

Abschlussbericht zu SO-243

ASTRA-OMZ: Atmosphäre-Ozean- Wechsel-wirkung von Spurenelementen in der Sauerstoffminimumzone



Autoren:

Dr. Christa Marandino und Dr. Tobias Steinhoff

Abschlussbericht zu SO243 ASTRA-OMZ: Atmosphäre-Ozean-Wechselwirkung von Spurenelementen in der Sauerstoffminimumzone

Zuwendungsempfänger: GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel

Förderkennzeichen: 03G0243A

Vorhabenbezeichnung: ASTRA-OMZ: Atmosphäre-Ozean-Wechselwirkung von Spurenelementen
in der Sauerstoffminimumzone

Laufzeit des Vorhabens: 01.06.2015 – 30.11.2017

Projektleiterin: Dr. Christa A. Marandino
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
cmarandino@geomar.de

Inhalt

I. Kurzdarstellung.....	4
1. Aufgabenstellung.....	4
2. Voraussetzungen	5
3. Planung und Ablauf	7
4. Wissenschaftlicher und technischer Stand	9
5. Zusammenarbeit mit anderen Stellen.....	13
II. Eingehende Darstellung	14
1. Verwendung der Zuwendung/erzielte Ergebnisse	14
2. Wichtigste Positionen des zahlenmäßigen Nachweises.....	20
3. Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit	20
4. Voraussichtliche Nutzen, verwertbare Ergebnisse.....	20
5. Bekannt gewordene Fortschritte	21
6. Erfolgte und geplante Veröffentlichung der Ergebnisse	22
III. Erfolgskontrollbericht.....	25
Referenzen.....	26

I. Kurzdarstellung

1. Aufgabenstellung

Die Ziele der Sonne-Expedition SO243 waren die Untersuchung der Rolle, die Sauerstoffminimumzonen (OMZs) bei der Bildung von Spurengasen spielen, und der Faktoren, die ihren Austausch mit der Atmosphäre regeln. Die Ergebnisse dieser Studie werden letztendlich die Grundlagen liefern, um besser vorhersagen zu können, wie sich die Produktion und der Austausch von klimarelevanten Spurengasen in der Luft und im Meer unter zukünftigen Szenarien mit gelöstem Sauerstoff (DO) verändern wird. Die ASTRA-OMZ-Expedition von Guayaquil/Ecuador nach Antofagasta/Chile bot eine ideale Gelegenheit, 1) die Auswirkungen von gelöstem Sauerstoff (dissolved oxygen, DO) auf die Regulierung der Spurengasverteilung und 2) den Einfluss verschiedener biologischer (z.B. von Phytoplankton produzierter Tenside) und physikalischer (z.B. Auftrieb) Variablen auf den Gasaustausch zwischen Meer und Luft zu untersuchen. Prozesse in der flachen OMZ im östlichen tropischen Südpazifik (Eastern Tropical South Pacific, ETSP), der mit dem peruanischen Auftriebssystem verbunden ist und sich durch hohe Produktivität auszeichnet, tragen zu einem erhöhten Kreislauf von zahlreichen biogenen Spurengasen und erhöhten Konzentrationen von Tensiden an der Meeresoberfläche bei, die beide direkt die Atmosphärenchemie und das Klima beeinflussen. Die nachfolgenden Auswirkungen von Spurengasen auf die Atmosphärenchemie (z.B. oxidative Prozesse, Ozonbildung/-abbau) und das Klima (Aerosol- und Wolkenbildung) sollten ermittelt werden. Es wurde erwartet, dass OMZs und das ETSP die Produktion bestimmter Verbindungen wie Jodkohlenwasserstoffe, DMS und N₂O verbessern und möglicherweise zu einer stärkeren Absenkung von CO₂-Konzentration führen werden. Die kombinierten Effekte höherer Seewasserkonzentrationen von Spurengasen und Tensiden haben einen komplizierten Einfluss auf die Spurengasflüsse.

Die folgenden Parameter wurden während des SO243 gemessen:

- Spurengase - Stickstoffverbindungen, Methan, Kohlenstoffverbindungen, schwefelhaltige und halogenhaltige Verbindungen, Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe
- Isotopensignaturen von gelösten Stickstoffspezies.
- Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen
- Spurenmetalle - Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb; die Speziation von Mn, Cu; Iodid/Iodat; Fe(II); Marker für lithogenen Ursprung; ROS-, H₂O₂, Superoxid, DOM
- Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean - Eddy-Kovarianzflüsse, atmosphärische Struktur, Oberflächenfilme (Mikroschicht)
- Physikalische Messungen - Tracerfreisetzung, diapycnische und advective Flüsse
- Biologische Messungen - Biooptische Parameter, Durchflusszytometrie, Identifizierung von Phytoplankton, phytoplanktongruppenspezifische Nährstoffstöchiometrie und Produktionsraten

Im Rahmen des ASTRA-OMZ-Projektes haben wir drei Hypothesen getestet:

H1 - Die Zyklen der Spurenelemente ändern sich mit abnehmender DO-Konzentration;

H2 - Die relative Bedeutung der verschiedenen N_2O -Produktionswege wird sich mit abnehmender DO-Konzentration ändern; unsere Ergebnisse werden die jüngsten Hinweise unterstützen, dass sowohl Archaeen als auch Bakterien über die NH_4^+ -Oxidation N_2O produzieren, und es wird davon ausgegangen, dass die relative Bedeutung von Archaeen gegenüber Bakterien mit abnehmender DO zunehmen wird;

H3 - Austauschflüsse von Spurengasen zwischen dem Ozean und der darüberliegenden Atmosphäre ändern sich mit abnehmender DO-Konzentration, insbesondere in Regionen, die über flachen OMZs liegen, und diese Flüsse werden durch biogeochemische/physikalische Faktoren moduliert, die derzeit nicht in Flussberechnungen berücksichtigt werden (z.B. Tenside).

2. Voraussetzungen

Die DO-Konzentrationen in vielen Ozeanregionen sind aufgrund des globalen Klimawandels rückläufig, was zu einer Ausweitung der OMZs in Küsten- und Meeresgewässern und zu einem Rückgang der DOs in bestehenden OMZs führt (Keeling et al. 2010; Stramma et al. 2008). Zusätzlich zu einer verminderten DO-Löslichkeit aufgrund höherer Temperaturen werden die prognostizierte Erwärmung der Ozeane und erhöhte Niederschläge die Schichtung der Wassersäule verstärken und die Versorgung des Meeresinneren mit O_2 verringern (Keeling et al. 2010; Sarmiento et al. 1998). Eine Verringerung der Meereisbildung und die damit verbundene Verringerung der sog. „brine rejection“ wird auch die Zufuhr von O_2 in höheren Breitengrade reduzieren (Matear und Hirst 2003). Als Hauptdeterminante des Redoxzustands spielt die Verfügbarkeit von DO eine Schlüsselrolle bei der Regulierung biogeochemischer Prozesse. Zum Beispiel begünstigt eine Reduzierung der DO-Verfügbarkeit den N-Verlust durch die Produktion von N_2O oder N_2 und würde zu N-Verlusten aus dem Meer führen und die Produktivität der Meere senken. Besorgniserregend ist auch das Potenzial für reduzierte DO-Bedingungen, um die Produktion von Treibhausgasen wie N_2O zu erhöhen, da dies zu klimabedingten Rückkopplungen zwischen Ozean und Atmosphäre führen könnte, die die Erwärmung der Atmosphäre weiter verstärken. Die Verfügbarkeit von redoxempfindlichen Spurenmetallen wie Eisen (Fe), Kobalt (Co) und Mangan (Mn), die für verschiedene biologische Produktionswege, wie z.B. solche, die zur Spurengaserzeugung führen, wichtig sind, wird ebenfalls durch niedrige DO-Bedingungen beeinflusst (Bruland et al. 2005). Das Verständnis der Rolle, die niedrigere DO-Bedingungen für die Produktion von klimarelevanten Spurengasen (z.B. CO_2 , N_2O , DMS, Halogenkohlenwasserstoffe, Methan) im Ozean haben werden, erfordert ein fundiertes Wissen darüber, wie sich die Bildungswege und die Gesamtproduktion dieser Gase ändern, wenn die DO-Konzentrationen unter natürlichen Bedingungen abnehmen. Letztendlich können wir damit beginnen, das Ausmaß der Spurengasproduktion unter verschiedenen zukünftigen DO-Szenarien quantitativ vorherzusagen.

Die Bestimmung der Auswirkungen, die eine Zunahme der klimarelevanten Spurengasproduktion auf die Atmosphärenchemie haben wird, erfordert ein genaues Verständnis der Faktoren, die den Gasaustausch zwischen Meer und Luft beeinflussen. Jüngste Arbeiten haben gezeigt, dass höhere Konzentrationen von Tensiden an der Meeresoberfläche, die bei zunehmender Phytoplanktonbiomasse auftreten, die Gasübertragungsgeschwindigkeiten unterdrücken können (Kock et al. 2012). Ist dies der Fall, ist eine

umfassende Neubewertung der Parameter der Gasaustauschgeschwindigkeit erforderlich, da herkömmliche Parameter der Gasaustauschgeschwindigkeit keine Tenside berücksichtigen. Das Verständnis der Rolle des Auftriebs beim Transport von Spurengasen aus mittleren Tiefen in Oberflächengewässer ist ebenfalls wichtig, insbesondere wenn diese Regime an OMZs angeschlossen sind, da atmosphärisch relevante Spurengase (Bakker et al. 2013) sowie toxische Gase wie Schwefelwasserstoff (Schunck et al. 2013) schnell in die durchmischte Deckschicht transportiert werden können. Das Verständnis der Rolle, die OMZs bei der Bildung von Spurengasen spielen, sowie der Faktoren, die ihren Austausch zwischen Luft und Meer regulieren, ist entscheidend, wenn wir die Versorgung der Atmosphäre mit Spurengasen genau abschätzen und vorhersagen wollen, wie sich diese Versorgung unter zukünftigen ozeanischen DO-Szenarien ändern könnte.

