Bifurkationsbreite des SEC, der den Subtropen- vom Tropenwirbel trennt. Die Integration erfolgt im Tiefenbereich des unteren STC-Zweiges zonal über den gesamten Pazifik (147°E bis 80°W):

$$V_{int} = \int_{147^\circ E}^{80^\circ W} \int_{z=64m}^{z=452m} v \, dz \, dx.$$

In Abbildung 4.10 ist die Meridionalgeschwindigkeit bei 8°S über $z=64\text{m}$ bis 452m und (1) den gesamten Pazifik (schwarz), (2) nur den Randstrom (rot) und (3) nur den inneren Bereich (grün) integriert dargestellt. Als Grenze zwischen Randstrom und innerem Bereich wurde dabei 167°E gewählt. Betrachtet man zunächst nur die schwarze Kurve, so erkennt man eine abnehmende Tendenz der integrierten Geschwindigkeit insgesamt. Die Reduktion von 6 Sv stimmt gut mit der Abnahme des STC-Indexes für die südliche Zelle überein.

4.3 Randströme

Die im vorigen Abschnitt beschriebene Methode der Zonalintegration von v erlaubt auch eine Aufteilung des äquatorwärtigen STC-Transportes in Randstrom und inneres Austauschfenster, auf welche in diesem Abschnitt eingegangen werden soll.

Bei weiterer Betrachtung der Abbildung 4.10 fällt auf, dass die Abnahme im inneren Bereich (grüne Kurve) groß ist (15 Sv), während der Randstromtransport (rote Kurve) im entsprechenden Zeitraum sogar um 9 Sv zunimmt. Zudem sind die Kurven für Randstrom und inneren Transport auf interannu-aler Zeitskala gut antikorreliert. Der lineare Korrelationskoeffizient beträgt $r = -0.87$. Diese gegenläufige Tendenz zwischen Transport im Inneren und im westlichem Randstrom stellten auch Lee and Fukumori (2003) in ihren Untersuchungen des Volumentransportes unterhalb der Ekman-schicht zwischen $\sigma_\theta = 22.0$ und $\sigma_\theta = 26.5$ mit dem Modell des Massachusetts Institute of Technology (MIT) und Capotondi et al. (2005) im NCAR-Modell fest. Auf die Ursachen wird in Abschnitt 5.3 eingegangen werden. Betrachtet man in Abb. 4.11 Zeitserien der Randstromtransporte über 8°S bzw. 8°N im in Kapitel 3 angegebenen Dichtebereich ($\sigma_\theta \leq 26.7$ für den Mindanao Current und $23.0 \leq \sigma_\theta \leq 27.3$ für den New Guinea Coastal Undercurrent) im interannual angetriebenen Lauf, so erkennt man für den NGCU die schon in Abb. 4.10 festgestellte zunehmende Tendenz. Generell unterscheiden sich die Kurven (schwarz für den NGCU im angegebenen Dichte-, rot analog zu Abb. 4.10 im STC-Tiefenbereich) nur geringfügig. Der MC zeigt jedoch ein gänzlich ande-

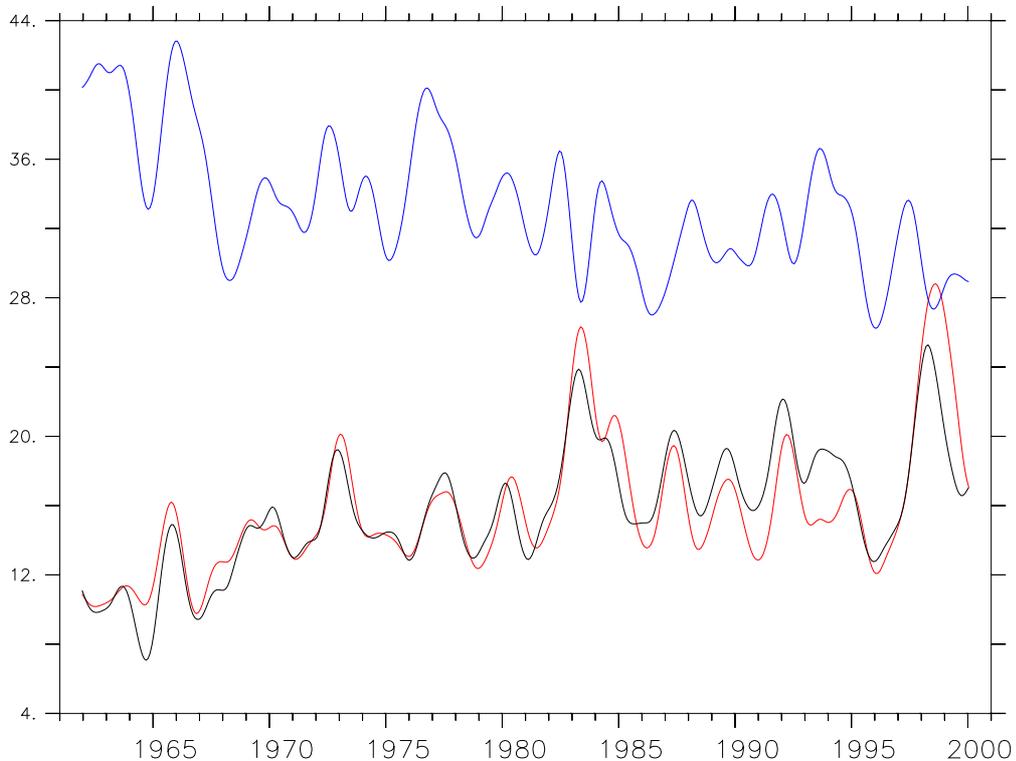


Abbildung 4.11: Zeitserien der Randstromtransporte aus KAB036 in Sv: NGCU (schwarz) und MC (blau), zum Vergleich Randstrom wie in Abb. 4.10 (rot); Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert

res Verhalten. Sein Transport nimmt im betrachteten Zeitraum ab, und auch die zwischenjährlichen Schwankungen beider Randströme sind nicht miteinander korreliert. Auch andere Modelle, wie z.B. ECCO (Köhl et al., 2002) und SODA-POP (Carton and Giese, 2005), liefern bei einer Betrachtung von STC-Transporten über 9°N und 9°S im Dichtebereich von McPhaden and Zhang (2002) Ergebnisse dieser Art (Schott, pers. Komm.). Dagegen erhielten sowohl Lee and Fukumori (2003) als auch Capotondi et al. (2005) auch im Norden eine Verstärkung des Randstroms. Insgesamt wird also in ORCA die Abschwächung der STC im Inneren teilweise durch den südlichen westlichen Randstrom kompensiert. In KUS019 (nicht gezeigt) ist nur geringe interannuale Variabilität festzustellen. Diese scheint demnach fast ausschließlich vom Windantrieb bestimmt zu sein.

4.4 Indonesischer Durchstrom

Wie in Abschnitt 3.5 beschrieben wurde, stammt das Wasser im Indonesischen Durchstrom im Wesentlichen aus dem Mindanao Current. Aus diesem Grund stellt sich die Frage, ob sich die Abschwächung des westlichen Randstroms auch im Transport durch die Indonesischen Passagen bemerkbar macht. Dazu zeigt Abb. 4.12 Zeitreihen der Anomalien des Durchstromtransportes für ORCA05 (rot) und ORCA2 (blau). Beide Zeitreihen zeigen eine deutliche Abnahme von ungefähr 4 Sv im Zeitraum von 1958 bis 1995, die mit der Abnahme des MC-Transportes zusammenpasst. In schwarz ist zusätzlich die Kurve für KUS019 dargestellt. An ihren geringen Ausschlägen kann man ablesen, dass auch die zwischenjährlichen Schwankungen im Indonesischen Durchstrom im Wesentlichen windgetrieben sind. Legt man das Augenmerk auf die zeitliche Lage der einzelnen Minima und Maxima, so fällt auf, dass maximaler Transport in La Niña-Phasen auftritt (z.B. 1975/76

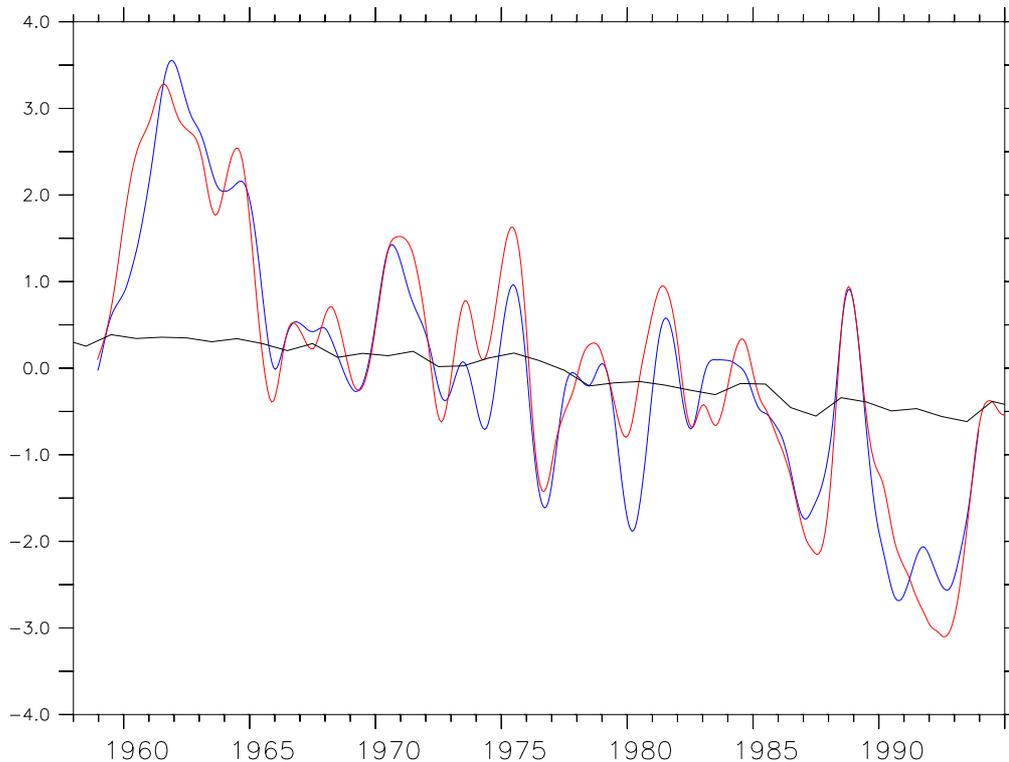


Abbildung 4.12: Zeitserien der zwischenjährlichen Anomalien des ITF-Transportes in KAB036 (ORCA05, rot), KUS039 (ORCA2, blau) und KUS019 (ORCA2, schwarz) in Sv; Zeitreihen für KAB036 und KUS039 jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert, Werte für KUS019 Jahresmittel

