Ableitung und Analyse der Meeresoberflächentemperatur, der Verdunstung und des Süßwasserflusses aus OceanRAIN

Bachelorarbeit von

Simon Michel

Universität Hamburg
Fachbereich Geowissenschaften

Erstgutachter: Dr. Christian Klepp
Zweitgutachter: Prof. Dr. Stefan Bühler

Hamburg, 6. November 2016

Bachelorarbeit im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
Thema der Arbeit: „Ableitung und Analyse der Meeresoberflächentemperatur, der Verdunstung und des Süßwasserflusses aus OceanRAIN“

Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden auf Grundlage des *Ocean Rainfall And Ice-phase precipitation measurement Network* (OceanRAIN) Datensatzes entlang der Schiffsrouten (*Along-Track*) der Forschungsschiffe die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, die Meeresoberflächentemperatur, die Verdunstung und die sensiblen und latenten Wärmeflüsse berechnet. Hierfür wird ein logarithmisches Windprofil zur Berechnung der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe nach Tennekes (1972), eine *Cool-Skin*-Parametrisierung zur Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur nach Donlon et al. (2002) und der *Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment* (COARE) 3.0 *Bulk Flux Algorithm* verwendet.
Aus der berechneten Verdunstung (E) wird mit dem gemessenen Niederschlag (P) aus den OceanRAIN Daten der Süßwasserfluss ($E - P$) bestimmt. Die zur Berechnung nötigen Parameter und die abgeleiteten Parameter erweitern in Zukunft den OceanRAIN Datensatz. Dadurch wird der OceanRAIN Datensatz zum weltweit ersten Datensatz mit *Along-Track* Daten zum Süßwasserfluss.
Die *Along-Track* gemessenen und berechneten Parameter werden in Klimazonen eingeteilt und untersucht. Dabei ergibt sich, dass in den Tropen und Subtropen der *Along-Track* Süßwasserfluss, das Budget aus Verdunstung und Niederschlag, mit ca. 2 mm/d positiv ist. Hier verdunstet entlang der Schiffsrouten mehr Wasser, als in Form von Niederschlag fällt. In den gemäßigten Breiten ist der *Along-Track* Süßwasserfluss mit ca. -2 mm/d hingegen negativ. In den polaren Breiten ist der Süßwasserfluss entlang der Schiffsrouten ausgeglichen.
In zwei Fallstudien werden die *Along-Track* gemessenen und abgeleiteten Parameter genauer untersucht und beschrieben. Dafür wird eine Forschungsfahrt der FS Polarstern im Südpolarmeer und ein Zusammentreffen der FS Meteor und FS Polarstern bei den Kapverdischen Inseln betrachtet. Die Forschungsfahrt im Südpolarmeer der FS Polarstern liefert bislang einzigartige Messdaten aus dem südpolaren Winter. Das Zusammentreffen der FS Meteor und FS Polarstern liefert eine Möglichkeit die Messdaten der beiden Schiffe zu vergleichen.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung **1**

2 Methodik **4**

2.1 Datensatz 4

2.2 Theorie/Algorithmen 6

2.2.1 Windkorrektur 8

2.2.2 COARE *Bulk Flux* Algorithmus 9

2.2.3 HOAPS-3 Algorithmus 14

3 Ergebnisse und Diskussion **15**

3.1 Gemessene Parameter 16

3.1.1 Lufttemperaturmessung 16

3.1.2 Wassertemperaturmessung 16

3.1.3 Niederschlagsmessung 17

3.2 Abgeleitete Parameter 24

3.2.1 Feuchtemessung 24

3.2.2 Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe 24

3.2.3 Meeresoberflächentemperatur 25

3.2.4 Sensible und latente Wärmeflüsse 29

3.2.5 Verdunstung 34

3.2.6 Süßwasserfluss 34

3.3 Fallstudie 39

3.3.1 FS Polarstern im Südpolarmeer im Südwinter 39

3.3.2 Zusammentreffen der FS Meteor und FS Polarstern bei den Kapverdischen Inseln im März 2014 44

4 Fazit und Ausblick **47**

5 Danksagungen **50**

6 Eidesstattliche Erklärung **54**

Abbildungsverzeichnis

2.1 Globale Schiffsrouten der fünf Forschungsschiffe 7

3.1 Globale Schiffsrouten der fünf Forschungsschiffe nach Jahreszeiten . . . 19
3.2 *Along-Track* Messungen der Lufttemperatur 20
3.3 *Along-Track* Messungen der *Bulk*-Wassertemperatur 21
3.4 *Along-Track* Messungen des Niederschlags unter 30 mm/h 22
3.5 *Along-Track* Messungen des Niederschlags über 30 mm/h 23
3.6 *Along-Track* abgeleitete spezifischen Luftfeuchte 26
3.7 *Along-Track* abgeleitete Windgeschwindigkeit 27
3.8 *Along-Track* abgeleitete *Skin*-Temperatur 28
3.9 Abhängigkeit des sensiblen Wärmeflusses von der Temperaturdifferenz und Windgeschwindigkeit 29
3.10 *Along-Track* abgeleiteter sensibler Wärmefluss 31
3.11 Abhängigkeit des latenten Wärmeflusses von der Luftfeuchtedifferenz und Windgeschwindigkeit 32
3.12 *Along-Track* abgeleiteter latenter Wärmefluss 33
3.13 Abhängigkeit der Verdunstung vom latenten Wärmefluss 34
3.14 Abhängigkeit der Verdunstung von der Luftfeuchtedifferenz und Temperaturdifferenz 35
3.15 *Along-Track* abgeleitete Verdunstung 37
3.16 *Along-Track* abgeleiteter Süßwasserfluss 38
3.17 Schiffsroute der FS Polarstern im Südpolarmeer 39
3.18 Luft- und *Bulk*-Wassertemperaturen im Südpolarmeer 40
3.19 Windgeschwindigkeiten im Südpolarmeer 41
3.20 Sensible Wärmeflüsse in Abhängigkeit von Temperaturdifferenz und Windgeschwindigkeit im Südpolarmeer 42
3.21 Sensible und latente Wärmeflüsse im Südpolarmeer 42
3.22 Abgeleitete spezifische Feuchte im Südpolarmeer 43
3.23 Verdunstung und Niederschlag im Südpolarmeer 43
3.24 Vergleich der Lufttemperaturmessungen auf der FS Meteor und FS Polarstern 44
3.25 Vergleich der *Bulk*-Wassertemperaturmessungen auf der FS Meteor und FS Polarstern 45

3.26 Vergleich der abgeleiteten Feuchtedifferenzen auf der FS Meteor und FS Polarstern 45
3.27 Vergleich der abgeleiteten Verdunstung auf der FS Meteor und FS Polarstern 46

Tabellenverzeichnis

2.1 OceanRAIN Daten 5
2.2 Metadaten der Forschungsschiffe 6
2.3 Parameter und Algorithmen 8

3.1 Einteilung der Klimazonen 15
3.2 Lufttemperaturen nach Klimazonen aufgeteilt 16
3.3 Wassertemperaturen nach Klimazonen aufgeteilt 17
3.4 Niederschlagsrate nach Klimazonen aufgeteilt 18
3.5 Mittlere Windgeschwindigkeit nach Klimazonen aufgeteilt 24
3.6 Mittlere *Skin*-Temperatur nach Klimazonen aufgeteilt 25
3.7 Mittlere sensible und latente Wärmeflüsse nach Klimazonen aufgeteilt . 29
3.8 Mittlere Verdunstung, mittlerer Niederschlag und mittlerer Süßwasserfluss 35
3.9 Niederschlagsminuten im Südpolarmeer nach Phase sortiert 40
3.10 Minuten mit Niederschlag und Verdunstung 41

Kapitel 1

Einleitung

Verdunstung und Niederschlag sind fundamentale Komponenten des globalen Energie- und Wasserkreislaufes. Um das Klimasystem der Erde zu verstehen und zu modellieren sind die Parameter Verdunstung (E) und Niederschlag (P) essentiell (Trenberth et al., 2009). Nach dem IPCC (2013) werden im globalen Mittel 80 W/m^2 der 240 W/m^2 durch die Erdoberfläche und Wolken absorbierten solaren Einstrahlung durch Verdunstung in latente Wärme umgewandelt.

Berechnungen nach Trenberth et al. (2007) aus Modelldaten, Beobachtungen und Reanalysedaten zeigen für den Zeitraum von 1979 bis 2000 eine Verdunstung von 413.000 km^3/a und einen Niederschlag von 373.000 km^3/a über den Ozeanen. Über dem Land verdunsten 73.000 km^3/a und 113.000 km^3/a fallen als Niederschlag. Der Wasserkreislauf wird durch Abflüsse (*Runoff*) von den Kontinenten in den globalen Ozean geschlossen. Langzeitdaten aus Messungen und Modellierungen des *Global Runoff Data Center* (GRDC) geben für den *Runoff* einen Wert von 42.000 km^3/a im Zeitraum von 1971 bis 2000 (GRDC, 2014) an.

Die Bilanz von Verdunstung und Niederschlag wird als Süßwasserfluss ($E - P$) bezeichnet. Bei einem positiven Süßwasserfluss ($E - P > 0$) verdunstet mehr Wasser, als durch Niederschlag ausfällt. Dies resultiert in einem Süßwasserfluss in die Atmosphäre. Wenn der Niederschlag größer als die Verdunstung ist, also $E - P < 0$, besteht ein Süßwasserfluss in den Ozean.

Für eine genauere Bestimmung des Süßwasserflusses an der Ozeanoberfläche sind in-situ und auf Satelliten basierende Messungen notwendig (Romanova et al., 2010). Ein Beispiel für ein auf Satellitenmessungen basierendes Datenprodukt ist die *Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data* (HOAPS) Klimatologie (Andersson et al., 2010).

Um Niederschlag mithilfe von Satelliten zu erfassen werden passive Mikrowellensensoren verwendet. Bei HOAPS-3 handelt es sich um das *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) Radiometer und das *Special Sensor Microwave Imager Sounder* (SSMIS). Aus der von diesen Radiometern gemessenen Helligkeitstemperatur wird die oberflächennahe Windgeschwindigkeit nach Andersson et al. (2010), der Niederschlag nach Andersson et al. (2010) und die spezifische Luftfeuchte nach Bentamy et al. (2003) durch Algo-

rithmen abgeleitet. Die Oberflächentemperatur wird in HOAPS-3 durch Messungen der Helligkeitstemperatur der Ozeanoberfläche durch das Infrarotradiometer *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) bestimmt (Andersson et al., 2010). Die Lufttemperatur und die spezifische Luftfeuchte werden nach Liu et al. (1994) und Wells und King-Hele (1990) abgeleitet. Aus diesen Parametern wird mit dem COARE 2.6a Algorithmus nach Fairall et al. (1996a, 2003) die Verdunstung abgeleitet. Aus der Verdunstung und dem Niederschlag wird der Süßwasserfluss berechnet. Die Klimatologie von HOAPS-3 gibt für den Zeitraum von 1992 bis 2005 einen Süßwasserfluss in die Atmosphäre von ca. 90.000 km^3/a an (Andersson et al., 2011).
Der Unterschied zwischen dem Süßwasserfluss aus HOAPS-3 und den Langzeitdaten für den *Runoff* des GRDC zeigt die Schwierigkeit der Bestimmung des Süßwasserflusses. Die starke Variabilität des Niederschlags auf zeitlicher und räumlicher Skala erschwert die Erfassung des Niederschlags durch Satelliten. Niederschlagsereignisse können z.B. mit kurzer Dauer und hoher Niederschlagsintensität oder mit langer Dauer und niedriger Niederschlagsintensität auftreten. Außerdem kann Niederschlag in flüssiger, fester oder Mischphase auftreten. Daher sind hochauflösende in-situ Messungen auf den Ozeanen nötig um die Daten aus den Satellitenmessungen zu verifizieren.
Um hochwertige Niederschlagsdaten zu erfassen wurde im Jahr 2010 das *Ocean Rainfall And Ice-phase precipitation measurement Network* (OceanRAIN) initiert. Auf 12 Forschungsschiffen werden langfristig oder zeitweise optische Disdrometer vom Typ ODM470 installiert (Klepp, 2015). Diese Schiffe liefern Messdaten aus allen klimatologischen Regionen der Ozeane. OceanRAIN liefert ein bislang einzigartiges Datenprodukt aus *Along-Track* Niederschlagsmessungen durch Disdrometer.
Die genaue Erfassung des Niederschlags ist allerdings nur eine Hälfte des Süßwasserflusses. Für eine genaue Kenntnis des Süßwasserflusses sind hochwertige Daten der Verdunstung nötig. Aus den schiffseigenen meteorologischen Messungen wird die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe mithilfe eines logarithmischen Windprofils nach Tennekes (1972) berechnet. Die Meeresoberflächentemperatur wird nach Donlon et al. (2002) bestimmt. Aus den OceanRAIN Messungen und den meteorologischen Messungen der Forschungsschiffe werden mit dem *Coupled Ocean-Atmosphere Respone Experiment* (COARE) 3.0 *Bulk Flux Algorithm* nach Fairall et al. (1996a, 2003) die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, deren Transferkoeffizienten und die Verdunstung berechnet.
Der COARE Algorithmus wurde beginnend im Jahr 1990 bis zum Jahr 2003 entwickelt, um eine möglichst genaue Parametrisierung zur Berechnung der Meeresoberflächentemperatur und der sensiblen und latenten Wärmeflüsse zu entwickeln (Fairall et al., 1996a, 2003). In den Jahren zwischen 1996 und 2003 wurde der COARE Algorithmus für höhere Windgeschwindigkeiten über 10 m/s verbessert (Fairall et al., 2003). Nach Fairall et al. (2003) hat der COARE 3.0 Algorithmus gegenüber direkten Kovarianzmessungen eine Unsicherheit von 5 % für Windgeschwindigkeiten unter 5 m/s und 10 % für Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 20 m/s.
Das Ziel der Arbeit ist, den OceanRAIN Datensatz um die abgeleiteten *Along-Track* Werte für die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, die Meeresoberflächentemperatur,

die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, deren Transferkoeffizienten, die Verdunstung und den Süßwasserfluss ($E - P$) zu erweitern. Die Vorgehensweise der Berechnung, der Datensatz und die Theorie hinter den Algorithmen wird in Kapitel 2 beschrieben. In Kapitel 3 werden die *Along-Track* gemessenen und abgeleiteten Parameter zuerst global und dann in Fallstudien beschrieben. Der Fokus liegt auf der Beschreibung des Süßwasserflusses und der sensiblen und latenten Wärmeflüsse. In Kapitel 4 schließt die Arbeit mit einem Fazit und Ausblick.

Kapitel 2

Methodik

2.1 Datensatz

Dieser Arbeit liegen Daten des OceanRAIN Datensatzes zugrunde. Der Datensatz besteht aus drei Datenquellen: Navigationsdaten der Forschungsschiffe, meteorologischen Beobachtungsdaten der deutschen Forschungsschiffe aus dem DSHIP Datensatz, die seitens der Schiffe aufgezeichnet werden und ODM470 Disdrometerdaten. Er enthält insgesamt bislang 43 Parameter, darunter 18 meteorologische Parameter. Der Berechnung des sensiblen und latenten Wärmeflusses, der Meeresoberflächentemperatur und der Verdunstung und damit dem Süßwasserfluss liegen folgende Parameter aus dem OceanRAIN Datensatz zu Grunde: Die Lufttemperatur, die *Bulk*-Wassertemperatur, die relative Feuchte, der Luftdruck, die Windgeschwindigkeit und der Niederschlag.
Die Besonderheit des OceanRAIN Datensatzes ist die Niederschlagsmessung durch ein optisches ODM470 Disdrometer. Die Funktionsweise des ODM470 Disdrometers basiert auf der Abschattung einer Photodiode durch Hydrometeore, die das zylindrische Messvolumen des Disdrometers passieren. Das ODM470 unterscheidet sich durch seinen zylindrischen Messzylinder von anderen Disdrometern. Dadurch ist es unabhängig vom Einfallwinkel der Hydrometeore. Zudem richtet sich das ODM470 durch eine Windfahne senkrecht zum Wind aus. Die gemessenen Partikelgrößen der Hydrometeoren werden in 128 logarithmisch verteilte Größenklassen eingeordnet. Die gemessenen Daten werden automatisch abgespeichert und das System benötigt kaum Wartung (Klepp, 2015). Durch Algorithmen wird mithilfe der Lufttemperatur, der relativen Feuchte und dem Partikeldurchmesser zwischen fester, flüssiger und Misch-Phase unterschieden (Burdanowitz et al., 2016). In Abhängigkeit von der Phase wird die Niederschlagsintensität in mm/h berechnet (Klepp, 2015).
Die Disdrometerdaten enthalten neben der minütlichen Niederschlagsrate der Anzahl und Klasse der erfassten Hydrometeore, sowie zwei *Flags*, die die Art und Intensität des Niederschlags beschreiben. Der erste *Flag* beschreibt die Niederschlagsphase und den Zustand des Instruments: 0 Regen, 1 Schnee, 2 Mischphase, 3 kein Niederschlag, 4 außer Betrieb, 5 Hafen. Der zweite *Flag* beschreibt sowohl die Intensität des Niederschlags als auch den Zustand des Instruments: -9 Temperatur- oder relative Feuchtemessung nicht

Tabelle 2.1: OceanRAIN Daten

Schiffsname	Messzeitraum	Gesamtanzahl Messminuten (mit Hafenzeiten)	Alle Parameter verfügbar (ohne Hafenzeiten)
FS Polarstern	10.06.2010 - 13.02.2016	2.885.760	2.220.276
FS Meteor	17.03.2014 - 20.03.2016	1.058.400	836.676
FS Merian	25.10.2012 - 10.06.2014	855.360	664.471
FS Sonne	28.11.2014 - 22.03.2016	692.640	577.327
FS Investigator	08.01.2016 - 26.01.2016	25.920	25.450
Summe		5.517.080	4.324.200

vorhanden, 10 kein Niederschlag, 11 möglicherweise Niederschlag, 12 - 17 Intensität des Niederschlags.

Seit Beginn der OceanRAIN Messungen im Jahr 2005 werden auf zwölf Forschungsschiffen Daten aufgezeichnet, davon auf sechs Forschungsschiffen langfristig. Die Navigations- und meteorologischen Beobachtungsdaten werden kontinuierlich aufgezeichnet. Die Disdrometerdaten hingegen werden diskontinuierlich aufgezeichnet, da etwa 90 % der Zeit kein Niederschlag vorkommt. Nach Kollokation der Daten liegt ein kontinuierlicher Datensatz vor. Die Daten liegen mit einer zeitlichen Auflösung von einer Minute im Datensatz vor.

In dieser Auswertung werden Daten von fünf Forschungsschiffen (FS), der FS Polarstern, FS Meteor, FS Sonne, FS Merian und der australischen FS Investigator verwendet. Damit stehen insgesamt mehr als 5,5 Millionen Minutenwerte zur Verfügung. Darin sind auch Hafenzeiten und Instrumentenausfallzeiten enthalten. Die Anzahl von Messungen, bei denen alle relevanten Parameter vorliegen, reduziert sich auf insgesamt 4.324.670.

Die Messgeräte für die Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur, Luftfeuchte, sowie die der *Bulk*-Wassertemperaturmessung befinden sich je nach Schiff in einer anderen Höhe bzw. bei der *Bulk*-Wassertemperaturmessung in einer anderen Tiefe. Die Metadaten der Schiffe sind in Tabelle 2.2 aufgelistet.

Die untersuchten Schiffsrouten erstrecken sich über den Zeitraum vom 10.06.2010 bis zum 22.03.2016. Die Schiffe befahren die Tropen, Subtropen, die gemäßigten Breiten und die Polarregionen. Der Großteil der Daten stammt aus dem Atlantik. Die längste Zeitreihe liegt von der FS Polarstern vor. Sie liefert Daten vom 10.06.2010 bis zum 13.02.2016. Der Fokus der Forschungsfahrten der FS Polarstern liegt in den Polarregionen der jeweiligen Sommerhemisphäre, wobei auch eine Forschungsfahrt im Südwinter 2013 im Südpolarmeer gemacht wurde. Zudem liegen Daten von den Transfers durch die Tropen, Subtropen und gemäßigten Breiten des Atlantiks vor. Die FS Meteor hat im Zeitraum von 2 Jahren zum Großteil der Zeit den Zentral- und Südatlantik befahren, allerdings wurden auch Messungen in der Karibik, in der Ostsee und im Südwesten des

Tabelle 2.2: Metadaten der Forschungsschiffe

Schiffsname	Höhe der Windmessung	Höhe der Temperatur- und Feuchtemessung	Tiefe der Wassertemperaturmessung
FS Polarstern	39,0 m	29,0 m	5,0 m
FS Meteor	37,5 m	37,5 m	2,5 m
FS Merian	30,8 m	20,2 m	4,2 m
FS Sonne	34,0 m	27,0 m	2,0 m
FS Investigator	22,1 m	31,4 m	6,9 m

indischen Ozeans entlang der Küste von Südostafrika durchgeführt. Die Routen der FS Sonne konzentrieren sich auf den Süd- und Ostpazifik. Dabei durchquerte die FS Sonne auch den Zentralatlantik und die Karibik. Die Daten von der FS Merian wurden zum Großteil im südlichen und nördlichen atlantischen Ozean aufgezeichnet. Außerdem liegen auch Daten aus dem Zentralen Atlantik sowie aus dem Schwarzen Meer vor. Auf dem Weg zu einer Forschungsfahrt im Schwarzen Meer wurden auch Fahrtabschnitte im Mittelmeer aufgezeichnet. Eine bislang kurze Zeitreihe von weniger als 3 Wochen vom 08.01.2016 bis zum 26.01.2016 liegt von der australischen FS Investigator vor. Diese Forschungsfahrt liefert Daten aus dem südlichen Indischen Ozean (Abb.2.1). In Tabelle 2.1 ist ersichtlich, dass sich die Spuren der einzelnen Schiffe zum Teil überschneiden. In Kapitel 3.3 wird das Zusammentreffen der FS Meteor und FS Polarstern am 23.03.2014 bei den Kapverdischen Inseln in einer Fallstudie der Messwerte beschrieben.