Der Transit 2015 RV Sonne von Guayaquil, Ecuador nach Antofagasta, Chile, bot uns eine ideale Gelegenheit, die Auswirkungen zu untersuchen, die DO bei der Regulierung von Spurengasverteilungen und -produktion spielt, und wie verschiedene biologische Variablen den Gasaustausch zwischen Meer und Luft beeinflussen. Erstens durchlief der Transit die ETSP OMZ, eine der weltweit ausgeprägtesten OMZs (Karstensen et al. 2008). So konnten wir detailliert untersuchen, wie sich wechselnde DO-Bedingungen (d.h. von der Oberfläche bis zum Kern der OMZ an jeder Station entlang der Fahrtroute) auf die Verteilung und Produktion von klimarelevanten Spurengasen auswirken. Zweitens, weil der Transekt in das EBUS vor Peru führte, werden verschiedene biologische und physikalische Systeme auf ihre Auswirkungen auf die Spurengasproduktion und den Gasaustausch zwischen Luft und Meer untersucht. EBUSs zeichnen sich durch eine hohe Produktivität aus (Chavez and Messie, 2009), was einem erhöhten Umsatz zahlreicher biogener Spurengase und erhöhter Meeresoberflächen-Tenside entspricht (Zutić et al. 1981). Zu diesem Zweck untersuchten wir die Prozesse, die den Kreislauf von Spurengasen antreiben und wie unterschiedliche Mengen an Tensiden den Gasaustausch zwischen Luft und Meer beeinflussen. Da das ETSP OMZ mit dem Auftrieb verbunden ist, haben wir darüber hinaus untersucht, wie sich der Transport von Spurengas aus mittleren Tiefen in Oberflächengewässer direkt auf die Atmosphäre auswirken kann. Zu verstehen, wie sich diese Arten von physikalischen und biologischen Regimen auf die Versorgung der Oberflächengewässer mit Spurengasen und dann auf die Belüftung der Atmosphäre auswirken, ist von zentraler Bedeutung für die Bestimmung, wie zukünftige Formationen von OMZs in verschiedenen ozeanischen Regionen zu atmosphärischen Spurengaskonzentrationen beitragen werden.

3. Planung und Ablauf

Das Projekt startete direkt mit den logistischen Vorbereitungen für die Expedition. Abb. 1 zeigt den Balkenplan des Projektes. Die ersten drei Meilensteine betreffen die logistischen Vorbereitungen, die Expedition selber und die logistische Nachbereitung. Diese wurden planmäßig durchgeführt.

	2015												2016												2017											
Monat im Jahr	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11						
Projektmonat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30						
Fahrtvorbereitung	■	■	■																																	
Transport			■	■																																
Fahrt					■																															
Transport						■	■																													
Nachtreffen										■	■																									
Labormessungen										■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■						
Daten an Datenbank																																				
Datenauswertung																																				
Präsentation der Ergebnisse																																				
Veröffentlichung der Ergebnisse																																				

Abbildung 1: Balkenplan des Projektes. Die schwarzen Zellen zeigen die gesetzten Meilensteine an.

Der genaue Ablauf der Fahrt kann dem Fahrtbericht (Marandino, 2016) entnommen werden, der Fahrtverlauf ist in Abb. 2 gegeben. Die weiteren Meilensteine betreffen die Messung der Proben, die nicht an Bord gemessen werden konnten und die Publikation bzw. Präsentation der ersten Ergebnisse. Von vielen Gruppen an Bord wurden wesentlich mehr Proben genommen als geplant, so dass sich die Messungen der Proben länger hinzog als erwartet.

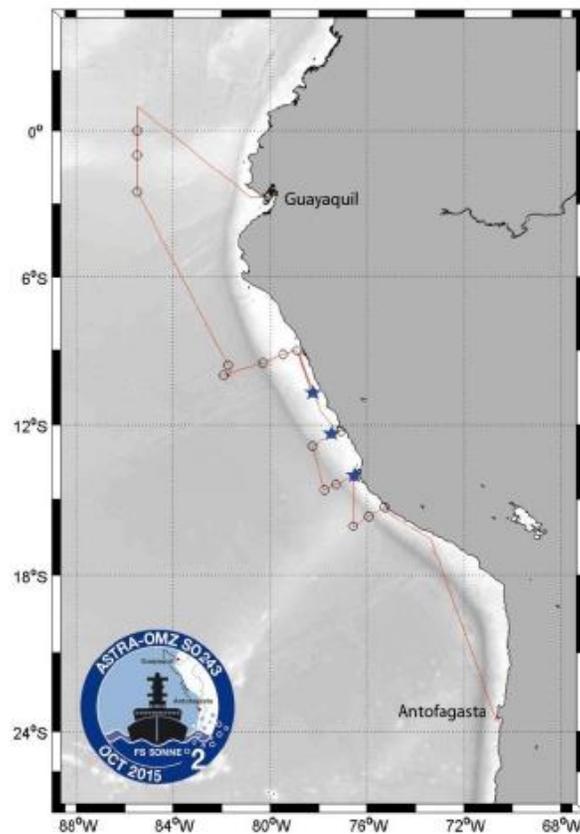


Abbildung 2: Fahrtverlauf der Expedition SO243 von Guayaquil/Ecuador nach Antofagasta/Chile. Kreise repräsentieren CTD-Stationen; bei den Stationen, die mit einem Stern markiert sind wurde der Tracer ausgebracht.

Im Anschluss an die Expedition machten sich die Wissenschaftler*innen an die Datenauswertung, die zum Teil noch andauert. Schon im Vorfeld der Expedition deutete sich an, dass sich in 2015 ein El Niño entwickelte, was in einer baldigen Publikation von Stramma et al. (2016) bestätigt wurde.

Im August 2016 fand ein Nachbereitungstreffen der Expedition statt an dem alle Fahrtteilnehmer*innen ihre Ergebnisse präsentierten. Die Veranstaltung wurde für rege Diskussionen genutzt und erste Ideen für interdisziplinäre Publikationen entstanden.

4. Wissenschaftlicher und technischer Stand

Einfluss von OMZs auf Spurengase

Lachgas (N_2O), Stickoxid (NO), Methan (CH_4) und Kohlendioxid (CO_2) sind wichtige atmosphärische Spurengase, die sowohl für das Erdklima als auch für die Chemie der Erdatmosphäre eine wichtige Rolle spielen (IPCC 2007; WMO 2011; Vogt und Liss 2009). Der Ozean ist eine wichtige Quelle für N_2O , NO und CH_4 (Liss und Johnson 2013) und eine große Senke für anthropogenes CO_2 . DO-Konzentrationen spielen eine wichtige Rolle bei der Regulierung der N_2O - und CH_4 -Konzentrationen im Ozean. Dimethylsulfid (DMS) und Halogenkohlenwasserstoffe sind ebenfalls klimarelevante Spurengase, für die es Hinweise darauf gibt, dass OMZs ihre Oberflächenverteilungen beeinflussen (Shenoy et al. 2012). Zusätzlich sind sowohl die DMS- als auch die Halokohlenstoffproduktion mit der Phytoplanktonproduktion in den Oberflächengewässern des Ozeans verbunden. Das hochproduktive peruanische Auftriebsgebiet im ETSP ist daher ein möglicher Hotspot für DMS und Halogenkohlenwasserstoffe. Eines der Hauptziele der vorgeschlagenen Expedition war es festzustellen, wie extreme DO-Gradienten die Fülle dieser verschiedenen klimaaktiven Spurengase beeinflussen.

Lachgas: Die wichtigsten N_2O -Produktionswege im Ozean sind die mikrobielle Nitrifikation (d.h. NH_4^+ -Oxidation und Nitrifikation) und die Denitrifikation (Bange et al. 2010; Freing et al. 2012). Unter suboxischen Bedingungen wird die N_2O -Ausbeute beider Verfahren deutlich erhöht, während unter anoxischen Bedingungen N_2O durch Denitrifikation verbraucht werden kann (Bange et al. 2010). Daher sind die OMZs des östlichen tropischen Nordpazifiks, des ETSP und des Arabischen Meeres Standorte mit stark erhöhten N_2O -Konzentrationen. Darüber hinaus haben aktuelle Messergebnisse der Ausfahrten M90 (SFB754) und M91 (SOPRAN) gezeigt, dass die N_2O -Konzentrationen in den Oberflächengewässern der peruanischen Auftriebsregion des ETSP wesentlich höher sind als je zuvor im Ozean ($>300 \text{ nmol L}^{-1}$; mehr als 30fache atmosphärische Konzentrationen; Arévalo-Martínez, 2015). Diese Ergebnisse zeigen, dass die peruanische Auftriebsregion eine wichtige Quelle für N_2O in der Atmosphäre ist. Unsere vorgeschlagene Studie wird dazu beitragen, die Quellen dieses N_2O zu identifizieren und die Bedeutung dieser Region als Quelle für atmosphärisches N_2O zu quantifizieren.

Gegenwärtig ist unser Verständnis darüber, wie die relative Bedeutung der verschiedenen N_2O -Produktionswege unter verschiedenen DO-Konzentrationen variiert, sowie die DO-Schwellenwerte, die erforderlich sind, um einen erheblichen Anstieg der N_2O -Produktion zu induzieren, begrenzt. Daher ist es schwer möglich vorauszusagen, wie die N_2O -Produktion unter zukünftigen DO-Szenarien ansteigen wird. Wir haben ^{15}N -Markierungstechniken (Punshon und Moore 2004) über eine Reihe von DO-Konzentrationen einsetzen, um die Bedeutung der verschiedenen N_2O -Produktionswege unter verschiedenen DO-Bedingungen zu entschlüsseln. Dies wird unser Verständnis darüber, wie sich die DO-Konzentrationen auf die verschiedenen N_2O -Produktionswege und die Menge der N_2O -Produktion über diese Wege auswirken, erheblich verbessern.

Methan: Das ozeanische CH_4 wird während der anaeroben Methanogenese produziert und ausgeprägte CH_4 -Ansammlungen werden in anoxischen Becken gefunden (Reeburgh 2007). Trotz der Tatsache, dass die CH_4 -Produktion ein streng anaerober Prozess ist, wurde auch die Anreicherung von CH_4 im oxischen

Untergrund und in den Oberflächenschichten des offenen Ozeans beobachtet (Reeburgh 2007). Dieses scheinbare ozeanische Methan-Paradoxon kann durch das Auftreten von CH₄-Produktion in anoxischen Mikronischen von sinkenden Partikeln oder Zooplankton erklärt werden. Hohe Konzentrationen von CH₄ wurden in Auftriebssystemen vor Oregon und Mauretanien sowie im Arabischen Meer beobachtet (Naqvi et al. 2010), wo CH₄ in der OMZ in sinkenden Partikeln (Owens et al. 1991) und/oder in den Sedimenten produziert zu werden scheint (Rehder et al. 2002).