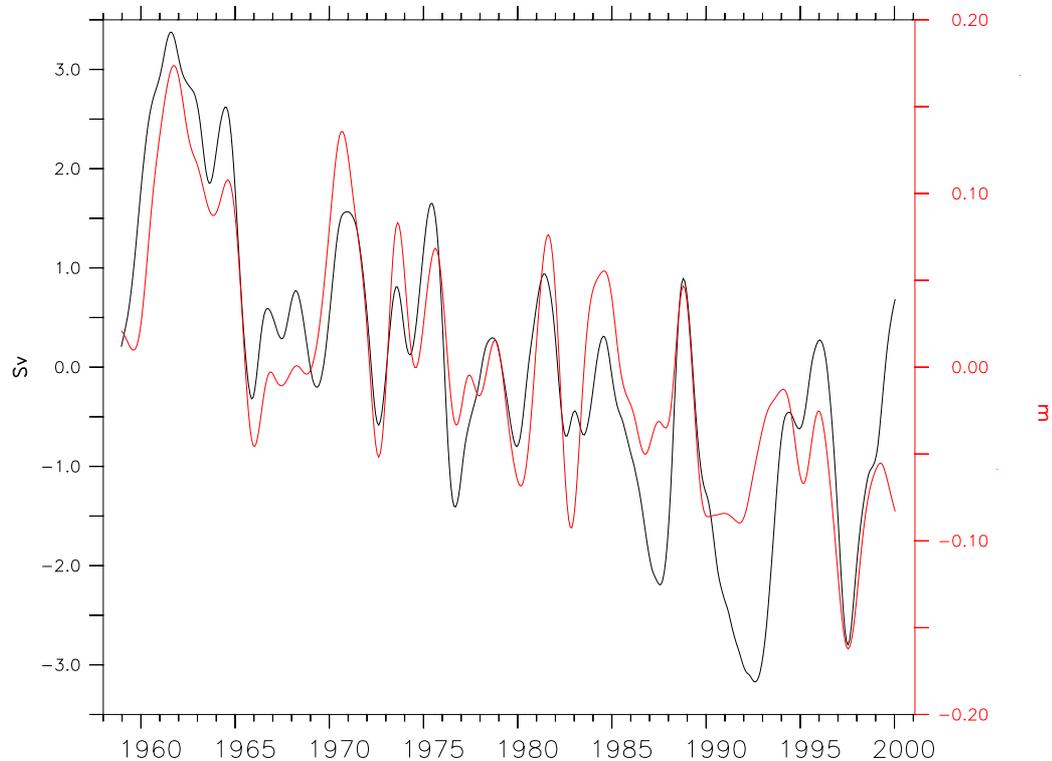


Abbildung 4.13: Zeitserien der zwischenjährlichen Anomalien des ITF-Transportes in Sv (schwarz) sowie der SSH-Differenz zwischen Eingang und Ausgang der Passagen in m (rot) in KAB036; Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert

und 1988/89), während der Durchstrom in El Niño-Jahren geringer ausfällt (z.B. 1977/78 und 1986/87). Die Beobachtung, dass der Durchstromtransport in Phase mit ENSO schwankt, machte unter anderem Meyers (1996) aus der Analyse von XBT-Daten, die auf einem in den Jahren 1983 bis 1994 wiederholt gefahrenen Schnitt zwischen Nordwest-Australien und Java gewonnen worden waren. Er stellte einen größeren Transport während des La Niña-Ereignisses 1988/89 als während der El Niño-Bedingungen von 1986/87 und 1991–1994 fest. Dabei lag die Amplitude der Schwankungen in der Größenordnung von 5 Sv. Für die entsprechenden Jahre zeigt Abb. 4.12, dass auch die Peak-zu-Peak-Schwankungen in ORCA in diesem Bereich liegen. Nach Clark and Liu (1994) erklärt sich dieser Zusammenhang aus dem hohen Meeresspiegel im westlichen Pazifik, der durch die mit La Niña einhergehenden starken Ostwinde aufgebaut wird bzw. durch das Abfallen des Meeresspiegels aufgrund der Westwindanomalie während eines El Niño-Ereignisses. Diese Erklärung ist konsistent mit der Darstellung in Abschnitt 3.6, nach der die SSH-Differenz zwischen tropischem West-Pazifik

und Indischem Ozean eine wesentliche Rolle für die Durchstromstärke spielt. Dass dieser Zusammenhang auch auf interannualer Zeitskala besteht, ist in Abb. 4.13 zu sehen. Dargestellt sind die zwischenjährlichen Anomalien des ITF-Transportes sowie der SSH-Differenz zwischen hier etwas kleiner als in Abschnitt 3.6 definierten Boxen (Pazifik-Box: 7°N bis 17°N und 142°E bis 152°E und Indik-Box: 5.5°S bis 4.5°N und 82°E bis 92°E). Man erkennt die gute Übereinstimmung beider Kurven, wobei die Korrelation von $r=0.70$ bei $\text{lag}=0$ am größten ist. Dies zeigt, dass auch auf interannualer Zeitskala der Transport durch die Passagen umso höher liegt, je größer die Druckdifferenz zwischen Eingang und Ausgang der Passagen ist.

4.5 Äquatorialer Unterstrom

Da der äquatoriale Unterstrom einen Teil der Zirkulation darstellt, die im zonalen Integral die subtropischen Zellen ergibt und aufgrund der Tatsache,

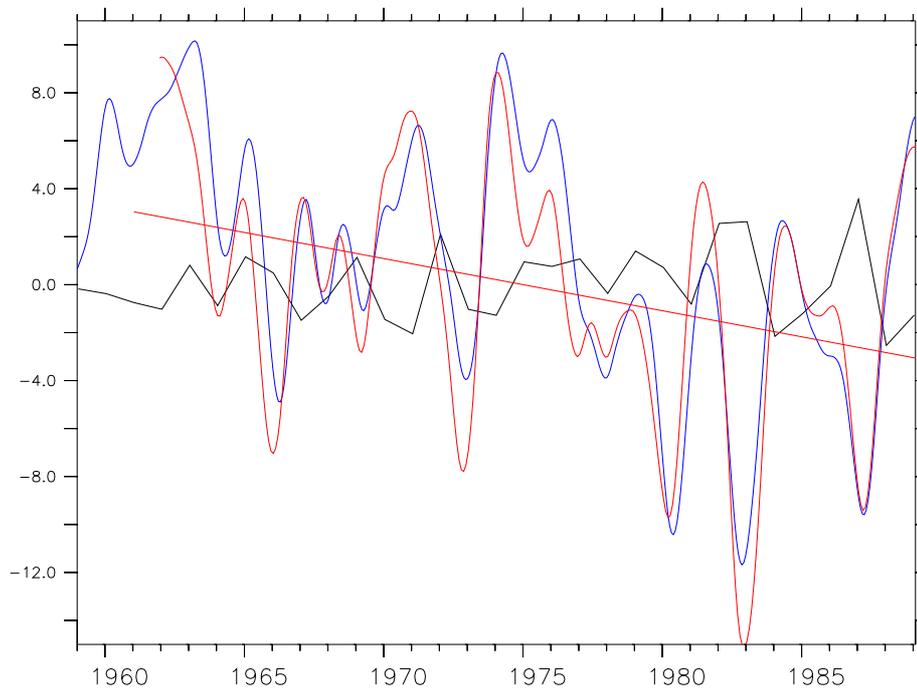


Abbildung 4.14: Zeitserien der zwischenjährlichen Anomalien des EUC-Transportes über 155°W in KAB036 (ORCA05, rot), KUS039 (ORCA2, blau) und KUS019 (ORCA2, schwarz) in Sv sowie linearer Trend aus KAB036; Zeitreihen für KAB036 und KUS039 jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert, Werte für KUS019 Jahresmittel

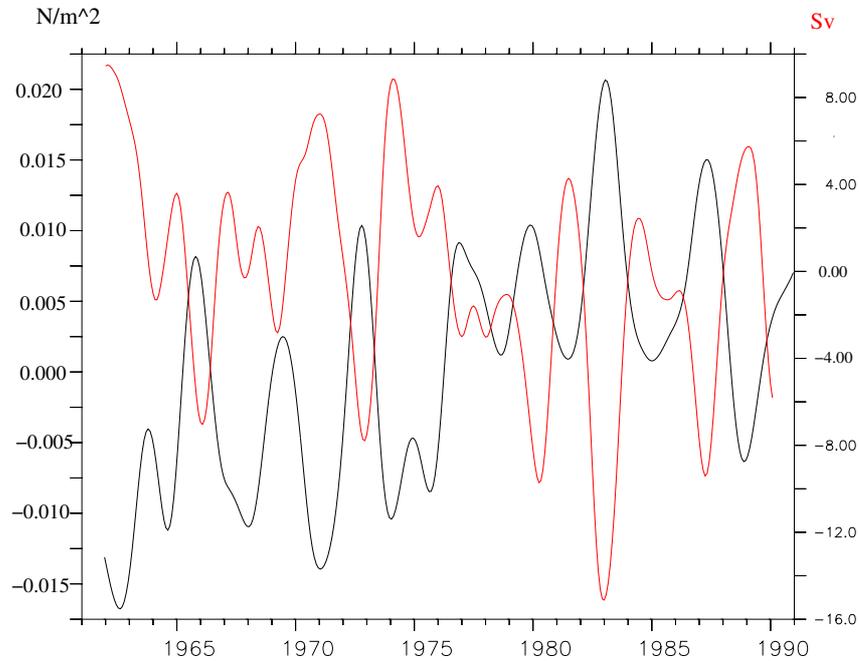


Abbildung 4.15: Zeitserien der zwischenjährlichen Anomalien des EUC-Transportes über 155°W in KAB036 in Sv (rot) und von τ_x , gemittelt über äq. Pazifik (147°E bis 88°W und $1^\circ\text{S} - 1^\circ\text{N}$) in N/m^2 ; Zeitreihen jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert; Korrelationskoeffizient $r=-0.88$

dass z.B. Lu et al. (1998) in der Analyse eines 3 1/2- Schichten Modells gezeigt haben, dass die STCs die wichtigste Quelle für den EUC darstellen, ist zu erwarten, dass sich die zeitliche Entwicklung der STCs auch im EUC wiederfinden lässt. Abb. 4.14 zeigt die Zeitserien der zwischenjährlichen Anomalien des EUC-Transportes über 155°W für KAB036 und KUS039. Die Kurven für ORCA05 und ORCA2 stimmen gut überein. Der lineare Trend, berechnet für KAB036, zeigt eine Abnahme des Transportes um etwa 6 Sv im Zeitraum 1961 bis 1990, der mit der Abnahme des STC-Transportes in dieser Zeit zusammenpasst. Die schwarze Kurve zeigt die zeitliche Entwicklung des EUC-Transportes in KUS019. Man erkennt, dass der größte Teil der Schwankungen auf die Variation des Windstresses zurückzuführen ist, aber auch der variierende thermohaline Antrieb spielt hier offensichtlich eine Rolle. Um nähere Aussagen über die Abhängigkeit des äquatorialen Unterstroms vom Windstress treffen zu können, sind in Abb. 4.15 die zwischenjährlichen Anomalien des EUC-Transportes bei 155°W aus KAB036 zusammen mit den Schwankungen der zonalen Windstresskomponente entlang des Äquators

dargestellt. Dabei bedeutet eine positive Anomalie des zonalen Windstressess schwächere Passatwinde. Man erkennt die hohe negative Korrelation der beiden Zeitreihen mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = -0.88$. Das bedeutet, je stärker die Passatwinde sind, desto höher ist der EUC-Transport. Yu and McPhaden (1999b) konnten in ihrer Untersuchung der TAO-Daten zeigen, dass sich die Variabilität im äquatorialen Pazifik auf interannualer Zeitskala in nullter Ordnung mit dem Windantrieb im Quasi-Gleichgewicht befindet, und dass die EUC-Transporte entsprechend nahezu in Phase mit dem zonalen Druckgradienten und daher mit den östlichen Passatwinden variieren. Da die Variabilität der Passatwinde ein Ausdruck für ENSO ist, lässt sich das ENSO-Signal erwartungsgemäß auch im EUC-Transport finden. So liegen die Transport-Maxima in La Niña-Phasen wie z.B. 1973/74 und 1988/89, während die Minima in El Niño-Phasen wie 1965/66 und 1982/83 auftreten. Dieses Ergebnis erhielt auch Johnson et al. (2002) aus direkten Messungen.

