

**Niederschlagsbestimmung aus METEOSAT-Second
Generation-Zeitreihendaten mit dem Methodenverbund
ORFEUSS
-Fallbeispiel Namibia-**

Dissertation

Zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Torsten Welle

aus

Wolfsburg

Bonn 2009

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Gutachter: Prof. Dr. Gunter Menz

2. Gutachter: Prof. Dr. Matthias Winiger

Tag der Promotion: 12.10.2009

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn
http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online elektronisch publiziert.

Erscheinungsjahr: 2009

Vorwort

Diese Dissertation entstand im Rahmen des interdisziplinären Sonderforschungsbereiches (SFB) 389 „Kultur- und Landschaftswandel im ariden Afrika“. Dabei steht die Auseinandersetzung des Menschen mit seiner ariden Umwelt im Zentrum der Forschung. Schon während meiner Arbeit als studentische Hilfskraft und als Diplomand sowie durch den hervorragenden interdisziplinären Austausch mit den Kollegen aus dem SFB 389 kam immer wieder die Frage nach verlässlichen Niederschlagsdaten auf. Da diese Daten für Namibia zum Teil nicht flächendeckend und auch nicht in einer längeren Zeitreihe vorliegen entstand meine Motivation für die vorliegende Arbeit.

Mein großer Dank gilt daher den Kollegen aus dem SFB und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Bereitstellung der finanziellen Mittel und für die Sach- und Reisekosten.

In erster Linie gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. Gunter Menz für die Betreuung und Unterstützung sowie den zahlreichen Möglichkeiten, die er mir bot um diese technikintensive Arbeit zu realisieren. Angefangen bei kleinen technischen Geräten bis hin zu programmierbaren Niederschlagsmessstationen von Campbell Scientific und der komplexen Satellitenempfangsstation der Firma VCS AG in Bochum.

Der Firma VCS AG in Bochum danke ich für ihren Support bei zahlreichen Anfragen bezüglich der Empfangsanlage, in diesem Zusammenhang gilt mein spezieller Dank dem „MSG-Team“ der AG Fernerkundung, die mich sehr tatkräftig unterstützt haben, namentlich sind das Thomas Dobrenziecki, Raphael Knoth, Sebastian Luhmer, Susanne Meyfarth und Rainer Vogel.

Für die Bereitstellung der *imageSVM*-ENVI-Erweiterung zur Klassifizierung der Zeitreihendaten danke ich Andreas Janz und Dr. Sebastian van den Linden vom Geographischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin.

Mein besonderer Dank gilt den Mitgliedern und ehemaligen Mitgliedern der Fernerkundungsarbeitsgruppe an der RSRG und am ZFL. Insbesondere Dr. Jonas Franke, Dr. Doris Klein, Dr. Konstanze Kleinod, Dr. Jan Richters und Dr. Björn Waske für ihre zahlreichen Diskussionen, Aufmunterungen, Korrekturlesungen und Unterstützung. Weiterhin danke ich nicht nur für ihre Hilfe beim Korrekturlesen Judith Bühlmeier, Georg Welle, Ellen Goetz und Korinna von Teichman.

Und nicht zuletzt danke ich von ganzem Herzen Judith Bühlmeier und meinen Eltern für ihre Liebe und Unterstützung während der letzten Jahre.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	IV
Tabellenverzeichnis	X
Abkürzungsverzeichnis	XII
Zusammenfassung	XIV
Summary	XVI

1	Einleitung.....	1
1.1	Problemstellung und Zielsetzung.....	1
1.2	Aufbau der Arbeit.....	4
2	Niederschlag in Namibia	6
2.1	Das Untersuchungsgebiet.....	6
2.2	Klimatologische Einordnung Namibias	7
2.3	Niederschlag in den Tropen und Subtropen.....	10
2.4	Klimawandel und Veränderung der Niederschlagsverhältnisse.....	13
3	Satellitenbasierte Niederschlagsretrieval aus passiven Fernerkundungssystemen	16
3.1	Visuelle und thermal infrarote Verfahren	18
3.1.1	Wolkenindex-Verfahren.....	18
3.1.2	Bispektrale Verfahren	19
3.1.3	Lebenszyklus Verfahren	19
3.1.4	Verfahren basierend auf numerischen Wolkenmodellen.....	20
3.2	Passive Mikrowellenverfahren.....	21
3.3	Hybride Verfahren.....	22
3.4	Verfahren auf Basis von Wolkeneigenschaften in solaren und thermalen Kanälen	23
3.4.1	Strahlungseigenschaften von Wolken.....	23
3.4.2	Multispektrale Detektion von Niederschlagsflächen anhand der Strahlungseigenschaften von Wolken im solaren und infraroten Bereich	24
3.4.3	Detektion von Niederschlagsflächen anhand der Strahlungseigenschaften von Wolken im nahinfraroten und Infraroten Bereich	28
3.4.4	Detektion von Niederschlagsflächen während der Nacht	29

3.5	Verfahren zur Niederschlagsschätzung mittels Neuronaler Netzwerke	31
3.6	Entwicklung eines Methodenverbundes zur Ableitung von fernerkundungsgestützter Niederschlagsinformation mittels SVM	33
4	MSG-Zeitreihendaten und ihre Vorverarbeitung	37
4.1	MSG-Daten des Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI).....	37
4.2	Empfang und Verbreitung der Daten.....	38
4.3	Geometrische und radiometrische Kalibrierung der Daten	39
4.3.1	Geometrische Kalibrierung	39
4.3.2	Radiometrische Kalibrierung.....	41
4.4	Die MSG-Empfangsanlage am Zentrum für Fernerkundung der Landoberfläche (ZFL) der Universität Bonn	44
4.4.1	Struktur und technische Details der Empfangsanlage	44
4.4.2	Archivierung der Daten.....	46
4.4.3	Vorverarbeitungsschritte für das Subset Namibia	47
4.5	Niederschlagsmessstationen in Namibia	50
4.6	Validierungsdaten.....	52
4.6.1	TRMM-Daten.....	52
4.6.2	Bodengestützte Niederschlagsdaten vom Meteorological Service in Namibia	56
4.7	GTPOPO 30	56
5	Entwicklung des Methodenverbundes ORFEUSS.....	57
5.1	Verfahren zur Ableitung von binärer Niederschlagsinformation mittels Support Vector Machines (ORFEUSS-Core)	59
5.1.1	Support Vector Maschinen (SVM).....	60
5.1.2	Klassifikation multitemporaler MSG-Zeitreihen mit <i>ImageSVM</i>	65
5.1.3	Vorverarbeitungsschritte für die Klassifikation multitemporaler MSG-Zeitreihen mit dem SVM-Modell	70
5.2	Verfahren zur Unterscheidung zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlagsereignissen (ORFEUSS-Event).....	72
5.3	Verfahren zur Zuweisung von Niederschlagsraten (ORFEUSS-Rate).....	74
5.3.1	Zuweisung von konvektiven Niederschlagsraten.....	77
5.3.2	Zuweisung von stratiformen Niederschlagsraten	80

6	Validierung des Methodenverbundes ORFEUSS.....	83
6.1	<i>Datengrundlage und Datenaufbereitung für die Validierung.....</i>	83
6.2	<i>Qualitative Validierung.....</i>	86
6.3	<i>Quantitative Validierung</i>	97
6.3.1	Testverfahren für kategorische Größen.....	97
6.3.2	Testverfahren für kontinuierliche Größen	101
6.4	<i>Ergebnisse der quantitativen Validierung.....</i>	102
6.4.1	Ergebnisse der kategorischen Testverfahren basierend auf den Stationsdaten als Referenz	103
6.4.2	Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren basierend auf den Stationsdaten als Referenz	110
6.4.3	Ergebnisse der kategorischen Testverfahren basierend auf den TRMM-Daten als Referenz	114
6.4.4	Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren basierend auf den TRMM-Daten als Referenz	118
6.5	<i>Zusammenfassung der Validierungsstudie</i>	122
7	Anwendungsbeispiele für niederschlagsklimatologische Untersuchungen ...	124
7.1	<i>Berechnung von monatlichen Niederschlagssummen und Vergleich der Regenzeiten 2006 und 2007 für Namibia.....</i>	124
7.2	<i>Berechnung von stratiformen und konvektiven Niederschlägen</i>	133
7.3	<i>Berechnung von Tages- und Nachtniederschlägen.....</i>	137
7.4	<i>Berechnung von Tages- und Nachtniederschlägen mit stratiformen und konvektiven Anteilen</i>	138
8	Diskussion und Ausblick	143
	Literaturverzeichnis	149

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Aufbau der Arbeit unterteilt in drei Blöcke, in Klammern sind zusätzlich die einzelnen Kapitel erwähnt. (Quelle: eigener Entwurf).....	5
Abbildung 2-1: MSG-Vollszene in Falschfarbendarstellung (1,6µm: rot, 0,8µm: blau, 0,6µm: grün). In gelb ist das Untersuchungsgebiet Namibia dargestellt und in der oberen linken Abbildung Namibia mit seinen Staatsgrenzen (Quelle: verändert nach EUMETSAT).....	6
Abbildung 2-2: Topographische Karte von Namibia (Quelle: http://www.transafrika.org/pages/laenderinfo-afrika/namibia/topographie.php).....	7
Abbildung 2-3: Mittlere Jahresniederschlagsmengen in Namibia (Datengrundlage: (Mendelsohn, 2002)).....	9
Abbildung 2-4: Klimaklassifikation für Namibia nach Köppen-Geiger (Quelle: verändert nach (Kottek, Grieser, Beck, Rudolf, & Rubel, 2006)).....	10
Abbildung 2-5: Konzeptmodell für die Entstehung eines Nimbostratus in Vergesellschaftung mit Cumulonimben. Die linke Seite stellt die Draufsicht der Wolkensysteme dar und die rechte Seite den entsprechenden vertikalen Schnitt durch das System. Dabei repräsentieren die vertikalen Bänder Regionen mit erhöhter Konvektion und die horizontalen Bänder, die in Radardaten erkennbaren Schmelzbänder (Quelle: Houze, 1993).	11
Abbildung 2-6: Langfristige jährliche Niederschlagstrends für die Landflächen zwischen 1900-2005 (Quelle: IPCC, 2007a).	14
Abbildung 2-7: Nordnamibia-Zeitreihe der Oktober-April Niederschlagssummen zwischen 1948 und 1998 mit blauer Trendgerade (Quelle: Philipp, 2003).	14
Abbildung 2-8: Durchschnittliche Jahresniederschlagsänderung (links), der Monate Dez, Jan, Feb. (Mitte) und Jun, Jul, ,Aug (rechts) in Afrika für das A1B Szenario (in Prozent) im Zeitraum 2090-2099 im Vergleich zu 1980-1999 (Quelle: IPCC, 2007).....	15
Abbildung 3-1: Schaubild entspricht der Gliederung dieses Kapitels und gibt den aktuellen Stand der Literatur in Bezug auf satellitenbasierter Niederschlagsretrieval aus passiven Fernerkundungssystemen wieder sowie die Integration von ORFEUSS in die bestehende Literatur (Quelle: eigener Entwurf)	17
Abbildung 3-2: a.)Strahlungstemperaturdifferenz (BTD) zwischen dem 3,9 und 11 µm Kanal (blaue Kurve) und BTD zwischen dem 11 und 12 µm Kanal (rote Kurve). Die Kurven basieren auf Strahlungstransfermodellierungen. Das gelbe Rechteck grenzt den regnenden Bereich einer Wolke vom nichtregnenden ab b)Schematische Darstellung der Eingangsparameter für die Strahlungseigenschaften einer Wolke mit 260 K Oberflächentemperatur sowie variierender optischer Dicke und effektivem Radius. Die blaue Fläche deutet den aktiven Teil der Wolke an.	31
Abbildung 4-1: Unterschied zwischen MFG und MSG (Quelle: (EUMETSAT, 2001)).....	38

Abbildung 4-2: Normalisierte geostationäre Projektion. (Quelle: EUMETSAT, 2006).....	40
Abbildung 4-3: Schema der Struktur der ZFL-Empfangsanlage. (Quelle: eigener Entwurf).....	46
Abbildung 4-4: Ordnerstruktur zum Archivieren der Daten auf dem Servercluster im ZFL. (Quelle: eigener Entwurf).....	47
Abbildung 4-5: Überblick über die Konvertierung von XPIF-Dateien in ENVI lesbare Dateien. (Quelle: eigener Entwurf).....	48
Abbildung 4-6: Prozessierungskette der Daten mit jeweiligen Programmpaketen. In Orange sind die Datensätze gekennzeichnet und in Blau die Prozesse, die in IDL programmiert wurden. (Quelle: eigener Entwurf).....	50
Abbildung 4-7: Niederschlagsmessstation in Brakwater mit Datalogger, Solarpanel und Kabelzufuhr zur 12 V Autobatterie. (Quelle: eigenes Foto)	51
Abbildung 4-8: Mittlere Jahresniederschlagsmenge in Namibia und die Standorte der drei Niederschlagsmessstationen (Standorte: Brakwater in der Mitte des Landes, Opuwo im Nordwesten und Tsumeb im nordöstlichen Teil). (Quelle: verändert nach Mendelsohn, 2002).	52
Abbildung 4-9: TRMM-Satellit mit den an Bord befindlichen Instrumenten. (Quelle: http://disc.gsfc.nasa.gov).....	53
Abbildung 4-10: Schema der TRMM-Datenverarbeitung für die unterschiedlichen Niederschlagsprodukte, die von der TRMM Science Data and Information System (TSDIS) bereitgestellt werden (Quelle: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation /TRMM_README/TRMM_Data_Flow.gif/view .)	55
Abbildung 5-1: Flussdiagramm und Schema von ORFEUSS. Bestehend aus den drei Verfahren ORFEUSS-Core, ORFEUSS-Event und ORFEUSS-Rate. In grün ist das Endergebnis, die Tagesniederschlagssummen für Namibia, dargestellt (Quelle: eigener Entwurf).....	58
Abbildung 5-2: Darstellung der vier Klassifikationsprobleme. (Quelle: Janz 2007).....	60
Abbildung 5-3: Vier Möglichkeiten zur Trennung von zwei Klassen mit zunehmender Optimierung der Trennung. (Quelle: Molgen, http://lectures.molgen.mpg.de/statistik/docs/Kapitel_16.pdf).....	61
Abbildung 5-4: Lineares und trennbares Klassifikationsproblem. Die Supportvektoren definieren den maximalen Rand zwischen den Klassen (Quelle: verändert nach Molgen http://lectures.molgen.mpg.de/statistik/docs/Kapitel_16.pdf).	62
Abbildung 5-5: Transformation vom zweidimensionalen Raum (links) in einen dreidimensionalen Raum (rechts) mittels Feature Map. Eine Trennung der Daten ist nun mittels Hyperebene (gelb) möglich. (Quelle: Molgen http://lectures.molgen.mpg.de/statistik/docs/Kapitel16.pdf).....	64
Abbildung 5-6: Exemplarische Darstellung für den 10. April: jeweils in Orange dargestellt sind die Niederschlagsmengen pro 15 Min und die zeitgleich aufgenommenen Strahlungstemperaturen für die 8 Infrarot-Kanäle sowie die Werte für die 4 Differenzkanäle. (Quelle: eigener Entwurf).....	69

Abbildung 5-7: Schema der Vorverarbeitungsschritte für die Klassifikation mit SVM. In Orange sind die Datensätze gekennzeichnet und in Blau die Prozesse, die in IDL programmiert wurden. (Quelle: eigener Entwurf).....	71
Abbildung 5-8: Schema der Arbeitsschritte für die Klassifikation der Bilddaten. In Orange sind die Datensätze gekennzeichnet und in Blau die Prozesse, die in IDL programmiert wurden.(Quelle: eigener Entwurf).....	72
Abbildung 5-9: Übersicht über das ORFEUSS-Event-Schema. (Quelle: eigener Entwurf)	74
Abbildung 5-10:Zusammenhang zwischen Tagesniederschlagsmenge und Tagesindexwert aller Niederschläge dargestellt mit den drei Regressionsmodellen.	77
Abbildung 5-11:Zusammenhang zwischen Tagesniederschlagsmenge und Tagesindexwert der konvektiven Niederschläge dargestellt mit den drei Regressionsmodellen.	80
Abbildung 5-12:Zusammenhang zwischen Tagesniederschlagsmenge und Tagesindexwert der stratiformen Niederschläge dargestellt mit den drei Regressionsmodellen sowie dem 95 % Konfidenzintervall (gestrichelte Linie) für das quadratische Regressionsmodell.....	82
Abbildung 6-1: Einfacher Regenmesser (in Namibia vielfach auf Farmen eingesetzt).(Quelle: eigenes Foto)	84
Abbildung 6-2: Verteilung der offiziellen Niederschlagsmessstationen des Namibianischen Wetterdienstes für Januar 2006. (Quelle: eigener Entwurf)	84
Abbildung 6-3: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Januar 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	87
Abbildung 6-4: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Februar 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	88
Abbildung 6-5: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im März 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	89
Abbildung 6-6: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im April 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	90
Abbildung 6-7: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Mai 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	91
Abbildung 6-8: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Januar 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	92
Abbildung 6-9: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Februar 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	93

Abbildung 6-10: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im März 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	94
Abbildung 6-11: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im April 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	95
Abbildung 6-12: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Mai 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.	96
Abbildung 6-13: Zeitlicher Verlauf der Accuracy für ORFEUSS und TRMM.	104
Abbildung 6-14: Zeitlicher Verlauf des Bias für ORFEUSS und TRMM.	105
Abbildung 6-15: Zeitlicher Verlauf der POD für ORFEUSS und TRMM.	106
Abbildung 6-16: Zeitlicher Verlauf der FAR für ORFEUSS und TRMM.	107
Abbildung 6-17: Zeitlicher Verlauf der POFD für ORFEUSS und TRMM.	107
Abbildung 6-18: Zeitlicher Verlauf der TS für ORFEUSS und TRMM.	108
Abbildung 6-19: Zeitlicher Verlauf der ETS für ORFEUSS und TRMM.	108
Abbildung 6-20: Zeitlicher Verlauf der HK für ORFEUSS und TRMM.	109
Abbildung 6-21: Zeitlicher Verlauf des HSS für ORFEUSS und TRMM.	109
Abbildung 6-22: Zeitlicher Verlauf des MEAN für ORFEUSS und TRMM.	111
Abbildung 6-23: Zeitlicher Verlauf des MAE für ORFEUSS und TRMM.	112
Abbildung 6-24: Zeitlicher Verlauf des RMSE von ORFEUSS und TRMM.	112
Abbildung 6-25: Zeitlicher Verlauf der Korrelation von ORFEUSS und TRMM.	113
Abbildung 6-26: Zeitlicher Verlauf der Niederschlagsflächenanteile von ORFEUSS und TRMM.	115
Abbildung 6-27: Zeitlicher Verlauf der Accuracy und des Bias angeordnet nach zunehmendem Niederschlagsflächenanteil.	116
Abbildung 6-28: Zeitlicher Verlauf der POD, FAR und der POFD angeordnet nach zunehmendem Niederschlagsflächenanteil.	117
Abbildung 6-29: Zeitlicher Verlauf der vier Testindizes (TS, ETS, HK und HSS) angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche.	118
Abbildung 6-30: Zeitlicher Verlauf des MEAN angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.	119
Abbildung 6-31: Zeitlicher Verlauf des MAE angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.	120
Abbildung 6-32: Zeitlicher Verlauf des RMSE angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.	121
Abbildung 6-33: Zeitlicher Verlauf der Korrelation angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.	121
Abbildung 7-1: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im Januar 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate.	125

- Abbildung 7-2: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im Februar 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate. 127
- Abbildung 7-3: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im März 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate. 128
- Abbildung 7-4: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im April 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate. 130
- Abbildung 7-5: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im Mai 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate. 131
- Abbildung 7-6: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen für die Regenzeiten 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate. 132
- Abbildung 7-7: Die linke Seite zeigt die Niederschlagsdauer und die rechte Seite die Niederschlagsmengen für den 01.01.2006. Die oberste Reihe entspricht den konvektiven Niederschlägen, die mittlere den stratiformen und die unterste entspricht den gesamten Tagesniederschlägen in Namibia. 135
- Abbildung 7-8: Niederschlagstranspekt von Tsumeb (B) nach Brakwater (A) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den 01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil. 136
- Abbildung 7-9: Niederschlagstranspekt von Tsumeb (B) nach Opuwo (C) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den 01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil. 137
- Abbildung 7-10: Niederschlagsverteilung am Tag (links) und in der Nacht (rechts) für den 01.01.2006. 138
- Abbildung 7-11: Niederschlagsverteilung am Tag (links) und in der Nacht (rechts) für den 01.01.2006. Die konvektiven Niederschlagsereignisse sind in der oberen Reihe und die stratiformen in der unteren Reihe abgebildet. 139
- Abbildung 7-12: Niederschlagstranspekt von Tsumeb(B) nach Brakwater (A) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den Tag (oben) und die Nacht (unten) für den

01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil.	140
Abbildung 7-13:Niederschlagstranspekt von Tsumeb(B) nach Opuwo (C) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den Tag (oben) und die Nacht (unten) für den 01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil.	142

Tabellenverzeichnis

Tabelle 3-1: Deskriptive Statistik der Wolkenoberflächentemperaturen in Kelvin je Niederschlagsmenge und für alle Regenereignisse.....	34
Tabelle 4-1: Koeffizienten für die zentrale Wellenzahl und die Parameter A und B je Thermalkanal, um die analytische Beziehung zwischen Radianz und äquivalenter Strahlungstemperatur herzustellen.	42
Tabelle 4-2: Zeigt den Unterschied zwischen den HRIT und LRIT Datenströmen.	44
Tabelle 5-1: Ausschnitt der Niederschlagsmengenmatrix, in dem der Aufbau des Datensatzes zu erkennen ist. In den Spalten ist das Datum der Niederschlagstage (insgesamt 244) und in den Zeilen die Uhrzeiten in 15 minütige Schritten aufgeführt. Die Werte geben die Niederschlagsmenge zu der entsprechenden Zeitspanne und an dem entsprechenden Datum in mm wieder: am 30.3. hatte es beispielsweise zwischen 4:45 Uhr und 5:00 Uhr 0,8 mm geregnet.	67
Tabelle 5-2: Überblick über die 12 Kanäle, die in die Klassifikation eingehen. Links die acht Spektralkanäle von MSG. Rechts die daraus gebildeten Differenzkanäle und ihre wolkenphysikalische Bedeutung.	68
Tabelle 5-3: Klassifikationsgenauigkeiten für die Klassen Regen und Nicht-Regen.....	70
Tabelle 5-4: Mittelwerte [mm] (=Regenrate) für alle Niederschlagsereignisse, für konvektive und stratiforme Ereignisse.	75
Tabelle 5-5: Mittelwerte [mm] (=Regenrate) für alle Niederschlagsereignisse größer 0,2 mm, für konvektive und stratiforme Ereignisse.	75
Tabelle 5-6: Statistische Kenngrößen für drei unterschiedliche Regressionsmodelle.....	77
Tabelle 5-7: Anzahl der Tagesniederschlagssummen (NS) in [mm] und die dazugehörigen Tagesindexwerte (Index) sowie weitere Berechnungen, wie NS/Index, Regendauer (Anzahl h) und Niederschlagsintensität (mm/h).	78
Tabelle 5-8: Deskriptive Statistik und die Korrelation für die konvektiven Niederschlagsereignisse.....	79
Tabelle 5-9: Statistische Kenngrößen für drei unterschiedliche Regressionsmodelle, welche die konvektiven Niederschlagsereignisse beschreiben.	80
Tabelle 5-10: Anzahl der Tagesniederschlagssummen (NS) in [mm] und die dazugehörigen Tagesindexwerte (Index) für die stratiformen Niederschlagsereignisse sowie NS/Index, Regendauer(Anzahl h) und Niederschlagsintensität (mm/h).	81
Tabelle 5-11: Deskriptive Statistik und Korrelation für die stratiformen Niederschlagsereignisse.	81
Tabelle 5-12: Statistische Kenngrößen für drei unterschiedliche Regressionsmodelle, welche die stratiformen Niederschlagsereignisse beschreiben.....	82
Tabelle 6-1: Übersicht über die 80 Validierungstage.....	83
Tabelle 6-2: Anzahl der Niederschlagsmessstationen in Namibia.	85
Tabelle 6-3: Kontingenztafel für die Validierung mit den TRMM-Datensatz (äquivalent für TRMM werden die Niederschlagsmessstationen eingesetzt).	98

Tabelle 6-4: Vergleich der deskriptiven Statistik der Ergebnisse für die kategorischen Testverfahren zwischen den Stationsdaten und ORFEUSS sowie zwischen den Stationsdaten und TRMM (basierend auf 80 Validierungstagen).....	103
Tabelle 6-5: Vergleich der deskriptiven Statistik für die Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren zwischen den Stationsdaten und ORFEUSS sowie zwischen den Stationsdaten und TRMM (basierend auf 80 Validierungstagen).....	110
Tabelle 6-6: Deskriptive Statistik für die Ergebnisse der kategorischen Testverfahren zwischen TRMM-Daten und ORFEUSS (basierend auf 80 Validierungstagen).....	114
Tabelle 6-7: Deskriptive Statistik für die Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren zwischen TRMM- Daten und ORFEUSS (basierend auf 80 Validierungstagen).	118

Abkürzungsverzeichnis

AGPI	Adjusted GOES Precipitation Index
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
BTD	Brightness Temperature Difference
CRU	Climate Research Unit
CST	Convective Stratiform Technique
ECST	Enhanced Convective Stratiform Technique
GARP	Global Atmosphere Research Programme
GATE	Global Atlantic Tropical Experiment
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
GPI	GOES Precipitation Index
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GMSRA	GOES Multispectral Rainfall Algorithm
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
HRIT	High Rate Information Transmission
IMPF	Image Processing Facility
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPWG	International Precipitation Working Group
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
LRIT	Low Rate Information Transmission
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MFG	Meteosat First Generation
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (US Wetterdienst)
NN	Neuronales Netz
PUMA	Preparation for Use of MSG in Afrika

RADS	Rain Area Delineation Scheme
SACURA	Semi-Analytical Cloud Retrieval
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SSMI	Special Sensor Microwave Imager
SVM	Support Vector Machine
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
TSDIS	TRMM Science Data and Information System
USGS	United States Geological Survey
VIRS	Visible and Infrared Scanner
WCRP	World Climate Research Programme
WGDM	Working Group on Data Management
ZFL	Zentrum für Fernerkundung der Landoberfläche

Zusammenfassung

Der Niederschlag ist eines der wichtigsten Parameter im Klimasystem der Erde und bestimmt auf vielfältige Weise unser Leben. Das Wissen über die raumzeitliche Verteilung von Niederschlagsmengen spielt deshalb eine bedeutende Rolle, vor allem in Gebieten, in denen kein flächendeckendes Niederschlagsmessnetz zur Verfügung steht, wie es in Entwicklungsländern oft der Fall ist. Für das südliche Afrika und insbesondere für Namibia wird im Hinblick auf die Modellrechnungen des vierten Sachstandberichts des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) eine Abnahme der Niederschläge und eine Zunahme der Niederschlagsvariabilität prognostiziert. Das Ziel dieser Dissertation ist es, einen operationellen Methodenverbund zur Abschätzung von Tagesniederschlagssummen aus METEOSAT Second Generation (MSG) Daten zu entwickeln, um für Namibia eine flächendeckende Niederschlagsinformation abzuleiten. Dafür wurde ein neuer Methodenverbund (ORFEUSS) entwickelt, der erstmals Support-Vektor-Maschinen (SVM) zur Niederschlagsableitung nutzt. ORFEUSS, steht für *Operational Rainfall Estimation using SEVIRI Data and Support Vector Machines* und ist zusätzlich in der Lage, die Tagesniederschlagssummen in stratiforme und konvektive Niederschlagssummen sowie Tages- und Nachtniederschlagssummen zu differenzieren. Dies ermöglicht eine detaillierte raum-zeitliche Betrachtung der Niederschlagsklimatologie für Namibia.

Zuvor musste der Aufbau der Satellitenempfangsanlage auf dem Dach des Zentrums für Fernerkundung der Landoberfläche (ZFL), mit eigens programmierten Prozessierungsketten sowie die Archivierungsstruktur für die viertelstündlich empfangenen Daten realisiert werden. Der Methodenverbund ORFEUSS besteht aus drei Verfahren. Das Kernverfahren (ORFEUSS-Core) besteht aus dem statistischen Lernalgorithmus, den Support-Vektor-Maschinen, die in Form einer überwachten Klassifikation die Klassen „Regen“ und „Nicht Regen“ voneinander unterscheidet. Die Gesamtgenauigkeit dieser binären Klassifikation, die auf Basis der Trainingsdaten (Testdaten) stattfand, beträgt 88,93% (87,1%). Das zweite Verfahren (ORFEUSS-Event) unterscheidet die konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignisse anhand von positiven Schwarzkörpertemperaturdifferenzen zwischen dem Wasserdampfkanal und dem Infrarotkanal. Im dritten Verfahren (ORFEUSS-Rate) wurden konvektive und stratiforme Niederschlagsraten basierend auf Regressionsanalysen berechnet.

In einer umfassenden Validierungsstudie wurden die Ergebnisse von ORFEUSS mit dem 3B42-Niederschlagsstandardprodukt des *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) Satelliten der *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) und punktueller Niederschlagsinformation vom Namibianischen Wetterdienst verglichen. Dabei wurde aus dem gesamten Untersuchungszeitraum, der die Monate Januar bis einschließlich Mai der Jahre 2006 und 2007 umfasst, acht zufällig gewählte Tage aus jedem Monat zur Validierung herangezogen. Zunächst wurden die Ergebnisse von ORFEUSS qualitativ anhand einer visuellen Betrachtung mit dem 3B42-

Standardprodukt (TRMM-Daten) gegenübergestellt. In einem weiteren Schritt wurde ein quantitativer Vergleich der Punktdaten vom Namibianischen Wetterdienst mit ORFEUSS und TRMM durchgeführt. Dabei wurden kategorische und kontinuierliche statistische Testverfahren, die von der *International Precipitation Working Group* (IPWG) als Standardtestverfahren festgelegt worden sind, angewandt. Das Ergebnis der qualitativen Studie hat gezeigt, dass die räumlichen Niederschlagsmuster gut erkannt werden und dass auch der Übergangsbereich zwischen Niederschlag und niederschlagsfreien Bereichen sehr gut übereinstimmen. Insgesamt vermittelte der visuelle Vergleich, dass ORFEUSS eine geringere Niederschlagsfläche im Vergleich zu den TRMM-Daten ausweist. Die quantitative Studie ergab eine gute Übereinstimmung von TRMM und ORFEUSS zu den Punktdaten, wobei ORFEUSS im Mittel bessere Resultate lieferte als die TRMM-Daten. Abschließend folgte der quantitative Vergleich zwischen TRMM und ORFEUSS, wobei sich das qualitativ ermittelte Ergebnis quantifizieren ließ. Insgesamt zeigen die Anteile der täglichen Niederschlagsflächen in den Daten von ORFEUSS und TRMM eine sehr gute Übereinstimmung. Die Validierung der gemessenen Niederschlagsmengen zeigt, dass trotz einer Unterschätzung der Niederschlagsflächen die Niederschlagsmengen leicht überschätzt werden.

Die operationelle Anwendung von ORFEUSS erfolgte in verschiedenen niederschlagsklimatologischen Untersuchungen für Namibia. Die 302 Tagesniederschlagssummen wurden zu Monatssummen aggregiert und in einem Geographischen Informationssystem (GIS) klassifiziert, so dass eine Vergleichbarkeit der einzelnen Monate sowie der Regenzeiten 2006 und 2007 gewährleistet ist. Weiterhin wird die Trennung der Niederschläge exemplarisch für einen Tag in stratiforme und konvektive Tag- und Nacht und stratiforme und konvektive Niederschläge während des Tages und der Nacht durchgeführt. Die räumlichen Niederschlagsmuster werden für jede Niederschlagsdifferenzierung anhand von zwei Niederschlagstransekten, in Abhängigkeit der Topographie abgebildet und analysiert.

Die dargestellten Ergebnisse zeigen, dass der neu entwickelte Methodenverbund ORFEUSS grundsätzlich in der Lage ist, die Niederschlagssituation über Namibia in ihrer Gesamtheit gut zu erfassen und dass aufgrund der sehr guten räumlichen (3km) und zeitlichen (15 min) Auflösung von MSG detailliertere Niederschlagsinformation generiert werden kann, als mit den TRMM-Daten oder mit interpolierten Punktinformationen.

Summary

Rainfall is one of the most important parameters in the earth climate system and it has a manifold impact on life on earth. Therefore, knowledge about the rainfall distribution plays an important role, especially in regions, where no area-wide rainfall monitoring network is available, as it is often the case in developing countries. The 4th assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) predicts for southern Africa and particularly for Namibia a decrease in the overall rainfall and an increase in rainfall variability. The goal of this dissertation is to develop an operational technique to estimate daily rainfall from METEOSAT Second Generation Data in order to derive area-wide rainfall information for Namibia. Therefore a new technique for rainfall estimation (ORFEUSS - *Operational Rainfall Estimation using SEVIRI Data and Support Vector Machines*) has been developed that, for the first time, uses Support-Vector-Machines (SVM). In addition, ORFEUSS has the ability to differentiate daily rainfall into convective and stratiform rainfall as well as daily and nightly rainfall. This spatial-temporal information allows for the examination of the rainfall climatology of Namibia.

Before, the satellite receiving station had to be constructed at the Center for Remote Sensing of Land Surfaces including self- programmed preprocessing chains as well as an architecture for data storage which handles the data stream that is received every 15 minutes. The ORFEUSS technique consists of three methods. The core-method (ORFEUSS-Core) consists of Support-Vector-Machines, a set of supervised learning methods used for classification. In ORFEUSS they were used to differentiate between two classes “rain” and “no rain”. The overall accuracy of this binary classification based on training data (test data) is of 88,93 % (87,1%). The second method (ORFEUSS-Event) uses the positive Brightness Temperature Difference between the water vapour channel and the infrared channel to distinguish between convective and stratiform rainfall events. The third method (ORFEUSS-Rate) calculates rainfall rates for convective and stratiform events based on regression analyses.

Within a comprehensive validation study the results of ORFEUSS were compared with the 3B42-rainfall standard product of the *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) satellite of the *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) and with point data of the Meteorological Service of Namibia. From the entire research period that covered the months January till May of the years 2006 and 2007, eight days per month were randomly chosen in order to prove the quality of ORFEUSS. First, the results of ORFEUSS were contrasted with the 3B42-standard product (TRMM-data) by visual comparison. Second, a quantitative comparison was realised with the results of ORFEUSS and TRMM compared with the point data of the meteorological Service of

Namibia. Thereby categorical and continuous statistics were computed based on verification methods of the *International Precipitation Working Group* (IPWG). The results of the qualitative study have shown that the spatial precipitation patterns were detected well and the transition zone between rain and no rain also fitted well. Altogether the visual comparison showed that ORFEUSS produced a slightly smaller precipitation area compared with the TRMM-data. The quantitative study showed good results between ORFEUSS and TRMM compared to the point data, whereas, on average, ORFEUSS produced better results than TRMM. Finally, the quantitative comparison between TRMM and ORFEUSS was carried out, whereby the results of the qualitative study could be quantified. Overall, the percentages of the daily precipitation areas of TRMM and ORFEUSS matched quite well. The validation of the rainfall amounts has shown that although ORFEUSS underestimates the precipitation areas, the rainfall amounts were slightly overestimated.

The operational application of ORFEUSS was realised in several studies for Namibia with regard to its rainfall climatology. The 302 daily rainfall amounts were aggregated to monthly rainfall data and classified in a Geographical Information System (GIS) in order to be able to compare each month and the rainy seasons 2006 and 2007. Exemplarily the daily rainfall information was divided into convective and stratiform events, day and night-time rainfall as well as convective and stratiform rainfall events during the day and at night. The spatial rainfall patterns were displayed and analysed for each case according to two transects that depended on the topography.

The results have shown that the new technique ORFEUSS is principally able to detect the general rainfall situation in Namibia quite well. Due to the better spatial (3km) and temporal (15min) resolution of ORFEUSS more detailed rainfall information can be generated than with TRMM or interpolated point data.

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Der vierte Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC) dokumentiert für das südwestliche Afrika eine Abnahme der Niederschläge mit einer gleichzeitigen Zunahme an Starkniederschlägen (IPCC, 2007a). Diese Veränderungen der bestehenden Niederschlagsmuster werden von sehr großer Bedeutung für das Leben im südwestlichen Afrika sein. Aktuell sind im Norden und Nordosten von Namibia 400000 Menschen von Überschwemmungen resultierend aus Starkniederschlägen betroffen (Quelle: http://www.humedica.org/aktuelles/eilmeldung_humedica_hilft_in_namibia/index_ger.html). Die Folgen dieser Kathastrophe sind u.a. ansteigende Malariaerkrankungen, Ernteaufschläge, infrastrukturelle Schäden und eine Zunahme der Seuchengefahr für Tiere (Quelle: <http://www.az.com.na/lokales/malaria-auf-dem-vormarsch.83015.php>).

In Namibia wird der Rhythmus des täglichen Lebens durch die Niederschläge und den damit verbundenen Regen- und Trockenzeiten bestimmt. Angesichts der sehr geringen Niederschlagsmengen und deren hoher räumlichen und zeitlichen Variabilitäten kann die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge als ökologische Dominante mit erheblichen ökonomischen Konsequenzen bezeichnet werden (KLIMM, SCHNEIDER & VON HATTEN, 1994). Das Wissen über Auftreten oder Ausbleiben, Menge und Verteilung von Niederschlägen kann eine wichtige Grundlageninformation für Frühwarnsysteme (Überschwemmungen oder Dürren) darstellen und somit einen Beitrag zur Vulnerabilitäts- oder Risikoabschätzung leisten. Der Zugang zu Niederschlagsinformationen für Namibia ist allerdings sehr limitiert. Zwar verfügt der nationale meteorologische Wetterdienst (*Namibia Meteorological Service*) über ein Messnetz an Niederschlagsmessstationen, deren räumliche Verteilung in Namibia jedoch nicht flächendeckend ist. Darüberhinaus ist die Datenverfügbarkeit nicht konsistent und die räumliche Interpolation der punktuellen Niederschlagsmessung birgt bekanntlich zahlreiche Probleme (HUFFMANN, 1997; MORRISSEY, MALIEKAL, GREENE & WANG, 1995; RUDOLF, HAUSCHILD, RUETH & SCHNEIDER, 1994).

Die einzige Alternative zur Interpolation für flächendeckende zeitlich hoch aufgelöste Niederschlagsinformationen stellen Niederschlagsabschätzungen aus fernerkundlichen Daten (sog. Retrieval) dar. Aufgrund der langen Tradition von satellitenbasierten Niederschlagsretrieval existiert bereits eine Vielzahl an Modellen und Algorithmen (BARRETT & MARTIN, 1981; KIDDER & VONDERHAAR, 1995; LEVIZZANI, AMORATI & MENEGUZZO, 2002). Um dynamische atmosphärische Prozesse räumlich und zeitlich in ausreichender Auflösung beobachten bzw. analysieren zu können, bedarf es der Datennutzung geostationärer Satellitensysteme. Durch die Weiterentwicklung der seit 1977 bestehenden METEOSAT-Reihe hin zum METEOSAT Second Generation (MSG) mit dem neuen SEVIRI-Sensor (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*), der seinen operationellen Betrieb am 29. Januar 2004 aufnahm, ergeben sich neue Möglichkeiten zur Niederschlagsableitung. Die verbesserte zeitliche (15 statt 30 Minuten), räumliche (3 anstatt 5km) und spektrale (12 statt 3 Kanäle) Auflösung ermöglicht innovative Methoden und Modelle (LEVIZZANI, 2006). Multispektrale Methoden wurden bislang auf Basis von NOAA-AVHRR (*National Oceanic and Atmospheric Administration-Advanced Very High Resolution Radiometer*) angewandt und entwickelt, der gegenüber MSG eine sehr viel geringere zeitliche Auflösung hat (2 Szenen pro Tag) und somit für niederschlagsklimatologische Untersuchungen weniger geeignet ist. Die Methoden umfassen u.a. die Ableitung der Niederschläge am Tag und in der Nacht sowie die Differenzierung in stratiforme und konvektive Niederschlagsprozesse (INOUE, 1987B, 1997; KURINO, 1997; LENSKY & ROSENFELD, 1997, 2002). Konvektive Niederschlagsprozesse in den Tropen wurden bislang anhand von Temperaturschwellwerten der Wolkenoberflächentemperaturen abgeleitet (ARKIN, 1979). Dadurch ist eine Abgrenzung stratiformer Niederschläge aus homogenen und teilweise warmen Oberflächen nicht möglich, da deren Wolkenoberflächentemperaturen unter dem Temperaturschwellwert für konvektive Niederschlagsprozesse liegen kann.