Kohlendioxid: CO₂ ist das prominenteste Treibhausgas und der Einfluss von OMZs auf CO₂ ist noch weitestgehend unbekannt, obwohl Veränderungen im Oberflächen-Ozean-Kreislauf von CO₂ unter sauerstoffarmen Bedingungen angenommen werden. Hohe Remineralisierungsraten im Kern der OMZ können für potenziell hohe CO₂-Konzentrationen verantwortlich sein (Paulmier et al. 2006). Je nach Verlauf der OMZ können diese hohen Konzentrationen einen signifikanten Einfluss auf den CO₂-Gasaustausch haben. Die OMZ im östlichen tropischen Nordpazifik befindet sich in Wassertiefen von ca. 400 m und hat somit keinen direkten Kontakt zur Ozean-Atmosphäre-Schnittstelle. Die OMZ vor der peruanischen Küste liegt dagegen in geringerer Tiefe, und während der R/V Meteor-Fahrt M91 im Jahr 2012 wurden aufgrund des Küstenauftriebs erhöhte CO₂-Emissionen beobachtet.

Dimethylsulfid: Die ozeanischen Verteilungen von DMS und seinem wichtigsten Vorläufer Dimethylsulfoniopropionat (DMSP) resultieren aus einem komplexen Zusammenspiel von biologischen und nichtbiologischen Wegen. Zu den Entstehungswegen von DMS gehören die Produktion durch Phytoplankton und die mikrobielle Spaltung von DMSP und Dimethylsulphoxid (DMSO) zu DMS. Umgekehrt umfassen DMS-Verlustpfade den mikrobiellen Verbrauch, die photochemische Oxidation von DMS zu DMSO und DMS-Emissionen in die Atmosphäre (Schäfer et al. 2010; Simó 2004; Stefels et al. 2007; Vogt and Liss 2009). Biologisch produktive Regionen des Ozeans sind für einen erheblichen Teil der Produktion von DMS, DMSP und DMSO an der Meeresoberfläche verantwortlich und stellen daher potenziell starke Quellen für atmosphärisches DMS dar (Lana et al. 2011). Die Verteilung von DMS im Ozean resultiert aus verschiedenen biologischen Prozessen und photochemischen Reaktionen (Hatton et al. 2005; 2012; Lee et al. 1999), jedoch ist das Wissen über diese Prozesse und Reaktionen gering.

Halogenkohlenwasserstoffe: Halogenkohlenwasserstoffe haben zum Abbau des Ozons in der Stratosphäre beigetragen, und es wurde nun festgestellt, dass neben den anthropogenen Quellen auch die natürlichen Emissionen zur stratosphärischen Halogenbelastung beitragen. Die relative Bedeutung dieser natürlichen Quellen wird in Zukunft durch den Rückgang der anthropogenen Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) zunehmen. Was die natürlichen Quellen aus dem Ozean betrifft, so werden subtropische und tropische Regionen als wichtige Quellen für atmosphärische Halogenkohlenwasserstoffe angesehen (Newell and Gould-Stewart 1981; Fueglistaler et al. 2005; Tegtmeier et al. 2013; Hossaini et al. 2013). Vorläufige Ergebnisse der M91-Fahrt haben gezeigt, dass diese Region eine starke Quelle für jodierte Halogenkohlenwasserstoffe in der Atmosphäre ist.

Einfluss von OMZs auf Spurenmetalle

Spurenmetalle wie Eisen (Fe), Kobalt (Co) und Mangan (Mn) sind essentielle Elemente für alle Organismen und spielen daher eine zentrale Rolle für das Funktionieren und die Struktur mariner

Ökosysteme, die ozeanische Fixierung von Kohlenstoff (Boyd und Ellwood, 2010) und die Produktion ozeanischer Spurengase. Die wichtige Rolle dieser Spurenelemente für mikrobielle Organismen hängt mit ihrem obligatorischen Bedarf an Enzymen zusammen, die an Photosynthese, Atmung, Kohlenstofffixierung, Nitratreduktion und N₂-Fixierung beteiligt sind (Falkowski et al. 1998; Geider und La Roche 1994; Morel und Price 2003). Quellen für gelöste und partikuläre Spurenmetalle sind die Atmosphäre, hydrothermale Aktivität, Flüsse und benthische Einträge an Kontinentalschelfen und Hängen (De Baar und De Jong, 2001). In unserer Untersuchungsregion sind die atmosphärischen Spurenelementvorkommen gering (Bruland et al. 2005; Jickells et al. 2005), stattdessen sind die ETSP-Sedimente eine wichtige Quelle für Metalle wie Fe, Co und Mn (Bruland et al. 2005; Elrod et al. 2004). Außerdem wurden auf einer früheren Fahrt (M92) in dieser Region erhöhte Konzentrationen von gelöstem Fe, Co und Mn in den Schelfgewässern beobachtet, die mit niedrigen Sauerstoffkonzentrationen verbunden waren. Die Prozesse zur Entfernung von Spurenelementen sind nicht gut verstanden und die Raten sind schlecht abgeschätzt, aber ein Prozess, von dem bekannt ist, dass er die gelösten Fe-Gehalte schnell erschöpft, ist die Fe-Filterung durch Partikel (Ussher et al. 2004). Neben dem Verständnis der Quellen und Senken von Spurenmetallen ist es auch wichtig, die Stabilisierungsmechanismen von gelösten Metallen zu verstehen. In OMZs sind die Stabilisierungsmechanismen wichtiger Mikronährstoffe, insbesondere von Fe, nur unzureichend verstanden, wobei die Bildung organischer Fe-Komplexe und Nanopartikel möglich ist. Eisen-Nanopartikel haben sich in wässriger Lösung unter Bedingungen als stabil erwiesen, bei denen größere Kolloide typischerweise aggregieren würden (Gilbert et al. 2007).

Gasaustausch von Spurengasen

Ozeanische chemische, biologische und physikalische Prozesse können die atmosphärische Spurengaschemie durch den Austausch von Luft und Meer beeinflussen. Daher wird in vielen Studien versucht, die Prozesse an der Oberfläche des Ozeans und die physikalischen Randbedingungen des Gasaustausches zu untersuchen, mit dem Hauptziel, zu verstehen, wie man Spurengasflüsse vorhersagen kann. Der Fluss (F) wird typischerweise unter Verwendung der Massengleichung $F = k \Delta C$ berechnet, wobei k die Gastransferrgeschwindigkeit (physikalische Randbedingung des Flusses) und ΔC das Ungleichgewicht der Gaskonzentration zwischen der Atmosphäre und des Ozeans (chemische Randbedingung des Flusses) ist. Die meisten Parametrisierungen von k sind nur von einer Größe, der horizontalen Windgeschwindigkeit, abhängig, trotz der Menge an Beweisen, dass die Physik tatsächlich viel komplizierter ist (z.B. Auswirkungen von Tensiden, Frew, 1997). Dies ist ein wichtiger Punkt bei der Berechnung der globalen Emissionen, da das Endergebnis stark von der verwendeten Windgeschwindigkeitsparametrierung abhängt (Abb. 4, z.B. Faktor 5 Differenz bei 12 m s⁻¹ zwischen Liss und Merlivat (1986) versus McGillis et al. (2001)).

Die „Eddy-covariance“ (EC)-Technik, die direkteste Flussmesstechnik, eignet sich für Prozessuntersuchungen der physikalischen Randbedingungen für den Austausch von Spurengasen zwischen Luft und Ozean. EC ist ein mikrometeorologisches Verfahren, bei dem gleichzeitig die Schwankungen der vertikalen Windgeschwindigkeit und die Schwankungen der Spurengaskonzentration gemessen werden, um deren Kovarianz (d.h. den Fluss) zu berechnen. Die OMZs unter den östlichen Auftriebssystemen setzen eine signifikante Menge an klimarelevanten Spurengasen frei. In-situ-Werte

der Gastransfergeschwindigkeit können mittels EC abgeleitet und zur Berechnung der Emissionsfelder aller an Bord gemessenen Spurengase herangezogen werden. Darüber hinaus wurde bei früheren Kreuzfahrten (an Bord der R/V Meteor-M93, M91) in das OMZ-Gebiet vor Peru eine hohe Produktivität an gelöster organischer Substanz und Gelpartikeln beobachtet. Es ist bekannt, dass sich diese Stoffe in der Mikroschicht der Meeresoberfläche ansammeln und den Gasaustausch durch wechselnde Gasdiffusionsraten und durch Kapillarwellendämpfung beeinflussen können.

Tracerfreisetzung

Forschungsarbeiten während der SFB754-Kreuzfahrten im peruanischen Schelf OMZ-Gebiet haben gezeigt, dass Sediment-Ozean-Grenzflächenprozesse für die Biogeochemie der OMZ und möglicherweise für die Entwicklung der OMZ selbst wichtig sind. Es bleibt jedoch unbekannt, wie die Rolle von Diffusions- und Advektionswegen das Wasser innerhalb der unteren Grenzschicht mit dem pelagischen Ozean und der Oberfläche verbindet (d.h. verstärkte Durchmischung oder ob es eine schnelle Leitung ins Innere der OMZ gibt). Eine Möglichkeit, dies zu untersuchen, besteht darin, ein Tracer Release Experiment (TRE) auf dem peruanischen Schelf durchzuführen.

5. Zusammenarbeit mit anderen Stellen

National

Die am GEOMAR ansässigen Projekte SFB754 und SOPRAN-III sind zwei nationale Projekte für die die erworbenen Daten von hoher Relevanz sind. Der SFB754 beschäftigt sich mit den OMZ im Ozean und zahlreiche Expeditionen haben in diesem Rahmen stattgefunden. Ein großer Teil der Fahrtteilnehmer*innen der SO243-Fahrt hat auch über Themen im SFB gearbeitet und die ASTRA-OMZ Fahrt bieten allen eine Möglichkeiten ihre Erkenntnisse früherer Fahrten in dieser Region (Drs. Grundle, Tanhua) zu überprüfen und weiterzuentwickeln. Daten der SO243-Fahrt wurden in diversen SFB754-Seminaren präsentiert und werden in weitere Produkte des SFB's einfließen. SOPRAN-III, der deutsche Beitrag zum internationalen SOLAS (Surface Ocean Lower Atmosphere Study)-Programm, hat in 2012 eine Meteor-Reise in das Auftriebsgebiet vor Peru gefördert und viele Wissenschaftler dieser Fahrt waren auch während ASTRA-OMZ mit an Bord sein. Publikationen nutzen gerade diese Vernetzung, um das peruanische Auftriebssystem und den Einfluss von El Nino auf die OMZ besser beschreiben zu können. Nicht zuletzt waren neben Wissenschaftler*innen aus Kiel (GEOMAR) auch Wissenschaftler*innen aus Bremen/Bremerhaven (AWI) mit an Bord sein.