2.2 Theorie/Algorithmen

Aus den OceanRAIN Messdaten werden mithilfe von drei Algorithmen, einem logarithmischen Windprofil nach Tennekes (1972), dem COARE 3.0 *Bulk Flux Algorithm* nach Fairall et al. (1996a, 2003) und der *Cool-Skin*-Parametrisierung nach Donlon et al. (2002) (Kapitel 2.2.1 und 2.2.2), die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, die Meeresoberflächentemperatur und die Verdunstung abgeleitet. Die verwendeten Parameter und Algorithmen sind in Tabelle 2.3 aufgelistet.

Zunächst wird die in der Installationshöhe *z* der Ultraschallanemometer gemessene Windgeschwindigkeit *u* auf eine Referenzhöhe u_{10} in 10 m Höhe gerechnet. Dies ist in Kapitel 2.2.1 beschrieben. Danach werden aus den gemessenen Messwerten der Lufttemperatur, der *Bulk*-Wassertemperatur, der spezifischen Luftfeuchte, dem Luftdruck, der Niederschlagsrate und der zuvor abgeleiteten Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, die Meeresoberflächentemperatur und die Verdunstung berechnet. Die Theorie dazu ist in Kapitel 2.2.2 beschrieben.

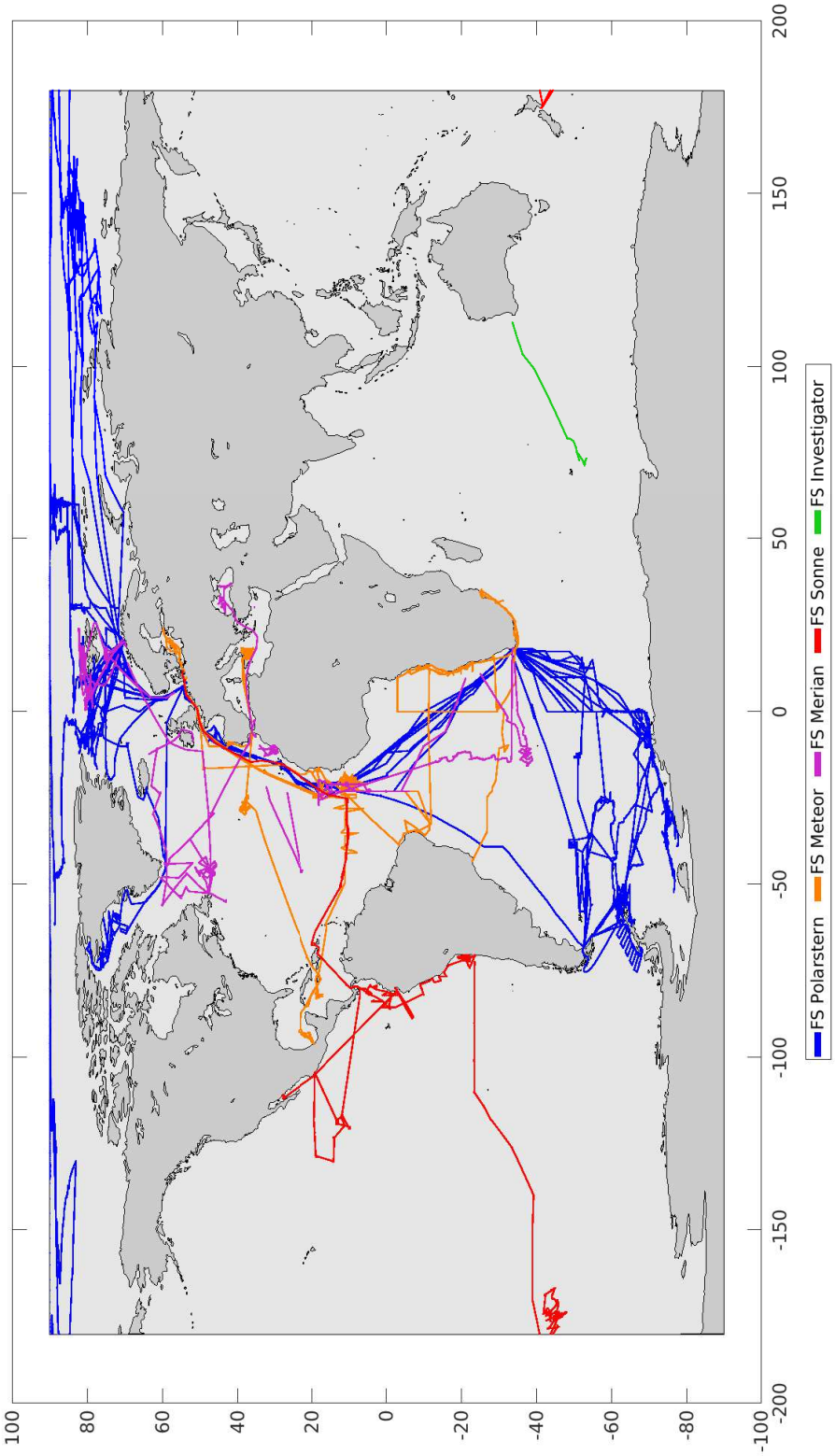

Abbildung 2.1: Schiffsrouten der fünf Forschungsschiffe: FS Meteor, FS Investigator, FS Polarstern, FS Sonne und FS Merian im Zeitraum aus Tab. 2.1 aus den Jahren 2010 bis 2016.

Tabelle 2.3: Übersicht über Parameter und Algorithmen

Parameter	Quelle
Lufttemperatur	Messung
Bulk-Wassertemperatur	Messung
Niederschlag	Messung
Relative Feuchte	Messung
Windgeschwindigkeit	Messung
Luftdruck	Messung
Spezifische Feuchte	Murphy und Koop (2005)
Windgeschwindigkeit in 10 m	Tennekes (1972)
SST_{skin}	Donlon et al. (2002)
Verdunstung, sensible und latente Wärmeflüsse	Fairall et al. (1996a, 2003)
Transferkoeffizienten	Fairall et al. (1996a, 2003)
Süßwasserfluss	Verdunstung - Niederschlag

2.2.1 Windkorrektur

Zur Berechnung der Windgeschwindigkeit in 10 Metern Höhe u_{10} wird ein neutral geschichtetes logarithmisches Windprofil nach Tennekes (1972) verwendet. Aus dem logarithmischen Windprofil folgt die Beziehung für die mittlere Windgeschwindigkeit u_{10} in m/s in 10 m Höhe:

$$u_{10} = \frac{u_*}{\kappa}\, ln\left(\frac{10}{z_o}\right) \tag{2.1}$$

u_* ist die Schubspannungsgeschwindigkeit, $\kappa = 0.40$ die von-Kármán-Konstante und z_o die Rauigkeitslänge. Die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* ist nach Tennekes (1972):

$$u_* = \frac{\kappa u}{ln\,(z/z_o)} \tag{2.2}$$

u ist hier die gemessene Windgeschwindigkeit in der Installationshöhe *z* der Anemometer. Die Rauigkeitslänge z_o folgt aus Fairall et al. (2003)

$$z_o = \frac{0.11\nu}{u_*} + \frac{\alpha u_*^2}{g}\ , \tag{2.3}$$

wobei ν die kinematische Viskosität der Luft, α die Charnock Konstante und *g* mit 9.81 m/s² die Gravitationsbeschleunigung ist. Die Charnock Konstante hat einen konstanten Wert von 0.011 bis zu einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s, steigt linear von 0.011 bei 10 m/s auf 0.018 bei 18 m/s an. Ab einer Windgeschwindigkeit von 18 m/s ist $\alpha = 0.018$ (Fairall et al. 2003).

2.2.2 COARE *Bulk Flux* Algorithmus

Das Ziel dieser Bachelorarbeit ist, den OceanRAIN Datensatz um die Parameter Meeresoberflächentemperatur (SST), Verdunstung, sensible und latente Wärmeflüsse sowie den Süßwasserfluss zu erweitern. Dafür müssen zunächst die SST und die sensiblen und latenten Wärmeflüsse zwischen dem Ozean und der Atmosphäre aus der gemessenen *Bulk*-Wassertemperatur (SST_{bulk}) der Schiffe abgeleitet werden.
Das vertikale Temperaturprofil der oberen Ozeanschichten ist komplex und sehr variabel. Das Temperaturprofil hängt von der durch Scherung getriebenen Turbulenz und den Wärme-, Feuchte- und Impulsflüssen zwischen dem Ozean und der Atmosphäre ab (Donlon et al., 2002).
Die Struktur des Temperaturprofils bei einer niedrigen Windgeschwindigkeit von unter 6 m/s wird nach Donlon et al. (2002) wie folgt beschrieben:

- SST_{int} bezeichnet die Grenzschichttemperatur (*Interface*-Temperatur) in einer infinitesimalen Schicht zwischen der Wasseroberfläche und der angrenzenden Luft. Die *Interface*-Temperatur ist mit heutiger Technologie nicht messbar (Donlon et al., 2002). Die SST_{int} ändert sich auf einer Zeitskala von Sekunden (Hasse, 1971).

- SST_{skin} ist die sogenannte „Kühle-Hauttemperatur“ (*Skin*-Temperatur) direkt unter der oben genannten Grenzschicht SST_{int}. Diese Schicht hat eine Dicke von ca. 500 μm. Hier dominiert der diffusive Wärmetransport. Aufgrund des Wärmeflusses liegt zwischen der Atmosphäre und der Wasseroberfläche ein starker Temperaturgradient vor. Die SST_{skin} kann durch in-situ Radiometer, wie z.B. das KT19, von Schiffen aus oder von Radiometern auf Satelliten gemessen werden (Donlon et al., 2002). Die SST_{skin} wird durch das AVHRR in HOAPS-3 gemessen (Andersson et al., 2010). Die SST_{skin} ändert sich wie die SST_{int} auf einer Zeitskala von ca. 10 Sekunden (Schluessel et al., 1990).

- $SST_{subskin}$ ist die Temperatur an der Untergrenze der SST_{skin} in einer Tiefe von ca. 1 cm. Der Wärmetransport wird hier durch molekulare und viskose Wärmetransferprozesse dominiert. Die *subskin* Temperatur ändert sich auf einer Zeitskala von Minuten (Donlon et al., 2002).

- SST_{bulk} beschreibt eine *Bulk*-Wassertemperatur unterhalb von SST_{skin} bis etwa 5 m Tiefe. Hier dominiert der turbulente Wärmetransfer. Die SST_{bulk} kann je nach Messhöhe und der geografischen Breite von der solaren Einstrahlung beeinflusst werden und hat eine Zeitskala von Stunden. Diese Temperatur wird von den Forschungsschiffen in verschiedenen Tiefen zwischen zwei und sieben Metern gemessen (Tab.2.2) und ist im OceanRAIN Datensatz als *Bulk*-Wassertemperatur vorhanden.

Bei starker solarer Einstrahlung und niedrigen Windgeschwindigkeiten und daraus resultierendem geringen Wellengang erwärmen sich die oberen Ozeanschichten bis zu einer Tiefe von 20 m (Fairall et al., 1996a,b). Die Erwärmung ist bei der $SST_{subskin}$ am

stärksten, da an der Grenzschicht zwischen dem Ozean und der Atmosphäre die Ozeanoberfläche gekühlt wird (Donlon et al., 2002). Der Effekt durch die solare Einstrahlung nimmt unterhalb der $SST_{subskin}$ mit der Tiefe ab (Donlon et al., 2002).

In der Nacht oder am Tag bei starken Windgeschwindigkeiten und starkem Wellengang wird die Erwärmung der oberen Ozeanschichten durch turbulentes Vermischen mit tieferen Ozeanschichten verteilt. Zur Berechnung der SST_{skin}, der sensiblen und latenten Wärmeflüsse und der Verdunstung wird der COARE 3.0 *Bulk Flux Algorithm* verwendet. Dieser basiert auf dem Modell von Liu et al. (1979).

Die Erhaltungsgleichung für den Mittelwert X einer Variable x ist nach Fairall et al. (2003) gegeben durch

$$\frac{\partial X}{\partial t} + \nabla_h X \cdot \ U_h = -\frac{\partial \left(\overline{w'x'}\right)}{\partial z} + \overline{I_x} \ . \tag{2.4}$$

$\overline{I_x}$ beschreibt einen Quellen- oder Senkenterm, U_h die horizontale Windgeschwindigkeit und der Index h die horizontalen Komponenten. Der Reynolds-Fluss-Term $\overline{w'x'}$ kann durch den Mittelwert räumlicher und zeitlicher Messreihen ermittelt werden. Dafür ist allerdings eine hohe zeitliche Auflösung von mindestens 10 Hz nötig (Fairall et al., 1997). Alternativ dazu können die anderen Terme in Gl. 2.4 gemessen werden und der vertikale Gradient als Residuum berechnet werden (Fairall et al., 1997). Aus der Monin-Obuhkov-Ähnlichkeitstheorie (MOST) können Beziehungen für Flüsse zwischen der Meeresoberfläche und der Luft abgeleitet werden, die in Smith et al. (1996) und Fairall et al. (2003) beschrieben werden. Die Flüsse errechnen sich durch:

$$\overline{w'x'} = c_x^{1/2} c_d^{1/2} S\Delta X = C_x S\Delta X. \tag{2.5}$$

c_x sind Transferkoeffizienten für die Windgeschwindigkeit d, die potentielle Temperatur θ oder die spezifische Luftfeuchte q_{air}, wobei d, θ oder q für x eingesetzt wird. Die spezifische Luftfeuchte q_{air} wird nach Murphy und Koop (2005) aus der relativen Feuchte berechnet. Die Transferkoeffizienten für *Wind Stress*, sensible und latente Wärme werden mit C_d, C_h und C_e bezeichnet und sind wie folgt aufgeteilt:

$$\begin{aligned} C_d &= c_d^{1/2} c_d^{1/2} \\ C_h &= c_\theta^{1/2} c_d^{1/2} \\ C_e &= c_q^{1/2} c_d^{1/2} \end{aligned} \tag{2.6}$$

Die Transferkoeffizienten c_d, c_θ und c_q sind von der Stabilität der Luftschichtung abhängig und nach der MOST durch

$$c_x^{1/2}(\zeta) = \frac{c_{xn}^{1/2}}{\left[1 - \frac{c_{xn}^{1/2}}{\kappa}\psi_x(\zeta)\right]} \tag{2.7}$$

und

$$c_{xn}^{1/2} = \frac{\kappa}{ln(z/z_{ox})} \tag{2.8}$$

beschrieben. Der Index *n* steht für eine neutrale Schichtung ($\zeta = 0$), *z* ist die Höhe der Messung von *X*(*z*), ψ_x eine empirische Funktion, die die Abhängigkeit der Profilfunktion von der Stabilität der Schichtung beschreibt. κ ist die von-Karman-Konstante und z_{ox} die Rauigkeitslänge, welche die neutralen Transfereigenschaften der Oberfläche für die Variable *x* beschreibt. Die Differenz der Variable *x* zwischen der Wasseroberfläche und der Luftschicht wird durch ΔX beschrieben und *S* beschreibt die mittlere Windgeschwindigkeit relativ zur Wasseroberfläche mit einem Böigkeitsterm U_g. *S* wird durch

$$S = \left(U^2 + V^2 + U_g^2\right)^{1/2} \tag{2.9}$$

berechnet, wobei *U* und *V* die Vektorkomponenten des Windes sind.

Der MOST Stabilitätsparameter ζ ist gegeben durch

$$\zeta = -\frac{\kappa g z}{T} \frac{\left(\overline{w'\theta'} + 0.61T\ \overline{w'q'_{\text{air}}}\right)}{\left(-\overline{w'u'}\right)^{3/2}}\ , \tag{2.10}$$

wobei *T* die Lufttemperatur, *g* die Gravitationsbeschleunigung und $\overline{w'u'}$ die Komponente in Strömungsrichtung ist. Jetzt können die Kovarianzen für die Windgeschwindigkeit $\overline{w'u'}$, die potentielle Temperatur $\overline{w'\theta'}$ und die spezifische Luftfeuchte $\overline{w'q'_{\text{air}}}$ iterativ mit Gleichung 2.5 berechnet werden.

Mit den Kovarianzen für die spezifische Luftfeuchte $\overline{w'q'_{\text{air}}}$ und der potentiellen Temperatur $\overline{w'\theta'}$ können nun die sensiblen und latenten Wärmeflüsse nach Brunke et al. (2003) berechnet werden:

$$H_s = \rho_a C_p \overline{w'\theta'} \tag{2.11}$$

und

$$H_l = \rho_a L_\nu \overline{w'q'_{\text{air}}}. \tag{2.12}$$

H_s beschreibt den sensiblen Wärmefluss in W/m^2 und H_l den latenten Wärmefluss in W/m^2, ρ_a ist die Dichte von Luft und L_ν die latente Verdampfungswärme.

Die Webb-Korrektur nach Webb et al. (1980) wird auf den latenten Wärmefluss angewendet. Die Webb-Korrektur H_{lw} berücksichtigt die Erhöhung der mittleren Vertikalgeschwindigkeit $\overline{w}$ durch Aufsteigen von Luft, die wärmer als die umgebende Luft ist und wird nach Fairall et al. (1996a) durch

$$H_{lW} = \rho_a L_\nu \overline{w} q_{\text{air}} \tag{2.13}$$

berechnet.
Auf die oberen Ozeanschichten wirken zwei Effekte, die je nach Uhrzeit und Wetterlage die Temperaturschichtung beeinflussen. Durch langwellige Gegenstrahlung und kurzwellige solare Einstrahlung erwärmen sich die oberen Ozeanschichten (*Warm-Layer*-Effekt), je nach Stärke der Windgeschwindigkeit, bis zu einer Tiefe von 20 m (Fairall et al., 1996b). Je höher die Windgeschwindigkeit, desto stärker die turbulente Durchmischung der oberen Ozeanschichten und schwächer der *Warm-Layer*-Effekt (Donlon et al., 2002). Der *Cool-Skin*-Effekt führt zu einer Abkühlung der obersten Ozeanschichten (SST_{int} und SST_{skin}) durch Abstrahlung und sensible und latente Wärmeflüsse an der Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre (Fairall et al., 1996b; Donlon et al., 2002). Der *Cool-Skin*-Effekt wird nach Donlon et al. (2002) auf die SST_{bulk} angewendet. Nach Donlon et al. (2002) kühlt sich die SST_{bulk} um ΔT_{bulk} durch den *Cool-Skin*-Effekt ab:

$$\Delta T_{bulk} = -0,14 - 0,30 \exp(-\frac{u_{10}}{3,7}). \tag{2.14}$$

Mit

$$SST_{skin} = SST_{bulk} + \Delta T_{bulk} \tag{2.15}$$

erhält man SST_{skin}.
Die Erwärmung der oberen Ozeanschichten (*Warm-Layer*-Effekt) durch die Einstrahlung wird aufgrund fehlender Messungen der langwelligen Gegenstrahlung nicht berechnet. Bis zu Windgeschwindigkeiten von 6 m/s bildet sich ein *Warm-Layer* in den oberen Ozeanschichten (Donlon et al., 2002). Oberhalb von Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe von 6 m/s wird der *Warm-Layer*-Effekt aufgrund von turbulenter Durchmischung der oberen Ozeanschichten vernachlässigbar klein (Donlon et al., 2002).
Messminuten mit solarer Einstrahlung und einer Windgeschwindigkeit in 10m Höhe von unter 6 m/s und einer Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe von unter 2 m/s werden berechnet, allerdings im Datensatz mit *Warning Flags* markiert. Bei Windgeschwindigkeiten unter 6 m/s kann das Nichtberechnen des *Warm-Layer*-Effektes zu ungenauen Ergebnissen führen (Donlon et al., 2002). Bei Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe von unter 2 m/s dominieren konvektive und molekulare Wärmetransporte in den oberen Ozeanschichten (Donlon et al., 2002). Die Werte der Parametrisierung von Donlon et al. (2002) bei diesen niedrigen Windgeschwindigkeiten soll nach Donlon et al. (2002) mit Vorsicht behandelt werden.
Der sensible Wärmefluss durch Niederschlag H_{sr} wird nach (Gosnell et al., 1995) durch

$$H_{sr} = -R\ c_{pw}\ \alpha_w \left(1 + B_0^{-1}\right) \Delta T \tag{2.16}$$

berechnet. *R* ist die Regenrate, c_{pw} die spezifische Wärme von Flüssigwasser, α_w der Clausius-Clapeyron *Wet-Bulb* Faktor, B_0 das Bulk-Bowen-Verhältnis, welches das Verhältnis zwischen sensiblen und latenten Wärmefluss beschreibt. Die Temperaturdifferenz

zwischen der SST_{skin} und der Lufttemperatur ist ΔT. Haben die Regentropfen eine leicht niedrigere Temperatur als die SST_{skin}, kühlt sich die SST_{skin} bei Vermischung der Regentropfen und der oberen Ozeanschichten ab, sodass sich der sensible Wärmefluss zwischen dem Ozean und der Atmosphäre erhöht. Eine Änderung des sensiblen Wärmeflusses durch Niederschlag in Form von Schnee oder Mischphase ist durch Gleichung 2.16 nicht beschrieben. Durch die niedrigere Temperatur von Niederschlag durch Schnee oder Mischphase dürfte der Effekt stärker ausfallen.
Zuletzt wird die Verdunstung *E* in mm/h nach Andersson et al. (2011) mit

$$E = H_l / L_\nu \rho_0 \tag{2.17}$$

berechnet, wobei ρ_0 die Dichte von Süßwasser ist.
Wenn die spezifische Luftfeuchte q_{air} größer als die spezifische Sättigungsfeuchte q_{surf} ist, wird die spezifische Luftfeuchte mit der Beziehung $q_{air} = q_{surf} - 0,01$ g/kg an die Sättigungsfeuchte angepasst. Diese Beziehung ist notwendig um zu verhindern, dass durch den COARE Algorithmus negative latente Wärmeflüsse und daraus resultierend negative Werte für die Verdunstung berechnet werden.
Nun kann die *Skin*-Temperatur, der Süßwasserfluss, aus der Bilanz von der Verdunstung und dem Niederschlag und die sensiblen und latenten Wärmeflüsse zwischen der Atmosphäre und dem Ozean berechnet werden. Hierbei ist zu beachten, dass die Berechnungen für 60-Minuten-Intervalle nur durchgeführt werden, wenn innerhalb von 60-Minuten-Intervallen alle Parameter vorliegen. Dadurch sinkt die Anzahl der Minuten mit berechneten Parametern, allerdings wird so sichergestellt, dass keine Fehler durch fehlende Messungen entstehen.
Eine detailliertere Beschreibung des COARE 3.0 Algorithmus und der Parameter sind in Fairall et al. (1996a) und Fairall et al. (2003) zu finden.
Die folgenden abgeleiteten Parameter werden dem OceanRAIN Datensatz hinzugefügt:

- Lokale Zeit
- Windgeschwindigkeit u_{10} in 10 m Höhe in m/s
- spezifische Luftfeuchte q_{air} und spezifische Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche q_{surf} in g/kg
- *Skin*-Temperatur SST_{skin} in °C
- sensible und latente Wärmeflüsse H_l und H_S in W/m²
- Transferkoeffizienten für *Wind-Stress* C_d, Feuchte C_h und potentielle Temperatur C_e
- Verdunstung E in mm/h
- Süßwasserfluss $E - P$ in mm/h

2.2.3 HOAPS-3 Algorithmus

In HOAPS-3 wird die SST_{skin} von Messungen der Helligkeitstemperatur der Ozeanoberfläche durch AVHRR abgeleitet (Andersson et al., 2010; **?**). Die Lufttemperatur und Luftfeuchte werden von der SST_{skin} und der Sättigungsfeuchte an der Wasseroberfläche abgeleitet. Für die Lufttemperatur wird eine Temperaturdifferenz von 1 K zwischen der SST_{skin} angenommen (Liu et al., 1994). Für die spezifische Luftfeuchte wird eine konstante relative Feuchte von 80 % angenommen (Wells und King-Hele, 1990). Die sensiblen und latenten Wärmeflüsse aus dem HOAPS-3 Datensatz werden durch den COARE 2.6a Algorithmus berechnet. Der COARE 3.0 Algorithmus unterscheidet sich durch kleine Änderungen in der Berechnung des *Cool-Skin* und *Warm-Layer*-Effektes auf die SST_{skin} zum COARE 2.6a Algorithmus (Fairall et al., 2003). Da allerdings keine kontinuierlichen Messungen des Tageszyklus der Oberflächenstrahlungsbilanz aus den Satellitendaten vorhanden sind, ist die Änderung der SST_{skin} durch den *Cool-Skin* und *Warm-Layer*-Effekt nicht im HOAPS-3 Algorithmus implementiert. Außerdem ist der Wärmefluss durch Niederschlag auch nicht implementiert (Andersson et al., 2010). Die sensiblen und latenten Wärmeflüsse Q_l und Q_s werden in HOAPS-3 durch

$$Q_l = \rho L_\nu C_E u \left(q_{\text{surf}} - q_{\text{air}}\right) \tag{2.18}$$

und

$$Q_s = \rho c_p C_T u \left(T_s - \Theta_a\right) \tag{2.19}$$

berechnet, wobei ρ die Luftdichte, c_p die spezifische Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck, u die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, C_T die Stanton Nummer, C_E die Dalton Nummer, T_s die Meeresoberflächentemperatur, Θ_a die potentielle Lufttemperatur, q_{surf} die spezifische Sättigungsfeuchte an der Wasseroberfläche und q_{air} die spezifische Luftfeuchte ist. Die Verdunstung, wird wie im COARE 3.0 Algorithmus mit der Gleichung 2.17 berechnet. Eine detailliertere Beschreibung ist bei Andersson et al. (2010, 2011) zu finden.

Kapitel 3

Ergebnisse und Diskussion

Zunächst werden in Kapitel 3.1 die OceanRAIN Messdaten von den fünf Forschungsschiffen aus Kapitel 2.1 beschrieben. Hierfür werden zuerst die für die Berechnung der sensiblen und latenten Wärmeflüsse, der Meeresoberflächentemperatur und der Verdunstung gemessenen Parameter (Tab. 2.3) für alle Schiffe entlang der Schiffsrouten visualisiert. Anschließend werden in Kapitel 3.2 die mit den Algorithmen aus Kapitel 2.2 abgeleiteten Parameter analysiert. Abschließend wird in zwei Fallstudien eine Route der FS Polarstern im Südpolarmeer und ein Treffen der FS Meteor und der FS Polarstern bei den Kapverdischen Inseln beschrieben.

Tabelle 3.1: Einteilung der Klimazonen

Klimazone	Breitengrade
Tropen	23,5°N - 23,5°S
Subtropen	NH: 23,5°N - 40°N SH: 23,5°S - 40°S
Gemäßigte Breiten	NH: 40°N - 66,5°N SH: 40°S - 66,5°S
Polare Breiten	NH: 66,5°N - 90°N SH: 66,5°S - 90°S

Um einen besseren Überblick über die saisonale Verteilung der Schiffsrouten zu erhalten, werden die Schiffsrouten in vier Jahreszeiten eingeteilt (Abbildung 3.1). Hier ist zu erkennen, dass die FS Polarstern, von der der Großteil der Messungen aus dem nördlichen und südlichen Polarmeer stammen (Abb. 2.1), die Polarmeere in den hemisphärischen Sommermonaten befahren hat. Somit stammen die Daten aus dem Nordpolarmeer aus den Monaten Juni bis November und aus dem Südpolarmeer aus den Monaten Dezember bis Mai. Dagegen liefert eine Forschungsfahrt der FS Polarstern aus den Monaten Juni bis August bislang einzigartige Messdaten aus dem südpolaren Winter des antark-

Tabelle 3.2: Lufttemperaturen in °C nach Klimazonen aufgeteilt

Klimazone	Minimaltemperatur in °C	Maximaltemperatur in °C	Mitteltemperatur in °C
Tropen	12,4	37,9	23,9
Subtropen	9,1	34,6	19,5
Gemäßigte Breiten	-31,2	34,6	5,8
Polare Breiten	-28,3	26,0	-0,8

tischen Ozeans im Südatlantik. Messdaten von den anderen Forschungsschiffen aus den gemäßigten Breiten, den Subtropen und den Tropen liegen aus allen Jahreszeiten vor.
Für eine genauere Beschreibung der gemessenen und abgeleiteten Parameter in Kapitel 3.1 und 3.2 werden die gemessenen und abgeleiteten Daten von allen Forschungsschiffen nach klimatologische Zonen in den nachfolgenden Kapiteln nach Tab. 3.1 aufgeteilt.

3.1 Gemessene Parameter

3.1.1 Lufttemperaturmessung

Bei Betrachtung der *Along-Track* Messungen der Lufttemperatur (Abb. 3.2) ist eine klimatische Einordnung der Messungen klar erkennbar. Die minimalen, maximalen und mittleren Lufttemperaturen nach Klimazonen sind in Tab.3.2 dargestellt. Hierbei ist zu beachten, dass die Messungen in den einzelnen Klimazonen aus verschiedenen Jahreszeiten stammen und teilweise nicht direkt miteinander vergleichbar sind. Dies ist zum Beispiel bei Messungen in Abbildung 3.2 in der Nordsee erkennbar. Die höchste Lufttemperatur von 37,9 °C wurde von der FS Meteor am 17.01.2016 bei 9,76° südlicher Breite und 12,72 östlicher Länge gemessen. Die niedrigste gemessene Lufttemperatur wurde von der FS Polarstern gemessen. Sie betrug -31,2 °C am 20.07.2013 bei einer Position von 61,57° südliche Breite und 37,52° westliche Länge.
Die Minimallufttemperatur trat bei einem Kaltluftausbruch während der Forschungsfahrt der Polarstern im Südwinter auf. Ein Teil dieser Forschungsfahrt im südlichen Polarmeer wird in einer Fallstudie in Kapitel 3.3 genauer untersucht. Die Höchstwerte der Lufttemperaturmessungen sind mit Vorsicht zu betrachten, da diese auch Messungen der Lufttemperatur der Abgasfahne beinhalten können. Solche fehlerhaften Abweichungen werden genauer in Kapitel 3.3 beschrieben.

3.1.2 Wassertemperaturmessung

Auch bei Betrachtung der *Along-Track* SST_{bulk} Temperaturmessungen (Abb.3.3) ist die klimatische Einteilung leicht zu erkennen. Die minimale, maximale und mittleren Temperaturen sind wie in Kapitel 3.1.1 nach Klimazonen aufgeteilt.

Tabelle 3.3: Wassertemperaturen in °C nach Klimazonen aufgeteilt

Klimazone	Minimaltemperatur in °C	Maximaltemperatur in °C	Mitteltemperatur in °C
Tropen	12,5	31,6	25,0
Subtropen	9,0	31,6	20,5
Gemäßigte Breiten	-2,5	24,1	7,0
Polare Breiten	-2,4	13,9	1,2

Die mit -2,5 °C niedrigste *Bulk*-Wassertemperatur der Messdaten wurde von der FS Polarstern am 18.06.2013 bei ca. 63,37° südlicher Breite und 0,04° östlicher Länge gemessen. Die höchste *Bulk*-Wassertemperatur von 31,6 °C wurde von der FS Sonne am 15.02.2015 bei 3,7° nördlicher Breite und -83,82° westlicher Länge gemessen. In den *Along-Track*-Wassertemperaturen ist im Südwestpazifik der Humboldtstrom zu erkennen. Dieser transportiert kaltes Meerwasser entlang der chilenischen Küste nach Norden. Die Auswirkungen von der niedrigeren *Bulk*-Wassertemperatur ist auch in der Lufttemperatur in Abbildung 3.2 zu erkennen. Im Nordatlantik ist beispielsweise der Golfstrom und der Labradorstrom zuerkennen. Der Nordatlantikstrom transportiert warmes Wasser aus den Tropen und Subtropen bis nach Spitzbergen. Aus der Labradorsee zwischen Kanada und Grönland strömt durch den Labradorstrom kaltes Wasser in den Atlantik und vermischt sich dort im Nordatlantikstrom mit warmem Wasser. Hier ist wieder zu beachten, dass in der Abbildung 3.3 *Along-Track Bulk*-Wassertemperaturmessungen aus verschiedenen Jahreszeiten teilweise direkt übereinanderliegen. Das ist beispielsweise in den *Bulk*-Wassertemperaturen in der Nordsee erkennbar. Hier liegen *Bulk*-Wassertemperaturmessungen von unter 5 °C aus den Wintermonaten der Nordhalbkugel direkt neben Messungen von über 15 °C aus den Sommermonaten.

3.1.3 Niederschlagsmessung

Eine klare klimatische Einordnung der Niederschlagsmesswerte ist dagegen in den Abbildungen 3.4 und 3.5 nicht direkt möglich. Betrachtet man jedoch die Minuten mit Niederschlag im Verhältnis zu den Minuten ohne Niederschlag in Tabelle 3.4 so sind große Unterschiede bei der Niederschlagshäufigkeit zu erkennen. In den Tropen tritt nur in ca. 2,5 % des Messzeitraumes Niederschlag auf. In den Subtropen tritt in ca. 6,9 % der Messminuten Niederschlag auf. Am häufigsten ist Niederschlag in den gemäßigten Breiten. Hier regnet es 21,2 % der Messminuten. In den polaren Breiten liegt die Niederschlagshäufigkeit bei 18,5 %. Bei Betrachtung der Minuten mit hohen Niederschlagsraten von über 30 mm/h erkennt man, dass die hohen Niederschlagsraten am häufigsten in den Tropen auftreten. Hier haben 2,1 % der Niederschlagsminuten eine Niederschlagsrate von über 30 mm/h. In den anderen Klimazonen ist dies weitaus seltener: In den

Subtropen sind es 0,3 %, in den gemäßigten Breiten 0,1 % und hohen Breiten unter 0,1 %.
Beim Vergleich der mittleren Niederschlagsraten $\overline{P}$ der Niederschlagsereignisse der Klimazonen in Tabelle 3.4 erkennt man, dass die seltenen Niederschlagsereignisse in den Tropen eine weitaus höhere Niederschlagsrate als die Niederschlagsereignisse in den anderen Klimazonen haben. In den Tropen ist die mittlere Niederschlagsrate 2,95 mm/h. Die Niederschlagsereignisse in den Tropen sind durch konvektive Niederschläge geprägt (Abb. 3.5). Hingegen beträgt die mittlere Niederschlagsrate in den Subtropen nur 0,86 mm/h. In den gemäßigten Breiten und den polaren Breiten liegt die mittlere Niederschlagsrate mit 0,74 mm/h und 0,18 mm/h noch darunter.
Durch diese oberflächliche Betrachtung der Niederschlagshäufigkeiten und dem Auftreten von stärkeren Niederschlagsereignissen sind bereits Charakteristika in den Klimazonen erkennbar. In den Tropen treten nur selten Niederschlagsereignisse auf und haben dann häufig konvektiven Charakter.
Die gemäßigten Breiten und polaren Breiten sind dagegen durch höhere Niederschlagshäufigkeiten bei selteneren starken Niederschlagsereignissen charakterisiert. Hier handelt es sich häufiger um stratiforme Niederschläge. Die Minute mit der höchsten Niederschlagsrate von 369 mm/h wurde von der FS Meteor am 14.09.2015 bei 11,02° nördlicher Breite und -21,21° östlicher Länge aufgezeichnet.

Tabelle 3.4: Niederschlagsminuten (Regen, Mischphase und Schnee) nach Klimazonen und nach Niederschlagsraten P in mm/h aufgeteilt, mittlere Niederschlagsraten $\overline{P}$ falls $P > 0$ mm/h in mm/h nach Klimazonen.

Klimazone	Minuten	Minuten mit $P > 30$ mm/h	Minuten mit $P = 0$ mm/h	$\overline{P}$ in mm/h
Tropen	29.631	614	1.174.184	2,95
Subtropen	42.355	131	616.764	0,86
Gemäßigte Breiten	236.667	264	1.115.828	0,74
Polare Breiten	172.718	92	934.739	0,18

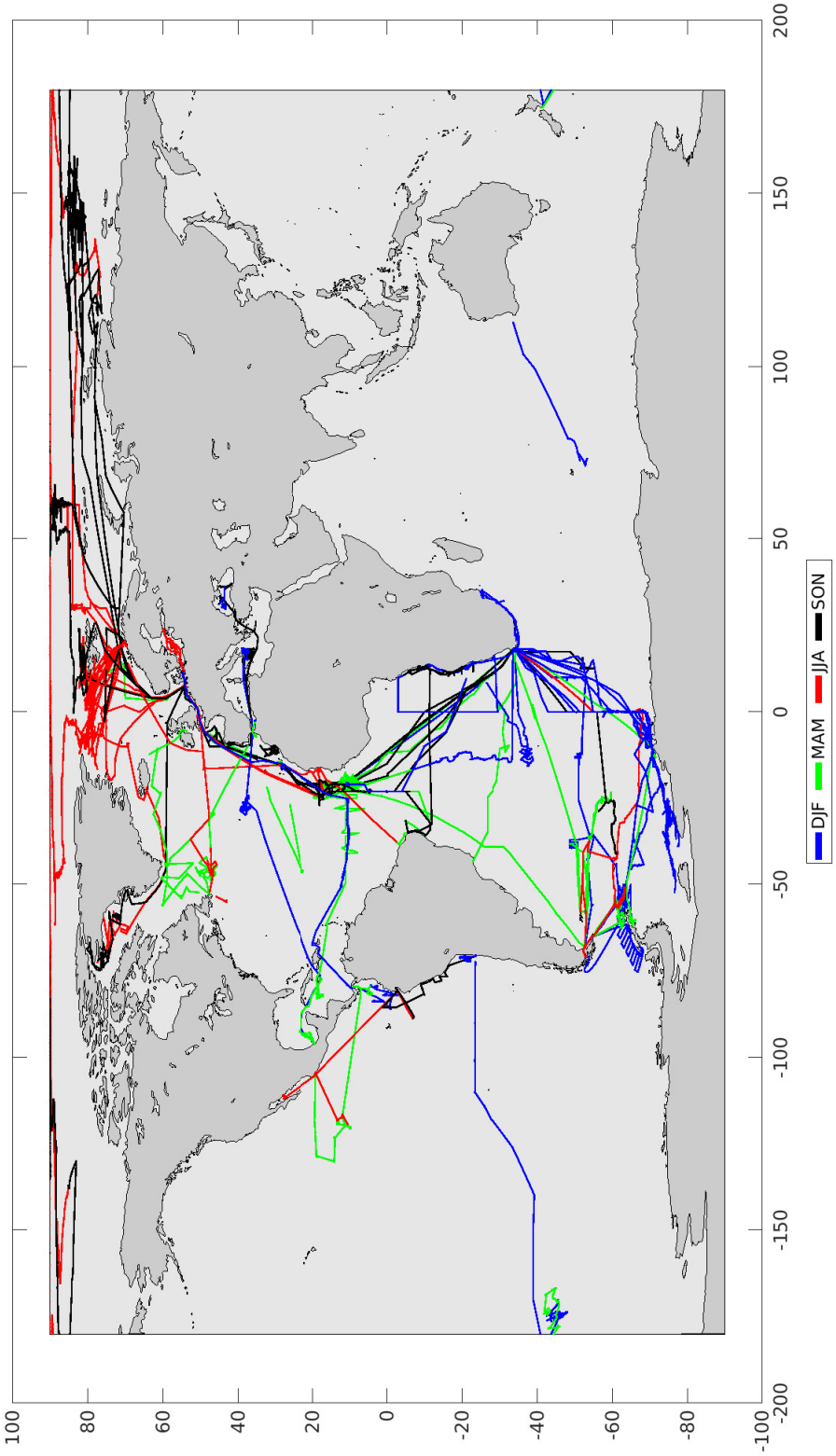

Abbildung 3.1: Schiffsrouten der fünf Forschungsschiffe im Zeitraum aus Tab. 2.1 farblich eingeteilt in vier Jahreszeiten. Die Wintermonate der Nordhalbkugel Dezember, Januar und Februar sind mit rot gekennzeichnet, März, April und Mai sind mit grün markiert, die Sommermonate Juni, Juli und August auf der Nordhalbkugel sind mit blau markiert und die Herbstmonate September, Oktober und November sind durch schwarze Linien gekennzeichnet.

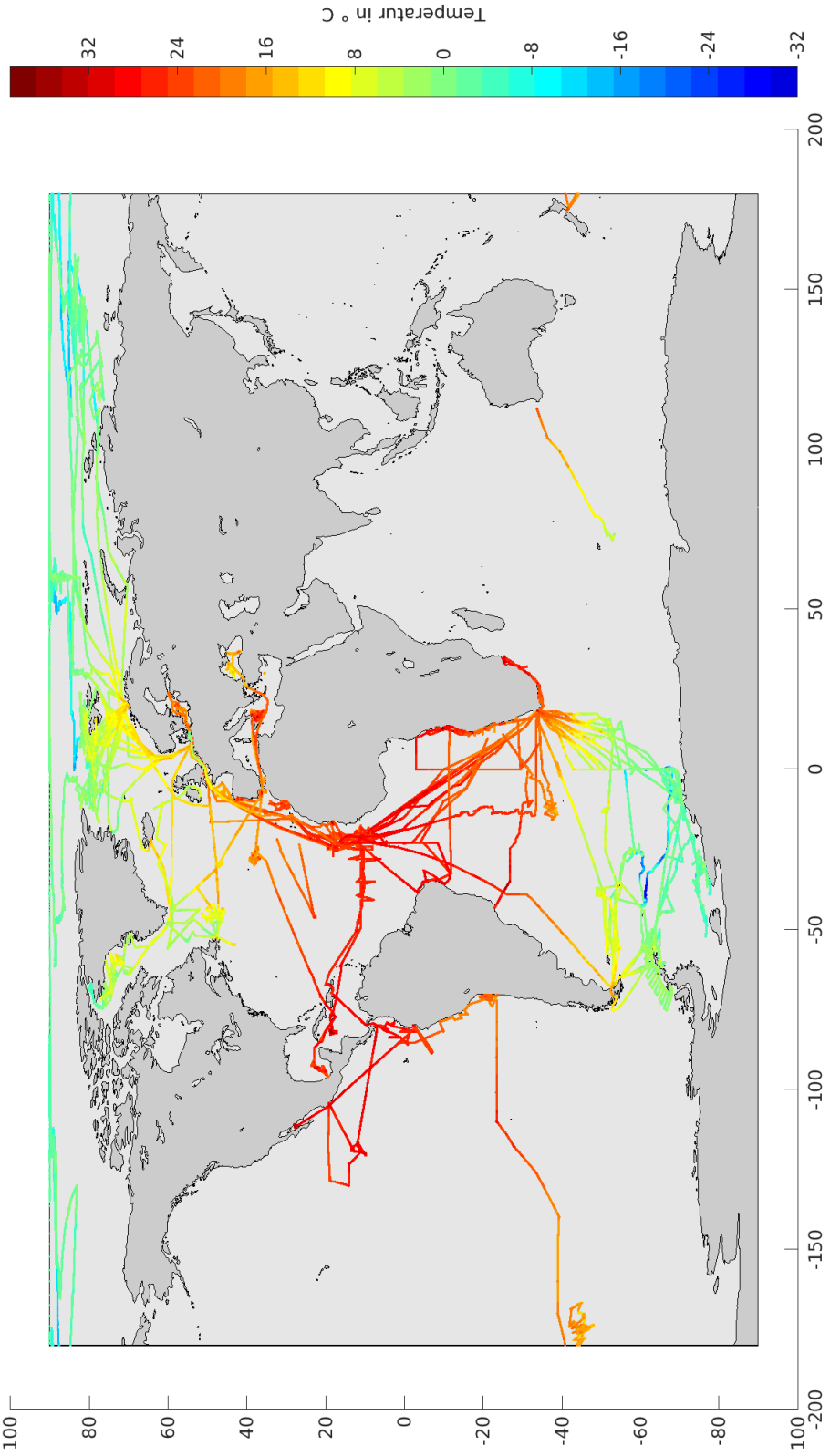

Abbildung 3.2: *Along-Track* Messung der Lufttemperatur in °C der fünf Forschungsschiffe im angegebenen Zeitraum aus Tab. 2.1.