Bisher wurde aber noch kein operationelles neues Niederschlagsmodell auf die technischen Rahmenbedingungen von MSG angepasst. Mit dieser Arbeit soll diese Lücke geschlossen werden. Die zentrale Neuerung besteht in der Detektion von Niederschlagsflächen aus raum-zeitlich hochaufgelösten MSG-Zeitreihen mit einer überwachten Klassifikation basierend auf Support Vektor Maschinen (SVM). Hierfür werden weder Temperaturschwellwerte der Wolkenoberflächentemperaturen noch

Schwellwerte der optischen und mikrophysikalischen Wolkenparameter verwendet, wie sie in bisherigen Niederschlagsretrieval Anwendung finden (ARKIN, 1979; NAUSS, 2005; ROSENFELD, 1999; ROSENFELD & GUTMAN, 1994). SVM stammen aus dem Bereich des maschinellen Lernens und generieren Wissen aus Erfahrung (VAPNIK, 1998). Dabei werden bestimmte Gesetzmäßigkeiten aus den Trainingsdaten erkannt und diese können dann auf unbekannte Daten übertragen werden. In dieser Arbeit werden die Trainingsdaten aus den multispektralen MSG-Zeitreihendaten und den terrestrisch gemessenen Niederschlagsmengen erzeugt. Auf dieser Grundlage lässt sich das Hauptziel dieser Arbeit formulieren, das darin besteht einen operationellen Methodenverbund zur Ableitung von Tagesniederschlagssummen für Namibia (ORFEUSS) zu entwickeln und diesen in einer niederschlagsklimatologischen Untersuchung anzuwenden. ORFEUSS ist ein Akronym für *Operational Rainfall Estimation Using SEVIRI-Data and Support Vector Machines*. Aus dem genannten Hauptziel resultieren folgende methodische Teilziele:

1. Entwicklung einer Vorverarbeitungskette für die MSG-Zeitreihen als Grundlage für die operationelle Weiterverarbeitung.
2. Implementierung einer Methodik zur Ableitung von zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsflächen durch überwachte Klassifizierung mit SVM (ORFEUSS-Core).
3. Unterscheidung der Niederschlagsflächen in stratiforme und konvektive Niederschlagsereignisse (ORFEUSS-Event).
4. Berechnung von Tagesniederschlagssummen (ORFEUSS-Rate).
5. Validierung sowohl der Niederschlagsflächen als auch der Tagesniederschlagssummen.

Auf Basis dieser methodischen Teilziele werden Anwendungsbeispiele für niederschlagsklimatologische Untersuchungen in Namibia vorgenommen. Daraus folgen weitere inhaltliche Ziele:

1. Berechnung von monatlichen Niederschlagssummen (Januar bis Mai 2006 und 2007)
2. Differenzierung der Tagesniederschlagssumme in konvektive und stratiforme Anteile.

3. Differenzierung der Tagesniederschlagssumme in Tag- und Nachtanteile.
4. Differenzierung der stratiformen und konvektiven Niederschlagssummen am Tag und in der Nacht

1.2 Aufbau der Arbeit

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die Problemstellung und Zielsetzung der Arbeit vorgestellt wurde, wird anhand Abbildung 1-1 der Aufbau der Arbeit skizziert. In Kapitel 2 wird auf die Lage des Untersuchungsgebiets und vor allem auf die niederschlagsklimatologischen Begebenheiten in Namibia eingegangen. Eine wichtige Grundlage für das Verständnis der Niederschläge in den Tropen und die Verwendung der Begriffe konvektive und stratiforme Niederschläge in ORFEUSS liefert Kapitel 2.3. Im dritten Kapitel wird ein Überblick über den aktuellen Stand der Forschung in Bezug auf Niederschlagsretrieval aus passiven Fernerkundungssystemen gegeben und darauf basierend die Konzeptidee für ORFEUSS vorgestellt.

Den Aufbau und Konfiguration der institutseigenen MSG-Empfangsanlage sowie die verwendeten Daten werden in Kapitel 4 ausführlich beschrieben. Dazu zählen vor allem auch die eigens dafür programmierten Vorverarbeitungsketten, die die Grundlage für die Weiterverarbeitung der Daten bilden.

Die Entwicklung des aus drei Verfahren bestehenden Methodenverbundes ORFEUSS beschreibt Kapitel 5. Zuerst wird im ersten Verfahren (ORFEUSS-Core) die Anwendung von SVM zur Ableitung von Niederschlagsflächen erklärt. Danach folgt im zweiten Verfahren (ORFEUSS-Event) die Differenzierung in stratiforme und konvektive Niederschlagsereignisse. Im letzten Verfahren (ORFEUSS-Rate) wird auf die Zuweisung von Niederschlagsraten mittels statistischer Regression eingegangen.

Das erste Ergebniskapitel 6 beschäftigt sich mit der Validierung von ORFEUSS. Insgesamt wurden 10 Monate, d.h. 302 Tage mit 28992 Satellitenszenen, die wiederum aus 12 Kanälen bestehen (insgesamt ca. 345 GB), klassifiziert. Aufgrund der Datenfülle wurden für jeden Monat exemplarisch acht zufällig gewählte Tage zur Validierung mit externen Daten ausgewählt. Dabei wurden kategorische und kontinuierliche statistische Testverfahren der International Precipitation Working Group (IPWG) verwendet, die

einerseits die Niederschlagsfläche und andererseits die Niederschlagsmengen verglichen.

Das zweite Ergebniskapitel 7 befasst sich mit der Anwendung von ORFEUSS in niederschlagsklimatologischer Hinsicht. Hier werden zwei Regenzeiten miteinander verglichen und exemplarisch auf die raum-zeitliche Differenzierung der Niederschlagsmuster innerhalb eines Regentages eingegangen.

Im achten Kapitel werden die Ergebnisse der Arbeit und insbesondere das Modelldesign diskutiert. Beendet wird die Arbeit mit einer Schlussfolgerung über die Funktionalität und Güte von ORFEUSS und einem Ausblick auf zukünftige Arbeiten.

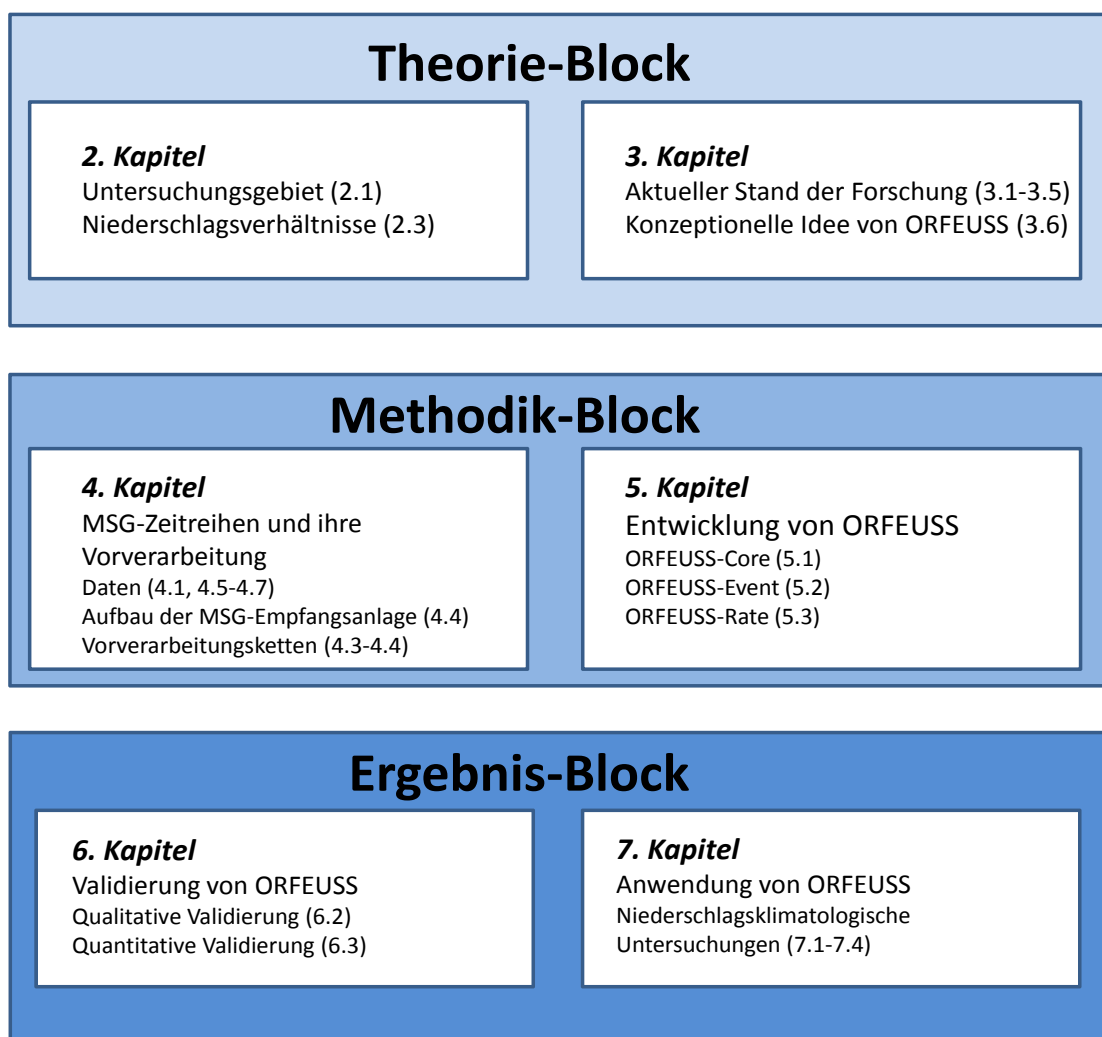


Abbildung 1-1: Aufbau der Arbeit unterteilt in drei Blöcke, in Klammern sind zusätzlich die einzelnen Kapitel erwähnt. (Quelle: eigener Entwurf).

2 Niederschlag in Namibia

2.1 Das Untersuchungsgebiet

Namibia liegt auf der süd-westlichen Seite des afrikanischen Kontinents zwischen 17,8° und 29,9° südlicher Breite und zwischen 12° und 25° östlicher Länge. Begrenzt wird Namibia im Norden vom Kunene, dem Grenzfluss nach Angola, im Nordosten vom Caprivi-Zipfel von Sambia, im Süden vom Oranje, dem Grenzfluss nach Südafrika, im Westen vom Atlantischen Ozean und im Osten von Botswana und der Kalahari Wüste.

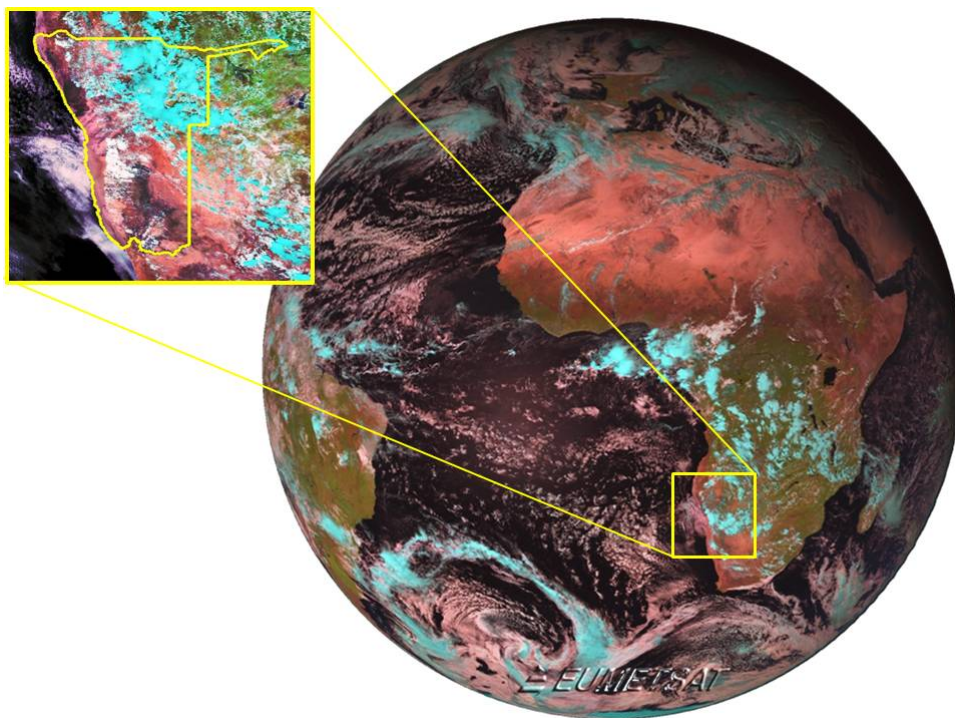


Abbildung 2-1: MSG-Vollszene in Falschfarbendarstellung (1,6 μ m: rot, 0,8 μ m: blau, 0,6 μ m: grün). In gelb ist das Untersuchungsgebiet Namibia dargestellt und in der oberen linken Abbildung Namibia mit seinen Staatsgrenzen (Quelle: verändert nach EUMETSAT).

Auf einer Staatsgebietsfläche von 824292 km² erstreckt sich das natur-räumliche Grundmuster von Namibia, welches sich anhand von zwei Ordnungsprinzipien aufzeigen lässt. Zum einen die Höhenlage über dem Meer und zum anderen die Höhe der Niederschläge. Die Küstenwüste Namib reicht über die gesamte Nord-Süd-Ausdehnung Namibias. Das nur 80 bis 130 km breite Wüstengebiet steigt vom Meeresspiegelniveau langsam auf 600 m Höhe an. Danach schließen sich im Osten die Große Randstufe (Great Escarpment) und die Bergländer der Randschwelle an. Diese

können bis auf über 2000 m reichen, wobei der Königsstein im Brandberg-Massiv mit 2579 m den höchsten Berg Namibias darstellt. Tiefe, Wadi ähnliche Täler, in Namibia werden diese als Riviere bezeichnet durchschneiden die Randstufe in Richtung Namib. Im Süden befinden sich halbwüstenhafte Hochländer, die in den zentralen und nördlichen Landesteilen in Dornbusch und Trockensavannen übergehen. Ihre durchschnittliche Höhe beträgt etwa 1700m mit einer Süd-Nord-Ausdehnung von ca. 1500 km. Um die Hauptstadt Windhoek, die im zentralen Hochland Namibias liegt, erstrecken sich die höchsten Teile des Hochlandes, die in den Auas-Bergen 2483m erreichen. Nach Osten, in Richtung der Kalahari, nimmt die Höhe langsam auf 1200 m ab.

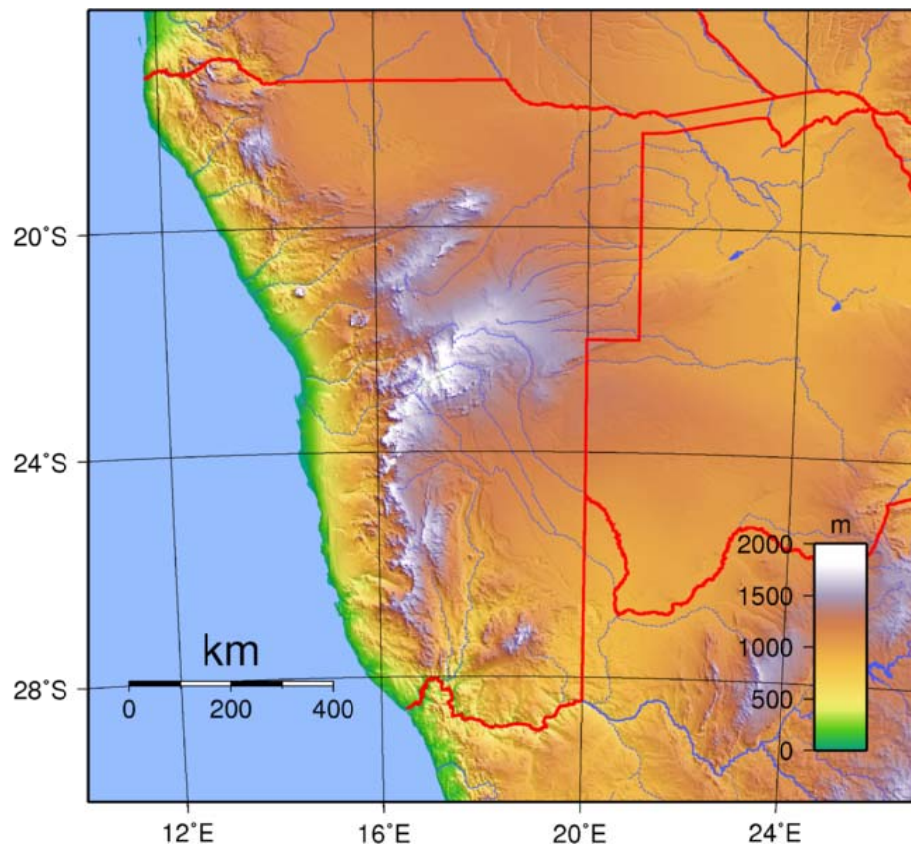


Abbildung 2-2: Topographische Karte von Namibia (Quelle: <http://www.transafrika.org/pages/laenderinfo-afrika/namibia/topographie.php>)

2.2 Klimatologische Einordnung Namibias

Wie im obigen Abschnitt bereits erwähnt, sind die Niederschläge das zweite Ordnungsprinzip der natur-räumlichen Gliederung Namibias. Jahressumme, Jahresgang, raum-zeitliche Verteilung und Variabilität der Niederschläge bestimmen in den

Trockengebieten des südlichen Afrika in entscheidendem Maße die klimatische Zonierung, die hydrogeographischen Verhältnisse, die morphodynamischen Prozesse, die Vegetationsformationen sowie die menschlichen Aktivitäten (KLIMM ET AL., 1994). Namibia ist insgesamt von einem semihumiden bis ariden Klima geprägt (LESER, 1982). In Bezug auf die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre wird das südliche Afrika vom subtropischen-randtropischen Hochdruckgürtel, der Witterungsdynamik der äußeren Tropen und der außertropisch-zyklonalen Westwinddrift der höheren Mittelbreiten beeinflusst. Die jahreszeitliche Verschiebung der äquatorialen Tiefdruckrinne und des subtropischen-randtropischen Hochdruckgürtels führt zu einem Wechsel von südsommerlicher Regenzeit und südwinterlicher Trockenzeit.

Die südwinterliche Trockenzeit, die im allgemeinen von März/April bis November/Dezember dauert (KLIMM et al., 1994), wird vom Südostpassat dominiert. Durch die fehlende Konvergenz mit dem Nordostpassat existiert keine Innertropische Konvergenzzone (ITCZ), sodass eine stabile Schichtung der Atmosphäre mit einer geringen Niederschlagsbereitschaft vorherrscht (WEISCHET & ENDLICHER, 2000). In dieser Zeit (Mai-September) können im Süden des Landes vereinzelt Niederschläge auftreten, die durch das nordwärts gerichtete Vordringen von Tiefdruckgebieten der außertropisch-zyklonalen Westwinddrift entstehen.

In den Sommermonaten November-April beginnt in Namibia die Regenzeit. Durch die Verschiebung der ITCZ weit nach Süden, ausgehend vom Stand der Sonne, werden feuchte Luftmassen, die aus dem Nordostpassat hervorgegangen sind nach Süden transportiert. Dort treffen sie auf die trockenen kontinental-subtropischen Luftmassen aus dem sommerlichen Kalahari-Tiefdruckgebiet. Es kommt zu sommerlichen Konvektions- und Frontalniederschlägen, die sich zum Teil in heftige Gewitter entladen können. Zum anderen bewirkt die Lage des Südatlantikhochs vor der Westküste Namibias durch absinkende trockene Luftmassen eine stabile Schichtung, die mit Wolkenauflösung verbunden ist. Dieser Prozess wird durch eine Flächendivergenz unterstützt, die aus äquatorwärts ausströmender Luft des Hochdruckgebietes entsteht. Verstärkt wird diese stabile Schichtung weiterhin durch das kalte Wasser des Benguelastroms, der aus den subpolaren Breiten stammt und entlang der Westküste Namibias Richtung Norden verläuft (WEISCHET & ENDLICHER, 2000).

Die Höhe der Niederschläge in Namibia nimmt im allgemeinen von West nach Ost und von Süd nach Nord zu, wobei die höchsten Jahressummen im Caprivi-Zipfel, dem nordöstlichsten Teil von Namibia auftreten. Die Isohyeten verlaufen zunächst küstenparallel bis sie auf dem Hochland etwa ab dem südlichen Wendekreis in eine West-Ost-Richtung übergehen (s. Abbildung 2-3). Die veraltete Darstellung, dass die Niederschläge in Namibia aus Luftmassen des Südostpassats stammen, welche den Kontinent von Osten nach Westen überqueren und dort abregnen, ist nach heutigem Stand der Forschung und der Auswertung von Satellitenbildern nicht mehr aufrecht zu erhalten (KLIMM ET AL., 1994).

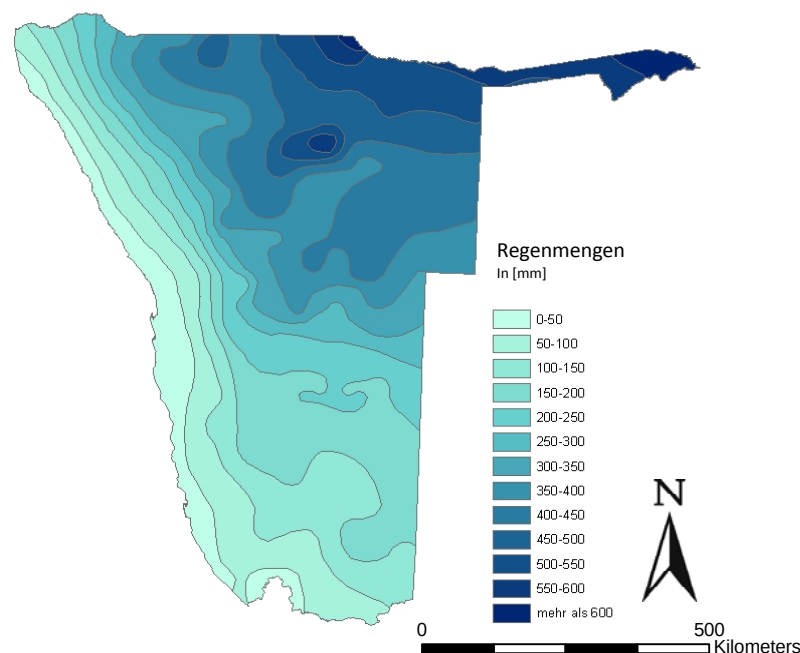


Abbildung 2-3: Mittlere Jahresniederschlagsmengen in Namibia (Datengrundlage: (MENDELSON, 2002).

Basierend auf der neuen Köppen-Geiger-Weltklimakarte (Abbildung 2-4), die aus Datensätze der Climate Research Unit (CRU) der Universität von East Anglia und des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN) am Deutschen Wetterdienst erstellt wurde, kann der nordöstliche Teil Namibias den heißen Steppen- bzw. Savannenklimaten „BSh“ mit Sommerniederschlägen und einem Jahrestemperaturdurchschnitt von über 18°C zugeordnet werden. In den höheren Lagen des Kaokolandes im Nordwesten von Namibia herrscht „BSk“, hier liegt das Temperaturmittel unter 18°C. Dort können auch heftige Fröste auftreten. Richtung

Westen und Süden gehen die Klimate in die Trocken- oder Wüstenklimate „BWh“ und „BWk“ über. In VAN DER MERWE (1983) wird die Küste zusätzlich in die charakteristischen Klimatypen der Namib-Nebelwüste „BWkn“ mit einem Jahresdurchschnitt unter 18°C und einer Differenz von 10-22°C zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Monatsmittel („l“) sowie regelmäßigen Nebelereignissen („n“) unterteilt.

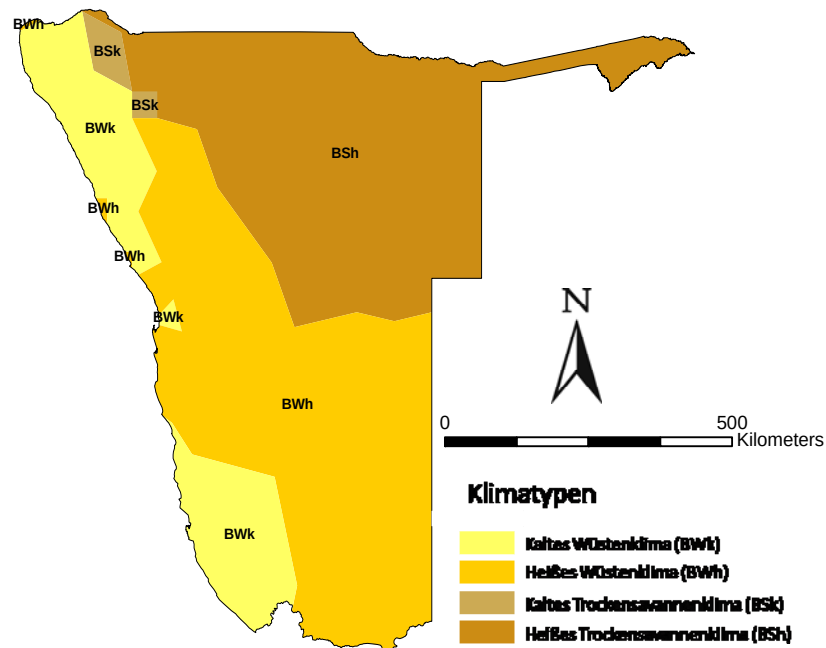


Abbildung 2-4: Klimaklassifikation für Namibia nach Köppen-Geiger (Quelle: verändert nach (KOTTEK, GRIESER, BECK, RUDOLF, & RUBEL, 2006).

2.3 Niederschlag in den Tropen und Subtropen

Innerhalb der Tropen ist der Niederschlag das bedeutendste Klimatelement. Um diesen Parameter aus optischen Satellitendaten ableiten zu können, basierten die meisten Niederschlagsretrieval auf der idealtypischen Annahme von Niederschlagsprozessen aus Cumulonimben (Cb). Laut HOUZE (1993) würde dann nur konvektiver Niederschlag fallen. Nach HOUZE wird der Niederschlag in zwei klar differenzierbare Typen eingeteilt: stratiform und konvektiv. Dabei fällt stratiformer Niederschlag aus Nimbostratus praecipitation cumulogenitus (nachfolgend als Ns bezeichnet), während konvektive Niederschläge aus Cumulonimbus Wolken fallen (HOUZE, 1993). Die bislang angenommene Lehrmeinung, dass stratiforme Niederschläge nur in

Frontensystemen der Mittelbreiten entstehen, haben Untersuchungen von GAMACHE & HOUZE (1983), HOUZE (1997), JOHNSON & YOUNG (1983), TOKAY & SHORT (1996) widerlegt. Radarbeobachtungen in den Tropen zeigten, dass die Niederschlagssechos aus konvektiven Niederschlägen in Vergesellschaftung mit stratiformen Niederschlägen aufgebaut waren. Dabei deckten die stratiformen Niederschläge große Bereiche ab und sorgten auch für einen großen Anteil am tropischen Gesamtniederschlag (HOUZE, 1997). HOUZE (1993:211ff) entwickelte eine allgemeine Modellvorstellung für die Ausbildung eines Nimbostratus in Kombination mit hochreichender Konvektion (s. Abbildung 2-5). Dieses Modell basiert auf der Kopplung der stratiformen Niederschlagsprozesse im Nimbostratus durch den konvektiv aktiven Kern. Dabei entstehen die Niederschläge aus Ns durch Aggregations-bzw. Vergraupelungsprozesse von in der Höhe befindlichen Eispartikeln.

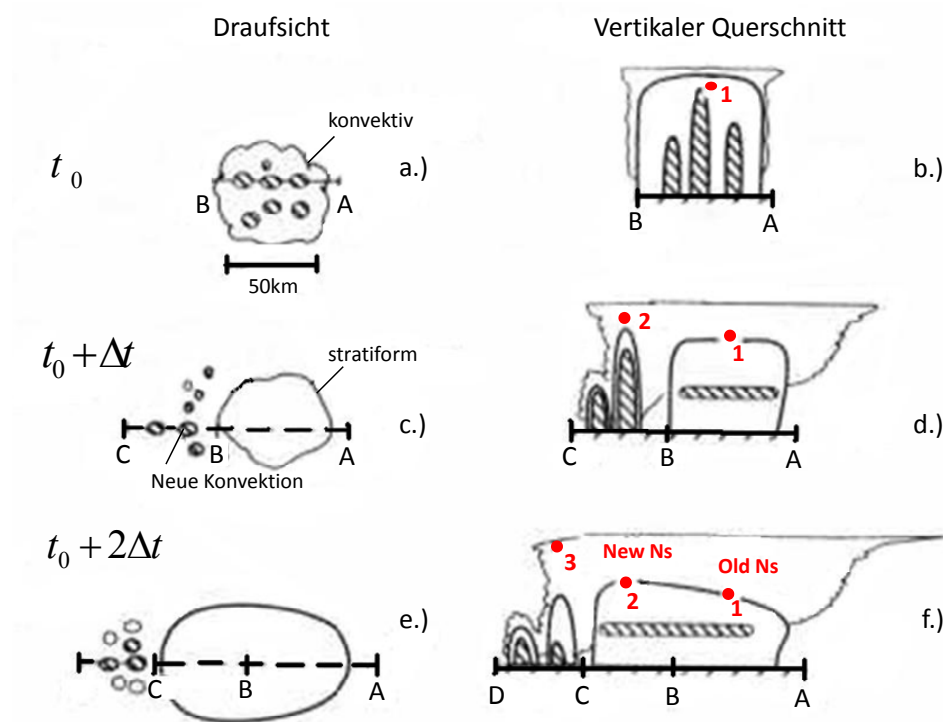


Abbildung 2-5: Konzeptmodell für die Entstehung eines Nimbostratus in Vergesellschaftung mit Cumulonimben. Die linke Seite stellt die Draufsicht der Wolkensysteme dar und die rechte Seite den entsprechenden vertikalen Schnitt durch das System. Dabei repräsentieren die vertikalen Bänder Regionen mit erhöhter Konvektion und die horizontalen Bänder, die in Radardaten erkennbaren Schmelzbänder (Quelle: HOUZE, 1993).

Das wolkenphysikalische Prinzip, das die Herkunft dieser Eispartikel beschreibt, wird anhand Abbildung 2-5 von HOUZE (1993) erläutert. Zum Zeitpunkt t_0 wird in Abbildung 2-5 (a-b) eine aktive Konvektionswolke mit einem Eispartikel 1 dargestellt. Dieser Eispartikel befindet sich in der Nähe der Wolkenobergrenze. Er wurde ursprünglich im unteren Wolkenbereich gebildet und durch starke Aufwinde nach oben transportiert. Ein erster Ansatzpunkt zur Entstehung des Ns geht auch auf die Einteilung von JOHNSON & YOUNG (1983) zurück, die tropisch konvektive Wolkensysteme in drei Phasen gliedern. Dabei wird ein Alterungsprozess des aktiven Kerns bei gleichzeitig nicht aktiver vertikaler Windscherung vorausgesetzt.

1. Frühphase der Entwicklung des konvektiv aktiven Kerns. Gegen Ende dieser Phase (bei Erreichen der Tropopause) kommt es zu heftigen Niederschlägen (siehe Eispartikel 1).
2. Reifephase des Systems, dessen Vertikalimpuls nach evtl. lokalem Eindringen der konvektiven Zelle in die Tropopause (diesen Prozess bezeichnet man auch als *overshooting tops*) gebremst wird. Anschließend findet eine Ausbreitung eines ausgedehnten Wolkenschirms (Amboss) unterhalb der Tropopause statt. In diesem Stadium können einzelne Wolkensysteme zu sogenannten Mesoskaligen-Konvektiven-Systemen (MCS) oder, wenn sie von größerer Ausdehnung sind, zu Mesoskaligen-Konvektiven-Komplexen zusammenwachsen. Im Allgemeinen bestehen die so entstandenen Zwischenbereiche aus mächtigen Nimbostratus Wolken, aus denen ein erheblicher Anteil des wolkensystemaren Gesamtniederschlags in Form von stratiformen Niederschlägen fällt.
3. Zerfallphase des Systems, wobei es zu keiner konvektiven Aktivität mit assoziierten Niederschlägen kommt und die genetische Wolkenform stratiforme Ausprägung besitzt.

Durch den Alterungsprozess und die Bewegung des Wolkensystems durch vertikale Windscherung zum Zeitpunkt $t_0 + \Delta t$ fällt Eispartikel 1 (s. Abbildung 2-5 c-d). Gleichzeitig bilden sich am Rand des Systems zwischen B und C neue konvektive Kerne aus, die neue Eispartikel 2 in die Höhe befördern. Mit fortlaufender Zeit und vertikaler Windscherung (Zeitpunkt $t_0 + 2\Delta t$) wiederholen sich die Prozesse und der Ns dehnt sich zwischen A und C aus, wobei der Ns aus alten Bereichen (Eispartikel 1 ist zu diesem Zeitpunkt an der Obergrenze der in Radardaten sichtbaren Aufschmelzschicht

angekommen) und aus neuen Bereichen (Eispartikel 2) besteht (s. Abbildung 2-5 f). Zwischen den Bereichen C und D bilden sich wieder neue Konvektionskerne aus, die zur Bildung von Eispartikel 3 führen, der im weiteren Verlauf des Wolkensystems analog zu Eispartikel 2 und 1 absinken wird.

In der Atmosphäre treten beide Prozesse (Alterungsprozess, mit/ohne Windscherung) zumeist in Kombination auf, wobei nach HOUZE (1993) noch zwei weitere Sonderfälle auftreten können. Der erste Fall beschreibt den Zustand eines Systems mit Alterungsprozess und ohne Windscherung. Kommt es in diesem Fall nicht immer zur Ausbildung von neuen aktiven konvektiven Kernen am Rande des bestehenden Systems, so entsteht ein reiner Ns. Im zweiten Fall findet aufgrund sehr starker Höhenwinde kein Alterungsprozess statt. Dies führt dazu, dass sich aufgrund der durch den Wind verursachten Lückenbildung zwischen den konvektiven Bereichen vornehmlich Ns ohne Vergesellschaftung von Cumulonimben ausbilden. In beiden Sonderfällen treten die Niederschläge hauptsächlich stratiform auf.

In dieser Arbeit wird die Modellvorstellung von HOUZE verfolgt und in ORFEUSS berücksichtigt.

2.4 Klimawandel und Veränderung der Niederschlagsverhältnisse

Nach Beobachtungen von Anstiegen der mittleren globalen Luft- und Meerestemperatur, dem ausgedehnten Abschmelzen von Schnee und Eis sowie dem Anstieg des mittleren globalen Meeresspiegels gilt eine Erwärmung des Klimasystems als eindeutig erwiesen (IPCC, 2007a). In diesem Kapitel wird nur kurz auf die Ergebnisse der wissenschaftlichen Grundlagen in Bezug auf die Niederschlagsverhältnisse sowie deren Auswirkungen auf das südliche Afrika und insbesondere auf Namibia eingegangen.

Abbildung 2-6 zeigt langfristige Trends, die durch direkte Beobachtung der Niederschlagsmengen zwischen den Jahren 1900 und 2005 ermittelt wurden. Für das südliche Afrika wird dieser Trend negativ, d.h. die Niederschlagsmengen gehen zurück und es wird trockener. Betrachtet man das Staatsgebiet von Namibia, so kann dieser Trend der abnehmenden Niederschläge auch für Namibia wahrgenommen werden (IPCC, 2007a). Regionale Ergebnisse für Nordnamibia untermauern diesen Trend. Anhand von Niederschlagswerten aus dem Datensatz CRU05 der Climate Research

Unit (University of East Anglia, Norwich) hat PHILIPP (2003) aufgezeigt, dass sich zwischen 1948-1998 in der Regenzeit eine abnehmender Trend der mittleren Jahresniederschläge verzeichnen lässt (s. Abbildung 2-7). Im Gegensatz dazu hat die Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen über den meisten Landflächen zugenommen.

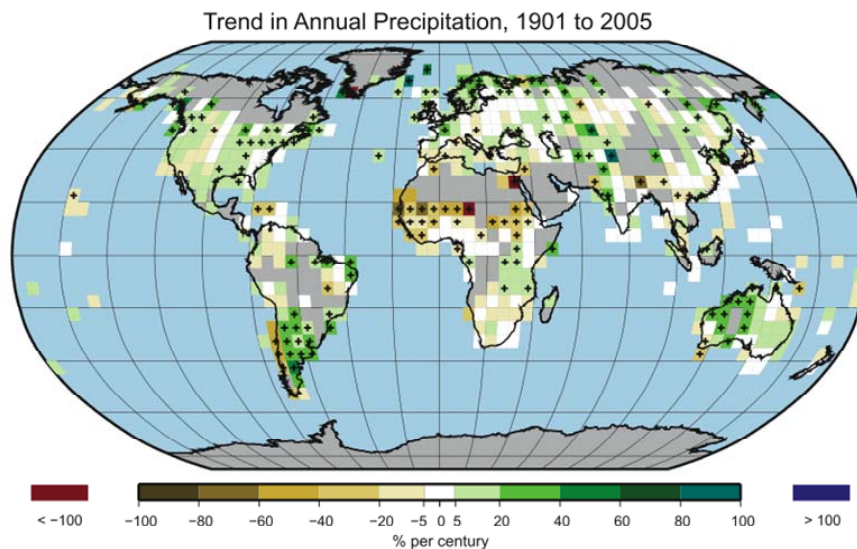


Abbildung 2-6: Langfristige jährliche Niederschlagstrends für die Landflächen zwischen 1900-2005 (Quelle: IPCC, 2007a).

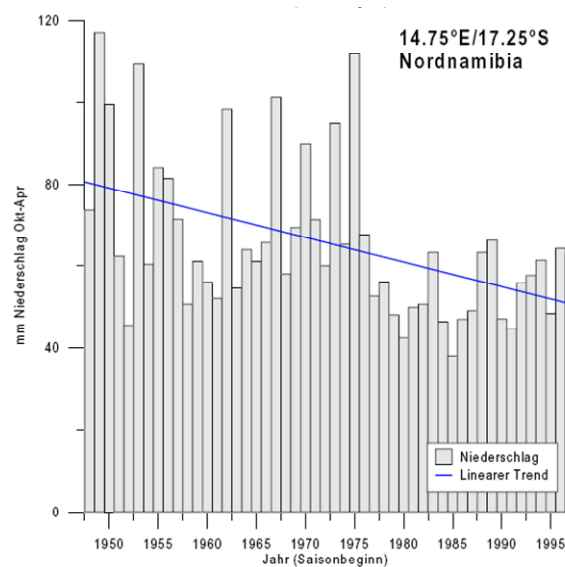


Abbildung 2-7: Nordnamibia-Zeitreihe der Oktober-April Niederschlagssummen zwischen 1948 und 1998 mit blauer Trendgerade (Quelle: PHILIPP, 2003).

Das projizierte Änderungsmuster der Niederschläge ergab für Afrika, basierend auf dem A1B Szenario für den Zeitraum 2080-2099 im Vergleich zu 1980-1999, folgende Abbildung 2-8 (IPCC, 2007).

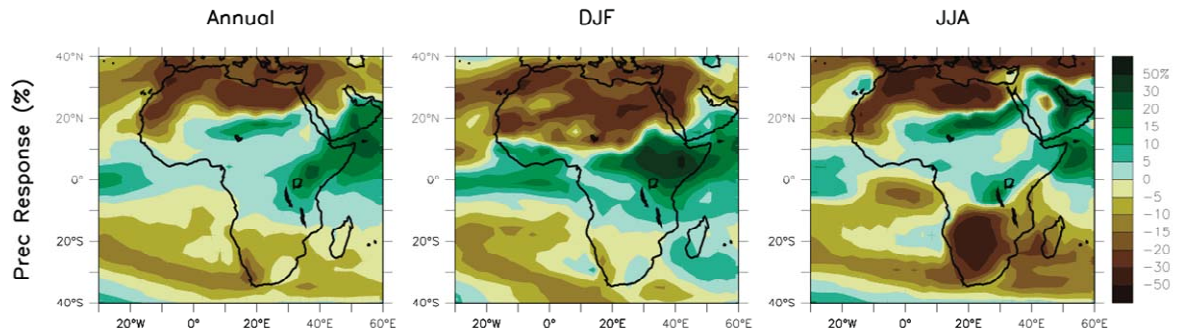


Abbildung 2-8: Durchschnittliche Jahresniederschlagsänderung (links), der Monate Dez, Jan, Feb. (Mitte) und Jun, Jul, Aug (rechts) in Afrika für das A1B Szenario (in Prozent) im Zeitraum 2080-2099 im Vergleich zu 1980-1999 (Quelle: IPCC, 2007).