5 Zusammenhänge und Diskussion

*“Alles hängt mit allem zusammen, man ändert nicht den Teil,
ohne daß das Ganze sich ändert.”*

(Walther Rathenau)

In diesem Kapitel sollen die Zusammenhänge zwischen den bisher betrachteten Ozean-Komponenten sowohl auf interannualer als auch auf dekadischer Zeitskala untersucht werden. Dazu werden zunächst noch einmal die in Kapitel 4 beschriebenen langfristigen Entwicklungen der einzelnen Größen zusammengefasst: Die Stärke der subtropischen Zellen nimmt im Zeitraum 1958 bis 2000, gleichmäßig auf Nord- und Südhemisphäre verteilt, um 14 Sv ab. Diese Abnahme findet allerdings nur im Inneren statt, während zumindest in der Südhemisphäre der Transport des westlichen Randstroms zunimmt. Mit der Abschwächung der meridionalen Zellen geht, wie von McPhaden and Zhang (2002) beschrieben, eine Erwärmung des äquatorialen Pazifiks einher. Diese beträgt für die SST im östlichen Bereich 1.5 K. Der Durchstrom durch die Indonesischen Passagen wird geringer, und auch der EUC-Transport nimmt ab. Letzteres lässt sich durch die Abnahme der Passatwinde am Äquator erklären.

5.1 Zusammenhang zwischen STCs, TCs, EUC und SST

Zeitreihen der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik über mehrere Jahrzehnte zeigen im Wesentlichen zwei Muster, zum einen die ENSO-Variabilität und zum anderen einen dekadischen Mode (Lohmann and Latif, 2005). Auf interannualer Zeitskala sind die äquatorialen SST-Anomalien dabei vor allem vom lokalen Windfeld getrieben (Nonaka et al.,

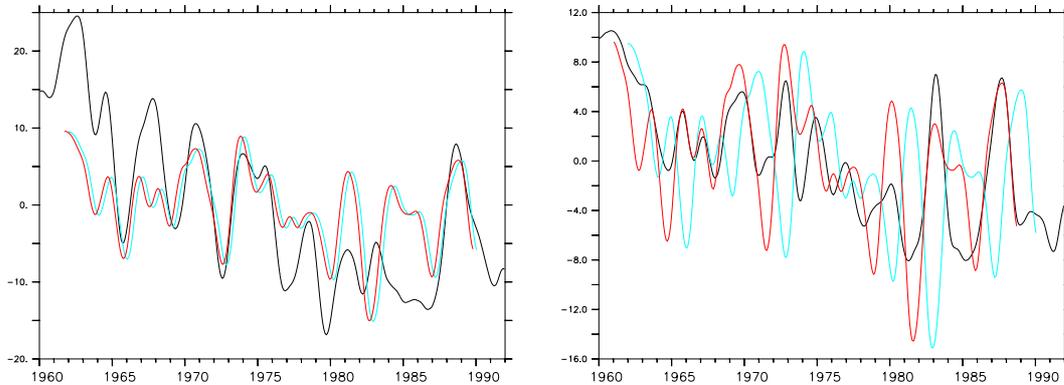


Abbildung 5.1: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des a) TC-Indexes (links) und b) STC-Indexes (rechts) in schwarz sowie des EUC-Transportes bei 155° W (unverschobene Zeitreihe in hellblau, um 3 bzw. 16 Monate verschoben in rot)

2002). Wie im vorigen Kapitel besprochen wurde, hat diese Windvariabilität direkt am Äquator entscheidenden Einfluss auf die zwischenjährlichen Schwankungen des TC-Indexes und des EUC-Transportes. Der Zusammenhang dieser beiden Größen ist in Abb. 5.1 a) dargestellt. Die Übereinstimmung der beiden Zeitreihen ist recht gut (Korrelationskoeffizient $r=0.60$) und verbessert sich noch geringfügig, wenn diese so gegeneinander verschoben werden, dass die TC gegenüber dem EUC um drei Monate führt ($r=0.65$). Die Verbindung mit der SST erfolgt über das upwelling. Generell wird die SST am Äquator stark durch aufquellendes Wasser aus der Sprungschicht beeinflusst. So stellten bereits Bryden and Brady (1985) für ihre regionalen Box-Modelle fest, dass das upwelling von Wasser des EUC zu einem äquatorialen SST-Minimum führt. Johnson et al. (2001) erhielten in ihrer Untersuchung mithilfe von CTD- und ADCP-Daten ein starkes upwelling von Wasser aus dem EUC in die Oberflächen- bzw. Deckschicht, und die Inverslösung von Sloyan et al. (2003) zeigt, dass die "cold tongue" im östlichen Pazifik aus dem diapynischen upwelling durch alle Schichten des EUC resultiert. Dieser Einfluss des EUC auf die SST zeigt sich auch, wenn man die interannuale Variabilität betrachtet. In Abb. 5.2 sind die zwischenjährlichen Schwankungen des EUC-Transportes bei 155°W und der SST, gemittelt über eine 5°x 5°-Box um 155°W und den Äquator, als Zeitserie dargestellt. Es zeigt sich eine gute Antikorrelation mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = -0.89$. Das lässt darauf schließen, dass ein durch starken Windantrieb hoher EUC-Transport mit vermehrtem Auftrieb kalten Wassers und damit mit geringen Oberflächentemperaturen einhergeht (und umgekehrt). Dieser Zusammenhang gilt auch für andere geographische Längen (nicht gezeigt).

Auf dekadischer Zeitskala wird die äquatoriale SST zusätzlich durch Variabi-

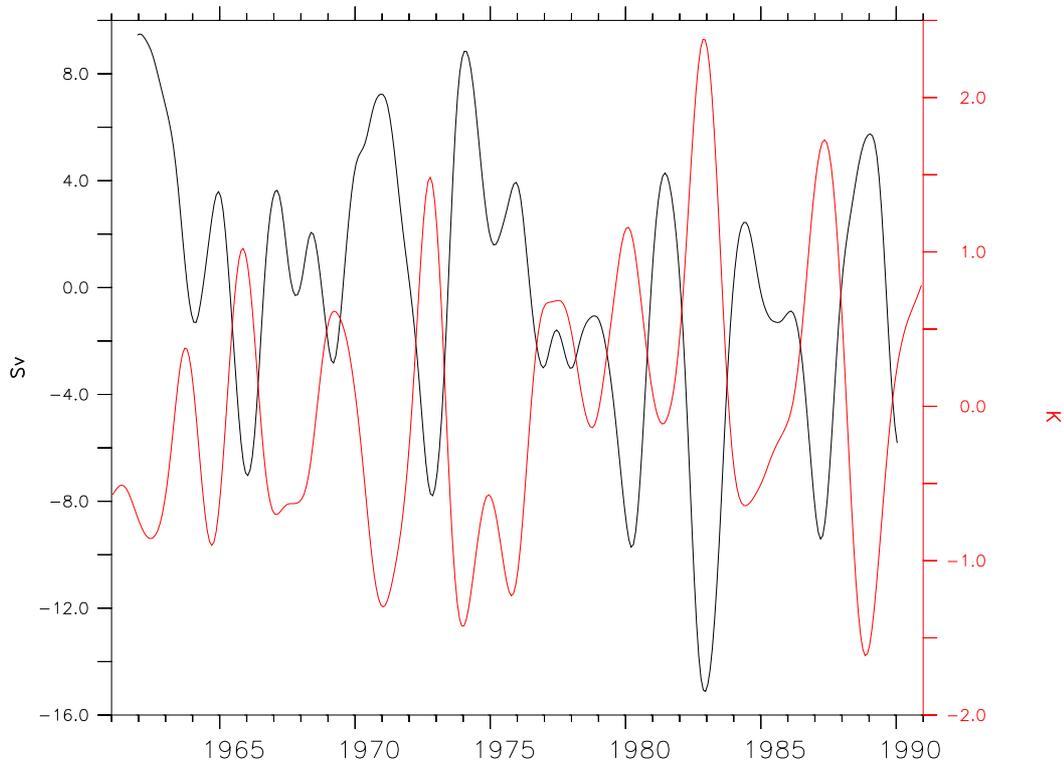


Abbildung 5.2: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des EUC-Transportes (schwarz) in Sv und der SST (rot) in K bei 155° W; Korrelationskoeffizient: $r=-0.89$

lität in den Subtropen beeinflusst. Dieser Zusammenhang wurde z.B. von Nakanaka et al. (2002) beschrieben. Dabei führen Schwankungen der Passatwinde abseits des Äquators zu SST-Variabilität, indem sie die subtropischen Zellen, die kaltes Wasser in die äquatorialen Auftriebsgebiete bringen, stärken oder abschwächen. Dieser Mechanismus ähnelt dem bereits beschriebenen dekadischen Modulationsmechanismus von Kleman et al. (1999). Klinger et al. (2002) nutzten nur die Ozeankomponente des gekoppelten Modells von Kleman et al. (1999) und zeigten, dass eine vorgeschriebene Anomalie im subtropischen Windstress die Stärke der STCs beeinflusst, die ihrerseits das äquatoriale upwelling und damit die SST am Äquator verändern. Ein weiterer Aspekt ist, dass mit der Abschwächung der meridionalen Umwälzbewegung auch ein verminderter polwärtiger Wärmetransport einhergeht (Hazeleger et al., 2004). Eine derartige Abnahme des Wärmetransportes über 10° S ist auch in ORCA zu finden (nicht gezeigt). In Abb. 5.3 sind Zeitreihen der Anomalien des STC-Indexes und der SST, gemittelt über den Bereich 9° S bis 9° N und 180° W bis 90° W, dargestellt. Diesen Bereich nutzten auch McPha-

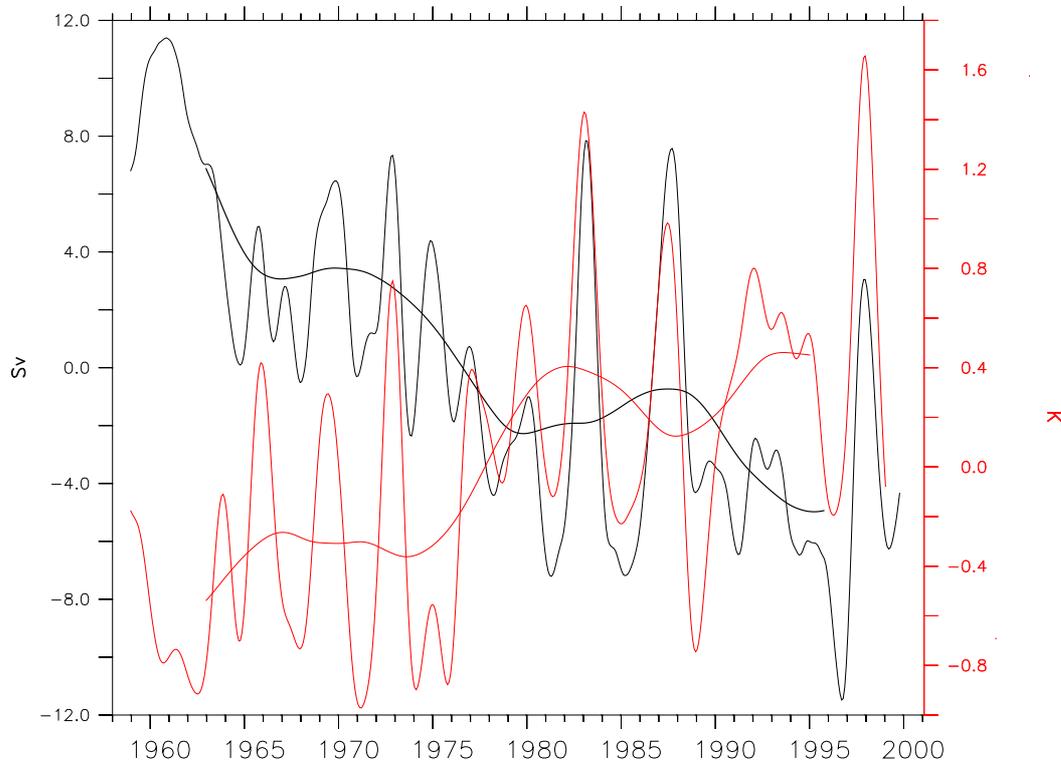


Abbildung 5.3: Zeitreihen der Anomalien des STC-Indexes (schwarz) und der SST im Bereich $9^{\circ}S$ bis $9^{\circ}N$ und $180^{\circ}W$ bis $90^{\circ}W$ (rot), jeweils dünne Linien mit 23 Punkten (interannual), dicke Linien mit 119 Punkten (dekadisch Hanning-gefiltert)

den and Zhang (2002) für ihre SST-Betrachtung, da dort das stärkste äquatoriale upwelling auftritt. Während auf interannualer Zeitskala kein eindeutiger Zusammenhang festzustellen ist, sind die dekadischen Schwankungen deutlich antikorreliert. Die beste Korrelation ($r=-0.84$) wird dabei erreicht, wenn die STC gegenüber der SST um 18 Monate führt, d.h. das windinduzierte Signal in der STC braucht ungefähr $1\frac{1}{2}$ Jahre, um sich in der SST im zentralen Pazifik niederzuschlagen. Diese Zeitspanne liegt zwischen den 15 Monaten von Lohmann (2005) für den westlichen Pazifik und den 2 Jahren, die Nonaka et al. (2002) als Abstand zwischen den lokal vom äquatorialen Windfeld erzeugten SST-Anomalien und denen, die durch die Variabilität der STCs verursacht werden, angeben. Dazu passt auch die Verzögerung, die sich auf interannualer Zeitskala zwischen STC und EUC-Transport feststellen lässt. In Abb. 5.1 b) sind die Zeitreihen der zwischenjährigen Anomalien des STC-Indexes sowie des EUC-Transportes bei $155^{\circ}W$ dargestellt. Die beste Übereinstimmung erhält man, wenn die STC gegenüber dem EUC-Transport

um 16 Monate führt.

