CSC Report 8

Auswirkungen der Oberflächeneigenschaften in REMO auf die Simulation der unteren Atmosphäre





Eine Einrichtung des Helmholtz-Zentrums Geesthacht

Titelbilder:

© cdca beckoetter - Fotolia.com, © Jan Schuler - Fotolia.com, © lukas555 - Fotolia.com, © RADIANT - Fotolia.com





Eine Einrichtung des Helmholtz-Zentrums Geesthacht

Auswirkungen der Oberflächeneigenschaften in REMO auf die Simulation der unteren Atmosphäre

Im Rahmen der Diplomprüfungsordnung des Studiengangs Meteorologie

der Universität Hamburg durchgeführte

Diplomarbeit

zur Erlangung des Grades Diplom-Meteorologe.

angefertigt am Climate Service Center Germany

vorgelegt von

Bastian Eggert Matrikelnummer: 5815715

28. September 2011

Erstgutachterin: Prof. Dr. Daniela Jacob Zweitgutachter: Dr. Thomas Pohlmann

Vorwort

Regionale Klimamodelle profitieren von ihrer hohen Auflösung und der hierdurch realistischeren Repräsentation der Orografie, der Verteilung der Bodentypen und Vegetationstypen, welche maßgeblich die Oberflächeneigenschaften über dem Land beeinflussen. Aber auch über den Ozeanen ist es möglich durch eine hoch aufgelöste, dem Modell vorgegebene Meeresoberflächentemperatur die Modellrechnungen zu verfeinern.

Die vorliegende Diplomarbeit beschäftigt sich mit der Klimamodellierung der unteren Atmosphärenschichten in SW-Afrika. Diese Region wird stark durch die an der Küste von Namibia und Südafrika liegenden Küstenauftriebsgebiete geprägt.

Regionale Klimamodelle machen es möglich diese kleinräumigen Phänomene zu erfassen und so, die in dieser Gegend stark variierenden Landschaften und Klimaregionen zu simulieren.

Ein wichtiger Bestandteil der Arbeit war eine Analyse der bodennahen Winde über dem Ozean. Diese sind für die Kopplung mit einem Ozeanmodell von zentraler Bedeutung. Insbesondere in Regionen mit Auftriebsgebieten scheint die hohe Auflösung der Regionalmodelle entscheidend zu sein. Auftriebsgebiete sind nicht nur relevant für die globalen Stoffkreisläufe von klimarelevanten Gasen, sondern sorgen durch die in diesen Gebieten auftretende hohe Nährstoffkonzentration auch für reiche Fischvorkommen.

Aufgrund der Relevanz der Auftriebsgebiete für das regionale Klima und der Nahrungskette wurde diese Diplomarbeit am CSC initiiert und mit betreut. Sie wurde am Meteorologischen Institut der MIN-Fakultät der Universität Hamburg am 28.9.2011 eingereicht.

Inhaltsverzeichnis

1	Einle	itung	1				
2	Das	Das Klima im südlichen Afrika					
	2.1	Die allgemeine Zirkulation	6				
	2.2	Der Einfluss der SST auf das Klima der Region	8				
		2.2.1 Aufquellgebiete	8				
		2.2.2 Der Benguelastrom	13				
		2.2.3 Der Agulhasstrom und südöstliche Atlantik	15				
		2.2.4 Der Angolastrom	16				
	2.3	Die Orografie	16				
3	Mod	ell und Daten	19				
	3.1	Das regionale Klimamodell REMO					
	3.2	CRU-Daten					
	3.3	Willmott & Matsuura-Daten	28				
3.4 WorldClim-Daten							
	GPCC-Daten	29					
	3.6	NOAA-Pathfinder-Daten	29				
	3.7	ERA-Interim-Daten					
	3.8	QuickSCAT-Daten					
	3.9	EUMETSAT CM-SAF MSG-Daten	31				
4	Validierung einer REMO hindcast Simulation						
	4.1	2m-Temperatur	34				
		4.1.1 Vergleich mit den Beobachtungen	34				
		4.1.2 Validierung der Temperaturbeobachtungen	36				

		4.1.3 Interpretation der Ergebnisse	43	
	4.2	Meeres oberflächentemperatur (SST) $\hfill \ldots \hfill $	44	
	4.3	Bewölkung	47	
	4.4	Niederschlag	50	
	4.5	Das 10m-Windfeld und der Bodenluftdruck	51	
	4.6	Vertikalprofil bei 17° Süd	54	
	4.7	Zusammenfassung	60	
5	I. Se	nsitivitätsstudie: Änderung der SST	61	
	5.1	Motivation	61	
	5.2	Aufbereitung des SST-Antriebes	62	
	5.3	Temperaturänderungen	63	
	5.4	Das 10m-Windfeld und der Bodenluftdruck	68	
	5.5	Niederschlag und Bewölkung	71	
	5.6	Zusammenfassung	74	
6	II. Se	ensitivitätsstudie: Änderung der Bodenwärmeleitung	75	
	6.1	Motivation	75	
	6.2	Die Parametrisierung	76	
	6.3	Änderungen in der Bodenbibliothek	81	
	6.4	Vergleich mit dem Validierungslauf \ldots	82	
	6.5	Zusammenfassung	85	
7	Zusa	mmenfassung und Ausblick	87	
8	Literaturverzeichnis			
9	Abbildungsverzeichnis			
10) Tabellenverzeichnis			
A	Jahreszeitliche Abbildungen für Kapitel 4			
В	Jahreszeitliche Abbildungen für Kapitel 5			
С	Jahreszeitliche Abbildungen für Kapitel 6			

D Quellcode

137

KAPITEL 1

Einleitung

Die Arbeit befasst sich mit der Modellierung des Klimas im südwestlichen Afrika. Diese Region wird durch viele unterschiedliche Klimazonen und regionale sowie lokale Zirkulationsmuster charakterisiert. Dabei wird sie durch die große meridionale Ausdehnung sowohl von der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ), als auch von den Rossby-Wellen der mittleren Breiten beeinflusst. Ihre Vielseitigkeit hat die Region jedoch nicht nur ihrer meridionalen Erstreckung zu verdanken, sondern auch der komplexen Orografie und den unterschiedlichen Meeresströmungen, die das Festland umgeben.

Obwohl laut dem vierten Assessment Report (AR4) vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC [2007]) diese Region stark vom Klimawandel betroffen zu sein scheint, wurden bisher nur sehr wenige regionale Untersuchungen in diesem Gebiet durchgeführt (Hänsler [2011]). Die derzeitig genutzten Globalmodelle haben im Durchschnitt einen horizontalen Gitterabstand von ca. 150 km. Dies reicht jedoch nicht aus, um das komplexe Klima der Region vollständig beschreiben zu können. Subskalige Prozesse wie Land-See-Windsysteme, Bergwinde oder orografisch induzierte Niederschlagsereignisse können nur prinzipiell dargestellt werden. An der Südwestküste Afrikas sind diese Prozesse allerdings maßgeblich für das Klima der Region (Becker [2000]). Die Gewinnung von Trinkwasser aus Küstennebel macht deutlich, wie sehr die Menschen auf die lokalen Phänomene angewiesen sind (Olivier [1995]).

Für die Untersuchung von kleinräumigen Phänomene werden Regionalmodelle (RCM) herangezogen. Simulationen dieser Modelle werden nur über einer bestimmten Region gerechnet und beziehen ihre Randbedingungen entweder von Globalmodell-Simulationen oder von Reanalyseläufen. Sie haben eine horizontale Gitterweite von 8 bis 50 km und profitieren von ihrer hohen räumlichen Auflösung. Hänsler [2011] konnte in seiner Arbeit nachweisen, dass Regionalmodelle daher viele der regionalen Effekte besser auflösen können als die Globalmodelle. Weiterhin konnte er nachweisen, dass das regionale Klimamodell "REMO" in der Lage ist, nicht nur das großräumige Klima im südwestlichen Afrika zu simulieren, sondern auch lokale Phänomene wie die Zirkulation in der Namib-Wüste, die vollständig von der regionalen Zirkulation entkoppelt ist, darzustellen.

Dennoch zeigt ein Vergleich mit den Beobachtungen, dass die Klimasimulationen im westlichen und südlichen Afrika noch große Defizite aufweisen. Bei einer ersten Analyse der CORDEX Afrika Simulationen von (Nikulin & Jones [2010]) fiel an der südwestafrikanischen Küste ein Temperaturbias auf. Alle beteiligten RCMs und die ERA-Interim-Reanalysen zeigten hier, im Vergleich zu dem global mit 50 km Auflösung vorliegenden Beobachtungsdatensatz von CRU (New & Hulme [1998]), relativ große Abweichungen von bis zu +8 K in der 2m-Tagesmitteltemperatur (Abbildung 4.1). REMO-Simulationen über anderen Upwelling Regionen weisen ähnliche Differenzen zu den Beobachtungsdaten auf, die jedoch deutlich schwächer ausgeprägt sind. In der Region mit den größten Temperaturabweichungen ist die Messstationsdichte allerdings besonders geringe, was in hohen Maßen zu Unsicherheiten in den Beobachtungsdatensätzen führt (New & Hulme [1998]). Für eine bessere Abschätzung der Güte der Beobachtungen im südwestlichen Afrika, werden die CRU-Beobachtungsdatensätze mit weiteren Beobachtungen verglichen. Um einerseits die Qualität der Modellsimulationen für die Region südwestliches Afrika zu quantifizieren und andererseits den Einfluss der kleinräumigen Aufquellgebiete vor der Küste auf das simulierte Klima zu untersuchen, werden die mit ERA-Interim-Reanalysen angetriebenen Modellsimulationen in dieser Arbeit einer tieferen Analyse unterworfen. Hierzu werden zwei Sensitivitätsstudien durchgeführt.

Die erste Studie befasst sich mit der Darstellung von Aufquellgebieten in dem Regionalmodell REMO und der Sensitivität des Modells gegenüber Meeresoberflächentemperaturveränderungen, wobei hier die Auswirkungen auf die 2m-Temperatur und das 10m-Windfeld in den Küstenregionen im Vordergrund stehen. Für diese Studie wird REMO mit einer veränderten Meeresoberflächentemperatur angetrieben. Hierfür werden die NOAA-Pathfinder-SST-Daten als untere Randbedingung verwendet. Eine weitere Ursache für die Temperaturabweichung zwischen Modell und Beobachtungsdaten könnte in einem zu gering simulierten Bodenwärmestroms in REMO liegen. Auf die Frage, ob eine realitätsnähere Parametrisierung des Bodentyps zu Verbesserungen der simulierten Temperaturen führt, wird in einer weiteren Sensitivitätsstudie eingegangen. Für diese wird eine neue Parametrisierung für die thermische Diffusivität und die Wärmekapazität des Bodens erstellt, die insbesondere unter sehr trockenen Bodenbedingungen von der Standardparametrisierung abweicht.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich wie folgt: Das nachfolgende 2. Kapitel befasst sich mit dem

Klima und der Zirkulationsdynamik des Untersuchungsgebietes im südlichen Afrika und erläutert die wichtigsten theoretischen Grundlagen. Im 3. Kapitel werden die verwendeten Modelle und Beobachtungsdaten beschrieben. Als ersten Schritt der Analyse wird in Kapitel 4 eine REMO Hindcast-Simulation validiert und sich mit der Zuverlässigkeit der Beobachtungen auseinander gesetzt. In Kapitel 5 und 6 werden zwei Sensitivitätsstudien beschrieben und mit dem REMO-Lauf aus Kapitel 4 verglichen. Kapitel 7 fasst die Ergebnisse aus Kapitel 4 bis 6 zusammen und gibt einen kurzen Ausblick über das mögliche weitere Vorgehen.

kapitel 2

Das Klima im südlichen Afrika

Der Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Modellierung des Klimas im südwestlichen Afrika. Bevor ausführlich auf die Repräsentation des Klimas in den Modellen und mögliche Fehlerquellen sowohl in den Simulationen als auch in den Beobachtungsdatensätzen eingegangen wird, wird das Klima im Modellgebiet beschrieben. Das südwestliche Afrika liegt klimatisch gesehen in den Randtropen, wobei der südliche Teil sich bis in die niederen Subtropen erstreckt. Die Lage der Region führt zu einer starken klimatischen Beeinflussung durch den subtropischen Hochdruckgürtel, die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) und die außertropische zyklonale Westwinddrift der höheren mittleren Breiten (Weischet & Endlicher [2000]). Doch nicht nur die großskalige Zirkulation wirkt sich auf das Klima der Region aus; es sind vielmehr die regionalen Besonderheiten, die zu großen Kontrasten führen und für ein einzigartiges Landschaftsbild sorgen. Die grundlegende Dynamik des Klimas im südlichen Afrika wird in Kapitel 2.1 beschrieben, bevor in den darauf folgenden Kapiteln auf die Einflüsse des Klimas durch regionale Faktoren, wie z.B. der Meeresoberflächentemperaturen (SST) (Kapitel 2.2) und der Orografie (Kapitel 2.3) eingegangen wird.

2.1 Die allgemeine Zirkulation

Die Zirkulation im südlichen Afrika ist im Wesentlichen durch die Lage des subtropischen Hochdruckgürtels und der Innertropischen Konvergenzzone geprägt. Um den afrikanischen Kontinent wird dieser Hochdruckgürtel hauptsächlich von zwei Hochdruckzellen gebildet. Dies ist zum einen eine quasi-permanente Antizyklone im Südatlantik, die sehr dicht an der afrikanischen Küste liegt. Zum anderen ist eine Antizyklone im Indischen Ozean zu nennen, die von statistischer Natur ist und sich im Mittel aus dem häufigen Auftreten von wandernden Hochdruckgebieten ergibt. Der Kern dieser Hochdruckgebiete liegt mitten im Indischen Ozean. Aus den Hochdruckgebieten strömen Passatwinde, die auf der Ostseite des Kontinents für auflandige Winde und an der Westseite für ablandige Winde sorgen. Die unterschiedlich große Reibung über Land und über Meer führt bei auflandigem Wind zu einer bodennahen Konvergenz. Bei ablandigem Wind kommt es zu bodennaher Divergenz. Die zustande kommende Küstendivergenz in Verbindung mit dem großflächigen Absinken im Hochdruckgebiet sorgt an der Westküste das ganze Jahr hindurch für ein trockenes Klima, während es an der Ostküste zu Steigungsregen kommen kann (Weischet & Endlicher [2000], Hobbs *et al.* [1998]).

Im Südsommer (Abbildung 2.1 (links)) verschieben sich die beiden Subtropenhochkerne Richtung Süden. Das Südatlantikhoch liegt in etwa bei 31° Süd, das Südindikhoch bei 33° Süd. Ein Tiefdruckgebiet, das sich um den südlichen Wendekreis in der Mitte des Kontinents bildet, sorgt für ein Einströmen feuchter Luftmassen vom Indischen Ozean. Der auflandige Wind an der Ostseite des Subkontinents sorgt für Reibungskonvergenzen und Hebungsniederschlägen entlang der Randstufe (Weischet & Endlicher [2000]). Diese Hebungsniederschläge können in Regionalmodellen deutlich besser dargestellt werden als in Globalmodellen, da sie über eine höhere horizontale Auflösung verfügen und somit die Orografie besser simulieren (Hänsler [2011]). Über dem Hochland kann es im Südsommer zu ausgedehnten Flächenniederschlägen kommen, wenn sich die kühlen Atlantikluftmassen unter die wärmeren Luftmassen des Indischen Ozeans schieben. Im Südwesten sorgen das stabile Hoch und die meist ablandigen Winde für trockene Bedingungen. Das ganzjährig vorkommende Tiefdruckgebiet über Angola bildet sich weiter aus und zieht nach Süden. Dieses Tief sorgt für eine Umlenkung des Südostpassats in Richtung Westen. Damit ziehen die feuchten Luftmassen über Land und es kommt zu starken Niederschlägen. Betroffen sind hierbei die Gebiete an der Küste sowie große Flächen im Südwesten Angolas und im Kongobecken, in denen es zu großräumigen Konvergenzen zwischen dem Südostpassat vom Indischen Ozean und den umgelenkten Atlantikluftmassen kommt. Kleinräumige Konvergenzen, angeregt durch die hohe Sonneneinstrahlung, sind ein weiterer wichtiger Faktor für die Niederschlagsbildung in der Region (Weischet & Endlicher [2000]).

Im Winter (Abbildung 2.1 (rechts)) liegen die beiden Antizyklonen im Mittel 6° (im Atlantik), bzw. 5° (im Indischen Ozean) weiter nördlich als im Sommer. Der Subtropenjet befindet sich nun über der Südspitze des Kontinents und hat somit einen direkten Einfluss auf das Wetter. Je nach Lage der Rossby-Wellen, führt dies meist zu wandernden Tiefdruckgebieten oder einer Hochdruckbrücke zwischen den ozeanischen Antizyklonen. Das tropische Tiefdruckgebiet über Angola liegt weiter nördlich, was zur Folge hat, dass sich die Luftmassen vom Atlantik und vom Indischen Ozean eher über Nordangola treffen und sich das Niederschlagsband nach Norden verschiebt. Gegen Ende des Winterhalbjahres kann es durch Leezyklogenese an den Randschwellen der Südostküste zur Bildung von Küstentiefs kommen. Diese werden vertikal durch die Subtropeninversion begrenzt. Daher entwickeln sich die Küstentiefs in den meisten Fällen zu Hochnebeldecken.

Die häufigste Wetterlage im Winter ist charakterisiert durch ein zentrales Hochdruckgebiet über Südafrika, das zu wolkenlosen und windschwachen Tagen führt. An der Küste Namibias stellt sich bei dieser Wetterlage ein ablandiger Wind ein, der durch die entstehende Küstendivergenz zu einer Auflösung der Nebelfelder vor der Küste führen kann (Weischet & Endlicher [2000]).



Abbildung 2.1: Zirkulation der Sommer- und Winterhalbjahre über dem südlichen Afrika. (Quelle: Weischet & Endlicher [2000]).

2.2 Der Einfluss der SST auf das Klima der Region

Der südliche Teil des afrikanischen Kontinents ist im Süden von Namibia mit 1300 km Breite relativ schmal. Richtung Norden bei 23° Süd erstreckt sich der afrikanische Kontinent bereits über 2200 km (Weischet & Endlicher [2000]). Durch die geringe Breite im Süden ist ein maritimer Einfluss in dem gesamten betrachteten Gebiet erkennbar. Viele Studien beschäftigen sich mit dem Einfluss der Meeresoberflächentemperaturen des Atlantischen und Indischen Ozeans auf das Klima der Region des südlichen Afrikas. Insbesondere die drei hier auftretenden Randstömungen der Benguelastrom, der Agulhasstrom und der Angolastrom haben einen wesentlichen Einfluss auf Niederschlag und Temperatur (Reason [1998], Rouault *et al.* [2008], Mason *et al.* [1994], Jury [1995]). In den folgenden Kapiteln werden die verschiedenen Randströmungen zusammenfassend dargestellt und ihre Rolle im Klimageschehen des südlichen Afrikas thematisiert.

2.2.1 Aufquellgebiete

Der Benguelastrom ist einer der größten Randauftriebsströme der Welt. Dieser Strom wird charakterisiert durch einen starken Auftrieb an der Küste, der zu sehr niedrigen SST-Werten vor Namibia führt. Bevor in Kapitel 2.2.2 auf die regionalen Besonderheiten und die zeitliche Variation des Benguelastroms eingegangen wird, werden die allgemeinen meteorologischen Auswirkungen und die Entstehung von Aufquellgebieten beschrieben.

Auftrieb, im Englischen auch Upwelling genannt, beschreibt das erzwungene Aufsteigen von Wasser aus tiefer liegenden Schichten bis an die oberflächennahe, lichtdurchflutete Schicht (Hoflich [1972]). Dies führt im Ozean dazu, dass das meist kühlere und nährstoffreichere Wasser aus der Tiefe bis zur Oberfläche gelangt. In diesen Gebieten kommt es daher oft zu einem reichen Fischaufkommen, sodass sich im Laufe der Jahrhunderte eine starke Fischerei-Industrie entwickelt hat (Robinson [2006]). Auftriebsgebiete sind daher nicht nur für die Natur, sondern auch für die Bewohner der angrenzenden Regionen von großer Bedeutung.

Besonders in den andernfalls sehr warmen, subtropischen Ozeanen kommt es durch Upwelling zu einer drastischen Abkühlung der Meeresoberflächentemperatur (SST), was einen deutlichen Einfluss auf das Klima der Region hat. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird nur auf die Veränderungen der SST eingegangen, da diese Veränderung den wichtigsten und größten Effekt auf das Klima in diesen Regionen darstellt. Alle anderen Einflüsse, wie z.B. Änderungen in der chemischen Zusammensetzung des oberflächennahen Wassers, sind marginal und werden von dem verwendeten Modell nicht berücksichtigt (Informationen zu dem genutzten Klimamodell in Kapitel 3.1).

Auftrieb wird in drei Gruppen eingeteilt. Ihre Unterteilung folgt nach dem Ort des Auftretens, der Ursache und dem physikalischen Prozess (Hidaka [1972]). Hierzu gehören der küstennahe Auftrieb, der Auftrieb im offenen Ozean und der äquatoriale Auftrieb. Auch wenn alle drei Phänomene auf eine Divergenz in der Grenzschichtströmung zurückzuführen sind, gibt es deutliche Unterschiede im Detail. Für das Klima in Südwestafrika sind die küstennahen Auftriebssysteme von Bedeutung. Aus diesem Grund wird sich in dieser Arbeit auf eine Beschreibung der Randauftriebssysteme beschränkt. Diese treten bevorzugt an den Westküsten der Kontinente, im Einflussbereich der Passatwinde auf. Abbildung 2.2 zeigt die globale Verteilung der küstennahen Auftriebsregionen.



Abbildung 2.2: Globale Verteilung der Aufquellgebiete, rot markiert (digital verändert nach Resler [2011]).

Zu nennen sind hier zum einen die Aufquellgebiete an der Westküste Amerikas, die an der südamerikanischen Küste vor Chile und Peru und an der nordamerikanischen Küste vor Kalifornien auftreten. Zum anderen sind die Aufquellgebiete an der Westküste Afrikas von besonderer Bedeutung. In Nordafrika erstreckt sich das Aufquellgebiet von der Küste Marokkos bis an die Küste des Senegals. Im Süden ist der Bereich vor der Küste Namibias und Südafrikas besonders vom Aufquellen kalten Wassers beeinflusst (Hidaka [1972]). Dieses Gebiet wird in dieser Arbeit näher betrachtet.

Wichtig für eine klimatische Wirkung der Aufquellgebiete ist ein stabil geschichteter Ozean, da dieser durch die Vertikalbewegung kühles Wasser an die Oberfläche führt und eine oberflächennahe Abkühlung bewirkt. Dies ist ein wichtiger Grund für die besondere Relevanz der Aufquellgebiete in den niederen Breiten. In diesen Breitengraden sorgt die hohe Sonneneinstrahlung für die Ausbreitung einer warmen Deckschicht und verhindert somit die vertikale Durchmischung. An den Küsten kann ein Auftrieb jedoch erzwungen werden, wenn ein ablandiger Triftstrom für einen Abtransport des Wassers von der Küste sorgt. Dieses Wasser kann nur durch ein Aufquellen aus tieferen Schichten ersetzt werden, da die Küste den Zustrom verhindert (Hoflich [1972]). Ausschlaggebend für die vertikale Mächtigkeit des Triftstromes und damit der Tiefe, aus der das Wasser aufquillt, ist die Stärke der küstenparallelen Komponente des Windes. Eine Theorie für diese windgetriebenen Strömungen lieferte der schwedische Ozeanograf Vagn Walfrid Ekman im Jahr 1905. Er zeigte unter anderem, dass der Nettotransport in einer konstanten, linear angenommenen Grenzschicht auf der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) um 90° nach rechts (links) verschoben ist und dass hierfür der Einfluss der Corioliskraft verantwortlich ist. Von den Bewegungsgleichungen ausgehend und unter Vernachlässigung der nichtlinearen Terme des horizontalen Druckgradienten sowie der Bodenreibung, setzte Ekman den Reibungskoeffizienten und den Coriolisparameter konstant und erhielt ein Kräftegleichgewicht zwischen der Coriolis- und der Reibungskraft (Pond & Pickard [1983]).

Damit sich diese beiden Kräfte ausgleichen können, müssen sie entgegengesetzt sein. Da die Reibungskraft immer entgegengesetzt einer Bewegung zeigt (Abbildung 2.3), muss die Strömung, integriert über die gesamte Grenzschicht, in Richtung der Corioliskraft verlaufen. Es kommt also zu einer Ablenkung um die besagten 90°(Pond & Pickard [1983], Colling & Oceanography Course Team [2001]). Damit die durch den Wind erzeugten Windtriften sich zu



Abbildung 2.3: Kräftegleichgewicht integriert über die gesamte Grenzschicht (V_0: Strömung an der Oberfläche) (Quelle: selbst erstellt nach Pond & Pickard [1983]).

einer Meeresströmung anordnen können, muss der Wind hinreichend stark und beständig wehen. In den niederen Breiten ist dies durch die Passatwinde gegeben (Hoflich [1972]). Da diese Winde, auf der Nordhemisphäre der Nordostpassat und auf der Südhemisphäre der Südostpassat, in Richtung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) wehen, erklärt sich anhand der Windrichtung und der Richtung der Corioliskraft, das häufige Auftreten der küstennahen Auftriebsgebiete an den Westküsten der Passatregion. Die meteorologischen Wirkungen dieser kalten Auftriebsgebiete werden in einem Bericht von Hoflich [1972] diskutiert. Im Folgenden werden die wesentlichen Aspekte zusammengefasst.

Nebelbildung

Überströmen die meist feucht-warmen Passatwinde die kalten Aufquellgebiete, kühlen sich die Luftmassen ab und es kommt infolgedessen zu einer Erhöhung der relativen Feuchte, da die Menge an Wasserdampf, die in der Luft gehalten werden kann, exponentiell mit sinkender Temperatur abnimmt. Ist der Taupunkt der ankommenden Luftmassen höher als die in der Aufquellregion vorhandenen Wassertemperaturen, kann es zu einer Unterschreitung des Taupunktes kommen und damit zu Nebelbildung. Erreichen die Luftmassen die Küste, werden diese tagsüber stark erwärmt und der Nebel löst sich auf (Hoflich [1972]). In der Nacht und am frühen Morgen kann sich der Nebel häufig auch über Land halten. Dies beschert den Küstenstädten im südwestlichen Afrika eine hohe Anzahl an Nebeltagen, die mit größerer Entfernung zur Küste abnimmt. Hierbei ist insbesondere das Ausmaß der Auftriebsregion von großer Bedeutung. Ist die Aufquellregion zu groß, kann die Luft beim Überströmen nicht genug Wasser aufnehmen. Ist sie zu klein, kühlt sich die Luft nicht ausreichend ab und es setzt keine Nebelbildung ein (Cermak [2011], Hänsler [2011], Lancaster *et al.* [1984], Olivier [1995]).

Stabilisierung der Luftschicht

Durch die kalte Luft über dem Auftriebswasser wird die Luftschichtung stabilisiert. Dieses Phänomen kann auch über Land in der Nacht beobachtet werden, wenn es durch Ausstrahlungsprozesse zu einer Abkühlung der Bodennahen Luftschichten kommt. Dies führt zu einem geringeren Impulsaustausch mit höheren Luftschichten und der bodennahe Wind nimmt ab. Damit wird der Feuchtetransport in der Atmosphäre unterbunden. Der fehlende Feuchtetransport in höhere Luftschichten führt zu einer Stabilisierung der Nebelfelder, da sich die unteren Schichten mit Feuchtigkeit anreichern können (Hoffich [1972]).

Verstärkung der Inversion

Wie oben diskutiert, treten die Hauptauftriebszonen in der Passatzone auf. Diese Region ist geprägt durch ein großflächiges Absinken in den oberen Luftschichten. Die adiabatische Erwärmung beim Absinken führt zu einer Inversion in 1000-1500 m Höhe. In dieser vertikalen Schicht nimmt die Temperatur mit der Höhe zu und die relative Feuchte ab. Die sehr stabile Schichtung unterbindet die Konvektion, wodurch es nur selten zu Bildung von hochreichenden Wolken kommt. Durch das Abkühlen der Luft über den Aufquellregionen wird sowohl die Inversion verstärkt als auch das Einsetzen der Inversion in tieferen Schichten begünstigt. Dies führt zu einer weiteren Unterbindung von Konvektionsprozessen. Dementsprechend weisen die Auftriebsgebiete nur eine sehr geringe jährliche Niederschlagsmenge auf (Hoflich [1972]).