International

Die Ziele von ASTRA-OMZ knüpfen hervorragend an die im „SOLAS Task Team HiT (Halogens in the Troposphäre)“ und in der „SOLAS mid-term research strategy“ („air-sea gas fluxes in EBUS and OMZ systems“) formulierten Ziele an. SOLAS ist ein internationales Projekt mit einem sogenannten „bottom-up“-Ansatz und hat sich zur Aufgabe gemacht Forschungsfelder mit dem größten Forschungsbedarf (im Rahmen der Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkung) zu identifizieren. HiT befasst sich dabei mit den ozeanischen Emissionen von Halogenen und deren Auswirkungen auf Aerosolbildung und Ozonabbau. Die Arbeiten von Drs. Krüger und Quack sind in diesem Feld anzusiedeln. Der gesamte Fokus von ASTRA-OMZ passt in die „SOLAS mid-Term strategy“. Zusätzlich werden die kontinuierlichen Oberflächendaten dieser Fahrt dazu beitragen, Datenlücken in internationalen Datenbanken zu füllen (SOCAT, MEMENTO, PMEL-DMS, Halocat). Fahrt SO243 bezog Wissenschaftler*innen aus Norwegen, Großbritannien, USA, Schweiz und Peru mit ein.

Teilnehmende Institutionen an Bord

GEOMAR	GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean research Kiel, Germany
AWI	Alfred-Wegener-Institute for Polar Research, Bremerhaven, Germany
HZG	Helmholtz Centre Geesthacht, Centre for Materials and Coastal Research, Geesthacht, Germany
UiO	University of Oslo, Oslo, Norway
Bigelow	Bigelow Laboratory for Ocean Sciences, East Boothbay, USA
UMass	University of Massachusetts, Dartmouth, USA
Miami	Rosenstiel School of Marine & Atmospheric Science, Miami, USA
IMARPE	Intituto del Mar del Peru, Callao, Peru

II. Eingehende Darstellung

1. Verwendung der Zuwendung/erzielte Ergebnisse

Die Zuwendungen wurden entsprechend der Antragsstellung verwendet. Durch den Weggang von Herrn Dr. Grundle vom GEOMAR musste für seine Aufgaben ein Ersatz gefunden werden. Dadurch ergaben sich erhöhte Mehrkosten für die Neubesetzung. Außerdem war das Probenaufkommen höher als erwartet, so dass in 2017 zusätzliche studentische Hilfskräfte eingestellt wurden. Die verursachten Mehrkosten bei den Personalmitteln konnte aber projektintern (nach Rücksprache mit dem Projektträger) aufgefangen werden, da die Transportkosten geringer ausgefallen waren als ursprünglich geplant.

Die Expedition SO243 fand wie geplant statt. Trotz technischer Schwierigkeiten an Bord konnte das Programm wie geplant durchgeführt werden. Die meisten Proben wurden an Bord gemessen. Proben, die nicht an Bord gemessen werden konnten wurden in die verschiedenen Labore zur Analyse an Land versendet. Eine detaillierte Beschreibung der Forschungsarbeiten an Bord kann dem Fahrtbericht (Marandino, 2016) entnommen werden. Im Anschluss an die Fahrt fand die Datenauswertung statt.

Eines der ersten Ergebnisse war die unerwartet Situation eines sich ausbildenden El Niño Jahres. Stramma et al. (2016) publizierten die Beobachtungen zeitnah nach der Expedition. Abb. 3 zeigt den Ocean Niño Index (ONI), der die Stärke von El Niño und La Niña Ereignissen angibt. Er wird aus den Anomalien der Oberflächentemperaturen gebildet. In Abb. 3 Der sich ausbildende El Niño hat zur Folge, dass der Küstenauftrieb vor Peru unterdrückt wird, was auch einen Einfluss auf die Lage der OMZ hat. Durch den verringerten Auftrieb war das Sauerstoffminimum tiefer als während normaler Bedingungen.

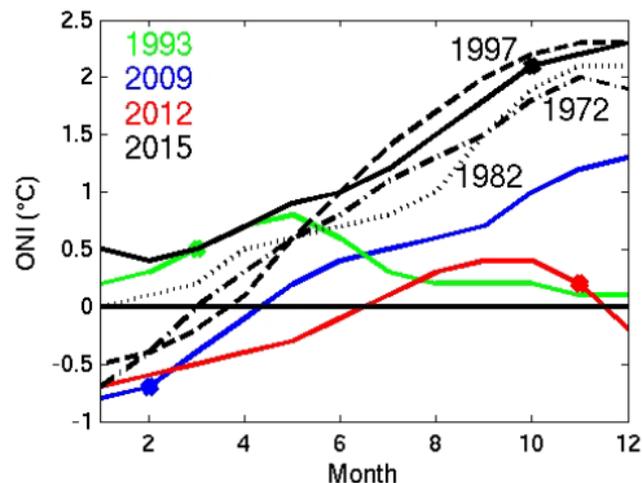


Abbildung 3: Ocean Niño index (ONI) für Jahre mit starkem El Niño. (Stramma et al., 2016)

Während der Fahrt wurden in Äquatornähe erhöhte Oberflächentemperaturen gemessen, was trotz einem Anstieg des Salzgehaltes zu einer Verringerung der Dichte in den oberen 350 m der Wassersäule führte (Abb. 4).

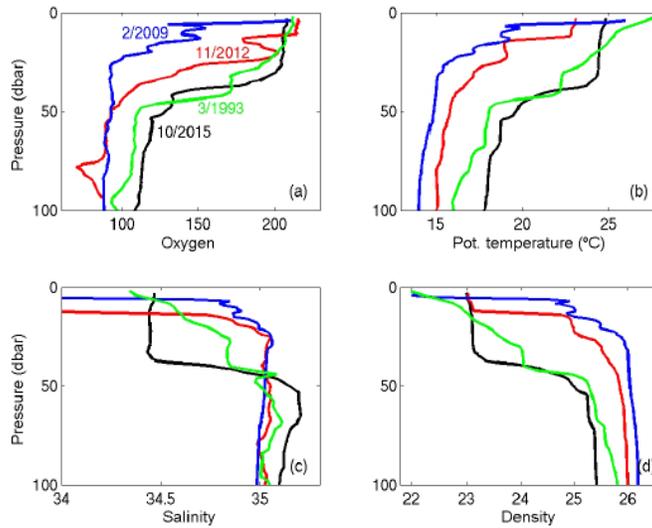


Abbildung 4: Profile der oberen 100 m am Äquator bei ca. 85°W. (Stramma et al., 2016)

In den oberen 200 m wurden ebenfalls erhöhte Nährstoffkonzentrationen beobachtet (Abb. 5) und der äquatoriale Unterstrom östlich der Galapagos Inseln war fast vollständig verschwunden. Direkt am peruanischen Schelf bei etwa 9° S waren die typischen Merkmale von Auftrieb nicht zu beobachten da das Oberflächenwasser dort warm und salzreich mit hohen Sauerstoffgehalten war.

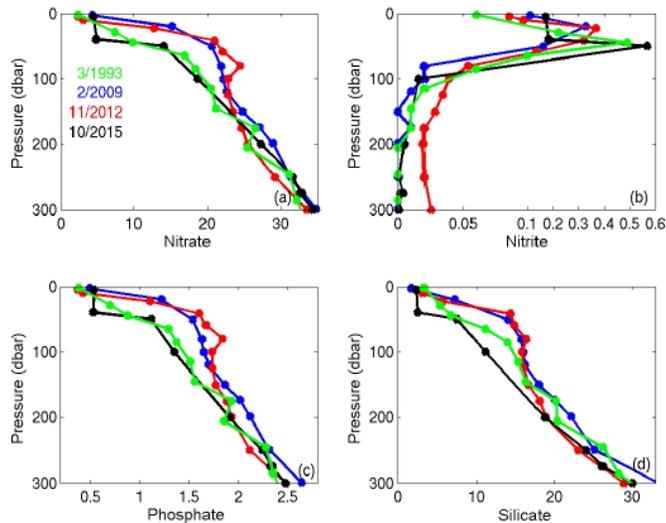


Abbildung 5: Profile der oberen 300 m wie in Abb. 3 für verschiedene Nährstoffkonzentrationen.

Weiter südlich konnte aber an den östlichen Stationen direkt an der Küste noch das typische Signal von Küstenauftrieb beobachtet werden. Die Oberflächentemperaturen waren kälter, die Sauerstoffkonzentrationen geringer und die Konzentrationen von Spurengasen wie CO₂ und N₂O waren erhöht. Dies ist gut an den Messungen aus dem underway-System zu erkennen. In Abb. 6 sind die Oberflächentemperatur und die CO₂ Partialdruckdifferenz ($\Delta p\text{CO}_2$) dargestellt, wobei $\Delta p\text{CO}_2$ das

Ungleichgewicht zwischen Ozean und Atmosphäre angibt. Positive Werte entstehen, wenn der Ozean übersättigt ist und umgekehrt. Wie oben beschrieben ist Auftriebswasser durch niedrigere Temperaturen und erhöhte Konzentrationen an Spurengasen gekennzeichnet. An den Oberflächendaten ist gut zu erkennen, dass der Küstenauftrieb nur ganz dicht an der Küste beobachtet wurde.