5.2 Zusammenhang zwischen STCs, Randströmen und Indonesischem Durchstrom

Wie zu Beginn in Kapitel 3 beschrieben wurde, ist der Transport der subtropischen Zellen nicht gleichmäßig auf die Hemisphären verteilt. Noch stärker ausgeprägt ist diese Asymmetrie im Atlantik, wo aufgrund der starken interhemisphärischen Umwälzbewegung nur eine sehr schwache nördliche STC existiert (z.B. Hazeleger et al., 2003). Schott et al. (2004) äußerten die Vermutung, dass im Pazifik der Indonesische Durchstrom (ITF) dafür verantwortlich ist, dass die südliche STC stärker als die nördliche ausgeprägt ist. Um dem nachzugehen, werden Modellläufe mit verschiedenen starken Durchströmen auf Unterschiede in Bezug auf die STCs untersucht. Dabei stellen sich folgende Fragen:

- Gibt es einen Zusammenhang zwischen der mittleren ITF-Stärke und der STC-Stärke insgesamt?
- Wird die Asymmetrie zwischen nördlicher und südlicher STC größer, wenn der Durchstrom zunimmt?
- Sind interannuale Schwankungen von ITF und STCs korreliert?

Betrachtet man zunächst unterschiedliche Modellläufe, in denen der Durchstrom sehr verschieden ausfällt (siehe Abb. 3.13), so lässt sich für den mittleren Transport kein klarer Zusammenhang finden. In Läufen mit höherem Transport durch die Indonesischen Passagen ist weder die Stärke der STCs

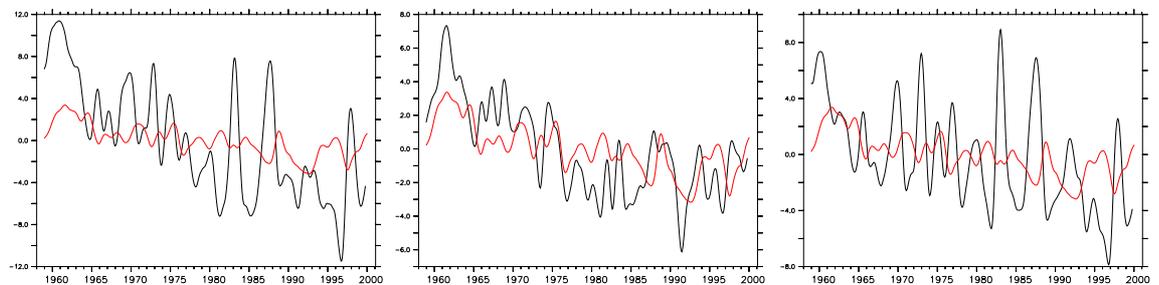


Abbildung 5.4: Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des STC-Indexes (schwarz) und des ITF (rot)
links: gesamte STC; mitte: südliche STC; rechts: nördliche STC

insgesamt noch die Asymmetrie zwischen den Zellen generell stärker. Im letzten Kapitel war jedoch gezeigt worden, dass sowohl die Stärke der STC als auch die des Durchstroms über den Zeitraum 1958 bis 2000 in KAB034 abgenommen hat. Betrachtet man jeweils ein Mittel über die Jahre 1961 bis 1965 und vergleicht dieses mit dem Mittel über die Jahre 1996 bis 2000, so gibt es zwar eine Abnahme in STC-Index und Durchstrom, die Asymmetrie der Zellen hat jedoch sogar zugenommen. Zeitreihen der zwischenjährlichen Anomalien des Transportes durch die Indonesischen Passagen und des STC-Indexes, einmal für beide Zellen gemeinsam, einmal für die südliche und einmal für die nördliche Zelle sind in Abb. 5.4 dargestellt. Die Übereinstimmungen sind in allen drei Fällen ziemlich gering. Die höchste Korrelation ($r=0.42$) erreicht die nördliche STC, konsistent mit der Darstellung, dass das Wasser im Durchstrom im Wesentlichen von Norden kommt. Insgesamt lässt sich in ORCA kein eindeutiger Zusammenhang zwischen den subtropischen Zellen und dem Indonesischen Durchstrom herstellen.

Als nächstes soll noch einmal der Blick auf die westlichen Randströme geworfen werden. Hier lässt sich feststellen, dass in Modellläufen mit stärkerem Indonesischen Durchstrom auch der Transport des Mindanaostromes über 8°N höher ist. Allerdings sind auf interannualer Zeitskala keine Zusammenhänge zwischen ITF und MC oder NGCU auszumachen. Lediglich der langfristige Trend, d.h. die Abnahme von ITF und MC, stimmt überein. Betrachtet man die interannuale Variabilität der subtropischen Zellen und der Randströme, so findet man für den MC-Transport weder eine gute Übereinstimmung mit dem gesamten STC-Index noch mit der Variabilität der nördlichen Zelle (nicht gezeigt). Auch für den NGCU ist die Korrelation mit der südlichen STC gering. Nur mit dem gesamten STC-Index wird wider Erwarten eine höhere Korrelation von $r=0.64$ erreicht. Insgesamt kann man daraus schließen, dass sich Veränderungen des integralen Transportes nicht allein am Rand festmachen lassen, sondern dass auch der Transport im Inneren des Beckens einbezogen werden muss. Um das Verhältnis zwischen diesen beiden Austauschfenstern soll es im nächsten Abschnitt gehen.

5.3 Austausch zwischen Tropen und Subtropen im Inneren vs. Randstrom

In Kapitel 4 war gezeigt worden, dass man auf interannualer Zeitskala eine Antikorrelation und längerfristig einen gegenläufigen Trend zwischen den Transporten des unteren STC-Zweiges im Randstrom und im Inneren erhält, wenn man die Meridionalgeschwindigkeit im entsprechenden Tiefenbereich über 8°S integriert. Die Zeitserien sind in Abb. 4.10 dargestellt. Hier soll auf die Ursachen für diese Gegenphasigkeit eingegangen werden.

Erklärungen in der Literatur

Ein Erklärungsansatz ist die Reflexion von Rossbywellen am Westrand. So fand Zebiak (1989) in seiner Modelluntersuchung, dass der meridionale Transport am westlichen Rand bei 5°N bzw. 5°S der Tendenz des Wärmeinhaltes generell entgegen wirkt, was aber durch die Transporte im Inneren mehr als kompensiert wird. Er führte dies auf die Reflexion langer äquatoriale Rossbywellen zurück. Dabei erzeugen äquatoriale Westwindanomalien sich ostwärts ausbreitende downwelling Kelvinwellen und westwärts propagierende upwelling Rossbywellen. Verbunden mit den äquatorialen Kelvinwellen ist ein ostwärtiger Strom, dessen Wasser weiter östlich im Inneren polwärts strömt. Im Gegensatz dazu erzeugen die Rossbywellen, sobald sie den Westrand erreicht haben, dort eine Konvergenz in Richtung Äquator. Zebiak (1989) wies aber auch darauf hin, dass dieser Mechanismus nicht für Rossbywellen abseits des Äquators gilt.

Lee and Fukumori (2003) stellten in ihrer Analyse des subtropisch-tropischen Austauschs bei 10°N/S im MIT-Modell für den Zeitraum 1980 bis 2000 ebenfalls eine Antikorrelation zwischen den Schwankungen im Randstrom und dem Transport im Inneren mit größeren Amplituden des letzteren fest. Sie maßen der Reflexion von äquatorialen Rossbywellen allerdings keine große Bedeutung bei. Begründet wird dies damit, dass die Variabilität des Randstroms in ihrem Modell bei 5°N und 10°N von gleicher Größenordnung ist, obwohl bei einer Anregung durch äquatoriale Windstressanomalien zu erwarten wäre, dass aufgrund der polwärtigen Abnahme der Amplitude äquatorialer Rossbywellen die Schwankungen bei 10°N ebenfalls geringer ausfallen. Stattdessen schlugen sie einen Mechanismus vor, der auf dem kombinierten Effekt

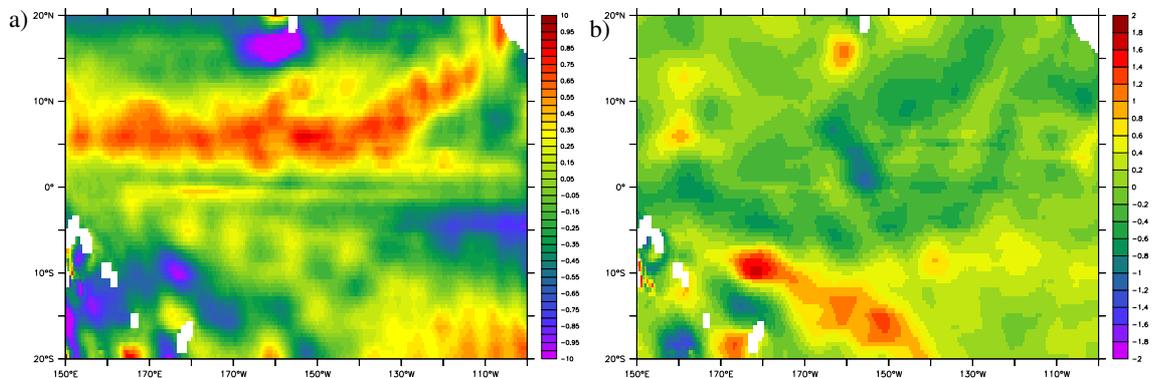


Abbildung 5.5: a) Mittel (1996 bis 2000) und b) Differenz (1996 minus 1998) der Rotation des Windstresses in 10^{-7}N/m^2