Verstärkter Seewind am Tag und Abnahme des Landwindes in der Nacht

In Küstengebieten kommt es häufig zu kleinräumigen thermisch angeregten Zirkulationen, sogenannten Land-See-Windsystemen. Diese Zirkulationen entstehen aufgrund der unterschiedlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten von Wasser und Boden. Folgende Komponenten spielen eine Rolle: die unterschiedlichen Wärmekapazitäten, die Wärmeleitfähigkeiten, der turbulente Wärmetransport im Wasser sowie die Advektion von Wassermassen mit unterschiedlicher Temperatur. In der Regel wärmen sich die oberen Bodenschichten am Tag schneller auf, kühlen aufgrund der geringen Wärmekapazität in der Nacht aber auch schnell wieder aus. Der Dichteunterschied zwischen den unterschiedlich erwärmten Luftmassen führt zu einer Ausbildung eines Druckgradienten, der eine Windzirkulation anregt. In den beschriebenen Auftriebsregionen werden durch die Advektion von kalten Wassermassen aus den tieferen Ozeanschichten die Temperaturunterschiede am Tag verstärkt, wodurch die Zirkulation angetrieben wird. In der Nacht kann die Bodentemperatur jedoch kaum unter die Meeresoberflächentemperatur (SST) abkühlen. Der nächtliche Landwind fällt aufgrund des dann geringen Temperaturgradienten schwächer aus, oder wird sogar ganz unterbunden (Hoflich [1972]).

Entstehung von Schichtwolken vor der Küste

Der Seewind führt zu einer Advektion feucht-kalter Luft Richtung Land, wodurch sich die Luft erwärmt. Infolgedessen nimmt die relative Feuchte ab. Vor der Küste kommt es verstärkt zu Wolkenbildung unterhalb der Passatinversion, da diese den vertikalen Feuchtetransport unterbindet. Durch Ausstrahlung am Oberrand kann sich die Atmosphäre in der oberen Wolkenschicht immer weiter abkühlen, während sich die untere Wolkenschicht ebenfalls durch Strahlungsprozesse erwärmt. Der Nebel steigt langsam auf und kann sich zu einem Hochnebel entwickeln, der schließlich zu einer Schichtwolke an der Passatinversion wird (Hoflich [1972]). Es ist jedoch stark umstritten ob und in welchen Ausmaß diese Wolkenbildung zu den großen Stratokumulusschichten über dem tropischen Südatlantik und Südpazifik beiträgt (Wai [1987], Bretherton *et al.* [2004], Serpetzoglou *et al.* [2008]).

Nachdem in diesem Kapitel allgemein über die physikalischen Aspekte von Aufquellgebieten

eingegangen und ihrer meteorologischen Wirkung diskutiert wurde, befasst sich das nächste Kapitel genauer mit dem Benguelastom und seiner räumlichen und zeitlichen Variabilität.

2.2.2 Der Benguelastrom

Der Benguelastrom ist einer der vier größten Randauftriebsströmungen der Welt. Er fließt von 37° Süd an der südafrikanischen Küste entlang Richtung Norden, bis der Strom bei 14° bis 18° Süd auf den südwärts fließenden Angolastrom trifft. Mit dem Angolastrom im Norden und dem Agulhasstrom im Süden ist der Benguelastrom der einzige Randauftriebsstrom der Erde, der an beiden Enden von Warmwasserströmungen umgeben ist. Das Einmischen von warmen Wassermassen führt zu starken SST-Schwankungen in den Randgebieten des Benguelastroms (Wefer *et al.* [1996]).

Abbildung 2.4 (a) zeigt eine Verteilung der Hauptauftriebsgebiete des Benguelastroms. In Abbildung 2.4 (b) sind die wichtigsten Strömungen, sowie ein ungefährer Verlauf der Schelfregion skizziert. Die Schelfregion ist vor Angola mit ca. 20 km nur sehr schmal. Die größten Ausprägungen liegen südlich von Lüderitz bei der Flussmündung des Orange River (180 km Breite) und an der südlichen Spitze Südafrikas (Agulhas Banks, 230 km Breite) (Wefer *et al.* [1996]). Die Auftriebszellen liegen meist in Bereichen mit einem starken zyklonalen Windstress. Dieser tritt insbesondere an



Abbildung 2.4: Der Benguelastrom und seine Aufquellgebiete (Quelle: Abbildung (a): Pickford & Senut [1999], Abbildung (b): Shannon & O'Toole [2003]).

Orten mit einer Änderung der Küstenorientierung auf (Lübbecke *et al.* [2010]). Der Grund hierfür ist der sogenannte Kapeffekt. Weht der Wind parallel zum Kap, kommt es in dessen Umgebung zu einer Verdichtung der Isobaren und damit zu einer Windverstärkung. Am Stärksten ausgeprägt ist die Lüderitz Auftriebszelle, die durch ihre zentrale Lage nur selten von den Warmwasserströmungen aus Nord und Süd beeinflusst wird. Diese Auftriebszelle wird verstärkt, zum einen durch ihre günstige Lage auf der Rückseite der großen Schelfregion des Orange River und zum anderen durch die dort vorherrschenden starken Passatwinde (Wefer *et al.* [1996]). Die zeitliche Variabilität von den Aufquellregionen vor Namibia wird von Robinson [2006] auf vier Zeitskalen eingeteilt und diskutiert. Es folgt eine Zusammenfassung.

Synoptische Zeitskala

Auf synoptischer Zeitskala sorgt das Wandern von Tiefdruckgebieten entlang der Küste für eine Reduzierung der Südwinde und damit für eine Drosselung des Küstenauftriebs. Dies führt zu einer Verschiebung der Kaltwasserfront in Richtung Küste (Robinson [2006]).

Auf einer Zeitskala von 1 bis 2 Monaten

An der Küste Südafrikas kann es auf der Zeitskala von 1 bis 2 Monaten zu einer Variabilität der Meeresoberflächentemperatur kommen. Ein Grund dafür ist die Lage der Rossby-Wellen, die im Wesentlichen die Lage der Zyklonen bestimmt. Im Herbst führen die Zyklonen im Mittel zu einer Druckabnahme des Südatlantikhochs. Im Winter erreichen die Zyklonen die Küste und sorgen für eine Nordwestwindlage. In beiden Fällen führt dieser Prozess zu einer Abnahme des Südwindes und damit zu einem geringeren Auftrieb entlang der Küste. Ein weiteres Phänomen auf dieser Zeitskala ist das regelmäßige Auftreten von antizyklonalen Warmwasserwirbeln, sog. Agulhas-Ringen. Diese Wirbel brechen aus der Agulhas-Reflektionsströmung aus und bewegen sich entlang der Westküste Richtung Norden (Robinson [2006]).

Saisonale Skala

Im nördlichen Teil bis ungefähr 30° Süd gibt es nur geringe jahreszeitliche Schwankungen in der Auftriebsströmung und die kühlen Meeresoberflächentemperaturen an der Küste sind das ganze Jahr über auffindbar. Der maximale Auftrieb tritt im Südwinter auf. Südlich des 30. Breitengrades tritt der Auftrieb insbesondere im Südsommer auf, da sich im Winter der Einfluss der Westwinde bemerkbar macht. Die nördliche Front des Benguelastroms bewegt sich im Laufe des Jahres zwischen 14° und 17° Süd, wobei sie den nördlichsten Punkt zwischen März und September erreicht (Robinson [2006]).

Dekadische Skala

Auf dekadischer Skala kommt es vor, dass warmes Wasser des Angolastroms weit in den Benguelastrom hinein in Richtung Süden fließt. Dieses Ereignis wird in Anlehnung an das El Niño Phänomen "Benguela Niño" genannt und tritt im Südherbst auf. Es ist umstritten, ob diese SST-Anomalien durch eine Abnahme der lokalen Winde und dem damit verbundenen geringeren Auftrieb verursacht werden (Polo et al. [2008]) oder ob sie durch eine Kelvin-Welle entstehen, die im Westatlantik auftritt und Richtung Osten propagiert (Florenchie et al. [2003]). Die Ergebnisse von Lübbecke et al. [2010] bestätigen die Studien von Florenchie et al. [2003]. Sie zeigen, dass Temperaturanomalien unter der Meeresoberfläche, die vom Äquator Richtung Süden propagieren, von großer Bedeutung für die Bildung von Benguela Niño Ereignissen sind. Nach Lübbeckes Ergebnissen kommt es durch Druckschwankungen im Südatlantikhoch zu einer Abnahme der Südostpassatwinde. Relevanter für die SST-Anomalien ist jedoch die Entstehung von äquatorialen Kelvin-Wellen im Westatlantik, die entlang der Thermokline in Richtung Osten propagieren. Da die Thermokline in Äquatornähe im Südherbst noch zu tief liegt, sind die Kelvin-Wellen an der Oberfläche nicht sichtbar. Erst an der Grenze zum Benguelastrom treten die Wellen an die Oberfläche und verursachen eine erhöhte Meeresoberflächentemperatur. Im Juni kommt es in dieser Region zu einer Anhebung der Thermokline, was auch hier ca. ein bis drei Monate nach dem Benguela Niño Ereignis zu einer SST-Anomalie führen kann.

2.2.3 Der Agulhasstrom und südöstliche Atlantik

Der Agulhasstrom fließt entlang der Ostküste Afrikas nach Süden und transportiert dabei Wasser mit bis zu +27 °C an die Südküste. Dort fließt er einige Kilometer in den Atlantik, dreht und fließt als Agulhasrückstrom wieder in den Indischen Ozean. In dem Bereich zwischen der Reflektion des Stromes und der Ausflussgegend kann es zu Temperaturabweichungen mit deutlichen Auswirkungen auf den Niederschlag im südlichen Afrika kommen. Dies konnte Reason [1998] anhand des Atmospheric General Circulation Modells der Melbourne University und einem bandpassgefilterten SST-Datensatz des UK Met Office zeigen. Laut Reason [1998] besteht in mehreren Regionen Südafrikas eine Korrelation zwischen Niederschlagsanomalien und einer SST-Anomalie im zentralen bis südlichen Indischen Ozean. Eine erhöhte SST im Reflektionsgebiet sorgt im Sommer durch die resultierende verstärkte Verdunstungsrate an der Südküste Afrikas für erhöhte Niederschläge. Auch im Winter scheinen die Niederschläge dieser Region aufgrund einer höheren Zyklonenaktivität zuzunehmen. Ein wesentliches Merkmal von erhöhten Meeresoberflächentemperaturen im zentralen Indischen Ozean ist eine Instabilisierung des Südindikhochs. Dieses Hochdruckgebiet liegt vor der Südostküste Afrikas und transportiert feuchte Luftmassen vom Indischen Ozean an die Ostküste. Durch den auflandigen Wind kommt es daraufhin in dieser Region zu Küstenkonvergenzen und damit regelmäßig zu Niederschlägen. Eine Instabilisierung führt hingegen zu einem geringeren Feuchtetransport und zu einer Verlagerung der Zyklonenaktivität in Richtung Osten. Dürreperioden im inneren und östlichen Teil des Subkontinents sind häufig auf eine solche Konstellation zurückzuführen (Mason *et al.* [1994], Mason [1995], Mason & Jury [1997]). An der Westküste zeigte das Modell eine Abschwächung des Angolatiefs mit signifikant weniger Niederschlag in der Region. Reason vermutet hier einen Zusammenhang mit der abgeschwächten und nach Osten verschobenen Walker-Zirkulation.

2.2.4 Der Angolastrom

Der Angolastrom ist eine warme südwärtige Strömung, die bei ca 10° Süd aus dem Südäquatorialen-Gegenstrom entsteht. Zwischen 14° und 18° Süd trifft dieser auf den Benguelastrom. Die Position der Angola-Benguela-Front sowie die Schwankungen und deren Auswirkungen auf das Klima wurden in Kapitel 2.2.2 bereits diskutiert. Zusammen mit dem Hauptstrom des Südäquatorialen-Gegenstromes und dem Benguela-Ozean-Strom bildet der Angolastrom einen zyklonalen Wirbel, den sog. Angola-Dome (Tozuka *et al.* [2006], Signorini *et al.* [1999]).

2.3 Die Orografie

An der Westküste des südlichen Afrikas prägen die orografischen Begebenheiten das Wettergeschehen. Das südliche Afrika hat ein ausgeprägtes Binnenhochland mit Höhen von 1000 bis 2000 m. Dieses fällt zur Küste hin ab, wobei es an vielen Stellen zu schmalen Küstensäumen kommt, denen breite Küstenkammern und Bergländer vorgelagert sein können, man spricht von der "Großen Randstufe". Sie reicht von Nordangola um die Südspitze herum, bis hin zum Scheidegebierge zwischen Simbabwe und Mosambik auf der Ostseite (Weischet & Endlicher [2000]). Das Gebirge, in Kombination mit einer tiefen Grenzschicht, bewirkt, dass die kühlen, oft feuchten Luftmassen der Küstengegenden nur selten auf die Hochebenen gelangen. Durch die vielen Küstenkammern und die deutlich geringere Höhe sind die Hochebenen jedoch keine Wetterbarriere und nur bedingt vergleichbar mit den Anden in Südamerika. Während die Anden, den Küstenstreifen nahezu komplett von den feuchtwarmen Luftmassen aus der Amazonas Tiefebene abschirmen, kommt es in Namibia durchaus vor, dass Luft aus der Kalahari-Hochebene zur Küste strömt. Dies sorgt aufgrund der adiabatischen Erwärmung der Luftmassen beim Absinken, für besonders hohe Temperaturen von bis zu +40 °C. Hänsler [2011] konnte zeigen, dass REMO die sog. Bergwind-Zirkulation simulieren kann und dass besonders heiße Tage mit dieser in Verbindung gebracht werden können. Abbildung 2.5 zeigt die Orografie im südlichen Afrika, dargestellt in einer horizontalen Auflösung von 55 km (links) und 1 km (rechts). Es ist zu erkennen, dass sich die Orografie bei niedrigeren Auflösungen glättet und hierdurch die Berge niedriger dargestellt sind. Richter [2004] führte Sensitivitätsstudien mit unterschiedlich geglätteten



Abbildung 2.5: Die Orografie des südlichen Afrikas. Dargestellt mit horizontaler Auflösung von 55 km (links) und 1 km (rechts). Höhe angegeben in [m].

Orografien durch. Sein Globalmodell zeigt, dass die geglättete Orografie zu einer leichten Abnahme der Bewölkung über dem Atlantik führt, es aber keine signifikanten Änderungen gab. Dies lässt vermuten, dass eine leicht geglättete Orografie in Klimasimulationen keine großen Auswirkungen auf die Güte der Simulation hat. Der orografische Einfluss wird jedoch deutlich, wenn eine weitere Sensitivitätsstudie betrachtet wird, in der die küstennahen Berge komplett entfernt werden (Richter [2004], Richter & Mechoso [2006]). Es zeigt sich, dass die küstennahe und parallel verlaufende Orografie in Afrika, die Stabilität der planetaren Grenzschicht begünstigt. Diese ist eine wesentliche Voraussetzung für die Bildung von Stratocumuluswolken bei etwa 10° Süd über dem Atlantik. Ohne diese würde es im Südwinter verstärkt dazu kommen, dass warme Luftmassen vom Landesinneren die Stratocumulusregion vor Namibia erreichen. Die Westwinde reflektieren an den küstenparallelen Bergen, was zu einer Abkühlung in den unteren Luftschichten der Region führt und diese stabilisiert. Im Südsommer wird die Stabilisierung insbesondere durch Zirkulationsänderungen im 700 hPa Niveau verursacht. Das Gebirge sorgt in dieser Höhe für einen antizyklonalen Einfluss an der Westseite des Kontinents und somit für den Zufluss warmer Luft oberhalb der Grenzschicht.

kapitel 3

Modell und Daten

In diesem Kapitel wird zunächst das verwendete Regionalmodell vorgestellt. Hierbei werden die Entwicklungsgeschichte sowie die numerische Umsetzung und die wesentlichen Parametrisierungen erläutert. Auf die Parametrisierung des Bodenwärmestroms in REMO wird in einem weiteren Abschnitt noch einmal gesondert eingegangen, da diese in der zweiten Sensitivitätsstudie neu parametrisiert wird. Im Anschluss werden weitere Modelle und Daten beschrieben, die zum einen als Randbedingung und zum anderen für die Validierung der REMO-Simulationen genutzt werden.

3.1 Das regionale Klimamodell REMO

REMO ist ein numerisches, dreidimensionales Modell, das in den 1990er Jahren innerhalb des "Baltic Sea Experiments" (BALTEX) am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M) in Hamburg entwickelt wurde. Dies geschah in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD), dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) und dem Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG) (ehemals Forschungszentrum Geesthacht (GKSS)) (Jacob *et al.* [2001], Jacob *et al.* [2007], Jacob [2009]). Die Grundidee war es, ein dynamisches Modell zu entwickeln, das für regionale Wettervorhersagen und Klimamodellierungen eingesetzt werden kann. Dafür benötigt das Modell Randwerte, die von Globalmodellen oder Reanalysen bereitgestellt werden. Bei dieser Nestung werden nach dem Verfahren von Davies [1976] die prognostischen Atmosphärenfelder (Bodendruck, horizontale Windkomponente, Temperatur, spezifische Feuchte, Flüssigwassergehalt, Wolkeneis) innerhalb einer Randzone von acht Gitterboxen angeglichen. Hierbei wird die äußere Reihe fest vom antreibenden Modell vorgegeben, während der Einfluss in den weiteren sieben Gitterboxen exponentiell zur Mitte des Modellgebietes abnimmt. Der Vorteil dieser Regionalmodelle besteht in der stark reduzierten Rechenzeit gegenüber den Globalmodellen bei gleichbleibender Auflösung. Dies eröffnet die Möglichkeit, die relevante Region bis zu einem horizontalen Gitterabstand von etwa 10 km aufzulösen und bietet somit eine Alternative zum statistischen Downscaling.

REMO ist in der hier verwendeten Modellversion ein hydrostatisches Modell. Es wird also in der Vertikalen von einem Gleichgewicht zwischen der Schwerkraft und dem Druckgradienten ausgegangen. Vertikalbeschleunigungen werden hierbei vernachlässigt (Holton [2004]). Die Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts ist der Grund für die Beschränkung der horizontalen Gitterweite auf 10 km. Soll eine höhere Auflösung erzielt werden, wird ein nicht-hydrostatisches Modell benötigt. Unterscheiden sich die Gitterabstände des Regionalmodells und des antreibenden Modells um mehr als Faktor zehn, wird in der Regel eine Doppelnestung durchgeführt, um das Auftreten von Randeffekten zu minimieren. Hierbei wird zuerst mit dem Regionalmodell, eine größere Region auf einer niedrigeren Auflösung gerechnet. Dieser Lauf wird dann als Randwert für die hoch aufgelöste Klimasimulation genutzt. Die konsekutive Ausführung der Modelle hat zwar den Vorteil, dass eine globale Simulation für eine unbegrenzte Anzahl von unterschiedlichen regionalen Simulationen genutzt werden kann. Andererseits hat das Regionalmodell keine Möglichkeit auf die globale Simulation rückzuwirken. REMO ist auch in der Lage mit dem Globalmodell ECHAM simultan zu laufen und Einfluss auf dieses zu nehmen. Die Auswirkungen von einer solchen sogenannten "Zwei-Wege Nestung" wurden von Lorenz [2005] untersucht. Die Zwei-Wege Nestung wurde jedoch für keine in dieser Arbeit verwendeten Simulation verwendet. Da REMO nicht mit einem Ozeanmodell gekoppelt ist, muss die Meeresoberflächentemperatur als Randwert von dem antreibenden Modell vorgegeben werden. Die SST ist also nicht in der Auflösung des Regionalmodells verfügbar, sondern nur auf der groben Auflösung des antreibenden Modells vorhanden.

Neben den Randwerten benötigt REMO noch mehrere konstant gehaltene Bodenfelder. Hierzu gehören die Orografie, die Varianz der Orografie, eine Land-Seemaske, die Bodenrauigkeitslänge, die Bodentextur, die Bodenalbedo, der Vegetationsanteil, der Waldanteil, der Blattfächenindex sowie die Feldkapazität des Bodens.

REMO nutzt im Allgemeinen ein rotiertes sphärisches Koordinatensystem, wobei der Äquator des rotierten Systems durch die Mitte des Modellgebietes gelegt wird. Durch diesen Vorgang sind die Gitterboxen möglichst quadratisch und gleich groß. Dies birgt Vorteile bei der numerischen Lösung der Gleichungen. Der zu wählende Rechenzeitschritt hängt von der Gittergröße ab und kann durch die Homogenität des Gitters größer gewählt werden. Da sich das in dieser Arbeit betrachtete Gebiet jedoch in der Nähe des Äquators befindet, ist der Vorteil eines rotierten Koordinatensystems nur sehr klein. Aus diesem Grund wird auf eine Rotation bei allen verwendeten Läufen verzichtet. Die horizontale Diskretisierung erfolgt über ein Arakawa-C Gitter. Hier werden die skalaren Variablen im Boxmittelpunkt und die Windvektoren am Boxrand errechnet. Alle Variablen sind als Mittelwert über die gesamte Box definiert.

Für die vertikale Struktur nutzt REMO ein Hybrid σ -Koordinatensystem. Die Vertikalkoordinate ist eine Funktion des Drucks und variiert in Zeit und Raum. In den bodennahen Schichten folgen die Modelllevel der Orografie (Abbildung 3.1), sie nähern sich mit zunehmender Höhe jedoch den Isobaren an. Die vektorgebundenen Variablen, beispielsweise die turbulenten Flüsse oder die Vertikalgeschwindigkeiten, werden hier auf den vertikalen Rändern errechnet. Die skalaren Größen werden in den Modellleveln errechnet.

Zur zeitlichen Diskretisierung verwendet RE-MO das sog. "leap-frog-Schema" mit semiimpliziter Korrektur und einem Asselin-Filter (Asselin [1972]).

Weitere Informationen zu den im Modell implementierten Funktionen können der Dokumentation des EM/DM-Systems des DWD entnommen werden (Majewski [1991], Rechid [2001]).



Abbildung 3.1: Die Vertikalkoordinate als eine Funktion des Drucks im σ -Koordinatensystem. Skalare Größen angegeben mit (φ), werden in der Mitte der Modelllevel definiert. Vertikalgeschwindigkeiten (ω) werden an den Rändern der Modelllevel berechnet. (Quelle: Teichmann [2010]).

Parametrisierungen der Landoberflächen und des Jahresgangs der Vegetation werden in den Arbeiten von Rechid & Jacob [2006] näher erklärt. Nähere Angaben zur Wolkenparametrisierung sind in Pfeifer [2006] zu finden.

Bodenwärmeleitung

Für die Sensitivitätsstudie in Kapitel 6 wird die Bodenwärmeleitung in REMO neu parametrisiert. Hierzu soll im folgenden Abschnitt zunächst der theoretische Wissensstand über die Bodenwärmeleitung erläutert werden. Im Bezug darauf wird die derzeitige Umsetzung im regionalen Klimamodell REMO beschrieben. Weitere Angaben über die Parametrisierungen der Landoberfläche in REMO sind in der Diplomarbeit von Rechid [2001] und in der Beschreibung des Europa-Modells von Majewski [1991] zu finden.

Allgemeine Grundlagen

Der Bodenwärmestrom (S) ist eine wichtige Komponente des Wärmehaushaltes des Bodens und gibt an, wie viel Energie in den Boden geleitet wird. Dieser Parameter wird benötigt, um zusammen mit den Strahlungsflüssen und dem latenten sowie dem fühlbaren Wärmestrom die Energiebilanz der Erdoberfläche zu errechnen (Rechid [2001]):

$$0 = R_n + L + H + S \tag{3.1}$$

 \mathbf{R}_n Nettostrahlungsbilanz $[\mathbf{W} \ \mathbf{m}^{-2}]$ \mathbf{L} Latenter Wärmestrom $[\mathbf{W} \ \mathbf{m}^{-2}]$ \mathbf{H} Fühlbarer Wärmestrom $[\mathbf{W} \ \mathbf{m}^{-2}]$

S Bodenwärmestrom $[W m^{-2}]$

Die Luft der unteren Atmosphäre absorbiert kaum die kurzwellige Sonneneinstrahlung und wird im Wesentlichen durch die langwellige Ausstrahlung sowie dem latenten und dem fühlbaren Wärmefluss von der Oberfläche erwärmt. Aus diesem Grund ist die Energiebilanz des Bodens von entscheidender Bedeutung für die 2m-Temperatur. Die Bodenwärmeleitfähigkeit ist abhängig von den thermischen Eigenschaften des Bodens und ändert sich daher mit der Bodenbeschaffenheit. Sie lässt sich mit der Wärmekapazität und der thermischen Diffusivität des Bodens beschreiben (Rechid [2001]):

$$\lambda = \kappa C \tag{3.2}$$

 $\begin{array}{lll} \lambda & \mbox{Wärmeleitfähigkeit} & [\mbox{J} \ m^{-1} \ s^{-1} \ K^{-1}] \\ \kappa & \mbox{thermische Diffusivität} & [m^2 \ s^{-1}] \\ \mbox{C} & \mbox{Wärmekapazität} & [\mbox{J} \ m^{-3} \ K^{-1}] \end{array}$

Das Produkt aus der Wärmeleitfähigkeit und dem vertikalen Temperaturgradienten im Boden

ergibt den Bodenwärmestrom:

$$S = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta Z} \tag{3.3}$$

- S Bodenwärmestrom [W m⁻²] λ Wärmeleitfähigkeit [J $m^{-1} s^{-1} K^{-1}$]
- T Bodentemperatur [K]
- Z Bodentiefe [m]

Die Wärmekapazität C berechnet sich aus dem Produkt der spezifischen Wärme und der Bodendichte, sodass auch die Bodenbeschaffenheit Einfluss auf die Wärmekapazität hat. Aufgrund der hohen spezifischen Wärme von Wasser, ergibt sich hier zusätzlich eine starke Abhängigkeit vom Wassergehalt der Bodenschicht (Rechid [2001]):

$$C = C_0 + \rho_w \overline{W} \left(c_w \left(1 - W_i \right) + c_i W_i \right) \tag{3.4}$$

С	Wärmekapazität	$[J m^{-3} K^{-1}]$
C_{0}	Wärmekapazität des trockenen Bodens	$[{\rm J}\ m^{-3}\ K^{-1}]$
$ ho_w$	Dichte von Wasser	$1000~{\rm kg}~{\rm m}^{-3}$
c_w	spezifische Wärme von Wasser	$4180 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
c_i	spezifische Wärme von Eis	$4180 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
\mathbf{W}_i	Eisanteil am Wassergehalt angegeben als Bruch	[1]
\overline{W}	mittlerer Wassergehalt des Bodens	[1]

Wie in Gleichung 3.2 gezeigt, ist die Wärmeleitfähigkeit ein Produkt aus der Wärmekapazität und der thermischen Diffusivität des Bodens. Diese beiden Parameter sind im Wesentlichen von der Korngrößenverteilung des Bodens und dem Wassergehalt abhängig.

Die Korngrößenverteilung ist ausschlaggebend für das Porenvolumen. Dieses Volumen bezeichnet das gesamte mit Luft und Wasser gefüllte Hohlraumvolumen des Bodens. Mit zunehmender Korngröße nimmt das Porenvolumen ab, sodass auch der Anteil an Luft und Wasser im Boden geringer wird (Tabelle 3.1). Dies führt dazu, dass Böden mit sehr kleinen Partikeln, aufgrund der guten Isolationsfähigkeit von Luft im trockenen Zustand, nur sehr schlecht Wärme leiten.