Das A1B Szenario des IPCC verstärkt den bislang bekannten Trend der Niederschlagsveränderung für das südliche Afrika. Für Namibia lässt sich aus Abbildung 2-8 eine Abnahme der zukünftigen Sommerniederschläge (Monate Dez, Jan, Feb.) um bis zu 15% ansehen.

Die Auswirkungen des Klimawandels projizieren für Afrika, dass bis zum Jahr 2020 75 bis 250 Millionen Menschen unter zunehmender Wasserknappheit leiden werden. In Verbindung mit einem erhöhten Bedarf wird sich das negativ auf den Lebensunterhalt auswirken und zu einer Verstärkung wasserbedingter Probleme führen. In einigen Ländern könnten sich die Erträge aus der vom Regen abhängigen Landwirtschaft bis 2020 um 50% reduzieren. Dies führt zu schwerwiegender Beeinträchtigung der landwirtschaftlichen Produktion einschließlich des Zugangs zu Nahrungsmitteln. Das könnte zu einer zusätzlichen Verknappung der Nahrungsmittelsicherheit und zu ansteigender Unterernährung führen. Weiterhin wird bis 2080 eine Ausdehnung der ariden und semi-ariden Flächen in Afrika um 5-8% projiziert (IPCC, 2007b).

3 Satellitenbasierte Niederschlagsretrieval aus passiven Fernerkundungssystemen

Im diesem Kapitel wird ein Überblick über den aktuellen Stand der Forschung in Bezug auf Niederschlagsableitung aus Satellitendaten, das sog. Niederschlagsretrieval gegeben. Darauf aufbauend wird die konzeptionelle Idee des neuentwickelten Methodenverbundes ORFEUSS (*Operational Rainfall Estimation using SEVIRI-Data and Support Vector Machines*) vorgestellt.

Allgemein formuliert liegt das Hauptziel der Niederschlagsretrieval in der Bereitstellung von Information über Niederschlagsverbreitung und -menge über einem bestimmten Gebiet. Aufgrund des Bezugs zur hier vorgestellten Untersuchung beschränkt sich dieses Kapitel jedoch hauptsächlich auf die Erfassung von Niederschlägen aus passiven Fernerkundungssensoren. Dazu zählen u.a. die geostationären Wettersatelliten (METEOSAT-Reihe und der *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) von der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), die mit ihrer hohen zeitlichen Wiederholrate und ihrer gut angepassten räumlichen Auflösung ein Monitoring der Atmosphärenprozesse ermöglichen. Wettersatelliten können aufgrund dieser Eigenschaften herkömmliche Messreihen von Bodenstationen maßgeblich erweitern und bieten gute Anwendungsmöglichkeiten für klimatologische und hydrologische Fragestellungen sowie Wettervorhersagen.

Aufgrund der großen Anzahl an verschiedenen Techniken und Verfahren zur Niederschlagsableitung aus passiven Fernerkundungssystemen wird in Abbildung 3.1 ein Überblick über den aktuellen Stand der Literatur gegeben. Dabei werden ältere, aktuelle und der neu entwickelte Methodenverbund ORFEUSS sowie deren Zusammenhänge präsentiert. Der Aufbau des Schaubildes entspricht der Gliederung des Kapitels, in Klammern sind jeweils die wichtigsten Autoren zu den einzelnen Verfahren aufgeführt.

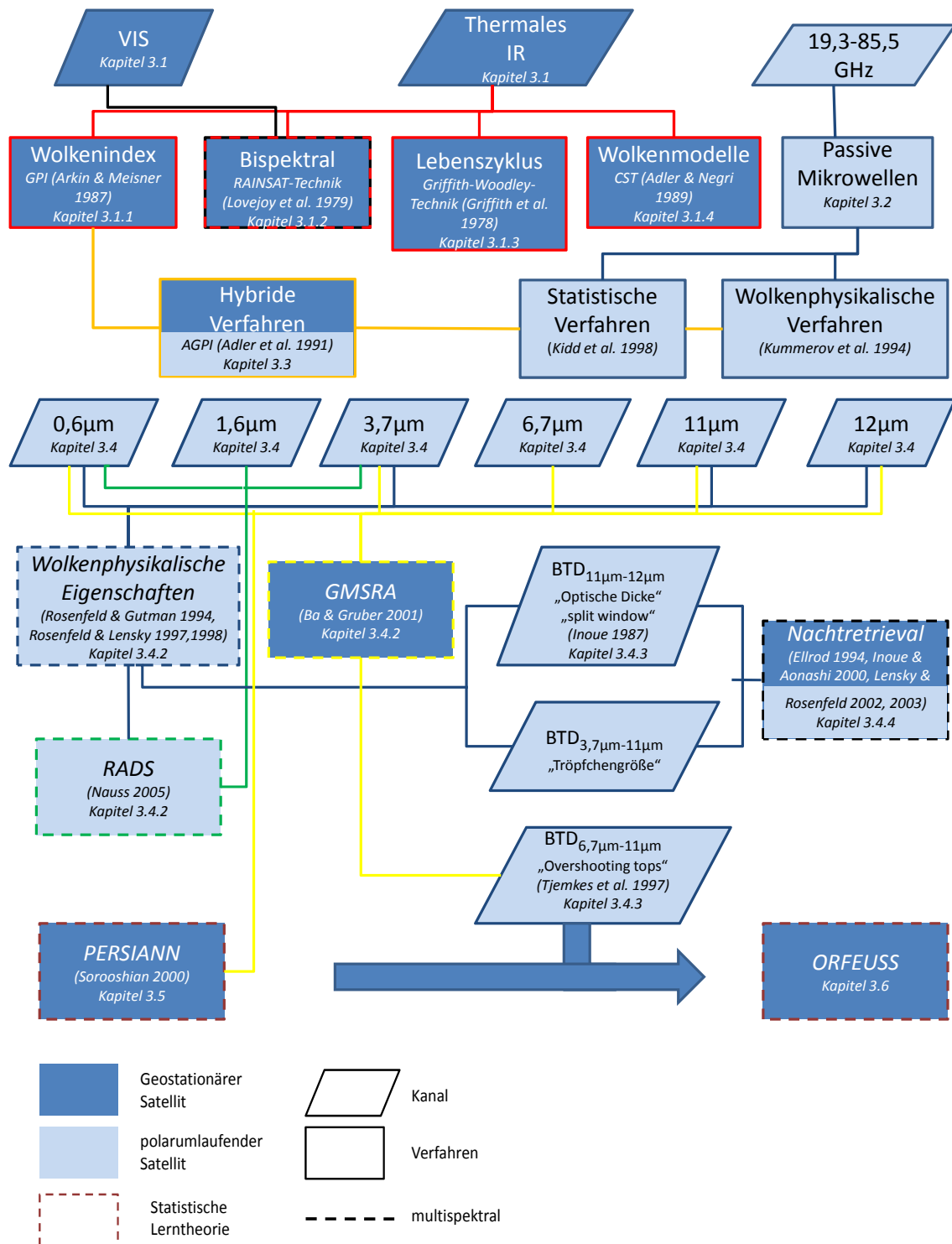


Abbildung 3-1: Schaubild entspricht der Gliederung dieses Kapitels und gibt den aktuellen Stand der Literatur in Bezug auf satellitenbasierter Niederschlagsretrieval aus passiven Fernerkundungssystemen wieder sowie die Integration von ORFEUSS in die bestehende Literatur (Quelle: eigener Entwurf)

3.1 Visuelle und thermal infrarote Verfahren

Die Verfahren, die Daten geostationärer Satelliten aus dem visuellen und infraroten Spektrum nutzen, gehören zu den ersten, die entwickelt worden sind, um Niederschläge aus Satellitendaten abzuleiten. Ihr Vorteil liegt in der leichten Anwendbarkeit, allerdings werden nicht alle Niederschlagsereignisse detektiert, wie z.B. Niederschläge, die aus warmen Oberflächentemperaturen fallen. Trotzdem werden die verschiedenen Verfahren für klimatologische Anwendungen genutzt, hauptsächlich aufgrund ihrer sehr guten zeitlichen Datenverfügbarkeit.

Eine ausführliche historische Behandlung der bestehenden Verfahren zur Ableitung von Niederschlägen aus Satellitendaten geben BARRET UND MARTIN (1981) und KIDDER & VON DER HAAR (1995). Ein knapper Überblick wird im Folgenden gegeben.

3.1.1 Wolkenindex-Verfahren

Das Wolkenindex-Verfahren basiert auf einem einfachen Schwellwertverfahren, welches jedem Pixel im Satellitenbild, welches sich unterhalb des Schwellwerts befindet, als Regen identifiziert und ihm eine feste Niederschlagsrate zuweist. Dabei wird jedem Wolkentyp eine bestimmte Regenrate zugeordnet. Die Regenrate basiert meistens auf einem statistischen Zusammenhang zwischen Wolkenoberflächentemperatur im infraroten Bereich und Bodenmessungen mit Radar- oder Niederschlagsstationen.

Eine der am weit verbreitetsten Methoden wurde 1979 von ARKIN während des *Global Atmosphere Research Programme* (GARP) im Rahmen des *GARP Atlantic Tropical Experiment* (GATE) entwickelt. Diese beruht auf einer hohen Korrelation zwischen abgeschätzten Niederschlägen aus Radardaten und einem Temperaturschwellwert von 235 K, der im infraroten Kanal von der Wolkenoberflächentemperatur bestimmt wird. Auf dieser Grundlage wurde von ARKIN UND MEISNER (1987) der *GOES Precipitation Index* (GPI) entwickelt. Dieser ordnet einer Fläche von 2,5 x 2,5 Grad eine konstante Regenrate von 3 mm/h für tropische Niederschläge zu. Mittlerweile ist der GPI ein Standard für klimatologische Untersuchungen (ARKIN & JANOWIAK, 1991) und wird vom *World Climate Research Programme* (WCRP) genutzt, um globale Niederschläge auf Wochen- und Monatsbasis abzuschätzen (ARKIN & XIE, 1994; HUFFMANN ET AL.,

1997). Das gesamte Programm steht unter der Schirmherrschaft der *Working Group on Data Management* (WGDM) des *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Der GPI wurde auch auf die Übertragbarkeit auf METEOSAT-Daten getestet (KERRACHE & SCHMETZ, 1988) und von MENZ (1996) und BA & NICHOLSON (1998) über Ostafrika angewendet.

3.1.2 Bispektrale Verfahren

Bei der bispektralen Methode wird im Gegensatz zum Wolkenindex-Verfahren der visuelle Kanal zur Niederschlagsabschätzung hinzugezogen. Die bispektrale Methode basiert auf der Annahme, dass niederschlagswirksame Wolken kalte Wolkenoberflächentemperaturen sowie hohe Albedowerte aufweisen. Diese Eigenschaften sind charakteristisch für Cumulonimbus-Wolken. Geringere Regenwahrscheinlichkeiten hingegen werden kalten aber wenig reflektierenden Wolkenoberflächen (dünne Cirrus-Wolken) sowie warmen und stark reflektierenden Oberflächen (Stratus) zugeschrieben. Die RAINSAT-Technik (BELLON, LOVEJOY, & AUSTIN, 1980; LOVEJOY & AUSTIN, 1979) unterscheidet nach den oben aufgeführten Regeln zwischen niederschlagswirksamen und nicht niederschlagswirksamen Wolken und wird basierend auf einer überwachten Klassifikation mit Regenradardaten trainiert. RAINSAT wurde auf METEOSAT übertragen und von CHENG & BROWN (1993, 1995) auf Großbritannien angewendet.

KING ET AL. (1995) untersuchten den zusätzlichen Einfluss des visuellen Kanals auf die Niederschlagsabschätzung. Im Vergleich mit reinen IR Verfahren erreicht die bispektrale Methode höhere Korrelationen mit Referenzdaten bei warmen Niederschlägen.

3.1.3 Lebenszyklus Verfahren

Grundlage der Lebenszyklus Verfahren sind geostationäre Satellitensysteme, die es ermöglichen den Lebenszyklus einer Wolke aufgrund ihrer hohen zeitlichen Auflösung detailliert nachzuvollziehen, da sie den zeitlichen Verlauf der Niederschläge innerhalb eines konvektiven Systems berücksichtigen. So basiert beispielsweise die Griffith-Woodley-Technik (GRIFFITH ET AL., 1978) auf der zeitlichen Veränderung der

Wolkenoberflächentemperatur aufeinanderfolgender Satellitenaufnahmen. Diese Temperaturänderungen gelten als Maß für die Aktivität einer konvektiven Wolke, folglich existiert auch keine konstante Niederschlagsrate. Problematisch an dieser Methode ist das Verfolgen (Tracken) eines Wolkensystems über mehrere Satellitenaufnahmen hinweg, insbesondere bei nicht konvektiven Systemen (LEVIZZANI, PORCU & PRODI, 1990). Eine operationelle Anwendung dieses Verfahrens findet in der *NOAA-NESDIS-Technik* (National Oceanic and Atmospheric Administration National Environmental Satellite Data and Information Service) statt (SCOFIELD, 1987; SCOFIELD & OLIVER, 1977), wo diese als überwachtes Nowcasting zum Hochwasserschutz eingesetzt wird (ROBINSON & SCOFIELD, 1994; SCOFIELD & NAIMENG, 1994; VICENTE & SCOFIELD, 1996).

3.1.4 Verfahren basierend auf numerischen Wolkenmodellen

Eine Innovation stellt das Wolkenmodell-Verfahren dar. Es bezieht als einen der ersten Ansätze die Wolkenphysik in das Niederschlagsretrieval mit ein. Die Regenraten werden hierbei nicht über die statistische Relation zwischen gemessener Wolkenoberflächentemperatur und bodengestützten Messwerten bestimmt, sondern durch modellierte Wolkenoberflächentemperaturen (GRUBER, 1973; WYLIE, 1979). ADLER & NEGRI (1988) haben auf Grundlage von ADLER & MACK (1984) die *Convective-Stratiform-Technique* (CST) zur Niederschlagsabschätzung in den Tropen entwickelt. Mit Hilfe dieser Technik werden im infraroten Kanal lokale Temperaturminima gesucht, die potentiell niederschlagswirksame konvektive Kernbereiche darstellen. Jedem Temperaturminimum wird die temperaturabhängige Regenrate über eine regional angepasste Regressionsfunktion zugewiesen. Die Funktion wird mittels eines 1 D-Wolkenmodells abgeleitet, das seine Eingangsdaten aus einem konvektiven Atmosphärenprofil (Radiosonde) erhält. Eine auf Basis von RADAR-Niederschlagsdaten trainierte Diskriminanzfunktion unterscheidet zwischen konvektiven Kernbereichen und stratiformen Niederschlägen, denen eine konstante Regenrate von 2 mm/h zugewiesen wird (BENDIX, REUDENBACH, TASCHNER, LUDWIG, & MAUSER, 2001). Die CST wurde bereits erfolgreich in Ecuador und Nord-Peru eingesetzt (BENDIX, 1997, 2000), allerdings ist eine Übertragbarkeit dieser Methode in

außertropische Klimate problematisch (LEVIZZANI ET AL., 1990; NEGRI & ADLER, 1993; POMPEI, MARROCU, BOI & DALU, 1995).

Aus diesem Grund entwickelte REUDENBACH (2003) für konvektive Sommerniederschläge in Mitteleuropa die *Enhanced Convective Stratiform Technique* (ECTS). Diese baut auf dem Prinzip der CST auf, enthält aber weitere Modifikationen: die Unterscheidung verschiedener Wolkenbereiche durch die Hinzunahme des Wasserdampf-Kanals, die Ableitung einer klimatologischen Regenratenzuweisung mit Hilfe eines 3 D-Wolkenmodells sowie die Einschätzung des Einflusses orographisch bedingter Konvektion auf die Regenratenzuweisung (BENDIX ET AL., 2001). Problematisch bei diesem Ansatz ist, wie bei allen Methoden, die das lokale Temperaturminimum in den Satellitendaten detektieren, dass Niederschlagsfelder, die warme Wolkenoberflächentemperaturen aufweisen, nicht als Regen detektiert werden. Dadurch kann sich eine Unterschätzung der tatsächlich gefallenen Regenmenge ergeben.

3.2 Passive Mikrowellenverfahren

Der große Vorteil der Mikrowellenverfahren im Gegensatz zum VIS/IR-Spektralbereich besteht darin, dass durch die größeren Wellenlängen im Bereich zwischen 19,3 und 85,5 GHz nicht nur die Wolkenoberflächen, sondern auch die niederschlagsspezifischen Wasser- und Eistropfen innerhalb eines Wolkensystems erfasst werden können. Aufgrund dieser Tatsache sind Niederschlagsretrieval, die sich auf passive Mikrowellenverfahren beziehen, als physikalisch expliziter einzustufen als VIS/IR-Techniken. Oberhalb von 60 GHz dominiert die selektive Streuung an Eispartikeln, während unterhalb von 22 GHz hauptsächlich Absorptionsprozesse stattfinden.

Ein großer Nachteil dieser Verfahren ist jedoch die geringe räumliche und zeitliche Auflösung. Des Weiteren können Störungen, die durch unterschiedliche Emissivität und Polarisierung von Land- und Seeoberflächen hervorgerufen werden das Signal verfälschen. Grundsätzlich lassen sich die Mikrowellenverfahren in zwei Gruppen einteilen: in Verfahren, die sich auf Regressionen zwischen Bodenstationsmessungen und Sensorsignale beziehen und in vielschichtige Verfahren, die mikrophysikalische Niederschlagsprozesse einbeziehen. KIDD, KNIVETON & BARRETT (1998) untersuchten

die Vor- und Nachteile von regressionsbasierten Verfahren, während SMITH, KUMMEROW & MUGNAI (1994) die physikalisch basierten Verfahren näher betrachten. Es existieren verschiedene Algorithmen, die von den unterschiedlichen Mikrowellenkanälen und Polarisationen Gebrauch machen. Eine Auswahl derer ist bei LEVIZZANI ET AL. (2002) zusammengefasst. Ein weiterer Überblick über passive Mikrowellenverfahren ist bei WILHEIT ET AL. (1994) und PETTY (1995) nachzulesen.

3.3 Hybride Verfahren

Bei hybriden Verfahren handelt es sich um eine Kombination aus passiven Mikrowellenverfahren und Radianzen aus den infraroten Kanälen geostationärer Satelliten. Internationale Vergleichsstudien zeigen, als ein allgemeines Ergebnis, dass passive Mikrowellenverfahren bessere Resultate über Meeresflächen erzielen, während VIS/IR-Verfahren aufgrund der höheren zeitlichen Auflösung genauere Ergebnisse über Landflächen ermöglichen (ARKIN & XIE, 1994; BARRETT ET AL., 1994; SMITH ET AL., 1998).

ADLER ET AL. (1991, 1993, 1994) entwickelten den *Adjusted GPI* (AGPI), der die monatlichen GPI-Niederschlagsabschätzungen um einen Anpassungsfaktor korrigiert, der auf Mikrowellen- und Infrarotdaten basiert. XU, GAO, SOROOSHIAN, ARKIN & IMAM (1999) bauten diese Methode zur *Universally Adjusted GPI* aus. Mittels Mikrowellen- und Infrarotdaten werden monatliche Niederschlagsabschätzungen auf unterschiedlichen räumlichen Skalen verbessert. Eine der ersten Arbeiten, die eine Kombination aus MW- und IR-Daten zur Echtzeitbestimmung von Niederschlägen nutzen ist von VICENTE (1994) und VICENTE & ANDERSON (1993).

Eine ausführliche Zusammenstellung der hybriden Verfahren ist bei LEVIZZANI ET AL. (2002) aufgeführt.

3.4 Verfahren auf Basis von Wolkeneigenschaften in solaren und thermalen Kanälen

Als wolkenphysikalische Eigenschaften bezeichnet man die optische Wolkendicke und den effektiven Wolkentropfenradius. Niederschlagsretrieval, die auf den wolkenphysikalischen Eigenschaften basieren, sind unabhängig von der Wolkenoberflächentemperatur. Sie nutzen zur Identifizierung von Niederschlagsflächen eine bestimmte Kombination aus Wolkentropfengröße und Wolkendicke. Für die Ableitung der wolkenphysikalischen Eigenschaften sind multispektrale Daten notwendig. Diese sind bislang nur von polarumlaufenden Satelliten verfügbar, die in Bezug auf die Niederschlagsableitung auf Tagesbasis eine zu geringe zeitliche Auflösung besitzen. Geostationäre Satelliten, wie z.B. METEOSAT 1-7 verfügen über eine hohe zeitliche Auflösung, haben allerdings eine geringe spektrale Auflösung um die mikrophysikalischen Eigenschaften abzuleiten. Erst durch den operationellen Start von MSG sind seit Anfang 2004 multispektrale Daten in hoher zeitlicher Auflösung für Europa und Afrika erhältlich (vgl. Kapitel 4).

3.4.1 Strahlungseigenschaften von Wolken

Die Strahlungseigenschaften von Wolken im visuellen, nah-infraroten und infraroten Wellenlängenbereich wurden von ARKIN & CHILDS (1985), HUNT (1973), KLEESPIES (1995), LIOU (1992), SAUNDERS & KRIEBEL (1988), SLINGO & SCHRECKER (1982) untersucht und dokumentiert. Sie können folgendermaßen zusammengefasst werden:

- Die Strahlungseigenschaften hängen von der Größenverteilung der Wolkentropfen im thermalen Infrarot ab. Insbesondere bewirkt eine Zunahme der Tropfengröße eine Zunahme der Transmission, eine Abnahme der Reflektanz und eine Zunahme der Emission der Wolkenschicht.
- Das Emissionsvermögen von Eiswolken ist geringer als das von Wasserwolken.
- Im nahen Infrarot (3,9 μm) ist das Emissionsvermögen geringer als im thermalen Infrarot-Bereich. Es gibt hier eine größere Verteilung von reflektierender Strahlung an der Wolkenoberfläche.
- Wolken mit kleinen Wassertropfen streuen und reflektieren stark bei 3,9 μm . Eine Zunahme in der Wolkentropfengröße oder die Anwesenheit von großen

Tropfen oder Eiskristallen in der Nähe der Wolkenoberfläche reduziert die Reflektanz bei $3,9\ \mu\text{m}$.

- Wolken, die viel Eis beinhalten, reflektieren weniger solare Strahlung zwischen $3,7\text{--}3,9\ \mu\text{m}$, da Eis in diesem Wellenlängenbereich stärker absorbiert und generell größere Partikelgrößen aufweist als Wassertropfen an der Wolkenoberfläche.
- Die Reflektanz im nahen Infrarot hängt größtenteils von der effektiven Wolkentropfengröße ab (r_e).
- Die Reflektanz im visuellen Spektralbereich hängt primär mit der optischen Wolkendicke zusammen.

Anhand dieser Strahlungseigenschaften lassen sich verschiedene Wolkeneigenschaften, wie z.B. die optische Dicke, der Flüssigwassergehalt, der effektive Radius, die Albedo und die Wolkenhöhe ableiten (HAN, ROSSOW & LACIS, 1994; KING, 1987; NAKAJIMA & KING, 1990; NAKAJIMA, KING, SPINHIRNE, & RADKE, 1990; NAKAJIMA & NAKAJIMA, 1995; TWOMEY & COCKS, 1982, 1989). Diese Methoden beruhen, wie obige Studien gezeigt haben, auf der Grundlage, dass die Reflexionsfunktion von Wolken im nicht absorbierenden Kanal im sichtbaren Spektralbereich hauptsächlich eine Funktion der optischen Dicke ist, und dass die Reflexion in einem Flüssigwasser-Absorptionskanal im nahen Infrarot im Wesentlichen von der Tropfengröße abhängt. KING ET AL. (1997) entwickelten den offiziellen operationellen Algorithmus für die optische Dicke und den effektiven Tropfenradius für das Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).

3.4.2 Multispektrale Detektion von Niederschlagsflächen anhand der Strahlungseigenschaften von Wolken im solaren und infraroten Bereich

ROSENFELD & GUTMAN (1994) gehörten zu den Ersten, die sich mit der fernerkundungsgestützten Ableitung von wolkenphysikalischen Eigenschaften aus Regenwolken beschäftigten. Sie benutzten die Kanäle 1 ($0,65\ \mu\text{m}$), 3 ($3,7\ \mu\text{m}$), 4 ($10,8\ \mu\text{m}$) und 5 ($12,0\ \mu\text{m}$) von NOAA AVHRR, um eine Methode zu entwickeln, die Wolkenoberflächeneigenschaften ableitet, die für potentielle Niederschlagsprozesse in Wolken verantwortlich sind. Dabei ging man davon aus, dass die Oberflächen von

Regenwolken aus großen Wassertropfen und Eiskristallen bestehen und somit wenig solare Strahlung im Wellenlängenbereich zwischen 3,7-3,9 μm reflektieren. Insbesondere der effektive Wolkentropfenradius hat sich als sehr wichtiger Parameter für Niederschlagsretrieval herausgestellt. Er ist folgendermaßen definiert:

$$r_e = \frac{\int_0^\infty r^3 n(r) dr}{\int_0^\infty r^2 n(r) dr} \quad (3.1)$$

r_e = effektiver Wolkentropfenradius

$n(r)$ = Tropfenzahlkonzentration Anzahl der Größenverteilung als eine Funktion des Partikelradius r

Das Ergebnis der Studie hat gezeigt, dass optisch dicke Wolken mit einem effektiven Wolkentropfenradius größer als 14 μm sehr gut mit Niederschlagsereignissen aus Radarechos übereinstimmen. Auch der Flüssigwassergehalt (Liquid Water Content: LWC) von Wolken wird genutzt um mikrophysikalische Eigenschaften zu charakterisieren. Der Bezug zwischen Flüssigwassergehalt und Tropfenspektrum wird über die volumetrische Tropfenzahlkonzentration hergestellt. Der Flüssigwassergehalt ist wie folgt definiert:

$$LWC = \frac{4\pi\rho_w}{3} \int_0^\infty n(r)r^3 dr \quad (3.2)$$

ρ_w = Dichte von Wasser

Integriert man nun den Flüssigwassergehalt über die optische Dicke (τ)

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} k dz \quad (3.3)$$

mit k als Volumenextinktionskoeffizienten, z_1 und z_2 als Wolkenunter- bzw. Oberkante, so ergibt sich der Flüssigwasserweg (Liquid water Path: LWP) nach

$$LWP = \int_{z_1}^{z_2} LWC(z) dz \quad (3.4)$$

Da der Flüssigwassergehalt nicht direkt aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden kann, sind a priori Annahmen notwendig. Die optische Dicke ist proportional zum Flüssigwassergehalt und invers proportional zur Tropfengröße im sichtbaren Spektralbereich. Da die optische Dicke und der effektive Wolkentropfenradius aus Fernerkundungsdaten bestimmt werden können, ergibt sich für den Flüssigwasserweg die Gleichung (3.4).

Basierend auf dem Ansatz von ROSENFELD & GUTMAN (1994) haben LENSKY & ROSENFELD (1997) eine Technik konzipiert, die eine Niederschlagsabschätzung auf Basis von multispektralen Daten durchführt. Niederschlagsflächen und Regenmengen können quantitativ bestimmt werden, indem man die mikrophysikalischen und dynamischen Prozesse unterschiedlicher Regenereignissen berücksichtigt. Dabei wird zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen unterschieden, die auch unterschiedliche Wolkenoberflächeneigenschaften und Regenintensitäten mit sich führen. Diese Technik wurde von ROSENFELD & LENSKY (1998) auf maritime und kontinentale konvektive Wolkensysteme angewandt, um ausführlichere Information über niederschlagsbildende Prozesse zu erhalten. In diesem Zusammenhang untersuchten sie in einer weiteren Studie den Einfluss von unterschiedlichen Aerosolen auf die mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften und der darauf basierenden Niederschlagswirksamkeit von Wolkensystemen (ROSENFELD, 1999, 2000B). In Kombination mit Radartechniken und passiven Mikrowellendaten ist die Technik von ROSENFELD UND LENSKY, auf Basis von mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften, in einem hohem Maße hilfreich für Niederschlagsabschätzungen.

BA & GRUBER (2001) nutzten einen weiteren multispektralen Ansatz, um niederschlagswirksame Wolken zu identifizieren. Um zwischen niederschlagswirksamen und niederschlagsunwirksamen Wolken zu unterscheiden, kombiniert der von ihnen entwickelte *GOES Multispectral Rainfall Algorithm* (GMSRA) die Information von fünf Kanälen: dem sichtbaren Kanal ($0,65\ \mu\text{m}$), dem nahinfraroten Kanal ($3,9\ \mu\text{m}$), dem Wasserdampfkanal ($6,7\ \mu\text{m}$) und den infraroten Kanälen (11 und $12\ \mu\text{m}$). Die Unterscheidung basiert auf unterschiedlichen Schwellwerten in den einzelnen Kanälen. So wird für den Tag eine Reflektanz größer gleich 40% für optisch dicke Wolken festgelegt. Dieser Schwellwert wird aus dem sichtbaren Kanal abgeleitet. Weiterhin wird ein effektiver Wolkentropfenradius von größer bzw. gleich $15\ \mu\text{m}$ aus dem reflektierenden solaren Bereich des nah-infraroten Kanals berechnet und geht somit als zweiter Schwellwert in das Verfahren ein. Die Einbindung der infraroten Kanäle des GMSRA erfolgt nach Methoden, die im nachfolgenden Kapitel ausführlich beschrieben werden, hier der Vollständigkeit halber dennoch aufgeführt werden. Die Differenz der Schwarzkörpertemperaturen (*Brightness Temperature Difference*: BT_D) aus den Kanälen 11 und $12\ \mu\text{m}$ und der Kanäle 11 und $6,7\ \mu\text{m}$ sowie der

Temperaturgradient im 11 μm Kanal werden herangezogen, um niederschlagswirksame Wolken zu identifizieren. Die Regenrate wird anhand von look-up-Tabellen berechnet, die sich aus den Wolkenoberflächentemperaturen, der Regenwahrscheinlichkeit und der durchschnittlichen Regenrate zusammensetzen.

INOUE & AONASHI (2000) vergleichen Wolkeninformationen vom *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) *Visible and Infrared Scanner* (VIRS) mit Regenmessungen vom TRMM-Regenradar für Niederschlagsereignisse aus einer Frontalzone über Ostasien im Juni 1998. Die Autoren definierten folgende vier Parameter zur Erkennung von Niederschlag aus multispektraler Wolkenoberflächeninformationen:

- (1) Quotient aus dem 0,6 μm und dem 1,6 μm Kanal [Kanal 1/Kanal 2 (K1/K2)]
- (2) BTD zwischen 11 μm (Kanal 4) und 12 μm (Kanal 5) [BTD45]
- (3) BTD zwischen 3,8 μm (Kanal 3) und 11 μm (Kanal 4) [BTD34]
- (4) Wolkenoberflächentemperatur in Kanal 4 [K4].

Die binäre Regeninformation wird vom Regenradar an Bord des TRMM-Satelliten abgeleitet und mit den vier Wolkenparametern verglichen. Daraus lassen sich folgende Gesetzmäßigkeiten ableiten:

- (1) $[K1/K2] > 25$
- (2) $[BTD45] < 1,5 \text{ K}$
- (3) $[BTD34] < 8 \text{ K}$

Diese Ergebnisse eignen sich sehr gut, um Regengebiete zu identifizieren.

Eine weitere Methode, die aus optischen Satellitendaten die mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften ableitet, wurde 2005 von NAUSS (2005) entwickelt. Das *Rain Area Delineation Scheme* (RADS) stellt ein automatisiertes Verfahren zur Ableitung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa dar und ist in der Lage neben konvektiven Niederschlagsprozessen auch stratiforme Niederschlagsereignisse zu identifizieren. Durch die Erweiterung des ursprünglich von KOKHANOVSKY, ROZANOV, ZEGER, BOVENSMANN & BURROWS (2003) entwickelten *Semi-Analytical Cloud Retrieval* (SACURA) wird eine rechenzeitoptimierte Ableitung der Wolkenparameter ermöglicht. Im Hinblick auf eine spätere Übertragbarkeit der Methode auf SEVIRI-Daten erscheint dies notwendig.

3.4.3 Detektion von Niederschlagsflächen anhand der Strahlungseigenschaften von Wolken im nahinfraroten und Infraroten Bereich

Auch infrarote und nah-infrarote Kanäle weisen ein hohes Potential für Niederschlagsabschätzungen auf, wie z.B.: die sog. *Split-Window-Technik* von INOUE (1987A), INOUE (1987B, 1997) verdeutlicht. Die *Split-Window-Technik* berechnet sich für MSG aus den Differenzen der Strahlungstemperatur (BTD) des 10,8 μm Kanals und des 12 μm Kanals. Die BTD ist ein guter Indikator um optische Dicke und somit potentiell regnende Wolken zu detektieren, wobei eine geringe BTD hier als Maß für die optische Dicke herangezogen wird. KURINO (1997) hat die *Split-Window-Technik* auf Daten des japanischen geostationären Meteorologischen Satelliten (GMS) angewandt. Dabei koppelt er die Methode mit zwei weiteren Parametern: der Strahlungstemperatur des 11 μm Kanals und der BTD zwischen 11 und 6,7 μm . Die Ergebnisse der Studie, die über Okinawa durchgeführt wurde, zeigten dass sich heftige Regenfälle sehr gut ableiten lassen. Diese Technik lässt sich daher bei der Analyse der aktuellen Wetterentwicklung einsetzen.

Die Einbindung des Wasserdampfkanals (6,7 μm Kanal) in Regenretrieval, wie sie bei KURINO (1997) angewandt wird, basiert auf Untersuchungen von TJEMKES, VAN DE BERG & SCHMETZ (1997). Die Autoren haben gezeigt, dass die Strahlungstemperatur des Wasserdampfkanals (T_{WV} 6,7 μm) in Arealen optisch dicker, stark konvektiver Bewölkung wärmer wird als die korrespondierende Strahlungstemperatur im infraroten Kanal (T_{IR} 10,8 μm). Die positive Temperaturdifferenz zwischen dem Wasserdampfkanal und dem Infrarotkanal ($T_{\text{WV}} - T_{\text{IR}} > 0$) ist folglich ein Indiz für hochreichende, tropopausennahe Bewölkung. Eine Erklärung hierfür liefern u.a. FRITZ & LASZLO (1993), die quantitativ belegen konnten, dass es sich um stratosphärische Emission vor dem Hintergrund eines Quasi-Schwarzkörpers in Form hochreichender, dichter Bewölkung handelt und somit die Stratosphäre deutlich feuchter sein muss. Bereits frühere Studien belegen, dass der Feuchtetransport in der Stratosphäre durch aktive Konvektionszentren herrühren, die die Tropopause durchdrungen haben (KLEY ET AL., 1982; PAGE, 1982; ROBINSON & ATTICKS SCHOEN, 1987). Dieser Vorgang wird auch als *overshooting tops* bezeichnet. AMORATI, ALBERONI, LEVIZZANI & NANNI, (2000) haben eine qualitative Übereinstimmung zwischen ($T_{\text{WV}} - T_{\text{IR}} > 0$) und Regenmengen über tiefen konvektiven Stürmen in Norditalien festgestellt.

Der nah-infrarote 3,9 μm Kanal beinhaltet spektrale Merkmale die für Regendetektion und –Abschätzungen geeignet sind. VICENTE & SCOFIELD (1996) entwickelten einen einfachen und schnellen Algorithmus um Regen abzuschätzen. Dabei nutzen sie den 3,9 μm und den 11 μm Kanal. Der Algorithmus hat den Vorteil, dass er auch während der Nacht einsetzbar ist und zudem empfindlich auf die Anwesenheit von Eis und Wasserdampf reagiert. Weitere Verfahren zur Ableitung von Niederschlägen während der Nacht sind im folgenden Kapitel aufgeführt.

3.4.4 Detektion von Niederschlagsflächen während der Nacht

Niederschlagsretrieval, die optische Satellitendaten nutzen, haben den Nachteil, dass sie ausschließlich Niederschlagsinformation für den Tag liefern können. Infolge dieser Tatsache wurden Ansätze entwickelt, die eine Ableitung der Niederschlagsinformation auch in der Nacht gewährleisten. ELLROD (1994) hat das Potential der BTD zwischen dem 3,9 μm und dem 11 μm Kanal des GOES I–Satelliten in Bezug auf Niederschlagsdetektion in der Nacht untersucht. Aufgrund der geringeren Emission des 3,9 μm Kanals im Vergleich zum 11 μm Kanal wurden signifikante BTD-Werte innerhalb von Wolkensystemen beobachtet, die mit der optischen Dicke und der Wolkenphase (flüssig oder Eisphase) in Zusammenhang gebracht werden können. Beispielsweise ist der inaktive äußere Teil eines Amboss für gewöhnlich im 3,9 μm Kanals signifikant höher ($> 5 \text{ K}$) als im 11 μm Kanal. Wohingegen konvektiv aktive oder dicke mehrschichtige Regionen, die Regen produzieren im 3,9 μm Kanal geringfügig wärmer oder kälter sind als im 11 μm Kanal. Auch KEY & INTRIERI (2000) nutzen die 3,7 μm , 11 μm und 12 μm Kanäle des NOAA-AVHRR, um den Phasenzustand von Wolkenpartikeln sowohl bei Tag und Nacht, als auch zwischen kalten und warmen Wolkenbedingungen zu unterscheiden.

Einen ähnlichen Schritt, wie INOUE UND AONASHI (2000) unternahmen LENSKY & ROSENFELD (2002, 2003). Sie nutzen die BTD zwischen dem 3,9 μm und dem 11 μm sowie zwischen dem 11 und 12 μm Kanal um Nachtregenereignisse auf Basis von mikrophysikalischen Betrachtungen abzuleiten. Dabei zogen sie sehr stark die Strahlungseigenschaften der einzelnen Kanäle in Betracht. Das Schema der Untersuchungsergebnisse, welches die Autoren nach 31 Durchläufen für eine Wolke mit

einer Oberflächentemperatur von 260 K aus Strahlungstransfermodellen erhalten, ist in Abbildung 3-2 dargestellt. Auf der x-Achse beider Abbildungen a.) und b.) ist der effektive Tropfengrößenradius abgebildet. Auf der y-Achse der Abbildung a.) ist die BT_D und auf der unteren Abbildung b.) die optische Dicke aufgetragen. Der Bereich, der nicht farbig gekennzeichnet ist, entspricht dem Wolkenbereich der potentiell nicht regnet, weil die Wolke hier entweder zu dünn, oder der effektive Radius nicht groß genug ist, oder beide Phänomene zutreffen. Die Strahlungstransfermodellierung ergab für Regenwolken nach den festgelegten Wolkenparametern einen BT_D_{3,9-11}-Bereich zwischen -1 und 4 K und für BT_D₁₁₋₁₂ Werte zwischen +/- 0,25 K. In Abbildung 3-2 wird dies als gelbes Rechteck dargestellt. Geringe BT_D₁₁₋₁₂ wird als Maß für die optische Dicke betrachtet (KURINO, 1997). Der Nacht-Retrieval-Algorithmus wurde anhand von TRMM-Daten validiert und liefert für das israelische Untersuchungsgebiet plausible Ergebnisse (LENSKY & ROSENFELD, 2002).