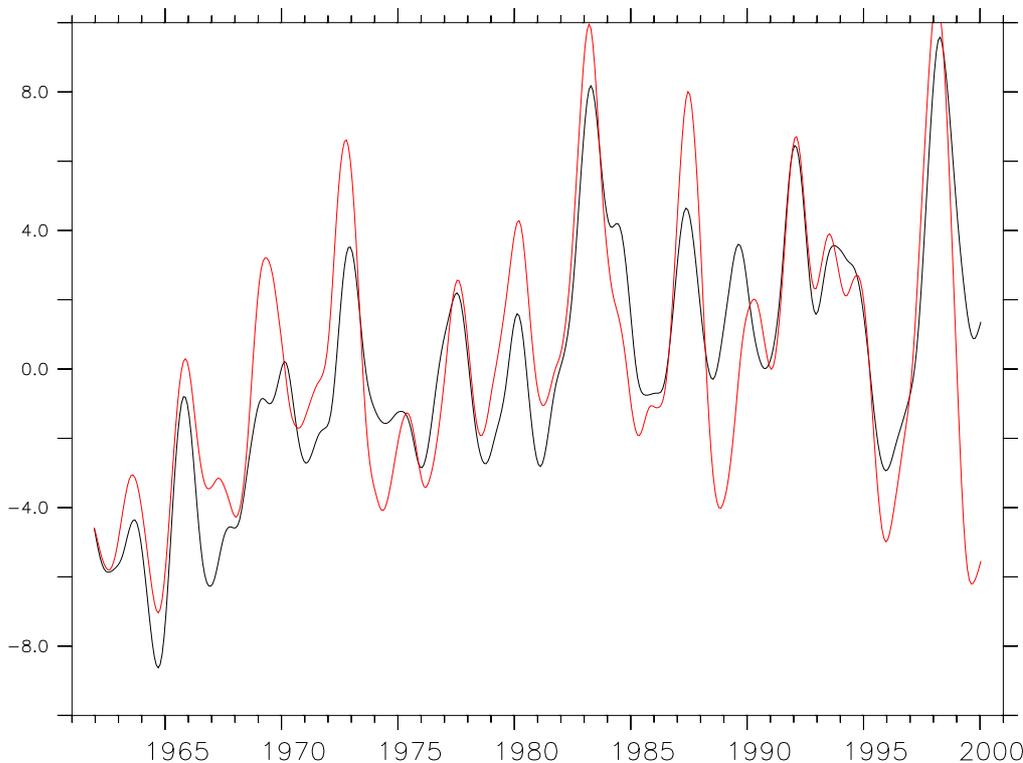


Abbildung 5.6: *Anomalien des Randstromtransportes (schwarz) und des lokalen Sverdruptransportes (rot), berechnet aus der Windrotation im Westbecken, bei 8°S in Sv*

von (1) der Variabilität der Rotation der Windschubspannung abseits des Äquators und (2) des zonalen Windstresses in Äquatornähe beruht. Dabei ändert (1) die Stärke der horizontalen Zirkulation und sorgt damit für die Gegenphasigkeit von Randstrom und Innerem, während (2) zu einer Änderung der STC-Stärke führt, die ihrerseits den Transport im Inneren zusätzlich beeinflusst.

Im Gegensatz dazu sahen Capotondi et al. (2005), die im NCAR-Modell bei 9°N/S eine entsprechende Gegenphasigkeit fanden, sowohl die Änderungen im Inneren als auch die im Randstrom als Konsequenz barokliner Anpassung des Ozeans an Variationen der Rotation des großskaligen Windfeldes an. Dabei erzeugt anomales Ekman pumping barokline Rossbywellen, die sich westwärts ausbreiten. Diese verändern den zonalen Gradienten der Thermoklinentiefe und erlauben so anomale meridionale Flüsse. Die Gegenphasigkeit führten sie darauf zurück, dass sich die baroklinen Rossbywellen nur langsam durch den Pazifik ausbreiten, so dass die Änderungen im östlichen Teil des Beckens vor denen im Westen auftreten.

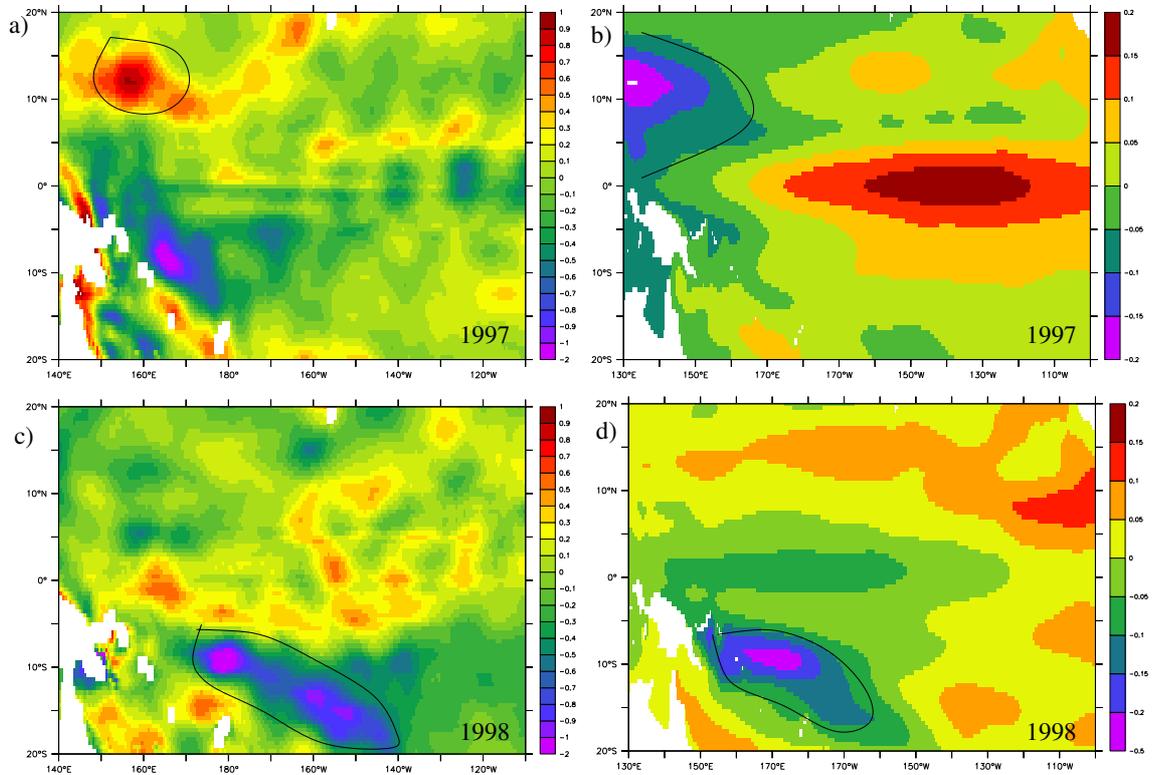


Abbildung 5.7: a) und c) Anomalien der Rotation des Windstresses in 10^{-7}N/m^2 ; b) und d) Anomalien der SSH in m; jeweils für 1997 und 1998 im Vergleich zu Fünfjahresmittel 1996–2000

Untersuchung in ORCA

Zunächst der Argumentation von Lee and Fukumori (2003) folgend, ist in Abb. 5.5 die Rotation des Windstresses im tropischen Pazifik im Mittel und als Differenz zwischen den Jahren 1996 und 1998 dargestellt. Man erkennt, dass im Mittel die Extremwerte bei 6°N bzw. 9°S zu finden sind. Da der Coriolisparameter auf der Südhalbkugel negativ ist, sorgen sowohl das Maximum im Norden als auch das Minimum im Süden dort für starkes Ekman-pumping $w_E = \nabla \times (\tau/f)$. Maxima der Änderungen sind bei 10°S und bei ungefähr 15°N vor allem im westlichen Teil des Beckens zu erkennen (Abb. 5.5 b)). Stellt man die Variabilität der Windstressrotation getrennt für den westlichen, zentralen und östlichen Pazifik als Zeitserie dar und vergleicht sie mit der Variabilität der integrierten Meridionalgeschwindigkeit bei 8°S , so nimmt die Korrelation von Westen nach Osten ab (nicht gezeigt). Berechnet man aus der Rotation der Windschubspannung im Westbecken (167°E bis 152°W) den lokalen Sverdruptransport, so ist dieser, wie in Abb. 5.6 zu sehen ist, gut mit den interannualen Schwankungen des Randstromtransportes

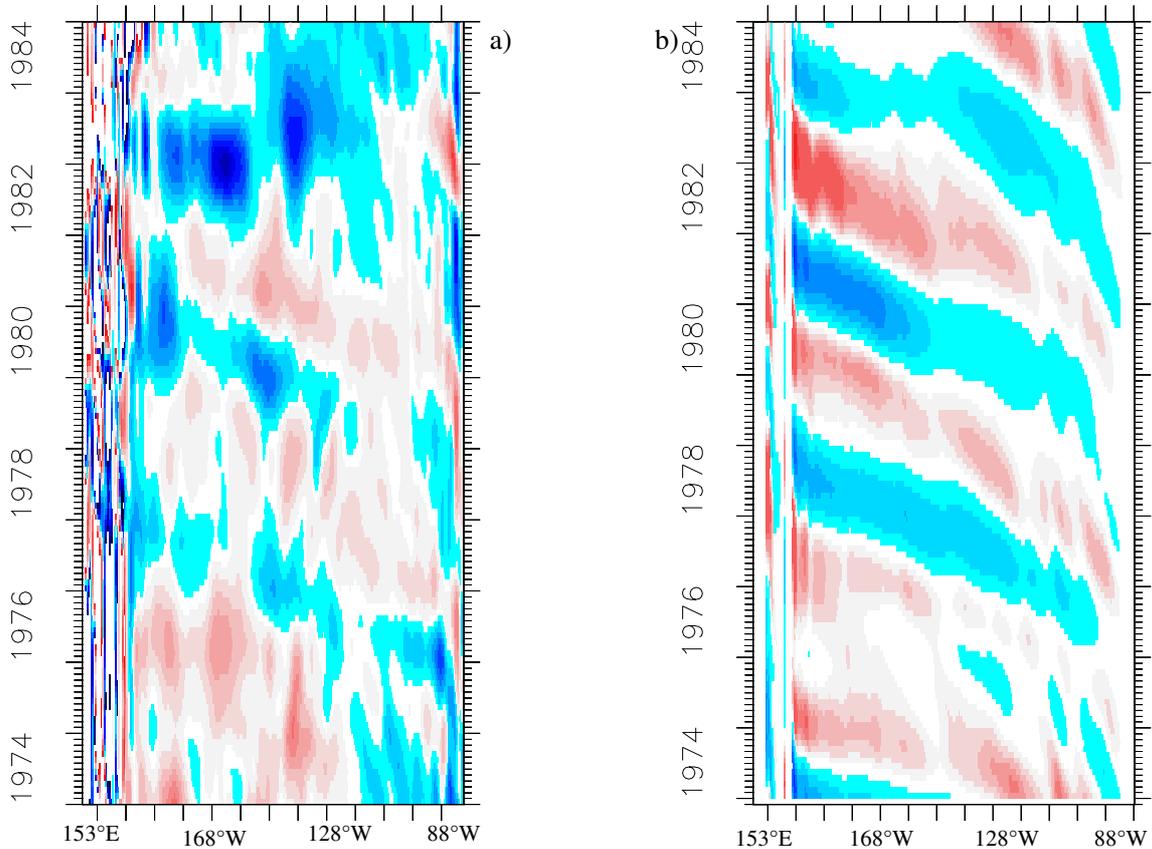


Abbildung 5.8: Ausbreitung von Anomalien bei 8°S : a) Meridionalgeschwindigkeit über Tiefenbereich des unteren STC-Zweiges integriert; b) Zonalgeschwindigkeit in 1100m Tiefe; jeweils mit 23 Punkten Hanning-gefiltert

bei 8°S korreliert. Offensichtlich spielt die Änderung der Rotation der Windschubspannung also eine entscheidende Rolle. Diese erzeugt auch anomales Ekman-pumping, was Lee and Fukumori (2003) anhand der Meeresspiegeländerung (ΔSSH) illustrierten. In Abb. 5.7 ist dieser Zusammenhang für die Jahre 1997 und 1998 gezeigt. Aufgrund des negativen Vorzeichens der planetaren Vorticity in der Südhemisphäre führen sowohl die positive Anomalie der Windstressrotation bei 10°N als auch die negative Anomalie bei 10°S zu einer anomal niedrigen SSH. Auffällig ist dabei wiederum die Konzentration auf den westlichen Pazifik. Wie oben bereits erwähnt wurde, erzeugt das anomale Ekman-pumping nach Capotondi et al. (2003) barokline Rossbywellen, die sich westwärts ausbreiten und die Dichtestruktur des Ozeans, insbesondere den zonalen Gradienten der Thermoklinentiefe, verändern. Wie sich anomaler subtropischer Windantrieb auf die äquatoriale Thermokline auswirkt, wurde von Wang et al. (2003) beschrieben. Sie nutzten ein Flachwassermo-