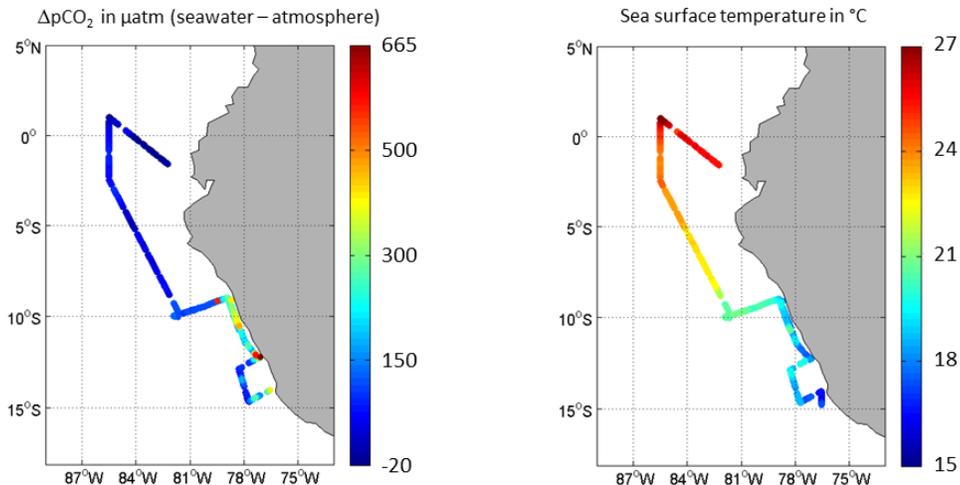
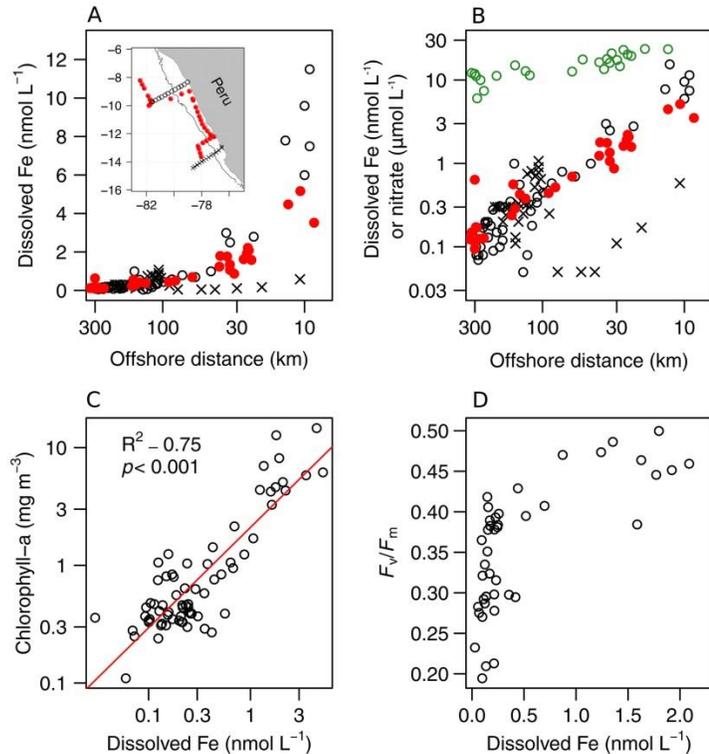


Abbildung 6: Oberflächenmessungen des $\Delta p\text{CO}_2$ (Ozean – Atmosphäre, links) und der Oberflächentemperatur (rechts).

Neben den Spurengasen sollte auch der Einfluss der OMZ auf andere Spurenelemente wie Eisen, Cobalt und Vitamin B12 untersucht werden. Die Phytoplankton-Produktivität im äquatorialen Pazifik ist entscheidend für den CO_2 -Kreislauf in Auftriebsgebieten und für die Aufrechterhaltung weltweit wichtiger Fischbestände. Im El Niño 2015 haben wir getestet, welche Mikronährstoffe das Wachstum von Phytoplankton im Äquatorialpazifik limitieren. Bis zum heutigen Tag bleibt der Nachweis für die Nährstofflimitierung während dieser Auftriebsereignisse indirekt. Wir konnten zeigen, dass vor der Küste vor Peru Eisen der limitierende Faktor ist und dass sich Kobalt oder Vitamin B12 einer Limitierung annähern, mit der Einschränkung, dass die letztgenannten Mikronährstoffe möglicherweise weiter im offenen Ozean an Bedeutung gewinnen. In Verbindung mit Satellitendaten wurden neue Erkenntnisse über kritische Kontrollen der marinen Produktivität in dieser biogeochemisch / wirtschaftlich wichtigen Region gewonnen. Abb. 7 gibt einen Überblick wie die beobachteten Mikronährstoffe mit dem Phytoplankton korrelieren, wobei hier Chlorophyll als Maß für die Produktivität genommen wurde. Im Panel A werden die Daten dieser Ausfahrt mit Daten früherer Studien verglichen. Die roten Punkte sind Daten aus dieser und die schwarzen Symbole sind Daten von Bruland et al. (2005). Der südliche Cross-Shelf-Transect von Bruland et al. (2005) hatte niedrigere Fe-Konzentrationen (Kreuze) als nördlichere Transekte in beiden Studien, wahrscheinlich aufgrund der engeren Schelfbreite für die sedimentäre Fe-Entrainment in Auftriebsregionen (Bruland et al., 2005). Das Fortbestehen der Eisenlimitierung unter einem sich entwickelnden El Niño, wie zuvor unter Nicht-El-Niño-Bedingungen gezeigt, deutet darauf hin, dass vermindertes Eisen im Auftriebswasser wahrscheinlich ein wichtiger Faktor für die Verringerung der Produktivität von Offshore-Phytoplankton ist.

Abbildung 7: Möglicher Einfluss der Fe-Verfügbarkeit auf Phytoplankton. (A) Abnahme der gelösten Fe-Konzentrationen an der Oberfläche. (B) Wie "A", aber mit gelöstem Fe auf einer logarithmischen Skala. Die Nitrat-Oberflächenkonzentrationen aus dieser Studie (gleiche Probenahmeorte wie "A") sind in grün aufgetragen. (C) Korrelation von logarithmisch transformiertem gelöstem Fe und Chlorophyll mit Biomasse (für lineare Korrelation beachten: $R^2 = 0.67$, $p < 0.001$). (D) Gelöstes Fe und F_v/F_m . (Browning et al., 2018)



Ein weiteres Ziel war es den Einfluss von Oberflächenfilmen (surface microlayer, SML) auf den Stoffaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre zu untersuchen. Hier haben wir organische Substanzen und Neuston-Artzusammensetzung in der SML und das darunter liegende Wasser (underlying water,

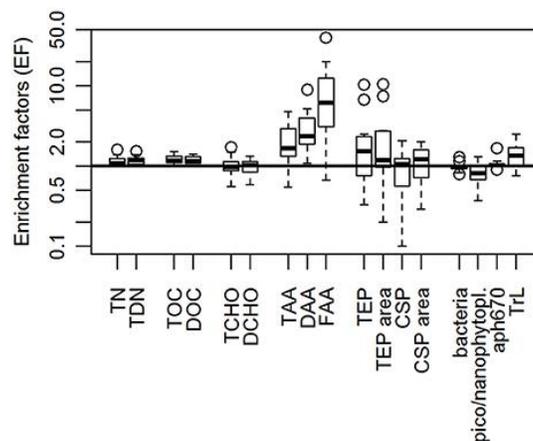
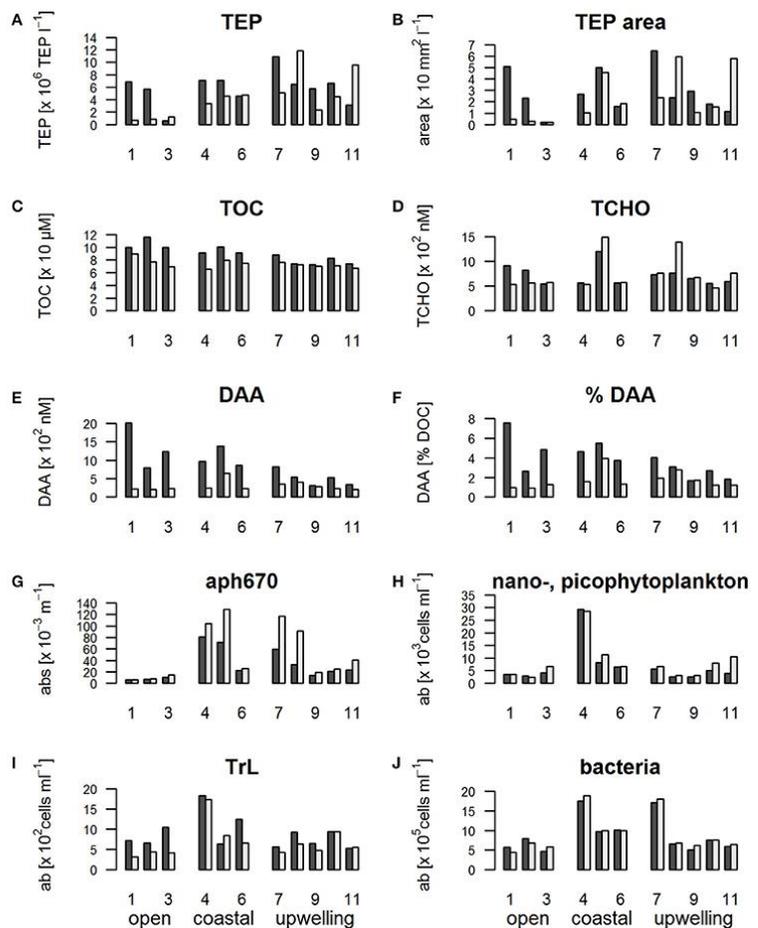


Abbildung 8: Anreicherungs-faktoren (enrichment factor, EF) von organischen Komponenten in der SML während SO243. T/TDN, Gesamt/gesamter gelöster Stickstoff; T/DOC, gesamt/gelöster organischer Kohlenstoff; T/DCHO, gesamt/gelöste hydrolysierbare Kohlenhydrate; T/D/FAA, gesamt/gelöste/freie Aminosäuren; TEP, transparente Exopolymerpartikel; CSP, Coomassie-Färbungs-Partikel; pico/nanophytopl, Pico-/nanophytoplankton Abundanz aus Durchflusszytometrie; aph670, Phytoplankton-Absorptionsmessungen bei 670 nm (als Proxy für Chlorophyll a-Konzentration); TrL, Trichodesmium-ähnliche Zellen, die aus der Durchflusszytometrie stammen. Boxplots wurden von jeweils 11 Stationen abgeleitet. Ausreißer sind als offene Kreise angezeigt. (Zäncker et al., 2016)

ULW) an 11 Stationen mit unterschiedlichem Abstand von der. Abb. 8 zeigt den Anreicherungsfaktor (enrichment factor, EF) für die untersuchten Substanzen. Die Anreicherung wird in Bezug auf das ULW angegeben. Hier zeigt sich die hohe Anreicherung organischer Substanzen im Oberflächenwasser.

Im offenen Ozean waren organischer Kohlenstoff und Aminosäuren im SML im Vergleich zum ULW stark angereichert (abb. 9). Die Anreicherung nahm an den Küstenstationen ab und verschwand im Auftriebsregime. Gleichzeitig nahm der Abbau von organischem Material vom offenen Ozean zu den Auftriebsstationen zu. Dies deutet darauf hin, dass auf dem offenen Meer aufwärts gerichtete Transportprozesse oder neue Produktion von organischer Substanz innerhalb der SML schneller sind als Abbauprozesse. Im Allgemeinen war Phytoplankton in der SML nicht angereichert allerdings war eine Trichodesmium-artige Gruppe (möglicherweise enthält Trichodesmium) im offenen Meer angereichert, aber nicht in der Auftriebsregion, was andeutet das diese ein besseres Habitat im offenen Ozean finden. Unsere Daten zeigen, dass die SML ein eigenständiger Lebensraum ist; seine Zusammensetzung ist zwischen verschiedenen Systemen ähnlicher als zwischen SML und ULW einer einzelnen Station. Generell wird angenommen, dass die Anreicherung von organischen Stoffen bei niedriger Primärproduktion und hohen Windgeschwindigkeiten reduziert wird. Unsere Studie zeigt jedoch die höchsten Anreicherungen von organischer Materie im offenen Ozean, die die niedrigste Primärproduktion und die höchsten Windgeschwindigkeiten aufwiesen.