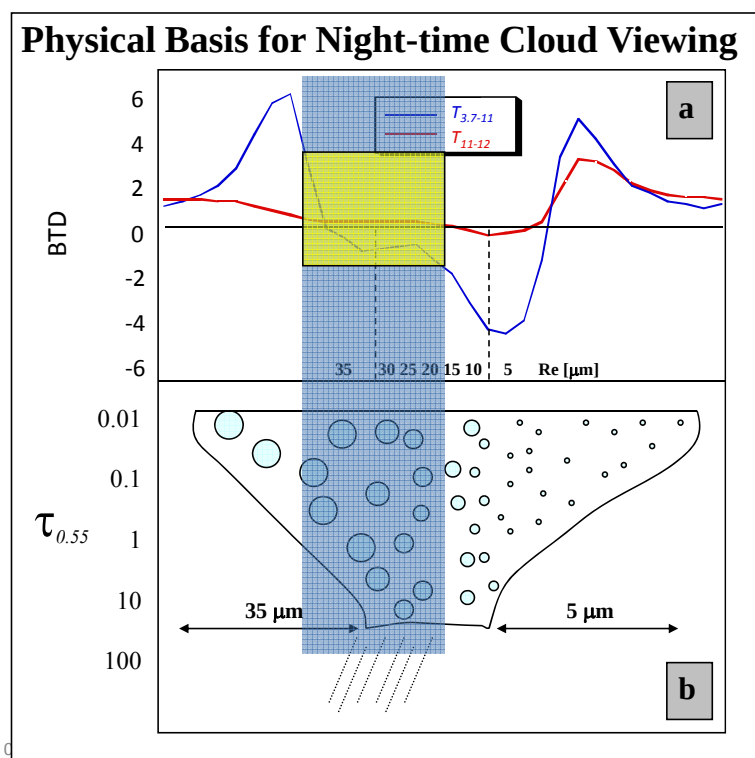


Abbildung 3-2: a.) Strahlungstemperaturdifferenz (BTD) zwischen dem 3,9 und 11 μm Kanal (blaue Kurve) und BTD zwischen dem 11 und 12 μm Kanal (rote Kurve). Die Kurven basieren auf Strahlungstransfermodellierungen. Das gelbe Rechteck grenzt den regnenden Bereich einer Wolke vom nichtregnenden ab b) Schematische Darstellung der Eingangsparameter für die Strahlungseigenschaften einer Wolke mit 260 K Oberflächentemperatur sowie variierender optischer Dicke und effektivem Radius. Die blaue Fläche deutet den aktiven Teil der Wolke an.

3.5 Verfahren zur Niederschlagsschätzung mittels Neuronaler Netzwerke

Neuronale Netzwerke werden schon seit über 20 Jahren sehr erfolgreich in den Umweltwissenschaften benutzt. Die meisten Arbeiten decken den Bereich Bildverarbeitung, Klassifikation, Vorhersage und geophysikalische Retrieval ab, während ihr Einsatz zur satellitengestützten Regenabschätzung bislang vernachlässigt wurde.

Neuronale Netzwerke, oder kurz NN, stammen aus dem Bereich des maschinellen Lernens. Es sind lernende Systeme, die von der menschlichen neuronalen Informationsverarbeitung inspiriert sind. NN bestehen aus einer Vielzahl kleiner Einheiten, den Neuronen, welche sich gegenseitig über gerichtete, gewichtete

Verbindungen aktivieren oder auch hemmen. Der Vorteil von NN ist die Lernfähigkeit, die der des Menschen nahe kommen soll. Eine weitere ist die verteilte Wissenrepräsentation. Das „Wissen“ künstlicher NN ist in den Gewichten verteilt, was eine hohe parallele Verarbeitung sowie eine höhere Fehlertoleranz des Gesamtsystems gegenüber dem Ausfall einzelner Neuronen oder Verbindungen zur Folge hat. Durch gutes Training reagieren die NN nicht so empfindlich auf verrauschte Daten oder Störungen wie konventionelle Algorithmen. Eine potentielle Fehlerquelle der NN ist jedoch das Training, bei dem es sich im mathematischen Sinne in aller Regel, um ein hochdimensionales und nichtlineares Optimierungsproblem handelt, welches in der Lösung zu einem lokalen nicht aber dem gewünschten globalen Optimum führen kann. Ein weiterer Nachteil kann im sog. „Overfitting“ liegen, d.h. das Modell besitzt zu viele erklärende Variablen. Die langen Trainingszeiten können auch einen Kontrapunkt darstellen, da es wichtig ist, dass die Trainingsdaten problemangepasst und redundanzfrei sind. Eine ausführliche Beschreibung der komplexen Theorie ist unter HAYKIN (1999) und in Bezug auf Fernerkundungsdaten bei CANTY (2006) nachzulesen.

Die am häufigsten genutzte Form eines NN ist die des multilayer perceptron (MLP) (HORNIK, STINCHCOMBE & WHITE, 1989). TAPIADOR, KIDD, LEVIZZANI & MARZANO (2007) beschränken sich in ihrer Studie auch auf das MLP NN. Mehr Details sind bei TAPIADOR, KIDD, LEVIZZANI & MARZANO (2004), TAPIADOR, KIDD & HSU (2004) zu finden. Ein MLP besteht mindestens aus zwei Neuronenlayern, die über Synapsen mit einer bestimmten Gewichtung miteinander verbunden sind. Die Kernidee besteht darin eine gegebene Kostenfunktion zwischen bekannten Input und Output mittels iterativen Schritten zu minimieren. Dieser Prozess wird als „Lernen“ beschrieben und wird durch dynamisches Modifizieren der Netz-Gewichte mit einer Auswahl an bekannten repräsentativen Inputdaten und ihren erwarteten Outputdaten durchgeführt. Die Berechnung verläuft schrittweise bis das Netz in der Lage ist eine Verbindung zwischen Input- und Outputdaten zu modellieren. Das NN lernt seine Ergebnisse mit den vorausgesetzten Ergebnissen zu vergleichen, indem die Gewichte der Synapsen angepasst werden, um die Unterschiede zwischen dem gegebenen Output und dem modellierten Output zu minimieren. Ist der Lernprozess abgeschlossen, kann das NN nicht nur mit den Trainingsbeispielen umgehen, sondern auch mit neu gewonnenen Inputdaten. Die meisten der operativ genutzten Algorithmen für die

Niederschlagsabschätzung sind Verfahren, die auf empirischen und statistischen Methoden basieren. Einen Ansatz dieser Art verfolgten auch SOROOSHIAN ET AL. (2000) mit ihrem *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks System* (PERSIANN). In dieser Studie nutzen sie halb-stündliche GOES-IR-Daten als Input und als erwarteten Output Regenraten des *TRMM Microwave Imager* (TMI) Produkt 2A12, um tägliche Regenabschätzungen für ein 1x1 Grad Gitter zu produzieren. BELLERBY, TODD, KNIVETON & KIDD (2000) entwickelten einen ähnlichen Algorithmus, der eine hohe räumliche und zeitliche Niederschlagsinformation auf Basis von *TRMM Precipitation Radar* (PR) und multispektralen GOES-Bildern liefern soll.

Die bisher durchgeführten Studien mit NN zeigten ein hohes Potential, um komplexe Algorithmen zu simulieren. Aufgrund ihrer Rechenzeitoptimierung sind sie eine zweckdienliche Methode, um Echtzeit-Anwendungen in der Niederschlagsabschätzung zu gewährleisten.

3.6 Entwicklung eines Methodenverbundes zur Ableitung von fernerkundungsgestützter Niederschlagsinformation mittels SVM

Bisher wurde gezeigt, dass es eine Vielzahl an Verfahren gibt, die niederschlagswirksame Wolkenbereiche detektieren können. Die ersten auf passiven Fernerkundungssystemen basierenden Verfahren stützten sich hauptsächlich auf Temperaturschwellwerte, während neuere Ansätze die optischen und mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften berücksichtigen. Nachteil der Verfahren, die Temperaturschwellwerte benutzen ist, dass sie Niederschläge, die oberhalb des Temperaturschwellwertes auftreten, nicht erkennen und somit eine Unterschätzung der Gesamtniederschlagsfläche zur Folge haben. Zur Verdeutlichung der Nachteile ist in Tabelle 3-1 die Statistik für die Wolkenoberflächentemperaturen des IR-Kanals 10,8 aufgezeigt. Diese wurden zeitgleich mit terrestrisch gemessener Niederschlagsinformation aus Namibia aufgezeichnet und in unterschiedliche Niederschlagsmengen pro 15 Min mit entsprechender Wolkenoberflächentemperatur kategorisiert. Tabelle 3-1 zeigt, dass das Phänomen Niederschlag sich nur schwer mit einem Temperaturschwellwert erfassen lässt.

Tabelle 3-1: Deskriptive Statistik der Wolkenoberflächentemperaturen in Kelvin je Niederschlagsmenge und für alle Regenereignisse.

Niederschlagsmenge/15 Min	Min. Temperaturwert [K]	Max. Temperaturwert [K]	Mittelwert [K]	Standardabweichung	Anzahl der Ereignisse
0,2 mm	193,62	289,82	237,69	20,27	378
0,4 mm	194,80	287,41	236,37	20,41	218
0,6 mm	198,67	281,93	235,54	20,87	133
0,8 mm	197,06	289,69	240,71	22,58	92
1,0 mm	199,19	272,10	228,93	19,95	54
1,2 mm	197,06	284,22	234,65	21,80	50
1,4 mm	196,50	299,64	239,52	24,52	36
1,6 mm	207,27	274,47	237,28	22,31	27
1,8 mm	202,70	276,00	239,31	22,99	21
2,0 mm	221,18	277,66	249,24	20,31	10
> 2,0 mm	197,60	286,02	233,97	23,82	131
alle Regenereignisse	193,62	299,64	236,65	21,36	1150

Ein Nachteil der mikrophysikalischen Verfahren hingegen ist, dass sie zum einen sehr rechenzeitintensiv sind und zum anderen nur die Tagesniederschläge erfassen, da sie zur Ableitung der wolkenphysikalischen Eigenschaften die optischen Kanäle benötigen (NAUSS, 2005). Im Hinblick auf diese Gegebenheiten steht hinter ORFEUSS das Konzept einen neuen Methodenverbund zu entwickeln, welcher zur Bestimmung der Niederschlagsflächen nicht auf feste Temperaturschwellwerte zurückgreift und der sowohl am Tag als auch in der Nacht operationell Niederschlagsinformationen liefert. Dabei werden die spektralen, räumlichen und zeitlichen Vorzüge von MSG-SEVIRI genutzt, um alle 15 Minuten, gemäß dem Repititionszyklus von MSG (vgl. Kapitel 4), eine Niederschlagsinformation für Namibia abzuleiten. Im Mittelpunkt von ORFEUSS steht die Detektion von Niederschlagsflächen anhand einer überwachten Klassifikation der multispektralen MSG-Zeitreihen mit Support-Vektor-Maschinen, einem Lernalgorithmus aus dem Bereich des maschinellen Lernens (VAPNIK, 1998). Der Vorteil von SVM ist, dass zur Differenzierung zweier Klassen keine Schwellwerte gefunden werden müssen. Die Unterscheidung zwischen „Regen“ und „nicht Regen“ wird hierbei aus den empirisch ermittelten Daten erlernt. Ein weiterer Vorteil der SVM ist, dass zur Niederschlagsabschätzung nicht primär die niederschlagsbildenden Prozesse, sondern vielmehr die statistische Beziehung zwischen Input und Outputvariablen betrachtet werden. Als Inputvariablen werden hierbei ausschließlich der nah-infrarote und die infraroten Kanäle verwendet, um ein operationelles 24-Stunden-Retrieval durchführen zu können, und um die Reflektions- und

Streueigenschaften der Wolken im visuellen Spektrum außer Acht lassen zu können. Dabei werden Kanäle und Kanalkombinationen berücksichtigt, die sich in mehreren Studien zur Ableitung von wolkenphysikalischen Eigenschaften als sehr geeignet herausgestellt haben (BA & GRUBER, 2001; INOUE & AONASHI, 2000; LENSKY & ROSENFELD, 2002, 2003; ROSENFELD & GUTMAN, 1994) (siehe Kapitel 5.1.2). Als Outputvariablen werden die Regenmengen der drei Niederschlagslogger in Namibia verwendet, die im gleichen Zeitintervall aufgenommen worden sind wie die Reptitionsrate von MSG. Die Niederschlagslogger wurden an drei orographisch und topographisch unterschiedlichen Punkten aufgestellt und zeichnen die Regenereignisse, die zwischen März 2006 und Mai 2007 in Namibia gefallen sind auf. Die Annahme hinter diesem Messprinzip beinhaltet, dass während der 14 Monate die verschiedensten Regenereignisse aufgetreten sind, die in Namibia vorkommen können, wie z. B. konvektive Ereignisse, stratiforme Niederschläge und orographisch bedingte warme Niederschläge. Die SVM berechnet die statistische Beziehung zwischen den MSG-Daten und der terrestrisch gemessenen Regeninformation und fügt diese Beziehung in ein Modell ein. Dieses SVM-Modell wird im Sinne einer Zeitreihenanalyse auf mehrere Tage angewandt und unterteilt die Daten in die Klassen Niederschlag und kein Niederschlag.

Die Wahl der SVM als Klassifikator begründet sich neben der Tatsache, dass sie eine geringe Rechenzeit aufweisen, auch in ihren guten Klassifikationsergebnissen mit hohen Genauigkeiten. Hierzu lieferten PAL & MATHER (2005) eine Studie, in der sie die Klassifikationsgüte zwischen SVM, Maximum Likelihood und NN untersuchten. Dabei weisen die SVM höhere Genauigkeiten als der Maximum Likelihood und der NN-Klassifikator auf. Innerhalb der Fernerkundung werden in neueren Studien die SVM zur Bildverarbeitung eingesetzt, wie HUANG, DAVIS & TOWNSHEND (2002) in der Klassifizierung von multispektralen Fernerkundungsdaten zeigten. FOODY & MATHUR (2004) nutzten die SVM u.a. zur Klassifizierung von agrarischen Nutzungsflächen aus multispektralen Daten und erzielten auch bessere Ergebnisse als mit anderen Klassifikatoren, wie z. B. den Entscheidungsbäumen und den Neuronalen Netzwerken. Die Nutzung von Entscheidungsbäumen bietet sich für die hier vorliegende Arbeit nicht an, da diese zur Unterteilung einzelner Klassenmerkmale auf Schwellwerte zurückgreifen. Und trotz der unter Kapitel 3.5 beschriebenen guten Ergebnisse, wird

auch auf die Nutzung von NN verzichtet, da innerhalb der Netzwerkarchitektur keine einheitlichen Regeln (sog. *Black box* Prinzip) fassbar sind und die SVM im Gegensatz eine Nachvollziehbarkeit der Ergebnisse gewährleistet.

Die erstmalige Anwendung von SVM zur satellitengestützten Niederschlagsableitung stellt somit eine Neuerung dieser Arbeit dar. Das Ergebnis der Klassifikation mit SVM sind binäre Niederschlagsinformationen für jeden 15 minütigen MSG-Datensatz. Dabei steht „1“ für ein Regenereignis und „0“ für keinen Regen. Diese Art der Indexierung verfolgen auch ARKIN & MEISNER (1987) und MENZ (1996) in ihren Studien, weshalb die Klassifikationsergebnisse in dieser Arbeit auch als „Niederschlags-Index-Bilder“ bezeichnet werden, die tagesweise berechnet werden. Anschließend ist eine Differenzierung dieser Niederschlags-Index-Bilder in stratiforme und konvektive Ereignisse anhand der positiven Temperaturdifferenz zwischen dem Wasserdampfkanal und dem Infrarotkanal möglich (KURINO, 1997; TJEMKES ET AL., 1997). Dabei werden die in Kapitel 2.3 erläuterten Modellvorstellungen für stratiforme und konvektive Niederschlagsprozesse von HOUZE (1993) angenommen. Basierend auf den terrestrisch gemessenen Tagesniederschlagssummen und Tagesindexwerten pro Niederschlagsmessstation lässt sich durch ein Regressionsmodell die stratiforme und konvektive Regenrate errechnen.

ORFEUSS stellt damit eine operationelle Niederschlagsabschätzung basierend auf empirisch-statistischen Methoden dar, welche wolkenphysikalische Eigenschaften beinhalten, aber kein rein auf der Wolkenphysik aufbauender Ansatz ist.

4 MSG-Zeitreihendaten und ihre Vorverarbeitung

Im folgenden Kapitel wird das MSG-System und dessen Daten kurz vorgestellt. Der Empfang dieser Daten erfolgt mit der institutseigenen Empfangsanlage, deren Aufbau und Prozessierungsketten hier erläutert werden. In Namibia wurden drei Niederschlagsmessstationen aufgebaut, deren zeitlich hochaufgelöste Daten für die Methodenentwicklung von großer Relevanz waren. Zur Validierung der in Kapitel 5 vorgestellten Methode werden Daten von der *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) und Stationsdaten vom Namibianischen Wetterdienst (Namibia Meteorological Service) in Namibia verwendet. Für die Anwendungsbeispiele in Kapitel 7 wird das GTOPO 30 Geländemodell des US-amerikanischen geologischen Dienstes (USGS) verwendet.

4.1 MSG-Daten des Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI)

Im Juni 1986 übernahm EUMETSAT, die europäische Organisation für meteorologische Satelliten mit Sitz in Darmstadt, die Trägerschaft des METEOSAT-Programms, das 1977 mit der ersten Generation der METEOSAT-Reihe (METEOSAT 1-7) startete. Seit August 2002 ist die zweite Generation der METEOSAT-Reihe (METEOSAT 8 oder MSG-1) im Orbit, dessen Daten aus technischen Schwierigkeiten erst Anfang 2004 erhältlich waren. Im Dezember 2005 wurde der zweite MSG-Satellit (METEOSAT 9 oder MSG-2) in den geostationären Orbit, auf 36000 km Höhe befördert. Er wurde über den Nullmeridian (0 Längengrad) und den Äquator positioniert. Der Hauptsensor an Bord ist der *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI) mit vier spektralen Kanälen im solaren Spektrum und acht Kanälen im thermalen Infrarot. Seine Hauptaufgabe besteht darin, eine kontinuierliche Beobachtung des Erd-Atmosphären-Systems zu gewährleisten. MSG dreht sich pro Minute hundertmal um die eigene Achse und tastet dabei die Erde zeilenweise ab. Die Scanbewegung erfolgt schrittweise in Ost-West und Süd-Nord Richtung, hierbei werden in 30 Millisekunden 3 Linien gleichzeitig gescannt, für den HRV-Kanal werden 9 Linien abgetastet. Die Erde wird in 12 Minuten (1250 Scanschritten) komplett

abgetastet, gefolgt von einer dreiminütigen Neukalibrierungsphase mit anschließender Spiegelausrichtung. Dabei entsteht für den HRV-Kanal eine Bildgröße von 11136 x 5568 Pixeln, wobei ausschließlich Europa und der westliche Teil von Afrika aufgezeichnet werden (s. Abbildung 4-1). Die übrigen elf Kanäle haben eine Bildgröße von 3712 x 3712 Pixeln. Der große Vorteil von METEOSAT 8 und 9 bzw. MSG 1 und MSG 2 gegenüber den Vorgängerversionen METEOSAT 1-7 liegt in verbesserten zeitlichen (15 statt 30 min Wiederholungsrate), räumlichen (3 km statt 5 km Pixelgröße im Subsatellitenpunkt) und spektralen Auflösungen (12 Spektralkanäle anstatt von 3) (s. Abbildung 4-1) (EUMETSAT, 2001).

		1st Generation	2nd Generation
Imaging Format			
Imaging Cycle		30 min	15 min
Channels	Wavelength		
	Visible	0.5-0.9	HRV VIS 0.6 VIS 0.8 IR 1.6
	Water Vapour	WV 6.4	WV 6.2 WV 7.3
	IR Window	IR 11.5	IR 3.9 IR 8.7 IR 10.8 IR 12.0
	Air mass Analysis		IR 9.7 + WV IR 13.4
Sampling Distance		2.25 km (visible) 4.5 km (IR + WV)	1 km (HRV) 3 km (others)

Abbildung 4-1: Unterschied zwischen MFG und MSG (Quelle: (EUMETSAT, 2001))

4.2 Empfang und Verbreitung der Daten

Der Empfang, die Weiterverarbeitung und die Verteilung der Daten erfolgt über eine weitreichende Infrastruktur am Boden, das sogenannte MSG-Ground-Segment. Es besteht aus einigen zentralen Einrichtungen, die u.a. am Hauptsitz von EUMETSAT in Darmstadt angesiedelt sind. In diesem Zusammenhang wird nur kurz auf die *Image Processing Facility* (IMPF) eingegangen, eine ausführliche Beschreibung des kompletten MSG-Ground-Segments findet man unter

(http://www.eumetsat.int/groups/ops/documents/document/pdf_ten_97093_msg_gs_ovi_ew.pdf). Die Hauptaufgabe der IMPF besteht in der Datenaufnahme und Bereitstellung, wobei die Rohdaten, die sog. Level 1.0 von MSG empfangen werden und in Level 1.5 Daten umgewandelt werden. Die hierzu erforderlichen Prozessierungsschritte umfassen die Korrektur von unterschiedlichen Detektorenresonanzen, eine radiometrische Kalibrierung in 10 Bit Datentiefe, eine geometrische Korrektur in eine Standardprojektion und eine geometrische Registrierung aller Kanäle untereinander.

Die Verbreitung der Daten erfolgt auf zwei Wegen. Einerseits können die Daten online über das EUMETSAT Archiv bestellt werden (http://www.eumetsat.int/Home/Main/Access_to_Data/Archive_Service/SP_1117714640089?l=en), allerdings ist die Bearbeitungszeit abhängig vom bestellten Datenvolumen. Andererseits können die Daten über eine eigene Satellitenempfangsanlage (Real-Time Zugang), der sog. EUMETCast (*EUMETSAT's Broadcast System for Environmental Data*) empfangen werden (EUMETSAT, 2000). Unter Gliederungspunkt 4.4 wird der Empfang und die EUMETCast-Station am Beispiel der Satellitenempfangsanlage am Zentrum für Fernerkundung der Landoberfläche (ZFL) in Bonn exemplarisch aufgezeigt.

4.3 Geometrische und radiometrische Kalibrierung der Daten

In der IMPF werden die Level 1.0-Rohdaten zu 1.5 Level-Daten weiterverarbeitet. Dies beinhaltet eine geometrische Korrektur mit einer Standardprojektion und eine radiometrische Korrektur. Für die Verortung der Niederschlagsmessstationen und die weiter in dieser Arbeit erfolgenden Produktion von monatlichen Niederschlagskarten ist ein geographisches Bezugssystem notwendig. Da die meisten Niederschlagsretrieval auf physikalischen Schwellwerten basieren wird in diesem Kapitel weiterhin näher auf die Genauigkeit und Kalibrierung der Daten eingegangen.

4.3.1 Geometrische Kalibrierung

Jede Position auf der Erde wird durch geographische Längen- und Breitengrade bestimmt, die Angaben werden für jedes Pixel der Daten in Grad angegeben. Der Längengrad wird ausgehend vom Greenwich Meridian Richtung Osten positiv gezählt.

Die zulässige Reichweite geht somit von -180.0 bis +180.0. Der Breitengrad wird von -90.0 (Südpol) über 0.0 (Äquator) bis +90.0 (Nordpol) gezählt. Die für MSG verwendete Standardprojektion ist eine normalisierte geostationäre Projektion. Sie beschreibt den Blick von einem virtuellen Satelliten auf eine idealisierte Erde. Hierbei befindet sich der virtuelle Satellit in einem geostationären Orbit exakt über den Äquator und dem Nullmeridian (Greenwich). Die Entfernung zwischen Satellit und Erdzentrum beträgt 42164 km. Die idealisierte Erde ist ein perfektes Ellipsoid mit einem Äquatorradius von 6378,169 km und einem Polarradius von 6356,5838 km. Die Berechnungen für jeden Bildpunkt sind im Detail unter CGMS LRIT/HRIT Global Specifications nachzulesen (EUMETSAT, 2006). Abbildung 4-2 zeigt das Gitternetz für die geographischen Koordinaten in der normalisierten geostationären Projektion.

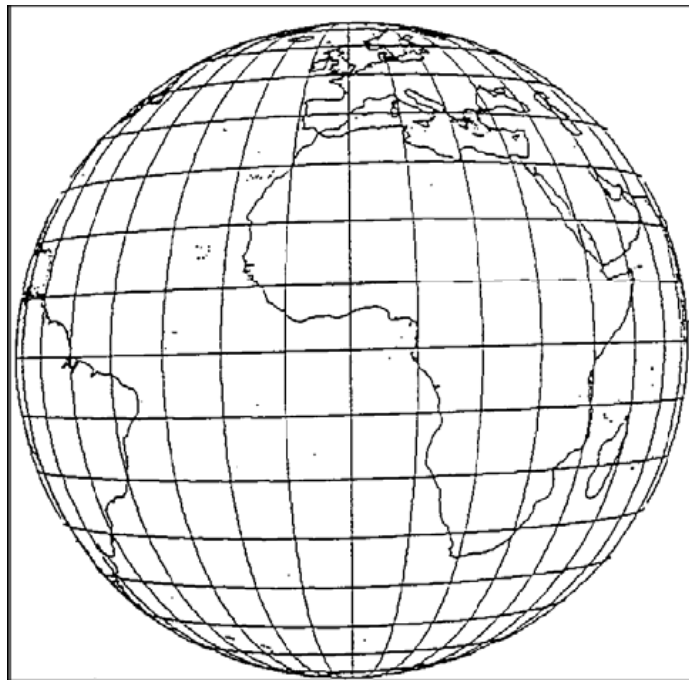


Abbildung 4-2: Normalisierte geostationäre Projektion. (Quelle: EUMETSAT, 2006)

Die geometrische Genauigkeit der Daten, die von der IMPF berechnet wird, beläuft sich auf Interpolationsfehler im Bereich von 290 m im Subsatellitenpunkt. Die absolute Genauigkeit der Daten bezieht sich auf den Fehler zwischen aktuellem Pixel im Bild und der idealen Position auf der Erde. Diese wird durch Landmarkmessungen und durch hochgenaue digitale Karten verifiziert. Eine genauere Betrachtung der geometrischen

Genauigkeit ist unter MSG Level 1.5 Image Data Format Description (EUMETSAT, 2006) nachzulesen.

4.3.2 Radiometrische Kalibrierung

4.3.2.1 Kalibrierung der thermalen Kanäle

Die Kalibrierung der infraroten bzw. thermalen Kanäle erfolgt mit jedem Aufnahmezyklus an Bord des Satelliten. Dabei nutzt SEVIRI das Weltall als kalte Quelle und einen internen Schwarzkörper als warme Quelle, um die komplette Strahlungsspanne abzudecken (SCHMETZ ET AL, 2005; EUMETSAT, 2005). Die Beziehung zwischen digitalen Pixelwerten und der beobachteten Radianz wird als linear angenommen und erfolgt für jeden Kanal anhand folgender Gleichung (4.1):

$$R = CAL_OFFSET + CAL_SLOPE * COUNT \quad (4.1)$$

R=Radianz (Strahldichte) in $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

CAL_OFFSET=Kalibrierungskonstante zwischen Pixelwert und Strahldichte, erhalten aus On-board calibration und SEVIRI Solar Channel Calibration. Einheit: $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

CAL_SLOPE=linearer Kalibrierungskoeffizient zwischen Pixelwert und Strahldichte, erhalten aus On-board calibration und SEVIRI Solar Channel Calibration. Einheit: $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

COUNT=Grauwert 10 Bit (0 – 1023)

Nicht-lineare Effekte, die durch den Detektor auftreten können, werden durch experimentell bestimmte Koeffizienten korrigiert.

Die Umwandlung von SEVIRI-Radianzen in äquivalente Strahlungstemperatur erfolgt in der Meteorological Products Extraction Facility unter Annahme folgender analytischer Beziehung:

$$R = C_1 \nu_c^3 / \{\exp[C_2 \nu_c / (AT_b + B)] - 1\} \quad (4.2)$$

$C_1 = 2hc^2$ mit Lichtgeschwindigkeit c und Planckkonstante h

$C_2 = hc / k$ mit Boltzmannkonstante k

ν_c = zentrale Wellenzahl des jeweiligen Kanales [cm^{-1}]

$c = 299792458 \text{ ms}^{-1}$

$h = 6,62606876(52) \times 10^{-34} \text{ Js}$

$k = 1,3806503(24) \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$

A und B = Korrekturkoeffizienten (s. Tabelle 4-1)

Als äquivalente Strahlungstemperatur bezeichnet man die Temperatur, mit der ein schwarzer Körper im gleichen Ausmaß emittieren würde, wie die gemessenen Radianzen. Aufgrund der unterschiedlichen Emissionsvermögen der erfassten Oberflächen ist dies bei der Umrechnung erforderlich und man erhält nach Umformung von Gleichung (4.2) die äquivalente Strahlungstemperatur:

$$T_b = \left[C_2 \nu_c / \log \left(\frac{C_1 \nu_c^3}{R} + 1 \right) - B \right] / A \quad (4.3)$$

Tabelle 4-1: Koeffizienten für die zentrale Wellenzahl und die Parameter A und B je Thermalkanal, um die analytische Beziehung zwischen Radianz und äquivalenter Strahlungstemperatur herzustellen.

Kanal Nr.	Kanal ID	Wellenzahl	A	B
4	IR039	2569,094	0,9959	3,471
5	WV062	1598,566	0,9963	2,219
6	WV073	1362,142	0,9991	0,485
7	IR087	1149,083	0,9996	0,181
8	IR097	1034,345	0,9999	0,060
9	IR108	930,659	0,9983	0,627
10	IR120	839,661	0,9988	0,397
11	IR134	752,381	0,9981	0,576

Die zentrale Wellenzahl ν_c sowie die Korrekturkoeffizienten A und B (s. Tabelle 4-1) sind das Ergebnis einer nicht-linearen Regression, die für jeden einzelnen thermalen Kanal generiert worden ist. Durch die Koeffizienten erreicht die Beziehung zwischen Radianz und äquivalenter Strahlungstemperatur eine mittlere quadratische Abweichung

von 0,05 K im Bereich zwischen 150 und 350 K. Insgesamt ist für das thermale Kalibrierungsverfahren eine Genauigkeit von 1 K zu erwarten (SCHMETZ ET AL 2005).

4.3.2.2 Kalibrierung der solaren Kanäle

Die Kalibrierung für die Kanäle: HRV, VIS006, VIS 008 und IR 016 erfolgt nicht über eine an Bord befindliche Vorrichtung, sondern sie bezieht sich auf Strahlungstransfermodellierungen, die über helle Wüstenoberflächen als primäre Kalibrierungsziele durchgeführt worden sind. Weitere Ziele, die sich über Meeresoberflächen befinden, wurden zur Verifizierung der Ergebnisse in Bezug auf Zuverlässigkeit und Beständigkeit herangezogen. Eine ausführliche Beschreibung der Kalibrierung ist unter EUM/MSG/TEN/04/0024 nachzulesen. Die Umrechnung der Strahldichten in Reflektanzen erfolgt über folgende Gleichung:

$$Refl(i) = 100 * R(i) / TOARAD(i) / \cos(TETA) \quad i=1,2,3,12 \quad (4.4)$$

Refl = Reflektanz [in %] für Kanal *i*, *i* = 1,2,3,12

R = gemessene Radianz [$\text{mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}(\text{cm}^{-1})^{-1}$] für Kanal *i*, *i* = 1,2,3,12

TOARAD = Solarkonstante am oberen Rand der Atmosphäre [$\text{mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}(\text{cm}^{-1})^{-1}$]

TOARAD (*i*=1, VIS0.6) = 20.76 / *ESD*²

TOARAD (*i*=2, VIS0.8) = 23.24 / *ESD*²

TOARAD (*i*=3, NIR1.6) = 19.85 / *ESD*²

TOARAD (*i*=12, HRV) = 25.11 / *ESD*²

ESD = Earth Sun Distance, ist die Distanz von der Erde zur Sonne, die während des Jahres gemäß folgender Gleichung variiert:

$$ESD(\text{Julianischer Kalender}) = 1,0 - 0,0167 \cos(2\pi(\text{Julianischer Tag} - 3) / 365)$$

TETA = Sonnenzenitwinkel (wird berechnet aus Datum, Zeit, Längen- und Breitengrad)

4.4 Die MSG-Empfangsanlage am Zentrum für Fernerkundung der Landoberfläche (ZFL) der Universität Bonn

4.4.1 Struktur und technische Details der Empfangsanlage

Bei EUMETCast handelt es sich um ein Verteilungssystem, das auf der *Digital Video Broadcast* (DVB)-Technik basiert. Es werden kommerzielle Telekommunikationssatelliten genutzt, um die Daten (und Produkte) an eine weltweit agierende Nutzer-gemeinde zu senden. Die derzeitige EUMETCast Konfiguration besteht aus einem Client/Server System. Die Serverseite gehört ebenfalls zum MSG-Ground-Segment und steht in Usingen. Hier werden die Daten empfangen und über den Hotbird 6 Telekommunikationssatelliten an die Clients, also die einzelnen EUMETCast-Empfangsstationen gesendet. Es werden zwei Datenströme für die Datenverbreitung angeboten, eine *Low Rate Information Transmission* (LRIT) und eine *High Rate Information Transmission* (HRIT) (siehe Tabelle 4-2).

Tabelle 4-2: Zeigt den Unterschied zwischen den HRIT und LRIT Datenströmen.

Kanal [µm]	Größe N-S x E-W	HRIT	Segment- anzahl	Segment- größe [MB]	Wiederkehr- rate [min]	Daten- tiefe [bit]	LRIT	Segment- anzahl	Segment- größe [MB]	Wiederkehr- rate [min]	Daten- tiefe [bit]
HRV	11136x5568	X	24	3,7	15	10	-	-	-	-	-
VIS 0.6	3712 x 3712	X	8	2,05	15	10	X	8	1,64	30	8
VIS 0.8	3712 x 3713	X	8	2,05	15	10	-	-	-	-	-
IR 1.6	3713 x 3713	X	8	2,05	15	10	X	8	1,64	30	8
IR 3.9	3714 x 3713	X	8	2,05	15	10	X	8	1,64	30	8
WV 6.2	3715 x 3713	X	8	2,05	15	10	X	8	1,64	30	8
WV 7.3	3716 x 3713	X	8	2,05	15	10	-	-	-	-	-
IR 8.7	3717 x 3713	X	8	2,05	15	10	-	-	-	-	-
IR 9.7	3718 x 3713	X	8	2,05	15	10	-	-	-	-	-
IR 10.8	3719 x 3713	X	8	2,05	15	10	X	8	1,64	30	8
IR 12	3720 x 3713	X	8	2,05	15	10	-	-	-	-	-
IR 13.4	3721 x 3713	X	8	2,05	15	10	-	-	-	-	-

Die technischen Anforderungen für eine EUMETCast-Anlage sind unter *TD 15-EUMETSAT's Broadcast System for Environmental Data* aufgeführt. In dieser technischen Darstellung sind allerdings nur die Anforderungen zum Empfang der Daten beschrieben, nicht aber deren Weiterverarbeitung und Archivierung. Aus diesem Grund haben sich die Arbeitsgruppe (AG) Fernerkundung und das ZFL für ein Komplettsystem der Firma VCS AG (www.vcs.de) in Bochum entschieden. Im Folgenden ist kurz beschrieben, welche Komponenten und Leistungen von VCS in Kooperation mit der Arbeitsgruppe übernommen worden sind.

- ❖ Technische Anforderung für den Empfangsrechner:
 - 3 GHz Pentium IV CPU, 1 GB RAM, 76 GB Festplatte,
 - DVB Router Receiver (TechniSat SkyStar2)
 - Windows XP SP2 Betriebssystem
 - TELLICAST Client Software zum Entschlüsseln, zur Fehlerkorrektur und zum Management der empfangenen Daten
 - EUMETCast Key Unit, besteht aus einer USB-Einheit und enthält die Lizenz zum Empfang der Daten, diese muss vorab bei EUMETSAT beantragt werden
 - VCS Software: *2met! Dispatch* und *2met! Limit*
- ❖ Technische Anforderungen für die Antenne:
 - Universal V/H Low Noise Block (LNB) Converter im KU-Band
 - Antenne mit einem Durchmesser von ca. 1m
- ❖ Technische Anforderung für den Prozessierungsrechner
 - 3 GHz Pentium IV CPU mit 2 GB RAM, 280 GB Festplatten
 - Windows XP SP2 Betriebssystem
 - VCS-Software: *2met! Acquisition*, *2met! Processing*, *2met!Dispatch*, *2met!Limit*, *2met! Vision*

Mit diesen Anforderungen ist es möglich die Daten zu empfangen, weiterzuverarbeiten und anzusehen. Da für diese Arbeit eine Zeitreihenanalyse vorgesehen ist, wurden zwei Server zur Datenarchivierung beschafft, eigenhändig konfiguriert und in den Datenstrom integriert:

- ❖ Technische Daten der zwei Server:
 - 3GHz Intel P4 CPU, 1 GB RAM 76 GB SCASI, 5 TB Festplattenraid (Raid 5)
 - Windows Server 2003
 - ENVI/IDL Bildbearbeitungssoftware
 - 3,192 GHz Intel D CPU, 1GB RAM, 76 GB SCASI Festplatte, 5 TB Festplattenraid (Raid 5)
 - Windows Server 2003
 - ENVI/IDL Bildbearbeitungssoftware

Abbildung 4-3 zeigt schematisch die Struktur der Satellitenempfangsanlage am ZFL auf. Zu sehen sind die einzelnen Hardwareeinheiten, die oben näher beschrieben sind.

Zusätzlich sind die einzelnen Aufgaben der unterschiedlichen Hardwareeinheiten angeführt.

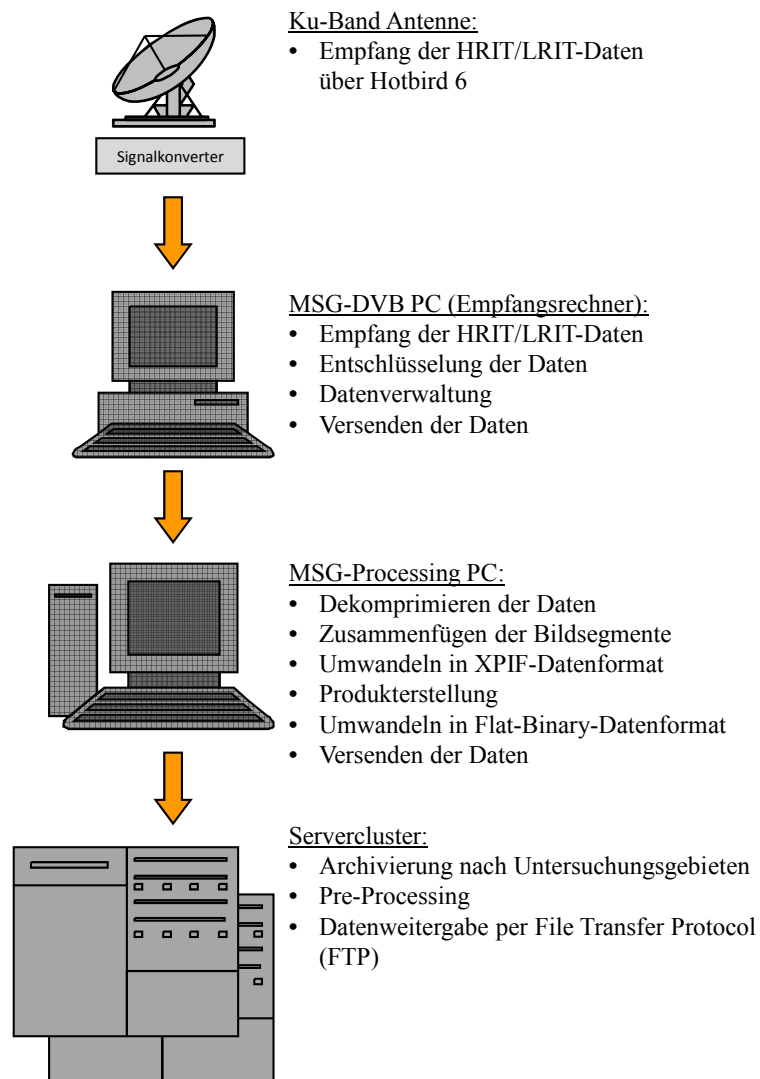


Abbildung 4-3: Schema der Struktur der ZFL-Empfangsanlage. (Quelle: eigener Entwurf)

4.4.2 Archivierung der Daten

Die Ordnerstruktur für das Untersuchungsgebiet *Südliches Afrika* wurde folgendermaßen festgelegt: Jahr → Monat → Tag → Kanal (siehe Abbildung 4-4). Die einzelnen Kanäle werden direkt vom MSG-Preprocessing-Rechner im ENVI-kompatiblen Format in den dafür vorgesehenen Ordner abgelegt.