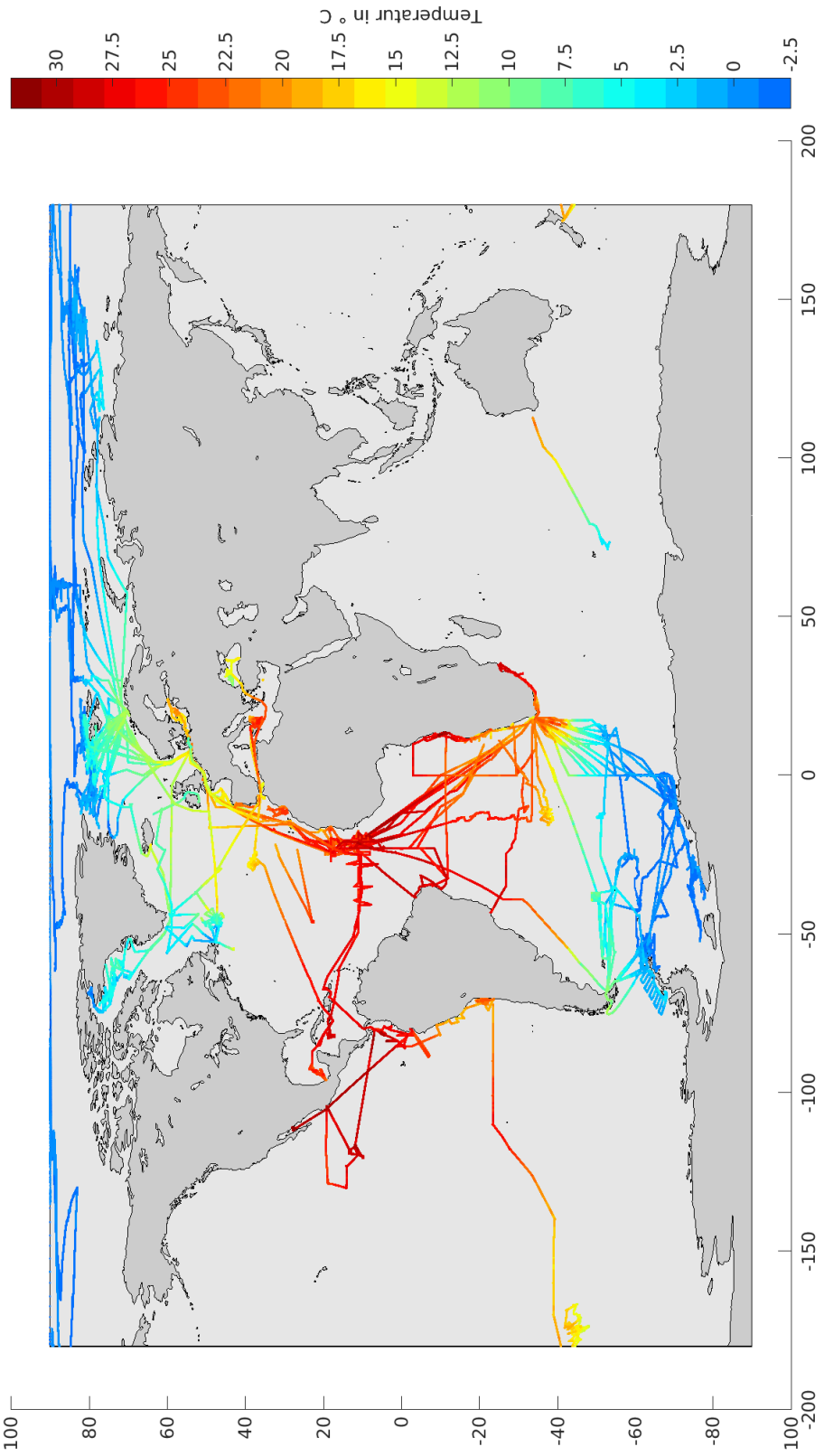

Abbildung 3.3: *Along-Track* Messung der *Bulk*-Wassertemperatur in °C der fünf Forschungsschiffe im angegebenen Zeitraum aus Tab. 2.1.

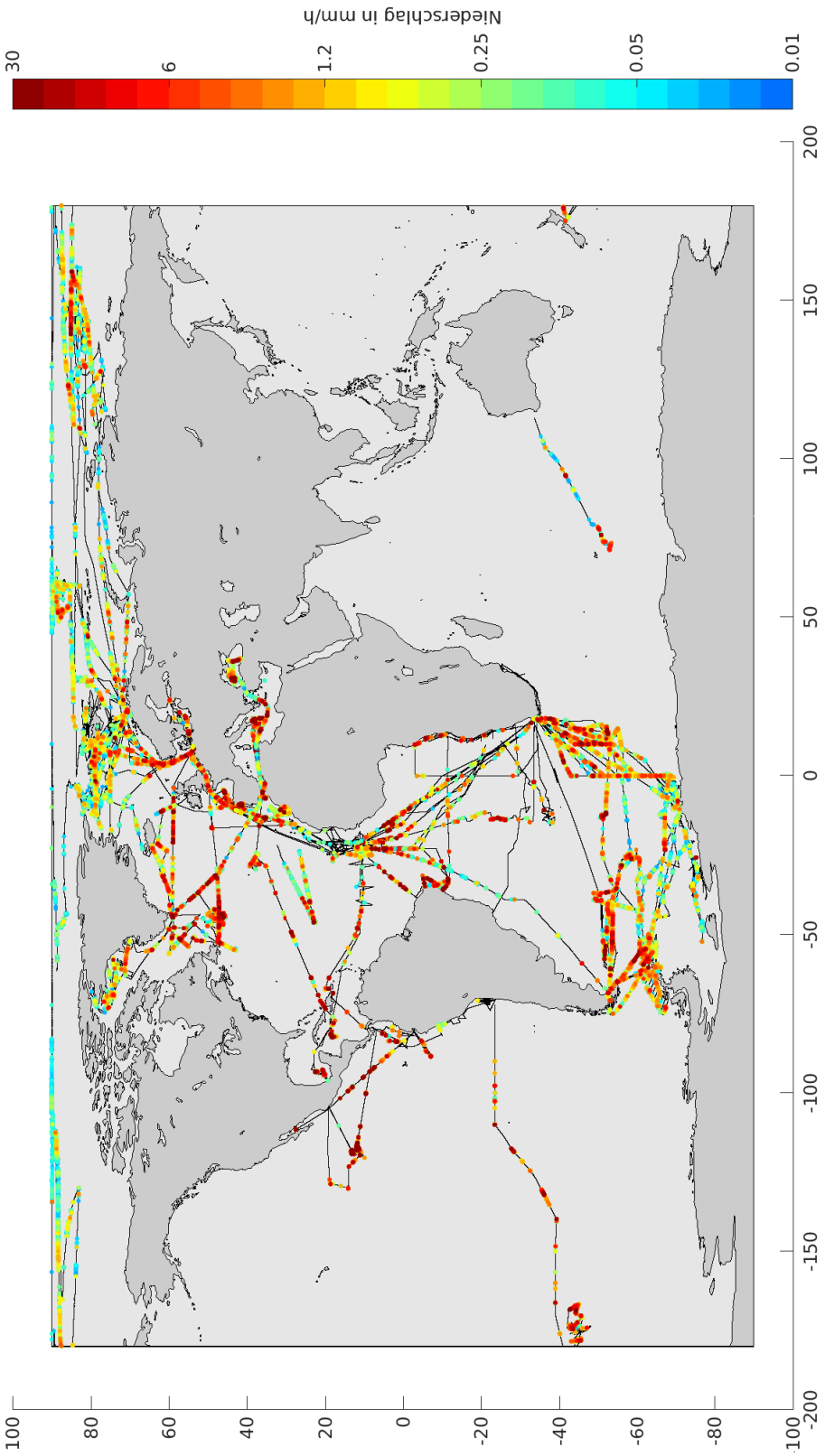

Abbildung 3.4: *Along-Track* Niederschlagsmessungen in mm/h der fünf Forschungsschiffe im angegebenen Zeitraum aus Tab. 2.1. Es werden nur Niederschlagsraten über 0 und unter 30 mm/h dargestellt. Die Messminuten ohne Niederschlag sind durch graue Linien dargestellt.

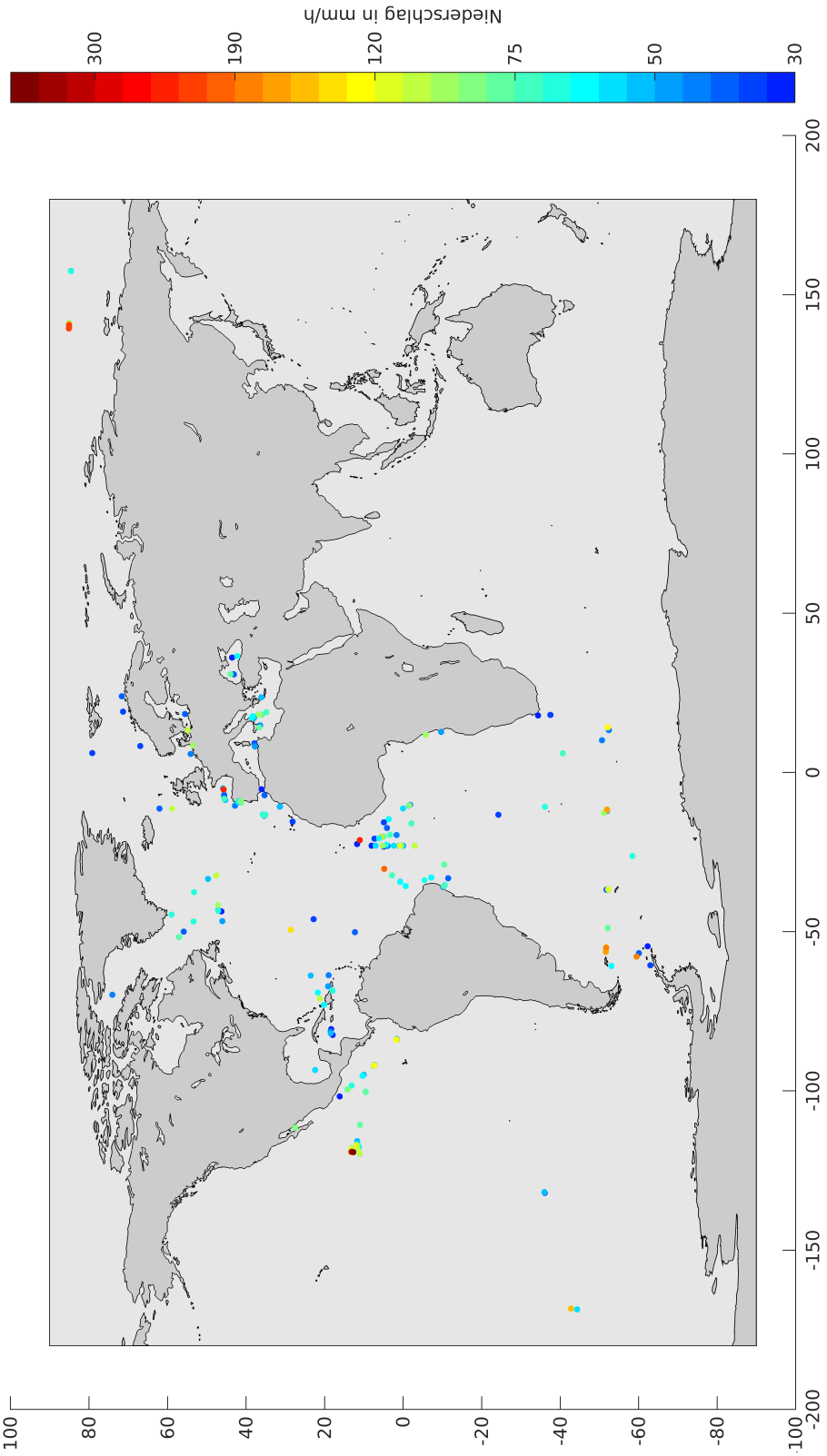

Abbildung 3.5: *Along-Track* Niederschlagsmessungen in mm/h der fünf Forschungsschiffe im angegebenen Zeitraum aus Tab. 2.1. Es werden nur Niederschlagsraten über 30 mm/h dargestellt. Zur besseren Übersicht sind hier die Schiffsrouten nicht dargestellt.

3.2 Abgeleitete Parameter

Die abgeleiteten Parametern der SST_{skin}, der sensiblen und latenten Wärmeflüsse und der Verdunstung werden nur berechnet wenn innerhalb von 60-Minuten-Intervallen alle Eingabeparameter vorliegen. Damit sinkt die Anzahl der zur Verfügung stehenden Parameter auf: 996.336 für die Tropen, 514.953 für die Subtropen, 1.169.489 für die gemäßigten Breiten und 971.652 für die polaren Breiten.

3.2.1 Feuchtemessung

Auf den Forschungsschiffen wird die relative Luftfeuchte gemessen. Diese wird nach Murphy und Koop (2005) in die spezifische Luftfeuchte umgerechnet.
Die *Along-Track* abgeleiteten Werte der spezifischen Luftfeuchte (Abb. 3.6) ähneln aufgrund der Temperaturabhängigkeit der spezifischen Luftfeuchte der Abbildung 3.2. In den Tropen dominieren die höchsten Luftfeuchten. Je kühler die Klimazone, desto geringer ist die spezifische Luftfeuchtigkeit. Vergleicht man die *Along-Track* Werte der spezifischen Feuchte mit den Abbildungen 3.4 und 3.5 der Niederschlagsmessungen erkennt man erwartungsgemäß erhöhte spezifische Luftfeuchten in der Nähe von Niederschlagsereignissen.

3.2.2 Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe

Die höchsten Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe treten im Mittel in den gemäßigten Breiten auf (Tab. 3.5). Dies ist in den *Along-Track* abgeleiteten Daten der Windgeschwindigkeit (Abb. 3.7) zwischen 40° und 60° südlicher Breite gut erkennbar. Zwischen 40° und 60° südlicher Breite herrschen ganzjährig hohe Windgeschwindigkeiten. Hier befindet sich das ganzjährige Starkwindband der „*Roaring Forties*“. Auch im Nordatlantik in den gemäßigten Breiten werden hohe Windgeschwindigkeiten gemessen. Vor der Südspitze von Grönland treten Windgeschwindigkeit von über 35 m/s während eines Sturmtiefs auf. Diese Extremwerte werden von den Messdaten am 22.05.2013 von der FS Merian abgeleitet. Die niedrigsten mittleren Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe von ca. 6 m/s treten in den polaren Breiten auf.

Tabelle 3.5: Mittlere Windgeschwindigkeit $\overline{u}_{10}$ in m/s in 10 m Höhe nach Klimazonen aufgeteilt.

Klimazone	$\overline{u}_{10}$ in m/s
Tropen	6,82
Subtropen	6,97
Gemäßigte Breiten	8,77
Polare Breiten	6,05

3.2.3 Meeresoberflächentemperatur

Die Temperaturverteilung der SST_{skin} in Abb. 3.8 ähnelt erwartungsgemäß sehr der Temperaturverteilung der *Bulk*-Wassertemperatur (Abb. 3.3). Durch den *Cool-Skin*-Effekt liegt die SST_{skin} im Mittel über alle Minuten mit 0,21 K leicht unter der *Bulk*-Wassertemperatur. In Gebieten mit geringen Windgeschwindigkeiten ist der *Cool-Skin*-Effekt stärker. In den Tropen und den polaren Breiten ist der *Cool-Skin*-Effektes am stärksten.

Tabelle 3.6: Mittlere SST_{skin} in °C und mittlerer *Cool-Skin*-Effekt in K nach Klimazonen aufgeteilt.

Klimazone	SST_{skin} in °C	$SST_{bulk} - SST_{skin}$ in K
Tropen	24,85	-0,3
Subtropen	20,25	-0,23
Gemäßigte Breiten	6,75	-0,22
Polare Breiten	0,88	-0,33

Die höchste abgeleitete SST_{skin} von 31,28 °C tritt am 27.06.2015 um 16:59 lokaler Zeit bei 27,55° nördliche Breite und -111,60° westliche Länge bei der FS Sonne auf. Die niedrigste SST_{skin} von -2,65 °C tritt am 18.06.2013 um 23:46 lokaler Zeit bei -63,36° südliche Breite und 0,04° östliche Länge bei der FS Polarstern auf.
Die größte Abweichung von -0,33 K zwischen der gemessenen mittleren Meerestemperatur SST_{bulk} und der mittleren *Skin*-Oberflächentemperatur SST_{skin} in den polaren Breiten auf. In den Tropen beträgt der mittlere *Cool-Skin*-Effekt ca. -0,3 K. In den Subtropen und gemäßigten Breiten ist der mittlere *Cool-Skin*-Effekt mit ca. -0,2 K (Tab. 3.6).

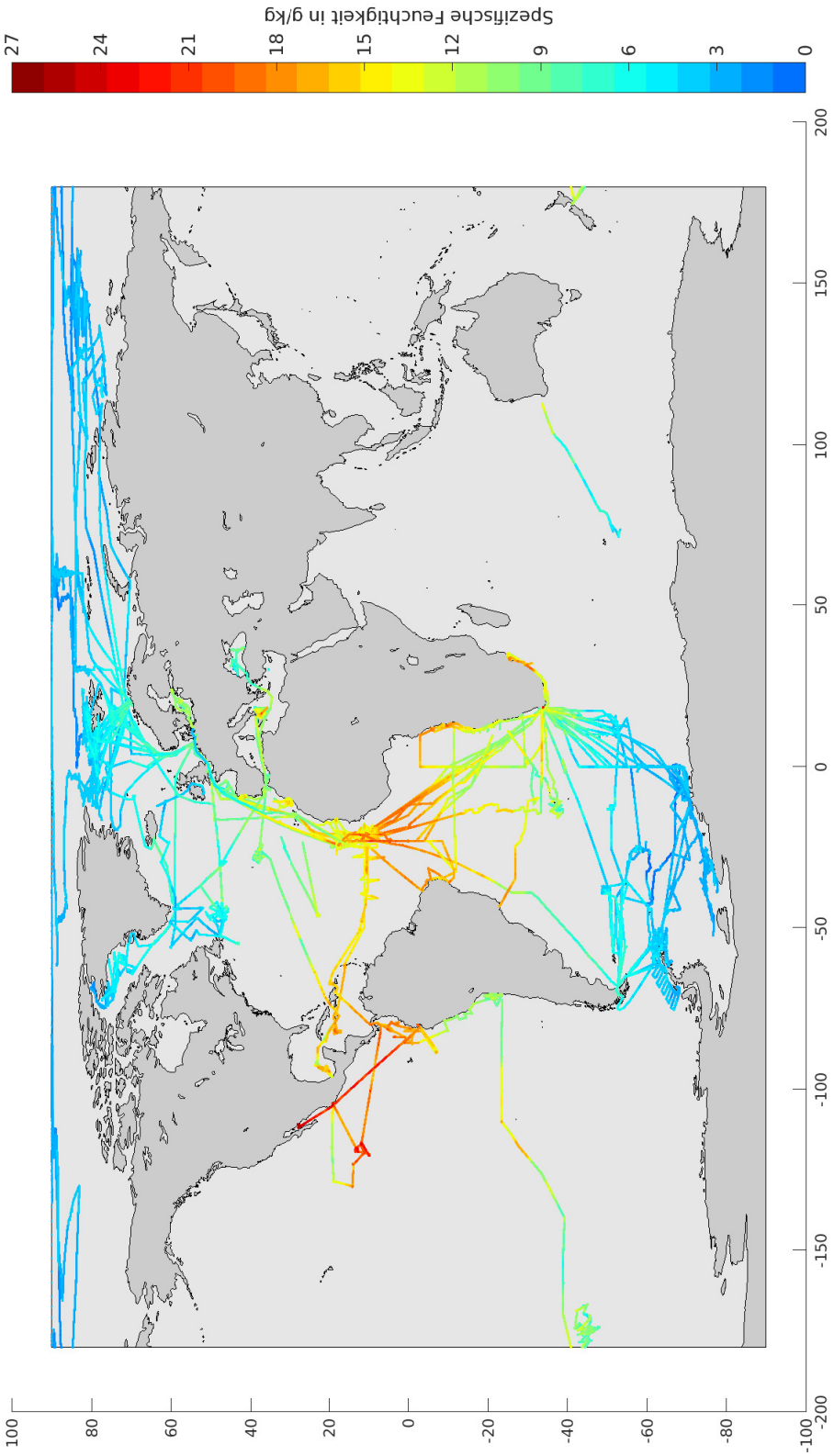

Abbildung 3.6: Spezifische Luftfeuchte in g/kg abgeleitet aus *Along-Track* Messung der relativen Feuchte der fünf Forschungsschiffe im angegebenen Zeitraum aus Tab. 2.1.