Bei einem geringen Wasseranteil im Boden ist die Leitfähigkeit annähernd konstant. Durch die

hohen Adhäsionskräfte zwischen Wasser und Partikel verteilen sich die wenigen Wasserpartikel um die Bodenteilchen und es können sich keine Verbindungen zwischen den Partikeln bilden (Abbildung 3.2 (a)). Sobald der Wasseranteil jedoch einen kritischen Punkt erreicht hat, bei dem es zur Bildung von Wasserbrücken zwischen den Bodenteilchen kommt, nimmt die Leitfähigkeit des Bodens rapide mit dem Wasseranteil zu. Dieser Punkt ist abhängig von der spezifischen Oberfläche des Bodens, die sich aus der Korngrößenverteilung ableiten lässt. Es gilt, je kleiner die Korngröße, desto größer wird die spezifische Oberfläche um die sich die Wassermoleküle verteilen, bevor die Brückenbildung einsetzt.

Die Wärmeleitfähigkeit nimmt solange sehr stark zu, bis sich die Wasserverbindungen in der gesamten Bodenschicht ausgebreitet haben. Dann ist die maximale Leitfähigkeit der Bodenschicht fast erreicht (Abbildung 3.2 (b)) und eine Erhöhung des Wasseranteils bis zur Sättigung (Abbildung 3.2 (c)) erzeugt nur noch marginale Änderungen in der Wärmeleitfähigkeit (Tarnawski & Leong [2000], Tarnawski & Gori [2002]).



Abbildung 3.2: Schematische Darstellung der Wasserverteilung im Boden bei dem Permanenten Welkepunkt, der Feldkapazität und der Sättigung. Quelle: FAO [2011].

Parametrisierung in REMO

Die Parametrisierung der Bodenwärmeleitung in REMO wurde von dem Europa-Modell (EM) übernommen. Die Abhängigkeit der Wärmeleitung vom Wassergehalt des Bodens setzt sich, wie in λ

Р

Gleichung 3.5 gezeigt, aus zwei linear angenommenen Steigungen zusammen:

$$\lambda = \lambda_0 + \left(0.25 + \frac{0.3\Delta\lambda}{1+0.75\Delta\lambda}\right) \Delta\lambda Min\left\{ \begin{bmatrix} 4\overline{W} \\ \overline{PV} \end{bmatrix}; \left[1 + \left(\frac{4\overline{W}}{PV} - 1\right) \frac{1+0.35\Delta\lambda}{1+1.95\Delta\lambda} \right] \right\}$$
(3.5)
$$\lambda \quad \text{Wärmeleitfähigkeit} \qquad \qquad [J \ m^{-1} \ s^{-1} \ K^{-1}]$$

$$\lambda_0 \quad \text{Wärmeleitfähigkeit} \ \text{des trockenen Bodens} \quad [J \ m^{-1} \ s^{-1} \ K^{-1}]$$

$$\overline{W} \quad \text{mittlerer Wassergehalt} \qquad \qquad [1]$$

PV Porenvolumen \qquad \qquad [1]

In REMO werden die unterschiedlichen Böden anhand ihrer Korngrößenverteilung in sechs verschiedene Bodenarten eingeteilt. Mit dieser Einteilung wird eine Parametrisierung der Bodenwärmeleitung vorgenommen. Die Bodenarten und ihre thermischen Parameter können der Tabelle 3.1 entnommen werden und stammen aus der Modellbeschreibung des Europa-Modells (Majewski [1991]). Durch die unterschiedlichen Parameter ergibt sich eine Abhängigkeit der Wärmeleitung von der Bodenart. Abbildung 3.3 zeigt die Abhängigkeit der thermischen Diffusivität (a) und der Wärmeleitfähigkeit (b) vom volumetrischen Wassergehalt.



Abbildung 3.3: Abhängigkeit der thermischen Diffusivität κ (a) und der Wärmeleitfähigkeit λ (b) vom volumetrischen Wassergehalt. Die jeweilige Bodenart ist anhand der Farbmarkierungen der Tabelle 3.1 zu entnehmen.

Es ist auch möglich, REMO unabhängig vom Wassergehalt im Boden zu betreiben. Unter diesen Bedingungen nutzt REMO die Werte aus Tabelle 3.2.

Bodenart	Sand	lehmiger Sand	Lehm	lehmiger Ton	Ton	Torf
C [10 6 J m^{-3} K^{-1}]	1.28	1.35	1.42	1.50	1.63	0.58
$\lambda_0 \; [W \; K^{-1} \; m^{-1}]$	0.30	0.28	0.25	0.21	0.18	0.06
$\Delta\lambda \; [W \; K^{-1} \; m^{-1}]$	2.40	2.40	1.58	1.55	1.50	0.50
PV [1]	0.364	0.445	0.445	0.475	0.507	0.863

 Tabelle 3.1: Bodenwerte der in REMO verwendeten Bodenarten, bei Aktivierung der Wassergehaltsabhängigkeit der Bodenwärmeleitung.

Tabelle 3.2: Thermische Diffusivität der in REMO verwendeten Bodenarten bei Deaktivierung der Wassergehaltsabhängigkeit der Bodenwärmeleitung.

Bodenart	Sand	lehmiger Sand	Lehm	lehmiger Ton	Ton	Torf
$\kappa \ [10 \ ^7 \ m^{-2} \ s^{-1}]$	8.7	8.0	7.4	7.1	6.7	6.5

Im Falle der Abhängigkeit von zwei linearen Funktionen kann die Parametrisierung den hohen Anstieg der Wärmeleitfähigkeit in der Zeit der Wasserbrückenbildung und das Erreichen der maximalen Wärmeleitfähigkeit nicht simulieren. Es ist zu erkennen, dass die dem Modell zugrundeliegende Wärmeleitfähigkeit (Abbildung 3.3 (b)) auch schon bei einem sehr geringen Wassergehalt stark ansteigt und nicht wie oben erläutert, erst nach dem Erreichen eines kritischen Punktes. Bei einem Bodenwassergehalt unterhalb und knapp über diesem kritischen Punkt, wird infolge dessen die Leitfähigkeit des Bodens im Modell überschätzt. Tarnawski & Gori [2002] zeigen durch mehrere Experimente, dass der kritische Punkt der Wärmeleitfähigkeit vom permanenten Welkepunkt abhängt.

Der permanente Welkepunkt beschreibt den Punkt, ab dem das im Boden enthaltende Wasser so stark an die Bodenpartikel gebunden ist, dass es nicht mehr von den Pflanzen aufgenommen werden kann. Beide Punkte hängen damit von der Korngrößenverteilung im Boden ab, wobei die Punkte umso später erreicht werden, je größer die spezifische Oberfläche ist.

$$\Theta_{cr} = c\Theta_{PWP} \tag{3.6}$$

Θ_{cr}	kritischer Wärmeleitungspunkt	[1]
Θ_{PWP}	permanenter Welkepunkt	[1]
с	Konstante	≈ 0.375

Betrachtungen des Bodenwassergehaltes in Afrika haben ergeben, dass der kritische Punkt

an einigen Stellen erreicht wird (Abbildung 6.3). In Kapitel 6.2 wird daher eine neue Funktion entwickelt, die aus mindestens vier verschiedenen Steigungen besteht und die dadurch die in der Realität gemachten Beobachtungen genauer repräsentieren kann. Die Auswirkungen dieser geänderten Bodenwärmeleitungsparametrisierung auf die 2m-Temperatur werden in Kapitel 6.4 in einer Sensitivitätsstudie für das Jahr 1990 beschrieben.

3.2 CRU-Daten

Unter dem Begriff CRU sind in dieser Arbeit die monatlichen Beobachtungsdaten von der "Climatic Research Unit" (CRU) einem Institut der University of East Anglia gemeint. Es handelt sich hierbei um Stationsdaten, die auf ein Gitter mit einer horizontalen Auflösung von 0.5° gebracht wurden. Die Interpolation der Daten erfolgt über "Thin-plate splines" (Wahba [1979]) als eine Funktion der Längen- und Breitengrade und der Höhe.

Die Erstellung des Datensatzes erfolgt in drei Schritten, die in New et al. [2000] und New & Hulme [1998] beschrieben werden. Im ersten Schritt wird aus Stationsdaten der WMO (World Meteorological Organisation) und des NCDC (National Climate Data Center) eine Klimatologie über die Jahre 1961-90 gebildet. In manchen afrikanischen Ländern ist die Stationsdichte allerdings zu gering, sodass zusätzlich auf Daten der FAO und Müller [1982] zurückgegriffen werden muss, bei denen die Anzahl der gemessenen Jahre nicht immer angegeben ist. Die Stationsdichte für die Klimatologie und die daraus resultierenden Interpolationsschwierigkeiten werden in Kapitel 4.1.2 diskutiert. In einem zweiten Schritt, wird ein Anomaliefeld erstellt, für dessen Interpolation deutlich weniger Stationsdaten genutzt werden. Bei diesem Feld wird insbesondere darauf geachtet, dass die verwendeten Stationen über einen möglichst langen Zeitraum Daten bereitstellen. In den CRU-Versionen bis 2.0 werden nur Stationen genutzt, die mindestens 20 Jahre im Zeitraum 1961-90 Daten zur Verfügung stellen. Ab Version 2.1 wird dieses Kriterium verschärft (laut freundlicher Mitteilung von I. Harris (CRU) [2011]). Nur Stationen die mindestens 75% aller Monate gesendet haben, stehen der Interpolationsroutine zur Verfügung. Diese beiden Datensätze werden dann in einem dritten Schritt zusammengeführt. In dieser Arbeit werden für den Niederschlag, die Tagesmittel-, Tagesmaximum- und Tagesminimumtemperaturen die CRU-Daten aus der neuesten Version 3.0 verwendet. Für Vergleiche der Wolkenbedeckung wird weiterhin die Version 2.0 genutzt.

Es ist zu erwähnen, dass die prozentuale Bewölkung in den CRU-Daten mitunter aus Messungen
der Sonnenstunden und in anderen Fällen aus Messungen der Bewölkung erstellt wurde (New *et al.* [2000]). Dies kann je nach Messmethode bei unterschiedlichen Tageszeiten zu Abweichungen führen. Wird die Bewölkung über die Sonneneinstrahlung errechnet, können keine Angaben über die Nacht gemacht werden. In diesen Fällen wird kein Tagesgang angenommen. Eine weitere Fehlerquelle ist, dass in niedrigen Breitengraden die Wolkenbedeckung oft überschätzt wird, da die hier verwendeten Messinstrumente Probleme mit dem Messwinkel haben (New *et al.* [2000]).

3.3 Willmott & Matsuura-Daten

Für den Vergleich der mit REMO simulierten 2m-Temperatur mit Beobachtungen (Kapitel 4) und einem Vergleich der interpolierten Beobachtungsdatensätze (Kapitel 4.3) wird zusätzlich zu den CRU-Daten ein Datensatz von Willmott & Matsuura (Willmott & Matsuura [1995], Willmott & Robeson [1995]) verwendet. Es handelt sich um Stationsmessungen, die auf ein Gitter mit einer horizontaler Auflösung von 0.5° interpoliert werden. Wie bei den CRU-Daten wird auch hier zuerst eine Klimatologie erstellt, zu denen monatliche Anomalien hinzugefügt werden. Um bei der Interpolation die Temperaturabnahme mit der Höhe zu berücksichtigen, wird ein DEM (digitalelevation-model) Modell genutzt. Mit diesem können die monatlich gemittelten Stationswerte der 2m-Temperatur vor der Interpolation auf das Meeresspiegelniveau gebracht werden. Nach der Interpolation werden die Temperaturen wieder auf die DEM Gitterhöhe gebracht. Für die Höhenkorrektur wird bei den Willmott & Matsuura-Daten ein durchschnittlicher Faktor von -0.6 K pro 100 Meter angenommen.

3.4 WorldClim-Daten

Mit WorldClim ist in dieser Arbeit eine weitere stationsbasierte und auf ein Gitter interpolierte Klimatologie der Temperatur gemeint. Dieser Datensatz nutzt, wie die CRU-Klimatologie, die "Thinplate splines" zur Interpolation der Daten. Eine genaue Beschreibung dieser Klimatologie findet sich in der Veröffentlichung von Hijmans *et al.* [2005]. Dieser Datensatz hebt sich besonders durch seine hohe Stationsdichte von den anderen ab. Es werden alle Stationen genutzt, die mindestens 10 Jahre lang Daten bereitstellen. Ein weiteres Merkmal ist die hohe horizontale Auflösung von 1 km, wodurch orografische Temperaturunterschiede besser dargestellt werden können.

3.5 GPCC-Daten

Das "GPCC Monitoring Product" ist ein monatlicher Niederschlagsdatensatz. Für diesen wird der weltweite Niederschlag über Land aus 6500 bis 8000 SYNOP- und CLIMAT- Meldungen pro Monat berechnet. Die GPCC-Daten werden vom "Global Precipitation Climatology Center" zur Verfügung gestellt und laufend aktualisiert. Die Daten stehen bis etwa zwei Monate vor dem aktuellen Datum zur Verfügung (Rudolf B. [2010], Schneider *et al.* [2010], ZMAW [2011]). Für die Analysen wurde die Version 5 mit einer horizontalen Auflösung von 0.5° genutzt.

3.6 NOAA-Pathfinder-Daten

Das Pathfinder-Projekt stellt in der Version 5 SST-Daten in einer horizontalen Auflösung von 4 km bereit. Für dieses Projekt hat die Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (RSMAS) der Universität von Miami in Zusammenarbeit mit dem National Oceanographic Data Center (NOAA) AVHRR-Daten (Advanced Very High Resolution Radiometer) neu aufbereitet. Das AVHRR-Instrument nutzt drei Infrarotkanäle zwischen den Wellenbereichen 3.5 bis 3.9 μ m und 10 bis 12.5 μ m, in denen die Atmosphäre vergleichsweise transparent ist (Kilpatrick *et al.* [2001]). Durch Schwierigkeiten in der Wolkenerkennung und im SST-Algorithmus kann es zu Verarbeitungsfehlern im SST-Datensatz kommen. Aus diesem Grund wird für jede Gitterbox, durch eine Vielzahl von Qualitätstests ein Datenqualitätslevel gesetzt (sog. quality flags (Kilpatrick *et al.* [2001])). Diese Level gehen von 0 (geringe Qualität) bis 7 (hohe Qualität) und geben dem Benutzer die Möglichkeit sich zwischen einer hohen Datengrundlage oder einer hohen Datenqualität zu entscheiden. In dieser Arbeit wird das online verfügbare "cloud-screened" Produkt genutzt. Dieses Produkt beinhaltet Daten mit einer sog. Qualitätsflagge zwischen 4 bis 7 und wird auf der NOAA-Internetseite (NOAA [2011]) für die meisten Anwendungen empfohlen.

3.7 ERA-Interim-Daten

Das Reanalyse-Projekt ERA-Interim wurde 2006 vom Europäischen Zentrum für Mittelfristvorhersage (ECMWF) gegründet. ERA-Interim-Daten enthalten atmosphärische Felder seit dem 1. Januar 1989 und werden kontinuierlich fortgesetzt. Seitdem sind die atmosphärischen Felder alle sechs Stunden und die Bodenfelder alle drei Stunden verfügbar (Dee *et al.* [2011]). ERA-Interim Reanalysedaten sind hindcast Simulationen, die alle 12 Stunden über ein Wettervorhersagemodell mit Messstationsdaten abgeglichen werden. Hierdurch kann ein multivariabler, zusammenhängender und räumlich kompletter Datensatz erzeugt werden, der den Beobachtungen sehr nahe kommt (Dee *et al.* [2011]). Damit Änderungen in der Methodik nicht die Daten beeinflussen können, wird der gesamte Zeitraum mit derselben Modellversion gerechnet.

Als lateralen Antriebsdatensatz werden für alle in dieser Arbeit verwendeten Simulationen sog. "perfekte Randbedingungen" aus ERA-Interim-Daten verwendet. Für die in Kapitel 4 ausgewertete REMO-Simulation, stellt ERA-Interim auch die SST zur Verfügung. In dieser Arbeit werden ERA-Interim-Daten ebenfalls als Vergleichswerte für die Bewölkung, die Meeresoberflächentemperatur und für das Windfeld herangezogen. Hierbei ist zu beachten, dass die SST nicht von dem Reanalysemodell berechnet, sondern bis zum Jahr 2001 aus den NCEP 2DVAR und OISSTv2 Produkten und ab dem Jahr 2002 aus NCEP AVHRR-Daten erstellt wird (Dee *et al.* [2011], Raub *et al.* [2011]). Um auch über den Ozeanen das Windfeld mit Beobachtungen abgleichen zu können, werden Scatterometerdaten von den Satelliten ERS-1, ERS-2 und QuikSCAT (Kapitel 3.8) genutzt. QuickSCAT-Daten, die unter dem Einfluss von Niederschlag entstanden sind, wurden dabei aussortiert (Dee *et al.* [2011]).

3.8 QuickSCAT-Daten

QuickSCAT ist ein Satellit, der von der NASA betrieben wird und seit dem 19. Juni 1999 Daten sendet. An Bord dieses Satelliten befindet sich ein Mikrowellen-Scatterometer, mit dem unter allen Wetterbedingungen die Bestimmung der Windgeschwindigkeit und Windrichtung über den Ozeanen möglich ist. Die horizontale Auflösung der QuickSCAT-Scatterometerdaten beträgt 25 km (Ebuchi *et al.* [2002]). Die Winddaten des QuickSCAT-Scatterometers werden des weiteren als QuickSCAT-Daten gekennzeichnet. Eine Validierung der QuickSCAT-Daten, durchgeführt von Ebuchi *et al.* [2002], hat ergeben, dass diese insbesondere bei niedrigen Windgeschwindigkeiten (unter 3 m/s) deutliche Abweichungen zu Bojen-Messwerten zeigen, wobei besonders die Messung der Windrichtung Probleme bereitet.

3.9 EUMETSAT CM-SAF MSG-Daten

Für die in Kapitel 4 durchgeführte Validierung einer REMO-Simulation über Afrika, werden CM-SAF (Satellite Application Facility on Climate Monitoring) Datenprodukte verwendet. Die von REMO simulierte Bewölkung, wird mit der vom SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) Instrument gemessenen Bewölkung, an Bord des MSG (Meteosat Second Generation) Satelliten verglichen. Eine Validierung der CM-SAF MSG-Daten wurde von Reuter [2007] durchgeführt. Bei dieser fiel auf, dass der Datensatz die größten Abweichungen zu Bodenmessungen über dem Ozean aufweist und hier die Bewölkung häufig überschätzt. Die CM-SAF MSG-Daten werden in der Arbeit als "CMSAF-Daten" gekennzeichnet.

KAPITEL 4

Validierung einer REMO hindcast Simulation

In diesem Kapitel soll die Güte der REMO Ergebnisse im südwestlichen Afrika ermittelt werden. Verwendet wird hierfür REMO in der Version von 2009 mit einer horizontalen Auflösung von 0.22° und 27 vertikalen Leveln. Als Randbedingungen werden ERA-Interim Reanalysedaten verwendet. Um das Auftreten von Randeffekten zu minimieren, wird eine Doppelnestung mit einem REMO-Lauf mit einer horizontalen Auflösung von 0.44° durchgeführt (Kapitel 3.1). Diese REMO-Simulation wird im weiteren Verlauf der Arbeit als "Validierungslauf" oder mit der Abkürzung "VAL" gekennzeichnet. Für die Validierung wird REMO mit den Beobachtungsdaten aus Kapitel 3 verglichen. In den Fällen, in denen die horizontale Auflösung der Beobachtungsdaten nicht mit der Modellauflösung übereinstimmt, wird auf die niedrigere Auflösung gemittelt. Genutzt wird hierfür die konservative Interpolationsroutine erster Ordnung der CDOs. Da die Änderung der horizontalen Auflösung zu einer Höhenänderung in der Modellorografie führt (Kapitel 2.3), muss bei den Vergleichen mit Temperaturbeobachtungen eine Höhenkorrektur durchgeführt werden. Diese wird mit dem empirischen Faktor von -0.65 K pro 100 Meter angenommen.

4.1 2m-Temperatur



4.1.1 Vergleich mit den Beobachtungen

Abbildung 4.1: (a) 2m-Tagesmitteltemperatur des Validierungslaufs in (°C). (b bis e) Differenzen der 2m-Tagesmitteltemperatur in (K): Zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten (b), den Daten von Willmott & Matsuura (c), den WorldClim-Daten (d) sowie den ERA-Interim-Reanalysedaten (e).

In Abbildung 4.1 wird der oben beschriebene Validierungslauf mit den Temperaturbeobachtungen von CRU (Abbildung 4.1 (b)), Willmott & Matsuura (Abbildung 4.1 (c)), WorldClim (Abbildung 4.1 (d)) und dem Reanalysedaten ERA-Interim (Abbildung 4.1 (e)) verglichen. Hierbei zeichnen sich die in der Abbildung 4.1 (b) dargestellten Regionen T1 und T2 deutlich durch einem hohen Temperaturbias ab. Die Temperaturunterschiede in den Gebieten T1 und T2 sind in allen Vergleichen zu den Beobachtungen sichtbar, weisen jedoch Unterschiede in der Stärke und Ausbreitung der Abweichungen auf. So weisen die Differenzen zu den Willmott & Matsuura-Daten (Abbildung 4.1 (c)) einen geringeren Temperaturbias im nördlichen Teil der Region T1 auf. Sie zeigen dafür jedoch zwischen den beiden eingezeichneten Regionen geringere Differenzen auf. In einem Vergleich des Validierungslaufes mit den ERA-Interim-Reanalysen (Abbildung 4.1 (e)) können die hohen Abweichungen an den Küsten der Aufquellregionen nicht in dem Ausmaß beobachtet werden. Ein wichtiges Merkmal ist ebenfalls, dass der Temperaturbias in den letzten 25 bis 50 km (ein bis zwei Gitterboxen) vor der Küste leicht zurückgeht und hier bei ca. +4 K liegt. Dies ist in allen in Abbildung 4.1 gezeigten Vergleichen der Fall und weist darauf hin, dass der Benguelastrom, der für kalte SST-Werte in der Region sorgt (Kapitel 2.2.2), nicht direkt mit den Temperaturabweichungen an der Küste in Verbindung gebracht werden kann.

Dennoch gibt es Anzeichen, dass die SST-Werte den Temperaturbias in der Region T1 beeinflussen. Weitere Untersuchungen haben ergeben, dass in Jahren mit besonders niedrigen SST-Werten an der Benguela-Angola-Front der Temperaturbias an der Küste des Frontbereichs besonders hoch ausfällt. So verzeichnet das Jahr 1997, in dem es laut Florenchie *et al.* [2004] zu besonders niedrigen SST-Werten kommt, sehr hohe Temperaturabweichungen, wohingegen in den Jahren 1991, 1995 und 1999 sehr hohe SST-Werte in der Region auftraten und die Temperaturabweichungen um bis zu -1 K geringer ausgefallen sind (Kapitel A beschäftigt sich ausführlicher mit diesem Zusammenhang).

Neben dem sehr hohen Bias an den Küsten, zeigen alle vorgenommenen Vergleiche zum Validierungslauf, dass ein großer Teil des Südafrikanischen Kontinents mit bis zu +4 K zu hohen 2m-Tagesmitteltemperaturen simuliert wird.



Abbildung 4.2: Differenzen der Tagesmaximum- und Tagesminimumtemperatur in (K) zwischen REMO und CRU. Jahresmittel 1989-2002.

Die Tagesmaximum- und Tagesminimumtemperaturdifferenzen zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten werden in Abbildung 4.2 dargestellt. Hierbei ist zu erkennen, dass der hohe Temperaturbias des Validierungslaufs an der Küste von Namibia und Angola im Wesentlichen durch eine Überschätzung der Tagesmaximumtemperatur hervorgerufen wird. Der Temperaturbias auf dem restlichen südafrikanischen Kontinent ist insbesondere in der Tagesminimumtemperatur zu finden und deutet auf eine zu geringe nächtliche Abkühlung der unteren Luftschichten hin.

Die Abbildungen 4.1 und 4.2 machen deutlich, dass es in der 2m-Tagestemperatur große Differenzen zwischen dem Validierungslauf und den Beobachtungen gibt. Es zeigt sich aber auch, dass insbesondere in den Regionen T1 und T2 die einzelnen Beobachtungen untereinander Differenzen aufweisen müssen. Hier stellt sich die Frage, welche Beobachtungsdaten das Klima am Besten beschreiben und womit die Unterschiede zwischen den Beobachtungen zu erklären sind.

Bevor die Güte des Modellergebnisses anhand der Beobachtungen bestimmt werden kann, muss sicher gestellt werden, dass diese auch das tatsächliche Klima der Region widerspiegeln.

4.1.2 Validierung der Temperaturbeobachtungen

Anders als in Europa und Nordamerika, gestaltet es sich in vielen Ländern Afrikas äußerst schwierig an langjährige kontinuierliche Messreihen zu gelangen, die sich für Vergleiche mit Modelldaten eignen. Die einzelnen Länder im südlichen Afrika verfügen im weltweiten Vergleich nur über wenige meteorologische Messstationen, wobei diese sehr ungleich verteilt sind (Abbildung 4.3). Ist die Distanz zwischen zwei benachbarten Stationen größer als die Gitterauflösung, kann die Auflösung des Datensatzes irreführen, da nur die Orografie auf dieser Auflösung berücksichtigt wird (New & Hulme [1998]). Aufgrund unterschiedlicher Interpolationsmethoden und Messstationen zeigen die Beobachtungen wesentliche Unterschiede in der betrachteten Region auf.

Laut New & Hulme [1998] gilt, um so kleinräumiger die horizontalen Temperaturänderungen ausfallen, umso mehr Messstationen werden benötigt, um diese auflösen zu können. Da dies ab einer gewissen Auflösung nicht mehr möglich ist, werden Temperaturunterschiede aufgrund der Höhenlage durch eine mathematische Funktion mit berücksichtigt. Dies gilt für alle verwendeten stationsbasierten Beobachtungen (New & Hulme [1998], Hijmans *et al.* [2005], Willmott & Matsuura [1995], Willmott & Robeson [1995]). In Gegenden, in denen kalte Meeresströmungen für niedrige Temperaturen an den Küsten sorgen, kommt es zu starken horizontalen Temperaturgradienten zwischen Küste und Landesinneren. Eine mathematische Funktion, die den Abstand zur Küste mit einbezieht, wird allerdings bei der Interpolation nicht verwendet, wodurch diese horizontalen Temperaturunterschiede nur über die Stationen aufgelöst werden können. Um dieses Defizit zu umgehen, wurde für die USA ein weiterer Beobachtungsdatensatz namens PRISM erzeugt (Daly *et al.* [2002]). Dieser versucht möglichst viel Wissen, über das Klima der Region einzubeziehen. Unter anderem wurde auch eine besondere Küstenabstandsgewichtung für Stationen bei die Interpolation in Küstengebieten hinzugefügt, das sog. "coastal proximity weight". Für die Auftriebsregion vor der Küste Kaliforniens konnte gezeigt werden, dass mit dieser Gewichtung die niedrigen Temperaturen weniger weit in das Landesinnere hineinreichen. Im August und in der Tageshöchsttemperatur ist dieser Effekt am Deutlichsten zu sehen.

Aufgrund der sehr geringen Stationsdichte in den Auftriebsregionen vor Peru/Chile und Namibia ist dort mit größeren Interpolationsfehlern zu rechnen. Abbildung 4.3 stellt die zur Interpolation der CRU-Daten verwendeten Messstationen für die 2m-Temperatur dar. Die Abbildung zeigt die deutlich höhere Sationsdichte in Kalifornien insbesondere in der Küstenregion.



Abbildung 4.3: Messstationsübersicht der CRU-Tagesmitteltemperaturen für die Klimatologie 1961 bis 1990 in den Auftriebsgebieten Südafrika (a), Kalifornien (b), Peru-Chile (c) (Quelle: New & Hulme [1998]).