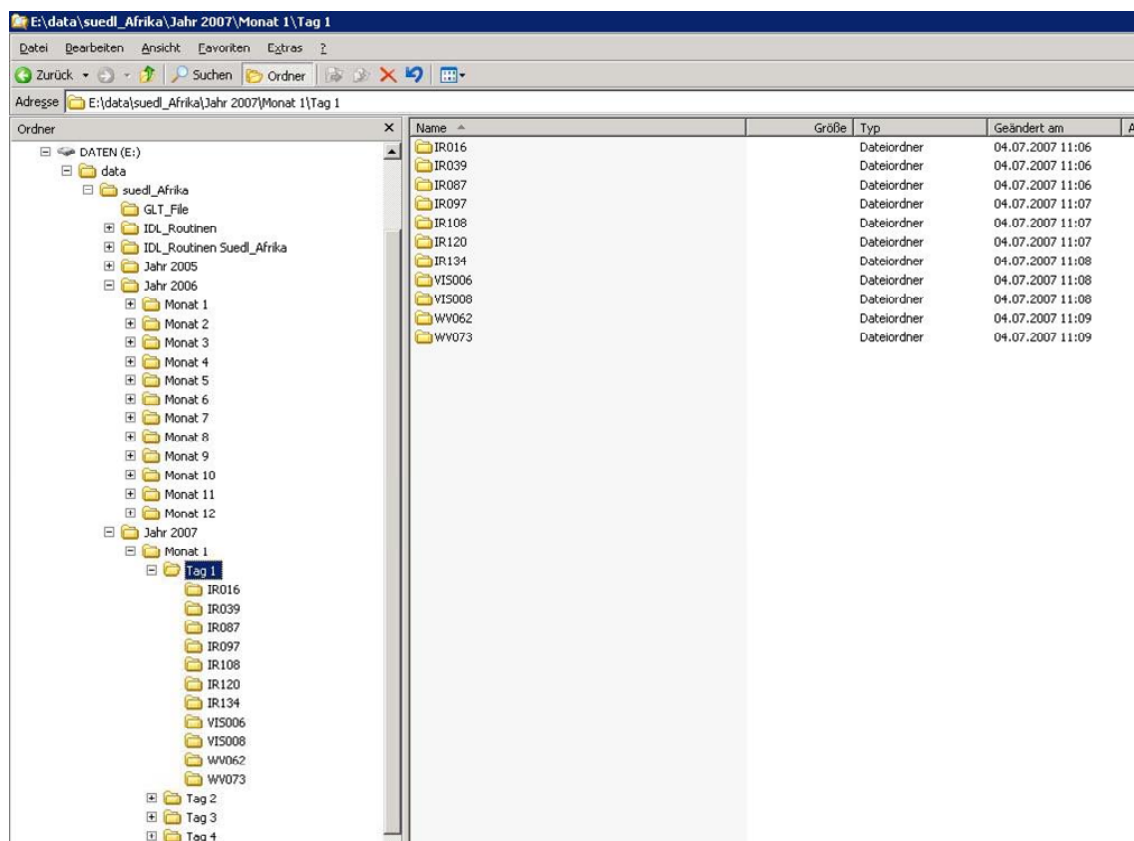


Abbildung 4-4: Ordnerstruktur zum Archivieren der Daten auf dem Servercluster im ZFL. (Quelle: eigener Entwurf)

Allerdings wurden aufgrund limitierter Speicherkapazitäten auf die Archivierung des HRV-Kanals verzichtet. Somit besteht in der ZFL Archivierungsstruktur ein Tag aus elf Kanälen, á 96 Datensätze gemäß 15-minütiger Wiederholrate von MSG. Das ergibt insgesamt 1056 Datensätze pro Tag und entspricht einer Datenmenge von 6,8 Gigabyte (GB) für das Subset *Südliches Afrika*. Die ursprüngliche Datengröße der HRIT Daten im komprimierten Zustand beträgt pro Tag und pro Gesamtszene 7,41 GB und im dekomprimierten Zustand 20 GB.

4.4.3 Vorverarbeitungsschritte für das Subset Namibia

In diesem Kapitel wird die Prozesskette am ZFL erläutert. Die komprimierten und segmentierten HRIT-Daten werden am MSG-DVB-PC empfangen, entschlüsselt und an den MSG-Processing-PC versandt. Hier werden die Daten dekomprimiert, die einzelnen Bildsegmente zusammengeführt und im VCS-eigenen Datenformat XPIF (Extended Processed Image File Architecture) umgewandelt. Detaillierte Angaben über das XPIF-

Dateiformat sind unter Reference Manual 2met XPIF Issue 1.4 der VCS AG nachzulesen. Mit dem Software Paket 2met können die XPIF-Daten weiterverarbeitet werden. Da das Softwarepaket eine Vielzahl an Bearbeitungsschritten zur Verfügung stellt, wird hier ausschließlich auf die Prozessierung der in der Arbeit verwendeten Daten eingegangen. Die Fulldisk XPIF-Daten werden zu 16 Bit Daten kalibriert, danach wird ein Subset für das südliche Afrika ausgeschnitten (Koordinaten: 6,4 Grad Ost 10 Grad Süd, 72,2 Grad Ost 41,5 Grad Süd). Anschließend werden die XPIF-Daten im Flat-Binary-Datenformat abgespeichert, sodass die weiteren Prozessketten mit ENVI/IDL durchgeführt werden können, da das XPIF-Dateiformat von ENVI/IDL nicht gelesen werden kann. Der Flat-Binary-Konverter generiert aus einer XPIF-Datei vier Dateien. Diese setzen sich aus einer *geo.img*-Datei, die die geographischen Koordinaten der Datei enthält sowie einer zugehörigen *geo.hdr*-Datei zusammen. Des Weiteren wird eine *.img*-Datei erzeugt, die die Bilddaten zuzüglich der entsprechenden Header-Datei (siehe Abbildung 4-5) enthalten.

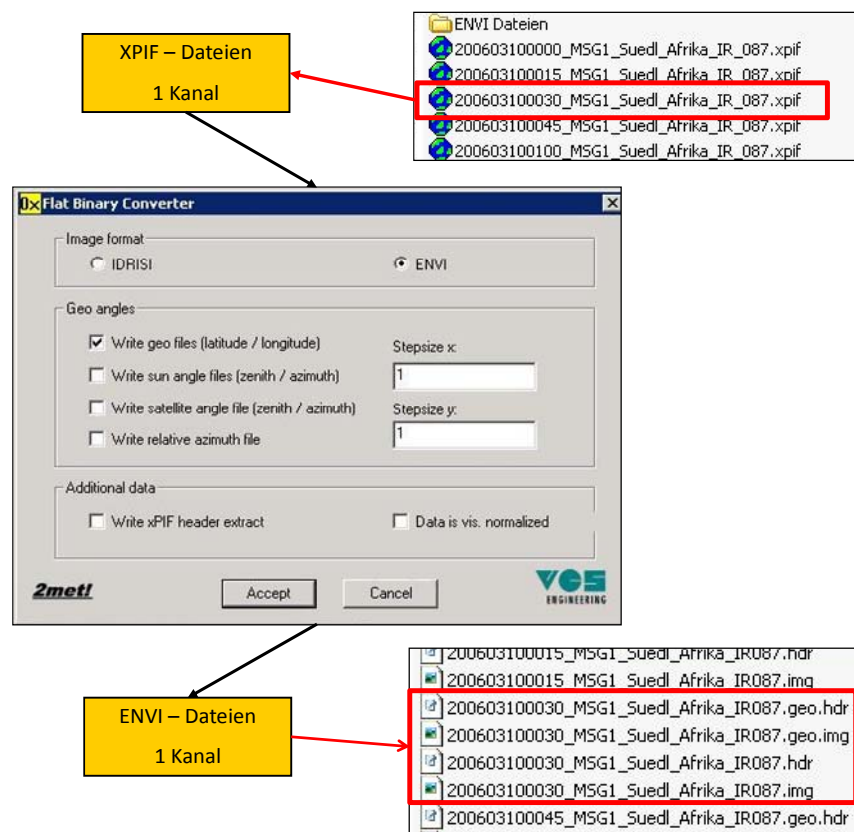


Abbildung 4-5: Überblick über die Konvertierung von XPIF-Dateien in ENVI lesbare Dateien. (Quelle: eigener Entwurf)

Die *geo.img*-Datei bezeichnet man als sog. Input Geometry File (IGM), sie besteht aus zwei Bändern (Breitengrad und Längengrad). Für jedes Pixel liegt die genaue Koordinate vor, d.h. keine Georeferenzierung mittels Passpunktsetzens ist notwendig. Aus den IGM werden dann Geographic Lookup Table (GLT) erzeugt. Sie enthalten Information darüber, welches Quellpixel später das Zielpixel in der geokorrigierten Datei besetzt, und sie können in einer frei wählbaren Projektion dargestellt werden. Im vorliegenden Fall werden die Pixelgrößen von 0,0033479° sowie die geographische Projektion in Längen- und Breitengraden beibehalten.

Um die Daten in den gewünschten Einheiten, Reflektanzen [%] für die solaren Kanäle und Grad Kelvin für die thermalen Kanäle zu erhalten, sind zwei Zwischenschritte notwendig. Die Einheiten, die der Flat-Binary-Konverter der Firma VCS ausgibt, sind für solare Kanäle skalierte 16 Bit Float-Werte und werden gemäß folgender Gleichung in Prozentwerte umgerechnet:

$$\text{Reflektanzgrauwert} = \text{Pixelgrauwert} * 100 / 65536,00 \quad (4.5)$$

Für die thermalen Kanäle werden 16 Bit Float-Werte in Grad Celsius ausgegeben, die anhand folgender Gleichung in Grad Kelvin umgerechnet werden:

$$\text{Kelvinwerte} = \text{Pixelgrauwert} + 273,15 \quad (4.6)$$

Nach der Georeferenzierung wird erneut ein Subset gebildet. Aus dem Produkt *Südliches Afrika* wird *Namibia* als neuer Datensatz extrahiert und in einem gleichnamigen Ordner abgespeichert. Der Ordner Namibia wird wie folgt in das Archivierungsprinzip (vgl. Kapitel 4.4.2) eingebunden: Jahr → Monat → Tag → Kanal → Namibia. Das Subset Namibia hat eine Größe von 481 x 431 Pixeln. Folgendes Flußdiagramm stellt den Ablauf der Prozesskette nochmals graphisch dar (vgl. Abbildung 4-6).

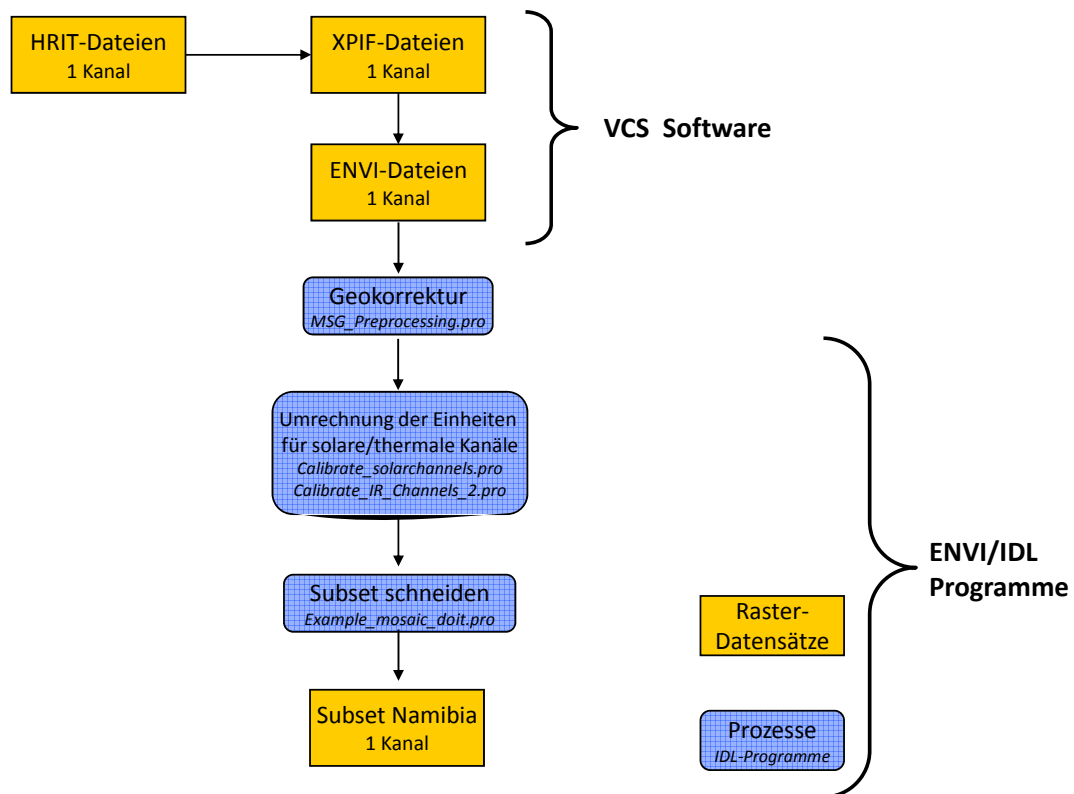


Abbildung 4-6: Prozessierungskette der Daten mit jeweiligen Programmpaketen. In Orange sind die Datensätze gekennzeichnet und in Blau die Prozesse, die in IDL programmiert wurden. (Quelle: eigener Entwurf)

4.5 Niederschlagsmessstationen in Namibia

Um eine zeitlich hoch aufgelöste Aussage über den am Boden ankommenden Niederschlag zu erhalten, wurden in Namibia drei Niederschlagsmessstationen aufgebaut. Sie bestehen aus folgenden Komponenten (s. Abbildung 4-7):

- CR 200 Datalogger
- Rain Gauge AGR100 Kippwaage
- 12V 53 Ah Autobatterie
- Solarpanel von Conrad Electronics (Sunsei, Solar Charger 135)
- 1,30 m Standbein mit Basisplatte

Der Datalogger und die Kippwaage sind meteorologische Präzisionsgeräte, die von der Firma Campbell Scientific (<http://www.campbellsci.com/index.cfm>) hergestellt werden. Die Stationen wurden während eines Feldaufenthaltes im März 2006 aufgebaut. Sie sind

so programmiert, dass jede Minute ein Scan erfolgt, der prüft, ob ein Impuls auf die Kippwaage stattgefunden hat. Die Kippwaage sendet erst bei Niederschlagsmengen größer als 0,2 mm einen Impuls aus und speichert dieses Niederschlagsereignis unter Angaben von Datum, Uhrzeit und Niederschlagsmenge ab. Eine Autobatterie versorgt den Datalogger mit ausreichender Stromzufuhr und wurde zum Schutz vor zu starker Sonneneinstrahlung und zum Schutz vor Kleintieren im Boden eingegraben. Das Solarpanel dient dazu die Autobatterie stetig zu laden.



Abbildung 4-7: Niederschlagsmessstation in Brakwater mit Datalogger, Solarpanel und Kabelzufuhr zur 12 V Autobatterie. (Quelle: eigenes Foto)

Die Standorte für die drei Niederschlagsmesser wurden gemäß der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen, die einen nordost-südwestlichen Gradienten aufweisen, positioniert (s. Abbildung 4-8).

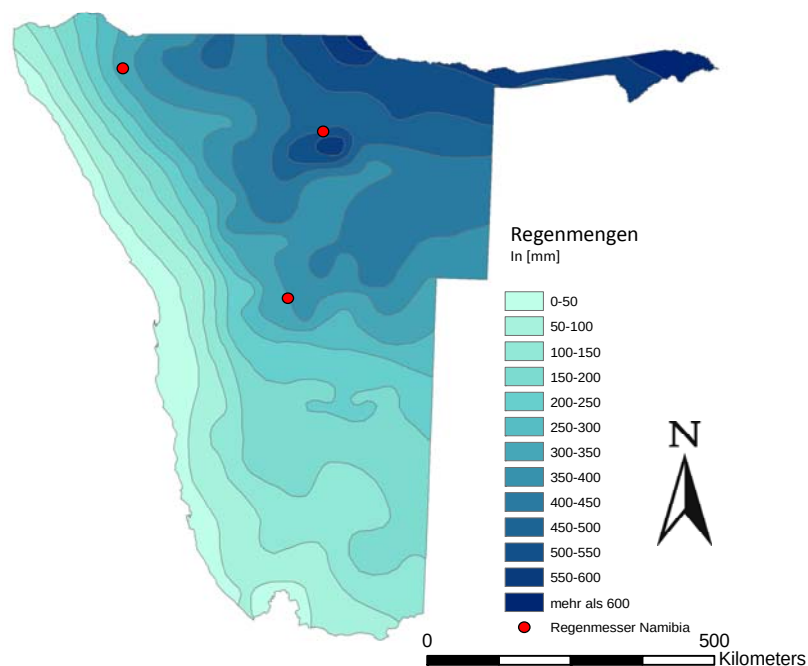


Abbildung 4-8: Mittlere Jahresniederschlagsmenge in Namibia und die Standorte der drei Niederschlagsmessstationen (Standorte: Brakwater in der Mitte des Landes, Opuwo im Nordwesten und Tsumeb im nordöstlichen Teil). (Quelle: verändert nach MENDELSON, 2002).

4.6 Validierungsdaten

Als Validierungsgrundlage des vorgestellten Methodenverbundes wurden in dieser Arbeit zwei unterschiedliche Datensätze verwendet. Zum einen handelt es sich um ein globales Niederschlagsprodukt (TRMM-Daten), das auf mehreren Messdaten basiert. Zum anderen bezog der Autor vom Namibianischen Wetterdienst Niederschlagsdaten auf Tagesbasis.

4.6.1 TRMM-Daten

Das Satellitensystem TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*) ist eine gemeinsame Kooperation zwischen der *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) und der *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA). Am 27. November 1997 erfolgte der Start des TRMM-Satelliten vom japanischen Tanegashima aus. Er bewegt sich abweichend von der üblichen polarumlaufend sonnensynchronen Bahn in

einer Höhe von ca. 350 km (seit dem 27. August 2001 befindet sich der Satellit in einer Höhe von 403 km) bei einer Inklination von ca. 36° und erreicht nach 30 Tagen den Ausgangsort zur selben lokalen Ortszeit. Ziel der Mission ist es die tropischen Regionen besser als mit polarumlaufenden Satelliten abzudecken und Informationen über den mittleren Tagesgang des Niederschlags in den Tropen zu erhalten. Der TRMM-Satellit hat fünf Instrumente an Bord, detailliertere technische Angaben sind unter http://disc.gsfc.nasa.gov/precipitation/secondary/instruments/trmm_instr.shtml/ abrufbar (Abbildung 4-9):

- Precipitation Radar
- Microwave Imager
- Visible and Infrared Scanner
- Lightning Imaging Sensor
- Clouds and Earth Radiant System (CERES)

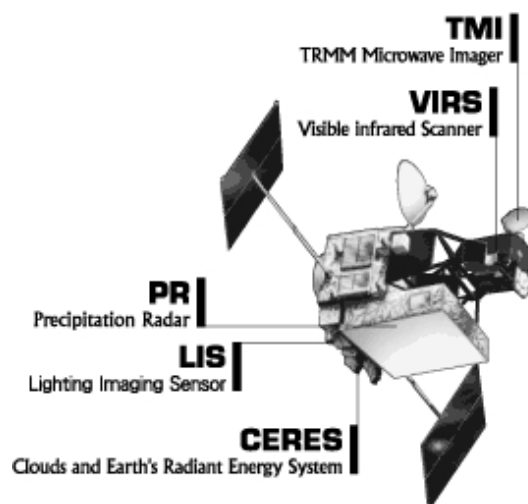


Abbildung 4-9: TRMM-Satellit mit den an Bord befindlichen Instrumenten. (Quelle: <http://disc.gsfc.nasa.gov>)

Die NASA bietet auf ihrer Homepage eine Vielzahl an satellitengestützten Niederschlagsprodukten an. Für diese Arbeit wurde das 3B42-Standardprodukt verwendet. Dieses Produkt nutzt eine optimale Kombination aus den 2B31, 2A12, SSMI, AMSR und AMSU Niederschlagsabschätzungen, die zusammengefasst nur als High-Quality-Mikrowellenabschätzungen bezeichnet werden (s. Abbildung 4-10), um Infrarot- Abschätzungen von geostationären Beobachtungen anzupassen. Das Ziel des

Algorithmus ist es die High-Quality-Mikrowellen-Abschätzungen mit den thermalen infraroten Abschätzungen zu kombinieren, um Niederschlagsabschätzungen zu erhalten, die um den mittleren quadratischen Fehler korrigiert werden. Die Produktdaten liegen in einem Gitternetz mit folgenden Eigenschaften vor:

- Zeitliche Auflösung von drei Stunden
- Räumliche Auflösung von 0,25x 0,25 Grad
- Globaler Datensatz erstreckt sich von 50° südlicher bis 50° nördlicher Breite

Das 3B42-Standardprodukt wird in vier Arbeitsschritten produziert (Huffmann et al., 2004):

1. die Mikrowellen Niederschlagsabschätzungen werden kalibriert und kombiniert
2. die infrarot Niederschlagsabschätzungen werden erzeugt unter Verwendung von den kalibrierten Mikrowellen-Daten
3. die Mikrowellen- und die Infrarotabschätzungen werden kombiniert
4. Zusätzlich wird eine Reskalierung auf Monatsdaten unter Einbezug von bodengestützten Regenmessern angewandt

Die Daten sind unter: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM_DP-/01_Data_Products/02_Gridded/06_3-hour_Gpi_Cal_3B_42/index.html erhältlich.

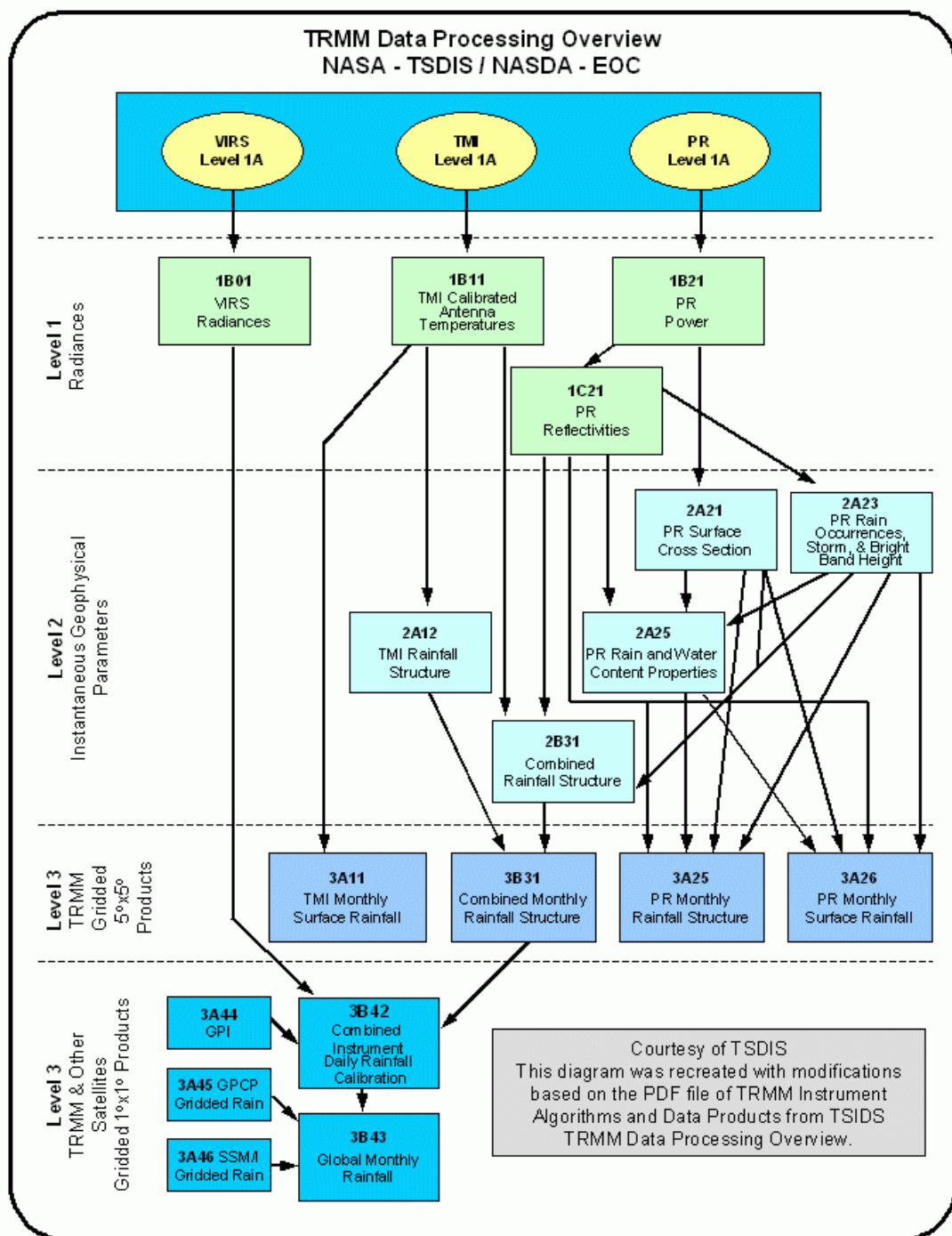


Abbildung 4-10: Schema der TRMM-Datenverarbeitung für die unterschiedlichen Niederschlagsprodukte, die von der TRMM Science Data and Information System (TSDIS) bereitgestellt werden (Quelle: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM_README/TRMM_Data_Flow.gif#view.)

4.6.2 Bodengestützte Niederschlagsdaten vom Meteorological Service in Namibia

Tägliche Niederschlagsdaten für die Jahre 2006 und 2007 wurden vom Namibianischen Wetterdienst, dem Namibia Meteorological Service erhalten. Die ausführliche Datenaufbereitung und die Verteilung der Niederschlagsmessstationen in Namibia werden ausführlich im 6. Kapitel vorgestellt. Zur Generierung dieser Niederschlagsdaten ist noch folgende Anmerkung zu treffen. Die Daten stammen teilweise von Farmern und nicht professionell gewarteten Niederschlagsstationen und konnten daher keiner Validierung oder Fehlerprüfung unterzogen werden.

4.7 GTOPO 30

Für die Anwendungsbeispiele, die in Kapitel 7 präsentiert werden, wird das digitale Geländemodell des US-amerikanischen geologischen Dienstes (USGS) verwendet. Es kann frei im Internet für die gesamte Erdoberfläche unter <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html> heruntergeladen werden. Unter Angabe der geographischen Eckkoordinaten wurde das Staatsgebiet von Namibia extrahiert und die ursprüngliche räumliche Auflösung von 30 Bogensekunden (etwa 1 km) auf 3 km, der Auflösung von MSG, resampelt.

5 Entwicklung des Methodenverbundes ORFEUSS

Der in dieser Arbeit neu entwickelte Methodenverbund ORFEUSS (*Operational Rainfall Estimation Using SEVIRI Data and Support Vector Machines*) zur Ableitung von täglichen Niederschlagssummen besteht aus drei Verfahren (s. Abbildung 5-1):

1. ORFEUSS-Core: Einem fernerkundlichen Verfahren zur Ableitung von binärer Niederschlagsinformation aus multispektralen und multitemporalen MSG-Daten mittels SVM-Klassifikation.
2. ORFEUSS-Event: Einem Verfahren zur Abgrenzung von konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen, basierend auf der positiven Strahlungstemperaturdifferenz des WV- und des IR-Kanals (TJEMKES ET AL., 1997; KURINO, 1997).
3. ORFEUSS-Rate: Einem statistischem Verfahren zur Generierung täglicher Niederschlagssummen mit der Möglichkeit einer Zuweisung von konvektiven und stratiformen Niederschlagsmengen.

Dabei wird für jedes Verfahren ein Endprodukt gebildet, sodass man auf unterschiedliche Niederschlagsinformationen zurückgreifen kann. Im fernerkundlichen Verfahren wird ähnlich wie bei ARKIN (1979) und MENZ (1996) eine Indexierung der Bilddaten vorgenommen. Dies geschieht allerdings nicht, wie beim Index-Verfahren durch eine einfache Schwellwerttemperatur (vgl. Kapitel 3.1.1), sondern über einen Lernalgorithmus aus dem Bereich des maschinellen Lernens- über Support Vektor Maschinen. Beim Index-Verfahren nach ARKIN (1979) wird nur ein Kanal im infraroten Spektralbereich betrachtet, der über eine Schwellwerttemperatur in ein sog. Binärbild überführt wird. Dabei wird jedem Bildelement, je nach Temperaturwert eine „1“ für Niederschlag und eine „0“ für keinen Niederschlag zugewiesen (MENZ, 1996).

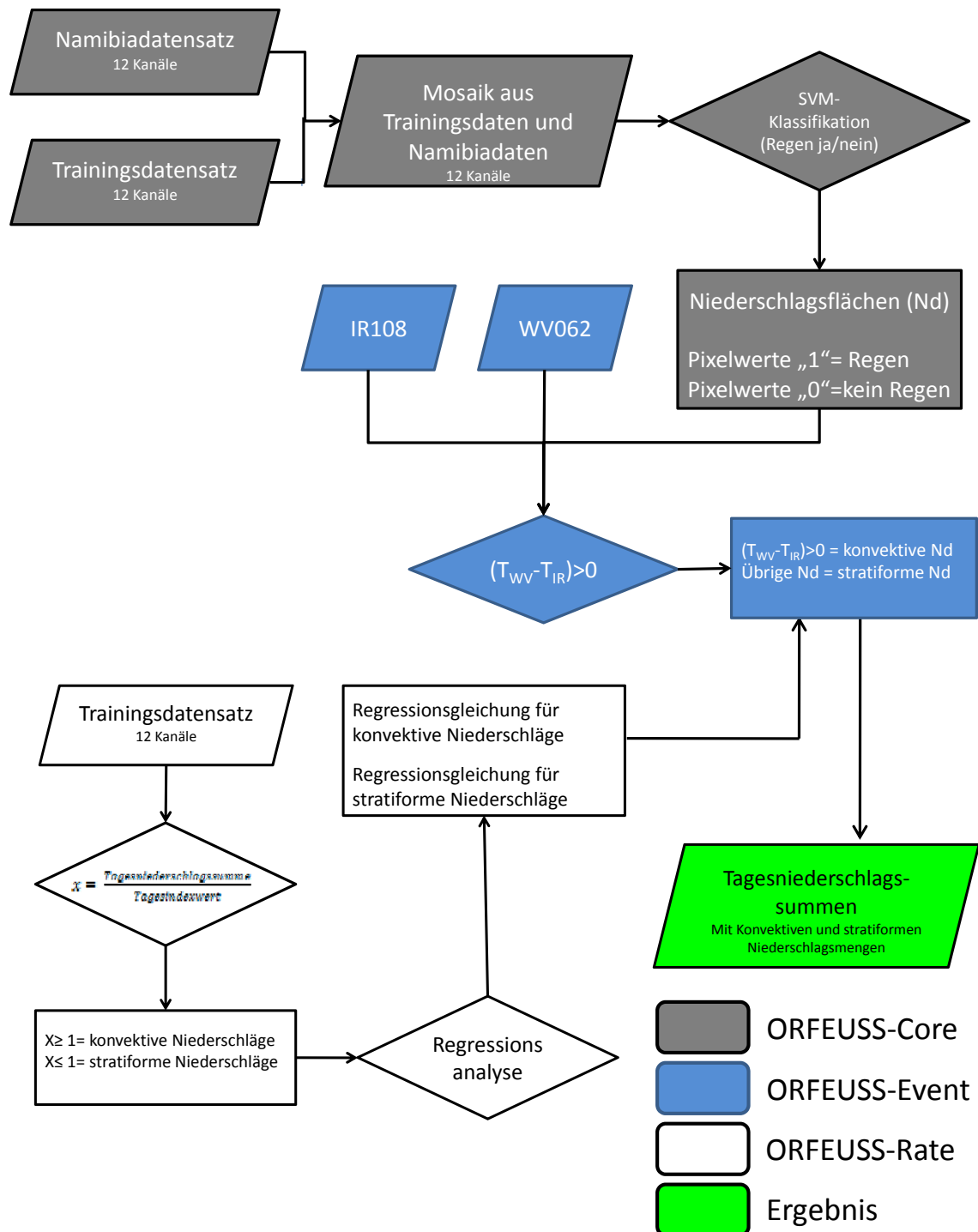


Abbildung 5-1: Flussdiagramm und Schema von ORFEUSS. Bestehend aus den drei Verfahren ORFEUSS-Core, ORFEUSS-Event und ORFEUSS-Rate. In grün ist das Endergebnis, die Tagesniederschlagssummen für Namibia, dargestellt (Quelle: eigener Entwurf)

Bei ORFEUSS stützt sich die Indexierung nicht nur auf einen Parameter, sondern ergibt sich aus der Klassifikation von multispektralen und multitemporalen MSG-Daten (vgl.

Kapitel 5.1). Wiederholt man die Klassifikation für alle Bilddatensätze, die im 15-Minuten-Takt an der MSG-Empfangsanlage im ZFL aufgezeichnet werden, und summiert die aus der Klassifikation entstandenen Binärbilder zu einem Tag, so erhält man als Ergebnis ein sog. „Niederschlags-Index-Bild“ für den entsprechenden Tag. Dieses Niederschlags-Index-Bild wird anschließend einem Verfahren unterzogen, welches die einzelnen Niederschlagsindexwerte in stratiforme und konvektive Niederschlagsereignisse trennt. Die Umwandlung dieser Indexwerte in absolute tägliche Niederschlagssummen erfolgt über eine Regression zwischen den an den drei Niederschlagsmessstationen generierten Indexwerten und den terrestrisch gemessenen Tagesniederschlagssummen. Die drei Verfahren werden im Folgenden näher beschrieben.

5.1 Verfahren zur Ableitung von binärer Niederschlagsinformation mittels Support Vector Machines (ORFEUSS-Core)

Wie in Kapitel 3.5 erläutert wurde, werden zur Ableitung von Niederschlagsinformation aus Fernerkundungsdaten Algorithmen aus dem Bereich des maschinellen Lernens verwendet, wobei die Anwendung von NN gute Resultate erzielte (TAPIADOR ET AL., 2007; TAPIADOR ET AL., 2004). Eine Neuerung dieser Arbeit besteht in der Ableitung binärer Niederschlagsinformation mittels SVM, da zum einen viele vergleichende Studien insbesondere in der Fernerkundung zeigen, dass die mittels SVM erzielten Ergebnisse besser oder zumindest gleich gut waren (CAMPS-VALLS ET AL., 2004; CHANG & LIN, 2001; FOODY & MATHUR, 2004; MELGANI & BRUZZONE, 2004; WASKE & BENEDIKTSSON, 2007) und zum anderen das Ergebnis von NN oftmals als „*black box*“ und somit als nicht nachvollziehbar dargestellt wird (SCHÖNWIESE, 2006). SVM stellen ein modernes Verfahren aus dem Gebiet der künstlichen Intelligenz dar und basieren auf der statistischen Lerntheorie. Die statistische Lerntheorie befasst sich mit dem Lernen aus empirischen Daten, wobei sie auf Grundlage von Beobachtungen oder Eingabeinformation zweier Größen versucht den Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen zu modellieren und Gesetzmäßigkeiten aus den Lerndaten abzuleiten. Diese können wiederum auf unbekannte Daten angewendet werden (VAPNIK, 1998). Eine ausführliche Darstellung der statistischen Lerntheorie und des generellen

Konzeptes der SVM ist bei VAPNIK (1998), BURGESS (1998) und SCHÖLKOPF (1997) nachzulesen. Die Anwendung der SVM in Bezug auf Fernerkundungsdaten haben HUANG ET AL. (2002) und MELGANI & BRUZZONE (2004) durchgeführt. Das nachfolgende Kapitel soll einen kurzen Überblick über das Konzept der SVMs geben.

5.1.1 Support Vector Maschinen (SVM)

Das Prinzip der SVM wurde ursprünglich von Vladimir Vapnik entwickelt. Es handelt sich um ein Verfahren des überwachten Lernens, das ursprünglich zur Lösung von binären Klassifikationsproblemen entwickelt worden ist. Die beiden Klassen wurden mit 1 und -1 gekennzeichnet. Die Merkmalsausprägungen der Daten werden als Vektoren aus dem Merkmalsraum $\mathbf{R}^N$ repräsentiert. Die Trainingsdaten (X), aus denen gelernt werden soll, sind Bestandteile der Merkmalsausprägungen der zugehörigen Klassifizierung. Das Ziel besteht darin die optimale Aufteilung des Merkmalsraums $\mathbf{R}^N$ zu finden, welche die positiven von den negativen Trainingsdaten trennt. Das binäre Klassifikationsproblem lässt sich in vier Kategorien einteilen (s. Abbildung 5-2). Zu sehen ist ein zweidimensionaler Merkmalsraum (x_1 und x_2), der aus einer positiven Klasse und einer negativen Klasse besteht. Dargestellt werden im oberen linken Bild ein lineares und ein trennbares Klassifikationsproblem, im oberen rechten Bild ein lineares und nicht trennbares, im unteren linken Bild ein nicht lineares und trennbares, sowie im unteren rechten Bild ein nicht lineares und nicht trennbares Klassifikationsproblem.

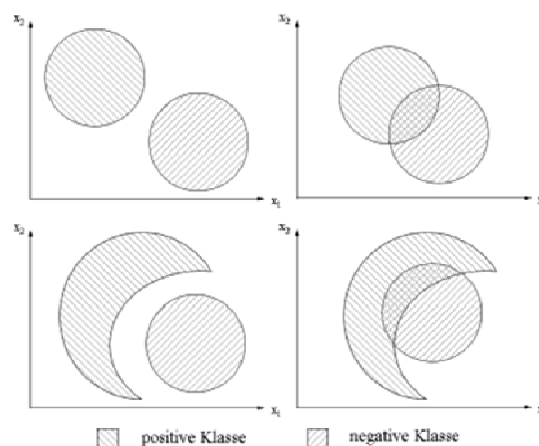


Abbildung 5-2: Darstellung der vier Klassifikationsprobleme. (Quelle: JANZ 2007)

Der einfachste Fall der linearen Trennung der Daten erfolgt durch eine sogenannte Hyperebene. Im zweidimensionalen Raum entspricht dies einer Geraden. Die trennende Hyperebene H ist definiert durch den Normalvektor w und die Verschiebung b .

$$H = \{x \mid (w, x) + b = 0\} \quad (5-1)$$

Wobei (w, x) das innere Produkt oder auch das Skalarprodukt ist. Das Ziel ist es eine optimale Hyperebene zu bestimmen, die als lineare Entscheidungsfunktion mit maximalem Abstand zu den beiden Beispielvektoren der jeweiligen Klasse fungiert. In Abbildung 5-3 sind vier mögliche lineare Entscheidungsfunktionen (A-D) dargestellt.

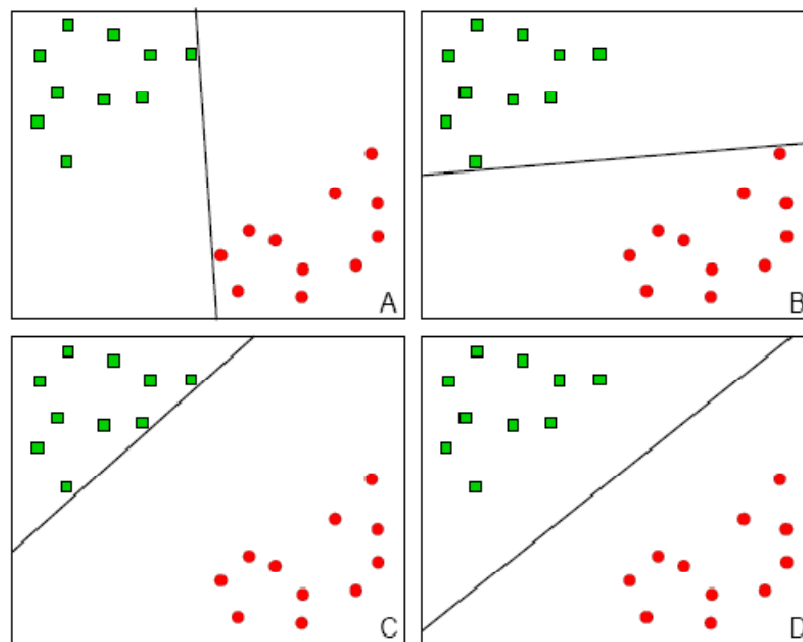


Abbildung 5-3: Vier Möglichkeiten zur Trennung von zwei Klassen mit zunehmender Optimierung der Trennung. (Quelle: MOLGEN, http://lectures.molgen.mpg.de/statistik/docs/Kapitel_16.pdf)

In D wird die optimale Trennung von zwei Klassen, das erwünschte Ziel, verdeutlicht.

Hier ist im Vergleich zu A-C eine Ebene gefunden, die zu jedem Punkt der beiden Klassen einen Mindestabstand hat. Dadurch entsteht ein breiter Übergangsbereich zwischen beiden Klassen, welcher als maximaler Rand bezeichnet wird. Dies erreicht man durch Skalierung der Hyperebene relativ zu den Trainingsdaten $X = \{x_i, y_i\}$ mit $(i=1 \dots n)$, in dem

$$\begin{aligned} w * x_i + b &\geq +1 \text{ falls } y_i = +1 \\ w * x_i + b &\leq -1 \text{ falls } y_i = -1 \end{aligned} \quad (5-2)$$

erfüllt sind. Für ein lineares und trennbares Klassifikationsproblem, wie in Abbildung 5-3 Bild D zu erkennen ist, gibt es eine optimale Hyperebene (s. Abbildung 5-4), welche durch die Supportvektoren eindeutig definiert ist. Die Supportvektoren sind eine Teilmenge der Merkmalsvektoren der Trainingsdaten. Die positiven Supportvektoren (s. Abbildung 5-4, in Grün dargestellt) liegen auf der Hyperebene $w \cdot x + b = +1$ und alle negativen (in Rot dargestellt) auf der Hyperebene $w \cdot x + b = -1$.