Abbildung 9: Konzentrations-Barplots verschiedener organischer Substanzen und Mikroorganismen in der SML im Vergleich zur ULW während SO243 vor Peru; schwarz: SML, weiß: ULW. (Zäncker at al., 2016)



Neben den hier ausgewählten wichtigsten Ergebnissen der Fahrt, sind die Ergebnisse in viele größere Studien und Datenprodukte eingeflossen. So sind die Oberflächendaten der CO₂-Messungen im Surface Ocean Carbon Dioxide Atlas (SOCAT, www.socat.info), die größte qualitätskontrollierte Datensammlung für CO₂. Die N₂O Daten sind in die Memento-Datenbank (MarinE MethanE and NiTrous Oxide, <https://memento.geomar.de/de>) mit eingeflossen. Hervorzuheben ist, daß während SO243 erstmalig erfolgreich die Eddy-Covariance-Methode zur direkten Flussmessung von N₂O eingesetzt wurde. Somit ist es zukünftig möglich die enormen N₂O-Emissionen in Auftriebsgebieten nicht nur über den Konzentrationsgradienten zwischen Ozean und Atmosphäre abzuschätzen, sondern direkt zu messen.

Als weitere größere Studien, die aus dieser Fahrt hervorgegangen sind, sind zu nennen:

- Booge et al. (2018): Marine isoprene production and consumption in the mixed layer of the surface ocean – a field study over two oceanic regions
Hier wurde in zwei unterschiedlichen Regionen (indischer Ozean als oligotrophes Beispiel und Ostpazifik als produktives Beispiel) untersucht wie sich die biogeochemische Eigenschaften auf Produktion und Abbau von Isopren verhalten. Außerdem ist das der erste Datensatz für Isopren in dieser Region.
- Booge et al. (2016): Can simple models predict large-scale surface ocean isoprene concentrations?
Hier dienten die Isopren-Messungen im Fahrtgebiet als Validierung eines verbesserten Modellansatzes für Verbrauch und Produktion von Isopren im Oberflächenwasser.
- Lennartz et al. (2017): Direct oceanic emissions unlikely to account for the missing source of atmospheric carbonyl sulfide
Im globalen Budget des OCS-Kreislaufes gibt es seine fehlende Quelle, die im Ozean vermutet wurde. Mit den OCS-Messungen dieser Fahrt stehen nun erstmals Oberflächenmessungen von OCS aus allen Ozeanbecken zur Verfügung. Diese wurden für ein globales Box-Modell genutzt. Die Ergebnisse zeigen, dass direkte marine Emissionen von OCS nicht die fehlende Quelle sein können.

Für einige Arbeitsgruppen ist die Aufarbeitung der Daten noch nicht beendet, so dass in den nächsten Jahren noch weiterer Publikationen aus dem SO243-Datensatz entstehen werden

2. Wichtigste Positionen des zahlenmäßigen Nachweises

Gehälter (F0831):

Die Personalkosten waren ca. 10.000 € höher als erwartet. Dies kommt zum einen durch tarifbedingte Mehrkosten, die in der Art vorher nicht absehbar waren. Zum anderen sind durch die zusätzliche Einstellung wissenschaftlicher Hilfskräfte Mehrkosten entstanden.

Dienstreisen (F0838):

Die Reisemittel wurden wie beantragt verwendet. Der größte Teil wurde für die An- und Abreise der Expeditionsteilnehmer*innen nach Guayaquil bzw. Antofagasta aufgewendet. Außerdem wurden die Mittel zur Finanzierung der Reise zum Sonne-Statusseminar und für Reisen zu internationalen Konferenzen genutzt.

Sonstige unmittelbare Vorhabenskosten (F0850):

Die Mittel wurden zum großen Teil für den Transport des Expeditionsmaterials zum und vom Schiff benötigt. Das beinhaltet den Containertransport, sowie die Kosten für den Transport via Luftfracht und Probentransporte. Ein weiterer Teil wurde wie beantragt für die die Messungen von Proben ausgegeben, die am GEOMAR nicht gemessen werden konnten.

3. Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Sowie über den SFB754 als auch über das vom BMBF geförderte Verbundvorhaben SOPRAN wurde die Sauerstoffminimumzone vor der peruanischen Küste intensiv untersucht. Neben dem Verständnis der grundsätzlich ablaufenden Prozesse in einem solchen Auftriebsgebiet ist es aber von großem Wert auch dessen zwischenjährlichen Schwankungen zu verstehen. Daher bot der Transekt der Sonne von Guayaquil nach Antofagasta die Möglichkeit ein weiteres Puzzlestück hinzuzufügen. Hervorzuheben ist hierbei, dass auf der Sonne 40 Wissenschaftler*innen Platz finden, so dass das Auftriebsgebiet erstmals mit einer Fülle von Parametern gleichzeitig vermessen werden konnte.

4. Voraussichtliche Nutzen, verwertbare Ergebnisse

Ziel dieser Studie war es, den Einfluss von Sauerstoffminimumzonen auf den Spurenelementzyklus und den Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre zu untersuchen. Diese Arbeit ist bedeutsam, da man davon ausgeht, dass OMZs unter den sich in Zukunft ändernden Umweltbedingungen zunehmen und mehr Informationen benötigt werden, um die Auswirkungen solcher Veränderungen zu verstehen und eventuell hervorzusagen. Die während ASTRA-OMZ gewonnenen Daten sind ein wertvoller Beitrag zu den wiederholten Fahrten im östlichen tropischen Südpazifik im Rahmen des SFB 754, der von GEOMAR geleitet wird, da er die wachsende Datenbank ergänzt. Wiederholte Arbeiten im gleichen Gebiet über

verschiedene Jahreszeiten und Jahre hinweg erlauben es uns, den Einfluss der saisonalen und interannuellen Variabilität auf den Spurenelementzyklus und den Gasaustausch zu verstehen. Noch wichtiger ist, dass wir während der ASTRA-OMZ die Entwicklung eines großen El Niño dokumentieren konnten. Dies wurde bisher im SFB nicht erreicht und viele der Beobachtungen während eines El Niño wurden noch nie zuvor gemessen. Darüber hinaus hat ASTRA-OMZ ein neues Experiment zur Freisetzung von Tracern entlang des peruanischen Regals durchgeführt, das noch nie zuvor vom SFB durchgeführt wurde. Die Arbeiten an dieser Tracerausbringung und der anschließenden Messung sind noch im Gange. Schließlich wurden die ersten direkten Messungen des N₂O-Austausches zwischen Ozean und Atmosphäre mit Hilfe der Eddy-Kovarianz-Technik während dieser Fahrt durchgeführt. Dies ist eine deutliche Verbesserung gegenüber den traditionell verwendeten Methoden zur Bestimmung des Gasaustausches. Die Entwicklung dieser Technik für N₂O wird in OMZs besonders wichtig, da sie eine extreme Quelle für N₂O in der Atmosphäre sind.

5. Bekannt gewordene Fortschritte

Wie in Abschnitt 4 oben erwähnt, lieferte die ASTRA-OMZ-Fahrt einen einzigartigen Datensatz in Bezug auf das sich entwickelnde Großereignis El Niño im Jahr 2015. Wir konnten die physikalische und biogeochemische Entwicklung des El Niño mit Hilfe von Strömungs-, Salzgehalts- und Temperaturmessungen sowie Nährstoff- und Sauerstoffmessungen beobachten. Neu an diesem Datensatz ist, dass wir auch eine umfassende Palette von Spurenelementen gemessen haben, darunter klimaaktive Spurengase und wichtige Mikronährstoffe (Spurenmetalle), die die Primärproduktion stimulieren. Durch die Implementierung eines Systems zur Messung des Gasaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre und eines atmosphärischen Probennahmeprogramms konnten wir einen Datensatz erhalten, der sich von unterhalb der OMZ bis in die Stratosphäre während eines der größten El Niños erstreckt.

Die veröffentlichten Ergebnisse über das einsetzende El Niño-Ereignis, wurden von anderen Arbeitsgruppen, die auf dem Gebiet forschen bereits für weitere Arbeiten genutzt:

- Vineetha et al. (2018), Responses of the zooplankton community to peak and waning periods of El Niño 2015-2016 in Kavaratti reef ecosystem, northern Indian Ocean, *Environmental Monitoring and Assessment* 190 (8), DOI 10.1007/s10661-018-6842-9
- Conde and Prado (2018), Changes in phytoplankton vertical distribution during an El Niño event, *Ecological Indicators* 90, DOI 10.1016/j.ecolind.2018.03.015
- Melin et al. (2017), Assessing the fitness-for-purpose of satellite multi-mission ocean color climate data records: A protocol applied to OC-CCI chlorophyll-a data, *Remote Sensing of Environment* 203, DOI 10.1016/j.rse.2017.03.039
- Karati et al. (2017), Variability in the phytoplankton community of Kavaratti reef ecosystem (northern Indian Ocean) during peak and waning periods of El Niño 2016, *Environmental Monitoring and Assessment* 189 (12), DOI 10.1007/s10661-017-6369-5
- Yang et al. (2017), ENSO-Driven Variability of Denitrification and Suboxia in the Eastern Tropical Pacific Ocean, *Global Biogeochemical Cycles* 31 (10), DOI 10.1002/2016GB005596

- Ren et al. (2017), Upper-ocean dynamical features and prediction of the super El Niño in 2015/16: A comparison with the cases in 1982/83 and 1997/98, *Journal of Meteorological Research* 31 (2), DOI 10.1007/s13351-017-6194-3
- Sanchez-Velasco et al., (2017), Hydrographic and fish larvae distribution during the "Godzilla El Niño 2015-2016" in the northern end of the shallow oxygen minimum zone of the Eastern Tropical Pacific Ocean, *Journal of Geophysical Research – Oceans* 122 (3), DOI 10.1002/2016JC012622

6. Erfolgte Veröffentlichung der Ergebnisse

6.1 Publikationen in begutachteten Zeitschriften

Browning, T. J., Rapp, I., Schlosser, C., Gledhill, M., Achterberg, E. P., Bracher, A. und Le Moigne, F. A. C. (2018) Influence of iron, cobalt, and vitamin B12 supply on phytoplankton growth in the tropical East Pacific during the 2015 El Niño. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2018GL077972.