Vergleiche der 2m-Temperatur zwischen der Reanalyse ERA-Interim und den CRU-Daten (Abbildung 4.4) zeigen in allen drei Auftriebsregionen ein ähnliches Muster, wobei in Kalifornien die geringsten Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen zu beobachten sind. Da es sich bei ERA-Interim um Reanalysedaten handelt, die alle regelmäßig mit den Beobachtungen abgeglichen werden, kommt dieser Datensatz den Beobachtungen in der Regel sehr nahe. Allerdings handelt es sich hier um ein Modell; die Temperatur wird also errechnet und nicht aus Stationsdaten interpoliert. Durch die numerische Berechnung können leicht Abweichungen vom tatsächlichen Klima entstehen. Das ähnliche Verhalten zu den Klimamodellen lässt sich also nicht nur durch eine bessere Berücksichtigung der kleinräumigen Temperaturunterschiede, sondern auch durch einen wesentlichen Fehler bei der Berechnung erklären. Um ein besseres Verständnis darüber zu erlangen,



Abbildung 4.4: Differenz der Tagesmitteltemperatur zwischen den ERA-Interim- und CRU-Daten in (K). 1989 bis 2002.

wie groß der Interpolationsfehler der Beobachtungen in den gezeigten Küstenregionen (Abbildung 4.4) ist, werden für die interpolierten Beobachtungen die angegebene Tagesmitteltemperatur und das genutzte Stationsnetz genauer analysiert.

Betrachtung der saisonalen Tagesmitteltemperatur

Bei der Betrachtung der saisonalen Tagesmitteltemperatur der CRU-Daten (Abbildung 4.5) ist deutlich der große Temperaturgradient zwischen Küste und Landesinneren zu erkennen. Insbesondere fallen die im vorherigen Abschnitt mit T1 und T2 markierten Regionen wieder auf, da hier die Temperaturen bis weit in das Landesinnere unter +18 °C bleiben. In Abbildung 4.6 ist zu sehen, dass bei der Interpolation der Klimatologien in diesen Gegenden zwar Küstenstationen vorhanden sind, die nächste Station jedoch einige Hundert Kilometer im Landesinneren steht. Dies legt die Vermutung nahe, dass es in diesen Bereichen zu Interpolationsfehlern kommt.

Vergleich zwischen den Beobachtungen

Die Abbildung 4.6 stellt das Stationsnetz der Datensätze von CRU (Abbildung 4.6 (a)), Willmott & Matsuura (Abbildung 4.6 (b)) und WorldClim (Abbildung 4.6 (c)) dar. Bei einem Vergleich der



Abbildung 4.5: Saisonale Mittel der Tagesmitteltemperatur in (°C), basierend auf CRU-Daten.

verwendeten Messstationen in den Bereichen T1 und T2 mit den in Abbildung 4.7 dargestellten Temperaturdifferenzen sowohl zwischen den CRU-Daten und den Willmott & Matsuura-Daten (Abbildung 4.7 (a)), als auch zwischen den CRU-Daten und den WorldClim-Daten (Abbildung 4.7 (b)), wird ein Zusammenhang zwischen der Messstationsanzahl und den angezeigten Temperaturen sichtbar.

Im nördlichen Bereich der Region T1 scheinen die Willmott & Matsuura- und WorldClim-Daten mindestens eine Messtation mehr zu verwenden und beide Datensätze zeigen hier höhere Temperaturen an als die CRU-Daten. Im südlichen Teil von T1 ist nur in den WorldClim-Daten eine Station abseits der Küste vorhanden. Auch hier sind die Temperaturen in den WorldClim-Daten höher angegeben als bei den CRU- und Willmott & Matsuura-Daten. In dem Bereich zwischen den beiden Regionen T1 und T2, in denen nur die Willmott & Matsuura-Daten größere Differenzen zum Validierungslauf zeigen (Abbildung 4.1) ist zu erkennen, dass die Willmott & Matsuura-Daten die geringste Stationsanzahl aufweist. In der Region T2 scheint in allen Datensätzen die Anzahl der Stationen zwischen der Küste und der Randstufe nicht auszureichen.

In der Abbildung A.1 werden die saisonalen Differenzen zwischen den CRU- und Willmott & Matsuura-Daten gezeigt. Die Differenzen scheinen das ganze Jahr räumlich konstant zu sein und sich nur leicht während des Sommerhalbjahres, also in der Zeit des intensivsten Auftriebs vor Namibia zu erhöhen.



Abbildung 4.6: Messstationsübersicht der Beobachtungsdatensätze.



Abbildung 4.7: Differenzen der Tagesmitteltemperatur: Jahresmittel (a) zwischen Willmott & Matsuura- und CRU-Daten berechnet für die Jahre 1989-2006 und (b) zwischen WorldClim- und CRU-Daten berechnet für die Jahre 1989-2006.

Vergleich mit Messstationen

Eine Aussage, welcher dieser Beobachtungsdatensätze dem tatsächlichen Klima in den einzelnen Regionen am Nächsten kommt und ob die Stationsdichte der ausschlaggebende Faktor für die Abweichungen ist, ist aufgrund der wenigen Stationsdaten in der Küstengegend von Namibia und Angola nur schwer zu treffen. Für den nördlichen Bereich der Region T1 erwähnt Hartmann [2007] einige Messstationen und stellt Jahresmitteltemperaturen zur Verfügung, die vom Serviço Meteorólogico de Angola stammen. Diese Messungen sollen im Folgenden mit den CRU- und Willmott & Matsuura-Daten verglichen werden, um für die Küstenregion von Südangola eine bessere Aussage treffen zu können, ob eine höhere Stationsanzahl die Güte der Beobachtungen verbessert. Die Messdaten wurden über relativ kurze Zeiträume erhoben und Angaben zu der Messgenauigkeit der Stationen liegen nicht vor. Auch die Beobachtungszeiträume stimmen nicht mit dem Zeitraum der Modellsimulation überein. Durch die beträchtlichen Unterschiede der interpolierten Beobachtungen, die deutlich über den jährlichen Temperaturschwankungen liegen, lassen sich die Stationsdaten jedoch für einen tendenziellen Vergleich verwenden. Für die interpolierten Daten wurde die Gitterzelle ausgewählt, in der die Station enthalten ist (Abbildung 4.9). Es handelt sich um ein Feldmittel von 50 x 50 km und nicht um eine Punktmessung, was den Vergleich zusätzlich erschwert.

An der Station Baia dos Tigres (Abbildung 4.9 (a)), die direkt an der Küste liegt, wurde über 15 Jahre gemessen (1947-53, 1955, 1958 und 1969-74). Der Jahresmittelwert der 2m-Temperatur beträgt an dieser Station +18.1 °C und liegt damit unterhalb der interpolierten Beobachtungen. Nur ca. 70 km südlich von Baia dos Tigres liegt die Station Foz du Cunene, die für die Jahre 1964 und 1966 mit +18.5 °C im Jahresmittel ähnliche Temperaturen für die Küstenregion angibt und hier mit den interpolierten Daten gut übereinstimmt (Abbildung 4.9 (b)). Temperaturmessungen an der Station Caracul (Abbildung 4.9 (c)) im Norden Angolas geben mit einem Jahresmittel von



Abbildung 4.8: Lage der Messstationen.

+23.5 °C annähernd die Temperaturen des Willmott & Matsuura-Datensatzes wieder, der für die Gitterbox in diesem Gebiet +2.6 K höhere Temperaturen als die CRU-Daten angibt. Gemessen wurde über zwölf Jahre (1950-52, 1954-1956, 1961,1963-64 und 1971-73). Dies gilt auch für die Station in Chitado (Abbildung 4.9 (d)) mit einem Jahresmittel von +24 °C in den Jahren 1953-75, bei der die CRU-Daten schon +4 K über den anderen Messungen liegen. Es zeigt sich also, dass die Willmott & Matsuura-Daten im nördlichen Bereich der Region T1 mit den Stationsmessungen übereinstimmen. Bei einer Betrachtung des Jahresgangs wird sichtbar, dass die Differenzen zwischen den CRU-Daten und den Daten von Willmott & Matsuura an den drei küstennahen Stationen im Südwinter am größten sind, also in der Zeit mit der niedrigsten SST.



Abbildung 4.9: Klimatologie der 2m-Temperatur in (°C) von den CRU- und Willmott & Matsuura-Daten für die Städte: Baia dos Tigres, Foz do Cunene, Caracul und Chitado.

4.1.3 Interpretation der Ergebnisse

In Kapitel 4.1.1 wird gezeigt, dass der Validierungslauf im Vergleich zu den Beobachtungen hohe Abweichungen in der 2m-Temperatur aufweist. Die Abweichungen lassen sich in eine Überschätzung der 2m-Tagesmaximumtemperatur an den Küsten von Namibia und Angola und einer Überschätzung der 2m-Tagesminimumtemperatur über dem gesamten südafrikanischen Kontinent aufteilen. Deshalb werden Tagesmaximum- und Tagesminimumtemperatur separat interpretiert.

Tagesmaximumtemperatur

Der Temperaturbias in den 2m-Tagesmaximumtemperaturen tritt insbesondere in den in Abbildung 4.1 eingezeichneten Regionen T1 und T2 auf. Diese Temperaturabweichungen zwischen dem Validierungslauf und den Beobachtungen sind auch in den Tagesmitteltemperaturen zu sehen. In Kapitel 4.1.2 wird gezeigt, dass ein Teil der Abweichungen wahrscheinlich durch eine zu geringe Stationsanzahl bei der Interpolation der Beobachtungsdaten verursacht wird.

Studien von Daly *et al.* [2002] demonstrieren, dass die Interpolationsfehler in den Aufquellregionen besonders die Tagesmaximumtemperaturen beeinflussen. Die Größenordnung der Interpolationsfehler ist schwer einzuschätzen, die Vergleiche mit den Messstationsdaten und den interpolierten Datensätzen untereinander legen jedoch nahe, dass die Interpolationsfehler etwa der Hälfte der Temperaturabweichungen zwischen dem Validierungslauf und den Beobachtungsdaten entsprechen.

Weitere Gründe für die Abweichung können zum einen eine schlechte Repräsentation der küstennahen Aufquellgebiete sein, auf die im nächsten Kapitel (4.2) genauer eingegangen wird, zum anderen gibt es einen zeitlichen wie auch räumlichen Zusammenhang zwischen einer unterrepräsentierten Bewölkung und der Tagesmaximumtemperatur. Dies zeigt ein Vergleich der Temperatur-, Bewölkungsund Niederschlagsabweichungen zwischen den CRU-Daten und dem Validierungslauf (A.2 (DJF), A.3 (MAM), A.4 (JJA), A.5 (SON)). Auf die Frage, wie sensitiv das regionale Klimamodell REMO auf Änderungen in der SST und der Bewölkung reagiert, wird in Kapitel 5 eingegangen.

Tagesminimumtemperatur

Bei der Betrachtung der Tagesminimumtemperatur fällt auf, dass die im Landesinneren auftretenden Abweichungen des Validierungslaufs zu den CRU-Daten, besonders intensiv in den sehr trockenen Regionen auftreten; so wird in den Ländern südlich von 10° Süd das Maximum im Südwinter erreicht (oben angegebene saisonale Abbildungen). Dies stimmt überein mit den Ergebnissen von Hänsler [2011], dass REMO insbesondere in trockenen Regionen Südafrikas zu hohe Temperaturen simuliert. Die Tatsache, dass in sehr trockenen Regionen die unteren Luftschichten des Validierungslaufs in der Nacht nicht ausreichend abkühlen, könnte mit der zu hohen Bodenwärmeleitung bei sehr trockenen Böden zusammenhängen (Kapitel 3.1). In Kapitel 6 wird geprüft, wie sensitiv REMO auf Änderungen in der Wärmeleitung reagiert.

4.2 Meeresoberflächentemperatur (SST)

Da dem Regionalmodell REMO kein Ozeanmodell zur Verfügung steht, welches die SST errechnen kann, wird die SST dem Modell vorgegeben. Für den Validierungslauf wird als SST-Antrieb der ERA-Interim-Reanalyselauf genutzt. Die Meeresoberflächentemperatur wird in ERA-Interim nicht errechnet, sondern aus Satellitendaten gewonnen und auf das Modellgitter interpoliert (Dee *et al.* [2011], Kapitel 3.7). Der Reanalyselauf, und damit die dem Modell zugrunde liegende SST, hat im Verhältnis zum Regionalmodell, eine geringere horizontale Auflösung von 0.75°. Dies gibt Anlass zur Frage, ob die Aufquellgebiete in den ERA-Interim-Daten dargestellt sind.

Um herauszufinden, wie gut die Aufquellgebiete repräsentiert werden, wird in diesem Kapitel ein Vergleich zwischen den ERA-Interim SST-Daten und einem hoch aufgelösten SST-Datensatz durchgeführt. Genutzt werden hierfür die NOAA-Pathfinder-Daten mit einer horizontalen Auflösung von 4 km (Kapitel 3.6). Durch die Sicherstellung einer gewissen Datenqualität kommt es zu sehr vielen nicht vorhandenen Werten im täglichen Datensatz. Aus diesem Grund wurde sich in dieser Arbeit auf die Nutzung von Monatsmitteln beschränkt. Diese werden für das Jahr 1990 auf eine horizontale Auflösung von 25 km gebracht (entspricht 0.22°). Trotz der Verwendung von Monatsmitteln kommt es an einigen Stellen zu Fehlwerten, die horizontal interpoliert werden müssen. Abbildung 4.10 zeigt für jede verwendete Gitterbox die Anzahl der Monate, in der eine Interpolation vorgenommen wurde.



Abbildung 4.10: Anzahl fehlender Monatsmittelwerte in jeder Gitterbox für das Jahr 1990.

Der Vergleich der NOAA-Daten mit der ERA-Interim-SST (Abbildung 4.11) zeigt, dass der hohe Meeresoberflächentemperaturgradient der Küstenrandströme durch die hohe Auflösung besser dargestellt ist. So sind die Hauptaufquellgebiete des Benguelastroms in den Differenzenplots über das ganze Jahr hinweg gut zu erkennen (Abbildung 4.11 (rechts)). Der NOAA-Datensatz zeigt teilweise über -1.5 K niedrigere Temperaturen an. Aber auch die Warmwasserströme weisen wesentlich höhere Temperaturgradienten auf. Insbesondere im Sommer (Abbildung 4.11 (a)) und im Herbst (Abbildung 4.11 (b)) geben die NOAA-Daten über +1.5 K höhere Temperaturen im Bereich des Angolastroms an. Die geringeren Abweichungen vor Südangola im Winter (Abbildung 4.11 (c)) lassen sich durch die nordwärtige Verlagerung der Angola-Bengula-Front erklären, die zu niedrigeren Oberflächentemperaturen in der Region führt. Der Agulhasstrom wird hingegen das ganze Jahr hindurch in den Satellitendaten wärmer angegeben. Die maximale Abweichung findet auch hier in der Zeit des geringsten Auftriebs (DJF) statt und erreicht Werte von bis zu +2K. Aber nicht nur bei den kleinräumigen Gebieten der Randströme unterscheiden sich die beiden Datensätze. Auch der Golf von Guinea wird im NOAA-Datensatz um ca. 1 K niedriger angegeben, während die Region südlich von Namibia die Meeresoberflächentemperaturen tendenziell höher beobachtet werden. Diese großflächigen Abweichungen können nicht über das Auflösungsproblem erklärt werden und weisen auf ein weiteres Defizit in den Datensätzen hin.



Abbildung 4.11: Meeresoberflächentemperaturen in (K). Links: Validierungslauf. Mitte: NOAA-Pathfinder bearbeitet. Rechts: Differenz zwischen NOAA-Pathfinder und dem Validierungslauf. Für das Jahr 1990.

4.3 Bewölkung



Abbildung 4.12: Bewölkung des Validierungslaufes in % der Monate Dezember bis Februar (a) und Juni bis August (b) für den Zeitraum 1989 bis 2002.

die großräumigen Konvergenzen im Sommer, über dem Südwesten Angolas und dem Kongobecken, die sich zum Südwinter nach Norden verlagern.

Nachfolgend wird die vertikal integrierte prozentuale Bewölkung des Validierungslaufs mit den Beobachtungen und mit den Daten des Reanalyselaufs ERA-Interim verglichen.

Hierbei soll noch einmal auf die in Kapitel 3.2 beschriebenen Fehlerquellen bei der Erstellung der Beobachtungsdaten hingewiesen werden. Das Stationsnetz der in den CRU-Daten verwendeten Wolkenbeobachtung wird in Abbildung 4.13 gezeigt. Wie bei den Temperaturmessstationen ist zu sehen, dass in der Küstengegend von Namibia und Angola sehr wenige Stationen vorhanden sind. Bei den Bewölkungsbeobachtungen kommt erschwerend hinzu, dass ein Großteil der Stationen, die Bewölkung über die Sonneneinstrahlung ableitet und dadurch nur am Tag Messwerte vorliegen, die als Tagesmittelwerte genutzt werden (New *et al.*



Abbildung 4.12 zeigt die im Validierungslauf angegebene Bewölkung

als Mittelwert über die Jahre 1989

bis 2002 für den Südsommer (4.12

(a)) und den Südwinter (4.12 (b)).

Die wesentlichen Merkmale der Re-

gion des südlichen Afrikas werden

im Validierungslauf von REMO dar-

gestellt. So entspricht die geringe

prozentuale Bewölkung, die über

der Aufquellregion an der Küste Na-

mibias zu erkennen ist, den Beobachtungen. Ebenfalls zu sehen sind



Bewölkungsmessstationen, die in der CRU-Klimatologie verwendet werden. ● : direkte Wolkenmessungen. + : abgeleitet aus der Sonneneinstrahlung (Quelle: New & Hulme [1998]).

[2000]). In den Regionen, in denen insbesondere über den Tag hinweg konvektive Bewölkung auftritt,

wird die Bewölkung hierdurch überschätzt. Bei den Satellitendaten ist zu beachten, dass nur das Jahr 2008 verglichen werden konnte.

Die Differenzen zwischen dem Validierungslauf und den Beobachtungen sowie zwischen dem Validierungslauf und den Reanalyselauf ERA-Interim weisen jedoch viele Ähnlichkeiten auf. Dies lässt darauf schließen, dass REMO in einigen der in Abbildungen 4.14 gezeigten Regionen, Defizite in der Simulation der Bewölkung hat. Aufgrund der großen Unsicherheiten in den Beobachtungen kann der Vergleich aber nur auf grundlegende Merkmale aufmerksam machen und keine detaillierte Aussage treffen. Wichtig zu beachten ist, dass der CRU-Datensatz nur Landwerte angibt und Abweichungen über dem Meer im Vergleich zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten nicht angezeigt werden (Abbildung 4.14 (a)).



Abbildung 4.14: Differenz der prozentualen Bewölkung. Oben: Monate Dezember bis Februar. Unten: Monate Juni bis August. (a): Differenz zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten, über die Jahre 1989 bis 2002. (b): Differenz zwischen dem Validierungslauf und den ERA-Interim-Daten, über die Jahre 1989-2002. (c): Differenz zwischen dem Validierungslauf und CMSAF-Satellitendaten für das Jahr 2008.

Nur über zwei Regionen produziert REMO eine wesentlich höhere Bewölkung als ERA-Interim und der CMSAF-Satellitendatensatz. Dies ist zum einen die Aufquellregion vor Namibia, zum anderen ein schmales zonales Wolkenband, welches sich im Laufe des Jahres vom Äquator im Südwinter bis 5° Süd im Sommer verschiebt. In beiden Fällen handelt es sich um Regionen, in denen die SST der NOAA-Pathfinder-Daten niedriger angegeben wird als in den ERA-Interim-Daten. In Kapitel 5.5 wird genauer auf die Auswirkungen einer höheren SST, auf die Verdunstung und die damit verbundenen Bewölkungs- und Niederschlagsdifferenzen eingegangen.

Auffällig ist auch die zu geringe Stratocumulusbewölkung über dem Atlantischen Ozean, zwischen 10° und 20° Süd. Diese Bewölkung kommt ebenfalls vor der Küste Perus vor, wo die Simulation ähnliche Defizite aufweist (Remedio; pers. Mitteilung [2011]). Dieses Defizit tritt nicht allein in der regionalen Modellierung auf, sondern auch Globalmodelle scheinen Schwierigkeiten zu haben (Richter [2004]).

Aufgrund der geringen Höhe der Bewölkung in dieser Region ist die Ausstrahlung im langwelligen Bereich sehr groß. Durch die hohe Albedo sorgen sie jedoch für eine starke Rückstrahlung der kurzwelligen Einstrahlung. Dies macht diese Wolkendecke, die sich in den einstrahlungsreichen Tropen befindet, im hohen Maße relevant für das globale Klima (Ramanathan *et al.* [1989], Serpetzoglou *et al.* [2008]). Die unterrepräsentierte Wolkenschicht kann zu großen Fehlern in den Simulationen führen, insbesondere in Läufen mit einem gekoppelten Modell, in dem die Meeresoberflächentemperatur berechnet wird. Die in dieser Arbeit verwendeten Läufe wurden alle mit einer beobachteten SST angetrieben, eine stärkere Einstrahlung führt deshalb nicht zu einer Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur und hat somit einen geringeren Einfluss auf den Energiehaushalt (Huang [2007]).

Mehrere Studien beschäftigen sich mit der Wolkenbildung in dieser Region und mit ihrer Repräsentation in den Klimamodellen (Wai [1987], Bretherton *et al.* [2004]). Unter anderem wurde in diesen Studien herausgefunden, dass die Glättung der Orografie nicht für die zu geringe Wolkenbildung verantwortlich zu sein scheint (Richter [2004]). Nach Huang [2007] ist die SST jedoch ein wichtiger Einflussfaktor. Huang [2007] zeigt anhand von Beobachtungsdaten, dass bei einer besonders hohen SST in der Gegend der Angola-Benguela-Front die Stratocumulusbewölkung deutlich abnimmt. Es scheint also, als überwiege die Stabilisierung der Grenzschicht den Effekt einer höheren Verdunstung bei der Wolkenbildung. In einer ersten Sensitivitätsstudie (Kapitel 5) wird daher unter anderem überprüft, welche Auswirkungen die besser simulierten Randströmungen auf die Bewölkung im Atlantik haben.

Über dem südafrikanischen Kontinent wird die Bewölkung im Validierungslauf tendenziell zu gering dargestellt. Im Südsommer gilt dies insbesondere für Westafrika und den Grenzbereich zwischen Angola und Namibia bei 17° Süd, wobei die Bewölkung dort auch in den Reanalysedaten ERA-Interim nicht höher angegeben wird als in dem Validierungslauf. In welchem Ausmaß die zu geringe Bewölkung mit dem Temperaturbias zusammenhängt, soll in Kapitel 5 weiter ausgeführt werden. Im Südwinter zeigt die CRU-Bewölkung zwischen dem Äquator und 20° Süd eine höhere Bewölkung an als im Validierungslauf. In der Nähe des Äquators kann dies von den Satellitendaten und ERA-Interim-Daten bestätigt werden. Die Differenzen sowohl zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim-Daten als auch zwischen dem Validierungslauf und den Satellitendaten fallen jedoch niedriger aus und haben eine geringere horizontale Ausdehnung. An der Küste Angolas können die hohen Abweichungen zwischen der von den CRU-Daten angegebenen Bewölkung und der Bewölkung im Validierungslauf ein weiterer wichtiger Grund für die im Validierungslauf überschätzte 2m-Temperatur sein (Abbildung 4.1). Dass der Reanalyselauf ERA-Interim die sehr hohe Bewölkung an der Küste Angolas nicht angibt, kann darauf hindeuten, dass es aufgrund der oben genannten Fehlerquellen bei der Erstellung der Beobachtungen zu einer Überschätzung der Bewölkung gekommen ist. Für den Fall, dass auch ERA-Interim nicht in der Lage ist, die Bewölkung an der Küste zu simulieren, lassen sich mit der geringen Bewölkung auch die im Vergleich zu den CRU-Daten höheren Temperaturen an der Küste erklären.

Eine Betrachtung der Satellitendaten (Abbildung 4.14) und der in Kapitel 4.1 erstellten Vergleiche zwischen den Temperaturbeobachtungen lassen jedoch vermuten, dass die Differenzen zwischen den Simulationen und den Beobachtungen durch eine Kombination aus systematischen Fehlern in den Beobachtungen und Modellfehlern zustande kommen.

4.4 Niederschlag

Der Niederschlag wird in REMO in den meisten Regionen des südlichen Afrikas recht gut simuliert. Hänsler [2011] konnte zeigen, dass REMO in manchen Regionen die Niederschläge aufgrund der hohen horizontalen Auflösung deutlich besser darstellt als ERA-Interim. Dies betrifft insbesondere die Regionen, in denen die orografischen Hebungsprozesse von großer Bedeutung sind.

Vergleiche mit den Beobachtungsdaten von GPCC und CRU zeigen ein sehr konstantes Muster, hiernach simuliert REMO an der Küste von Namibia und Nordangola zu wenig Niederschlag und in der Sommerniederschlagsregion (Abbildung 2.4) in Südafrika zu viel (Abbildung 4.15). Dies ist konform mit den Wolkenbeobachtungen. Hier muss erwähnt werden, dass 20 bis 60 % weniger Niederschlag an der Küste Namibias, bei einem Niederschlag von unter 5 mm/Monat, leicht zu erreichen ist. Für Gegenden mit einem Niederschlag von unter 1 mm/Monat wurden die Abweichung in Abbildung 4.15 auf Null gesetzt. Die Beschränkung auf einen Mindestniederschlag von 1 mm/Monat führt dazu, dass im Südwinter (Abbildungen A.6, jahreszeitliche Darstellung) in einer Region, um 17° Süd herum keine Abweichungen angezeigt werden.



Abbildung 4.15: Jahresmittel der Niederschläge (mm/Monat) über die Jahre 1989 bis 2006. Links: Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf und den GPCC-Daten in Prozent. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten in Prozent.

4.5 Das 10m-Windfeld und der Bodenluftdruck

Das 10m-Windfeld des Validierungslaufes wird mit den QuickSCAT-Daten (Kapitel 3.8) und den ERA-Interim-Reanalysedaten verglichen (Kapitel 3.7). Anhand der Stromlinien vom Validierungslauf und den ERA-Interim-Daten ist zu erkennen, dass REMO die Zirkulation im Wesentlichen gut simuliert (Abbildung 4.16 (Mitte und rechts)). Die Differenz der Windgeschwindigkeiten zwischen dem Validierungslauf und den ERA-Interim-Daten zeigt, dass die Windgeschwindigkeiten bis ca. 10° Süd in REMO höher simuliert werden und über dem Golf von Guinea nördlich dieses Breitengrades zu niedrig angegeben wird.



Abbildung 4.16: Links: Differenz der Windgeschwindigkeit zwischen dem Validierungslauf und den ERA-Interim-Daten. Mitte: Stromlinien des Validierungslaufs. Rechts: Stromlinien von ERA-Interim. Windgeschwindigkeit farblich angegeben in (m/s). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008.

Abbildung 4.17 zeigt die Differenzen der meridionalen (oben) und zonalen (unten) Windkomponenten zwischen dem Validierungslauf und QuickSCAT-Daten (Mitte) und ERA-Interim-Daten (rechts). Bei einem Vergleich der Differenzen zwischen dem Validierungslauf und den QuickSCAT-Daten und denen vom Validierungslauf und ERA-Interim-Daten fällt ein sehr ähnliches Muster auf. Beide Vergleiche weisen darauf hin, dass REMO den Windvektor im Atlantik außerhalb der Küstenregion falsch darstellt. Die zonale Komponente wird dadurch zu hoch und die meridionale Komponente zu gering ausgegeben. Über der Aufquellregion vor Namibia simuliert REMO die zonale Komponente in beiden Vergleichen mit zu hohen Windgeschwindigkeiten. Das Windfeld von ERA-Interim wird jedoch über dem Meer regelmäßig mit QuickSCAT-Daten abgeglichen (Dee *et al.* [2011]), ist also nicht unabhängig von den QuickSCAT-Daten. Dennoch sind die Abweichungen zwischen dem Validierungslauf und den ERA-Interim-Daten nur etwa halb so groß wie zwischen dem Validierungslauf und den QuickSCAT-Daten und auch ihre Ausdehnung ist geringer.