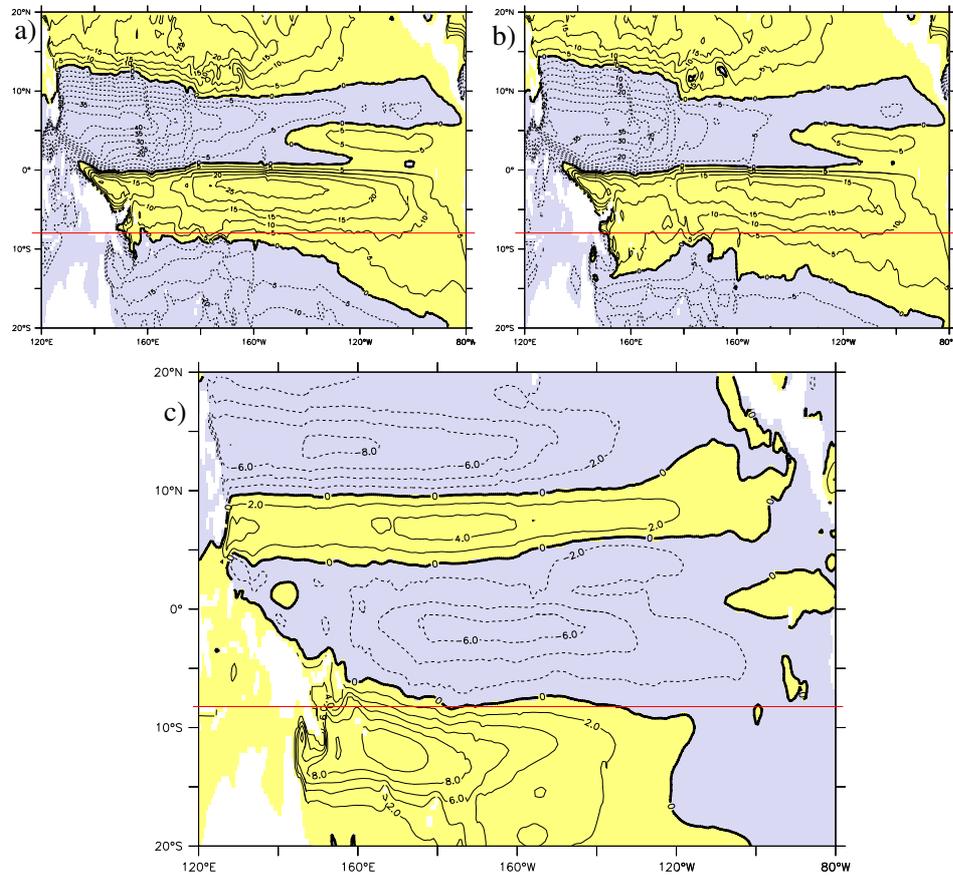


Abbildung 5.9: a) barotrope Stromfunktion PSI in Periode 1 (Mittel über die Jahre 1965 bis 1976)

b) PSI in Periode 2 (Mittel über die Jahre 1977 bis 1997)

c) Differenz der barotropen Stromfunktion zwischen Periode 2 und Periode 1 in Sv; die rote Linie markiert jeweils 8°S

dell (“reduced-gravity shallow water model”) und zeigten, dass insbesondere Windstressänderungen im Bereich $10^{\circ}-15^{\circ}\text{N/S}$ großen Einfluss haben. In Abb. 5.8a) ist die Ausbreitung von Anomalien der über den Tiefenbereich des unteren STC-Zweiges integrierten Meridionalgeschwindigkeit bei 8°S für den Zeitraum 1974 bis 1984 als Hovmöllerdiagramm dargestellt. Man erkennt analog zur Darstellung in Capotondi et al. (2005) eine westwärtige Ausbreitung der Anomalien mit einer Periode von ungefähr drei Jahren, was auf barokline Rossbywellen schließen lässt. Noch besser sieht man diese in Anomalien der Zonalgeschwindigkeit in 1100m Tiefe (Abb. 5.8b)). Die Phasengeschwindigkeit dieser Anomalien, die in drei Jahren die 16000 km über den Pazifik zurücklegen, beträgt folglich nur etwa $c_{ph} = 0.17\text{m/s}$. Sie ist damit langsamer als die zu erwartende Phasengeschwindigkeit einer 1. Mode

Rosbywelle: $c_n = -\beta \times r_n^2$ mit r_n = interner Rossbyradius. Mit $r_1=100$ km aus der Klimatologie von Chelton et al. (1998) und $\beta = 2.27 \times 10^{-11} 1/ms$ für $8^\circ S$ folgt $c_1 = 0.23 m/s$ (vgl. auch Chelton and Schlax, 1996). In Abb. 5.8 werden daher eventuell auch höhere und entsprechend langsamere Moden erfasst. Die barokline Anpassung des Ozeans an das veränderte Windfeld führt zu einer Änderung der horizontalen Zirkulation. Diese lässt sich anhand der barotropen Stromfunktion veranschaulichen. Abb. 5.9 zeigt die barotrope Stromfunktion im Mittel über die Jahre 1965 bis 1976 (Periode 1), im Mittel über die Jahre 1977 bis 1997 (Periode 2) sowie die Differenz. Die Zeiträume wurden analog zu Capotondi et al. (2005) gewählt, die diese aufgrund der Verschiebung des pazifischen Atmosphären-Ozean-Systems im Jahr 1977 (Trenberth and Hurrell, 1994) so definierten. Dazu ist zu bemerken, dass der Winter 1976/77 den Übergang von einer kalten in eine warme Pacific Decadal Oscillation-Phase markiert (Mantua and Hare, 2002). Während sich die tropischen Wirbel in Periode 2 insgesamt abschwächen, ist bei $8^\circ S$ eine Verstärkung der horizontalen Zirkulation festzustellen, die aus einer Verschiebung der räumlichen Lage der Wirbel resultiert. Diese ist auch in Differenzen zwischen kürzeren Zeiträumen zu erkennen (nicht gezeigt). Eine stärkere Zirkulation im Uhrzeigersinn führt dazu, dass sich der Randstrom verstärkt. Der äquatorwärtige Transport im Inneren wird dagegen abgeschwächt, da die zyklonale Zirkulation diesem entgegengerichtet ist. Insgesamt erhält man also genau den beobachteten Effekt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die interannuale Antikorrelation und der längerfristig gegenläufige Trend der äquatorwärtigen Transporte des unteren STC-Zweiges im Randstrom und im Inneren sich aus der Veränderung der horizontalen Zirkulation ergeben. Diese Veränderung ist das Resultat eines veränderten Windantriebes und entsprechender Rotation der Windschubspannung, wobei die Anpassung des Ozeans dabei über die Ausbreitung barokliner Rossbywellen erfolgt. Dieses Resultat passt sowohl zu den Ergebnissen von Lee and Fukumori (2003), die die Rolle der Windstressrotation zeigten, als auch zu denen von Capotondi et al. (2005), die die barokline Anpassung des Ozeans durch Rossbywellen beschrieben.

6 Zusammenfassung

“Was ist der langen Rede kurzer Sinn?”

(Friedrich Schiller)

Die tropisch-subtropische Zirkulation des Pazifiks wurde in der vorliegenden Arbeit im ORCA-Modell untersucht. Der Schwerpunkt lag dabei auf den subtropischen Zellen und den dazugehörigen Komponenten des äquatorialen Stromsystems, d.h. vor allem dem EUC und den westlichen Randströmen. Dazu wurde zunächst die mittlere Zirkulation betrachtet und festgestellt, dass sich ORCA sowohl in 0.5° - als auch in 2° - Auflösung im Rahmen von Beobachtungen und anderen Modellen bewegt. Daraufhin wurde die Variabilität der einzelnen Komponenten auf interannualer und dekadischer Zeitskala untersucht. Anschließend wurden mögliche Zusammenhänge diskutiert.

Die subtropischen Zellen bestehen aus in den Subtropen subduziertem Wasser, das sich in der Sprungschicht zum Äquator ausbreitet, dort in den EUC gelangt und in diesem aufsteigt. Geschlossen wird die Zelle durch polwärtigen Ekmantransport an der Oberfläche. Sie sind in einer Darstellung des meridionalen Overturnings gut als geschlossene Zellen zu erkennen. Ihre Stärke beträgt etwa 29 Sv für die südliche und 26 Sv für die nördliche Zelle. Im Mittel erreicht $2/3$ des subduzierten Wassers den Äquator über den Randstrom, $1/3$ nimmt einen inneren Pfad. Analog zu Beobachtungen, z.B. von McPhaden and Zhang (2002), und anderen Modelllösungen zeigt ORCA in den letzten Dekaden eine deutliche Abnahme des STC-Transportes. Der nach Lohmann and Latif (2005) definierte STC-Index, der das Maximum beider Zellen berücksichtigt, nimmt im betrachteten Zeitraum (1958–2000) um 14 Sv ab. Allerdings zeigt die Integration der Meridionalgeschwindigkeit über 8°S und den Tiefenbereich des unteren STC-Zweiges, dass diese Abnahme in der Südhemisphäre auf den inneren Bereich beschränkt ist, während der

Randstromtransport sogar zunimmt. Zu dieser langfristig gegenläufigen Tendenz kommt eine gute Antikorrelation auch auf interannualer Zeitskala zwischen Randstromtransport und Transport im Inneren. Diese lässt sich mithilfe einer veränderten horizontalen Zirkulation erklären. Bei Betrachtung der barotropen Stromfunktion erkennt man bei 8°S eine Verstärkung des tropischen Wirbels, welcher den äquatorwärtigen Transport der westlichen Randströme mit dem über die Wassersäule integrierten polwärtigen inneren bzw. am Ostrand konzentrierten Transport verbindet. Diese ist ihrerseits auf veränderten Windantrieb zurückzuführen. Die Einstellung des Ozeans auf das veränderte Windfeld erfolgt dabei durch barokline Rossbywellen.

Die Reduktion der STC-Stärke geht mit einer Erwärmung des äquatorialen Pazifiks einher. Dies lässt sich auf den von Kleeman et al. (1999) beschriebenen Mechanismus zurückführen, nachdem die STCs auf dekadischer Zeitskala durch Windschwankungen abseits des Äquators verstärkt oder abgeschwächt werden und somit mehr oder weniger kaltes Wasser aus den Subtropen zum Äquator transportieren. In ORCA wird die beste Korrelation zwischen STC und SST erreicht, wenn die STC gegenüber der SST um 18 Monate führt, d.h. das windinduzierte Signal in der STC braucht ungefähr 1.5 Jahre, um sich in der SST im zentralen Pazifik niederzuschlagen. Die Zunahme der SST beträgt zwischen 1960 und 1995 1.5 K in der Niño3-Region. Generell zeigt die SST in ORCA einen für Ozeanmodelle typischen "cold bias" im Ostpazifik. Die Variabilität sowohl in der Niño3- als auch in der Niño4-Region stimmt jedoch sehr gut mit den Beobachtungen aus dem COADS-Datensatz überein. So ist insbesondere das El Niño-Signal deutlich zu erkennen.