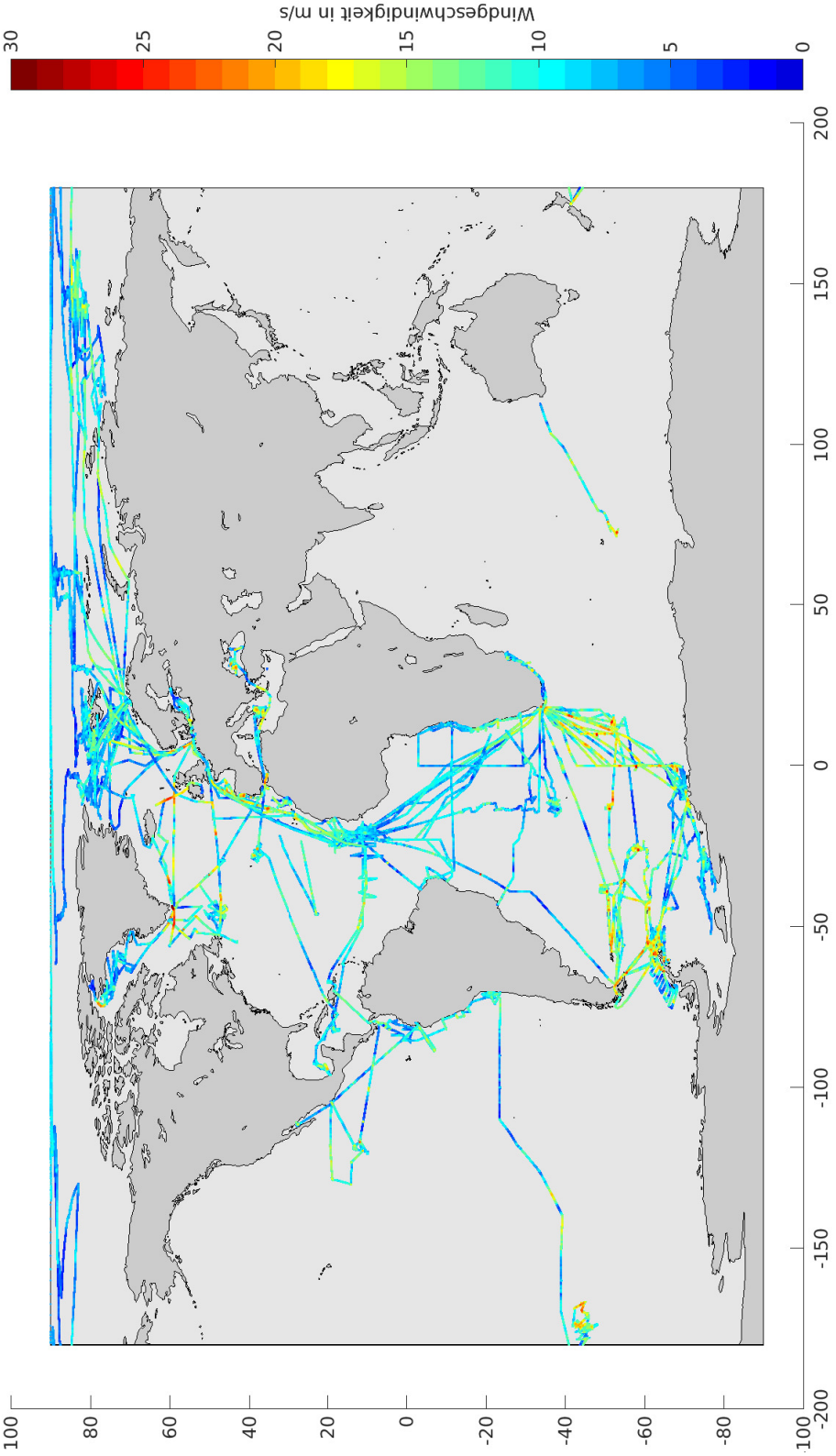

Abbildung 3.7: Windgeschwindigkeit in m/s in 10 m Höhe abgeleitet aus den *Along-Track* Messungen der Windgeschwindigkeit in m/s der fünf Forschungsschiffe im angegebenen Zeitraum aus Tab. 2.1.

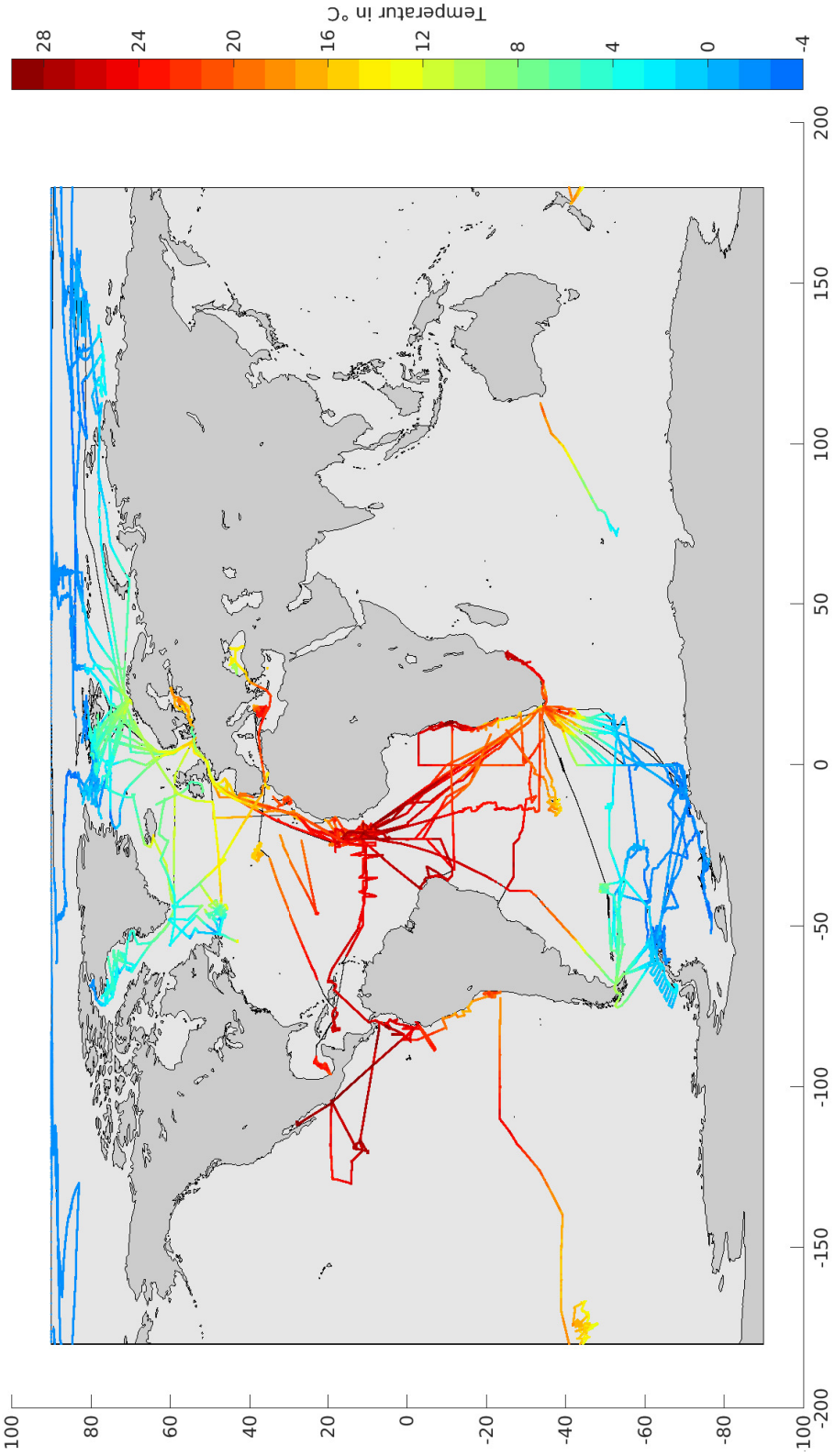

Abbildung 3.8: Aus den *Along-Track* Messungen der fünf Forschungsschiffen aus Tab. 2.1 mit dem COARE 3.0 *Bulk Flux Algorithm* abgeleitete SST_{skin} in °C.

3.2.4 Sensible und latente Wärmeflüsse

Bei großen positiven Temperaturdifferenzen zwischen der Lufttemperatur und der SST_{skin} und hohen Windgeschwindigkeiten treten hohe sensible Wärmeflüsse auf (Abb. 3.9). Abbildung 3.9 zeigt die sensiblen Wärmeflüsse für alle Messminuten allen fünf Schiffen. Hohe Temperaturdifferenzen sind häufig in den Polarregionen vorhanden (Abb. 3.10). Ein positiver Wärmefluss bedeutet, dass Wärme vom Ozean in die Atmosphäre transportiert wird. Durch Niederschlag erhöht sich der sensible Wärmefluss zwischen der

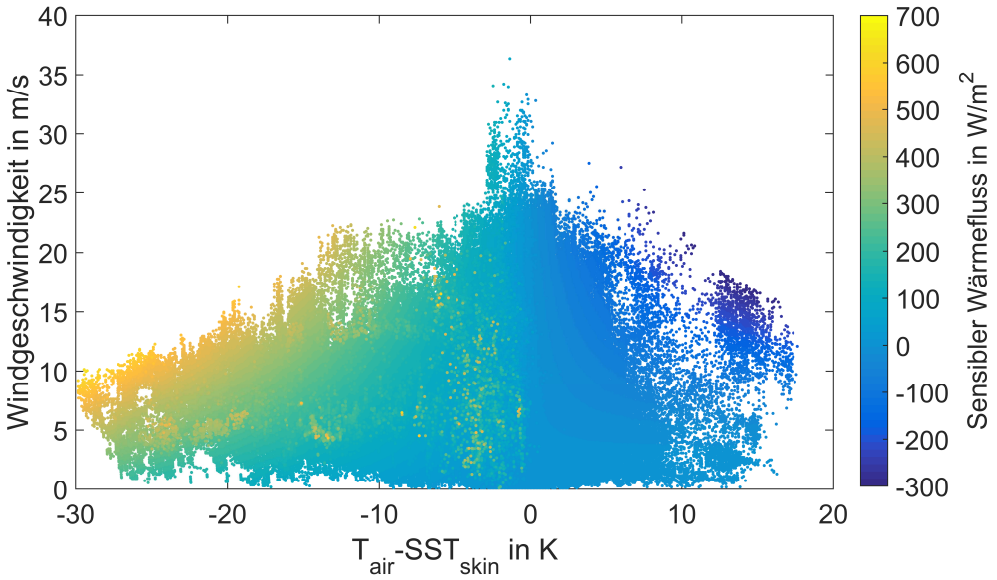

Abbildung 3.9: Sensibler Wärmefluss in W/m^2 in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur und der SST_{skin} in K und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe in m/s.

Tabelle 3.7: Mittlere sensible und latente Wärmeflüsse in W/m^2 nach Klimazonen aufgeteilt.

Klimazone	Mittlerer sensibler Wärmefluss in W/m^2	Mittlerer latenter Wärmefluss in W/m^2
Tropen	5,76	107,91
Subtropen	6,16	95,13
Gemäßigte Breiten	12,39	36,82
Polare Breiten	20,09	18,15

Ozeanoberfläche und der Atmosphäre, da der Niederschlag die Temperatur der oberen Ozeanschichten senkt. Diese Erhöhung des sensiblen Wärmeflusses durch Niederschlag ist in Abbildung 3.9 zu erkennen. Die Datenpunkte mit hohen sensiblen Wärmeflüssen von über 400 W/m^2 bei einer geringen positiven Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur und SST_{skin} resultieren aus starken Niederschlägen. Die negativen sensiblen

Wärmeflüsse von bis zu -300 W/m^2 resultieren aus hohen positiven Temperaturdifferenzen zwischen der Luft und dem Ozean. Nach Datenanalyse stellt sich heraus, dass die negativen sensiblen Wärmeflüsse häufig bei Lufttemperaturmessungen der Abgasfahne auftreten.

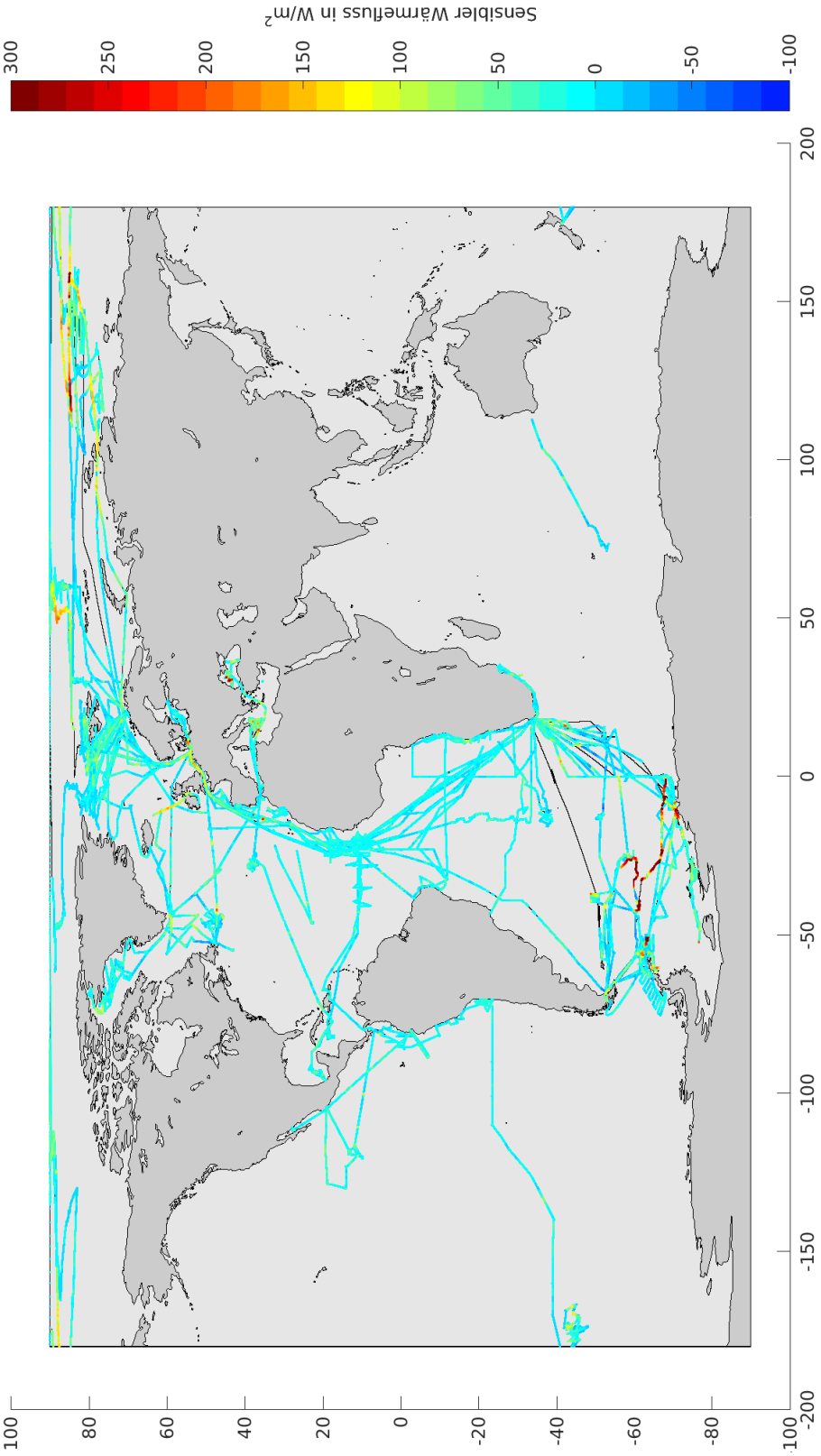

Abbildung 3.10: Aus den *Along-Track* Messungen der fünf Forschungsschiffen aus Tab. 2.1 mit dem COARE 3.0 *Bulk Flux Algorithm* abgeleiteten sensiblen Wärmeflüsse in W/m^2. Für eine bessere Übersicht sind hier nur sensible Wärmeflüsse über -100 W/m^2 dargestellt

Die latenten Wärmeflüsse sind bei großen Differenzen zwischen der spezifischen Luftfeuchte und der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche und hohen Windgeschwindigkeiten hoch. Große Unterschiede zwischen der spezifischen Luftfeuchte und der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche treten vor allem in den Subtropen und Tropen auf, da dort aufgrund der hohen Lufttemperaturen hohe spezifische Luftfeuchte vorliegen können (Abb. 3.6 und 3.12). Bei Feuchteunterschieden von unter -5 g/kg zwischen der spezifischen Luftfeuchte und der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche und Windgeschwindigkeiten von über 10 m/s treten latente Wärmeflüsse von über 200 bis 700 W/m^2 auf (Abb. 3.11).

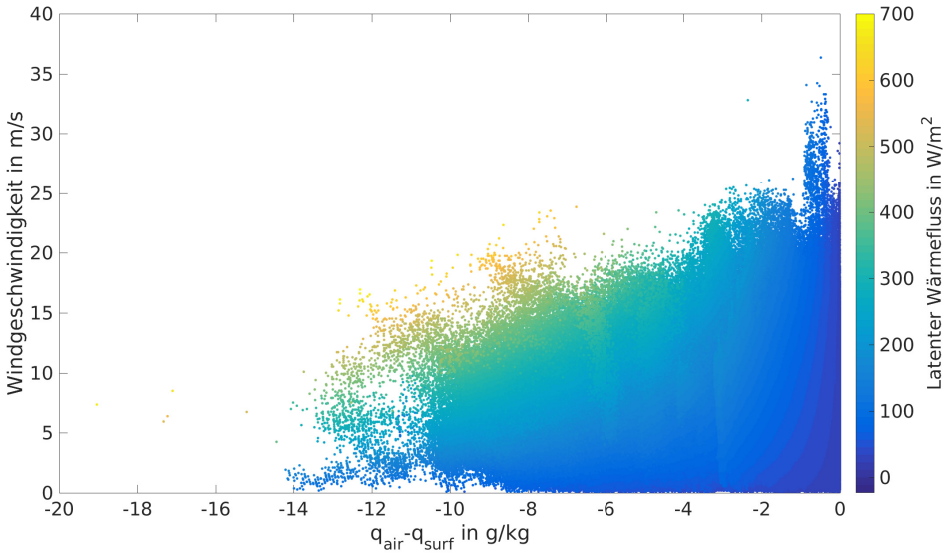

Abbildung 3.11: Latenter Wärmefluss in W/m^2 in Abhängigkeit von der Differenz zwischen spezifischen Luftfeuchte und der spezifischen Luftfeuchte an der Ozeanoberfläche und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe in m/s.