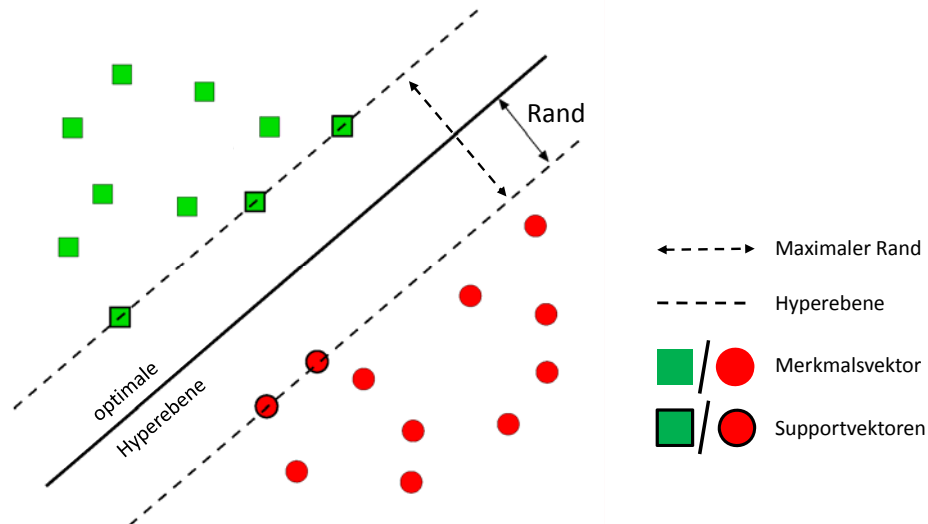


Abbildung 5-4: Lineares und trennbares Klassifikationsproblem. Die Supportvektoren definieren den maximalen Rand zwischen den Klassen (Quelle: verändert nach Molgen http://lectures.molgen.mpg.de/statistik/docs/Kapitel_16.pdf).

Die optimale Hyperebene wird durch den maximalen Rand bestimmt und kann durch die Minimierung von w und durch Lösung eines Optimierungsproblems berechnet werden.

Minimiere $\|w\|^2$ unter der Nebenbedingung in Formel (5.2). Mit Hilfe von Lagrange-Multiplikatoren $\alpha_i \geq 0$ kann man das Optimierungsproblem in der sog. Lagrange-Funktion $L(w, b, \alpha)$ zusammenfassen.

$$L(w, b, \alpha) = \frac{1}{2} \|w\|^2 - \sum_{i=1}^n \alpha_i (y_i (\langle w, x_i \rangle + b) - 1) \quad (5.3)$$

Dabei werden w und b minimiert und α maximiert, sodass wir nach Einsetzen und umformen in $L(w, b, \alpha)$ das duale Problem $W(\alpha)$ erhalten.

Maximiere:

$$W(\alpha) = \sum_{i=1}^n \alpha_i - \frac{1}{2} \sum_{i,j=1}^n \alpha_i \alpha_j y_i y_j \langle x_i, y_j \rangle \quad (5.4)$$

Unter den Nebenbedingungen:

$$\alpha_i \geq 0 \text{ und } \sum_{i=1}^n \alpha_i y_i = 0. \quad (5.5)$$

Durch Lösen des dualen Problems ergeben sich die α_i , die $W(\alpha)$ maximieren. Damit wird der Normalvektor w mit der Formel $w = \sum \alpha_i y_i x_i$ berechnet, und dadurch ergibt sich die optimale Hyperebene mit maximalen Margin. Die Entscheidungsfunktion für die optimale Hyperebene lautet somit:

$$f(x_{neu}) = \text{sign}\left(\sum_{i=1}^n \alpha_i y_i \langle x_i, x_{neu} \rangle + b\right) \quad (5.6)$$

Die oben angeführten Erläuterungen beziehen sich auf ein lineares und trennbares Klassifikationsproblem. Allerdings sind diese in der Realität nicht immer gegeben. Um ein lineares aber nicht trennbares Klassifikationsproblem lösen zu können, werden Fehler zugelassen. Das bedeutet, dass die Trainingsbeispiele nicht genau der jeweiligen Klasse zuzuordnen sind. Als Maß für die Fehler werden Schlupfvariablen ζ eingeführt, welche den Abstand des falsch positionierten Merkmalsvektors zur Hyperebene messen. Dabei müssen die Nebenbedingungen aus Formel (5.2) wie folgt angepasst werden:

$$\begin{aligned} w * x_i + b &\geq +1 - \zeta_i \text{ für } y_i = +1 \\ w * x_i + b &\leq -1 - \zeta_i \text{ für } y_i = -1 \\ \zeta_i &\geq 0 \quad \forall_i \end{aligned} \quad (5.7)$$

Ein Fehler tritt dann auf, wenn $\zeta_i > 1$ ist. Die Summe über alle ζ_i begrenzt die Anzahl der Trainingsfehler und kann mit der Konstante $C > 0$ in das Optimierungsproblem integriert werden. Der Parameter C entspricht einem Regularisierungsparameter, der den Einfluss von Trainingsfehlern auf die Gleichung (5.2) reguliert. Je größer C gewählt wird, desto geringer ist die Fehlertoleranz und umso kleiner wird der Rand um die trennende Hyperebene sein. Eine SVM mit Regularisierung bezeichnet man als Soft-Margin-SVM, da man hierbei durch den Parameter C entweder den Trainingsfehler minimiert, oder den Margin maximiert.

Ein nicht-linear trennbares Klassifikationsproblem wird gelöst, indem man den nicht linear trennbaren Datensatz in einen Raum transformiert, der eine lineare Trennung

möglich macht (siehe Abbildung 5-5). Diese Transformation vom ursprünglichen Datenraum in einen hochdimensionalen Raum, dem sog. *Feature Space* erfolgt mittels einer Funktion Φ (*Feature Map*).

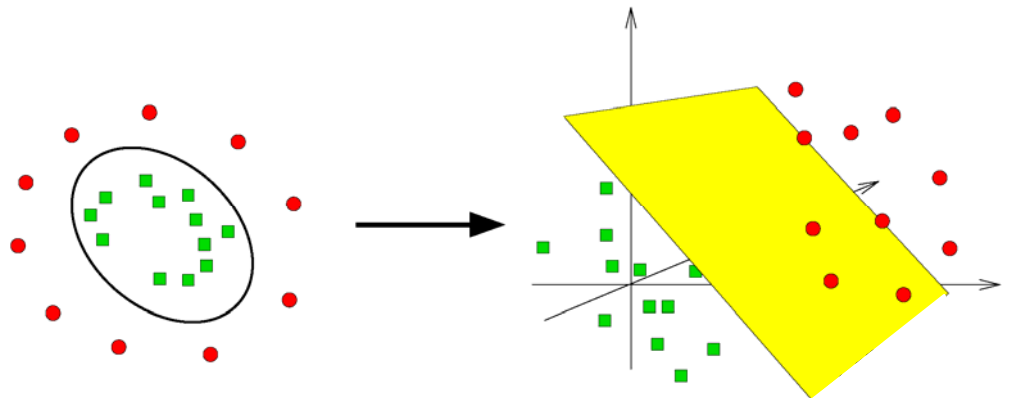


Abbildung 5-5: Transformation vom zweidimensionalen Raum (links) in einen dreidimensionalen Raum (rechts) mittels Feature Map. Eine Trennung der Daten ist nun mittels Hyperebene (gelb) möglich. (Quelle: MOLGEN <http://lectures.molgen.mpg.de/statistik/docs/Kapitel16.pdf>)

Damit die Trennung der Daten durchführbar ist bzw. die Hyperebene mit maximalen Rand im Feature Space konstruierbar wird, nutzt man *Kernel-Funktionen* (K), den sog. *Kernel-Trick*, die dem Mercer Theorem unterliegen müssen (VAPNIK, 1998).

$$K(x, y) = \langle \phi(x), \phi(y) \rangle \quad (5.8)$$

Somit ergibt sich folgende Entscheidungsfunktion für die optimale Hyperebene bei nicht linearen Klassifikationsproblemen:

$$f(x_{neu}) = \text{sign}\left(\sum_{i=1}^n \alpha_i y_i K(x_i, x_{neu})\right) + b \quad (5.9)$$

Der Vorteil beim Kernel-Trick ist, dass anstatt der Skalarprodukte nur die Kernelfunktion berechnet wird. Dies spart gerade in hochdimensionalen Vektorräumen Rechenaufwand und Zeit. Die polynominelle und die Gauß'sche Radial Basis Funktion (RBF) sind die am meisten genutzten Kernelfunktionen (Vapnik, 1998).

$$\text{Polynominelle Kernel: } K(x, y) = (\gamma \langle x, y \rangle + c_0)^n \quad (5.10)$$

$$\text{Gauß-Kernel: } K(x, y) = \exp(-\gamma \|x - y\|^2) \quad (5.11)$$

5.1.2 Klassifikation multitemporaler MSG-Zeitreihen mit *ImageSVM*

Die Vorprozessierung und die Klassifikation der Daten sowie die Zuweisung der Regenraten erfolgt über Routinen, die mit der Bildbearbeitungssoftware ENVI/IDL programmiert wurden. Das in dieser Arbeit verwendete Tool *ImageSVM* zur multitemporalen Klassifikation der MSG-Zeitreihen wurde am Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin, Abteilung Geomatik entwickelt (JANZ, VAN DER LINDEN, WASKE & HOSTERT, 2007) und kann in die ENVI/IDL-Umgebung eingebunden werden. *ImageSVM* nutzt für das Training der Support-Vektoren, eine integrierte Software (LIBSVM) für Klassifikationen mit SVM (CHANG & LIN, 2001). Der Klassifikationsprozess erfolgt in drei Schritten:

- (1) dem sog. Grid Search mit interner Cross-Validierung und Auswahl der Kernelparameter sowie der Regularisierungsparameter C
- (2) dem Training der SVM, basierend auf der Auswahl der Grid-Search-Parameter
- (3) der Klassifikation der Bilddaten anhand des in (2) entwickelten SVM-Modells.

Bei Klassifikationsverfahren in der Fernerkundung wird zwischen unüberwachter und überwachter Klassifikation unterschieden, wobei die überwachte Klassifikation zu den am meisten genutzten Analysen zählt. Überwachte Klassifikationen erfordern a priori Wissen und die jeweiligen Klassen werden durch den Trainingsdatensatz beschrieben. Dabei erfolgt die typische Auswahl der Trainingsdaten aus einer gewissen Anzahl von Pixeln aus dem Satellitenbild, bei denen die Klassenzugehörigkeit bekannt ist. Diese gewählten Pixel repräsentieren den Trainingsdatensatz auf dem die Klassifikation aufbaut. Somit ist die Genauigkeit einer überwachten Klassifikation abhängig von den gewählten Trainingsdaten (FOODY & MATHUR, 2006).

Der Aufbau des Niederschlags-Trainingsdatensatzes für die Klassifikation mit SVM wird nun im Folgenden vorgestellt. Ziel ist es Trainingspixel aus den Bilddaten zu extrahieren, die Regen repräsentieren. Allerdings existieren nur drei Niederschlagslogger in Namibia, die die räumliche Grundlage für die Trainingspixel liefern. Aus diesem Grund wurde ein spezieller Trainingsdatensatz gebildet, der sich die zeitliche Dimension zu Nutzen macht. Folgende Bedingungen lagen für den Aufbau der Trainingsdaten zu Grunde. Angesichts des kleinen Messnetzes von nur drei Niederschlagsmessstationen können auch nur maximal drei Niederschlagspixel pro

Kanal und pro Zeitschnitt identifiziert werden. Es wurden bewusst nur die Pixel ausgewählt, die eine Niederschlagsmessstation beinhalten, um eine gesicherte Niederschlagsinformation zu erhalten. Um eine ausreichend große Anzahl an Trainingspixeln zu erhalten wurden die Pixel, die Regen repräsentieren, im Zeitraum März 2006 bis April 2007 aufgezeichnet. Es wurden somit an drei geographisch und orographisch unterschiedlichen Standorten Niederschlagsdaten im Zeitraum zwischen März 2006 und April 2007 gesammelt. Dabei wird die Annahme zu Grunde gelegt, dass das Phänomen Niederschlag in seiner Intensität und seiner Entstehung durch oben genannte Standortbedingungen ausreichend charakterisiert wird.

Um die relevanten Trainingspixel für Regen zu erfassen, wurde aus den Stationsdaten ein Datensatz erzeugt, der aus 96 Zeilen, entsprechend den 96 aufgenommenen Zeitschnitten pro Tag von MSG und aus 262 Spalten (insgesamt 25152 Pixel) besteht (siehe Tabelle 5-1). Die 262 Spalten stehen für die 244 Regentage, die im Zeitraum von März 2006 bis April 2007 an den drei Niederschlagsmessstationen Brakwater, Opuwo und Tsumeb aufgezeichnet wurden sowie zusätzlich 18 Tage ohne Niederschlag. Die Daten aus den Niederschlagsloggern der drei Stationen wurden ausgelesen und die minütlichen Niederschlagsereignisse (s. Programmierung der Datenlogger in Kapitel 4.5) auf 15 Min akkumuliert, sodass sie einer MSG-Wiederholrate entsprechen. Das Resultat ist somit für jeden aufgezeichneten Niederschlagstag eine 15 minütige Information über die terrestrisch gemessene Niederschlagsmenge in Millimeter (s. Tabelle 5-1). Diese Datenmatrix wird im Folgenden als Niederschlagsmengenmatrix bezeichnet.

Tabelle 5-1: Ausschnitt der Niederschlagsmengenmatrix, in dem der Aufbau des Datensatzes zu erkennen ist. In den Spalten ist das Datum der Niederschlagstage (insgesamt 244) und in den Zeilen die Uhrzeiten in 15 minütige Schritten aufgeführt. Die Werte geben die Niederschlagsmenge zu der entsprechenden Zeitspanne und an dem entsprechenden Datum in mm wieder: am 30.3. hatte es beispielsweise zwischen 4:45 Uhr und 5:00 Uhr 0,8 mm geregnet.

	17.3.	18.3.	19.3.	20.3.	21.3.	22.3.	25.3.	30.3.	8.4.	9.4.
00:00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
00:15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
00:30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
00:45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
01:00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
01:15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
01:30	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0
01:45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
02:00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
02:15	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0
02:30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
02:45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
03:00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
03:15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
03:30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
03:45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
04:00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
04:15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
04:30	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0
04:45	0	0	0	0	0	0	0	0,8	0	0
05:00	0	0	0	0	0	0	0	0,8	0	0
05:15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
05:30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
05:45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
06:00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
23:00	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0
23:15	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0
23:30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
23:45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Für die spätere Klassifikation sind nun die Bildmerkmale, in diesem Fall die Strahlungstemperaturen in Kelvin notwendig. Dafür wurden die 244 Niederschlagstage und die 18 niederschlagsfreien Tage der drei Stationen aus dem MSG-Bilddatenarchiv entnommen und zu einem zweiten dreidimensionalen Datensatz, dem eigentlichen Trainingsdatensatz, zusammengesetzt. Dieser Datensatz besteht entsprechend der Niederschlagsmengenmatrix ebenfalls aus 96 Zeilen für die einzelnen MSG-Aufnahmen pro Tag und aus 262 Spalten mit denselben Tagen. Die Werte der Matrix sind anstatt der Niederschlagsmengen die Strahlungstemperaturen der einzelnen MSG-Kanäle (siehe äquivalent Tabelle 5-1). Die dritte Dimension entspricht den acht Thermalkanälen und vier künstlich erzeugten Differenzkanälen. Die Auswahl der Kanäle, die in die Klassifikation eingehen, beschränkt sich nur auf die thermalen Kanäle, da ORFEUSS sowohl tagsüber als auch nachts gleichwertige Ergebnisse liefern soll und daher die visuellen Kanäle nicht berücksichtigt worden sind. Die Hinzunahme und Bildung der vier Differenzkanäle beruht auf deren erwiesenen Eignung zur

Charakterisierung von wolkenphysikalischen Eigenschaften. Dazu gehören die optische Dicke von Wolken, der effektive Tropfengrößenradius und das von TJEMKES ET AL. (1997) untersuchte Phänomen der „*Overshooting Tops*“ (TJEMKES ET. AL, 1997; KURINO, 1997; INOUE & AONASHI, 2000; ROSENFELD & LENSKY, 2002,2003). Zur besseren Übersicht werden die einzelnen Kanäle und die Bedeutung der vier Differenzkanäle in wolkenphysikalischer Hinsicht in Tabelle 5-2 dargestellt.

Tabelle 5-2: Überblick über die 12 Kanäle, die in die Klassifikation eingehen. Links die acht Spektralkanäle von MSG. Rechts die daraus gebildeten Differenzkanäle und ihre wolkenphysikalische Bedeutung.

Spektralkanäle	Temperaturdifferenzkanäle und ihre wolkenphysikalische Bedeutung
Nah-Infrarot 3,9µm (IR039)	IR108-IR120 Optische Dicke
Infrarot 8,7µm (IR087)	IR087-IR108 Optische Dicke
Infrarot 9,7µm (IR 097)	IR039-IR108 Tröpfchengröße
Infrarot 10,8µm (IR 108)	WV062-IR108 „Overshooting Tops“
Infrarot 12,0µm (IR120)	
Infrarot 13,4µm (IR134)	
Wasserdampf 6,2µm (WV062)	
Wasserdampf 7,3µm (WV073)	

Durch eine geeignete Kombination der Niederschlagsmengenmatrix und der Spektralinformationsmatrix und der anschließenden Abfrage der Regenraten größer Null erhalten wir die spektralen Merkmale (s. Abbildung 5-6 in Orange exemplarisch dargestellt), die Regen repräsentieren und somit als Trainingspixel fungieren.

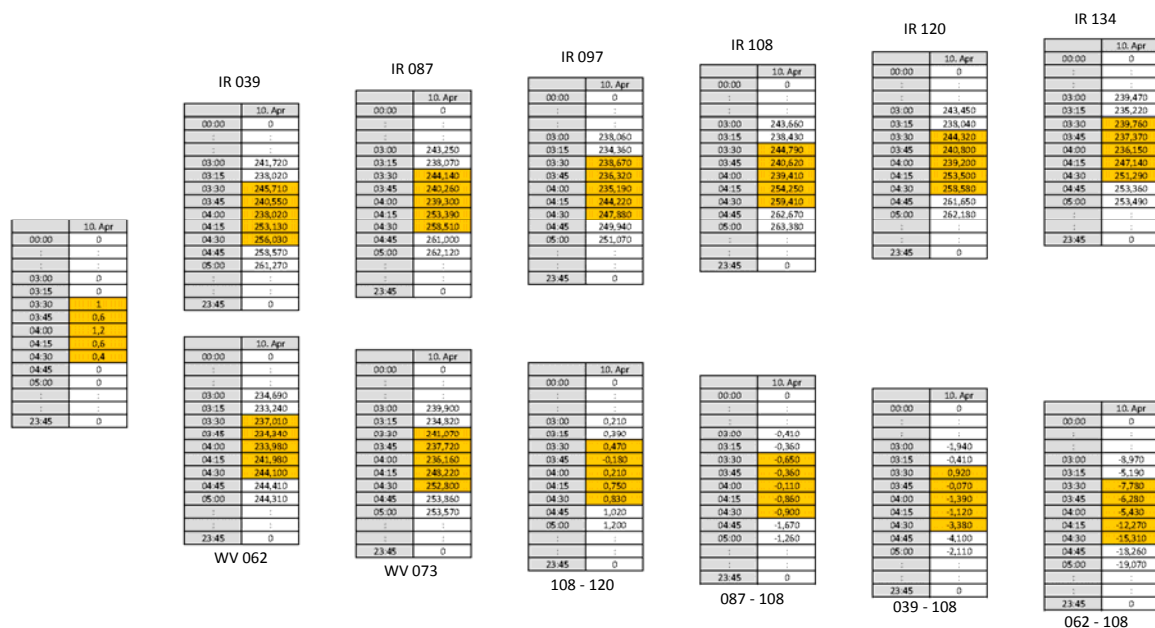


Abbildung 5-6: Exemplarische Darstellung für den 10. April: jeweils in Orange dargestellt sind die Niederschlagsmengen pro 15 Min und die zeitgleich aufgenommenen Strahlungstemperaturen für die 8 Infrarot-Kanäle sowie die Werte für die 4 Differenzkanäle. (Quelle: eigener Entwurf)

Mittels dieser Abfrage wurden aus den Daten insgesamt 1150 Trainingspixel für terrestrisch gemessenen Niederschlag identifiziert. Darunter waren auch Ereignisse von 0,2 mm Niederschlag pro 15 Minuten. Diese wurden als Trainingspixel nicht berücksichtigt, da sie evtl. Messungenauigkeiten enthalten, wie z.B. Impulse, die nicht durch Regen, sondern durch äußere Einflüsse (Menschen, Tiere) entstanden sein könnten. Eine weitere Störgröße könnte auch der zeitliche Versatz von gefallenem Niederschlag zum Niederschlagsimpuls am Niederschlagslogger sein, der durch den langen Weg durch die Atmosphäre, oder durch lange Verweilzeit der Niederschlagsmenge im Trichter entsteht. Der bereinigte Trainingsdatensatz besteht daher aus 772 Niederschlagswerten, wovon 522 zum Trainieren des SVM-Modells genutzt werden und 250 als Test- bzw. Validierungsdatensatz zur Verfügung stehen. Des Weiteren wurden insgesamt 4500 Pixel (3000 Trainingspixel, 1500 Testpixel) identifiziert, die der Klasse „kein Regen“ zuzuordnen sind.

Nach der eindeutigen Identifizierung der Trainingspixel wird mit *ImageSVM* das SVM-Modell für die spätere Klassifikation festgelegt (JANZ ET AL., 2007). Ziel der Klassifikation ist es anhand der gewählten Trainingsdaten eine Differenzierung

zwischen Pixeln zu erhalten, die entweder den am Boden gemessenen Niederschlag oder keinen Niederschlag repräsentieren. Diese binäre Klassifikationsentscheidung „1“ für „Regen“ und „0“ für „kein Regen“ ergab folgendes Klassifikationsergebnis für den Trainingsdatensatz (Tabelle 5-3).

Tabelle 5-3: Klassifikationsgenauigkeiten für die Klassen Regen und Nicht-Regen.

	Klassifikationsergebnis mit Trainingsdaten (522 „Regen“-Pixel+ 3000 „kein Regen“-Pixel)	Klassifikationsergebnis mit Testdaten (250 „Regen“-Pixel+1500 „kein Regen“-Pixel)
Overall Accuracy	88,93 %	87,71%
Producer Accuracy für Klasse Regen	45,60 %	38,40%
Producer Accuracy für Klasse kein Regen	96,47%	95,93%
User Accuracy für Klasse Regen	69,19%	61,15%
User Accuracy für Klasse kein Regen	91,06%	90,33%

Zusammengefasst beinhaltet das SVM-Modell das gelernte Wissen zwischen den 12 unterschiedlichen Spektralinformationen und den Ereignissen „Regen“ und „kein Regen“. Die Anwendung des SVM-Modells auf die Bilddaten (Subset Namibia) wird im folgenden Kapitel beschrieben.

5.1.3 Vorverarbeitungsschritte für die Klassifikation multitemporaler MSG-Zeitreihen mit dem SVM-Modell

Nachdem im vorangegangenen Kapitel ein geeignetes SVM-Modell zur Klassifizierung der MSG-Zeitreihen ermittelt worden ist, werden in diesem Kapitel die Vorverarbeitungsschritte für die Daten erläutert, damit diese operationell mit demselben SVM-Modell klassifiziert werden können. Der Zeitraum der Daten umfasst die Monate Januar bis einschließlich Mai der Jahre 2006 und 2007. Diese Zeiträume beinhalten jeweils die drei Hauptniederschlagsmonate (Januar, Februar, März) der Regenzeit in Namibia (BEYER, 2001).

Ausgangspunkt für die Vorverarbeitungsschritte ist die Ordnerstruktur in Kapitel 4.4.2. Nach Auswahl des jeweiligen Tages werden die einzelnen Kanäle des Datensatzes Namibia mit gleichem Aufnahmezeitpunkt zu einem Datensatz, der aus den acht thermalen Kanälen zum gleichen Aufnahmezeitpunkt besteht, zusammengesetzt

(gestackt) und in einen separaten Ordner abgelegt. Danach werden aus diesen acht Kanälen die vier Differenzkanäle gebildet und zusammen mit den bestehenden acht Kanälen zu einem neuen Datensatz mit 12 Kanälen zusammengesetzt. Da die Software für die Klassifizierung der Bilddaten den Trainingsdatensatz benötigt, wird im nächsten Schritt der Trainingsdatensatz, der wie im vorherigen Kapitel beschrieben aus 96 Zeilen, 262 Spalten und den gleichen 12 Kanälen besteht, über eine Mosaikbildung an alle Bilddaten angehängt. Das Ergebnis ist ein Ordner mit 96 Datensätzen, die jeweils eine Größe von 481x527x12 Pixel aufweisen. In Abbildung 5-7 sind die einzelnen Vorverarbeitungsschritte exemplarisch für einen Datensatz dargestellt.

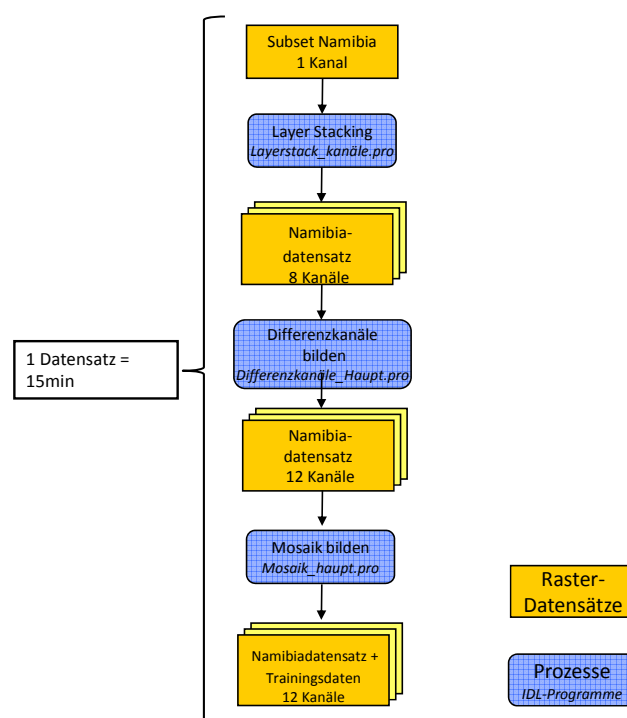


Abbildung 5-7: Schema der Vorverarbeitungsschritte für die Klassifikation mit SVM. In Orange sind die Datensätze gekennzeichnet und in Blau die Prozesse, die in IDL programmiert wurden. (Quelle: eigener Entwurf)

Der Ordner mit den 96 mosaikierten Datensätzen dient als Eingangsdatenordner für die nun folgende Klassifikation mit *imageSVM*. Andreas Janz entwickelte auf Anfrage für *imageSVM* zusätzlich eine Batch-Routine (*imagesvm_batch_classification.pro*), die es ermöglicht alle Datensätze, aus dem Quellordner automatisch zu klassifizieren. Das Ergebnis ist ein neuer Ordner (*result*) mit 96 Klassifikationen, die Binärbilder darstellen und eine „1“ für Niederschlag und eine „0“ für keinen Niederschlag enthalten. Diese 96

Einzelklassifikationen werden zu einem Bild mit 96 Kanälen zusammengefügt, wobei die Anzahl der Kanäle der jeweiligen Klassifikationen im 15 Minutenabstand entspricht. Anschließend werden die 96 Kanäle zu einem sog. „Niederschlags-Index-Bild“ (MENZ, 1996) aufsummiert, sodass man eine Aussage über die Niederschlagshäufigkeit an einem bestimmten Punkt erhält. Zur Veranschaulichung der einzelnen Verarbeitungsschritte sei hier auf Abbildung 5-8 verwiesen.

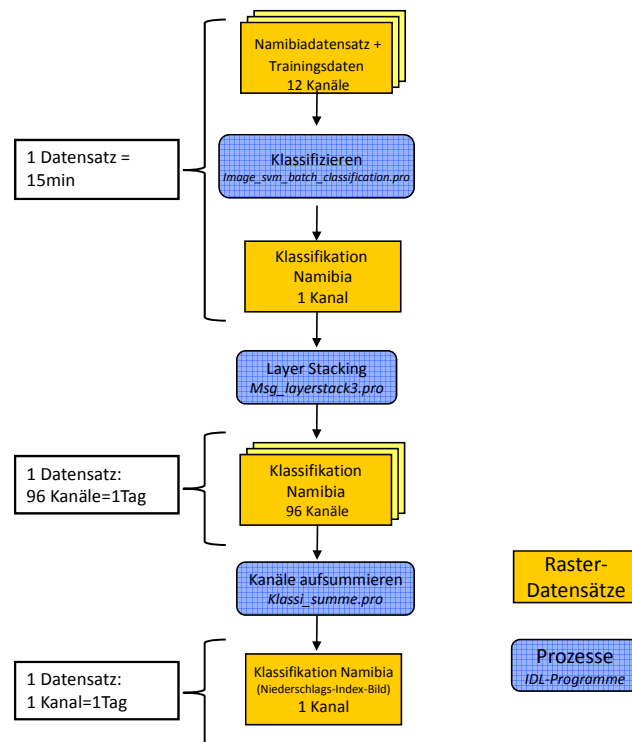


Abbildung 5-8: Schema der Arbeitsschritte für die Klassifikation der Bilddaten. In Orange sind die Datensätze gekennzeichnet und in Blau die Prozesse, die in IDL programmiert wurden. (Quelle: eigener Entwurf)

5.2 Verfahren zur Unterscheidung zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlagsereignissen (ORFEUSS-Event)

Die Unterscheidung zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlagsereignissen ist in der Literatur zur Niederschlagsgenese und –messung von keinem Autor exakt bestimmt worden, obwohl diese Einteilung von Niederschlägen unter anderem in der numerischen Modellierung sowie in hydrologischen Modellen als Eingangsparameter genutzt werden (REUDENBACH, 2003).

Die Trennung zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlagsereignissen wird in dieser Arbeit anhand des Ansatzes von TJEMKES ET AL (1997) vgl. auch KURINO (1997) und SCHMETZ, TJEMKES, GUBE & VAN DE BERG (1997) verfolgt, welcher die Schwarzkörpertemperaturdifferenz (BTD) zwischen Wasserdampfkanal und infrarotem Kanal nutzt, um konvektive Bereiche einer Wolke zu detektieren. Die Autoren haben gezeigt, dass eine höhere Schwarzkörpertemperatur des Wasserdampfkanals gegenüber der korrespondierenden Schwarzkörpertemperatur des Infrarotkanals für optisch dicke hochreichende Wolken mit starken Niederschlägen steht. KURINO (1997) verwendet im Gegensatz zu TJEMKES ET AL. (1997) aufgrund der unterschiedlich genutzten Satellitensysteme die BTD des Wasserdampfkanals bei $6,7\text{ }\mu\text{m}$ und des Infrarotkanals bei $11\text{ }\mu\text{m}$. Neuere Untersuchungen von LATTANZIO, WATTS & GOVAERTS (2006) belegten, dass der $6,2\text{ }\mu\text{m}$ Kanal und der $10,8\text{ }\mu\text{m}$ Kanal des SEVIRI-Sensors an Bord von MSG im gleichen Maße zur Extraktion von konvektiven Wolkenarealen erfolgreich herangezogen werden kann, wie die BTD in den anderen Studien. Infolgedessen werden diese beiden Spektralkanäle, wie in Abbildung 5-9 veranschaulicht wird, für ORFEUSS-Event verwendet. Für jeden Zeitschnitt (15 Min) der in ORFEUSS-Core klassifiziert wird, werden die zeitgleichen Spektralkanäle WV062 und IR108 extrahiert, um aus ihnen die BTD zu berechnen. Danach wird jeder ORFEUSS-Core-Zeitschnitt, bei dem für jedes Pixel $(T_{\text{WV}} - T_{\text{IR}}) > 0$ gilt, als konvektive Niederschlagsereignisse determiniert und die übrige Niederschlagsfläche als stratiforme Ereignisse. ORFEUSS-Event beinhaltet somit das Ergebnis von ORFEUSS-Core unterteilt in konvektive und stratiforme Niederschlagsereignisse.

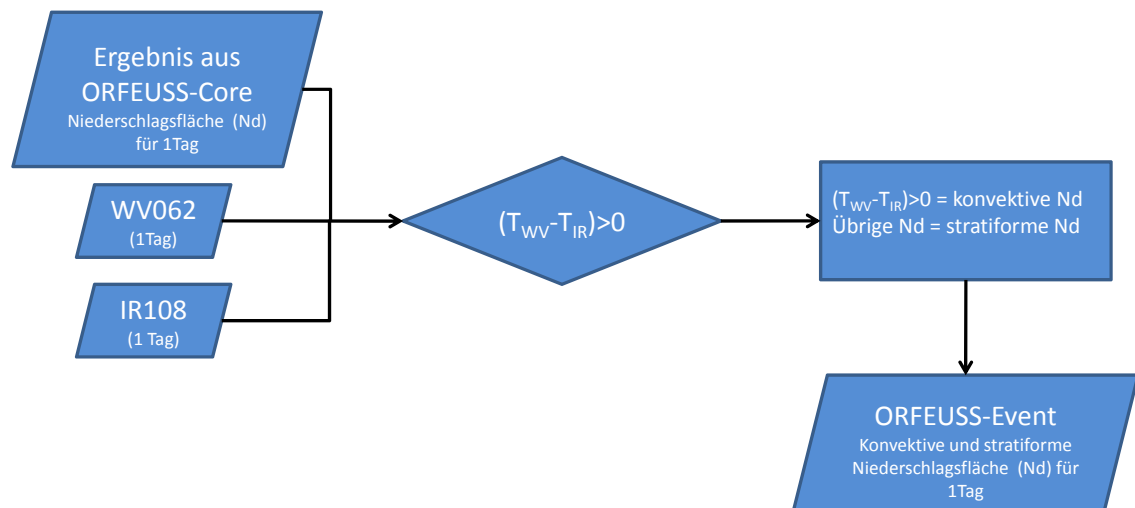


Abbildung 5-9: Übersicht über das ORFEUSS-Event-Schema. (Quelle: eigener Entwurf)

5.3 Verfahren zur Zuweisung von Niederschlagsraten (ORFEUSS-Rate)

Für die Zuweisung von Niederschlagsraten gibt es kein einheitliches Verfahren. So wird beispielsweise beim *Global Precipitation Index* (GPI) (ARKIN UND MEISSNER 1987) eine konstante Regenrate von 3 mm/h angenommen, BA UND GRUBER (2001) hingegen errechnen für ihren *GOES Multispectral Rainfall Algorithm* (GMSRA) die Regenrate aus einer Lookup-Tabelle, den Wolkenoberflächentemperaturen des GOES-Satelliten sowie Regenwahrscheinlichkeiten und aus mittleren Regenraten von Niederschlagsmessern und Regenradar. REUDENBACH (2001) wiederum verwendet Wolkenmodelle für die Berechnung und Zuweisung von Niederschlagsraten.

In dieser Arbeit soll allerdings ausschließlich ein Ansatz verwendet werden, der auf empirisch erhobenen Daten basiert. Dies entsteht auch vor dem Hintergrund, dass in Namibia keine andere Daten zur Zuweisung verlässlicher Niederschlagsinformation zur Verfügung stehen. Die empirischen Daten sind wie zuvor beschrieben in die Niederschlagsmengenmatrix und in die Spektralinformationsmatrix überführt worden. Die Schwierigkeit besteht darin, die gemessenen Niederschlagsmengen sinnvoll in konvektive und stratiforme Regenraten zu unterteilen. Zwei statistische Verfahren zur Zuweisung von Regenraten werden im Folgenden diskutiert:

1. Zuweisung über Mittelwertberechnungen

2. Zuweisung über Regressionsanalyse

Betrachten wir zuerst die Zuweisung der Regenraten über die Mittelwerte. Um die Mittelwerte zu berechnen wird die Spektralinformationsmatrix mit der Niederschlagsmengenmatrix kombiniert, damit anschließend eine Unterteilung der Niederschlagsereignisse wie bei ORFEUSS-Event mit der Bedingung $(T_{WV}-T_{IR})>0$ möglich ist. Mittels dieser Unterteilung erhalten wir die konvektiven Niederschlagsmengen pro Zeitschnitt bei positiver BTD. Teilt man die Summe dieser Niederschlagsmengen durch die Anzahl der Zeitschnitte (Mittelwert), die in diesem Fall dem Niederschlags-Index entsprechen, erhält man die konvektive Niederschlagsrate. Analog wird die stratiforme Regenrate mit den übrigen Niederschlagsmengen pro Zeitschnitt berechnet.

Für die Berechnung wurde der komplette Datensatz, ohne Bereinigung der 0,2 mm Ereignisse analysiert. Das Ergebnis dieses Verfahrens ist in Tabelle 5-4 dargestellt. Tabelle 5-5 zeigt die Ergebnisse der unterschiedlichen Regenraten basierend auf dem bereinigten Trainingsdatensatz (ohne 0,2 mm Niederschlagsereignisse), der auch schon für die Klassifikation (vgl. Kapitel 5.1.2) benutzt wurde.

Tabelle 5-4: Mittelwerte [mm] (=Regenrate) für alle Niederschlagsereignisse, für konvektive und stratiforme Ereignisse.

	Anzahl Regenereignisse n=1150	Konvektive Ereignisse n= 51 bei $(T_{WV}-T_{IR})>0$	Stratiforme Ereignisse n=1099
Mittelwert	1,041 mm	1,114 mm	1,038 mm

Tabelle 5-5: Mittelwerte [mm] (=Regenrate) für alle Niederschlagsereignisse größer 0,2 mm, für konvektive und stratiforme Ereignisse.

	Anzahl Regenereignisse n=772	Konvektive Ereignisse n= 36 bei $(T_{WV}-T_{IR})>0$	Stratiforme Ereignisse n=736
Mittelwert	1,448 mm	1,494 mm	1,446 mm

Das Ergebnis beider Mittelwertberechnungen ergab keine großen Unterschiede in der Regenrate zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen. Allerdings werden in der Literatur unter konvektiven Ereignissen oftmals Niederschläge bezeichnet, die von relativ kurzer Dauer, begrenzter Flächenausdehnung und einer Intensität sind, die von heftigen Schauern bis zu Starkregen und Wolkenbrüchen reichen

können (DYCK & PESCHKE, 1995). Dieser Definition zufolge sollten sich die unterschiedlichen Regenraten zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen unterscheiden. Diese Unterscheidung ist laut Ergebnissen aus Tabelle 5-4 und Tabelle 5-5 nicht festzustellen. Aus diesem Grund wird dieser Ansatz zur Regenratenbestimmung keinen Eingang in ORFEUSS-Rate erhalten.

Die Zuweisung der Regenraten mittels Regressionsrechnung erfolgt über den terrestrisch gemessenen Tagesniederschlagsmengen und den dazu gehörigen generierten Tagesindexwerten. Die Basisdaten hierfür liefert die Niederschlagsmengenmatrix (s. Tabelle 5-1). Um eine Indexwert-Tagesniederschlagssummen-Beziehung zu berechnen, werden diese Stationsdaten folgendermaßen zusammengefasst: Die in den Zellen aufgeführten 15-minütigen Niederschlagsmengen werden spaltenweise aufsummiert, sodass sich Tagesniederschlagssummen ergeben. Dementsprechend wird jedem 15minütigen Niederschlagsereignis der Indexwert „1“ zugeteilt und aufsummiert, sodass man einen Niederschlags-Indexwert auf Tagesbasis erhält. Als Ergebnis erhält man als abhängige Variable den Tagesniederschlag in Millimeter und als unabhängige Variable den dimensionslosen Tagesniederschlags-Indexwert. Die 244 Niederschlagstage wurden bereinigt, d.h. einzelne 0,2 mm Ereignisse an nur einem Tag wurden nicht berücksichtigt, so dass 197 Niederschlagstage übrig blieben. Eine Korrelation zwischen den 197 Niederschlags-Indexwerten und den 197 Tagesniederschlagssummen ergab einen Korrelationskoeffizienten von 0,72. Mit Hilfe des Statistikprogramms SPSS (Version 14) wurden verschiedene Regressionen und Testverfahren gerechnet und schließlich der Ansatz mit der Potenzgleichung gewählt. Mit der Lösung der Potenzgleichung lässt sich der Zusammenhang zwischen Niederschlag (Y) und Indexwerten (x) für die Stationsdaten ($n=197$) bestmöglich beschreiben und weiterhin die Niederschlagssumme für beliebige Indexwerte vorhersagen. Die statistischen Kenngrößen dieser Regressionsanalyse und das Streudiagramm sind in Tabelle 5-6 und Abbildung 5-10 aufgeführt. Das Ergebnis zeigt einen erklärenden Varianzanteil von 66%. Dies bedeutet, dass sich einzig durch die generierten Indexwerte 66% der gemessenen Niederschlagssummen erklären lassen. Die Regressionsgleichung für die Vorhersage für die Niederschlags-Index-Bilder lautet:

$$Y = 0,46x^{1,210} \quad (5.12)$$

Tabelle 5-6: Statistische Kenngrößen für drei unterschiedliche Regressionsmodelle.