Laut des Validierungsberichtes der QuickSCAT-Daten von Ebuchi *et al.* [2002] hat der Satellit insbesondere bei geringen Windgeschwindigkeiten Probleme bei der Bestimmung des Windvektors. In Regionen in denen ERA-Interim-Daten und QuickSCAT-Daten deutliche Abweichungen zeigen, und die Windgeschwindigkeiten sehr klein angegeben werden, ist es schwer zu sagen, wie verlässlich die QuickSCAT-Daten sind. Eine dieser Regionen liegt vor der Küste Angolas. Bei der Kopplung mit einem Ozeanmodell sind gerade in dieser Region genaue Aussagen über die Windgeschwindigkeiten, insbesondere der meridionalen Komponente relevant. Nach Studien, die im Rahmen des GENUS-Projektes durchgeführt wurden, ist die Küstenregion um 17° Süd im besonderen Maße ausschlaggebend für die Simulation der Aufquellgebiete vor der Küste Namibias. Während im Vergleich zu ERA-Interim-Daten nur zwischen Dezember und Februar geringere meridionale Windgeschwindigkeiten an der Küste vor Angola auftreten, wird diese im Vergleich zu den QuickSCAT-Daten auch im Frühling und Herbst noch unterrepräsentiert. Im Winter, in dem die Angola-Benguela-Front weit nach Norden gewandert ist und sich die Windgeschwindigkeiten in der Gegend erhöhen, zeigt der Validierungslauf im Bereich der Front sogar eine höhere meridionale Windgeschwindigkeit als die ERA-Interim-Daten. Die Abbildungen A.11, A.13, A.15, A.17 zeigen den jahreszeitlichen Verlauf der Abweichungen zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim-Daten sowie dem Validierungslauf und QuickSCAT-Daten.



Abbildung 4.17: Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf und QuickSCAT-Daten. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim-Daten.

Um die Unterschiede im Windfeld zwischen ERA-Interim-Daten und dem Validierungslauf erklären zu können, wird zusätzlich das Bodendruckfeld überprüft (Abbildung 4.18). Der Vergleich zeigt, dass die südatlantische Antizyklone im Validierungslauf schwächer ausgeprägt ist und der Bodenluftdruck an der gesamten Westküste Afrikas niedriger angegeben wird. Dies könnte dazu führen, dass in der REMO-Simulation die Isobaren zwischen 10° bis 30° Süd zonaler verlaufen und damit zu einer ebenfalls zonaleren Ausrichtung der Stromlinien, die bedingt durch die Reibungseffekte, eine Rechtsablenkung gegenüber den Isobaren erfahren.

Die in Kapitel 4.2 angegebene zu niedrige Meeresoberflächentemperatur begünstigt Absinkbewegungen und sorgt so für höheren Luftdruck. Wie stark eine veränderte SST die Zirkulation beeinflusst wird in einer Sensitivitätsstudie in Kapitel 5 genauer analysiert.



Abbildung 4.18: Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf, Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim-Daten.

4.6 Vertikalprofil bei 17° Süd

Um ein besseres Bild über die meteorologischen Bedingungen an der Küste im südlichen Afrika und ihre Repräsentation im Klimamodell zu bekommen, wird im folgenden Kapitel ein vertikaler Schnitt durch die Atmosphäre bei 17° Süd genauer untersucht. Dabei wird zwischen Südwinter (Abbildungen: 4.19, 4.20) und Südsommer (Abbildungen: 4.21, 4.22) sowie zwischen Tag (jeweils rechte Seite) und Nacht (jeweils linke Seite) unterteilt.

Südwinter

Wie in Kapitel 2 beschrieben, kommt es besonders im Südwinter auf Höhe der Grenze zwischen Namibia und Angola (bei 17° Süd) verstärkt zu einem Auftrieb von kaltem Wasser aus tieferen Meeresschichten und damit zu niedrigen Oberflächentemperaturen entlang der Küste. In den vertikalen Querschnitten (Abbildung 4.19) ist zu erkennen, dass REMO eine Inversion simuliert, die durch die niedrige SST und großflächiges Absinken verursacht wird (Abbildung 4.19) (a, b)). Tagsüber entsteht eine leichte Abnahme der Inversion durch Einstrahlungseffekte (Abbildung 4.19) (b)). Die Luftmassengrenze ist deutlich im vertikalen Schnitt der spezifischen Feuchte zu sehen (Abbildung 4.19) (e)). Sie liegt über der Auftriebsregion unterhalb von 900 hPa und verschiebt sich Richtung Land, wo die starke Sonneneinstrahlung für eine Destabilisierung der Atmosphäre bis in eine Höhe von 700 bis 600 hPa sorgt. Wolken treten im Winter insbesondere in der Nacht (Abbildung 4.19) (c)) über der Auftriebsregion auf und lösen sich im Laufe des Tages größtenteils auf (Abbildung 4.19) (d)). In einem Vergleich mit Satellitendaten wird die Wolkenbildung über Wasser eher überschätzt, wohingegen über Land zu wenig Wolken simuliert werden (Abbildung 4.14).

Die zonale Komponente des Windfeldes (Abbildung 4.20 (a, b)) zeigt, wie in Kapitel 2.1 erwähnt, in erster Linie Richtung Westen, ist also ablandig. Im Laufe des Tages (Abbildung 4.20 (b)) kommt es jedoch, durch die starken Temperaturunterschiede, zu einer Land-See-Windzirkulation, die auch im Modell gut erkennbar ist und bis weit in die Große Randstufe reicht.

Bei der meridionalen Komponente (Abbildung 4.20 (c, d)) fallen die starken Windgeschwindigkeiten der Passatwinde direkt an der Küste auf. Diese werden in diesem Bereich durch den Kapeffekt verstärkt, was zu einer mittleren Windgeschwindigkeit von über 10 m/s führt. Während über dem Ozean der Wind konstant aus südöstlicher Richtung kommt, weht der Wind im Landesinneren, umgelenkt durch das Tiefdruckgebiet über Angola, meist aus Richtung Nordost. Direkt vor der Küste ist insbesondere in der zonalen Windkomponente eine vertikale Störung zu erkennen, die bis zu einer Höhe von 500 hPa reicht. Diese Störung deutet auf die Bildung einer Schwerewelle in der Küstenregion hin und könnten zu Fehlern in der Parametrisierung des Niederschlags führen. Dies sollte in einer weiteren Studie untersucht werden.

Südsommer

Im Südsommer nehmen die Passatwinde an der Küste leicht ab (Abbildung 4.22 (c, d)) und damit auch das Ekmann-Pumping und der mit diesem verbundene Auftrieb des kühlen Ozeanwassers. Durch die höheren Meeresoberflächentemperaturen ist die Inversion im Vergleich zum Winter nicht so stark ausgeprägt (Abbildung 4.21 (a, b)). Durch die Verlagerung des Tiefdruckgebietes über Angola Richtung Süden, werden feuchte Luftmassen advehiert. Über dem Landesinnern erhöht sich dadurch der vertikale Austausch bis in eine Höhe von über 500 hPa (Abbildung 4.21 (e, f)).



Abbildung 4.19: Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. April bis September, 00 Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: Temperatur (K), Mitte: Bewölkung (%). Unten: spezifische Feuchte (kg/kg). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich repräsentiert Landflächen).



Abbildung 4.20: Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. April bis September, 00 Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: zonale Windkomponente (m/s), Unten: meridionale Windkomponente (m/s). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich repräsentiert Landflächen).

Während im Modell die Bewölkung insbesondere in der Nacht simuliert wird (Abbildung 4.21 (c)), zeigen Beobachtungen in dieser Jahreshälfte auch am Tag Bewölkung an (Abbildung 4.21 (d)). Da die Grundströmung zu dieser Jahreszeit geringer ausgeprägt ist, ist trotz des geringeren Land-See-Temperaturgradienten tagsüber ein verstärkter Seewind zu beobachten, der an der Küste für Abkühlung sorgt (Abbildung 4.22 (a, b)).



Abbildung 4.21: Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. Oktober bis März, um 00 Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: Temperatur (K), Mitte: Bewölkung (%), Unten: spezifische Feuchte (kg/kg). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich repräsentiert Landflächen).



Abbildung 4.22: Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. Oktober bis März, 00 Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: zonale Windkomponente (m/s), Unten: meridionale Windkomponente (m/s). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich repräsentiert Landflächen).

4.7 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wird gezeigt, dass REMO in der Lage ist, das Klima im südlichen Afrika im Wesentlichen zu simulieren. Es zeigt sich aber auch, dass die untersten Luftschichten in ganz Südwestafrika nachts nicht ausreichend abkühlen. Insbesondere an der Küste von Namibia und Angola kommt es zusätzlich zu einer Überschätzung der Tagesmaximumtemperatur. Die Beobachtungen weisen in der Küstenregion allerdings große Unstimmigkeiten auf, die wahrscheinlich auf die unterschiedlichen Stationsnetze zurückzuführen sind und anhand derer ein Teil der Abweichungen zwischen den Beobachtungen und dem Validierungslauf erklärt werden können. Es ist jedoch davon auszugehen, dass REMO an den Küsten von Namibia und Angola zu hohe Temperaturen simuliert.

Eine Analyse der von ERA-Interim vorgegebenen SST hat ergeben, dass die SST besonders im Golf von Guinea und in den Küstengebieten von Namibia und Angola von den Satellietenmessungen abweicht. Insbesondere in diesen Regionen scheint es sowohl in der prozentualen Bewölkung als auch im Windfeld zu Differenzen zwischen dem Validierungslauf und den Beobachtungen zu kommen. Die Auswirkungen der in diesem Kapitel aufgezeigten SST-Differenzen zwischen ERA-Interim-Daten und den Satellitendaten auf die von REMO simulierte untere Atmosphäre werden im folgenden Kapitel anhand einer Sensitivitätsstudie beschrieben.

kapitel 5

I. Sensitivitätsstudie: Änderung der SST

In diesem Kapitel werden die Auswirkungen einer geänderten Meeresoberflächentemperatur auf eine hindcast Simulation, durchgeführt mit dem Regionalmodell REMO, untersucht. Hierfür wird ein neuer SST-Datensatz aufbereitet, der auf den NOAA-Pathfinder Satellitendaten (Kapitel 3.6) basiert. Alle weiteren Randwerte, sowie die Anfangswerte sind mit dem Validierungslauf identisch. Wie beim Validierungslauf (Kapitel 4), beträgt die horizontale Auflösung, der für diese Untersuchung angefertigten Simulation, 0.22° und es werden 27 vertikale Level verwendet. Die Simulation mit der NOAA-Pathfinder-SST wird im weiteren Verlauf als "REMO NOAA-SST" gekennzeichnet.

5.1 Motivation

Bei dem Vergleich der Meeresoberflächentemperaturen zwischen ERA-Interim-Daten und den mit einer Auflösung von 4 km vorliegenden NOAA-Pathfinder-Daten, fielen kleinräumige Abweichungen im Bereich der Randströmungen und großflächige Abweichungen im Golf von Guinea auf (Abbildung 4.11). Wie in Kapitel 2.2.1 beschrieben, hat die SST einen großen Einfluss auf das Klima einer Region. Durch den Vergleich der beiden Läufe sollen folgende Punkte geklärt werden:

- Wie weit kann eine Abkühlung durch die niedrigere SST in das Landesinnere vordringen und wie stark wird hierdurch der Temperaturbias an der Küste kompensiert?
- Wie wirkt sich eine veränderte SST auf das 10m-Windfeld aus? Der Schwerpunkt der Analyse

konzentriert sich auf die Zirkulation über dem Atlantik.

 Führen die SST-Unterschiede zu einer Änderungen in der Simulation der Bewölkung und des Niederschlags?

5.2 Aufbereitung des SST-Antriebes

Der im Kapitel 4.2 beschriebene NOAA-SST-Datensatz besteht nur aus Monatsmitteln. Eine höhere zeitliche Auflösung führt jedoch zu einer sehr großen Anzahl von fehlenden Werten. Aus diesem Grund werden die zeitlichen Schwankungen unterhalb der monatlichen Zeitskala von ERA-Interim übernommen. Hierfür werden zuerst von der ERA-Interim-SST stündliche Anomalien zum Monatsmittel gebildet. Diese werden dann auf die monatlichen Mittel der NOAA-Pathfinder SST addiert. Um keine großen Meeresoberflächentemperaturunterschiede zwischen den Jahren 1989, 1990 und 1991 zu bekommen, wird im Januar und Dezember noch zeitlich zwischen dem ERA-Interim und dem neu erstellten SST-Feld interpoliert. Abbildung 5.1 verdeutlicht noch einmal die unterschiedlichen Oberflächentemperaturen in den Aufquellgebieten zwischen den beiden SST-Datensätzen von NOAA und ERA-Interim anhand eines Jahresgangs. Die Werte für den Jahresgang stammen aus einer Gitterbox der Lüderitz-Aufquellregion.



Abbildung 5.1: Jahresmittel der Meeresoberflächentemperaturdifferenzen zwischen NOAA-Pathfinder- und ERA-Interim-Daten in K (links). Jahresgang der bearbeiteten NOAA-Pathfinder-SST und der ERA-Interim-SST im Lüderitz Aufquellgebiet in °C (rechts).

5.3 Temperaturänderungen

Die Küstenregion vor Namibia und Angola

Eine SST-Abnahme in den Auftriebsgebieten führt zu einer Temperaturabnahme nur entlang der schmalen Küstenstreifen an der Westküste Südafrikas. Der Grund dafür ist die ablandige Grundströmung und die dicht hinter der Küste beginnende Hochebene, welche durch die niedrige Grenzschicht für die kühlen Meeresluftmassen eine Barriere darstellt. In diesem ca. 50 bis 100 km breiten Küstenstreifen von Namibia und Angola, kann die Tagesmitteltemperaturdifferenz zwischen dem REMO-Lauf mit NOAA-SST und dem Validierungslauf bis zu -0.8 K betragen (Abbildung 5.2 (links)). In diesem Küstenstreifen sorgt der starke Land-See-Temperaturgradient über den Tag hinweg für Seewinde, die zu einer Abkühlung führen. Dies kann besonders in den Monaten zwischen September und November beobachtet werden. In dieser Zeit liegen die SST-Differenzen zwischen den NOAA-Pathfinder- und ERA-Interim-Daten im nördlichen Teil der Auftriebsregion bei über -1 K und das Tiefdruckgebiet über Angola befindet sich noch weit genug im Süden, sodass die Grundströmung in diesem Breitengrad geringer ausfällt (Jahreszeitliche Abbildungen sind im Anhang zu finden B.3 (DJF), B.5 (JJA), B.4 (MAM), B.6 (SON)). Bei einer Betrachtung der täglichen Mittel- (links), Maximum- (mitte) und Minimumtemperatur (rechts) (Abbildung 5.2) fällt auf, dass die niedrigere SST im REMO-NOAA-SST Lauf, im Küstengebiet von Angola und Namibia, besonders die Tagesminimumtemperatur beeinflusst, die Tagesmaximumtemperatur hingegen nur gering.



Abbildung 5.2: Differenzen der (von links nach rechts) Tagesmittel-, Tagesmaximum- und Tagesminimumtemperatur zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf für das Jahr 1990 in (K).
Um den Effekt der SST-Änderung auf die 2m-Temperatur zu untersuchen, soll zusätzlich noch der Temperaturjahresgang an einer Küstenstation analysiert werden. In Abbildung 5.3 ist zu sehen, dass REMO auch direkt an den Küsten von Namibia und Südangola höhere Temperaturen simuliert, als die interpolierten Beobachtungen angeben.



Abbildung 5.3: Klimatologie der 2m-Temperatur in °C der CRU- und Willmott & Matsuura-Daten und allen verwendeten REMO-Läufen für die Stadt Baia dos Tigres an der Küste von Südangola für das Jahr 1990.

Es wird deutlich, dass eine bessere Repräsentation der SST zwar geringfügig dazu beitragen kann, die Temperaturen direkt an der Küste zu senken, um hier besser den Beobachtungen zu entsprechen. Die Abkühlung reicht aber bei Weitem nicht aus, um die Differenzen zwischen den REMO-Läufen und den Beobachtungen zu erklären.

Weitere Regionen

In Äquatornähe zeigt die NOAA-SST, im Vergleich zu der SST des Validierungslaufs, geringere Werte an. Dies sorgt für eine großflächige Abkühlung der 2m-Temperatur um 0.5 bis 1 K. Auch hier scheint die Abkühlung nicht weit in das Landesinnere vorzudringen.

Über den im REMO NOAA-SST-Lauf mit höheren Temperaturen dargestellten Warmwasserströmungen, wird die zu vermutende Erwärmung der darüber liegenden Luftschicht, nur im geringen Maße simuliert. Im Herbst sind die SST-Abweichungen zwischen den NOAA-Pathfinder- und ERA-Interim-Daten in der Gegend um den Angolastrom am Größten und es kommt nur in dieser Jahreszeit zu einer Erwärmung. Diese ist jedoch nicht im Jahresmittel zu sehen. Beim Agulhasstrom ist die Temperaturerhöhung zwar das ganze Jahr über erkennbar, Änderungen von über +1 Kelvin, sind jedoch nur im Winter zu beobachten (Der Jahresgang wird im Anhang dargestellt B.3 (DJF), B.5 (JJA), B.4 (MAM), B.6 (SON)).

Über Angola und den nördlich angrenzenden Ländern Kongo und der Demokratischen Republik Kongo kommt es in der REMO-Simulation mit NOAA-SST zu geringeren 2m-Temperaturen als im Validierungslauf. In der 2m-Tagesmaximumtemperatur sind die Abweichungen am Größten und liegen zum Teil über +1 K. Die im nachfolgenden Kapitel 5.5 beschriebenen Änderungen in der Bewölkung und im Niederschlag weisen darauf hin, dass die 2m-Temperaturdifferenzen über den oben genannten Ländern auf einen erhöhten Niederschlag und einer geringeren Sonneneinstrahlung zurückzuführen sind.

Generell ist anzumerken, dass über dem gesamten Modellgebiet sowohl die Erwärmung, als auch die Abkühlung der 2m-Temperatur durch die neu eingeführte NOAA-SST gering ausfällt. In einer weiteren Studie sollte untersucht werden, ob die geringe Ausdehnung der niedrigen Küstentemperaturen in Richtung Landesinneren durch ein Defizit in den Parametrisierungen von REMO entsteht, oder ob diese tatsächlich zu beobachten ist. In diesem Zusammenhang sollte die Parametrisierung der vertikalen Austauschprozesse in REMO überprüft werden.

Vertikalschnitt bei 17° Süd

Die Abbildungen 5.4 (00 Uhr, UTC) und B.7 (12 Uhr, UTC) stellen die Differenzen zwischen dem REMO-Lauf mit NOAA-SST und dem Validierungslauf in einem vertikalen Querschnitt bei 17° Süd, für das Sommer- (links) und das Winterhalbjahr (rechts) dar. Ein Vergleich der Abbildungen zeigt, dass die Differenzen der Temperatur, der Bewölkung und der spezifischen Feuchte nur einen geringen Tagesgang aufweisen und nur leicht über den Tag hinweg abnehmen. Ein Jahresgang ist jedoch zu beiden Tageszeiten gut erkennbar. Über das ganze Jahr hinweg sorgen die niedrigeren Meeresoberflächentemperaturen vor der Küste für eine Temperaturabnahme in den unteren Luftschichten. Diese Temperaturabnahme ist im Sommerhalbjahr aufgrund des intensiveren Auftriebs von Wassermassen mit vergleichsweise niedrigen Temperaturen, geringfügig stärker ausgeprägt und erstreckt sich ca. 1° weiter nach Westen (Abbildungen 5.4 (a, b)). Durch die niedrigeren Temperaturen sinkt die Verdunstungsrate und damit auch die spezifische Feuchte. Es kommt zu einer Abnahme der Bewölkung direkt vor der Küste (Abbildungen 5.4 (c)). Im Sommer führt die niedrigere SST dazu, dass sich die Luftschichtung stabilisiert. Dies hat einen geringeren vertikalen Austausch zur Folge und bewirkt, dass sich die Luft direkt unterhalb der Inversion mit Feuchte anreichern kann und es zu einer leichten Verstärkung der Bewölkung kommt (Hoflich [1972]). Dies stimmt mit den Aussagen von Huang [2007] überein, bei denen eine höhere SST in der Angola-Benguela-Front zu einer geringeren Stratocumulusbewölkung geführt hat (Kapitel 4.3). Aufgrund der geringeren Verdunstung vor der Küste kommt es zudem zu einer Wolkenabnahme über dem Kontinent. Diese ist zwar nur gering, findet jedoch in einem Gebiet statt, über dem der Validierungslauf ohnehin schon eine zu geringe Bewölkung aufweist.

Im Winter bewirkt die niedrigere Meeresoberflächentemperatur in der darüberliegenden Grenzschicht tendenziell eine Abnahme der Bewölkung (Abbildungen 5.4 (d)) und der spezifischen Feuchte (Abbildungen 5.4 (f)). In dieser Jahreszeit scheint der Effekt der niedrigeren Verdunstung zu überwiegen. Bei einem Vergleich der Bewölkung des Validierungslaufs mit den Beobachtungen (Abbildung 4.14) zeigt sich, dass in dieser Jahreszeit die Stratocumulusbewölkung weiter von der Küste entfernt liegt und dass REMO bis 5° Ost eine höhere Bewölkung angibt. Die Abnahme der spezifischen Feuchte und der Bewölkung unterhalb der Inversion führt also zu einer Verbesserung der Modellergebnisse.



Abbildung 5.4: Vertikaler Querschnitt der Differenz zwischen REMO NOAA-SST und dem Validierungslauf, bei 17° Süd. Mittel über die Monate Oktober bis März (links) und April bis September (rechts) um 00 Uhr UTC für das Jahr 1990. Höhe angegeben in [hPa].

5.4 Das 10m-Windfeld und der Bodenluftdruck

Wie Kapitel 4.5 zeigt, hat REMO Probleme die oberflächennahe atmosphärische Zirkulation im südlichen Afrika zu simulieren. Durch die geänderte SST kommt es auch zu Veränderungen im 10m-Windfeld, die in diesem Kapitel diskutiert werden. Diese Änderungen sind zum einen aufgrund des leicht veränderten Bodendruckfeldes und zum anderen der unterschiedlichen Stabilität in der Luftschichtung und der damit verbundenen vertikalen Durchmischung zu erklären. Zum besseren Vergleich werden die Unterschiede zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim-Daten für das Jahr 1990 ebenfalls mit angegeben.



Abbildung 5.5: Bodenluftdruck für das Jahr 1990 in (hPa). Links: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim-Daten. Mitte: Differenz zwischen zwischen REMO mit NOAA-SST und ERA-Interim-Daten. Rechts: Differenz zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf.

Die geringeren Meeresoberflächentemperaturen am Golf von Guinea und den Auftriebsregionen vor Namibia und Angola führen zu verstärkten Absinkbewegungen über diesen Gebieten, sodass der Bodenluftdruck über den kälteren Oberflächen steigt (Abbildung 5.5 (c)). Wie die Abbildungen 5.5 (a) und (b) zeigen, führen die Druckänderungen unterhalb des Äquators zu einer Annäherung der Werte an die Bodendruckfelder von ERA-Interim. Oberhalb des Äquators kommt es über dem Land jedoch zu größeren Abweichungen zwischen dem REMO-Lauf mit NOAA-SST und ERA-Interim-Daten als es bei dem Validierungslauf der Fall ist.

Es zeigt sich, dass im Bereich der südatlantischen Antizyklone kaum Veränderungen auftreten. Die Lage der Isobaren verändert sich nur sehr geringfügig dies könnte der Grund dafür sein, dass die Windvektoren ihre zu hohe meridionale Komponente beibehalten. Es ist jedoch anzunehmen, dass die Antizyklone aufgrund ihrer Lage von den Randwerten des nicht geänderten Antriebslaufs beeinflusst wird. Hier wäre eine weitere Simulation auf einem größeren Gebiet mit einem NOAA-Pathfinder-SST Antrieb wichtig, um sicherzustellen, dass die Änderungen im Druckfeld der südatlantischen Antizyklone nicht durch die Randbedingungen gedämpft werden.

Aufgrund des höher simulierten Bodenluftdrucks an den Küsten des Golfs von Guinea, erhöhen sich dort die Druckgegensätze zwischen Land und Meer. Dies führt in diesem Bereich zu stärkeren meridionalen Windgeschwindigkeiten in der REMO Simulation mit NOAA-SST (Abbildung 5.6 (c)). Über dem Golf variiert das Ausmaß des Gebietes mit der erhöhten meridionalen Windgeschwindigkeit zwischen Sommer und Winter. Im Südwinter reicht es nur etwa bis 5° Süd und dehnt sich im Südsommer bis ca. 10° Süd aus (Jahreszeitliche Abbildungen B.1 für die meridionale und B.2 für die zonale Windkomponente). Der Vergleich zwischen Validierungslauf und Reanalysedaten von ERA-Interim (Abbildung 5.6 (a)) zeigt, dass REMO die meridionale Windgeschwindigkeit im Golf von Guinea deutlich unterschätzt (Vergleiche von ERA-Interim-Daten mit Beobachtungsdaten in Kapitel 4.5).

Eine Nutzung der NOAA-SST als Antrieb für REMO Simulationen kann im Golf von Guinea dazu beitragen, dass das Bodendruckfeld und die Windgeschwindigkeiten direkt vor der Küste besser mit den Reanalysen übereinstimmen, im restlichen Teil des Golfs kommt es jedoch zu größeren Abweichungen im Windfeld.

Während sich die Lage der Isobaren im Südatlantik in den REMO-Läufen mit der NOAA-SST nicht wesentlich vom Validierungslauf unterscheidet, führt die SST-Änderung jedoch zu deutlichen Veränderungen im simulierten Windfeld. Diese werden im Folgenden beschrieben:

Die in der NOAA-SST geringer angegebenen Meeresoberflächentemperaturen über dem Golf von Guinea und den Aufquellgebieten vor Angola und Namibia (Kapitel 4.2) sorgen über diesen Regionen für eine stabilere Schichtung der unteren Atmosphäre und einem geringeren Energiefluss vom Meer in die Atmosphäre. Die stabilere Schichtung sorgt für eine geringer vertikale Durchmischung und führt zu einem niedrigeren Impulsaustausch mit den höheren Schichten. Die beiden Effekte sorgen dafür, dass die Windgeschwindigkeiten abnehmen. In der Passatwindregion ist hierbei insbesondere die Meridionalkomponente betroffen. Für die Küste Namibias bedeutet eine im REMO NOAA-SST-Lauf niedriger angenommenen SST also eine verminderte meridionale Windgeschwindigkeit. Es ist zu erkennen, dass die größten Unterschiede, zwischen dem Lauf mit NOAA-SST und dem Validierungslauf, über den Upwellingregionen liegen (Abbildung 5.6 (c)), in denen im Vergleich zu QuickSCAT-Daten und ERA-Interim-Daten zu hohe Windgeschwindigkeiten simuliert werden. Die Simulation der Windgeschwindigkeit in REMO wird in dieser Gegend mit der höher aufgelösten NOAA-SST verbessert.

Über den Warmwasserströmungen (Angola- und Agulhasstrom), die in der NOAA-SST mit höheren Temperaturen angegeben werden, ist ein umgekehrtes Verhalten zu beobachten. Im Bereich des Angolastroms kommt es im Südsommer zu höheren Meridionalwindgeschwindigkeiten. Mit Ausnahme der Monate Juni bis August wird die SST dieser Strömung in den ERA-Interim-Daten zu niedrig dargestellt und es gelangt weniger Energie in die untere Atmosphäre. Das Gleiche gilt für den Agulhasstrom an der Südspitze Afrikas. Hier erhöht sich allerdings die zonale Komponente (Abbildung 5.7 (c)). Die Strömung liegt unter der Westwinddrift, es wird also hauptsächlich ein zonaler Impuls durch die höhere vertikale Durchmischung nach unten transportiert.

Anhand der küstennahen Warm- und Kaltwasserströmungen kann vermutet werden, dass das 10m-Windfeld von REMO in der entsprechenden Küstenregion sensitiv auf die Meeresoberflächentemperatur reagiert. Aufgrund der Datenlage von nur einem Jahr ist dies jedoch schwer zu beurteilen. Zusätzlich zeigen erste Modellstudien im Rahmen des GENUS-Projekts am Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW), dass Änderungen in den bodennahen atmosphärischen Zirkulationsbedingungen insbesondere an der Küste vor Südangola einen starken Einfluss auf die simulierte Upwelling-Aktivität haben. Ein veränderter Auftrieb bedeutet in der Praxis aber wiederum veränderte SST-Bedingungen und damit Rückkopplungen auf die atmosphärische Zirkulation. Diese Rückkopplungen können aber nur im vollgekoppelten Atmosphären-Ozeanmodell vollständig erfasst werden. Bei Modellstudien ohne Kopplung von Atmosphäre und Ozean kann es hingegen zu einem Abdriften des Ozeans kommen, da die ausgleichende Wirkung eines intensivierten Upwellings auf die Atmosphäre nicht erfasst werden kann.