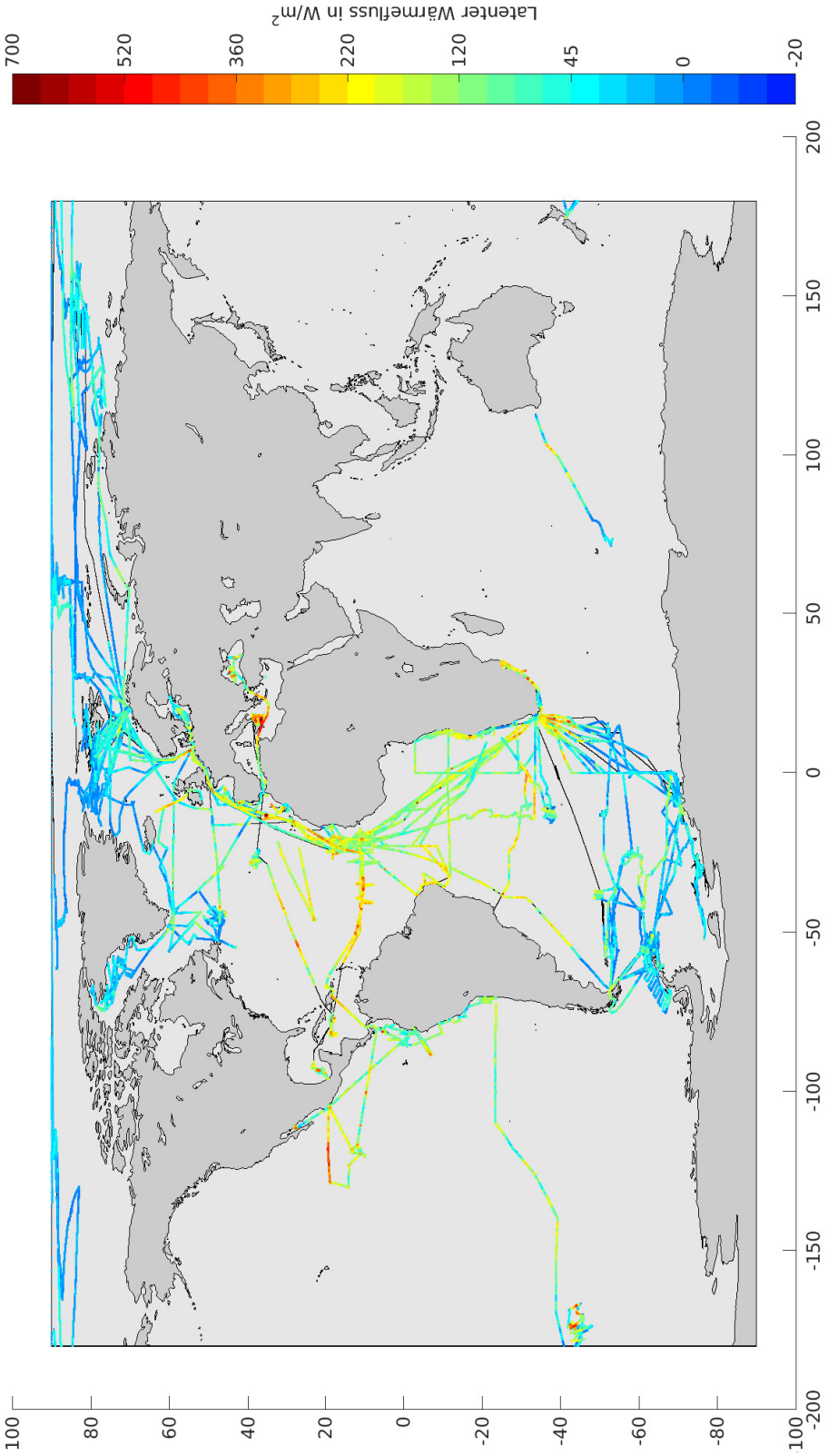

Abbildung 3.12: Aus den *Along-Track* Messungen der fünf Forschungsschiffen aus Tab. 2.1 mit dem COARE 3.0 *Bulk Flux Algorithm* abgeleiteten latenten Wärmeflüsse in W/m^2.

3.2.5 Verdunstung

Die Verdunstung ist nach Gleichung 2.17 primär vom latenten Wärmefluss abhängig (Abb. 3.13). Die latente Verdampfungswärme L_ν und die Dichte von Süßwasser ρ_0 sind dagegen nur geringfügig von der SST_{skin} abhängig. Die Verdunstung ist am höchsten,

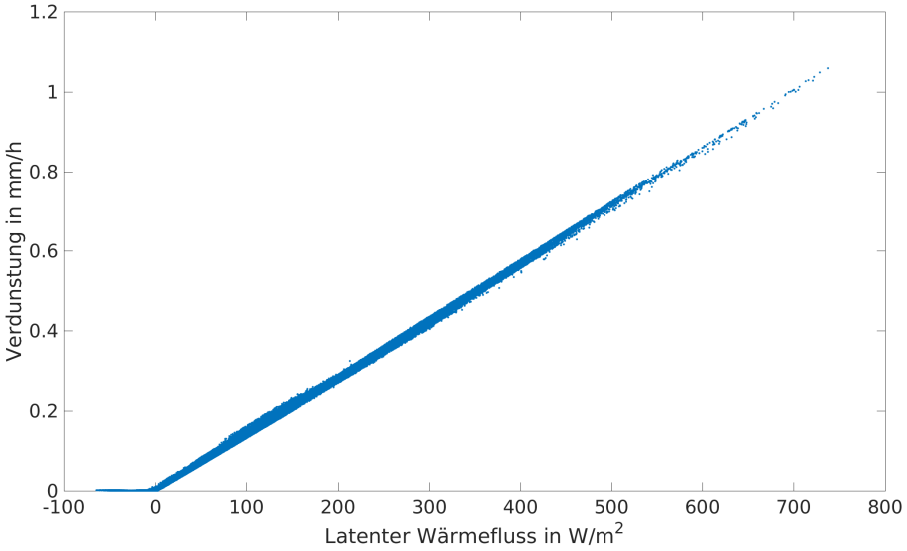

Abbildung 3.13: Verdunstung in mm/h in Abhängigkeit vom latenten Wärmefluss in W/m^2.

wenn eine große Temperaturdifferenz T_{dif} zwischen der Lufttemperatur und SST_{skin} und eine große Luftfeuchtedifferenz q_{dif} zwischen der spezifischen Luftfeuchte in Messhöhe und der spezifischen Luftfeuchte an der Ozeanoberfläche vorliegt (Abb. 3.14). Die größten Werte der Verdunstung von ca. 1 mm/h liegen bei einer spezifischen Luftfeuchtedifferenz von ca. -10 g/kg und einer Temperaturdifferenz von ca. -5 K vor.
Diese Beziehung ist auch in den *Along-Track* abgeleiteten Werten der Verdunstung in Abbildung 3.15 erkennbar. In Regionen mit hohen latenten Wärmeflüssen ist auch die Verdunstung hoch. Dies trifft vor allem auf die Tropen und Subtropen zu (Tab. 3.8). Hier dominieren starke Feuchtedifferenzen zwischen der Luft an der Ozeanoberfläche und der Luft in der Höhe der Instrumente und moderate mittlere Windgeschwindigkeiten von ca. 8 m/s. In den Tropen und Subtropen tritt eine über alle Messungen in der jeweiligen Klimazone von allen Forschungsschiffen gemittelte Verdunstung von über 3 mm/d auf. In den gemäßigten Breiten verdunsten im Mittel ca. 1,2 mm/d. Aufgrund der geringen latenten Wärmeflüsse in den polaren Breiten (Abb. 3.12) ist die mittlere tägliche Verdunstungsrate mit ca. 0,6 mm/d gering.

3.2.6 Süßwasserfluss

Der Süßwasserfluss berechnet sich aus der Differenz zwischen der *Along-Track* abgeleiteten Verdunstung und dem gemessenen Niederschlag. Der Süßwasserfluss wird nur berechnet wenn für beide Parameter Daten vorliegen. Der *Along-Track* Süßwasserfluss

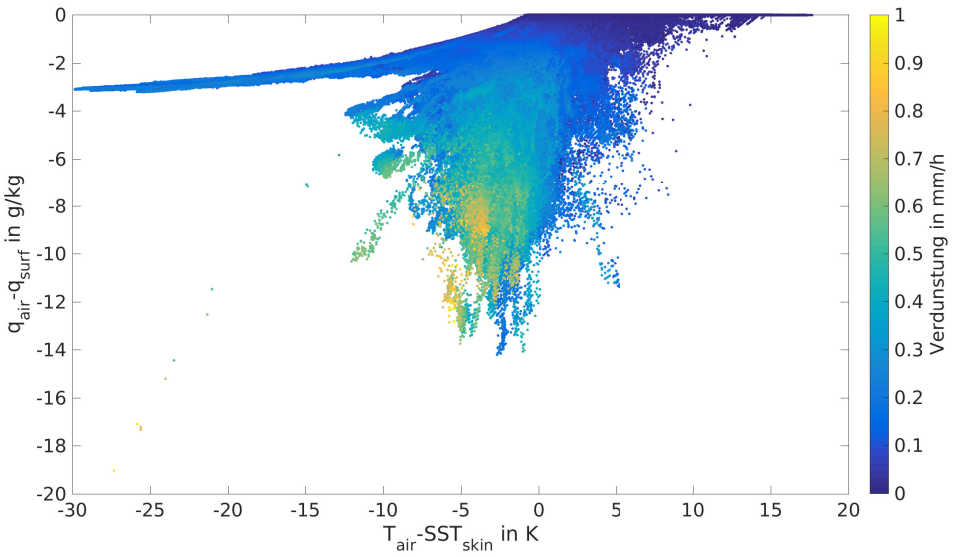

Abbildung 3.14: Verdunstung in mm/h in Abhängigkeit von der Differenz zwischen spezifischen Luftfeuchte in Messhöhe und der spezifischen Luftfeuchte an der Ozeanoberfläche und der Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur und der SST_{skin} in K.

Tabelle 3.8: Über Klimazonen und gesamten Zeitraum aus Tab. 2.1 gemittelte Verdunstung $\overline{E}$ in mm/d, Niederschlagsrate $\overline{P}$ in mm/d und Süßwasserfluss $\overline{E} - \overline{P}$ in mm/d.

Klimazone	$\overline{E}$ in mm/d		$\overline{P}$ in mm/d		$\overline{E} - \overline{P}$ in mm/d	
	OR	HOAPS	OR	HOAPS	OR	HOAPS
Tropen	3,666	$\sim$ 3	1,553	$\sim$ 6	2,113	$\sim$-3
Subtropen	3,236	$\sim$ 3	1,298	$\sim$ 0,5	1,940	$\sim$ 3
Gemäßigte Breiten	1,243	$\sim$ 2	3,160	$\sim$ 3	-1,917	$\sim$-1
Polare Breiten	0,621	$\sim$ 1	0,608	$\sim$ 1	0,013	$\sim$ 0

ist in Abbildung 3.16 dargestellt. In der Abbildung 3.16 und Tabelle 3.15 ist zu erkennen, dass der Süßwasserfluss in den Tropen und Subtropen im Mittel positiv ist. Hier gelangt durch Verdunstung mehr Wasser in die Atmosphäre, als durch Niederschlag wieder ausfällt. Die seltenen, aber intensiven Niederschlagsereignisse (Tab. 3.4) gleichen hier die Verdunstung nicht aus. Im Mittel beträgt der Süßwasserfluss entlang der Schiffsrouten in den Tropen und Subtropen ca. 2 mm/d. In den gemäßigten Breiten liegt der umgekehrte Fall vor. Hier überwiegt der Niederschlag die Verdunstung und der Süßwasserfluss beträgt ca. -1,9 mm/d. In den polaren Breiten besteht beinahe ein Gleichgewicht in der Verdunstung und dem Niederschlag entlang der Schiffsrouten. Hier liegt ein sehr gering positiver Niederschlagsfluss von 0,013 mm/d vor.
In einem oberflächlichem qualitativem Vergleich mit den Süßwasserflüssen aus der HOAPS-3 Klimatologie (Andersson et al., 2011) ist eine gewisse Übereinstimmung zwischen den abgeleiteten Werten des Süßwasserflusses aus OceanRAIN und den Werten aus

HOAPS-3 erkennbar. Die HOAPS-3 Klimatologie und die abgeleiteten Werte aus OceanRAIN zeigen für die Subtropen, die gemäßigten und polaren Breiten die gleiche Richtung des Süßwasserflusses (Tab. 3.4). Ein großer Unterschied besteht zwischen den Werten für den Süßwasserfluss in den Tropen. Hier liegt nach HOAPS-3 ein Süßwasserfluss von ca. -3 mm/d vor, wobei nach OceanRAIN ein Süßwasserfluss von ca. 2 mm/d vorliegt. Dies hängt erstens damit zusammen, dass die HOAPS-3 Klimatologie die konvektiven Niederschläge der ITCZ als ein „Niederschlagsband“ erkennt (Andersson et al., 2011). Die OceanRAIN Schiffsrouten durchqueren die ITCZ hingegen nur kurzzeitig und treffen so nur wenige der konvektiven Niederschlagsereignisse der ITCZ. Zweitens stammt der Großteil der Messungen von OceanRAIN in den Tropen aus niederschlagsärmeren Regionen des Atlantiks, dem Zentralatlantik bei den Kapverdischen Inseln und dem Südatlantik westlich vor der Südwestküste von Afrika (Andersson et al., 2011).

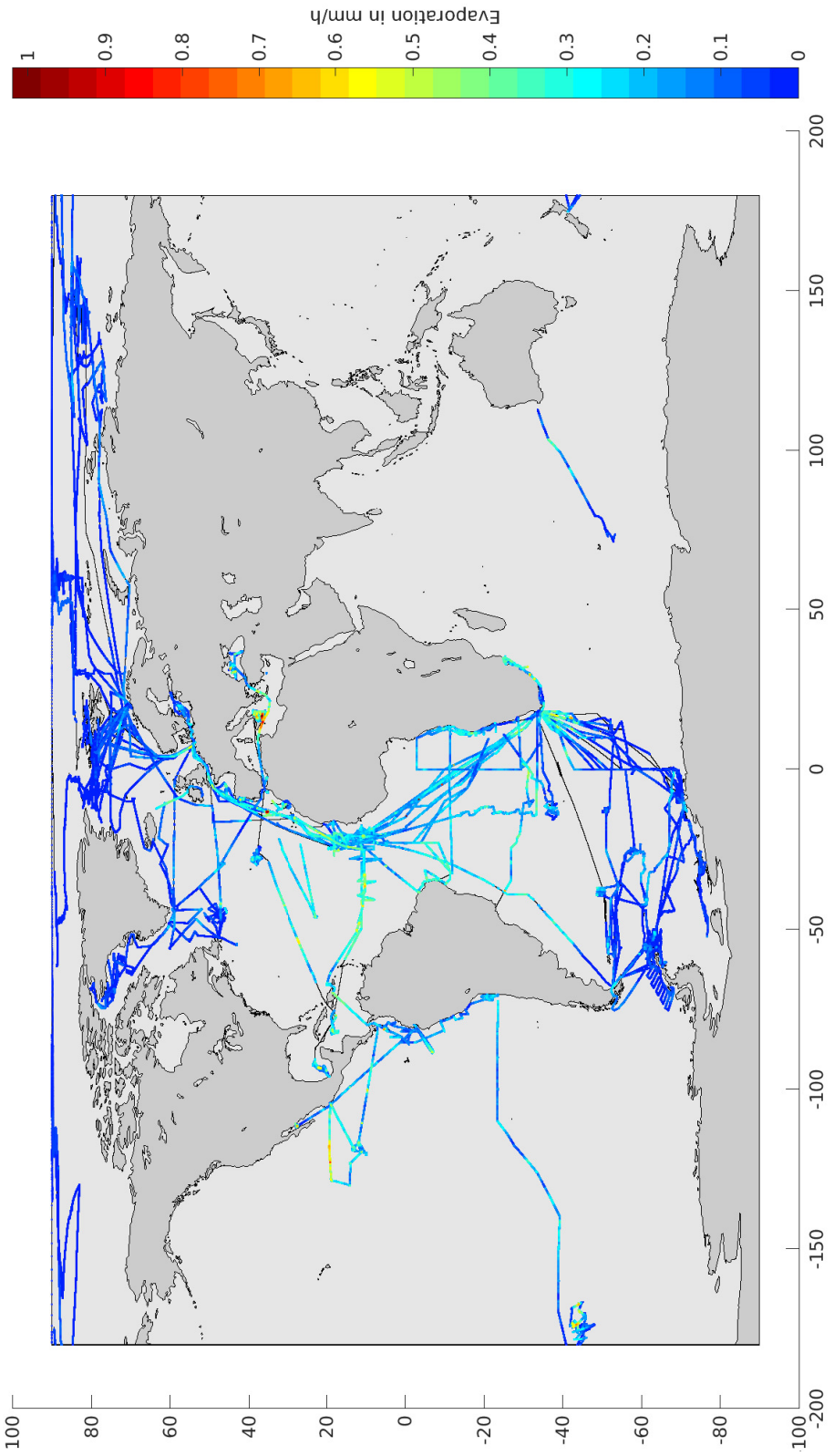

Abbildung 3.15: Aus den *Along-Track* Messungen der fünf Forschungsschiffen aus Tab. 2.1 mit dem COARE 3.0 *Bulk Flux Algorithm* abgeleitete Verdunstung in mm/h.

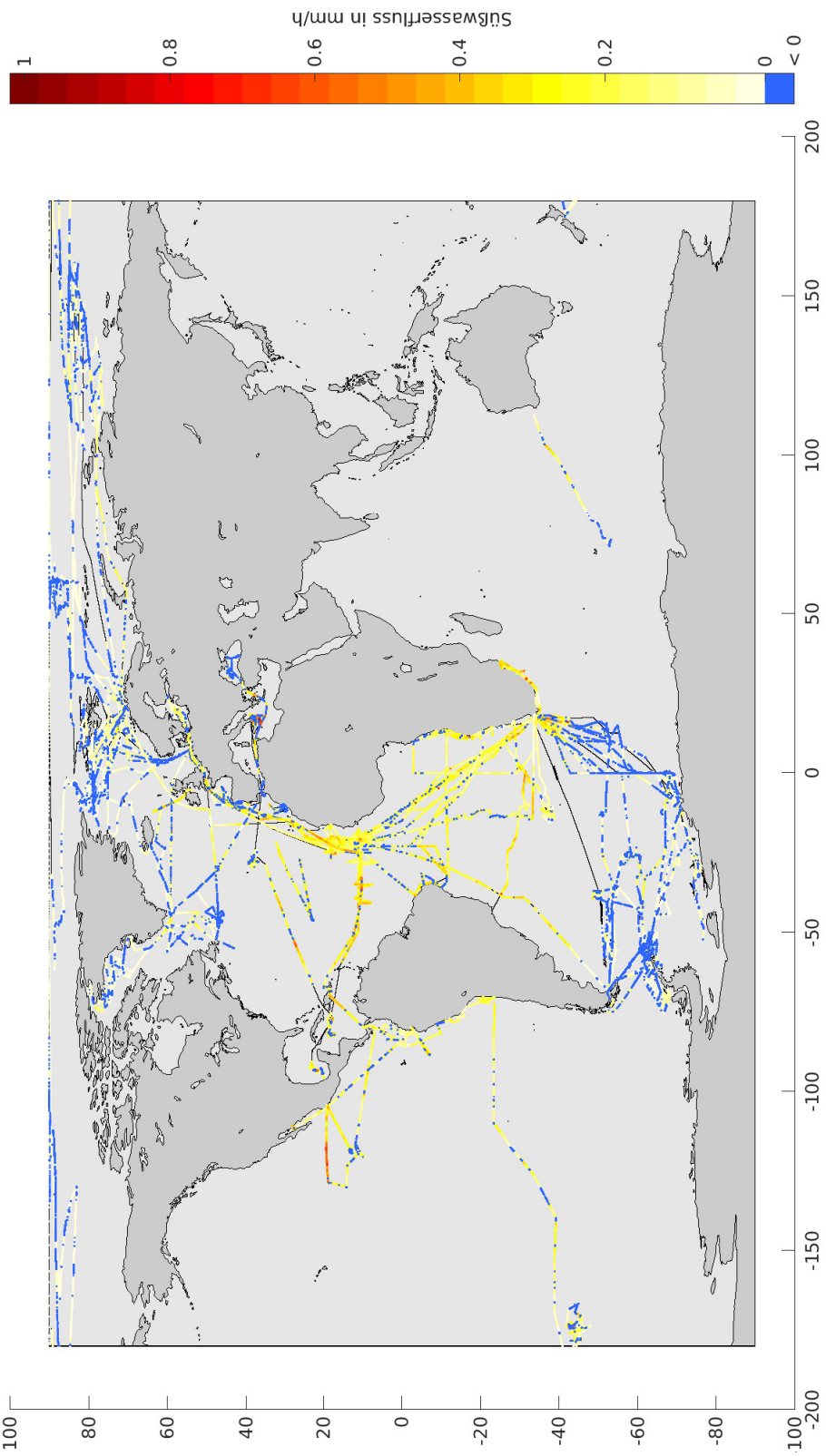

Abbildung 3.16: Aus den *Along-Track* Messungen der fünf Forschungsschiffen aus Tab. 2.1 mit dem COARE 3.0 *Bulk Flux Algorithm* abgeleiteter Süßwasserfluss in mm/h.

3.3 Fallstudie

Im diesem Kapitel werden einzelne Schiffsspuren von besonderem Interesse durch zwei Fallstudien detaillierter vorgestellt und die abgeleiteten Parameter beschrieben. In der ersten Fallstudie werden bislang einzigartige Messdaten aus dem südpolaren Winter des antarktischen Ozeans im Südatlantik beschrieben. In einer zweiten Fallstudie werden die gemessenen und abgeleiteten Daten der FS Meteor und FS Polarstern, bei ihrem Zusammentreffen bei den Kapverdischen Inseln analysiert.

3.3.1 FS Polarstern im Südpolarmeer im Südwinter

Eine besondere Forschungsfahrt der FS Polarstern wurde in den Südwintermonaten Juni, Juli und August 2013 im Südpolarmeer durchgeführt (Abb. 3.17). Es wird der Zeitraum vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013 betrachtet. Während des Südwinters im Südpolarmeer können extreme Wetterbedingungen vorherrschen. Da die *Bulk*-Wassertemperaturen teilweise weniger als -2 °C betrugen, kann teilweise eine Meereisbedeckung vorgekommen sein. Während der Kaltluftausbrüche betrug die Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur und SST_{skin} teilweise über 30 K (Abb. 3.18). Diese Kaltluftausbrüche traten unter anderem am 03.07.2013, am 20.07.2013 und am

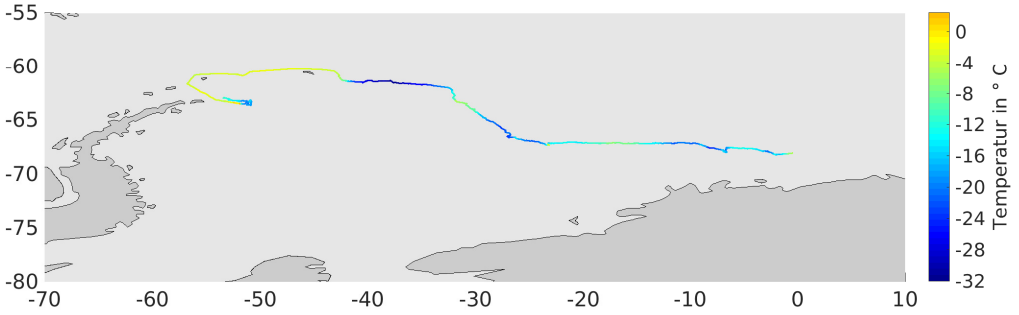

Abbildung 3.17: *Along-Track* Messung der Lufttemperatur in °C der FS Polarstern im Weddell-Meer im Südpolarmeer vom 27.06.2015 bis zum 03.08.2013.