Booge, D., Marandino, C. A., Schlundt, C., Palmer, P. I., Schlundt, M., Atlas, E. L., Bracher, A., Saltzman, E. S., and Wallace, D. W. R. (2016) Can simple models predict large-scale surface ocean isoprene concentrations? *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 11807–11821, doi:10.5194/acp-16-11807-2016.

Booge, D., Schlundt, C., Bracher, A., Endres, S., Zäncker, B. und Marandino, C. A. (2018) Marine isoprene production and consumption in the mixed layer of the surface ocean – a field study over two oceanic regions. *Biogeosciences (BG)*, 15. pp. 649-667, doi: 10.5194/bg-2017-257.

Lennartz, S. T., Marandino, C. A., Hobe, M. v., Cortes, P., Quack, B., Simo, R., Booge, D., Pozzer, A., Steinhoff, T., Arevalo-Martinez, D. L., Kloss, C., Bracher, A., Röttgers, R., Atlas, E. und Krüger, K. (2017) Direct oceanic emissions unlikely to account for the missing source of atmospheric carbonyl sulfide. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17. pp. 385-402, doi: 10.5194/acp-17-385-2017.

Stramma, L., Fischer, T., Grundle, D., Krahnemann, G., Bange, H. W. und Marandino, C. A. (2016) Observed El Niño conditions in the eastern tropical Pacific in October 2015. *Ocean Science*, 12 (4), doi: 10.5194/os-12-861-2016.

Zäncker, B., Bracher, A., Röttgers, R. und Engel, A. (2017) Variations of the Organic Matter Composition in the Sea Surface Microlayer: A Comparison between Open Ocean, Coastal, and Upwelling Sites Off the Peruvian Coast. *Frontiers in Microbiology*, 8. Art.No. 2369, doi: 10.3389/fmicb.2017.02369.

Weitere Publikationen befinden sich in der Vorereitung.

6.2 Vorträge und Posterpräsentationen auf nationalen und internationalen Konferenzen

Booge, D., Schlundt, C., Palmer, P. I., Drews, M. und Marandino, C. (2016) Global marine isoprene emissions: A field, lab, and model study synthesis. Poster: Ocean Sciences Meeting 2016. , 21.-26.02.2016, New Orleans, USA .

Endres, S., Schiewe, D., Quack, B., Piontek, J., Hepach, H. und Engel, A. (2016.) *Biogenic sources and sinks of bromocarbon in different marine environments*. Poster: Ocean Sciences Meeting 2016. , 21.-26.02.2016, New Orleans, USA .

Fiehn, A., Gjeramo, S., Fuhlbrügge, S., Quack, B., Marandino, C.A., Atlas E., and Krüger, K. (2017). ASTRA-OMZ: Beeinflusst ENSO den Transport von halogenhaltigen sehr kurzlebigen Substanzen im tropischen Ostpazifik? Poster: Sonne Statusseminar 2017, 14.-15. Februar 2017, Oldenburg, Deutschland.

Hepach, H., Quack, B., Atlas, E., Fiehn, A., Tegtmeier, S., Bracher, A., Engel, A., Fuhlbruegge, S. und Krüger, K. (2016). *Do climate feedbacks in the tropical East Pacific impact emissions of biogenic halocarbons?* Poster: Ocean Sciences Meeting 2016. , 21.-26.02.2016, New Orleans, USA .

Hepach, H., Quack, B., Atlas, E., Fiehn, A., Marandino, C.A., Fuhlbrügge, S. Tegtmeier, S., Bracher, A. und Krüger, K. (2016). Beeinflusst ENSO die Emission von marinen Spurengasen im tropischen Ostpazifik? Poster: Sonne Statusseminar 2017, 14.-15. Februar 2017, Oldenburg, Deutschland.

Lennartz, S. T., Marandino, C., von Hobe, M., Cortes, P., Simo, R., Pozzer, A., Brühl, C., Quack, B., Sinnhuber, B. M., Falk, S. und Krüger, K. (2016) Carbonyl Sulfide as a tracer for terrestrial gross primary production: The oceanic perspective. Vortrag: Ocean Sciences Meeting 2016. , 21.-26.02.2016, New Orleans, USA.

Lennartz, S. T., von Hobe, M., Quack, B., Steinhoff, T., Arévalo-Martínez, D. L., Bracher, A., Röttgers, R., Marandino, C. A. (2017). Emissionen klimawirksamer Schwefelverbindungen im Peruanischen Auftriebsgebiet: Karbonsulfid and Karbon Disulfid. Poster: Sonne Statusseminar 2017, 14.-15. Februar 2017, Oldenburg, Deutschland.

Marandino, C. A., Steinhoff, T. and the scientific team of SO243 (2017). SO243 – ASTRA-OMZ: Atmosphäre-Ozean-Wechselwirkung von Spurenelementen in der Sauerstoffminimumzone. Vortrag: Sonne Statusseminar 2017, 14.-15. Februar 2017, Oldenburg, Deutschland.

Marandino, C. A. (2016) RV SONNE SO243 Cruise Report / Fahrtbericht, ASTRA-OMZ: Air Sea interaction of trace elements in oxygen minimum zones. GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, 81 pp, doi:10.3289/CR_SO243.

Qixing, J., Altabet, M., Arevalo-Martinez, D., Bange, H. W., Ma, X., Marandino, C. A., Sun, M., and Grundle, D. (2016). Nitrous oxide production in the eastern tropical South Pacific oxygen minimum zone. Vortrag: 19. EGU General Assembly, EGU2017, 23-28 April, 2017, Wien, Österreich.

Insa Rapp (2016) Regulation of redox-sensitive trace metals in two dynamic oxygen minimum zones. Vortrag Challenger Society Conference (Oceans and Climate) in Liverpool in 5.-8. September 2016.

Steinhoff, T., Arévalo-Martínez, D.L., Bange H.W., Körtzinger, A., Zavarsky, A., Marandino, C. A. (2017). Gasaustauschflüsse von CO₂ und N₂O während der Sonne Expeditionen 243. Poster: Sonne Statusseminar 2017, 14.-15. Februar 2017, Oldenburg, Deutschland.

Stramma, Lothar, Sunke Schmidtko, Rena Czeschel and Martin Visbeck (2016) Climate related multi-decadal variability of tropical oxygen minimum zones. Vortrag CLIVAR Open Science Conference: Qingdao, China, 20 September 2016.

Tong, D.; Wang, M.; Wang, B.; Pan, L.; Lee, P.; Goldberg, M. (2017). VIIRS Marine Isoprene Product and Initial Applications. Poster: American Geophysical Union, Fall Meeting 2017, 11.-15. Dezember 2017, New Orleans, USA.

Zäncker, B., Galgani, L., and Engel, A.(2016). Biogenic Characterisation of the Sea Surface Microlayer in the Peruvian Upwelling Regime. Poster: Ocean Sciences Meeting 2016. , 21.-26.02.2016, New Orleans, USA .

Zäncker, B. and Engel, A. (2016) The Sea Surface Microlayer Represents an Active Biofilm off the Coast of Peru. Poster presentation, Hjort summer school, Bergen/Norway, 29.08. - 02.09.2016.

Zavarsky, A., Booge, D., Fiehn, A., Krüger, K., Atlas, E., and Marandino, C.A. (2017) Influence of air-sea fluxes on atmospheric aerosols during summer monsoon in the Indian Ocean. Poster: 19. EGU General Assembly, EGU2017, 23-28 April, 2017, Wien, Österreich.

6.3 Master- und Doktorarbeiten

Campen, H. (2016) The Physiology of Hydrogen Metabolism in Cyanobacteria under Various Environmental Conditions. Masterarbeit, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Kiel, Germany.

Booge, D. (2018) Marine isoprene - Formation, emissions and their impact on the atmospheric chemistry. Doktorarbeit, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Kiel, Germany.

Gjeramo, S. (2017) Transport of very short lived halogenated substances from the tropical East Pacific to the stratosphere and the influence of El Niño 2015/16. Master Thesis, Department of Geosciences Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo, Oslo, Norway.

Lennartz, S. T. (2017) From local to global scale - marine emissions of the climate relevant sulfur gases carbonyl sulfide, carbon disulfide and dimethyl sulfide. *Doktorarbeit*, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Kiel, Germany.

III. Erfolgskontrollbericht

- liegt als separate Anlage dem Projektträger vor –

Referenzen

- Arévalo-Martínez, D. L., A. Kock, C. R. Löscher, R. A. Schmitz, and H. W. Bange (2015), Massive nitrous oxide emissions from the tropical South Pacific Ocean, *Nature Geoscience*, 8, 530-533, doi:10.1038/ngeo2469.
- Bakker, D. C. E., B. Pfeil, K. Smith, S. Hankin, a. Olsen, S. R. Alin, C. Cosca, S. Harasawa, a. Kozyr, Y. Nojiri, K. M. O'Brien, U. Schuster, M. Telszewski, B. Tilbrook, C. Wada, J. Akl, L. Barbero, N. R. Bates, J. Boutin, Y. Bozec, W.-J. Cai, R. D. Castle, F. P. Chavez, L. Chen, M. Chierici, K. Currie, H. J. W. de Baar, W. Evans, R. a. Feely, a. Fransson, Z. Gao, B. Hales, N. J. Hardman-Mountford, M. Hoppema, W.-J. Huang, C. W. Hunt, B. Huss, T. Ichikawa, T. Johannessen, E. M. Jones, S. D. Jones, S. Jutterström, V. Kitidis, a. Körtzinger, P. Landschützer, S. K. Lauvset, N. Lefèvre, a. B. Manke, J. T. Mathis, L. Merlivat, N. Metzl, a. Murata, T. Newberger, a. M. Omar, T. Ono, G.-H. Park, K. Paterson, D. Pierrot, a. F. Ríos, C. L. Sabine, S. Saito, J. Salisbury, V. V. S. S. Sarma, R. Schlitzer, R. Sieger, I. Skjelvan, T. Steinhoff, K. F. Sullivan, H. Sun, a. J. Sutton, T. Suzuki, C. Sweeney, T. Takahashi, J. Tjiputra, N. Tsurushima, S. M. a. C. van Heuven, D. Vandemark, P. Vlahos, D. W. R. Wallace, R. Wanninkhof, and a. J. Watson (2013), An update to the Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT version 2), *Earth System Science Data Discussions*, 6(2), 465–512, doi:10.5194/essdd-6-465-2013.
- de Baar, H. J. W., & De Jong, J. T. M. (2001). Distributions, sources and sinks of iron in seawater. In D. R. Turner & K. A. Hunter (Eds.), *The biogeochemistry of iron in seawater* (pp. 123–253). IUPAC series on analytical and physical chemistry. Wiley, Chichester.
- Bange, H. W., A. Freing, A. Kock, and C. R. Löscher (2010), Marine pathways to nitrous oxide, in *Nitrous oxide and climate change*, pp. 36–62.
- Boyd, P. W., and M. J. Ellwood (2010), The biogeochemical cycle of iron in the ocean, *Nat. Geosci.*, 3, 675–682.
- Bruland, K. W., E. L. Rue, G. J. Smith, and G. R. DiTullio (2005), Iron, macronutrients and diatom blooms in the Peru upwelling regime: brown and blue waters of Peru, *Marine Chemistry*, 93(2-4), 81–103, doi:10.1016/j.marchem.2004.06.011.
- Chavez, F. P., and Messié, M. (2009). A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progr. Oceanogr.*, 83, 80–96.
- Falkowski, P.G., R.T. Barber and V. Smetacek, 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* 281, 200-206.
- Freing, A., D. W. R. Wallace, and H. W. Bange (2012), Global oceanic production of nitrous oxide, *Philosophical Transaction of the Royal Society B*, 367, 1245–1255.
- Frew, N. M. (1997), The role of organic films in air-sea gas exchange, in *The sea surface and global change*, edited by P. S. Liss.