Auf interannualer Zeitskala wird die äquatoriale SST im Wesentlichen vom lokalen Windfeld beeinflusst. Dabei spielt der EUC eine entscheidende Rolle. Im Mittel stimmt dessen Lage gut mit Messungen überein. Der im Vergleich zu Beobachtungen zu hohe Transport von 46.1 Sv bei 155°W lässt sich eventuell auf den Effekt der nicht aufgelösten Tsuchiya-Jets zurückführen. Es ist zu bemerken, dass sämtliche Transporte in ORCA05-Modellläufen mit OMIP-Antrieb geringer ausfallen als in denen mit CORE-Antrieb. Die EUC-Variabilität steht in engem Zusammenhang mit den Passatwinden am Äquator. Starke Passatwinde führen zu erhöhtem EUC-Transport, der mit vermehrtem Auftrieb kalten Wassers einhergeht und somit die SST erniedrigt. In diesem Zusammenhang spielen auch die Tropischen Zellen eine Rolle, deren Variabilität ebenfalls durch das äquatoriale Windfeld bestimmt wird. Auf längerer Zeitskala nimmt der EUC-Transport in ORCA um 6 Sv ab, konsistent mit der Reduktion der STC-Stärke. In der Betrachtung eines Modelllaufes mit variierendem thermohalinen Antrieb, aber klimatologischem Wind fiel auf, dass auch der thermohaline Antrieb offensichtlich eine Rolle für die interannuale Variabilität des EUC-Transportes spielt. Welche Prozesse dafür entscheidend sind, wäre noch zu untersuchen.

Obwohl der Großteil des äquatorwärtigen Transportes innerhalb der STC in

den westlichen Randströmen, d.h. im Mindanao Current von Norden und im New Guinea Coastal Undercurrent von Süden, erfolgt, lässt sich kein klarer Zusammenhang zwischen der Variabilität von Randströmen und STCs herstellen. Dies zeigt, dass allein mit Kenntnissen über die Randströme keine Aussagen über Veränderungen des integralen Transportes möglich sind. Zu einer entsprechenden Aussage kamen auch Hüttl and Böning (2005) für den tropischen Atlantik. Im Mittel liegen Lage und Transporte der Randströme mit jeweils ungefähr 15 Sv im Bereich von Messungen.

In Bezug auf den Indonesischen Durchstrom ist gezeigt worden, dass dieser in ORCA von Norden gespeist und im Wesentlichen durch die Druckdifferenz zwischen Eingang und Ausgang der Passagen angetrieben wird. Nicht nachgegangen werden kann im Rahmen dieser Arbeit der Frage, wodurch diese Druckdifferenz im Einzelnen gesteuert wird. Eine Möglichkeit wäre, dass auf pazifischer Seite Rossbywellen, die, wie in Abschnitt 5.3 gezeigt wurde, mit SSH-Anomalien einhergehen, eine Rolle spielen. Ein klarer Einfluss des ITF auf die STCs konnte nicht festgestellt werden. Allerdings ist auch im Falle des ITF eine Abnahme des Transportes um etwa 4 Sv zwischen 1958 und 1995 festzustellen. Auf interannualer Zeitskala schwankt die Durchstromstärke mit ENSO, wobei Maxima in La Niña-, Minima in El Niño-Phasen auftreten.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass ORCA trotz der limitierenden Faktoren – nicht wirbelaufösend und Antrieb, der keine volle Rückkopplung des Ozeans auf die Atmosphäre ermöglicht – in der Lage ist, die wesentlichen Komponenten der subtropisch-tropischen Zirkulation im Pazifik gut wiederzugeben. Sowohl das langzeitliche Mittel als auch die interannuale Variabilität und dekadische Trends stimmen mit Beobachtungen überein. Insbesondere wird die von McPhaden and Zhang (2002) beobachtete Reduktion der STC-Stärke bei gleichzeitiger Erhöhung der tropischen SST vom Modell simuliert und kann mit diesem detaillierter beschrieben werden. So lässt sich zum Beispiel die Gegenphasigkeit von Randstrom und Transport im Inneren als Resultat eines veränderten Windfeldes und einer daraufhin veränderten Horizontalzirkulation erklären, wobei diese Erklärung diejenigen von Lee and Fukumori (2003) und Capotondi et al. (2005) vereint. Neuere Untersuchungen von McPhaden and Zhang (2004) zeigen allerdings eine Umkehr des in McPhaden and Zhang (2002) beschriebenen Trends nach 1998, d.h. wieder stärkere subtropische Zellen, die mit einer Abkühlung des tropischen Pazifiks einhergehen. Es wäre interessant festzustellen, ob auch ORCA eine solche Umkehr zeigt. Dazu sind jedoch längere Zeitreihen notwendig, die bisher nicht vorliegen, da nur Antriebsdaten bis zum Jahr 2000 verfügbar sind. Des Weiteren könnten Lagrangesche Trajektorien Aufschluss über die Ausbreitungspfade des Wassers in den STCs geben.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Zonalgeschwindigkeit zwischen Hawaii und Tahiti aus Wyrтки and Kilonsky (1984)	2
1.2	Prinzip der subtropischen Zellen	3
2.1	tripolares Gitter	7
3.1	Übersicht über wichtige Strömungen im tropischen Pazifik . .	13
3.2	Overtuning für Pazifik + Indik ORCA05	14
3.3	Overtuning für Pazifik + Indik ORCA2	15
3.4	indopazifischer meridionaler Wärmetransport	18
3.5	Barotrope Stromfunktion KAB034	19
3.6	Mittlere Meridionalgeschwindigkeit in 8°S und zonales Integral	20
3.7	Zonalgeschwindigkeit aus KAB034 bei 155°W	21
3.8	Zonalgeschwindigkeit aus KAB034 entlang des Äquators . . .	22
3.9	Temperatur und Salzgehalt aus KAB034 bei 155°W	23
3.10	Vektordarstellung der Geschwindigkeit	25
3.11	mittlerer Jahresgang des ITF	26
3.12	T-S-Diagramme der Indonesischen Passagen	27
3.13	Zeitreihe des Durchstroms durch die Indonesischen Passagen für verschiedene Modellläufe aus ORCA05	28
3.14	SSH-Differenz zwischen Pazifik- und Indik-Box	29
3.15	SST-Differenz zwischen KAB034 nach 65 Jahren und Levitus .	31
3.16	Schematische Darstellung der mittleren Zirkulation im tropischen Pazifik	33
4.1	SST-Zeitreihe mit Trend und Modelltrend	35
4.2	SST-Zeitreihe für Niño3-Region und SOI	36
4.3	SST-Differenz zwischen El Niño- und La Niña-Phase	37
4.4	SST-Zeitreihen für Niño4-Gebiet aus ORCA05, ORCA2 und Beobachtungen	38
4.5	SST-Zeitreihen für Niño4-Gebiet aus KUS039 und KUS019 . .	38
4.6	STC- und TC-Index für KAB036	40
4.7	(S)TC-Index für KAB036 und KUS039	41

4.8	(S)TC-Index für KAB036, Aufteilung auf nördliche und südliche Zelle	41
4.9	STC-Index für KUS039 und KUS019	42
4.10	v bei 8°S über $z=64\text{m}$ bis 452m und gesamten Pazifik/ Randstrom/ Inneres integriert	43
4.11	interannuale Variabilität der Randströme	45
4.12	interannuale Variabilität des ITF in ORCA05 und ORCA2	46
4.13	Anomalien der ITF-Stärke und der SSH-Differenz auf interannu- aler Zeitskala	47
4.14	interannuale Variabilität des EUC in ORCA05 und ORCA2	48
4.15	interannuale Variabilität des EUC und τ_x	49
5.1	(S)TC-Index und EUC bei 155°W	52
5.2	interannuale Variabilität von EUC und SST bei 155°W	53
5.3	dekadische Schwankungen von STC und SST	54
5.4	interannuale Variabilität von STC und ITF	55
5.5	Rotation des Windstressses	57
5.6	Anomalien des Randstromtransportes und des lokalen Sverdruptransportes	58
5.7	Anomalien der Rotation des Windstressses und der SSH	59
5.8	Ausbreitung von vdz- und u-Anomalien	60
5.9	Differenz der barotropen Stromfunktion	61

Literatur

- Adcroft, A., Hill, C., and Marshall, J. (1997). Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *Mon. Wea. Rev.*, 125:2293–2315.
- Baturin, N. G. and Niiler, P. P. (1997). Effects of instability waves in the mixed layer of the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 102(C13):27771–27793.
- Bryden, H. L. and Brady, E. C. (1985). Diagnostic model of the three-dimensional circulation in the upper equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 15:1255–1273.
- Butt, J. and Lindstrom, E. (1994). Currents off east coast of New Ireland, Papua-New Guinea and their relevance to regional undercurrents in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 99:12,503–12,514.
- Capotondi, A., Alexander, M. A., and Deser, C. (2003). Why are there Rossby Wave Maxima in the Pacific at 10°S and 13°N? *J. Phys. Oceanogr.*, 33:1549–1563.
- Capotondi, A., Alexander, M. A., Deser, C., and McPhaden, M. J. (2005). Anatomy and Decadal Evolution of the Pacific Subtropical-Tropical Cells (STCs). *J. Climate*, in press.
- Carton, J. A. and Giese, B. S. (2005). SODA: A Reanalysis of Ocean Climate. *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Chelton, D. B., DeSzoeke, R. A., Schlax, M. G., Naggar, K. E., and Siewertz, N. (1998). Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, 28(3):433–460.
- Chelton, D. B. and Schlax, M. G. (1996). Global observation of oceanic Rossby waves. *Science*, 272:234–238.
- Clark, A. J. and Liu, X. (1994). Interannual sea level in the northern and eastern indian ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 24:1224–1235.
- Ffield, A. and Gordon, A. L. (1992). Vertical Mixing in the Indonesian Thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 22:184–195.
- Fichefet, T. and Morales-Marquedá, M. A. (1997). Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, 102:12,609–12,646.

- Fine, R. A., Lukas, R., Bingham, F. M., Warner, M. J., and Gammon, R. H. (1994). The western equatorial Pacific: A water mass crossroads. *J. Geophys. Res.*, 99(C12):25,063–25,080.
- Fine, R. A., Reid, J. L., and Ostlund, H. G. (1981). Circulation of tritium in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 11:3–14.
- Ganachaud, A. and Wunsch, C. (2003). Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment. *J. Climate*, 16:696–705.
- Godfrey, J. S. (1989). A Sverdrup Model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulation. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, 45:89–112.
- Godfrey, J. S. (1996). The effect of the Indonesian Throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A Review. *J. Geophys. Res.*, 101(C5):12,217–12,237.
- Godfrey, J. S. and Golding, T. J. (1981). The Sverdrup Relation in the Indian Ocean and the effect of Pacific-Indian Ocean throughflow on Indian Ocean circulation and on the East Australian Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 11:771–779.
- Goodman, P. J., Hazeleger, W., de Vries, P., and Cane, M. (2005). Pathways into the Pacific Equatorial Undercurrent: A Trajectory Analysis. *J. Phys. Oceanogr.*, 35(11):2134–2151.
- Gordon, A. L. (1995). When is Appearance Reality? A Comment on Why Does the Indonesian Throughflow Appear to Originate from the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 25:1560–1567.
- Gordon, A. L. (2001). Interocean Exchange. In Siedler, G., Church, J., and Gould, J., editors, *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modeling the Global Ocean*, pages 307–310. Academic Press.
- Gordon, A. L. and Fine, R. (1996). Pathways of water between the Pacific and Indian Oceans in the Indonesian Seas. *Nature*, 397(6561):146–149.
- Gordon, A. L., Susanto, R. D., and Field, A. L. (1999). Throughflow within Makassar Strait. *Geophys. Res. Lett.*, 26:3325–3328.
- Gu, D. and Philander, S. G. H. (1997). Interdecadal Climate Fluctuations That Depend on Exchanges Between the Tropics and Extratropics. *Science*, 275:805–807.