31.07.2013 auf. Dabei fiel die Lufttemperatur bis auf unter -30 °C. Während dieser Kaltluftausbrüche traten Windgeschwindigkeiten von bis zu 15 m/s auf (Abb. 3.19). Diese Bedingungen erzeugten während der Kaltluftausbrüche hohe sensible Wärmeflüsse von über 400 W/m^2 auf (Abb. 3.20). Der höchste berechnete Wert für den sensiblen Wärmefluss liegt bei ca. 620 W/m^2. In Abbildung 3.20 ist die Abhängigkeit des sensiblen Wärmeflusses von der Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur und SST_{skin} in K und der Windgeschwindigkeit in m/s in 10 m Höhe zu erkennen. Die höchsten sensiblen Wärmeflüsse von 400 - 620 W/m^2 traten demnach bei einer Windgeschwindigkeit von 5 - 10 m/s und einer Temperaturdifferenz von 30 K auf.
Dagegen können die unplausibel hohen Lufttemperaturen vom 21.07.2013 bis zum

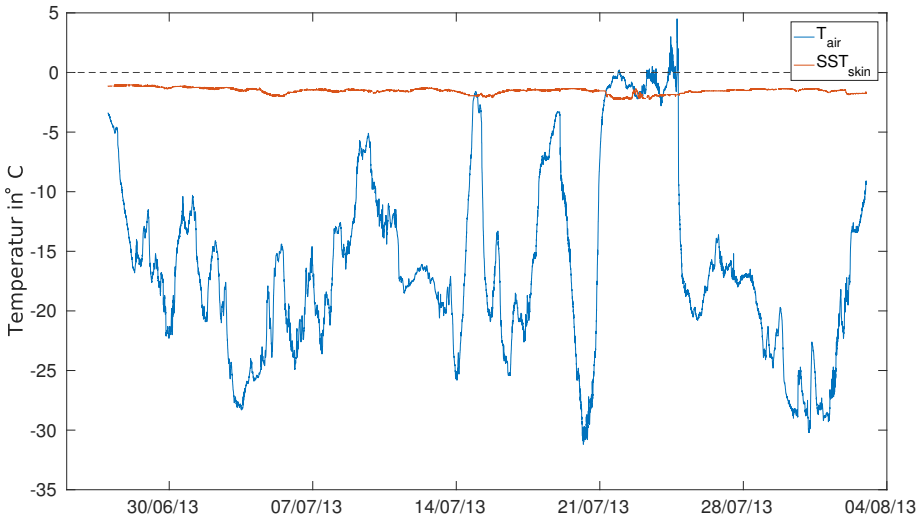

Abbildung 3.18: Lufttemperatur T_{air} und *Skin*-Temperatur SST_{skin} während der Forschungsfahrt der FS Polarstern im Südwinter im Südpolarmeer vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013.

Tabelle 3.9: Gemessene Niederschlagsminuten aufgeteilt nach Phase des Niederschlags gemessen von der FS Polarstern im Südpolarmeer vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013.

Niederschlagstyp	Anzahl von Minuten
Regen	119
Schnee	15.796
Mischphase	386
kein Niederschlag	38.200

25.07.2013 aus der Temperaturmessung der Abgasfahne des Forschungsschiffes resultieren (Abb. 3.18). In diesem Zeitraum stieg die Lufttemperatur innerhalb weniger Stunden von -25 °C auf über 0 °C. Die negativen sensiblen Wärmeflüsse von bis zu -100 W/m^2 im Zeitraum vom 21.07.2013 bis zum 25.07.2013 resultieren aus der negativen Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur des Abgasfahne und SST_{skin} und sind daher fehlerhaft (Abb. 3.21).

Die latenten Wärmeflüsse lagen mit Werten bis zu ca. 200 W/m^2 unter den Werten der sensible Wärmeflüsse (Abb. 3.21). Dies resultiert aus der hohen relativen Luftfeuchte während der Forschungsfahrt (Abb. 3.22). Diese lag meist über 80 % und fiel nur selten unter 70 %. Für hohe latente Wärmeflüsse sind große Feuchtedifferenzen zwischen der Luft an der Ozeanoberfläche und der Luft in Instrumentenhöhe nötig. Während des Messzeitraumes betrug die maximale Feuchtedifferenz allerdings nur ca. 3 g/kg (Abb. 3.22).

Für den Zeitraum vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013 liegen 16.301 Messminuten mit Niederschlag und 38.200 ohne Niederschlag vor (Tab. 3.9). Schneefall ist die häufigste

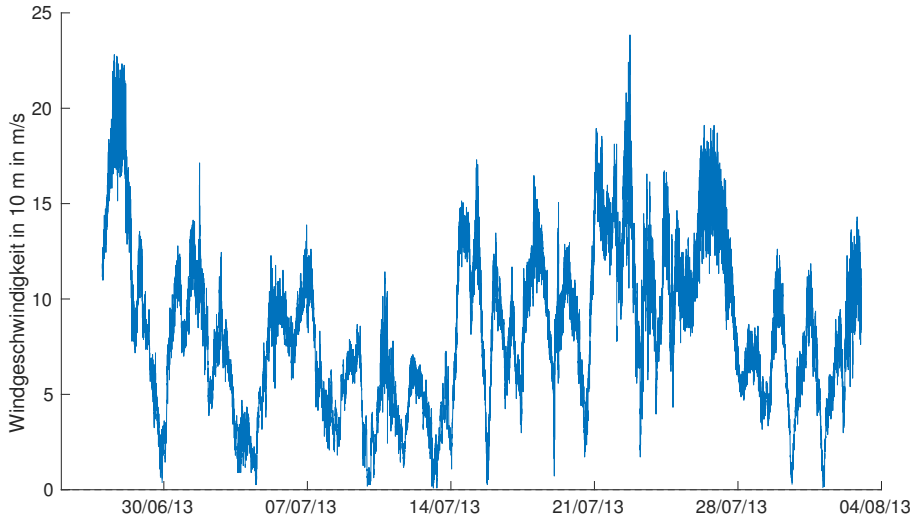

Abbildung 3.19: Windgeschwindigkeit in m/s in 10 m Höhe während der Forschungsfahrt der FS Polarstern im Südwinter im Südpolarmeer vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013.

Tabelle 3.10: Minuten mit Niederschlag (P) größer als 0 mm/h, Minuten mit Verdunstung (E) - P größer als 0 mm/h und Minuten mit $E - P$ größer als 0 mm/h und Minuten mit $P \neq 0$ mm/h.

	$P > 0$	$E - P > 0$	$E - P > 0$und $P \neq 0$
Minuten	16.301	43.454	4.080

Niederschlagsform. Da die Phase des Niederschlags wie in Kapitel 2.1 beschrieben, mithilfe der Lufttemperatur und relativen Feuchte abgeleitet wird, könnte der Einfluss der Abgasfahne des Schiffes auf die Temperaturmessung zu einer fehlerhaften Einordnung der Phase geführt haben. Die Niederschlagsminuten mit Mischphase und Regen als Niederschlag ergeben sich bei der starken Temperaturanomalie (Abb. 3.18 und Abb. 3.23). In Abbildung 3.23 ist neben der Niederschlagsrate der einzelnen Messminuten in mm/h die Verdunstung in mm/h dargestellt. Lücken in der Abbildung bei beispielsweise dem 15.07.2013 sind durch fehlende Messungen entstanden. Die maximale Verdunstungsrate liegt knapp über 0,3 mm/h (Abb. 3.23). Über den gesamten Zeitraum liegt die mittlere Verdunstungsrate bei ca. 3 mm/d. Im Vergleich dazu liegt die mittlere Niederschlagsrate bei ca. 3,3 mm/d.
Somit liegt während der Forschungsfahrt der FS Polarstern im Südpolarmeer ein Süßwasserfluss aus der Atmosphäre in den Ozean von ca. 0,3 mm/d vor. In 43.454 Messminuten ist die Verdunstung größer als der Niederschlag, wenn Minuten ohne Niederschlag miteinbezogen werden (Tab. 3.10). Bei der Betrachtung von Minuten mit Niederschlag ist die Verdunstung in 4.080 Minuten größer als der Niederschlag.

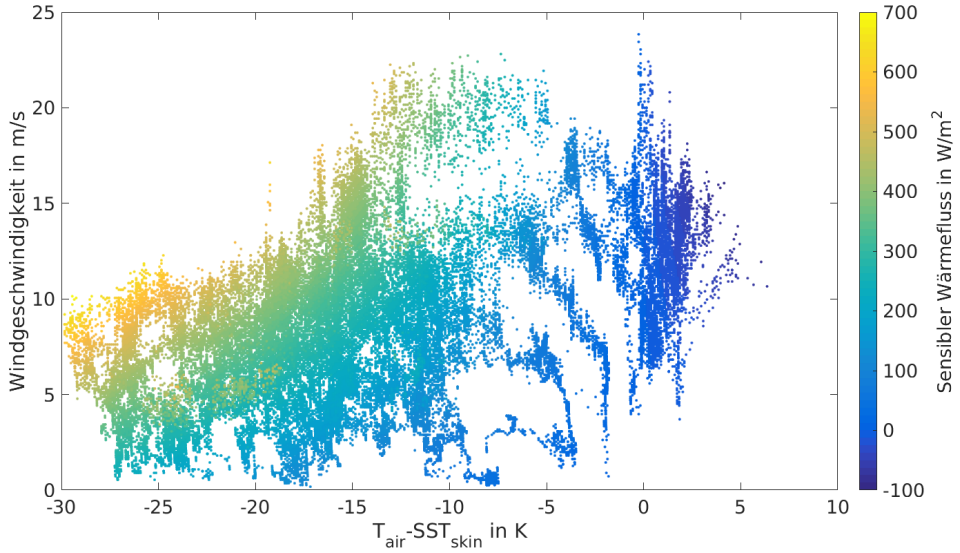

Abbildung 3.20: Sensible Wärmeflüsse in Abhängigkeit von Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur T_{air} und *Skin*-Temperatur SST_{skin} in K und Windgeschwindigkeit in m/s in 10 m Höhe während der Forschungsfahrt der FS Polarstern im Südwinter im Südpolarmeer vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013.

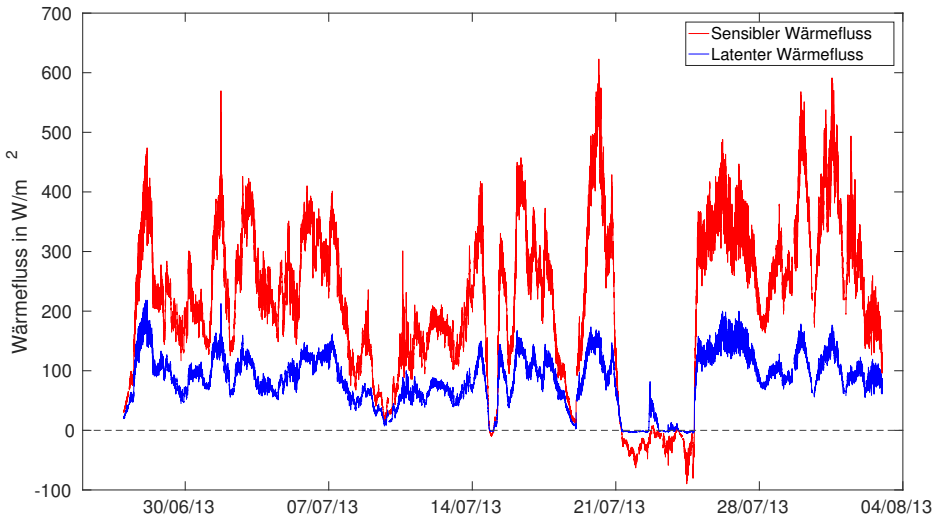

Abbildung 3.21: Sensible und latente Wärmeflüsse in W/m^2 während der Forschungsfahrt der FS Polarstern im Südwinter im Südpolarmeer vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013.

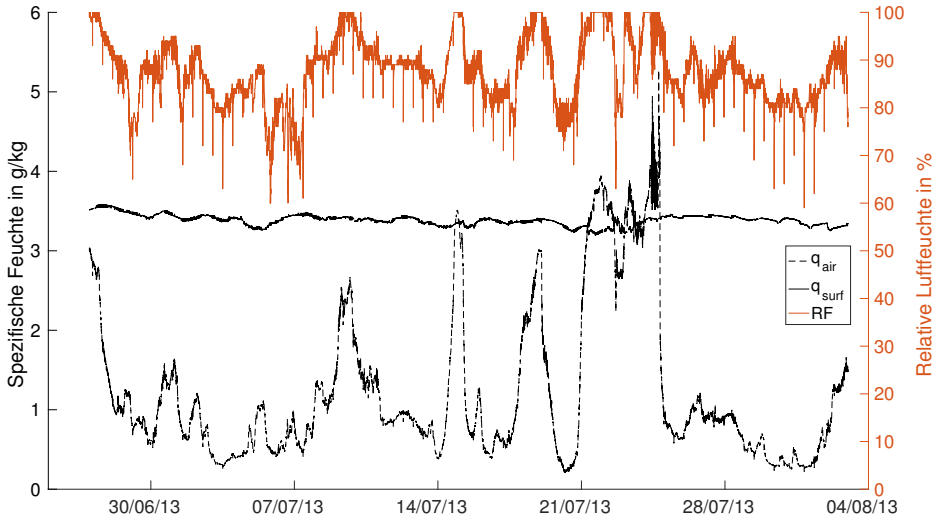

Abbildung 3.22: Spezifische Luftfeuchte q_{air} und spezifische Luftfeuchte an der Ozeanoberfläche q_{surf} in g/kg und relative Luftfeuchte in % während der Forschungsfahrt der FS Polarstern im Südwinter im Südpolarmeer vom 27.06.2013 bis zum 03.08.2013.

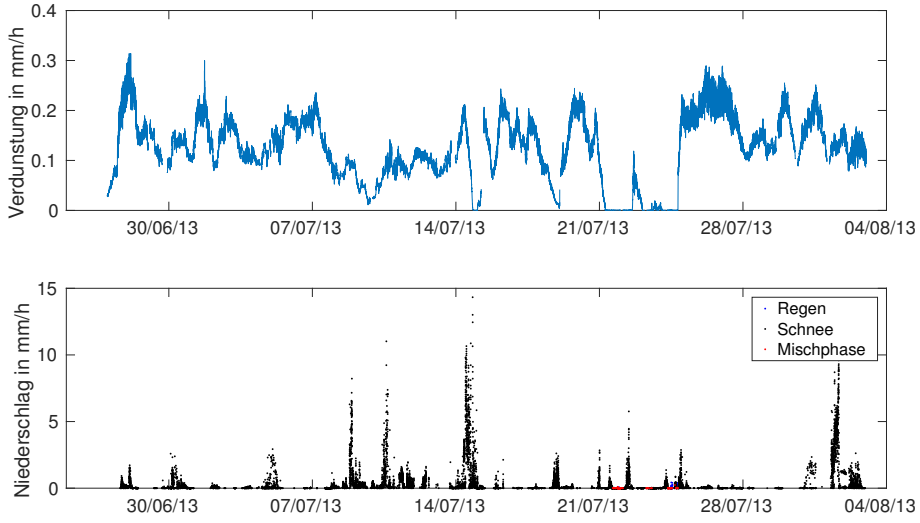

Abbildung 3.23: Abgeleitete Verdunstung in mm/h und gemessener Niederschlag in mm/h farblich aufgeteilt nach Phase im Südpolarmeer 27.06.2013 bis zum 03.08.2013. Blau: Regen (119 Minuten), Schwarz: Schnee (15.796 Minuten) und Rot: Mischphase (386 Minuten).

3.3.2 Zusammentreffen der FS Meteor und FS Polarstern bei den Kapverdischen Inseln im März 2014

Am 23.03.2014 trafen sich die FS Meteor und FS Polarstern bei ca. 11° nördlicher Breite und 21° westlicher Länge. Von ca. 12:00 bis ca. 18:00 fuhren beide Forschungsschiffe in Sichtweite. Dieser Zeitraum eignet sich für einen Vergleich der gemessenen und abgeleiteten Parameter zwischen den Forschungsschiffen. Außerdem wird die Auswirkung der Temperaturmessung der Abgasfahne auf die nachfolgenden Parameter beschrieben. Um statistische Abweichungen zwischen den Messungen zu finden wird der Bias von verschiedenen Parametern zwischen den Zeitreihen der FS Meteor und der FS Polarstern berechnet. Der Bias $\mathcal{B}$ wird durch

$$\mathcal{B} = \frac{\sum_{t=1}^{n}(x_{M,t} - x_{P,t})}{n} \tag{3.1}$$

berechnet, wobei n die Anzahl an Messungen ist und $x_{B,t}$ Messwerte von der FS Meteor und $x_{P,t}$ Messwerte von der FS Polarstern sind. Der Bias gibt die durchschnittliche Abweichung zwischen den zwei Zeitreihen der FS Polarstern und der FS Meteor an und kann genutzt werden um systematische Abweichungen zwischen den Zeitreihen zu identifizieren. Im Folgenden wird der Bias nur für den Messzeitraum von 12:00 bis 18:00 berechnet.
In den Zeitreihen der gemessenen Lufttemperatur der Forschungsschiffe (Abb. 3.24) ist der Zeitraum der Annäherung von 12:00 bis 18:00 klar erkennbar.

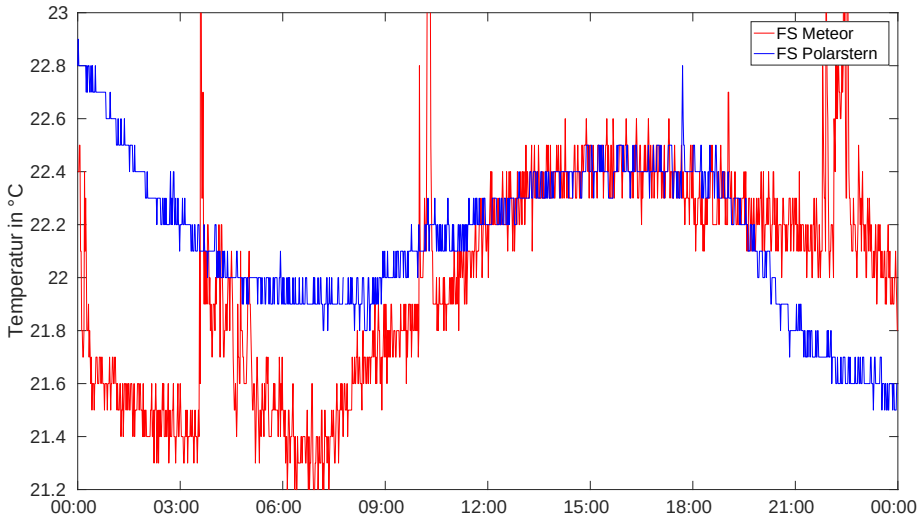

Abbildung 3.24: Lufttemperaturmessungen in °C auf der FS Meteor (rot) und FS Polarstern (blau) am 23.03.2014. Die Lufttemperaturmesswerte um ca. 03:20 und ca. 11:00 außerhalb der Abbildung liegen bei 25 °C und 26,7 °C.

Die extremen Schwankungen der Lufttemperaturmessungen auf der FS Polarstern resultieren aus der Temperaturmessung der Abgasfahne des Forschungsschiffes. Die Schwankungen sind von 03:20 bis ca. 06:00, um 10:30 und um 22:00 in Abbildung 3.24 zu erkennen. Die unterschiedlichen Amplituden und Zeiträume der Temperaturschwankungen

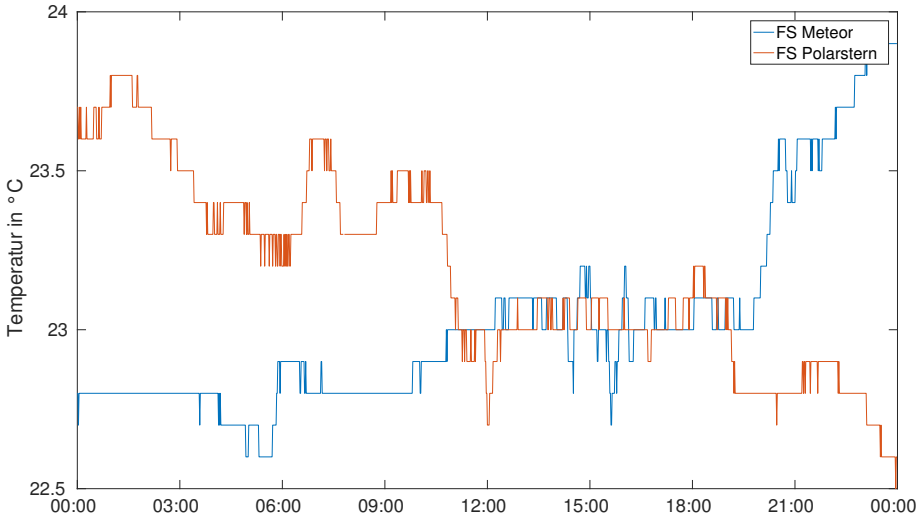

Abbildung 3.25: *Bulk*-Wassertemperaturmessungen in °C auf der FS Meteor und FS Polarstern am 23.03.2014.

erschweren das Erkennen dieser Schwankungen. Die Schwankungen in den Messungen der Lufttemperatur setzen sich in den abgeleiteten Parametern fort. In den Messwerten der *Bulk*-Wassertemperatur (Abb. 3.25) der FS Polarstern sind die Schwankungen der Lufttemperaturmessung durch die Abgasfahne erwartungsgemäß nicht zu erkennen. Bei der Messung der *Bulk*-Wassertemperatur ist die Annäherung der Forschungsschiffe von ca. 12:00 bis ca. 18:00 zu erkennen. In diesem Zeitraum misst die FS Meteor eine mittlere *Bulk*-Wassertemperatur von 23,03 °C und FS Polarstern eine mittlere *Bulk*-Wassertemperatur von 23,02 °C.