- Fueglistaler, S., & Haynes, P. H. (2005). Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor. *Journal of Geophysical Research*, 110(D24), D24108. doi:10.1029/2005JD006019
- Geider, R. J., and J. Roche (1994), The role of iron in phytoplankton photosynthesis, and the potential for iron-limitation of primary productivity in the sea, *Photosynthesis Research*, 39(3), 275–301, doi:10.1007/BF00014588.
- Gilbert, B., G. P. Lu, and C. S. Kim (2007), Stable cluster formation in aqueous suspensions of iron oxyhydroxide nanoparticles, *Journal of Colloid and Interface Science*, 313, 152–159.
- Hatton, A. D., L. Darroch, and G. Malin (2005), The role of dimethylsulphoxide in marine biogeochemical cycle of dimethylsulphide, *Oceanography and Marine Biology*, 42, 29–56.
- Hatton, A. D., D. M. Shenoy, C. M. Hart, A. Mogg, and D. H. Green (2012), Metabolism of DMSP, DMS and DMSO by cultivable bacterial community associated with the DMSP-producing dinoflagellate *Scrippsiella trochoidea*, *Biogeochemistry*, 110, 131–146.
- Hossaini, R., H. Mantle, S. A. Chipperfield, M. P., Montzka, P. Hamer, F. Ziska, B. Quack, K. Krüger, S. Tegtmeier, E. Atlas, S. Sala, A. Engel, H. Bönisch, T. Keber, D. Oram, G. Mills, C. Ordóñez, A. Saiz-Lopez, N. Warwick, Q. Liang, W. Feng, F. Moore, B. R. Miller, V. Marécal, N. A. D. Richard, M. Dorf, and K. Pfeilsticker (2013), Evaluating global emission inventories of biogenic bromocarbons, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 12485–12539.
- IPCC (2007), IPCC, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Jickells, T. D., Z. S. An, K. K. Andersen, A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J. J. Cao, P. W. Boyd, R. A. Duce, K. A. Hunter, H. Kawahata, T. D. KubilaJickells, N. Kubilay, J. LaRoche, P. S. Liss, N. Mahowald, J. M. Prospero, A. J. Ridgwell, I. Tegen, and R. Torres (2005), Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, 308, 67–71.
- Karstensen, J., L. Stramma, and M. Visbeck (2008), Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans, *Progress In Oceanography*, 77(4), 331–350, doi:10.1016/j.pocean.2007.05.009.
- Keeling, R. E., A. Körtzinger, and N. Gruber (2010), Ocean deoxygenation in a warming world., *Annual review of marine science*, 2, 199–229.
- Kock, A., J. Schafstall, M. Dengler, P. Brandt, and H. W. Bange (2012), Sea-to-air and diapycnal nitrous oxide fluxes in the eastern tropical North Atlantic Ocean, *Biogeosciences*, 9(3), 957–964, doi:10.5194/bg-9-957-2012.
- Lana, A., et al. (2011), An updated climatology of surface dimethylsulfide concentrations and emission fluxes in the global ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, 25, GB1004, doi: 10.1029/2010GB003850.

- Lee, P. A., S. J. de Mora, and M. Levasseur (1999), A review of dimethylsulfoxide in aquatic environments, *Atmosphere-Ocean*, 37(4), 439–456.
- Liss, P. S., and M. T. Johnson (2013), *Ocean-Atmosphere Interactions of Gases and Particles*, Springer, Heidelberg.
- Liss P.S., and Merlivat L. (1986), Air-Sea Gas Exchange Rates: Introduction and Synthesis. In: Buat-Ménard P. (eds) *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 185. Springer, Dordrecht.
- Marandino, C. A. (2016) RV SONNE SO243 Cruise Report / Fahrtbericht, ASTRA-OMZ: Air Sea interaction of trace elements in oxygen minimum zones. GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, 81 pp, doi:10.3289/CR_SO243.
- Matear, R. J., and a. C. Hirst (2003), Long-term changes in dissolved oxygen concentrations in the ocean caused by protracted global warming, *Global Biogeochemical Cycles*, 17(4), n/a–n/a,
- McGillis, W. R., J. B. Edson, J. E. Hare, and C. W. Fairall (2001), Direct covariance air-sea CO₂ fluxes, *Journal of Geophysical Research*, 106(C8), 16729–16745, doi: 10.1029/2000JC000506.
- Morel, F. M. M., and N. M. Price (2003), The Biogeochemical Cycles of Trace Metals, *Science*, 300(944), 944–947.
- Naqvi, S. W. A., H. W. Bange, L. Farías, P. M. S. Monteiro, M. I. Scranton, and J. Zhang (2010), Marine hypoxia/anoxia as a source of CH₄ and N₂O, *Biogeosci.*, 7, 2159–2190.
- Newell, R. E., and Gold-Stewart S. (1981), A stratospheric fountain?, *J. Atmospheric Sciences*, 38, 2789–2796.
- Owens, N. J. P., C. S. Law, R. F. C. Mantoura, P. H. Burkill, and C. A. Llewellyn (1991), Methane flux to the atmosphere from the Arabian Sea, *Nature*, 354, 293–296.
- Paulmier, a., D. Ruiz-Pino, V. Garçon, and L. Farías (2006), Maintaining of the Eastern South Pacific Oxygen Minimum Zone (OMZ) off Chile, *Geophysical Research Letters*, 33(20), L20601, doi:10.1029/2006GL026801.
- Punshon, S., and R. M. Moore (2004), Nitrous oxide production and consumption in a eutrophic coastal embayment, *Marine Chemistry*, 91(1-4), 37–51, doi:10.1016/j.marchem.2004.04.003.
- Reeburgh, W. S. (2007), Oceanic Methane Biogeochemistry, *Chem. Rev.*, 107(2), 486–513.
- Rehder, G., R. W. Collier, K. Heeschen, P. M. Kosro, J. Barth, and E. Suess (2002), Enhanced marine CH₄ emissions to the atmosphere off Oregon caused by coastal upwelling, *Global Biogeochem. Cycl.*, 16(3), DOI: 10.1029/2000GB001391.

- Sarmiento, J. L., T. M. C. Hughes, R. J. Stouffer, and S. Manabe (1998), Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming, *Nature*, 393(May), 1–2.
- Schäfer, H., N. Myronova, and R. Boden (2010), Microbial degradation of dimethylsulfide and related C1-sulphur compounds: organisms and pathways controlling fluxes of sulphur in the biosphere, *Journal of Experimental Botany*, 61, 315–334.
- Schunck, H., G. Lavik, D. K. Desai, T. Großkopf, T. Kalvelage, C. R. Löscher, A. Paulmier, S. Contreras, H. Siegel, M. Holtappels, P. Rosenstiel, M. B. Schilhabel, M. Graco, R. a Schmitz, M. M. M. Kuypers, and J. Laroche (2013), Giant Hydrogen Sulfide Plume in the Oxygen Minimum Zone off Peru Supports Chemolithoautotrophy., *PloS one*, 8(8), e68661, doi:10.1371/journal.pone.0068661.
- Shenoy, D. M., K. B. Sujith, and M. U. Gauns, et al. (2012), Production of dimethylsulphide during the seasonal anoxia off Goa, *Biogeochemistry*, 110(47), <https://doi.org/10.1007/s10533-012-9720-5>.
- Simó, R. (2004), From cells to globe : approaching the dynamics of DMS (P) in the ocean at multiple scales, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 61(September 2002), 673–684, doi:10.1139/F04-030.
- Stefels, J., M. Steinke, S. Turner, G. Malin, and S. Belviso (2007), Environmental constraints on the production and removal of the climatically active gas dimethylsulphide (DMS) and implications for ecosystem modelling, *Biogeochemistry*, 83(1-3), 245–275, doi:10.1007/s10533-007-9091-5.
- Stramma, L., G. C. Johnson, J. Sprintall, and V. Mohrholz (2008), Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans., *Science (New York, N.Y.)*, 320(5876), 655–8, doi:10.1126/science.1153847.
- Tegtmeier, S., K. Krüger, B. Quack, E. Atlas, D. R. Blake, H. Boenisch, A. Engel, H. Hepach, R. Hossaini, M. A. Navarro, S. Raimund, S. Sala, Q. Shi, and F. Ziska (2013), The contribution of oceanic methyl iodide to stratospheric iodine, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 11427–11471.
- Ussher, S. J., E. P. Achterberg, and P. J. Worsfold (2004), Marine Biogeochemistry of Iron, *Environmental Chemistry*, 1, 67–80.
- Vogt, M., and P. S. Liss (2009), Dimethylsulfide and climate, in *Surface Ocean - Lower Atmosphere Processes*, edited by C. Le Quéré and E. S. Saltzman, pp. 197–232, American Geophysical Union, Washington, DC.
- WMO (2011), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 52Rep.*, Geneva, Switzerland.
- Žutić, V. et al. (1981), Surfactant production by marine phytoplankton, *Marine Chemistry*, 10(6), 505–520. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0304420381900049>.