Gleichung	Modellzusammenfassung					Parameterschätzer	
	R-Quadrat	F	Freiheitsgrade 1	Freiheitsgrade 2	Sig.	Konstante	b1
Linear	0,514	205,964	1	195	0,000	-0,892	1,104
Potenzfunktion	0,660	378,036	1	195	0,000	0,460	1,210
Exponentiell	0,580	269,666	1	195	0,000	0,949	0,168

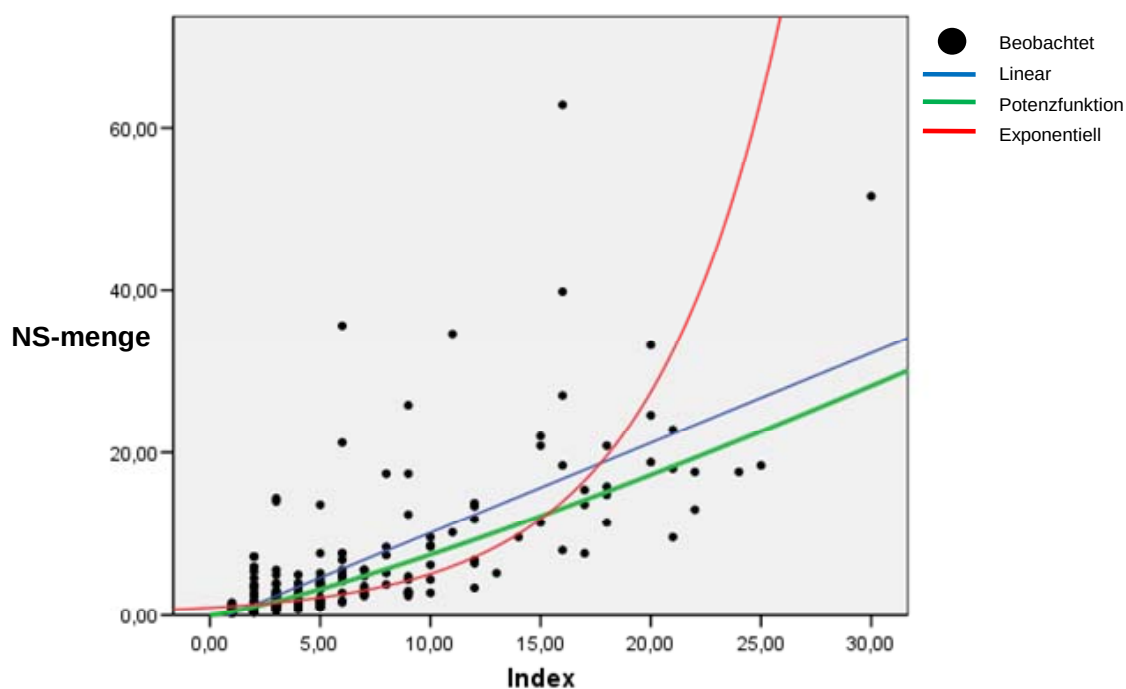


Abbildung 5-10: Zusammenhang zwischen Tagesniederschlagsmenge und Tagesindexwert aller Niederschläge dargestellt mit den drei Regressionsmodellen.

Dieses Ergebnis stellt den Zusammenhang zwischen Tagesniederschlagssummen und Tagesindexwerten dar. Allerdings soll der Gesamtniederschlag differenziert in konvektive und stratiforme Niederschlagsmengen betrachtet werden und somit wird die hier ermittelte Regressionsgleichung (5.11) für die Einbindung in ORFEUSS-Rate keine Rolle spielen.

5.3.1 Zuweisung von konvektiven Niederschlagsraten

Das Ergebnis, basierend auf den gesamten Stationsdaten, liefert sehr zufriedenstellende Resultate. Darüber hinaus ist das Ziel aber eine Zuweisung von konvektiven und stratiformen Niederschlagsraten zu erreichen. Als Definition für konvektiven Niederschlag wird wiederum auf DYCK & PESCHKE (1995) verwiesen, die konvektive

Niederschläge als Niederschlagsereignisse von kurzer Dauer mit hoher Intensität ansehen. Anhand dieser Definition wird die Niederschlagsmengenmatrix differenziert. Dazu werden die 197 Tagesniederschlagssummen und die 197 Tagesindexwerte einzeln betrachtet und folgendermaßen getrennt:

$$x = \frac{\text{Tagesniederschlagssumme}}{\text{Tagesindexwert}} \quad (5.13)$$

für $x \geq 1$ = konvektive Niederschläge

für $x \leq 1$ = stratiforme Niederschläge

Dadurch ergeben sich für den konvektiven Niederschlag 50 Niederschlagsereignisse (vgl. Tabelle 5-7).

Tabelle 5-7: Anzahl der Tagesniederschlagssummen (NS) in [mm] und die dazugehörigen Tagesindexwerte (Index) sowie weitere Berechnungen, wie NS/Index, Regendauer (Anzahl h) und Niederschlagsintensität (mm/h).

Anzahl	NS	Index	NS/Index	Anzahl h	mm/h	Anzahl	NS	Index	NS/Index	Anzahl h	mm/h
1	3,0	3	1,0	0,75	4,0	26	1,6	1	1,6	0,25	6,4
2	4,0	4	1,0	1	4,0	27	33,2	20	1,7	5	6,6
3	3,0	3	1,0	0,75	4,0	28	5,0	3	1,7	0,75	6,7
4	5,2	5	1,0	1,25	4,2	29	27,0	16	1,7	4	6,8
5	8,4	8	1,1	2	4,2	30	3,4	2	1,7	0,5	6,8
6	22,8	21	1,1	5,25	4,3	31	51,6	30	1,7	7,5	6,9
7	13,4	12	1,1	3	4,5	32	3,6	2	1,8	0,5	7,2
8	6,8	6	1,1	1,5	4,5	33	5,6	3	1,9	0,75	7,5
9	18,4	16	1,2	4	4,6	34	3,8	2	1,9	0,5	7,6
10	13,8	12	1,2	3	4,6	35	17,4	9	1,9	2,25	7,7
11	20,8	18	1,2	4,5	4,6	36	17,4	8	2,2	2	8,7
12	1,2	1	1,2	0,25	4,8	37	4,6	2	2,3	0,5	9,2
13	2,4	2	1,2	0,5	4,8	38	39,8	16	2,5	4	10,0
14	24,6	20	1,2	5	4,9	39	5,4	2	2,7	0,5	10,8
15	5,0	4	1,3	1	5,0	40	13,6	5	2,7	1,25	10,9
16	3,8	3	1,3	0,75	5,1	41	25,8	9	2,9	2,25	11,5
17	7,6	6	1,3	1,5	5,1	42	6,0	2	3,0	0,5	12,0
18	7,6	6	1,3	1,5	5,1	43	34,6	11	3,1	2,75	12,6
19	4,0	3	1,3	0,75	5,3	44	21,2	6	3,5	1,5	14,1
20	12,4	9	1,4	2,25	5,5	45	7,2	2	3,6	0,5	14,4
21	20,8	15	1,4	3,75	5,5	46	7,2	2	3,6	0,5	14,4
22	1,4	1	1,4	0,25	5,6	47	62,8	16	3,9	4	15,7
23	2,8	2	1,4	0,5	5,6	48	14,0	3	4,7	0,75	18,7
24	22,0	15	1,5	3,75	5,9	49	14,4	3	4,8	0,75	19,2
25	7,6	5	1,5	1,25	6,1	50	35,6	6	5,9	1,5	23,7

Tabelle 5-8: Deskriptive Statistik und die Korrelation für die konvektiven Niederschlagsereignisse

Deskriptive Statistik							
	N	Minimum	Maximum	Mittelwert		Standardabweichung	Varianz
	Statistik	Statistik	Statistik	Statistik	Standardfehler	Statistik	Statistik
NS	50	1,20	62,80	14,0920	1,90744	13,48766	181,917
Index	50	1,00	30,00	7,6200	0,95143	6,72762	45,261
NS/Index	50	1,00	5,90	1,9940	0,15888	1,12348	1,262
Anzahl h	50	0,25	7,50	1,9050	0,23786	1,68190	2,829
mm/h	50	4,00	23,70	7,9580	0,63925	4,52021	20,432
Gültige Werte	50						

Korrelationen			
		NS	Index
NSsumme	Korrelation nach		
	Pearson	1	0,789
	Signifikanz (2-seitig)		0,000
	N	50	50
Index	Korrelation nach		
	Pearson	0,789	1
	Signifikanz (2-seitig)	0,000	
	N	50	50

Für den kleinsten NS/Index-Wert bedeutet dies eine Regenrate von 4 mm/h. Die Korrelation zwischen Tagesniederschlagssummen und Tagesindexwerten ergab einen Korrelationskoeffizienten von 0,789 (s. Tabelle 5-8).

Das Ergebnis der drei Regressionsmodelle und das Streudiagramm, welche die konvektiven Niederschläge beschreiben, sind in Abbildung 5-9 und Abbildung 5-11 dargestellt. Hierbei erzielt die Gleichung mit der Potenzfunktion den besten Zusammenhang zwischen Tagesindexwerten und Tagesniederschlagssummen. Für die konvektiven Niederschlagsereignisse lautet der erklärende Varianzanteil 76,9%, das bedeutet, dass sich durch die berechneten konvektiven Indexwerte knapp 77% der gemessenen Niederschlagssummen erklären lassen. Die Regressionsgleichung für die Berechnung der konvektiven Niederschlagsmengen lautet:

$$y = 1,934 * x^{0,942} \quad (5.14)$$

Tabelle 5-9: Statistische Kenngrößen für drei unterschiedliche Regressionsmodelle, welche die konvektiven Niederschlagsereignisse beschreiben.

Gleichung	Modellzusammenfassung					Parameterschätzer	
	R-Quadrat	F	Freiheitsgrade 1	Freiheitsgrade 2	Sig.	Konstante	b1
Linear	0,623	79,166	1	48	0,000	2,038	1,582
Potenzfunktion	0,769	159,725	1	48	0,000	1,934	0,942
Exponentiell	0,632	82,431	1	48	0,000	3,773	0,116

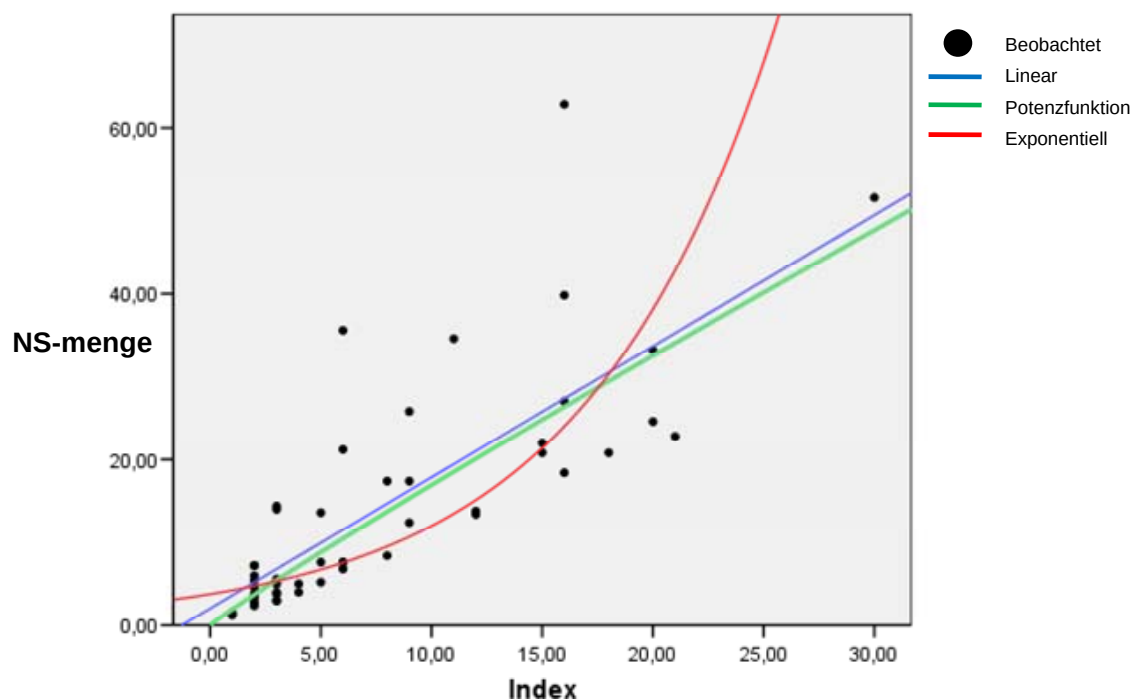


Abbildung 5-11: Zusammenhang zwischen Tagesniederschlagsmenge und Tagesindexwert der konvektiven Niederschläge dargestellt mit den drei Regressionsmodellen.

5.3.2 Zuweisung von stratiformen Niederschlagsraten

Für die Berechnung der stratiformen Niederschlagsmengen bleiben laut Formel (5.13) 147 Niederschlagsereignisse übrig. Analog zur Berechnung der konvektiven Niederschlagsmengen wird zuerst die Tabelle mit den Tagesniederschlagssummen und den Tagesindexwerten präsentiert (s. Tabelle 5-10), um nachstehend auf die statistischen Kenngrößen dieser Werte einzugehen (s. Tabelle 5-11).

Tabelle 5-10: Anzahl der Tagesniederschlagssummen (NS) in [mm] und die dazugehörigen Tagesindexwerte (Index) für die stratiformen Niederschlagsereignisse sowie NS/Index, Regendauer (Anzahl h) und Niederschlagsintensität (mm/h).

Anzahl	NS	Index	NS/Index	Anzahl h	mm/h
1	0,4	2	0,20	0,5	0,8
2	0,2	1	0,20	0,25	0,8
3	0,4	2	0,20	0,5	0,8
4	0,4	2	0,20	0,5	0,8
5	0,4	2	0,20	0,5	0,8
6	0,4	2	0,20	0,5	0,8
7	0,8	4	0,20	1	0,8
8	0,4	2	0,20	0,5	0,8
9	0,8	4	0,20	1	0,8
10	0,4	2	0,20	0,5	0,8
11	0,8	4	0,20	1	0,8
12	1,0	5	0,20	1,25	0,8
13	1,0	5	0,20	1,25	0,8
14	0,4	2	0,20	0,5	0,8
15	0,4	2	0,20	0,5	0,8
16	0,4	2	0,20	0,5	0,8
17	0,4	2	0,20	0,5	0,8
18	0,8	4	0,20	1	0,8
19	0,6	3	0,20	0,75	0,8
20	0,6	3	0,20	0,75	0,8
21	1,2	5	0,24	1,25	1,0
22	1,0	4	0,25	1	1,0
23	1,0	4	0,25	1	1,0
24	2,4	9	0,27	2,25	1,1
25	1,6	6	0,27	1,5	1,1
26	0,8	3	0,27	0,75	1,1
27	1,4	5	0,28	1,25	1,1
28	2,8	10	0,28	2,5	1,1
29	3,4	12	0,28	3	1,1
30	1,2	4	0,30	1	1,2
31	1,8	6	0,30	1,5	1,2
32	0,6	2	0,30	0,5	1,2
33	0,6	2	0,30	0,5	1,2
34	0,6	2	0,30	0,5	1,2
35	0,6	2	0,30	0,5	1,2
36	0,6	2	0,30	0,5	1,2
37	0,6	2	0,30	0,5	1,2
38	0,6	2	0,30	0,5	1,2
39	1,2	4	0,30	1	1,2
40	0,6	2	0,30	0,5	1,2
41	0,6	2	0,30	0,5	1,2
42	2,8	9	0,31	2,25	1,2
43	2,8	9	0,31	2,25	1,2
44	1,6	5	0,32	1,25	1,3
45	1,0	3	0,33	0,75	1,3
46	1,0	3	0,33	0,75	1,3
47	3,0	9	0,33	2,25	1,3
48	2,4	7	0,34	1,75	1,4
49	1,4	4	0,35	1	1,4
50	1,4	4	0,35	1	1,4

Anzahl	NS	Index	NS/Index	Anzahl h	mm/h
51	1,8	5	0,36	1,25	1,4
52	1,8	5	0,36	1,25	1,4
53	1,8	5	0,36	1,25	1,4
54	2,6	7	0,37	1,75	1,5
55	0,4	1	0,40	0,25	1,6
56	0,4	1	0,40	0,25	1,6
57	0,4	1	0,40	0,25	1,6
58	1,6	4	0,40	1	1,6
59	2,8	7	0,40	1,75	1,6
60	0,8	2	0,40	0,5	1,6
61	0,4	1	0,40	0,25	1,6
62	0,8	2	0,40	0,5	1,6
63	0,4	1	0,40	0,25	1,6
64	0,4	1	0,40	0,25	1,6
65	0,4	1	0,40	0,25	1,6
66	0,4	1	0,40	0,25	1,6
67	0,4	1	0,40	0,25	1,6
68	0,4	1	0,40	0,25	1,6
69	1,2	3	0,40	0,75	1,6
70	1,2	3	0,40	0,75	1,6
71	5,2	13	0,40	3,25	1,6
72	1,2	3	0,40	0,75	1,6
73	1,2	3	0,40	0,75	1,6
74	1,2	3	0,40	0,75	1,6
75	2,2	5	0,44	1,25	1,8
76	4,4	10	0,44	2,5	1,8
77	7,6	17	0,45	4,25	1,8
78	3,2	7	0,46	1,75	1,8
79	9,6	21	0,46	5,25	1,8
80	1,4	3	0,47	0,75	1,9
81	1,4	3	0,47	0,75	1,9
82	1,4	3	0,47	0,75	1,9
83	1,4	3	0,47	0,75	1,9
84	2,8	6	0,47	1,5	1,9
85	3,8	8	0,48	2	1,9
86	4,4	9	0,49	2,25	2,0
87	8,0	16	0,50	4	2,0
88	2,0	4	0,50	1	2,0
89	1,0	2	0,50	0,5	2,0
90	1,0	2	0,50	0,5	2,0
91	3,6	7	0,51	1,75	2,1
92	6,4	12	0,53	3	2,1
93	1,6	3	0,53	0,75	2,1
94	4,8	9	0,53	2,25	2,1
95	6,8	12	0,57	3	2,3
96	13,0	22	0,59	5,5	2,4
97	1,8	3	0,60	0,75	2,4
98	1,2	2	0,60	0,5	2,4
99	0,6	1	0,60	0,25	2,4
100	0,6	1	0,60	0,25	2,4

Anzahl	NS	Index	NS/Index	Anzahl h	mm/h
101	2,4	4	0,60	1	2,4
102	6,2	10	0,62	2,5	2,5
103	11,4	18	0,63	4,5	2,5
104	3,2	5	0,64	1,25	2,6
105	5,2	8	0,65	2	2,6
106	9,6	14	0,69	3,5	2,7
107	4,8	7	0,69	1,75	2,7
108	2,8	4	0,70	1	2,8
109	4,2	6	0,70	1,5	2,8
110	2,2	3	0,73	0,75	2,9
111	2,2	3	0,73	0,75	2,9
112	17,6	24	0,73	6	2,9
113	2,2	3	0,73	0,75	2,9
114	18,4	25	0,74	6,25	2,9
115	11,4	15	0,76	3,75	3,0
116	3,8	5	0,76	1,25	3,0
117	3,8	5	0,76	1,25	3,0
118	17,6	22	0,80	5,5	3,2
119	13,6	17	0,80	4,25	3,2
120	5,6	7	0,80	1,75	3,2
121	1,6	2	0,80	0,5	3,2
122	4,0	5	0,80	1,25	3,2
123	1,6	2	0,80	0,5	3,2
124	0,8	1	0,80	0,25	3,2
125	5,6	7	0,80	1,75	3,2
126	0,8	1	0,80	0,25	3,2
127	4,8	6	0,80	1,5	3,2
128	2,4	3	0,80	0,75	3,2
129	14,8	18	0,82	4,5	3,3
130	5,0	6	0,83	1,5	3,3
131	8,4	10	0,84	2,5	3,4
132	4,2	5	0,84	1,25	3,4
133	3,4	4	0,85	1	3,4
134	18,0	21	0,86	5,25	3,4
135	8,6	10	0,86	2,5	3,4
136	2,6	3	0,87	0,75	3,5
137	2,6	3	0,87	0,75	3,5
138	15,8	18	0,88	4,5	3,5
139	1,8	2	0,90	0,5	3,6
140	15,4	17	0,91	4,25	3,6
141	4,6	5	0,92	1,25	3,7
142	7,4	8	0,93	2	3,7
143	10,2	11	0,93	2,75	3,7
144	5,6	6	0,93	1,5	3,7
145	18,8	20	0,94	5	3,8
146	9,6	10	0,96	2,5	3,8
147	11,8	12	0,98	3	3,9

Tabelle 5-11: Deskriptive Statistik und Korrelation für die stratiformen Niederschlagsereignisse.

Deskriptive Statistik							
	N	Minimum	Maximum	Mittelwert		Standardabweichung	Varianz
	Statistik	Statistik	Statistik	Statistik	Standardfehler	Statistik	Statistik
NS	147	0,20	18,80	3,5184	0,35869	4,34894	18,913
Index	147	1,00	25,00	6,0204	0,45108	5,46905	29,911
NS/Index	147	0,20	0,98	0,4981	0,01933	0,23440	0,055
Anzahl h	147	0,25	6,25	1,5051	0,11277	1,36726	1,869
mm/h	147	0,80	3,90	1,9898	0,07710	0,93485	0,874
Gültige Werte	147						

Korrelationen			
	Korrelation nach Pearson	NS	Index
		1	0,932
Index	Signifikanz (2-seitig)		0,000
	N	147	147
	Korrelation nach Pearson	0,932	1
	Signifikanz (2-seitig)	0,000	
	N	147	147

Für die stratiformen Niederschläge ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von 0,932 zwischen Tagesniederschlagssummen und Tagesindexwerten. Bei der Regressionsanalyse für die stratiformen Niederschläge ergab der quadratische Lösungsansatz den höchsten Korrelationskoeffizienten, wie in Tabelle 5-11 und im

Streudiagramm (s. Abbildung 5-12) ersichtlich ist. Für die stratiformen Niederschlagsereignisse lautet der erklärende Varianzanteil 87,5%, das bedeutet, dass sich durch die berechneten stratiformen Indexwerte 87,5% der gemessenen Niederschlagssummen erklären lassen. Daraus ergibt sich folgende Regressionsgleichung für die Berechnung der stratiformen Niederschläge:

$$y = 0,010x^2 + 0,526x - 0,325 \quad (5.15)$$

Tabelle 5-12: Statistische Kenngrößen für drei unterschiedliche Regressionsmodelle, welche die stratiformen Niederschlagsereignisse beschreiben.

Gleichung	Modellzusammenfassung					Parameterschätzer		
	R-Quadrat	F	Freiheitsgrade 1	Freiheitsgrade 2	Sig.	Konstante	b1	b2
Linear	0,868	951,661	1	145	0,000	-0,941	0,741	
Quadratisch	0,875	502,034	2	144	0,000	-0,325	0,526	0,010
Potenzfunktion	0,835	734,584	1	145	0,000	0,325	1,217	

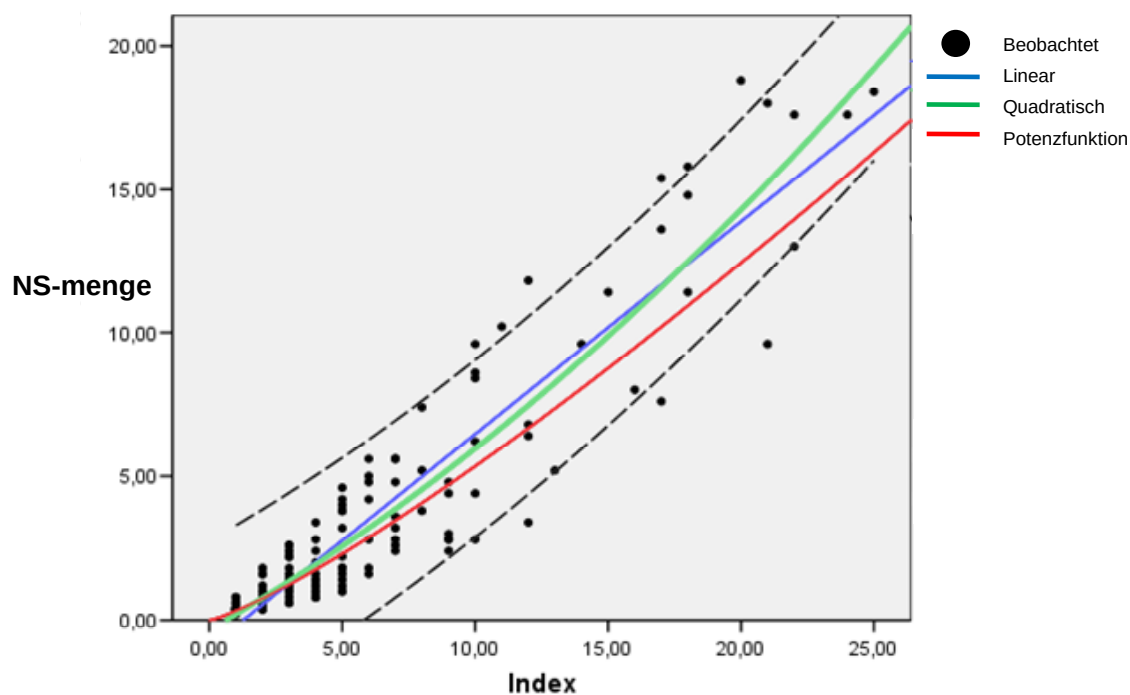


Abbildung 5-12: Zusammenhang zwischen Tagesniederschlagsmenge und Tagesindexwert der stratiformen Niederschläge dargestellt mit den drei Regressionsmodellen sowie dem 95 % Konfidenzintervall (gestrichelte Linie) für das quadratische Regressionsmodell.

6 Validierung des Methodenverbundes ORFEUSS

Aufgrund der erzeugten Datenmenge von 302 Tagesniederschlagssummen würde die Validierung jedes einzelnen Tages den Rahmen dieser Arbeit überschreiten. Deshalb wurde die Qualität von ORFEUSS stichprobenartig im berechneten Datenzeitraum getestet. Dazu wurden zufällig aus jedem einzelnen Untersuchungsmonat acht Tage extrahiert (vgl. Tabelle 6-1) und mit unabhängigen externen Daten verglichen.

Tabelle 6-1: Übersicht über die 80 Validierungstage.

	Jahr 2006 Tage	Jahr 2007 Tage
Januar	1,2,8,12,17,21,25,31	5,7,12,22,25,28,29,30
Februar	1,5,10,13,18,21,25,28	2,9,13,16,18,24,25,28
März	2,8,12,17,18,20,25,30	2,3,7,8,15,23,25,28
April	2,8,10,14,17,20,21,30	1,4,9,13,18,21,24,30
Mai	1,3,7,9,12,15,20,25	1,4,6,9,11,15,19,30

Die externen Validierungsdaten sind im Kapitel 4.6 aufgeführt und werden aufgrund der Relevanz für das hier beschriebene Kapitel nochmals kurz erläutert. Darüberhinaus wird ihre Aufbereitung für die unterschiedlichen Verfahren näher beschrieben. Die Validierung erfolgte zunächst qualitativ, d.h. es wurden die von ORFEUSS abgeleiteten Niederschlagsmuster mit den Niederschlagsmustern des 3B42-Standardprodukt der NASA verglichen. Im nächsten Schritt wurde ein quantitativer Vergleich mittels statistischer Testverfahren einerseits in kategorischen Größen und andererseits in kontinuierlichen Größen durchgeführt. Abschließend werden die Testergebnisse zusammengefasst und diskutiert.

6.1 Datengrundlage und Datenaufbereitung für die Validierung

Die Validierung wird mit zwei verschiedenen voneinander unabhängigen Datensätzen durchgeführt. Zum einen werden terrestrisch gemessene Punktdaten (Tagessummen der Stationen) vom Namibianischen Wetterdienst verwendet. Der Nachteil dieser Daten ist, dass sie zum Teil ungenau akquiriert werden, was auf der schwankenden Anzahl der Niederschlagsstationen zurückzuführen ist. Weiterhin besteht auch kein einheitliches

Messverfahren in Namibia, d.h. manche Messstationen bestehen nur aus einfachen Regenmessern für den Hausgebrauch (s. Abbildung 6-1), Niederschlagsmesser nach Hellmann oder vereinzelt findet man auch professionelle meteorologischen Messgeräte. Abbildung 6-2 zeigt exemplarisch für den Januar 2006 die Verteilung der 154 Niederschlagsmesser in Namibia. Auffällig ist, dass im Nordwesten und im gesamten Westteil des Landes in einem etwa 150 km breiten Streifen keine Station vertreten ist, auch im nordöstlichen Teil weist das Messnetz eine größere Lücke auf.



Abbildung 6-1: Einfacher Regenmesser (in Namibia vielfach auf Farmen eingesetzt). (Quelle: eigenes Foto)

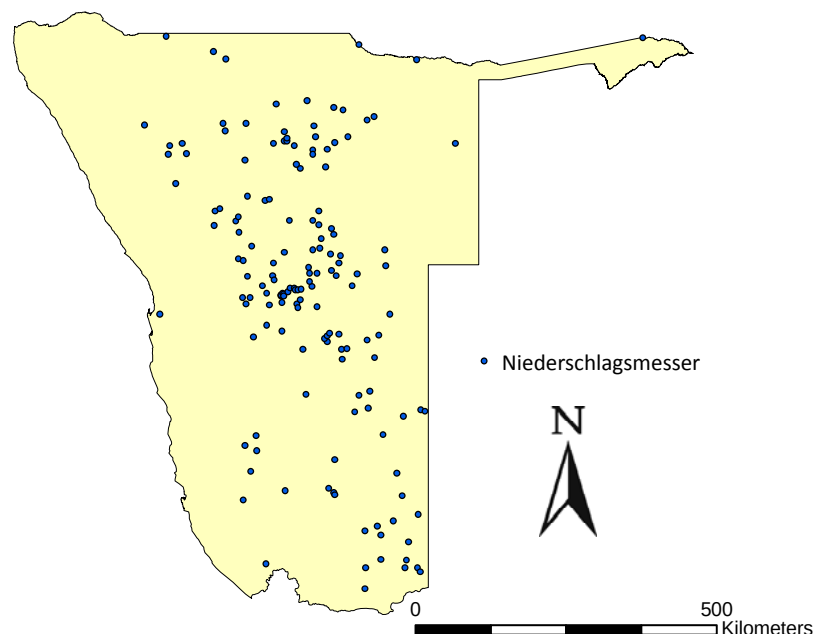


Abbildung 6-2: Verteilung der offiziellen Niederschlagsmessstationen des Namibianischen Wetterdienstes für Januar 2006. (Quelle: eigener Entwurf)

Für die spätere quantitative pixelbasierte Analyse der Punktdaten werden die Tagessummen der Stationsdaten in shape-Datensätze überführt und auf Monatsbasis aggregiert. Durch Verschneiden der Tagessummen-Punktdatensätze mit den jeweiligen ORFEUSS-Ergebnissen konnten die berechneten Tagesniederschlagssummen auf Pixelbasis extrahiert werden und mit den Punktmessungen verglichen werden. Tabelle 6-2 gibt einen Überblick über die Anzahl der Stationen pro Untersuchungsmonat und spiegelt zugleich die heterogene Stationsanzahl und somit eine Inkonsistenz in der Datenaufzeichnung in Namibia wider.

Tabelle 6-2: Anzahl der Niederschlagsmessstationen in Namibia.

	Anzahl Messstationen 2006	Anzahl Messstationen 2007
Januar	154	119
Februar	150	113
März	146	103
April	147	88
Mai	146	82

Zusätzlich wird ein globales Niederschlagsprodukt („3B42-Standardprodukt“) des *TRMM Science Data and Information System* (TSDIS) der NASA verwendet. Hierbei werden Daten des TRMM Microwave Imager und anderer passiver Mikrowellen Instrumente mit geostationären Infrarotüberwachungen zu einer dreistündigen globalen Niederschlagsabschätzung auf einem räumlichen Gitter von 50°S bis 50°N kombiniert. In einem weiteren Prozessierungsschritt werden diese „near realtime“ Daten mit zusätzlichen Daten z.B. aus terrestrischen Messungen zum „3B42 standard product“ erweitert. Die räumliche Auflösung eines Pixels beträgt 0,25° (HUFFMANN ET AL., 2007). Die Daten wurden im Multi-Satellite 2D grid Tiff Datenformat von folgendem Internet-Link heruntergeladen <ftp://web.pps.eosdis.nasa.gov/pub/okelley/pacific/3B42>. Danach werden die dreistündigen Datensätze zu einem Tag zusammengesetzt und die Niederschlagswerte aufsummiert. In einem weiteren Schritt wird die vorgegebene Pixelgröße auf die Pixelgröße von MSG resampelt und das Subset Namibia ausgeschnitten (64561 Pixel). Der so entstandene Namibia-TRMM-Datensatz wird als beobachteter Messwert (Referenzwert) für die pixelbasierten statistischen Testverfahren verwendet.

6.2 Qualitative Validierung

Das menschliche Gehirn hat eine einzigartige Fähigkeit Muster zu erkennen, und Unterschiede zu differenzieren und zu interpretieren. Aus diesem Grund ist die einfache, allerdings auch subjektive Methode des Vergleichs zweier Daten mit dem menschlichen Auge als eine sehr effektive Methode einzuschätzen (EBERT, 2007). In den eigens erstellten Abbildung 6-3 bis Abbildung 6-12 sind für die zehn Monate (Januar bis Mai 2006 und 2007) jeweils die acht Validierungstage zur qualitativen Validierung dargestellt. Dafür wurden die Validierungstage zuvor in ein Geographisches Informationssystem (ArcGIS 9.2) eingeladen und mit dem Jenks-Caspall Algorithmus klassifiziert. Aufgrund der großen Datenmenge kann nicht jeder einzelne Niederschlagstag qualitativ beschrieben und verglichen werden. Es wird für jeden Monat eine allgemeine Aussage getätigt und exemplarisch auf Unterschiede einzelner Tage eingegangen.

Die räumlichen Niederschlagsmuster (vgl. Abbildung 6-3) der TRMM-Daten und der ORFEUSS-Daten stimmen für den Monat Januar weitestgehend überein. Die dunkler werdenden Blautöne repräsentieren die Niederschlagsintensität, welche sehr gut übereinstimmt (s. dazu den 12.1.2006). Teilweise wurden niederschlagsfreie Regionen unterschiedlich detektiert, wie am Beispiel des 25.1. im südöstlichen Teil von Namibia zu erkennen ist.

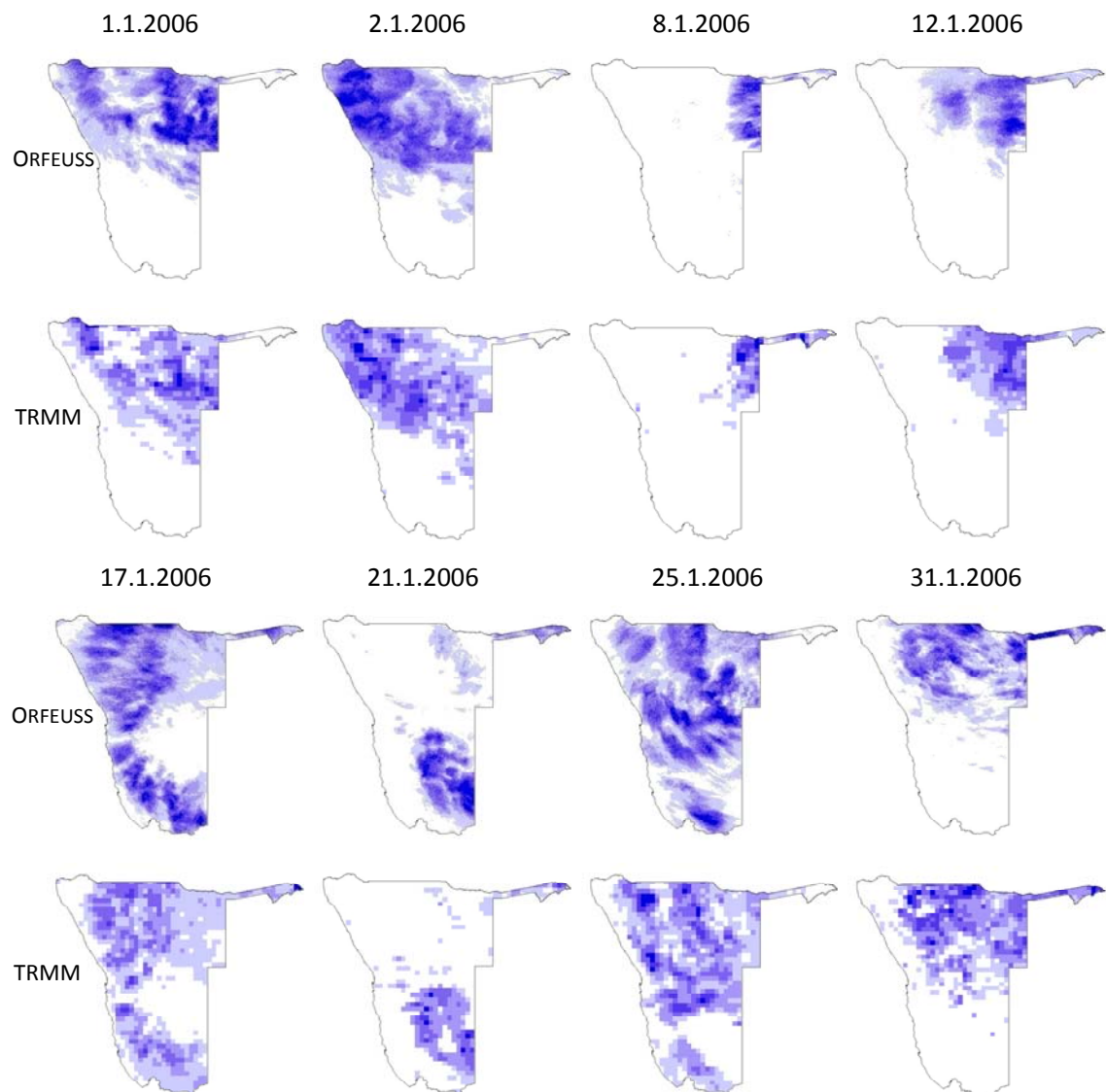


Abbildung 6-3: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Januar 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

Auch für den Februar zeigte ORFEUSS im Vergleich mit TRMM gute Übereinstimmungen. So wurden z.B. kleinere Niederschlagsereignisse im Süden von Namibia (vgl. Abbildung 6-4 der 18.2.2006 und der 25.2.2006) gleichermaßen erkannt.