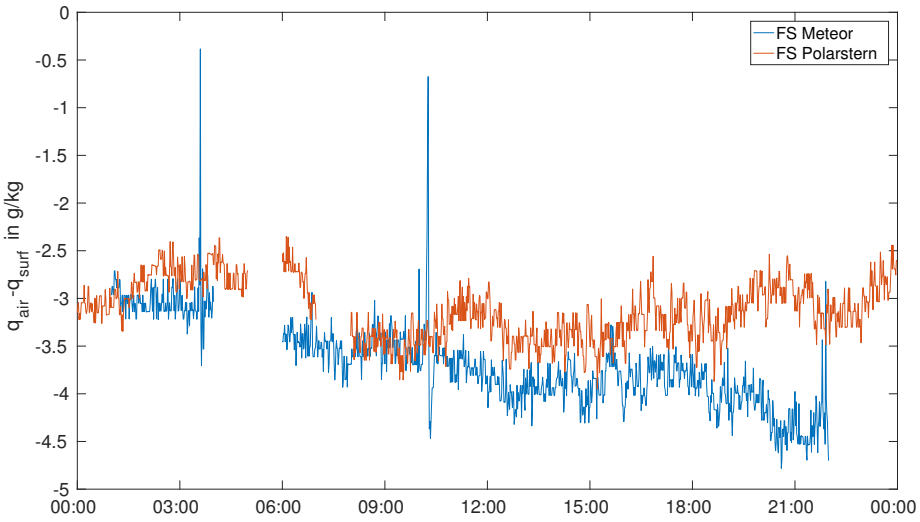

Abbildung 3.26: Differenz zwischen der spezifischen Luftfeuchte q_{air} in Messhöhe und der spezifischen Luftfeuchte an der Ozeanoberfläche q_{surf} in g/kg abgeleitet von den Messdaten auf der FS Meteor und FS Polarstern am 23.04.2014.

Die Auswirkungen der Temperaturschwankungen auf die Differenz der spezifischen Luft-

feuchte q_{dif} zwischen der spezifischen Luftfeuchte in Messhöhe q_{air} und der spezifischen Luftfeuchte an der Ozeanoberfläche q_{surf} ist in Abbildung 3.26 zu erkennen. Durch die maßgeblichen hohen Lufttemperaturmesswerte steigt die nach Murphy und Koop (2005) abgeleitete spezifische Luftfeuchte stark an und verringert so die q_{dif} (Abb. 3.26).

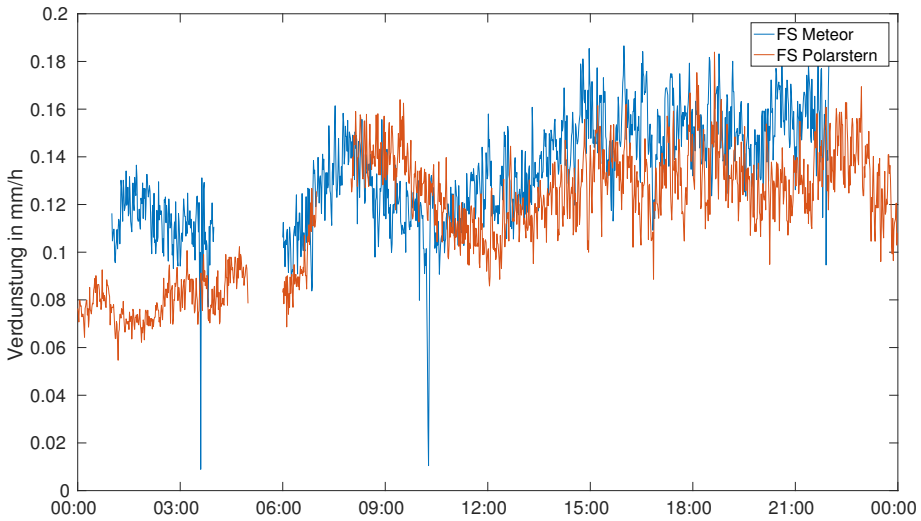

Abbildung 3.27: Abgeleitete Verdunstung in mm/h von den Messdaten auf der FS Meteor und FS Polarstern.

Dies wirkt sich auf die latenten Wärmeflüsse und damit letztendlich auf die Berechnung der Verdunstung aus. Aufgrund der geringeren q_{dif} verringert sich die berechnete Verdunstung für den Zeitraum der Lufttemperaturschwankung (Abb. 3.27).
Der Bias der Lufttemperaturmessungen im Zeitraum von 12:00 bis 18:00 zwischen der FS Meteor und FS Polarstern ist sehr gering und beträgt nur ca. -0,01 K. Auf der FS Meteor wird die Temperatur in 29,0 m Höhe und auf der FS Polarstern in einer Höhe von 37,5 m gemessen. Auch bei der *Bulk*-Wassertemperaturmessung ist der Bias zwischen den zwei Zeitreihen sehr gering und beträgt weniger als 0,01 K. Bei den abgeleiteten Werten für die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe ist der Bias zwischen der FS Meteor und der FS Polarstern 0,01 m/s.
Der Bias von q_{dif} zwischen der FS Meteor und FS Polarstern beträgt -0,55 g/kg. Diese statistische Abweichungen von q_{dif} zwischen den Forschungsschiffen können aus der unterschiedlichen Installationshöhe der Feuchtemessgeräte oder einer unterschiedlichen Kalibrierung entstehen (Tab. 2.2). Durch den Bias q_{dif} von -0,55 g/kg zwischen der FS Meteor und FS Polarstern beträgt der Bias der Verdunstung 0,02 mm/h.
Da in dem betrachteten Messzeitraum kein Niederschlag auftrat kann dieser nicht verglichen werden. Somit beträgt der mittlere Süßwasserfluss in diesem Zeitraum auf der FS Meteor 0,15 mm/h und auf der FS Polarstern 0,13 mm/h.
Die fehlenden Daten in den Abbildungen 3.26 und 3.27 sind durch fehlende Messminuten entstanden. Ein Rückschluss auf die gesamten Messungen von der FS Meteor und FS Polarstern ist mit diesen Berechnungen des Bias nicht zu treffen, da die Messgeräte regelmäßig gewartet und neu kalibriert werden.

Kapitel 4

Fazit und Ausblick

Das Ziel der Arbeit ist die Meeresoberflächentemperatur, die sensiblen und latenten Wärmeflüsse und den Süßwasserfluss aus OceanRAIN zwischen der Atmosphäre und dem Ozean abzuleiten und zu analysieren.
Bei dem OceanRAIN Datensatz handelt es sich um den bislang weltweiten einzigen Langzeit-Datensatz aus hochwertigen in-situ Niederschlagsmessungen durch speziell für den Schiffseinsatz konstruierten optischen Disdrometer auf Ozeanen (Klepp, 2015). Zur Ableitung der oben genannten Parameter wird ein logarithmisches Windprofil nach Tennekes (1972), die *Cool-Skin*-Parametrisierung nach Donlon et al. (2002) und der COARE 3.0 Algorithmus nach Fairall et al. (1996a, 2003) verwendet.
Dem OceanRAIN Datensatz werden die in Kapitel 3 beschriebenen Parameter hinzufügt. Dadurch stehen 3.652.430 Minuten mit Werten für die Meeresoberflächentemperatur, die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, den Süßwasserfluss, sowie den anderen Parametern die am Ende von Kapitel 2.2.2 beschrieben werden zur Verfügung.
Zur Auswertung und Beschreibung der *Along-Track* gemessenen und abgeleiteten Parameter wird eine Einteilung nach Breitengrad in Klimazonen (Tropen, Subtropen, gemäßigte Breiten und hohe Breiten) durchgeführt.

Meeresoberflächentemperatur und Cool-Skin-Effekt
Die höchsten Werte der Meeresoberflächentemperatur treten in den Tropen auf. Dort beträgt die mittlere Meeresoberflächentemperatur ca. 25 °C. Je weiter südlich bzw. nördlich, desto niedriger ist die mittlere Meeresoberflächentemperatur. In den Subtropen liegt sie bei ca. 20 °C und in den gemäßigten Breiten ist sie ca. 7 °C. Am niedrigsten ist die mittlere Meeresoberflächentemperatur in den polaren Breiten. Dort beträgt sie ca. 1 °C. Der stärkste *Cool-Skin*-Effekt tritt im Mittel mit ca. 0,3 K in den polaren Breiten auf. Über alle Minuten gemittelt beträgt der *Cool-Skin*-Effekt ca. 0,2 K

Sensible und latente Wärmeflüsse
Die höchsten sensiblen Wärmeflüsse vom treten erwartungsgemäß in den polaren Breiten auf. Hier liegen mittlere sensible Wärmeflüsse von ca. 20 W/m^2 vor. Je höher die mittleren Meeresoberflächentemperaturen der Klimazonen, desto geringer sind die

mittleren sensiblen Wärmeflüsse. In den Tropen betragen sie im Mittel ca. 6 W/m^2. Über alle Minuten und Klimazonen gemittelt ist der sensible Wärmefluss ca. 12 W/m^2. Die höchsten latenten Wärmeflüsse treten hingegen in den Tropen auf. Diese betragen in den Tropen im Mittel ca. 110 W/m^2. In den Subtropen sind die latenten Wärmeflüsse mit ca. 95 W/m^2 ähnlich groß. Aufgrund der niedrigeren Lufttemperaturen und daraus resultierenden niedrigeren spezifischen Luftfeuchten sind die latenten Wärmeflüsse in den gemäßigten und polaren Breiten mit ca. 37 W/m^2 und ca. 18 W/m^2 weitaus niedriger. Der über alle Minuten gemittelte latente Wärmefluss beträgt ca. 58 W/m^2.

Süßwasserfluss

In den Tropen und Subtropen ist der Süßwasserfluss positiv. Der Süßwasserfluss in die Atmosphäre beträgt dort im Mittel ca. 2 mm/d. In den gemäßigten Breiten ist der Süßwasserfluss mit ca. -2 mm/d negativ. In den polaren Breiten ist der Süßwasserfluss mit ca. 0,1 mm/d leicht positiv. Über alle Minuten gemittelt ist der Süßwasserfluss positiv und beträgt ca. 2 mm/d.

Vergleich zu HOAPS-3

In einem qualitativen Vergleich des berechneten Süßwasserflusses aus OceanRAIN und der HOAPS-3 Klimatologie zeigt sich, dass für die Subtropen, die gemäßigten und polaren Breiten ähnliche Werte für den Süßwasserfluss berechnet werden. Für die Tropen wurden hingegen unterschiedliche Werte berechnet. Hier liegt nach HOAPS-3 der Süßwasserfluss bei ca. -3 mm/d. Nach OceanRAIN ist dort der Süßwasserfluss mit 2 mm/d positiv. Dies resultiert daraus, dass in HOAPS-3 als Klimatologie die ITCZ als ein Niederschlagsband in den Tropen erkennt. Nach der HOAPS-3 Klimatologie liegt die Niederschlagsrate in den Tropen bei ca. 6 mm/d. Die Messdaten aus OceanRAIN liefern für die Tropen eine Niederschlagsrate von ca. 1,5 mm/d. Die OceanRAIN Schiffsrouten durchqueren nur kurz das Gebiet der ITCZ und treffen so dort nur selten die konvektiven Niederschlagsereignisse. Zudem stammt der Großteil der Daten in den Tropen aus Messungen im Atlantik westlich von Westafrika und im Atlantik westlich von Südwestafrika und damit in niederschlagsarmen Regionen und außerhalb der ITCZ.

Ausblick

Bei der Ableitung der Meeresoberflächentemperatur, der sensiblen und latenten Wärmeflüsse und dem Süßwasserfluss wurde, wie bereits in Kapitel 2.2.2 beschrieben, der *Warm-Layer*-Effekt nicht berechnet. Um den *Warm-Layer*-Effekt in den Berechnung zu implementieren, sind weitere Nachforschungen nötig um aus dem vorliegenden OceanRAIN Datensatz belastbare Werte für die benötigte langwellige Einstrahlung abzuleiten.

Der sensible Wärmefluss durch Niederschlag ist nach Gosnell et al. (1995) nur für den tropischen Ozean und Regen definiert. In dieser Arbeit wird der sensible Wärmefluss durch Niederschlag berechnet, jedoch ohne die Phase zu beachten. Die Auswirkungen von Niederschlag anderer Phase auf den sensiblen Wärmefluss muss weiter untersucht werden.

Zur Verbesserung des Datensatzes sollte eine Qualitätsprüfung der Messdaten durchgeführt werden. Verfälschungen der Lufttemperaturmessungen durch die Abgasfahnen der Forschungsschiffe werden bisher nicht erfasst. Diese führen jedoch zu extremen Verfälschungen bei der Ableitung der oben genannten Parameter. Zur Erkennung dieser Messungen muss ein intelligenter Filter entwickelt werden, da die Abgasfahne wenige Minuten bis mehrere Tagen der Temperaturmessungen beeinflussen und verfälschen kann. Im Rahmen der Arbeitsgruppe zur Aufbereitung von *underway* in-situ Schiffsmessungen von Axel Andersson beim Deutschen Wetterdienst Hamburg werden Qualitätssicherungsalgorithmen entwickelt, die ebenfalls für OceanRAIN relevant sind. Die sich daraus ergebende Kooperation ermöglicht es, die im Rahmen dieser Arbeit gefundenen Abweichungen der Messwerte zu korrigieren. Dazu sind sind erste Arbeiten angestoßen.

Um statistische Abweichungen zwischen den Messungen der verschiedenen Forschungsschiffe zu finden, sollten wie in Kapitel 3.3.2, weitere Vergleiche zwischen den Messungen der Forschungsschiffe durchgeführt werden. Hierbei sollte ein besonderer Fokus auf die Temperatur- und Feuchtemessungen gelegt werden, da eine korrekte Messung dieser Parameter für eine genaue Bestimmung der Verdunstung essentiell ist.

Kapitel 5

Danksagungen

Ich möchte mich hier bei allen bedanken, die mich während der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt und motiviert haben.
Mein Dank gilt meinem Betreuer Prof. Dr. Stefan Bühler für die Möglichkeit, mich mit diesem interessanten Thema zu befassen.
Besonders bedanke ich mich bei Dr. Christian Klepp für das Thema der Bachelorarbeit und die stets offene Tür, obwohl er selbst immer schwer beschäftigt war. Sehr dankbar bin ich für die zahlreichen Kommentare und Verbesserungsvorschläge zu dieser Arbeit, sowie interessanten Gesprächen über OceanRAIN.
Auch Nicole Albern gilt besonderer Dank, da sie mir bei Fragen zu den OceanRAIN Daten häufig weiterhelfen konnte.
Dank gilt auch meinen Kommilitonen Theresa Lang, Laura Dietrich, Jakob Dörr, Henning Dorf und Marc Prange für entspannte Mittagspausen, Ablenkung, Diskussionen und dem Beantworten zufälliger Fragen rund um die Bachelorarbeit. Ebenfalls danke ich Lukas Kluft das Beantworten vieler Fragen über LaTeX und Matlab. Weiterhin möchte ich jedem Mitarbeiter in der Arbeitsgruppe „Strahlung und Fernerkundung“ der Universität Hamburg danken.
Ein herzlicher Dank geht auch an den Deutschen Wetterdienst, CM-SAF und HOAPS für die Bereitstellung der Daten. Weiterhin bedanke ich mich bei Axel Andersson, Karsten Fennig und Julian Kinzel für die Hilfe beim Verstehen der Programme und Algorithmen, sowie hilfreiche Kommentare bei der Erstellung der Bachelorarbeit.
Besonders herzlicher Dank geht an meine Familie und Julika Zinke für das Korrekturlesen und Kommentieren dieser Arbeit.

Literaturverzeichnis

Andersson, A., Fenning, K., Klepp, C., Bakan, S., Graßl, H., und Schulz, J. (2010). The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data - HOAPS-3. *Earth System Science Data*, 2:215 – 234. 1, 2, 9, 14

Andersson, A., Klepp, C., Fenning, K., Bakan, S., Graßl, H., und Schulz, J. (2011). Evaluation of HOAPS-3 Ocean Surface Freshwater Flux Components. *American Meteorological Society*, pages 379 – 398. 2, 13, 14, 35, 36

Bentamy, A., Katsaros, K. B., Mestas-Nuñez, A. M., Drennan, W. M., Forde, E. B., und Roquet, H. (2003). Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans. *Journal of Climate*, 16(4):637–656. 1

Brunke, M. A., Fairall, C. W., Zeng, X., Eymard, L., und Curry, J. A. (2003). Which Bulk Aerodynamic Algorithm are Least Problematic in Computing Ocean Surface Turbulent Fluxes? *American Meteorological Society*, pages 619 – 635. 11

Burdanowitz, J., Klepp, C., und Bakan, S. (2016). An automatic precipitation-phase distinction algorithm for optical disdrometer data over the global ocean. *Atmos. Meas. Tech.*, 9(4):1637 – 1652. 4

Donlon, C. J., Minnet, P. J., Gentemann, C., Barton, I. J., Ward, B., und Murray, M. J. (2002). Toward Imporved Validation of Satellite Sea Surface Skin Temperature Measurements for Climate Research. *American Meteorological Society*, pages 353 – 369. 2, 6, 8, 9, 10, 12, 47

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Edson, J., Rogers, D., und Young, G. (1996a). Bulk Parameterization of Air-Sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research,*, 101(C2):3747 – 3764. 2, 6, 8, 9, 11, 13, 47

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Godfrey, J. S., Wick, G. A., Edson, J., und Young, G. (1996b). Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 101(C1):1295 – 1308. 1996. 9, 12

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A., und Edson, J. (2003). Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *American Meteorological Society*, pages 571 – 591. 2, 6, 8, 10, 13, 14, 47

Fairall, C. W., White, A. B., Edson, J. B., und Hare, J. E. (1997). Integrated Shipboard Measurements of the Marine Boundary Layer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14:338 – 359. 10

Gosnell, R., Fairall, C. W., und Webster, P. J. (1995). The sensible heat of rainfall in the tropical ocean. *J. Geophys. Res.*, 100(C9):18437. 12, 49

GRDC (2014). Global freshwater fluxes into the world oceans. `http://www.bafg.de/GRDC/EN/02_srvcs/24_rprtsrs/report_44.pdf?__blob=publicationFile`. Aufgerufen am 30.09.2016. 1

Hasse, L. (1971). The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface. *Boundary-Layer Meteorology*, 1(3):368–379. 9

IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1

Klepp, C. (2015). The ocean shipboard precipitation measurement network for surface validation - OceanRAIN. *Atmospheric Research*, 163:74 – 90. 2, 4, 47

Liu, W. T., Katsaros, K. B., und Businger, J. A. (1979). Bulk Parameterization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the Interface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36:1722 – 1735. 10

Liu, W. T., Zhang, A., und Bishop, J. K. B. (1994). Evaporation and solar irradiance as regulators of sea surface temperature in annual and interannual changes. *J. Geophys. Res.*, 99(C6):12623. 2, 14

Murphy, D. M. und Koop, T. (2005). Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(608):1539–1565. 8, 10, 24, 46

Romanova, V., Köhl, A., Stammer, D., Klepp, C., Andersson, A., und Bakan, S. (2010). Sea surface freshwater flux estimates from GECCO, HOAPS and NCEP. *Tellus A*, 62(4):435–452. 1

Schluessel, P., Emery, W. J., Grassl, H., und Mammen, T. (1990). On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 95(C8):13341. 9

Smith, S., Fairall, C. W., Geernaert, G. L., und Hasse, L. (1996). Air-Sea Fluxes: 25 Years of Progress. *Boundary-Layer Meteorology*, 78:247 – 290. 10

Tennekes, H. (1972). The Logarithmic Wind Profile. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30:234 – 238. 2, 6, 8, 47

Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., und Kiehl, J. (2009). Earth's Global Energy Budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90(3):311–323. 1

Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., und Fasullo, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4):758–769. 1

Webb, E. K., Pearman, G. I., und Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Q.J Royal Met. Soc.*, 106(447):85–100. 11

Wells, N. C. und King-Hele, S. (1990). Parametrization of tropical ocean heat flux. *Q.J Royal Met. Soc.*, 116(495):1213–1224. 2, 14

Kapitel 6

Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Insbesondere habe ich keine im Literaturverzeichnis nicht genannten Internet-Quellen benutzt. Diese Arbeit habe ich vorher nicht in einem anderen Prüfungsverfahren eingereicht und die eingereichte schriftliche Fassung entspricht der Fassung auf dem elektronischen Speichermedium. Ich stimme einer Veröffentlichung dieser Arbeit zu.

Simon Michel
Hamburg, 6. November 2016