Abbildung 5.6: Meridionale Windkomponente für das Jahr 1990 in (m/s). Links: Differenz zwischen Validierungslauf und ERA-Interim-Daten Jahresmittel 1990. Mitte: REMO mit NOAA-SST. Rechts: Differenz zwischen REMO mit NOAA-SST und Validierungslauf.



Abbildung 5.7: Zonale Windkomponente für das Jahr 1990 in (m/s). Rechts: Differenz zwischen Validierungslauf und ERA-Interim-Daten Jahresmittel 1990. Mitte: REMO mit NOAA-SST. Rechts: Differenz zwischen REMO mit NOAA-SST und Validierungslauf.

5.5 Niederschlag und Bewölkung

Die Niederschlagsverteilung im südlichen Afrika kann durch die Nutzung der NOAA-SST als Antrieb für eine REMO-Simulationen nicht wesentlich verbessert werden, was ein Vergleich sowohl der Differenzen zwischen dem Validierungslaufs und den CRU-Beobachtungen (Abbildung 5.8 (a)) als auch der Differenzen zwischen dem REMO NOAA-SST-Lauf und den CRU-Beobachtungsdaten zeigt (Abbildung 5.8 (b)). In vier Regionen (Abbildung 5.8 (c)), N1 bis N4) kommt es jedoch zu deutlichen Abweichungen zwischen dem Validierungslauf und dem REMO-Lauf mit NOAA-SST, die im Folgenden beschrieben werden.



Abbildung 5.8: Niederschlagsdifferenz in % zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten (a), zwischen REMO mit NOAA-SST und den CRU-Daten (b), zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf (c) für das Jahr 1990.

Die auffälligste Änderung ist eine deutliche Niederschlagsabnahme im tropischen Atlantik (N1). Durch die niedrigere SST im Golf von Guinea kommt es zu einer geringeren Verdunstung, was über der Region zu einer großflächigen Abnahme des Niederschlags führt. Diese Abnahme kann aufgrund fehlender Beobachtungen über dem Meer nicht interpretiert werden. An den Küsten scheint die Simulation des Niederschlags jedoch von dieser Abnahme zu profitieren, da die Beobachtungen hier deutlich geringere Niederschläge angeben ((Abbildung 5.8 (a)).

In der Region (N3) ist ebenfalls eine Abnahme des Niederschlags insbesondere über der Namibautriebszelle zu erkennen (Abbildung 2.4 zeigt die Auftriebszellen der Region), während sich über dem Angolastrom (N2) die jährlichen Niederschläge um bis zu 100 % verstärken. Hierbei wird zum einen deutlich, dass die SST sehr wichtig für die Niederschlagsverteilung über dem Ozean ist, zum anderen zeigt sich, dass in Südwestafrika SST-Änderungen im Südatlantik nur in den Küstengebieten den Niederschlag über Land beeinflussen.

Die Bedeutung der SST im Reflektionsgebiet des Agulhastroms (N4), wurde bereits in Kapitel 2.2.3 beschrieben. Durch die Verwendung der NOAA-SST in diesem Senstitivitätsexperiment treten im südöstlichen Atlantik, im Durchschnitt höhere Meeresoberflächentemperaturen auf als im Validierungslauf. Die von Reason [1998] durchgeführten Studien, in denen die Auswirkungen einer erhöhten SST im Südatlantik aufgezeigt werden, können hier jedoch nur teilweise nachgestellt werden. Dies hängt unter anderem mit dem unterschiedlichen Experimentaufbau zusammen und soll im Folgenden erläutert werden. Im Südwinter (Abbildung B.3) zeigt die hier durchgeführte Sensitivitätsstudie einen leicht erhöhten Niederschlag in der Region (N4) über Land, die auch bei Reason auftrat. Reason [1998] vermutet, dass diese durch die höhere Verdunstung, und durch eine erhöhte Zyklonenaktivität hervorgerufen wird. Bei Reason [1998] treten die erhöhten Niederschläge jedoch auch im Südsommer auf. Diese können in dieser Arbeit nicht simuliert werden, da insbesondere im Sommer an den Küsten Südafrikas die NOAA-SST niedrigere Werte angibt als die ERA-Interim-Daten. Dies führt zu einer geringeren Verdunstung an den Küsten und einem geringeren Niederschlag.

Die Niederschlagsabnahme im Osten Südafrikas wie sie bei Reason [1998] auftritt, kann ebenfalls nicht simuliert werden, da sich die SST-Änderungen zuerst auf das Südindikhoch, das nicht in der modellierten Region liegt, auswirken. Dies könnte jedoch ein wesentlicher Grund für die Niederschlagsüberschätzung des Modells im Osten Südafrikas sein (Abbildung 5.8 (a)).

Auch die prozentuale Bewölkung ändert sich in der simulierten Region durch die neue SST nur geringfügig (Abbildung 5.9). Über dem Golf von Guinea ist, wie beim Niederschlag (N1), eine leichte Abnahme im Vergleich zum Validierungslauf zu erkennen. Der Vergleich zwischen dem Validierungslauf und den Satellitendaten (Kapitel 4.3) weist auf eine Verbesserung der Simulation hin, ist jedoch aufgrund der Betrachtung unterschiedlicher Jahre nur schwer zu interpretieren. In der Region B1 ist ein leicht erhöhtes Wolkenaufkommen zu beobachten, dieses fällt sowohl räumlich als auch zeitlich mit einer Abkühlung der Tagesmaximumtemperatur zusammen, wobei die Tagesminimumtemperatur unverändert bleibt (Abbildung 5.2). Hier wird jedoch deutlich, wie sensitiv die simulierten Tagesmaximumtemperaturen in dem Gebiet auf geringfügige Änderungen in der Bewölkung reagieren. In den Ländern, in denen der Validierungslauf sehr hohe Abweichungen zu den Beobachtungen zeigt (Abbildung 5.9 (B2, B3)), sind jedoch keine Änderungen zwischen dem REMO-Lauf mit NOAA-SST und dem Validierungslauf zu sehen.



Abbildung 5.9: Differenz in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten (links), zwischen REMO mit NOAA-SST und den CRU-Daten (mitte) und zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf (rechts), für das Jahr 1990.

5.6 Zusammenfassung

Die Sensitivitätsstudie zeigt, dass der systematische Temperaturbias direkt an der Küste nicht auf eine falsche SST im Bereich des Benguela-Upwellings zurückgeführt werden kann. Hier scheinen die regionalen Klimamodelle andere Defizite zu haben.

Die oberflächennahe atmosphärische Zirkulation in REMO scheint sehr sensitiv auf Änderungen in der SST zu reagieren. Die großflächige Fehlstellung des 10m-Windvektors über dem Atlantik konnte jedoch nicht behoben werden. Insbesondere in den Küstenregionen zeigen sich aber deutliche Verbesserungen in der Simulation des 10m-Windfeldes.

Wesentliche Änderungen im Niederschlag und in der Bewölkung sind nur über dem Atlantik erkennbar. Vor allem im tropischen Atlantik wirken sich die SST-Änderungen großflächig auf die Niederschlagsbildung im Modell aus.

KAPITEL 6

II. Sensitivitätsstudie: Änderung der Bodenwärmeleitung

6.1 Motivation

In Kapitel 3.1 wurde gezeigt, dass REMO bei der Bodenwärmeleitung eine sehr einfache Parametrisierung verwendet, die insbesondere bei trockenen Böden Probleme mit der korrekten Darstellung hat. Der konstante Kurvenverlauf der Bodenwärmeleitung, der in den Messwerten vor dem Einsetzen der Wasserbrückenbildung angegeben wird und der nach einer stark ansteigenden Phase wieder einsetzt, kann mit nur zwei linearen Gleichungen nicht widergespiegelt werden. Durch das Fehlen eines konstanten Kurvenverlaufs unter sehr trockenen Bedingungen kommt es in einem kleinen Bereich unterhalb des permanenten Welkepunkts zu einer zu hoch angenommenen Bodenwärmeleitung. Dies geschieht ebenfalls bei einem sehr hohen Wassergehalt, was jedoch nur bedingt relevant ist, da der Boden diese Wassermengen nicht speichern kann und es aus diesem Grund nur sehr kurzfristig zu solchen Bedingungen kommt. Trockene und sehr feuchte Böden leiten also im Modell mehr Wärme in den Boden, als es der Realität entspricht. Dies führt dazu, dass der Boden Tagsüber zu viel Wärme aufnimmt und damit im Laufe der Nacht zu viel Wärme freigibt. Somit kann sich die simulierte Atmosphäre nicht gemäß der Beobachtungen abkühlen. Hänsler [2011] zeigt, dass REMO insbesondere in den trockenen Regionen Afrikas zu warme Temperaturen simuliert. Bei dem Vergleich des Validierungslaufes mit den Beobachtungen aus Kapitel 4, ist zu sehen, dass der Temperaturbias abseits der Küstengegenden zum größten Teil durch zu geringe Tagesminimumtemperaturen entsteht, was eine Folge der zu hohen Wärmeabgabe des Bodens sein

könnte.

Im Folgenden wird die Parametrisierung der Bodenwärmeleitung auf vier lineare Funktionen, mit denen der beobachtete Kurvenverlauf genauer wiedergegeben werden kann, erweitert. Um den Effekt der neuen Parametrisierung auf die Simulationen abschätzen zu können, wird in einem weiteren Schritt eine Sensitivitätsstudie für das Jahr 1990 durchgeführt und mit dem Validierungslauf verglichen. Die Sensitivitätsstudie wird mit den gleichen Randbedingungen angetrieben wie der REMO NOAA-SST-Lauf und ebenfalls auf einer horizontalen Auflösung von 0.22° und 27 vertikalen Level gerechnet. Im weiteren Verlauf wird die hier beschriebene Sensitivitätsstudie als "REMO-B-Lauf" gekennzeichnet. Weitere Änderungen wurden in diesem Lauf vorgenommen: Die Nutzung des in Kapitel 5 vorgestellten SST Antriebes und eine kleinräumige Bodenartänderung, die in Kapitel 6.2 erläutert wird. Im Rahmen dieser Arbeit war es nicht möglich, für alle Änderungen eine separate Sensitivitätsstudie durchzuführen. Aus diesem Grund werden alle Änderungen in einem Lauf vereint, um somit den größtmöglichen Effekt abzuschätzen. Der Schwerpunkt des Vergleiches ist die Auswirkung auf die 2m-Temperatur.

6.2 Die Parametrisierung

Um die Parametrisierung der Bodenwärmeleitung in REMO besser den Beobachtungen anzupassen, werden nach dem Vorbild von Tarnawski & Gori [2002] drei Wassergehalte definiert, an denen sich die Wärmeleitung ausschlaggebend ändert. Mithilfe dieser Werte kann dann eine neue Funktion entwickelt werden.

- Θ_{cr}: Der "kritische Punkt" ist der Punkt, an dem es zur Wasserbrückenbildung im Boden kommt und ab dem sich die Wärmeleitung mit zunehmendem Wassergehalt stark erhöht. Nach Messungen von Tarnawski & Gori [2002] geschieht diese Wasserbrückenbildung bei einem Wassergehalt von ungefähr 37.5 % des am permanenten Welkepunkt (PWP) vorhandenen Wassergehalt. Der Punkt wird nach Gleichung 3.6 errechnet.
- PWP: Der permanente Welkepunkt ist der Punkt, ab dem das im Boden enthaltende Wasser so stark an die Bodenpartikel gebunden ist, dass es nicht mehr von den Pflanzen aufgenommen werden kann. An diesem Punkt beginnt die Bildung von Wasserbrücken im Boden (Tarnawski

& Gori [2002]). Mit zunehmender Dichte der Wasserverbindungen verlieren neue Bindungen an Relevanz und die Steigung der Kurve beginnt langsam abzunehmen. Da dieser Punkt auch für andere Parametrisierungen von Bedeutung ist, kann er der EM-Modellbeschreibung (Majewski [1991]) entnommen werden.

 FC: Die Feldkapazität wird als die Wassermenge definiert, die der Boden maximal gegen die Schwerkraft halten kann. Dieser Punkt wird als wichtige Kenngröße des Bodenwasserhaushalts bereits in anderen Routinen in REMO genutzt (Rechid [2001]). Tarnawski & Gori [2002] zeigen, dass an diesem Punkt die maximale Leitfähigkeit erreicht ist und eine weitere Erhöhung des Wassergehaltes nur noch minimale Änderungen bewirkt.

Zwischen diesen drei definierten Punkten werden nun die im Anschluss angegebenen linearen Funktionen definiert, wobei versucht wurde, möglichst die Steigung der alten Funktion zu erhalten. Durch den Erhalt der Minimum-Funktion kann es jedoch passieren, dass es zu einer weiteren fünften Steigungsänderung kommt. Der Quellcode der alten und neuen Parametrisierung ist in Kapitel D angegeben.

• Der Wassergehalt zwischen 0 und Θ_{cr} wird die Bodenwärmeleitung konstant auf dem Wert eines trockenen Bodens gesetzt:

$$\lambda = \lambda_0 \tag{6.1}$$

 Zwischen dem Θ_{cr} und dem PWP wird in einem ersten Schritt die Wärmeleitung am PWP nach der alten Funktion berechnet. Dann wird zwischen dem Θ_{cr} und dem PWP mit folgendem Faktor linear interpoliert:

$$\left(\frac{\overline{W} - \Theta_{cr}}{PWP - \Theta_{cr}}\right) \tag{6.2}$$

Dies sorgt für eine Angleichung der neuen Funktion am PWP an die alte und simuliert gleichzeitig den besonders hohen Anstieg am Anfang der Wasserbrückenbildung. Die Funktion lautet dann wie folgt:

$$\lambda = \lambda_0 + \left(0.25 + \frac{0.3\Delta\lambda}{1 + 0.75\Delta\lambda}\right) \Delta\lambda \left(\frac{\overline{W} - \Theta_{cr}}{PWP - \Theta_{cr}}\right)$$

$$Min\left\{ \left[\frac{4PWP}{PV}\right]; \left[1 + \left(\frac{4PWP}{PV} - 1\right)\frac{1 + 0.35\Delta\lambda}{1 + 1.95\Delta\lambda}\right] \right\}$$
(6.3)

• Vom PWP bis zur FC wird die alte Parametrisierung genutzt. Zwischen diesen Punkten gibt es keine Änderung zwischen der alten und der neuen Parametrisierung:

$$\lambda = \lambda_0 + \left(0.25 + \frac{0.3\Delta\lambda}{1 + 0.75\Delta\lambda}\right)\Delta\lambda$$

$$Min\left\{ \left[\frac{4\overline{W}}{PV}\right]; \left[1 + \left(\frac{4\overline{W}}{PV} - 1\right)\frac{1 + 0.35\Delta\lambda}{1 + 1.95\Delta\lambda}\right] \right\}$$
(6.4)

 Ab dem Wassergehalt am Punkt FC bleibt die Wärmeleitung konstant auf dem Wert am Punkt FC. Durch den leichten Anstieg der alten Funktion wird die Differenz mit zunehmendem Wassergehalt immer größer.

$$\lambda = \lambda_0 + \left(0.25 + \frac{0.3\Delta\lambda}{1 + 0.75\Delta\lambda}\right)\Delta\lambda$$

$$Min\left\{ \left[\frac{4FC}{PV}\right]; \left[1 + \left(\frac{4FC}{PV} - 1\right)\frac{1 + 0.35\Delta\lambda}{1 + 1.95\Delta\lambda}\right] \right\}$$
(6.5)

λ	Wärmeleitfähigkeit	$[J m^{-1} s^{-1} K^{-1}]$
λ_0	Wärmeleitfähigkeit des trockenen Bodens	$[J m^{-1} s^{-1} K^{-1}]$
\overline{W}	mittlerer Wassergehalt	[1]
\mathbf{PV}	Porenvolumen	[1]
PWP	permanente Welkepunkt	[1]
Θ_{cr}	kritischer Punkt	[1]
\mathbf{FC}	Feldkapazität	[1]

Die verwendeten Werte für die drei Punkte werden in Tabelle 6.1 zusammengefasst. Hier ist zu sehen, wie das Einsetzen der erhöhten Wärmeleitung und der Feldkapazität mit der Korngrößenverteilung variiert und bei sehr groben Sandböden deutlich früher einsetzt, als bei feinkörnigen Tonböden. Abbildungen 6.1 und 6.2 geben den neuen Kurvenverlauf und die Differenz zur Standardparametrisierung an. Die feinkörnigen Böden weisen durch das späte Einsetzen der Wasserbrückenbildung im vorderen Bereich der Kurve die stärksten Abweichungen auf. Durch das Konstanthalten der Wärmeleitung nach dem Erreichen der Feldkapazität kommt es bei einem sehr hohen Bodenwassergehalt ebenfalls zu Abweichungen. Ein Wassergehalt oberhalb der Feldkapazität kann jedoch nur kurzfristig erreicht werden, da der Boden diese Wassermenge nicht gegen die Schwerkraft halten kann.

Tabelle 6.1: Der kritische Wassergehalt, der permanente Welkepunkt und die Feldkapazität. Der kritische Punkt wurde nach der Formel 3.6 errechnet, die anderen Punkte sind dem EM-Modell Handbuch entnommen.

Bodenart	Sand	lehmiger Sand	Lehm	lehmiger Ton	Ton	Torf
Θ_{cr} [1]	0.01575	0.0375	0.04125	0.069375	0.096375	0.099375
PWP [1]	0.042	0.100	0.110	0.185	0.257	0.265
FC [1]	0.196	0.260	0.340	0.370	0.463	0.763



Abbildung 6.1: Änderung der thermischen Diffusivität κ (a) und der Wärmeleitfähigkeit λ (b) des volumetrischen Wassergehalts nach der neuen Parametrisierung. Die jeweilige Bodenart ist anhand der Farbmarkierungen der Tabelle 6.1 zu entnehmen.

Um besser abschätzen zu können, in welchen Regionen die Temperaturänderungen aufgrund des veränderten Bodenwärmestroms auftreten, werden in Abbildung 6.3 die Bereiche aufgezeigt, in denen die Bodenwärmeleitung vom Sensitivitätsexperiment von der Bodenwärmeleitung des Validierungslaufes abgewichen ist. Es ist zu erkennen, dass die Änderungen besonders während der trockenen Periode auftreten. Bei einem Vergleich der Abbildung 6.3 mit der Bodenart aus Abbildung 6.4 wird deutlich, dass die Bodenart entscheidend für eine Änderung im Bodenwärmestrom ist. Insbesondere über den Tonböden treten Änderungen auf, da bei diesen Böden der kritische Punkt erst spät erreicht wird und sich hier die größten Abweichungen zu der ursprünglichen Parametrisierung ergeben.



Abbildung 6.2: Änderung der thermischen Diffusivität κ (a) und der Wärmeleitfähigkeit λ (b) des volumetrischen Wassergehalts. Differenz zwischen alter und neuer Parametrisierung. Die jeweilige Bodenart ist anhand der Farbmarkierungen der Tabelle 6.1 zu entnehmen.



Abbildung 6.3: Mittlere Abweichung der thermischen Diffusivität κ zwischen dem Sensitivitätsexperiment und dem Validierungslauf in (10⁷ $m^{-2} s^{-1}$), für das Jahr 1990. Für die Monate Dezember, Januar, Februar (a). Für die Monate Juni, Juli, August (b).

6.3 Änderungen in der Bodenbibliothek

Wie in Kapitel 3.1 erwähnt, nutzt REMO in der Version von 2009 sechs verschiedene Bodenarten, die über ihre Korngrößenverteilung definiert werden. Diese sechs Bodenarten werden aus einem Datensatz der FAO (FAO/Unesco [1971-1981]) abgeleitet (Patterson [1990], Dunne & Wilmott [1996]), der über 15 unterschiedliche Bodenarten verfügt. Die ersten elf Einteilungen gehen von grob 1 bis fein 11. Die Nummern 12, 13 und 14 geben eine weitere Einteilung an, bei der nur in grob, mittel und fein unterteilt wird. Diese Einteilung wird genutzt, wenn die Böden nicht genau zugeordnet werden können. Die Nummer 15 steht für Böden mit organischer Substanz. Die Einteilung ist Tabelle 6.2 zu entnehmen.

Tabelle 6.2: Zuweisung der FAO Bodenbibliothek (Dunne & Wilmott [1996]) mit 13 Bodenarten zur REMO2009 Bodenbibliothek mit sechs Bodenarten.

Bodenart	Sand	lehmiger Sand	Lehm	lehmiger Ton	Ton	Torf
Nummer REMO	1	2	3	4	5	6
Nummer FAO	1	2, 3,12	4, 5, 6, 13	7, 8, 9, 10, 14	11	15



Abbildung 6.4: Bodenarten in der Region Südwestafrika im Datensatz der FAO (a), in REMO (b) und in dem REMO-B Lauf (c).

In Abbildung 6.4 sind die Bodenarten für Südwestafrika gezeigt, wie sie im FAO-Datensatz angegeben sind (Abbildung 6.4 (a)), und wie sie nach der Zuweisung für die REMO-Simulationen genutzt werden (Abbildung 6.4 (b)). Es zeigt sich, dass gerade in der Temperaturbiasregion T1, welche in Kapitel 4 definiert wurde, die Bodenart nicht genau bestimmt werden konnte. Nach dem FAO-Datensatz wurden die Bodenpartikel auf eine mittlere Größe geschätzt. Diese wird bei der Zuweisung auf die sechs Bodenarten auf die Bodenart Lehm festgelegt, woraufhin die Region im REMO-Bodendatensatz nicht mehr zu erkennen ist. Hartmann [2007] klassifiziert die Böden im Hartmannstal, das in dem markierten Gebiet liegt, als "Eutric Regosols". Sie spricht von mittel- bis feinkörnigen Böden, mit einer Mächtigkeit von maximal 50 cm, die auf einem Gesteinsboden liegen. Nach einer Bodenklassenkarte, welche über die Internetseite der Universität Köln bereitgestellt wird (Uni Köln [2011]) und die ebenfalls auf den Daten der FAO (FAO/Unesco [1971-1981]) basiert, wird die vorherrschende Bodenart, die etwas weiter im Landesinneren vorkommt, als "Lithosols" bezeichnet. Es handelt sich hierbei um sehr junge und geringmächtige Böden. In welchem Ausmaß die geringe Mächtigkeit dieser Böden relevant für eine korrekte Simulation des Klimas ist, bleibt zu klären. Um sicher zu stellen, dass ein Fehler bei der Annahme der Bodenart in dieser Region keine gravierenden Folgen auf die 2m-Temperatur hat, wurde die Bodenart 13 aus dem FAO-Datensatz für diesen Lauf auf die Bodenart lehmiger Ton gesetzt und nicht wie vorgegeben auf Lehm.

6.4 Vergleich mit dem Validierungslauf

Wird der REMO-Lauf mit den oben beschriebenen Änderungen sowohl mit dem Validierungslauf als auch mit dem REMO NOAA-SST-Lauf verglichen (Abbildung 6.5), zeigen sich im Jahresmittel sehr ähnliche Differenzen im Windfeld, in der Niederschlagsverteilung, in der Bewölkung und im Bodendruck, wie es auch schon im REMO-Lauf mit einer reinen SST-Änderung im Antriebsfeld der Fall war. Die Konsistenz dieser Abweichungen verdeutlicht, dass die Abweichungen durch den geänderten Antrieb hervorgerufen wurden und nicht zufällig durch die Modellvariabilität zustande kommen. Es zeigt aber auch, dass die Änderung der Bodenwärmeleitung in dem in dieser Studie verwendeten Maß kaum Einfluss auf die genannten Variablen in der Simulation nimmt.

Die in Kapitel 6.3 beschriebene Bodenänderung im Gebiet (T4) hat keine wesentlichen Veränderungen in der Region bewirkt und zeigt insbesondere keine Änderung im Jahresmittel der Tagesmaximumtemperatur (Abbildung 6.5 (b)). Eine leichte Temperaturabnahme in der Tagesminimumtemperatur (Abbildung 6.5 (c)) ist jedoch zu beobachten, die wahrscheinlich durch den geringeren Bodenwärmestrom zustande kommt (T4). Eine kleinräumige Änderung der Bodenart von Lehm auf lehmigen Ton, hat also nur einen sehr geringen Effekt auf die simulierte Temperatur.

Abbildung 6.5 (a) zeigt die Differenz der 2m-Tagesmitteltemperatur zwischen dem Validierungslauf

und dem REMO-B-Lauf für das Jahr 1990. Es ist eine Temperaturabnahme auch über Land zu erkennen, die im REMO NOAA-SST-Lauf nicht zu sehen ist. Diese Temperaturabnahme tritt insbesondere über den Gebieten auf, in denen es zu Änderungen im Bodenwärmestrom kommt. Die in den Abbildung 6.5 (b) und (c) dargestellten Differenzen der Tagesminimum- und Tagesmaximumtemeratur zeigen, dass die Temperaturabnahme entlang des Äquators (T1) und an der Küste von Südangola (T2) hauptsächlich in der Tagesmaximumtemperatur auftritt. Im REMO NOAA-SST-Lauf sind die Tagesmaximumtemperaturen in den Bereichen (T1, T2) ebenfalls niedriger simuliert worden, die Differenzen sind jedoch schwächer ausgeprägt. Bei einer saisonalen Betrachtung der Differenzen zwischen dem Validierungslauf und dem REMO-B-Lauf (C.1, C.2, C.3, C.4) zeigt sich, dass es insbesondere im Südherbst zu Temperaturänderungen kommt und dass diese mit stärkeren Niederschlägen (Abbildung C.2 (c)) und einer leicht erhöhten Bewölkung zusammenhängen (Abbildung C.2 (i)).

Die Temperaturdifferenzen in der 2m-Tagesminimumtemperatur zwischen dem REMO-B-Lauf und dem Validierungslauf scheinen von den Änderungen des Bodenwärmestroms (Abbildung 6.3) abhängig zu sein. In der Region T3 treten sie besonders in den Monaten Juni bis November auf (Abbildung (C.3, C.4)), also in einer Zeit, in der wenig Niederschlag fällt. Ebenfalls zu erkennen in den Differenzen sind die Tonböden, über denen besonders hohe Abweichungen eintreten. So kommt es über dieser Bodenart in der Region T5 im Südsommer zu Tagesminimumtemperaturen, die mehr als -1 K unterhalb derer vom Validierungslauf liegen. Im Südwinter sorgen die Westwinde regelmäßig für Niederschläge und der Bodenwassergehalt bleibt oberhalb des PWP.

Die Temperaturänderungen haben eine viel zu geringe Intensität, als dass sie den Temperaturbias zu den Beobachtungen erklären könnten. Der tages- sowie der jahreszeitliche Verlauf und auch die räumlichen Änderungen passen jedoch zu dem Temperaturbias des Validierungslaufs und gleichen diesen, wenn auch nur geringfügig, an die Beobachtungen an. Die hier durchgeführte Sensitivitätsstudie zeigt jedoch, dass selbst kleinste Änderungen im Bodenwärmestrom zu Temperaturänderungen von über 1 K führen können. Es wird zurzeit an einer neuen REMO Version gearbeitet, in der insbesondere die Bodenschichten neu überarbeitet werden. Testläufe mit dieser Version geben eine höhere Bodenverdunstung an. Sollte sich diese erhöhen, könnte die stärkere Verdunstung nicht nur für eine direkte Abkühlung sorgen, sondern auch den Bodenwassergehalt senken. Dies könnte mit der neuen Parametrisierung der Bodenwärmeleitung zu einer weiteren Abnahme der 2m-Tagesminimumtemperatur führen.



Abbildung 6.5: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem Validierungslauf für das Jahr 1990.