- Hazeleger, W., de Vries, P., and Friocourt, Y. (2003). Sources of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic in a High-Resolution Ocean Model. *J. Phys. Oceanogr.*, 33:677–693.
- Hazeleger, W., de Vries, P., and van Oldenbourgh, G. J. (2001a). Do tropical cells ventilate the Indo-Pacific equatorial thermocline? *Geophys. Res. Lett.*, 28(9):1763–1766.
- Hazeleger, W., Seager, R., Cane, M., and Naik, N. H. (2004). How can tropical Pacific ocean heat transport vary? *J. Phys. Oceanogr.*, 34:320–333.
- Hazeleger, W., Visbek, M., Cane, M., Karspeck, A., and Naik, N. (2001b). Decadal upper ocean temperature variability in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, 106:8971–8988.
- Hourdin, F. and Armengaud, A. (1999). The Use of Finite-Volume Methods for Atmospheric Advection of Trace Species: Part I: Test of Various Formulations in a General Circulation Model. *Mon. Wea. Rev.*, 127:822–837.
- Hüttl, S. and Böning, C. (2005). Mechanisms of decadal variability in the shallow subtropical-tropical circulation of the Atlantic Ocean: a model study. *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Jackett, D. R. and McDougall, T. J. (1997). A neutral density variable for the world's ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 27:237–263.
- Johnson, G. C. and McPhaden, M. (1999). Interior Pycnocline Flow from the Subtropical to the Equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 29(12):3073–3089.
- Johnson, G. C., McPhaden, M., and Firing, E. (2001). Equatorial Pacific Ocean horizontal velocity, divergence and upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 31:839–849.
- Johnson, G. C., Sloyan, B. M., Kessler, W. S., and McTaggart, K. E. (2002). Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical pacific during the 1990s. *Progr. Oceanogr.*, 52:31–61.
- Kara, A. B. and Hurlburt, H. E. (2004). A note on the stability-dependent exchange coefficients of air-sea fluxes for use in general circulation models. *J. Atmos. Oceanic Techn.*
- Kiehl, T. J. (1998). Simulation of the Tropical Pacific Warm Pool with the NCAR Climate System Model. *J. Climate*, 11(6):1342–1355.
- Kleman, R., McCreary, J. P., and Klinger, B. A. (1999). A mechanism for generating enso decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26(12):1743–1746.

- Klinger, B. A., McCreary, J. P., and R. Kleeman (2002). The Relationship between Oscillating Wind Stress and Equatorial Temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, 32:1507–1521.
- Köhl, A., Lu, Y., Heimbach, P., Cornuelle, B., Stammer, D., Wunsch, C., and the ECCO consortium (2002). The ECCO1 global WOCE synthesis. *Tech. Rep.*, 20.
- Large, W. and Yeager, S. (2004). Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies, NCAR Technical Note: NCAR/TN-460+STR. *CGD Division of the National Center for Atmospheric Research*.
- Lee, T. and Fukumori, I. (2003). Interannual-to-decadal variations of the tropical-subtropical exchange in the Pacific Ocean: Boundary versus interior pycnocline transports. *J. Climate*, 16:4022–4042.
- Levitus, S., Boyer, T. P., Conkright, M. E., O'Brian, T., Antonov, J., Stephens, C., Stathopoulos, L., Johnson, D., and Gelfeld, R. (1998). World Ocean Database 1998. NOAA Atlas NESDID18.
- Liu, Z. and Philander, G. (2001). Tropical-extratropical oceanic exchange pathways. In Siedler, G., Church, J., and Gould, J., editors, *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modeling the Global Ocean*, pages 247–257. Academic Press.
- Liu, Z., Philander, S. G. H., and Pacanowski, R. C. (1994). A GCM Study of Tropical-Subtropical Upper-Ocean Water Exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, 24:2606–2623.
- Lohmann, K. (2005). *Tropical Pacific/Atlantic Climate Variability and the Subtropical-Tropical Cells*. PhD thesis, Universität Hamburg.
- Lohmann, K. and Latif, M. (2005). Tropical Pacific Decadal Variability and the Subtropical-Tropical Cells. *J. Climate*, in press.
- Lu, P., McCreary, J., and Klinger, B. A. (1998). Meridional circulation cells and the source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, 28:62–84.
- Lukas, R., Yamagata, T., and McCreary, J. P. (1996). Pacific low latitude western boundary currents and the Indonesian Throughflow. *J. Geophys. Res.*, 101:12,209–12,216.
- Luo, J.-J., Masson, S., Roecker, E., Madec, G., and Yamagata, T. (2005). Reducing Climatology Bias in an Ocean-Atmosphere CGCM with Improved Coupling Physics. *J. Climate*, 18(13):2344–2360.

- Luyten, J. R., Pedlow, J., and Stommel, H. (1983). The ventilated thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 13(2):292–309.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., and Levy, C. (1998). OPA 8.1 general circulation model reference manual. Notes de l'IPSL, Université P. et M. Curie, B102 T15-E5, 4 place Jussieu, Paris cedex 5, N°11, 91p.
- Madec, G. and Imbard, M. (1996). A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Clim. Dyn.*, 12:381–388.
- Maes, C., Madec, G., and Delecluse, P. (1997). Sensitivity of an equatorial Pacific OGCM to the lateral diffusion. *Mon. Wea. Rev.*, 125(5):958–971.
- Mantua, N. J. and Hare, S. R. (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, 58:35–44.
- Marsland, S. J., Haak, H., Jungclaus, J. H., Latif, M., and Röske, F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling*, 5:91–127.
- Marzeion, B., Timmermann, A., Murtugudde, R., and Jin, F.-F. (2004). Biophysical Feedbacks in the Tropical Pacific. *J. Climate*, 18:58–70.
- McCreary, J. (1981). A linear stratified ocean model of the equatorial undercurrent. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 298:306–345.
- McCreary, J. P. and Lu, P. (1994). Interaction between the Subtropical and Equatorial Ocean Circulations: The Subtropical Cell. *J. Phys. Oceanogr.*, 24:466–496.
- McPhaden, M. J. (1981). Continuously stratified models of the steady state equatorial ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 11:337–354.
- McPhaden, M. J. and Zhang, D. (2002). Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, 415:603–608.
- McPhaden, M. J. and Zhang, D. (2004). Pacific Ocean circulation rebounds. *Geophys. Res. Lett.*, 31:doi:10.1029/2004GL020727.
- Mechoso, C. R., Robertson, A., Neelin, J., Barth, N., Davey, M., Ineson, S., Delecluse, P., Gent, P., Tribbia, J., Kirtman, B., Latif, M., Treut, H. L., Polcher, J., Nagai, T., Philander, S., Schopf, P., Suarez, M., Stockdale, T., Terray, L., and Thual, O. (1995). The Seasonal Cycle over the Tropical Pacific in Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Models. *Mon. Wea. Rev.*, 123:2825–2838.
- Merryfield, W. J., Holloway, G., and Gargett, A. E. (1999). A global ocean model with double-diffusive mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, 29:1124–1142.

- Meyers, G. (1996). Variations of Indonesian throughflow and the El Niño – Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 101:12255–12263.
- Nonaka, M., Xie, S.-P., and McCreary, J. (2002). Decadal variations in the Subtropical Cells and equatorial Pacific SST. *Geophys. Res. Lett.*, 29(7):20–1–20–3.
- Pacanowski, R. C. and Gnanadesikan, A. (1998). Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial cells. *Mon. Wea. Rev.*, 126:3248–3270.
- Pezzi, L. P. and Richards, K. J. (2003). Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. *J. Geophys. Res.*, 108(C12):3371.
- Philander, S. G. H. (1990). *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego.
- Rodgers, K. B., Blanke, B., Madec, G., Aumont, O., Ciais, P., and Dutay, J.-C. (2003). Extratropical sources of Equatorial Pacific upwelling in an OGCM. *Geophys. Res. Lett.*, 30(2):56–1–56–4.
- Röske, F. (2001). An Atlas of Surface Fluxes Based on the ECMWF Reanalysis – A Climatological Dataset to Force Global Ocean General Circulation Models. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, 323:31 pp.
- Schmitz, W. J. J. (1996). On the World Ocean Circulation: Volume II, The Pacific and Indian Oceans / A Global Update. Woods Hole Oceanographic Institution, Technical Report, WHOI-96-08.
- Schneider, N. (1998). The Indonesian Throughflow and the global climate system. *J. Climate*, 11:676–689.
- Schneider, N. and Barnett, T. P. (1997). Indonesian Throughflow in a Coupled General Circulation Model. *J. Geophys. Res.*, 102:12,341–12,358.
- Schneider, N., Venzke, S., Miller, A., Pierce, D., Barnett, T., Deser, C., and Latif, M. (1999). Pacific thermocline bridge revisited. *Geophys. Res. Lett.*, 26:1329–1332.
- Schott, F., Dengler, M., and Schoenefeldt, R. (2002). The shallow overturning circulation of the Indian Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 53:57–103.
- Schott, F. A., Creary, J. P. M., and Johnson, G. (2004). Shallow overturning circulation of the tropical-subtropical oceans. In Wang, C., Xie, S.-P., and Carton, J. A., editors, *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, pages 261–304. American Geophysical Union.

- Sloyan, B. M., Johnson, G. C., and Kessler, W. S. (2003). The Pacific Cold Tongue: A Pathway for Interhemispheric Exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, 33(5):1027–1043.
- Steele, M., Morley, R., and Ermold, W. (2001). PHC: A Global Ocean Hydrography with a High-Quality Arctic Ocean. *J. Climate*, 14(9):2079–2087.
- Su, H., Neelin, J. D., and Chou, C. (2001). Tropical teleconnection and local response to SST anomalies during the 1997–1998 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 106(D17):20,025–20,044.
- Sverdrup, H. U., Fleming, J. A., Soule, F. M., and Ennis, C. C. (1944). Observations and results in physical oceanography. *Carnegie Inst. of Washington Publ.*, 545:156 pp.
- Toole, J. M., Millard, R. C., Wang, Z., and Pu, S. (1990). Observations of the Pacific North Equatorial Current bifurcation at the Philippine coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 20:307–318.
- Trenberth, K. E. and Hurrell, J. W. (1994). Decadal atmosphere–ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, 9:303–319.
- Tsuchiya, M. (1975). Subsurface countercurrents in the eastern equatorial Pacific Ocean. *J. Marine Res.*, 33:145–175.
- Tsuchiya, M., Lukas, R., Fine, R., Firing, E., and Lindstrom, E. (1989). Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent. *Progr. Oceanogr.*, 23:101–147.
- Wang, X., Jin, F.-F., and Wang, Y. (2003). A Tropical Recharge Mechanism for Climate Variability. Part 1: Equatorial Heat Content Changes Induced by the Off-Equatorial Wind. *J. Climate*, 16:3585–3598.
- Wijffels, S. E., Firing, E., and Toole, J. (1995). The mean structure and variability of the Mindanao Current at 8°N. *J. Geophys. Res.*, 100:18,421–18,435.
- Woodruff, S. D., Diaz, H. F., Elms, J. D., and Worley, S. (1998). Coads Release 2 Data and Metadata Enhancements for Improvements of Marine Surface Flux Fields. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(5):517–526.
- Wyrtki, K. (1987). Indonesian throughflow and the associated pressure gradient. *J. Geophys. Res.*, 92:12,941–12,946.
- Wyrtki, K., Firing, E., Halpern, D., Knox, R., McNally, G. J., Patzert, W. C., Stroup, E. D., Taft, B. A., and Williams, R. (1981). The Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *Science*, 211:22–28.

- Wyrski, K. and Kilonsky, B. (1984). Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 14:242–254.
- Yu, X. and McPhaden, M. J. (1999a). Seasonal Variability in the Equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 29(5):925–947.
- Yu, X. and McPhaden, M. J. (1999b). Dynamical Analysis of seasonal and Interannual Variability in the Equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 29(9):2350–2369.
- Zebiak, S. E. (1989). Oceanic Heat Content Variability and El Niño Cycles. *J. Phys. Oceanogr.*, 19(4):475–486.