6.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde eine neue Parametrisierung der Bodenwärmeleitung entwickelt und ausgewertet. Es konnte gezeigt werden, dass die Berücksichtigung der konstanten Bodenwärmeleitung bei niedrigem Bodenwassergehalt die Simulationen in trockenen Gebieten Afrikas verbessert. Dabei wird besonders das Temperaturfeld beeinflusst. Die Stärke der Änderungen ist abhängig von der Bodenart und von dem Wassergehalt des Bodens. Sie sind jedoch in jedem Fall zu gering um die Abweichungen zu den Beobachtungen beseitigen zu können. Es bleibt zu klären, ob und in welcher Form die geringe Mächtigkeit der Böden in der Küstenregion von Namibia und Angola einen Einfluss auf die 2m-Temperatur hat und wie stark sich eine erhöhte Bodenverdunstung auf diese auswirken würde.

kapitel 7

Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wird eine Validierung einer REMO hindcast Simulation mit einer horizontalen Auflösung von 0.22° für das südliche und westliche Afrika durchgeführt. Es wird gezeigt, dass REMO das Klima der Region grundsätzlich repräsentieren kann, wobei jedoch Abweichungen zwischen dem Validierungslauf und den Beobachtungen in der 2m-Temperatur zu erkennen sind. Die Abweichungen können in zwei Bereiche unterteilt werden. Zum einen taucht ein Temperaturbias in den Tagesmaximumtemperaturen besonders an den Küsten auf. Zum anderen ist ein Bias in den Tagesminimumtemperaturen im gesamten südlichen Afrika zu sehen. Ein Vergleich mehrerer Beobachtungsdaten ergibt, dass ein wesentlicher Teil des Bias in den Tagesmaximumtemperaturen mit hoher Wahrscheinlichkeit durch Interpolationsfehler in den Beobachtungen zustande kommt, die Modelle jedoch ebenfalls ein deutliches Defizit in dieser Region aufweisen.

Das von REMO simulierte Windfeld zeigt im Vergleich zu Scatterometer Messungen, dass REMO vor der Küste Namibias eine sehr hohe meridionale Windgeschwindigkeit aufweist, vor der Küste Angolas und im Atlantik außerhalb der Küstenregionen allerdings zu geringe meridionale Windgeschwindigkeiten zeigt. Die großflächig zu gering simulierte Meridionalkomponente des Windfeldes scheint hauptsächlich durch einen zu zonal orientierten Windvektor hervorgerufenen zu sein. Dieser Windvektor könnte von einer zu gering repräsentierten atlantischen Antizyklone stammen.

Eine Analyse des zum Antrieb von REMO genutzten SST-Feldes hat ergeben, dass höher aufgelöste Satellitendaten nicht nur die Randströmungen besser repräsentieren können, sondern auch, dass im Golf von Guinea die Meeresoberflächentemperaturen von bis zu -1 K niedriger dargestellt werden.

Anhand der Befunde, die eine Validierung des REMO-Laufs ergeben hat, wurden zwei Sensitivitätsstudien durchgeführt. Mithilfe dieser Studien können die Auswirkungen sowohl einer Meersoberflächentemperaturänderung, als auch eines veränderten Bodenwärmestroms auf die von REMO simulierte untere Atmosphäre untersucht werden. Für die erste Studie wird aus NOAA-Pahfinder-SST-Daten ein neuer Antriebsdatensatz entwickelt und das Jahr 1990 erneut gerechnet.

Bei einem Vergleich mit dem Validierungslauf konnten folgende Erkenntnisse gewonnen werden: Der systematische Temperaturbias an der Küste kann nicht auf eine falsch vorgegebene SST im Bereich des Benguela-Upwellings zurückgeführt werden. Hier scheinen die regionalen Klimamodelle andere Defizite zu haben.

Die oberflächennahe atmosphärische Zirkulation in REMO reagiert sehr sensitiv auf Änderungen in der SST. Die großflächige Fehlstellung des 10m-Windvektors über dem Atlantik konnte nicht behoben werden. Insbesondere in den Küstenregionen zeigen sich jedoch deutliche Verbesserungen in der Simulation des 10m-Windfeldes.

Wesentliche Änderungen im Niederschlag und in der Bewölkung sind nur über dem Atlantik erkennbar. Vor Allem im tropischen Atlantik wirken sich die SST-Änderungen großflächig auf die Niederschlagsbildung im Modell aus.

Die zweite Sensitävitätsstudie evaluiert die Auswirkungen eines geringeren Bodenwärmeflusses auf die 2m-Tagesminimumtemperatur. Hierzu wird eine neue Parametrisierung der thermischen Diffusivität und der Wärmekapazität des Bodens durchgeführt.

Zu sehen sind Änderungen im Temperaturfeld von bis zu -1 K, die in ihrer räumlichen und zeitlichen Ausprägung den Temperaturbias zu den Beobachtungen ähneln und so für eine leichte Verbesserung der Modellergebnisse sorgen.

Für die Zukunft wäre es wichtig, die Modellläufe auf mehrere Jahre auszuweiten. Für den REMO-Lauf mit der veränderten SST gibt dies unter anderem die Möglichkeit, statistische Auswertungen zu erstellen und so bessere Aussagen darüber treffen zu können, in welcher Weise die Randströmungen die küstennahen Winde beeinflussen. Diese Ergebnisse könnten Aufschluss darüber geben, in wie weit es möglich ist, Ozeanmodelle mit REMO-Daten in Aufquellregionen zu koppeln, ohne dass diese auf das Atmosphärenmodell rückwirken.

Eine weitere Studie sollte sich damit beschäftigen, welche Auswirkungen eine Änderung des simulierten Modellgebietes auf die Güte der Simulation zur Folge hat. Die veränderte Meeresoberflächentemperatur hat sich in der ersten Sensitivitätsstudie nur sehr geringfügig auf die südatlantische Antizyklone ausgewirkt. Diese Antizyklone liegt am Rand des simulierten Modellgebietes, sodass ein Einfluss des Antriebslaufs, der als Randbedingung die ERA-Interim-SST nutzt, wahrscheinlich ist. Eine Ausweitung der simulierten Region Richtung Osten könnte dazu führen, dass die veränderte Meeresoberflächentemperatur einen Einfluss auf die Antizyklone im Indischen Ozean nimmt und damit die Niederschläge in Südostafrika verändert.

Um die Temperaturabweichungen in der 2m-Tagesminimumtemperatur zwischen den REMO-Simulationen und den Beobachtungsdaten weiter nachzugehen, sollte die Bodenverdunstung und ihr Auswirkung auf die in der zweiten Sensitivitätsstudie entwickelte Parametrisierung der Bodenwärmeleitung überprüft werden.

KAPITEL 8

Literaturverzeichnis

- Asselin, R. 1972. Frequency filter for time integrations. Monthly Weather Review, 100, 487–490.
- Becker, Thorsten. 2000. Muster der Vegetation und ihre Determinanten in einem desertifikationsgefährdeten Raum im Nordwesten Namibias (Kaokoland). *Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität zu Köln*.
- Bretherton, C.S., Uttal, T., Fairall, C.W., Yuter, S.E., Weller, R.A., Baumgardner, D., Comstock, K., Wood, R., & Raga, G.B. 2004. The EPIC 2001 stratocumulus study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(7), 967–978.
- Cermak, J. 2011. Low Clouds and Fog Along the South-Western African Coast-Satellite-Based Retrieval and Spatial Patterns. *Atmospheric Research*, **02387**, 7.
- Colling, A, & Oceanography Course Team. 2001. *Ocean circulation*. Oxford : Butterworth Heinemann, in association with the Open University.
- Daly, C., Gibson, WP, Taylor, GH, & Johnson, GL. 2002. A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Research*, **22**, 99–113.
- Davies, H. C. 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102, 405–418.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, a. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. a., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, a. C. M., van de Berg, L.,

Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, a. J., Haimberger, L., Healy,
S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kå llberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally,
a. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C.,
Thépaut, J.-N., & Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance
of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656),
553–597.

- Dunne, K.A., & Wilmott, C.J. 1996. Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. Int. J. Climatol., 16, 841–859.
- Ebuchi, N., Graber, H. C., & J., Michael C. 2002. Evaluation of Wind Vectors Observed by QuikSCAT/SeaWinds Using Ocean Buoy Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(12), 2049–2062.
- FAO. 2011. Irrigation water management, Training manuals. http://www.fao.org/docrep/R4082E/r4082e03.htm 1020-4261, zuletzt abgerufen am 22.07.2011.
- FAO/Unesco. 1971-1981. Soil map of the world. Vols. 1-10, Unesco, Paris.
- Florenchie, P., Lutjeharms, J.R.E., Reason, CJC, Masson, S., & Rouault, M. 2003. The source of Benguela Ninos in the South Atlantic Ocean. *Geophysical research letters*, **30**(10), 1505.
- Florenchie, P., Reason, C. J. C., Lutjeharms, J. R. E., Rouault, M., Roy, C., & Masson, S. 2004. Evolution of Interannual Warm and Cold Events in the Southeast Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 17(12), 2318–2334.
- Hartmann, K. 2007. Jungquartäre Reliefentwicklung, Substratgenese, Klimageschichte und aktuelle Morphodynamik am Ostrand der Namib in der Region Hartmannstal-Marienflusstal (NW-Namibia). Kölner Geographische Arbeiten, 87.
- Hidaka, K. 1972. Physical Oceanography of Upwelling. *Geoforum*, 3(3), 9–21.
- Hijmans, R. J., Cameron, S. E., Parra, J. L., Jones, P. G., & Jarvis, A. 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 25(15), 1965–1978.
- Hobbs, J.E., Lindesay, J., & Bridgman, H.A. 1998. Climates of the Southern Continents: Present, Past, and Future. Vol. 38. John Wiley & Sons, Ltd. (UK).

- Hoflich, O. 1972. The Meteorological Effects of Cold Upwelling Water Areas. Geoforum, 3, 35–46.
- Holton, J. R. 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press.
- Huang, B. 2007. Cloud-SST feedback in southeastern tropical Atlantic anomalous events. Journal of Geophysical Research, 112(C3), 1–19.
- Hänsler, A. 2011. Impact of Climate Change on the Coastal Climate of South-Western Africa. Ph.D. thesis, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA,, 996.
- Jacob, D. 2009. Regional climate models: linking global climate change to local impacts. chapter Climate Modeling, Global Warming and Weather Prediction, Springer, 7591–7602.
- Jacob, D., den Hurk, B. J. J. M. Van, Andrae, U., Elgered, G., Fortelius, C., Gra-ham, L. P., Karstens, S. D. Jacksonand U., Kopken, C., Lindau, R., Podzun, R., Rockel, B., Rubel, F., Sass, B. H., Smith, R. N. B., & Yang, X. 2001. A comprehen- sive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77(1-4), 19–43.
- Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O. B., Christensen, J. H., de Castro, M., Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sánchez, E., Schär, C., Seneviratne, S. I., Somot, S., van Ulden, A., & van den Hurk, B. 2007. An intercomparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change*, 81, 31–52.
- Jury, MR. 1995. Climatic determinants of Benguela SST variability. Continental Shelf Research, 15(11), 1339–1354.
- Kilpatrick, K. a., Podestá, G. P., & Evans, R. 2001. Overview of the NOAA/NASA advanced very high resolution radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research*, **106**(C5), 9179–9197.
- Lancaster, J., Lancaster, N., & Seely, M. 1984. Climate of the central Namib Desert. MADOQUA, 14(1), 5–61.

- Lorenz, P und Jacob, D. 2005. Influence of regional scale information on the global circulation: A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research Letters*, **32**, 4.
- Lübbecke, Joke F., Böning, Claus W., Keenlyside, Noel S., & Xie, Shang-Ping. 2010. On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone. *Journal of Geophysical Research*, **115**(C9), 1–16.
- Majewski, D. 1991. The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF Seminar on numerical methods in atmospheric models, 2, 147–191.
- Mason, SJ. 1995. Sea-surface temperature—South African rainfall associations, 1910–1989. International Journal of Climatology, 15(2), 119–135.
- Mason, S.J., & Jury, M.R. 1997. Climatic variability and change over southern Africa: a reflection on underlying processes. *Progress in Physical Geography*, **21**(1), 23–50.
- Mason, SJ, Lindesay, JA, & Tyson, PD. 1994. Simulating drought in southern Africa using sea surface temperature variations. WATER SA-PRETORIA, 20.
- Müller, M. J. 1982. Selected Climatic Data for a Global Set of Standard Stations for Vegetation Science. Dr. W. Junk Publishers (The Hague and Boston), 306.
- NCAR, & Climate Diagnostics Center. 2011. Niño 3.4 Index. www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/TNI_N34/index.html, zuletzt abgerufen am 26.07.2011.
- New, M., & Hulme, M. 1998. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*.
- New, M., Hulme, M., & Jones, P. 2000. Representing Twentieth-Century Space–Time Climate Variability. Part II: Development of 1901–96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. *Journal of Climate*, **13**(13), 2217–2238.
- Nikulin, G, & Jones, C. 2010. Evaluating the first CORDEX simulations over Africa. Available online: http://www.smhi.se (Dezember 2010).
- NOAA. 2011. NOAA Pathfinder Version 5.0 "cloud-sreened"Beschreibung. http://data.nodc.noaa.gov/pathfinder/Version5.0_CloudScreened/ATTENTION.README, zuletzt abgerufen am 12.07.2011.

- Nurmohamed, R., & Naipal, S. 2007. Rainfall variability in suriname and its relationship with the tropical Pacific ENSO SST anomalies and the Atlantic SST anomalies. *International Journal of Climatology*, 27(2), 249–256.
- Olivier, J. 1995. Spatial distribution of fog in the Namib. *Journal of Arid Environments*, **29**, 129–138.
- Patterson, K.A. 1990. Global distributions of total and total-available soil water-holding capacities. Master's thesis, University of Delaware, Newark, DE.
- Pfeifer, S. 2006. *Modeling cold cloud processes with the regional climate model REMO*. Ph.D. thesis, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Pickford, M., & Senut, B. 1999. Geology and palaeobiology of the Namib Desert, southwestern Africa. *Geological Survey of Namibia*, 18, 1–155.
- Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., Losada, T., & García-Serrano, J. 2008. Tropical Atlantic Variability Modes (1979–2002). Part I: Time-Evolving SST Modes Related to West African Rainfall. *Journal* of Climate, **21**(24), 6457–6475.
- Pond, S., & Pickard, G.L. 1983. Introductory dynamical oceanography. Butterworth-Heinemann; 2 edition.
- Ramanathan, V., Cess, R. D., Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ahmad, E., & Hartmann, D. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: results from the Earth radiation budget experiment. *Science (new york, n.y.)*, **243**(4887), 57–63.
- Raub, T., Cesko, T., Getzlaff, K., Jacob, D., & Lehmann, A. 2011. Comparison of Sea Surface Temperatures and Sea Ice Concentrations from ERA-Interim and BSH. Poster: KlimaCampus Hamburg, Max Planck Institut, IFM-GEOMAR.
- Reason, CJC. 1998. Warm and cold events in the southeast Atlantic/southwest Indian Ocean region and potential impacts on circulation and rainfall over southern Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 65, 49–65.
- Rechid, D. 2001. Untersuchungen zur Parameterisierung von Landoberflächen im regionalen Klimamodell REMO. *Diplomarbeit, Universität Hannover*.

- Rechid, D., & Jacob, D. 2006. Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe. Meteorologische Zeitschrift, 15(1), 99–116.
- Resler, C. 2011. Green Sea Upwelling. http://www.greenseaupwelling.com/Upwelling.html, zuletzt abgerufen am 05.09.2011.
- Reuter, M. 2007. Scientific Report Validation of CM-SAF cloud products derived from MSG / SEVIRI data Version 300 products. Satellite Application Facility on Climate Monitoring, Reference Number: SAF/CM/DWD/KNMI/SMHI/SR/CLOUDS-ORR/3.
- Richter, I. 2004. Orographic influences on the annual cycle of Namibian stratocumulus clouds. Geophysical Research Letters, 31(24), 10–13.
- Richter, I., & Mechoso, CR. 2006. Orographic influences on subtropical stratocumulus. Journal of the atmospheric sciences, 63(10), 2585–2601.
- Robinson, AR. 2006. The Sea, Volume 14b: The global coastal ocean: interdisciplinary regional studies and syntheses. Harvard University Press.
- Rouault, M., Vigaud, N., Mavume, A., & Fauchereau, N. 2008. Hydroclimatic variation over Southern Africa at intra-annual and inter-annual time scales with special reference to the role of the oceans. Water Research Commission, Department of Oceanography, University of Cape Town, 1476/1/08.
- Rudolf B., Becker A., Schneider U. Meyer-Christoffer A. Ziese M. 2010. GPCC Status Report December 2010 (On the most recent gridded global data set issued in fall 2010 by the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC).
- Schneider, U., Becker, A., Meyer-Christoffer, A., Ziese, M., & Rudolf, B. 2010. Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet Publikation, 1–12.
- Serpetzoglou, E., Albrecht, B.A., Kollias, P., & Fairall, C.W. 2008. Boundary layer, cloud, and drizzle variability in the southeast Pacific stratocumulus regime. *Journal of Climate*, 21, 6191–6214.
- Shannon, L.V., & O'Toole, M.J. 2003. Sustainability of the Benguela: ex Africa semper aliquid novi. Sherman and G. Hempel, Large Marine Ecosystems of the World – Trends in Exploitation, Protection and Research, Elsevier, 227–253.

- Signorini, S.R., Murtuguddo, R.G., McClain, C.R., Christian, J.R., Picaut, J., & Busalacchi, A.J. 1999. Biological and physical signatures in the tropical and subtropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 18367–18382.
- Tarnawski, V. R., & Gori, F. 2002. Enhancement of the cubic cell soil thermal conductivity model. International Journal of Energy Research, 26(2), 143–157.
- Tarnawski, V.-R., & Leong, W. H. 2000. Thermal conductivity of soils at very low moisture content and moderate temperatures. *Transport in porous media*, **41**, 137–147. 10.1023/A:1006738727206.
- Teichmann, C. 2010. Climate and Air Pollution Modelling in South America with Focus on Megacities. Ph.D. thesis, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Tozuka, T., Sasaki, H., & Masumoto, Y. 2006. Seasonal and interannual variations of oceanic conditions in the Angola Dome. AGU Fall Meeting, 37(11), 2698–2713.
- Uni Köln. 2011. Digital Atlas of Namibia. http://www.uni-koeln.de/sfb389/e/e1/index_d.htm, zuletzt abgerufen am 17.08.2011.
- Wahba, G. 1979. How to smooth curves and surfaces with splines and cross-validation. 24th Conf. on the Design of Experiments. U.S. Army Research Office, 79-2, 167–192.
- Wai, M. 1987. A numerical study of the marine stratocumulus cloud layer. Boundary-Layer Meteorology, 40(3), 241–267.
- Wang, C. 2005. Chapter 6 ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. The Hadley Circulation: Present, Past, and Future, Springer, 173–202.
- Wefer, G, Berger, WH, & Siedler, G. 1996. The South Atlantic: present and past circulation. Springer, Berlin; Auflage: illustrated edition.
- Weischet, W., & Endlicher, W. 2000. Regionale Klimatologie, Teil 2. Die Alte Welt. Europa, Afrika, Asien. Borntraeger, Stuttgart, Leipzig.
- Willmott, C. J., & Robeson, S. M. 1995. Climatologically aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. *International Journal of Climatology*, 15(2), 221–229.
- Willmott, C.J., & Matsuura, K. 1995. Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. *Journal of Applied Meteorology*, 34(12), 2577–2586.

ZMAW. 2011. Globaler Niederschlag über Land (GPCC). http://icdc.zmaw.de/gpcc.html, zuletzt abgerufen am 30.08.2011.

kapitel 9

Abbildungsverzeichnis

2.1	Zirkulation der Sommer- und Winterhalbjahre über dem südlichen Afrika. (Quelle:	
	Weischet & Endlicher [2000]). \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots	7
2.2	Globale Verteilung der Aufquellgebiete, rot markiert (digital verändert nach Resler	
	[2011]).	9
2.3	Kräftegleichgewicht integriert über die gesamte Grenzschicht (V_0: Strömung an	
	der Oberfläche) (Quelle: selbst erstellt nach Pond & Pickard [1983])	10
2.4	Der Benguelastrom und seine Aufquellgebiete (Quelle: Abbildung (a): Pickford $\&$	
	Senut [1999], Abbildung (b): Shannon & O'Toole [2003]).	13
2.5	Die Orografie des südlichen Afrikas. Dargestellt mit horizontaler Auflösung von 55	
	km (links) und 1 km (rechts). Höhe angegeben in [m]. \hdots	17
3.1	Die Vertikalkoordinate als eine Funktion des Drucks im σ -Koordinatensystem. Ska-	
	lare Größen angegeben mit (φ), werden in der Mitte der Modelllevel definiert.	
	Vertikalgeschwindigkeiten (ω) werden an den Rändern der Modelllevel berechnet.	
	(Quelle: Teichmann [2010]). \ldots	21
3.2	Schematische Darstellung der Wasserverteilung im Boden bei dem Permanenten	
	Welkepunkt, der Feldkapazität und der Sättigung. Quelle: FAO [2011]	24
3.3	Abhängigkeit der thermischen Diffusivität κ (a) und der Wärmeleitfähigkeit λ (b)	
	vom volumetrischen Wassergehalt. Die jeweilige Bodenart ist anhand der Farbmar-	
	kierungen der Tabelle 3.1 zu entnehmen.	25
4.1	(a) 2m-Tagesmitteltemperatur des Validierungslaufs in (°C). (b bis e) Differenzen	
------	---	----
	der 2m-Tagesmitteltemperatur in (K): Zwischen dem Validierungslauf und den CRU-	
	Daten (b), den Daten von Willmott & Matsuura (c), den WorldClim-Daten (d) sowie	
	den ERA-Interim-Reanalysedaten (e).	34
4.2	Differenzen der Tagesmaximum- und Tagesminimumtemperatur in (K) zwischen	
	REMO und CRU. Jahresmittel 1989-2002	35
4.3	Mess stationsübersicht der CRU-Tagesmitteltemperaturen für die Klimatologie 1961	
	bis 1990 in den Auftriebsgebieten Südafrika (a), Kalifornien (b), Peru-Chile (c)	
	(Quelle: New & Hulme [1998])	37
4.4	Differenz der Tagesmitteltemperatur zwischen den ERA-Interim- und CRU-Daten in	
	(K). 1989 bis 2002	38
4.5	Saisonale Mittel der Tagesmitteltemperatur in (°C), basierend auf CRU-Daten	39
4.6	Messstationsübersicht der Beobachtungsdatensätze.	40
4.7	Differenzen der Tagesmitteltemperatur: Jahresmittel (a) zwischen Willmott $\&$	
	Matsuura- und CRU-Daten berechnet für die Jahre 1989-2006 und (b) zwischen	
	WorldClim- und CRU-Daten berechnet für die Jahre 1989-2006	40
4.8	Lage der Messstationen.	41
4.9	Klimatologie der 2m-Temperatur in (°C) von den CRU- und Willmott & Matsuura-	
	Daten für die Städte: Baia dos Tigres, Foz do Cunene, Caracul und Chitado	42
4.10	Anzahl fehlender Monatsmittelwerte in jeder Gitterbox für das Jahr 1990	45
4.11	Meeresoberflächentemperaturen in (K). Links: Validierungslauf. Mitte: NOAA-	
	Pathfinder bearbeitet. Rechts: Differenz zwischen NOAA-Pathfinder und dem Vali-	
	dierungslauf. Für das Jahr 1990.	46
4.12	Bewölkung des Validierungslaufes in $\%$ der Monate Dezember bis Februar (a) und	
	Juni bis August (b) für den Zeitraum 1989 bis 2002.	47
4.13	Bewölkungsmess stationen, die in der CRU-Klimatologie verwendet werden. \bullet : direkte	
	Wolkenmessungen. $+:$ abgeleitet aus der Sonneneinstrahlung (Quelle: New & Hulme	
	[1998]).	47

4.14	Differenz der prozentualen Bewölkung. Oben: Monate Dezember bis Februar. Unten:	
	Monate Juni bis August. (a): Differenz zwischen dem Validierungslauf und den CRU-	
	Daten, über die Jahre 1989 bis 2002. (b): Differenz zwischen dem Validierungslauf	
	und den ERA-Interim-Daten, über die Jahre 1989-2002. (c): Differenz zwischen dem	
	Validierungslauf und CMSAF-Satellitendaten für das Jahr 2008.	48
4.15	Jahresmittel der Niederschläge (mm/Monat) über die Jahre 1989 bis 2006. Links:	
	Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf und den GPCC-	
	Daten in Prozent. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und den CRU-	
	Daten in Prozent	51
4.16	Links: Differenz der Windgeschwindigkeit zwischen dem Validierungslauf und den	
	ERA-Interim-Daten. Mitte: Stromlinien des Validierungslaufs. Rechts: Stromlinien	
	von ERA-Interim. Windgeschwindigkeit farblich angegeben in (m/s) . Mittel über	
	die Jahre 2000 bis 2008	52
4.17	Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000	
	bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf	
	und QuickSCAT-Daten. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-	
	Interim-Daten.	53
4.18	Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf,	
	Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-	
	Interim-Daten.	54
4.19	Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. April bis September, 00	
	Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: Temperatur (K), Mitte: Bewölkung (%).	
	Unten: spezifische Feuchte (kg/kg). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich	
	repräsentiert Landflächen).	56
4.20	Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. April bis September, 00	
	Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: zonale Windkomponente (m/s), Unten:	
	meridionale Windkomponente (m/s). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich	
	repräsentiert Landflächen).	57
4.21	Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. Oktober bis März, um 00	
	Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: Temperatur (K), Mitte: Bewölkung $(\%),$	
	Unten: spezifische Feuchte (kg/kg). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich	
	repräsentiert Landflächen).	58

4.22	Vertikaler Querschnitt bei 17° Süd vom Validierungslauf. Oktober bis März, 00	
	Uhr (links) und 12 Uhr (rechts). Oben: zonale Windkomponente (m/s), Unten:	
	meridionale Windkomponente (m/s). Höhe angegeben in [hPa] (Der graue Bereich	
	repräsentiert Landflächen).	59
5.1	Jahresmittel der Meeresoberflächentemperaturdifferenzen zwischen NOAA-Pathfinder-	
	und ERA-Interim-Daten in K (links). Jahresgang der bearbeiteten NOAA-Pathfinder-	
	SST und der ERA-Interim-SST im Lüderitz Aufquellgebiet in °C (rechts)	62
5.2	Differenzen der (von links nach rechts) Tagesmittel-, Tagesmaximum- und Tagesmi-	
	nimum temperatur zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf für	
	das Jahr 1990 in (K)	63
5.3	Klimatologie der 2m-Temperatur in °C der CRU- und Willmott & Matsuura-Daten	
	und allen verwendeten REMO-Läufen für die Stadt Baia dos Tigres an der Küste	
	von Südangola für das Jahr 1990	64
5.4	Vertikaler Querschnitt der Differenz zwischen REMO NOAA-SST und dem Validie-	
	rungslauf, bei 17° Süd. Mittel über die Monate Oktober bis März (links) und April	
	bis September (rechts) um 00 Uhr UTC für das Jahr 1990. Höhe angegeben in [hPa].	67
5.5	Bodenluftdruck für das Jahr 1990 in (hPa). Links: Differenz zwischen dem Vali-	
	dierungslauf und ERA-Interim-Daten. Mitte: Differenz zwischen REMO	
	mit NOAA-SST und ERA-Interim-Daten. Rechts: Differenz zwischen REMO mit	
	NOAA-SST und dem Validierungslauf	68
5.6	Meridionale Windkomponente für das Jahr 1990 in (m/s). Links: Differenz zwischen	
	Validierungslauf und ERA-Interim-Daten Jahresmittel 1990. Mitte: REMO mit	
	NOAA-SST. Rechts: Differenz zwischen REMO mit NOAA-SST und Validierungslauf.	71
5.7	Zonale Windkomponente für das Jahr 1990 in (m/s). Rechts: Differenz zwischen	
	Validierungslauf und ERA-Interim-Daten Jahresmittel 1990. Mitte: REMO mit	
	NOAA-SST. Rechts: Differenz zwischen REMO mit NOAA-SST und Validierungslauf.	71
5.8	Niederschlagsdifferenz in $\%$ zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten (a),	
	zwischen REMO mit NOAA-SST und den CRU-Daten (b), zwischen REMO mit	
	NOAA-SST und dem Validierungslauf (c) für das Jahr 1990.	72

5.9	Differenz in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den	
	CRU-Daten (links), zwischen REMO mit NOAA-SST und den CRU-Daten (mitte)	
	und zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf (rechts), für das	
	Jahr 1990	74
6.1	Änderung der thermischen Diffusivität κ (a) und der Wärmeleitfähigkeit λ (b)	
	des volumetrischen Wassergehalts nach der neuen Parametrisierung. Die jeweilige	
	Bodenart ist anhand der Farbmarkierungen der Tabelle 6.1 zu entnehmen	79
6.2	Änderung der thermischen Diffusivität κ (a) und der Wärmeleitfähigkeit λ (b) des	
	volumetrischen Wassergehalts. Differenz zwischen alter und neuer Parametrisierung.	
	Die jeweilige Bodenart ist anhand der Farbmarkierungen der Tabelle 6.1 zu entnehmen.	80
6.3	Mittlere Abweichung der thermischen Diffusivitä t κ zwischen dem Sensitivitätsex-	
	periment und dem Validierungslauf in (10 $^7~m^{-2}~s^{-1}),$ für das Jahr 1990. Für die	
	Monate Dezember, Januar, Februar (a). Für die Monate Juni, Juli, August (b)	80
6.4	Bodenarten in der Region Südwestafrika im Datensatz der FAO (a), in REMO (b)	
	und in dem REMO-B Lauf (c)	81
6.5	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem	
	Validierungslauf für das Jahr 1990	84
A.1	Differenzen der saisonalen Tagesmitteltemperatur in (K) zwischen Willmott $\&$	
	Matsuura- und CRU-Daten berechnet für die Jahre 1989 bis 2006. \ldots	109
A.2	(a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der	
	2m-Tagesminimum temperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den	
	CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in $(\%)$ zwischen	
	dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz	
	in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten	
	über die Jahre 1989-2002. Für die Monate Dezember bis Februar	110
A.3	(a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der	
	2m-Tagesminimum temperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den	
	CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in $(\%)$ zwischen	
	dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz	
	in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten	
	über die Jahre 1989-2002. Für die Monate März bis Mai	111

A.4	(a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der	
	2m-Tagesminimum temperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den	
	CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in $(\%)$ zwischen	
	dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz	
	in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten	
	über die Jahre 1989-2002. Für die Monate Juni bis August.	112
A.5	(a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der	
	2m-Tagesminimum temperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den	
	CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in (%) zwischen	
	dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz	
	in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten	
	über die Jahre 1989-2002. Für die Monate September bis November.	113
A.6	Links: Saisonale Mittel der Niederschläge (mm/Monat) Validierungslauf, über die	
	Jahre 1989 bis 2007. Mitte: Differenz der saisonale Mittel der Niederschläge zwi-	
	schen dem Validierungslauf und den GPCC-Daten in (%). Über die Jahre 1989	
	bis 2007. Rechts: Differenz der saisonalen Mittel der Niederschläge zwischen dem	
	Validierungslauf und den CRU-Daten in (%). Über die Jahre 1989-2006. \ldots	114
A.7	Region in der die von REMO simulierte 2m-Tagesmitteltemperatur im Jahresmittel	
	sowohl zu den CRU-, als auch zu den Willmott & Matsuura-Daten um mehr als 5 K	
	abweicht.	115
A.8	Niño 3.4 Index im Vergleich zu langjährigen Änderungen im Temperaturbias an der	
	Grenze Namibia-Angola (Niño Index nach NCAR & Climate Diagnostics Center	
	[2011])	116
A.9	Stromlinien des Validierungslaufs. Windgeschwindigkeit farblich angegeben in (m/s).	
	Saisonale Mittel über die Jahre 2000 bis 2008	117
A.10	Stromlinien von ERA-Interim. Windgeschwindigkeit farblich angegeben in (m/s).	
	Saisonale Mittel über die Jahre 2000 bis 2008	117
A.11	Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000	
	bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf	
	und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim.	
	Für die Monate Dezember bis Februar	118

A.12	2 Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf,	
	Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-	
	Interim. Für die Monate Dezember bis Februar	118
A.13	3 Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000	
	bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf	
	und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim.	
	Für die Monate März bis Mai	119
A.14	Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf,	
	Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-	
	Interim. Für die Monate März bis Mai	119
A.15	5 Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000	
	bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf	
	und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim.	
	Für die Monate Juni bis August.	120
A.16	5 Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf,	
	Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-	
	Interim. Für die Monate Juni bis August.	120
A.17	Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000	
	bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf	
	und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim.	
	Für die Monate September bis Oktober	121
A.18	8 Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf,	
	Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-	
	Interim. Für die Monate September bis Oktober.	121
P 1	Maridianala Windhampananta für das Jahr 1000 in (m/s). Links: Differenz zwischen	
D.1	dom Validiorungslauf und ERA interim Mitte: REMO mit NOAA SST Rochts:	
	Differenz zwischen PEMO mit NOAA SST und dem Validierungslauf	194
РJ	Differenz zwischen REMO int NOAA-551 und dem vandierungslau	124
D.2	Validiorungslauf und EPA Interim Mitte: PEMO mit NOAA SST Poehts: Differenz	
	walderungslauf und ERA-Interini. Witte, REWO mit NOAA-551, Rechts: Dillereitz	195
Вð	Differenzen verschiedener Veriahlen zwischen PEMO mit NOAA SCT und dem	120
D.0	Validiarungelauf für Dezember, Januar, Februar, dez Jahrez 1000	196
	vanuerungsiaui iur Dezember, Januar, rebruar des James 1990	120

B.4	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit NOAA-SST und dem
	Validierungslauf für März, April, Mai des Jahres 1990
B.5	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit NOAA-SST und dem
	Validierungslauf für Juni, Juli, August des Jahres 1990
B.6	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit NOAA-SST und dem
	Validierungslauf für September, Oktober, November des Jahres 1990 129
B.7	Vertikaler Querschnitt der Differenz zwischen REMO NOAA-SST und dem Validie-
	rungslauf, bei 17° Süd. Mittel über die Monate Oktober bis März (links) und April
	bis September (rechts) um 12 Uhr UTC für das Jahr 1990. Höhe angegeben in [hPa]. 130
C.1	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem
	Validierungslauf für Dezember, Januar und Februar des Jahres 1990 132
C.2	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem
	Validierungslauf für März, April und Mai des Jahres 1990
C.3	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem
	Validierungslauf für Juni, Juli und August des Jahres 1990
C.4	Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem
	Validierungslauf für September, Oktober und November des Jahres 1990 135

kapitel 10

Tabellenverzeichnis

Bodenwerte der in REMO verwendeten Bodenarten, bei Aktivierung der Wasserge-	
haltsabhängigkeit der Bodenwärmeleitung.	26
Thermische Diffusivität der in REMO verwendeten Bodenarten bei Deaktivierung	
der Wassergehaltsabhängigkeit der Bodenwärmeleitung.	26
Der kritische Wassergehalt, der permanente Welkepunkt und die Feldkapazität. Der	
kritische Punkt wurde nach der Formel 3.6 errechnet, die anderen Punkte sind dem	
EM-Modell Handbuch entnommen	79
Zuweisung der FAO Bodenbibliothek (Dunne & Wilmott [1996]) mit 13 Bodenarten	
zur REMO2009 Bodenbibliothek mit sechs Bodenarten. \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots	81
	Bodenwerte der in REMO verwendeten Bodenarten, bei Aktivierung der Wasserge- haltsabhängigkeit der Bodenwärmeleitung.Thermische Diffusivität der in REMO verwendeten Bodenarten bei Deaktivierung der Wassergehaltsabhängigkeit der Bodenwärmeleitung.Der kritische Wassergehalt, der permanente Welkepunkt und die Feldkapazität. Der kritische Punkt wurde nach der Formel 3.6 errechnet, die anderen Punkte sind dem EM-Modell Handbuch entnommen.Zuweisung der FAO Bodenbibliothek (Dunne & Wilmott [1996]) mit 13 Bodenarten zur REMO2009 Bodenbibliothek mit sechs Bodenarten.

ANHANG A

Jahreszeitliche Abbildungen für Kapitel 4



Abbildung A.1: Differenzen der saisonalen Tagesmitteltemperatur in (K) zwischen Willmott & Matsuura- und CRU-Daten berechnet für die Jahre 1989 bis 2006.



Abbildung A.2: (a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der 2m-Tagesminimumtemperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in (%) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2002. Für die Monate Dezember bis Februar.



Abbildung A.3: (a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der 2m-Tagesminimumtemperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in (%) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2002. Für die Monate März bis Mai.



Abbildung A.4: (a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der 2m-Tagesminimumtemperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in (%) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2002. Für die Monate Juni bis August.



Abbildung A.5: (a, b, c): Differenz der 2m-Tagesmittel- (a), der 2m-Tagesmaximum- (b) und der 2m-Tagesminimumtemperatur (c) in (K) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (d): Niederschlagsdifferenz in (%) zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2006. (e): Differenz in der prozentualen Bewölkung zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten über die Jahre 1989-2002. Für die Monate September bis November.



Abbildung A.6: Links: Saisonale Mittel der Niederschläge (mm/Monat) Validierungslauf, über die Jahre 1989 bis 2007. Mitte: Differenz der saisonale Mittel der Niederschläge zwischen dem Validierungslauf und den GPCC-Daten in (%). Über die Jahre 1989 bis 2007. Rechts: Differenz der saisonalen Mittel der Niederschläge zwischen dem Validierungslauf und den CRU-Daten in (%). Über die Jahre 1989-2006.

El Niño und Benguela Niños

Wang [2005] beschreibt, wie eine Anomalie in der Walker-Zirkulation zu einer Anomalie in der Hadley-Zirkulation führt und somit bei einem El Niño Ereignis die subtropische Antizyklone im Nordatlantik geschwächt wird. Laut Nurmohamed & Naipal [2007] ist eine nordwärtige Verschiebung der Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) der Grund für die Abnahme. Dies sorgt im Südatlantik für eine Verstärkung der Passatwinde. Mit den Passatwinden verstärkt sich auch der Auftrieb an der südafrikanischen Küste. Bei einem La Niña Ereignis würden sich die Südostpassate abschwächen. Es wird vermutet, dass ein solches Ereignis zu einer ostwärts propagierenden Kelvin-Welle führt, die laut Lübbecke *et al.* [2010] von großer Bedeutung für Benguela Niños ist (Kapitel 2.2.2). Auch in den Niederschlagsdaten von CRU und dem Validierungslauf ist ein grober Trend zu erkennen. So wurde in den Jahren, 1997/1998 in welchen ein sehr starkes El Niño Ereignis stattfand, besonders geringe Niederschläge gemessen. In den Jahren 1991, 1995 und 1999-2001 regnete es hingegen ungewöhnlich viel.



Abbildung A.7: Region in der die von REMO simulierte 2m-Tagesmitteltemperatur im Jahresmittel sowohl zu den CRU-, als auch zu den Willmott & Matsuura-Daten um mehr als 5 K abweicht.

Bei der Betrachtung der zeitlichen Änderung des Temperaturbias an der Westküste fallen Schwankungen auf, die im Folgenden näher analysiert werden. Für die zeitliche Analyse wird ein Feldmittel der Temperaturabweichung zwischen dem Validierungslaufs und den CRU-Daten über die in Abbildung A.7 angegebene Fläche erstellt. Diese Fläche beinhaltet alle Gitterpunkte in denen die von REMO simulierte 2m-Tagesmitteltemperatur im Jahresmittel sowohl zu den CRU-, als auch zu den Willmott & Matsuura-Daten um mehr als 5 K abweicht. Auf der dekadischen Skala zeigt sich eine Korrelation zwischen dem Temperaturbias mit dem Niño 3.4 Index (Abbildung A.8). Hierfür wird von der oben beschriebenen Zeitreihe ein zwölfmonatiges laufendes Mittel gebildet, um Effekte mit einer niederen Frequenz sowie den Jahresgang herauszufiltern. Die Änderung der Temperaturabweichung wird um -5 Monate zurückgesetzt, da die höchste Korrelation von 64 % bei einem zeitlichen Versatz von -5 Monaten auftritt. Dies lässt sich über den oben beschriebenen Zusammenhang zwischen niedrigen Meeresoberflächentemperaturen in der Region der Angola-Benguela-Front und den El Niño Ereignissen erklären. Die durch ein El Niño Ereignis ausgelösten niedrigen Meeresoberflächentemperaturen sorgen in der Region zum einen für weniger Niederschlag aufgrund der geringeren Verdunstung und zum anderen für einen höheren Temperaturgradienten zwischen Land und Küste. Die niedrigen SST-Werte an der Angola-Benguela-Front im Jahr 1997 sowie die ungewöhnlich hohen SST-Werte in den Jahren 1991, 1995 und 1999 werden in den Studien von Florenchie *et al.* [2004] bestätigt.



Abbildung A.8: Niño 3.4 Index im Vergleich zu langjährigen Änderungen im Temperaturbias an der Grenze Namibia-Angola (Niño Index nach NCAR & Climate Diagnostics Center [2011]).

Langjährige Temperaturschwankungen

Weiterhin ist über den Zeitraum 1989 bis 2006 ein leichter Trend in der Zeitreihe des Temperaturbias zu erkennen. Das Temperaturanomaliefeld der CRU-Daten (Kapitel 3.2) verfügt in der Region Namibia und Südangola nur über eine Station in Keetmanshoop. Alle Felder die weiter als 1200 km von einer Station entfernt liegen, bekommen jedoch eine Anomalie von Null zugewiesen. Dies könnte zu einer geringeren Erwärmung in den Beobachtungen geführt haben als es der Realität entspricht und könnte somit diesen Trend erklären. Da die Auswirkungen nicht relevant für weitere Vergleiche sind, wird dieses Problem in dieser Arbeit nicht weiter verfolgt.

Stromlinen



Abbildung A.9: Stromlinien des Validierungslaufs. Windgeschwindigkeit farblich angegeben in (m/s). Saisonale Mittel über die Jahre 2000 bis 2008.



Abbildung A.10: Stromlinien von ERA-Interim. Windgeschwindigkeit farblich angegeben in (m/s). Saisonale Mittel über die Jahre 2000 bis 2008.



Abbildung A.11: Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate Dezember bis Februar.



Abbildung A.12: Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf, Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate Dezember bis Februar.



Abbildung A.13: Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate März bis Mai.



Abbildung A.14: Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf, Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate März bis Mai.



Abbildung A.15: Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate Juni bis August.



Abbildung A.16: Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf, Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate Juni bis August.



Abbildung A.17: Windkomponenten in (m/s). (a): Meridional. (b): Zonal. Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Der Validierungslauf. Mitte: Differenz zwischen dem Validierungslauf und QuickSCAT. Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate September bis Oktober.



Abbildung A.18: Luftdruck in (hPa). Mittel über die Jahre 2000 bis 2008. Links: Validierungslauf, Mitte: ERA-Interim, Rechts: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Für die Monate September bis Oktober.

anhang B

Jahreszeitliche Abbildungen für Kapitel 5



Abbildung B.1: Meridionale Windkomponente für das Jahr 1990 in (m/s). Links: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-interim. Mitte: REMO mit NOAA-SST. Rechts: Differenz zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf.



Abbildung B.2: Zonale Windkomponente für das Jahr 1990 in (m/s). Links: Differenz zwischen dem Validierungslauf und ERA-Interim. Mitte: REMO mit NOAA-SST. Rechts: Differenz zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf.



Abbildung B.3: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf für Dezember, Januar, Februar des Jahres 1990.



Abbildung B.4: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf für März, April, Mai des Jahres 1990.



Abbildung B.5: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf für Juni, Juli, August des Jahres 1990.



Abbildung B.6: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit NOAA-SST und dem Validierungslauf für September, Oktober, November des Jahres 1990.



Abbildung B.7: Vertikaler Querschnitt der Differenz zwischen REMO NOAA-SST und dem Validierungslauf, bei 17° Süd. Mittel über die Monate Oktober bis März (links) und April bis September (rechts) um 12 Uhr UTC für das Jahr 1990. Höhe angegeben in [hPa].

anhang C

Jahreszeitliche Abbildungen für Kapitel 6



Abbildung C.1: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem Validierungslauf für Dezember, Januar und Februar des Jahres 1990.



Abbildung C.2: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem Validierungslauf für März, April und Mai des Jahres 1990.



Abbildung C.3: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem Validierungslauf für Juni, Juli und August des Jahres 1990.



Abbildung C.4: Differenzen verschiedener Variablen zwischen REMO mit Bodenänderung und dem Validierungslauf für September, Oktober und November des Jahres 1990.
anhang D

Quellcode

Es ist darauf zu achten, dass die Werte im Quellcode (in der Datei init.f) zwar in beiden Fällen als TLAMBDA angegeben werden, es sich aber im Fall der konstanten Wärmeleitfähigkeit um die thermische Diffusivität handelt.

Die Zuordnung zu den in REMO verwendeten Bodenarten wird mit dem Script "sixth.sh" bei der Erstellung der Bodenbibliothek durchgeführt.

C*	3	.1.3	SOLUTION	OF SOIL	DIFFUSION	EQ.	AS IN	VDIFF
С								
\mathbf{C}								
1300	CONTI	NUE						
С								
CSH	*** S	OIL MOIST	TURE DEPEN	NDENCE O	F DIFFUSIVI	TY/C	APACIT	Y?
CBE	I	F IWDIF =	= 1 THE O	LD LINERA	A VERSION V	NITH	2 STEP	PS IS USED
С		IWDIF =	= 2 A NEW	VERSION	WITH 4 LIN	EAR	STEPS	IS USED
С		IWDIF =	= 0 CONSTA	ANT VALU	ES ARE USEI)		
	\mathbf{IF} (L	WDIF) TH	EN					
	IW	DIF = 2						

```
IWDIF = 0
      ENDIF
\mathbf{C}
\mathbf{C}
      DO 1306 JL=KIDIA, KFDIA
      ZWI(JL, 1) = WI3M1M(JL)
      ZWI(JL, 2) = WI4M1M(JL)
      ZWI(JL,3) = WI5M1M(JL)
      ZWI(JL, 4) = WIM1M(JL)
      ZWI(JL, 5) = WICLM1M(JL)
 1306 CONTINUE
      DO 1303 JK = 1, NSL
      DO 1302 JL=KIDIA, KFDIA
      IF (LOLAND(JL)) THEN
      ZWQ(JL) = WSMIM(JL)/WSMX(JL)*FCAP(JL)
\mathbf{C}
CBE PWP WERTE VOM EM-MODEL
      IF (FCAP(JL).LT.0.191) THEN
        ZPWP(JL) = 0.042
      ELSEIF (FCAP(JL).LT.0.261) THEN
        \mathbb{ZPWP}(\mathrm{JL}) = 0.1
      ELSEIF (FCAP(JL).LT.0.341) THEN
        ZPWP(JL) = 0.11
      ELSEIF (FCAP(JL).LT.0.371) THEN
        ZPWP(JL) = 0.185
      ELSEIF (FCAP(JL).LT.0.464) THEN
        ZPWP(JL) = 0.257
      ELSEIF (FCAP(JL).LT.0.764) THEN
        ZPWP(JL) = 0.265
      ELSE
        ZPWP(JL) = FCAP(JL) * 0.35
      ENDIF
```

С

 \mathbf{C}

С

CSH

```
IF (IWDIF.EQ.1) THEN
        ZCGN(JL, JK) = RGCGN(JL) + RHOH2O \times ZWQ(JL) \times (CLW \times (1. - ZWI(JL, JK)))
                                         +ZCPICE*ZWI(JL,JK))
     +
        IF (LOGLAC(JL)) THEN
          ZCONB1(JL, JK) = 1./ZRICI
        ELSE
          ZCONB1(JL, JK) = 1./ZCGN(JL, JK)
        ENDIF
        HLAMBDA = (1.+0.35*DLAMBDA(JL)) / (1.+1.95*DLAMBDA(JL))
        HLAMBDA = (4. * ZWQ(JL) / PORVOL(JL) - 1.) * HLAMBDA
        HLAMBDA = MIN((4. * ZWQ(JL) / PORVOL(JL)), 1.+HLAMBDA)
        HLAMBDA = HLAMBDA * DLAMBDA(JL) * (0.25 + 0.3 * DLAMBDA(JL))
     1
                     / (1. + 0.75 * DLAMBDA(JL)))
        HLAMBDA = TLAMBDA(JL) + HLAMBDA
        ZSODIF = HLAMBDA * ZCONB1(JL, JK)
        IF (LOGLAC(JL)) THEN
           ZDIFI(JL, JK) = ZDIFIZ
        ELSE
           ZDIFI(JL, JK) = ZSODIF
        ENDIF
CBE
      ELSEIF (IWDIF.EQ.2) THEN
        ZWQC = ZPWP(JL) * 0.375
        IF (ZWQ(JL).LT.FCAP(JL)) THEN
             ZCGN(JL, JK) = RGCGN(JL) + RHOH2O \times ZWQ(JL) \times (CLW \times (1. - ZWI(JL, JK)))
                                         +ZCPICE*ZWI(JL,JK))
     +
              print *, ZCGN(JL,JK)
             IF (LOGLAC(JL)) THEN
                 ZCONB1(JL, JK) = 1./ZRICI
```

```
ELSE
           ZCONB1(JL, JK) = 1./ZCGN(JL, JK)
       ENDIF
  ENDIF
  HLAMBDAT = (1.+0.35*DLAMBDA(JL)) / (1.+1.95*DLAMBDA(JL))
  HLAMBDAT = (4. * ZWQ(JL) / PORVOL(JL) - 1.) * HLAMBDAT
  HLAMBDAT = MIN((4. * ZWQ(JL) / PORVOL(JL)), 1.+HLAMBDAT)
  HLAMBDAT = HLAMBDAT * DLAMBDA(JL) * (0.25 + 0.3 * DLAMBDA(JL))
1
              / (1. + 0.75 * DLAMBDA(JL)))
  HLAMBDAT = TLAMBDA(JL) + HLAMBDAT
   ZSODIFT = HLAMBDAT * ZCONB1(JL, JK)
   IF (ZWQ(JL).LT.ZWQC) THEN
       HLAMBDA = TLAMBDA(JL)
       print *, HLAMBDA ,1
  ELSEIF (ZWQ(JL).LT.ZPWP(JL)) THEN
      HLAMBDA = (1.+0.35*DLAMBDA(JL)) / (1.+1.95*DLAMBDA(JL))
      HLAMBDA = (4. * ZPWP(JL) / PORVOL(JL) - 1.) * HLAMBDA
      HLAMBDA = MIN((4. * ZPWP(JL) / PORVOL(JL)), 1.+HLAMBDA)
      HLAMBDA = HLAMBDA * DLAMBDA(JL) * (0.25 + 0.3 * DLAMBDA(JL))
1
              / (1. + 0.75 * DLAMBDA(JL)))
      HLAMBDA = HLAMBDA * (ZWQ(JL) - ZWQC) / (ZPWP(JL) - ZWQC)
      HLAMBDA = TLAMBDA(JL) + HLAMBDA
       print *, HLAMBDA ,2
   ELSEIF (ZWQ(JL).LT.FCAP(JL)) THEN
       HLAMBDA = (1.+0.35*DLAMBDA(JL)) / (1.+1.95*DLAMBDA(JL))
      HLAMBDA = (4. * ZWQ(JL) / PORVOL(JL) - 1.) * HLAMBDA
      HLAMBDA = MIN((4. * ZWQ(JL) / PORVOL(JL)), 1.+HLAMBDA)
      HLAMBDA = HLAMBDA * DLAMBDA(JL) * (0.25 + 0.3 * DLAMBDA(JL))
1
              / (1. + 0.75 * DLAMBDA(JL)))
       HLAMBDA = TLAMBDA(JL) + HLAMBDA
       print *, HLAMBDA, 3
```

 \mathbf{C}

 \mathbf{C}

 \mathbf{C}

 \mathbf{C}

ELSE HLAMBDA = (1.+0.35*DLAMBDA(JL)) / (1.+1.95*DLAMBDA(JL))HLAMBDA = (4. * FCAP(JL) / PORVOL(JL) - 1.) * HLAMBDAHLAMBDA = MIN((4. * FCAP(JL) / PORVOL(JL)), 1.+HLAMBDA)HLAMBDA = HLAMBDA * DLAMBDA(JL) * (0.25 + 0.3 * DLAMBDA(JL))/ (1. + 0.75 * DLAMBDA(JL)))1 HLAMBDA = TLAMBDA(JL) + HLAMBDAZCGN(JL, JK) = RGCGN(JL) + RHOH2O*FCAP(JL)*(CLW*(1. - ZWI(JL, JK)))++ZCPICE*ZWI(JL,JK)) print *, HLAMBDA ,4 IF (LOGLAC(JL)) THEN ZCONB1(JL, JK) = 1./ZRICIELSE ZCONB1(JL, JK) = 1./ZCGN(JL, JK)ENDIF ENDIF ZSODIF = HLAMBDA * ZCONB1(JL, JK)**IF** (LOGLAC(JL)) **THEN** ZDIFI(JL, JK) = ZDIFIZELSE ZDIFI(JL, JK) = ZSODIFENDIF BCLAPP(JL) = ZDIFI(JL, JK) - ZSODIFT $\textbf{print} *, \textbf{ZDIFI}(\textbf{JL}, \textbf{JK}) \quad, \textbf{ZSODIFT} \quad, "\textbf{DIFF} = _", \quad \textbf{ZSODIFT} - \textbf{ZDIFI}(\textbf{JL}, \textbf{JK})$ ELSE *** REMO 5.0 BEHANDLUNG ZCGN(JL, JK) = RGCGN(JL)

IF (LOGLAC(JL)) **THEN**

ZCONB1(JL,JK)=1./ZRICI

ZDIFI(JL,JK)=ZDIFIZ

ELSE

ZCONB1(JL, JK) = 1./RGCGN(JL)

 \mathbf{C}

 \mathbf{C}

```
CORGINAL ZDIFI(JL, JK)=SODIF(JL)

ZDIFI(JL, JK)=TLAMBDA(JL)

ENDIF

ENDIF

1302 CONTINUE

1303 CONTINUE
```

Danksagung

Bei Prof. Dr. Daniela Jacob möchte ich mich besonders bedanken für die Ermöglichung dieser Arbeit, für die freundliche Betreuung und dafür dass sie mir die Chance gegeben hat die REMO-Arbeitsgruppe kennen zu lernen. Dr. Thomas Pohlmann danke ich für die Zweitbetreuung dieser Arbeit.

Dr. Andreas Hänsler möchte ich für die vielen Ratschläge und aufmunternden Worte danken. Auch in technischen Fragen konnte ich auf seine Hilfe zählen. Ein herzlicher Dank geht an die gesamte REMO-Arbeitsgruppe, die mir eine tolle Arbeitsatmosphäre geboten hat. Insbesondere möchte ich Ralf Podzun, Dr. Susanne Pfeifer, Dr. Katharina Bülow, Kevin Sieck, Swantje Preuschmann und Christopher Moseley danken, dass sie immer ein offenes Ohr für Fragen hatten. Tanja Blome und Dr. Stefan Hagemann von der Arbeitsgruppe Land im Erdsystem des MPI in Hamburg danke ich für die freundlichen Erläuterungen zu der REMO-Bodenparametrisierung.

Darüber hinaus bedanke ich mich bei Edda, Jonathan, Kjell, Julian, Roland, Sebastian, Clemens, Andrea und Elke für ihre Freundschaft und Unterstützung während des gesamten Studiums. Ein ganz besonderer Dank geht an Anna-Lena dafür, dass sie mir liebevoll zur Seite stand und mich immer wieder motiviert hat.

Letztlich danke ich meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung während des Studiums, für die liebevolle moralische Unterstützung und für die vielen kleinen und großen Gefälligkeiten, die mir während des Studiums den Rücken freigehalten haben.

Diese Arbeit wurde erstellt im Rahmen des GENUS-Projekts.

Eidesstattliche Versicherung

Hiermit versichere ich, Bastian Eggert, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die von mir angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Aus fremden Quellen wörtlich oder sinngemäß entnommene Gedanken, wurden unter Angabe der Quellen als solche kenntlich gemacht.

Hamburg, den 28.09.2011

Kontakt:

Climate Service Center Fischertwiete 1 20095 Hamburg

Tel. 040-226 338-424 Fax. 040-226 338-163

www.climate-service-center.de





Bundesministerium für Bildung und Forschung