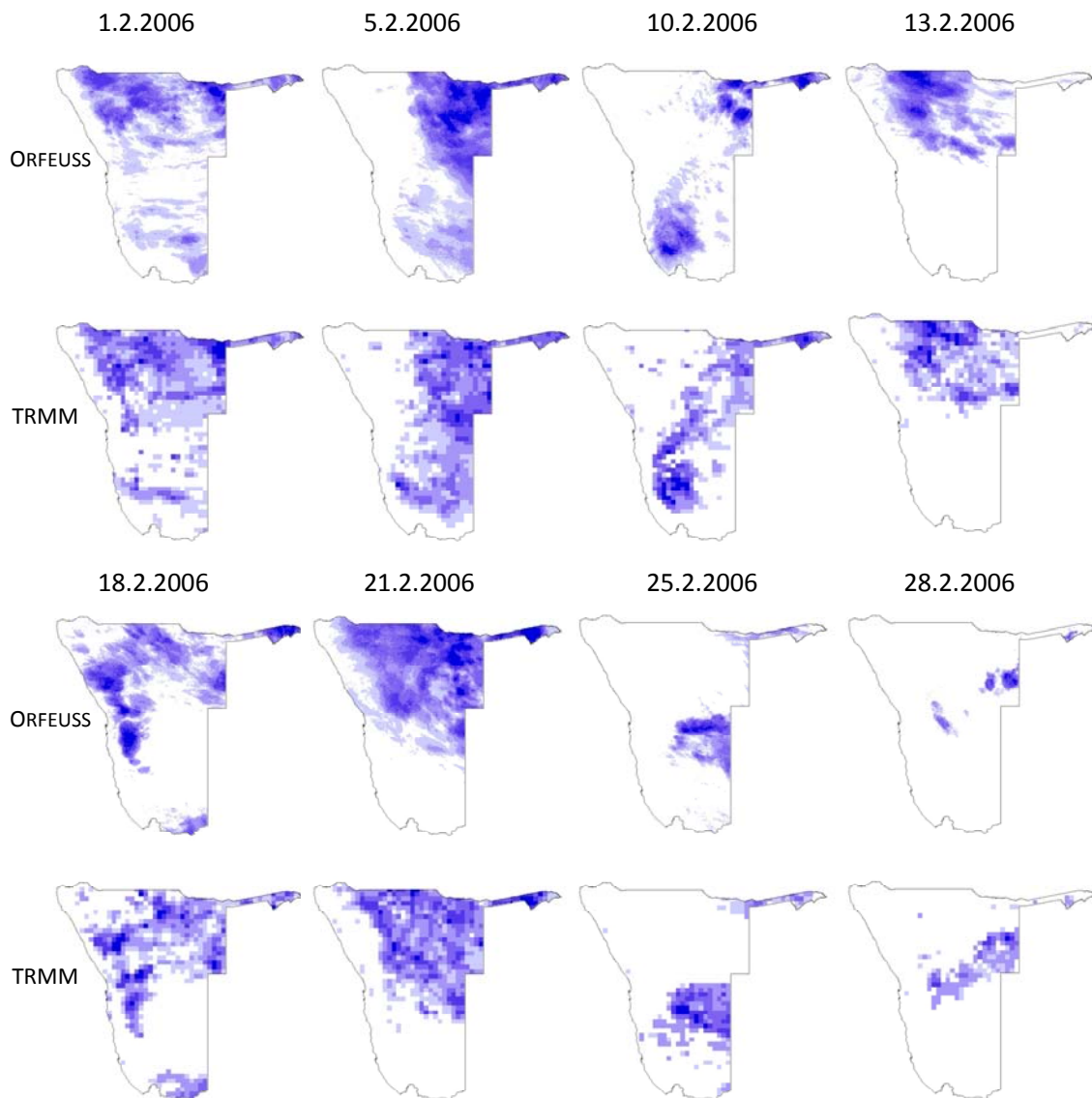


Abbildung 6-4: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Februar 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

ORFEUSS unterschätzte im Vergleich zu TRMM für den 2.3.2006 und 8.3.2006 die Niederschlagsflächen (s. Abbildung 6-5). Für den 25.3.2006 wurden die im Raum sehr heterogen auftretenden Niederschläge sehr gut erfasst, allerdings erneut mit einer leichten Unterschätzung der gesamten Niederschlagsfläche.

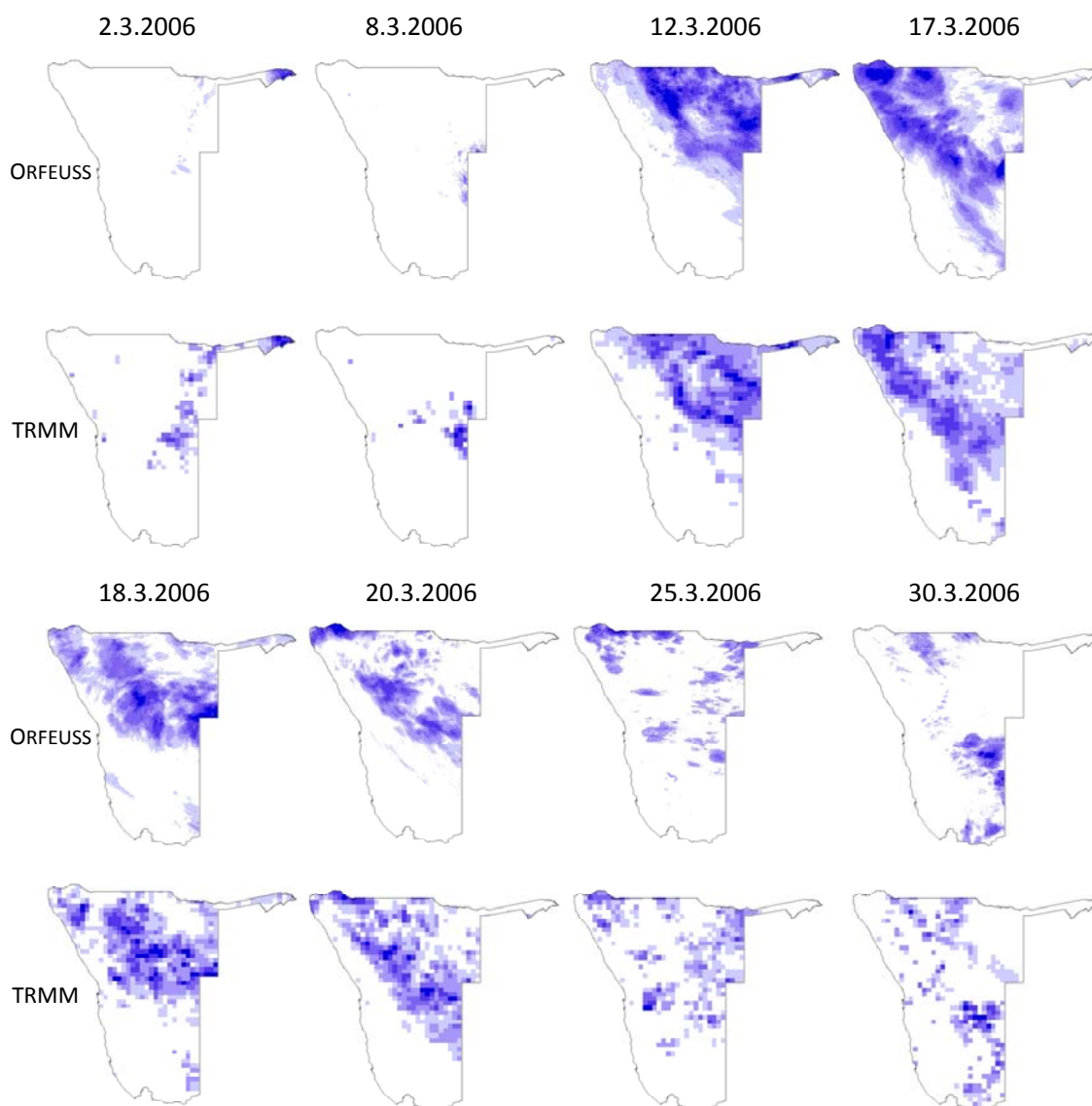


Abbildung 6-5: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im März 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

In Abbildung 6-6 stellt der 20.4.2006 eine klimatologische Besonderheit dar, weil hier Niederschläge im Bereich der Küstenwüste Namib auftraten. In diesem Beispiel überschätzte ORFEUSS im Vergleich zu TRMM die Niederschlagsfläche. Die niederschlagsfreie ellipsenförmige Fläche im südöstlichen Teil von Namibia ist im TRMM-Datensatz gut erkennbar, während sie bei ORFEUSS nicht erscheint.

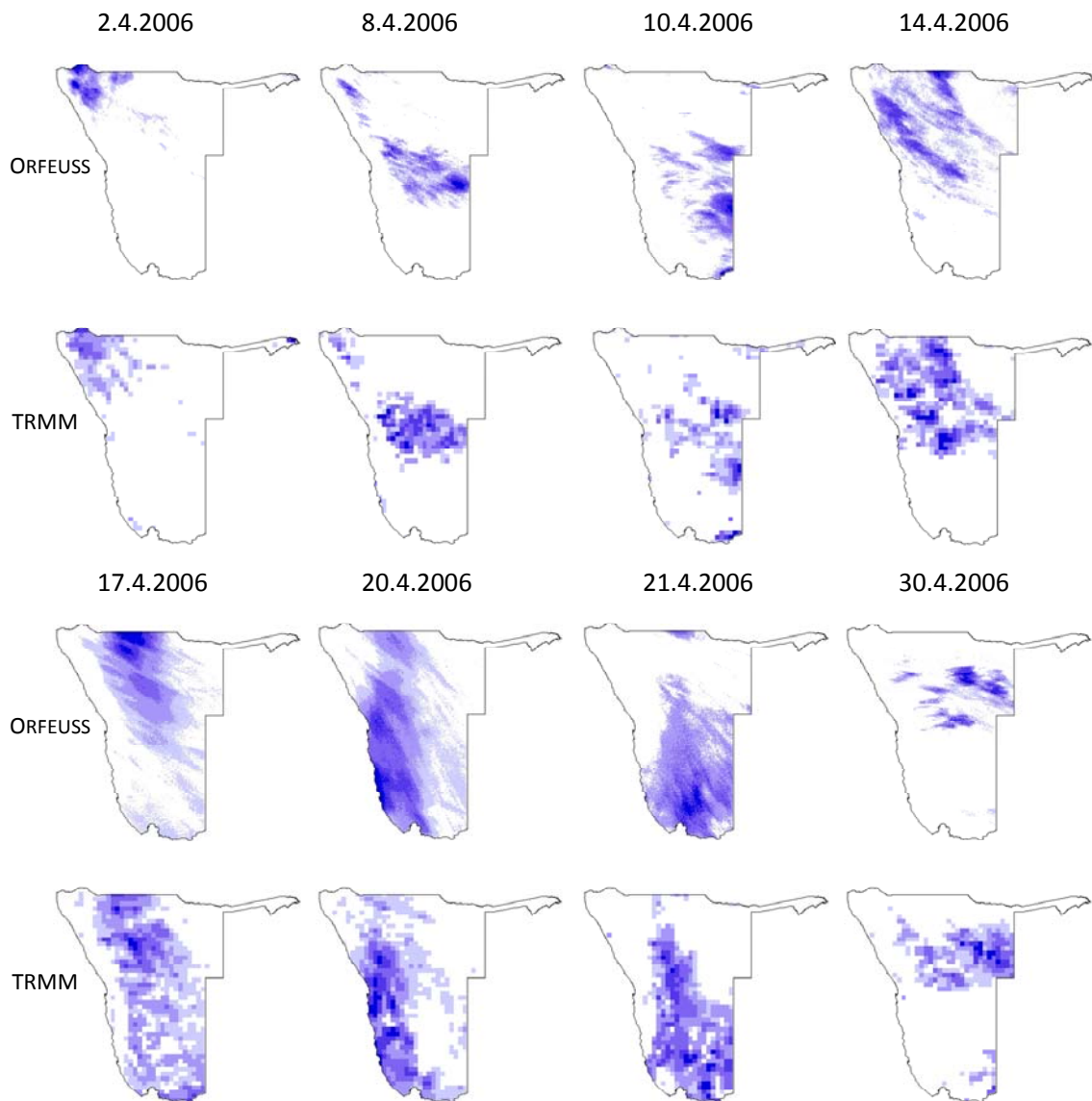


Abbildung 6-6: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im April 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

Im Mai geht die Regenzeit generell dem Ende entgegen. Am 1. Mai 2006 wurden die Niederschlagsmuster noch gut erkannt, auch am 20.5.2006 wurden im südlichen Namibia Niederschläge erfasst. Am 15.5.2006 detektierten die TRMM-Daten ein Niederschlagsband von Nordosten nach Südwesten, ORFEUSS hingegen erkannte gar keine Niederschläge (s. Abbildung 6-7). Die Bodenstationen meldeten für diesen Tag namibiaweit nur für zwei Stationen Niederschlag, die im TRMM-Niederschlagsmuster liegen.

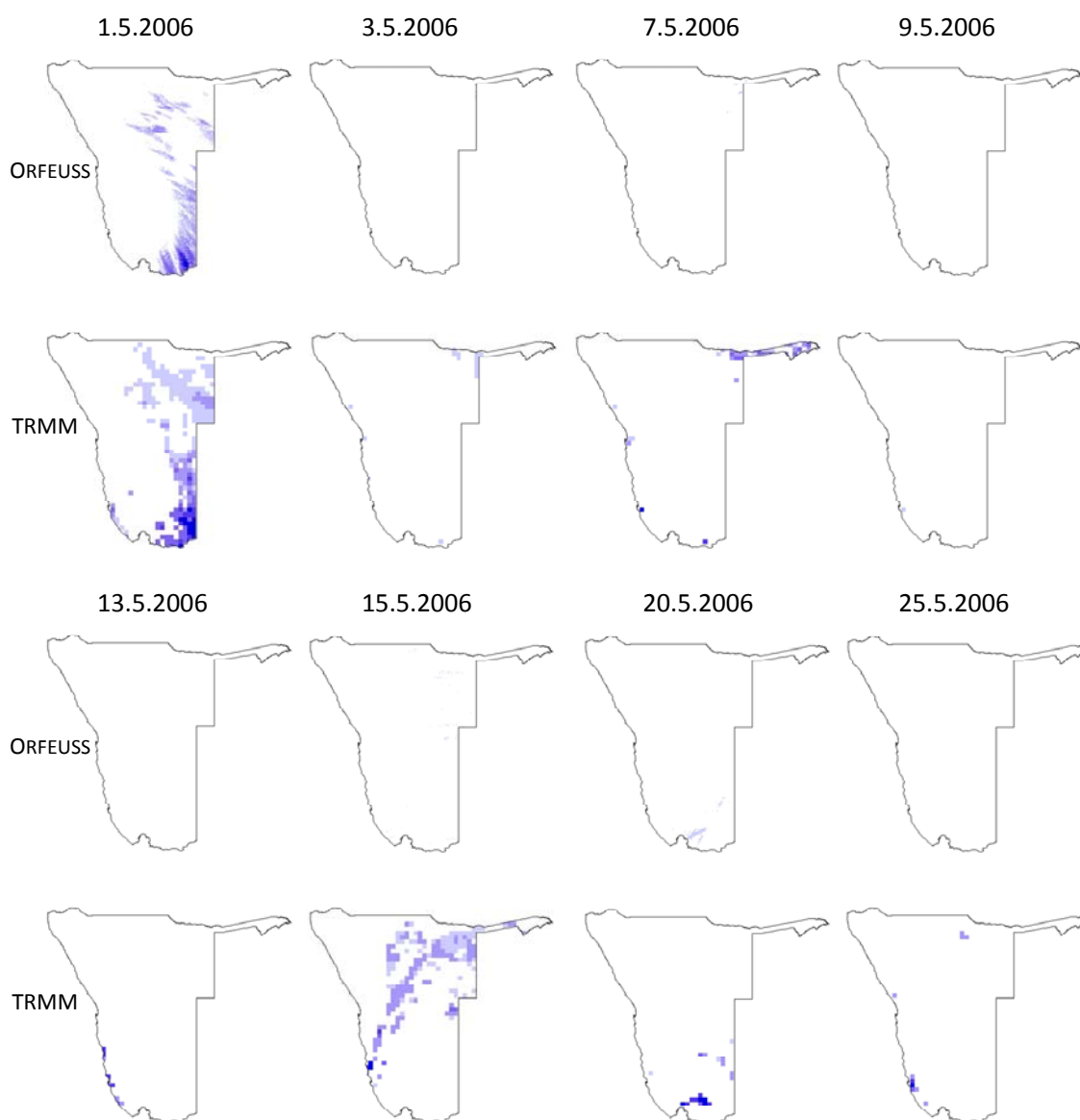


Abbildung 6-7: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Mai 2006. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

Die Niederschlagsmuster für die zufällig ermittelten Regentage im Januar 2007 (s. Abbildung 6-8) zeigten im Wesentlichen sehr gute Übereinstimmungen auf. Eine kleine Ausnahme stellte der 7. Januar dar. Zwar wurde das große im Nordwesten gelegene Niederschlagsereignis erfasst, aber ORFEUSS berechnet eine größere Niederschlagsfläche, hingegen im Caprivi-Zipfel, im Nordosten des Landes, verzeichnete ORFEUSS keinen Niederschlag im Vergleich zu TRMM. Einzelne kleine höchstwahrscheinlich kumulativ aufgetretene Ereignisse im Norden wurden erfasst, allerdings traten einzelne Niederschläge im Westen nur bei den TRMM-Daten auf.

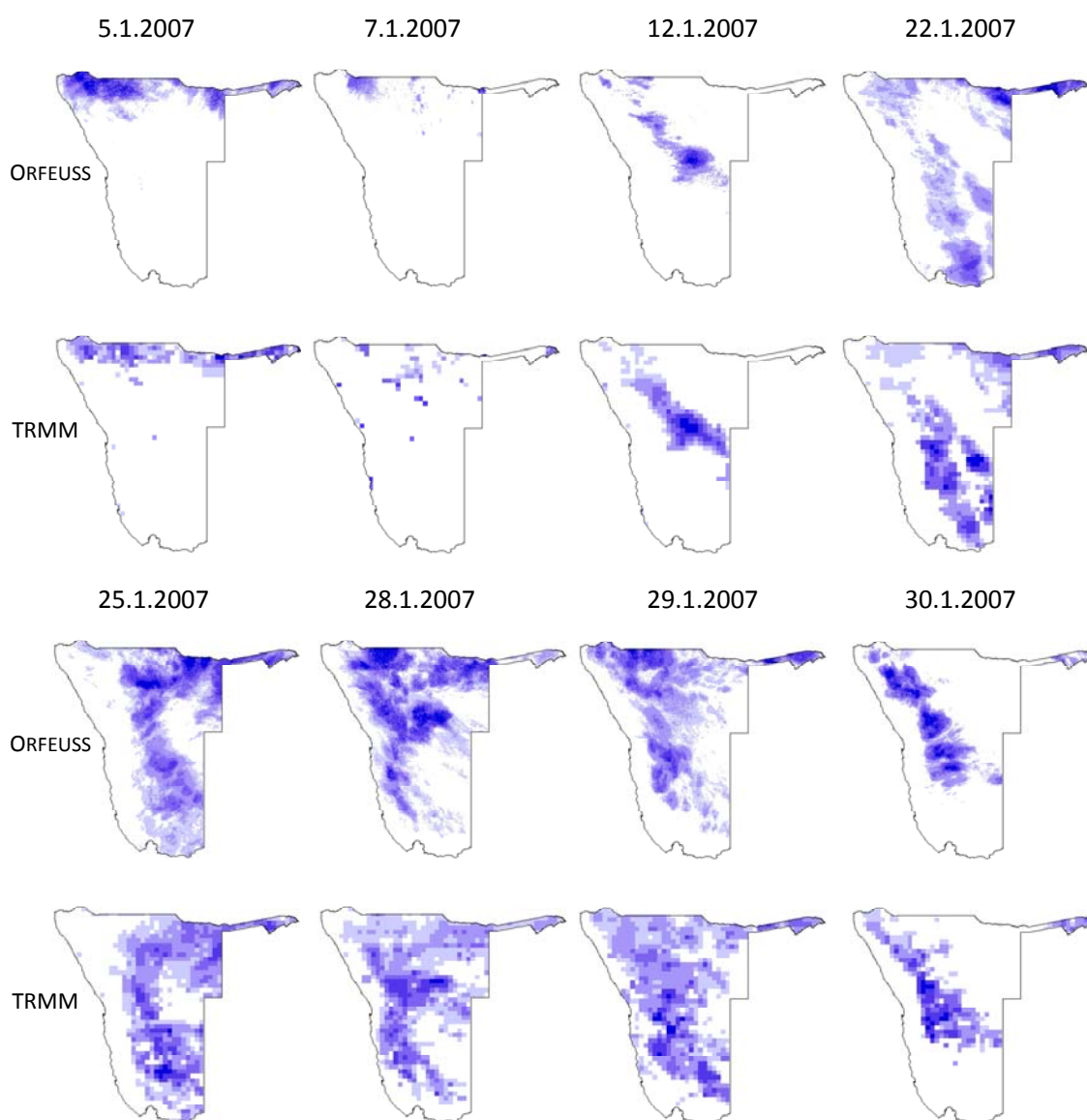


Abbildung 6-8: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Januar 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

ORFEUSS hat für den 13. und 16. Februar die Niederschlagsereignisse unterschätzt. Auch für den 24., 25. und den 28. Februar sind auf den TRMM-Daten mehr Niederschlagsflächen zu erkennen (vgl. Abbildung 6-9).

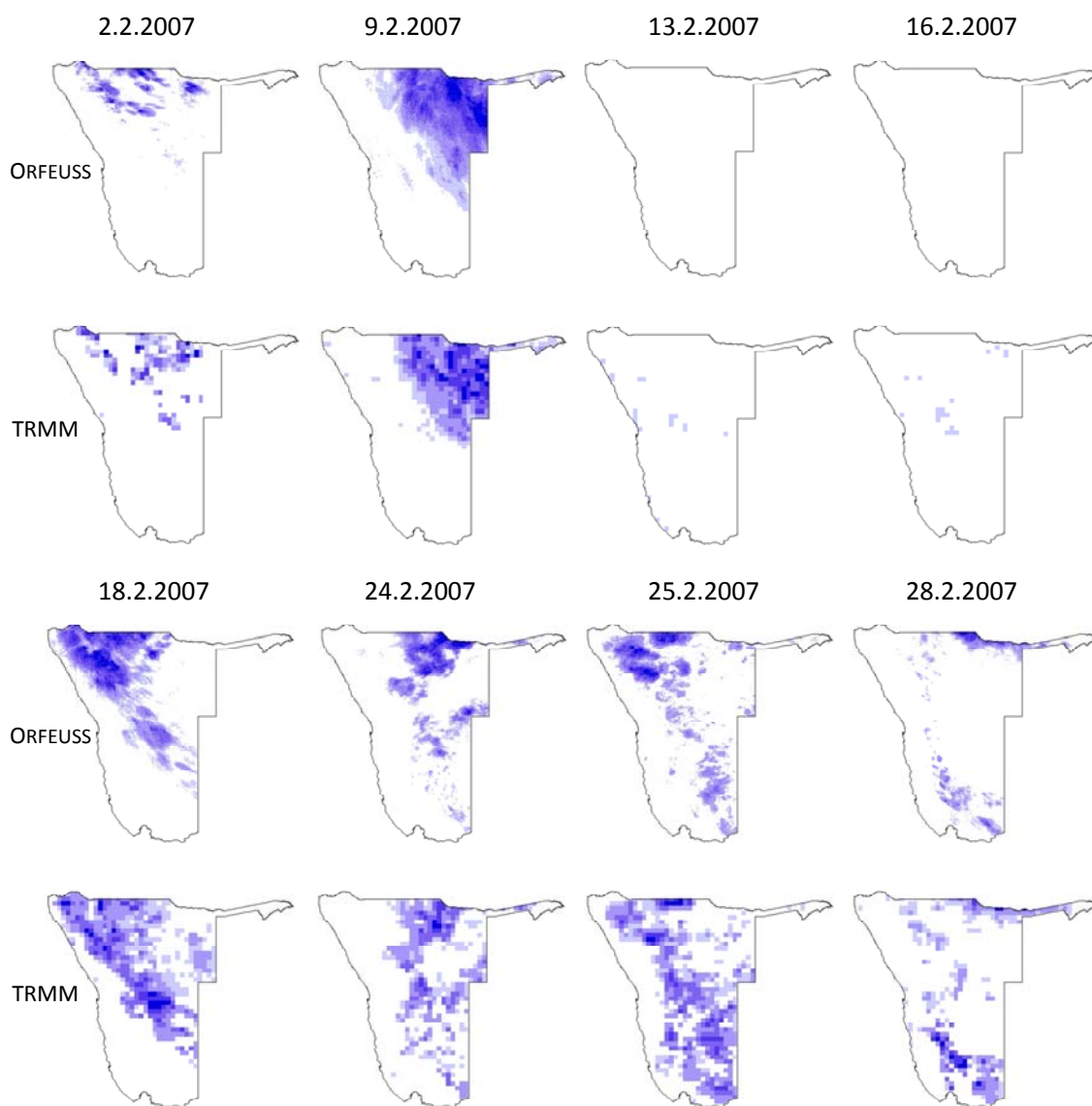


Abbildung 6-9: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Februar 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

Für den 3. März wurde das von Nordwesten bis Südosten ziehende niederschlagsfreie Band in beiden Datensätzen sehr gut erkannt. Am 25. März wurde das Niederschlagsereignis nördlich der großen Mäanderschleufe des Oranje Flusses von ORFEUSS nicht berücksichtigt. Ganz im Norden scheint die Niederschlagsintensität in den ORFEUSS-Daten, aufgrund der unterschiedlichen Blautöne, deutlicher auszufallen als bei den TRMM-Daten (vgl. Abbildung 6-10).

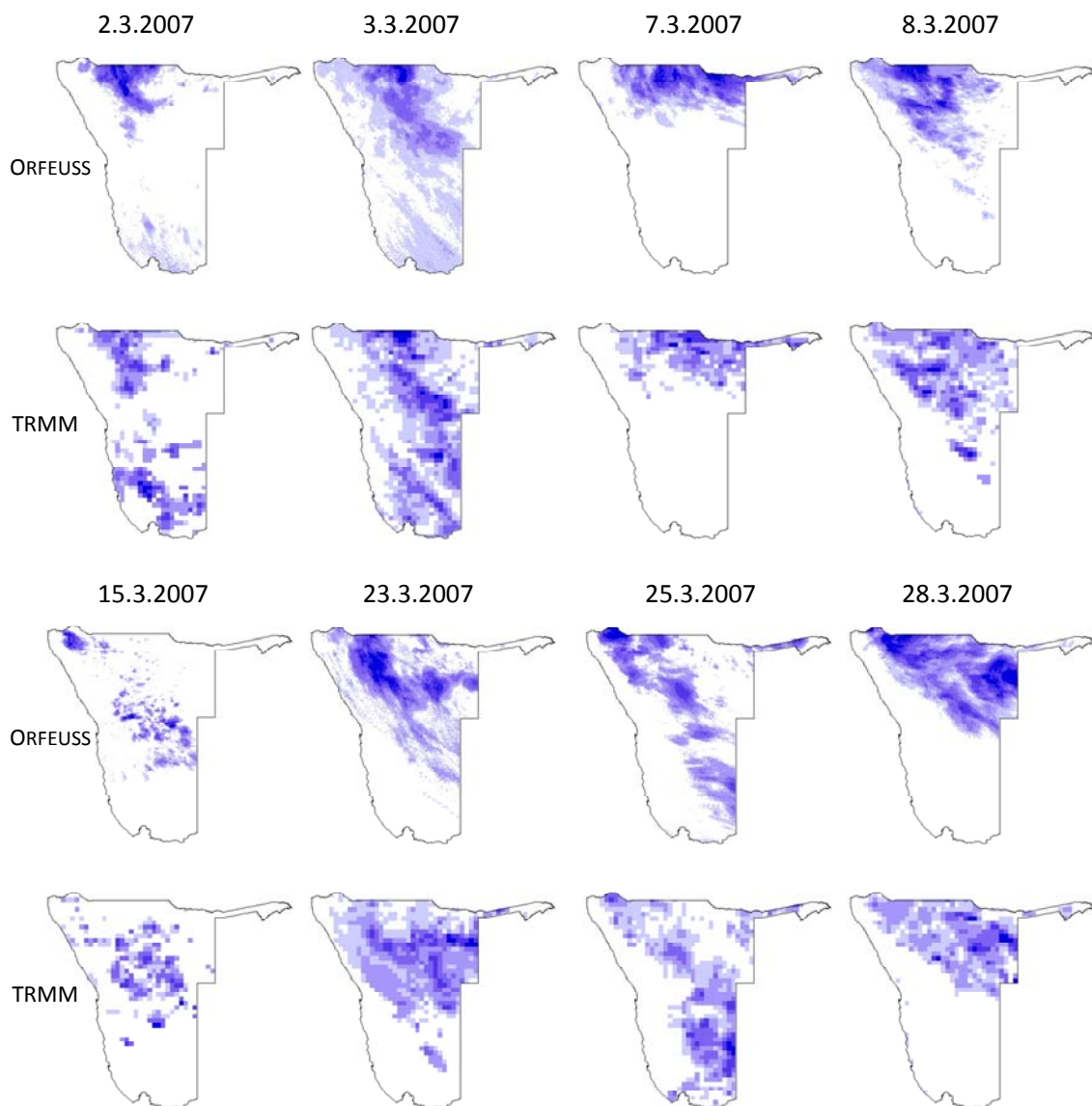


Abbildung 6-10: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im März 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

Das Niederschlagsmuster für den 1. April wurde sehr gut erfasst. Sowohl das Nord-Süd verlaufende Niederschlagsband, als auch die Niederschlagsereignisse im Caprivi-Zipfel wurden erkannt. Dagegen wurden im Vergleich zu TRMM der 24. und der 30. April unterschätzt (vgl. Abbildung 6-11).

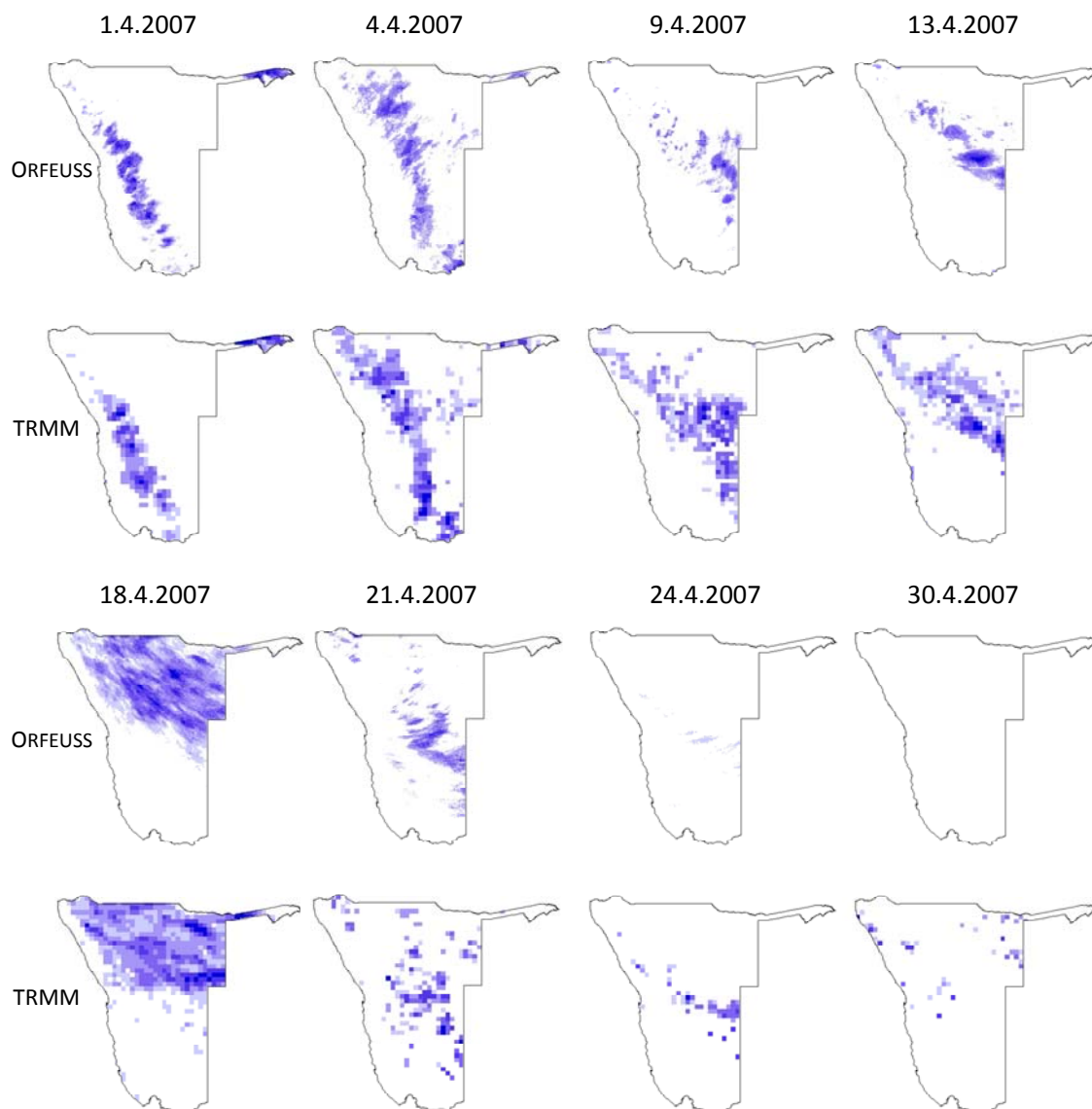


Abbildung 6-11: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im April 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

Der Mai 2007 scheint im Vergleich zum Vorjahr insgesamt weniger Niederschlagstage zu verzeichnen. Am 11.5. ist im Norden ein Niederschlagsereignis aufgetreten, welches auf beiden Niederschlagsprodukten erfasst wurde, allerdings wurden einzelne Niederschlagsereignisse, die weiter im Westen liegen, von ORFEUSS nicht erfasst. TRMM verzeichnet für den 19. Mai Niederschläge, die ORFEUSS nicht erfasst hat. Dagegen wurden am 6. Mai im Südosten von Namibia von ORFEUSS Niederschläge aufgezeichnet, welche auf den TRMM-Daten nicht erfasst wurden (s. Abbildung 6-12).

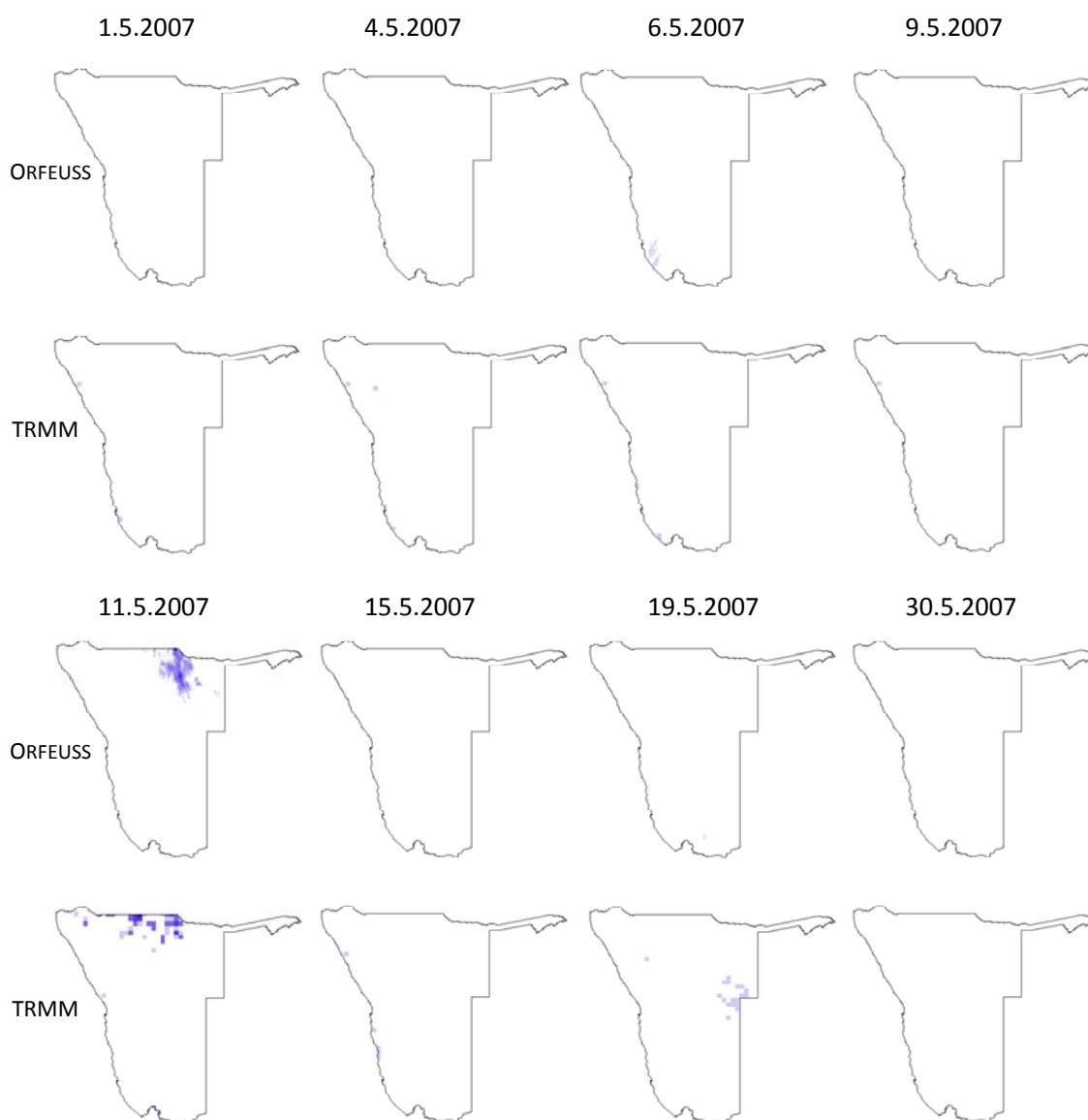


Abbildung 6-12: Räumliche Niederschlagsmuster für acht zufällig ausgewählte Tage im Mai 2007. Die obere Reihe wurde mit ORFEUSS berechnet und die untere entspricht den TRMM-Daten.

Zusammenfassend kann man sagen, dass ORFEUSS gegenüber dem TRMM-Niederschlagsprodukt sehr ähnliche räumlich übereinstimmende Niederschlagsmuster wiedergibt. Auffallend war, dass ORFEUSS eher weniger Niederschlagsflächen berechnet hat als das TRMM-Produkt zu verzeichnen hatte und somit ORFEUSS im Vergleich zu den TRMM-Daten die Niederschlagsflächen eher unterschätzt. Diese subjektiv wahrgenommene Feststellung wird im nächsten Abschnitt quantitativ untersucht.

6.3 Quantitative Validierung

Die zwei Hauptquellen zur Validierung von passiven Niederschlagsretrieval sind Beobachtungen aus Niederschlagsmessstationen oder radargestützte Niederschlagsabschätzungen. Jede Quelle hat ihre Vor- und Nachteile.

Niederschlagsmesser beinhalten eine direkte Messung, sie geben die tatsächlich gemessene Regenmenge wieder. Allerdings bezieht sich ihre Messung nur auf einen Punkt, das macht sie sehr unrepresentativ im Vergleich mit einer Niederschlagsflächenmessung aus Satelliten (EBERT, 2007). Radarmessungen haben den Vorteil, dass sie eine gute zeitliche und räumliche Auflösung besitzen und so die Niederschlagsflächen sehr gut erfassen können. Ihre Messung ist jedoch indirekt, weshalb sie anfällig für Fehler verschiedenster Art ist. Einen Überblick hierüber verschafft COLLIER (1996).

Im Rahmen der *International Precipitation Working Group* (IPWG) startete 2003 ein Projekt zur Validierung von weltweit eingesetzten Niederschlagsretrieval mit Bodenradarmessungen und Niederschlagsmessstationen. Die hierfür verwendeten Standard-Testverfahren stammen aus WILKS (1995), EBERT (2007) und der FORECAST VERIFICATION - ISSUES, METHODS AND FAQ (2004) Homepage und werden zur Validierung von ORFEUSS angewandt.

6.3.1 Testverfahren für kategoriale Größen

Diese Testverfahren messen die Beziehung zwischen einem abgeschätzten und einem beobachteten Ereignis. Diese Beziehungen werden in einer Kontingenztafel, welche

die Häufigkeiten der richtigen und falschen Ereignisse angeben, dargestellt. Die vier Elemente einer Kontingenztabelle sind (s. Tabelle 6-3):

- *hits* (Trefferate: Ereignis traf ein, wurde auch so abgeschätzt)
- *miss* (Verfehlt: Ereignis traf ein, wurde aber nicht abgeschätzt)
- *false alarm* (Falscher Alarm: Ereignis traf nicht ein, wurde aber abgeschätzt)
- *correct negative* (Korrekt Negative: Ereignis traf nicht ein, wurde auch nicht abgeschätzt)

Die Kontingenztabelle zeigt sehr gut die Art der Fehler auf, die gemacht worden sind. Eine perfekte Abschätzung würde nur *hits* und *correct negatives* und keine *misses* or *false alarms* erzeugen.

Tabelle 6-3: Kontingenztabelle für die Validierung mit den TRMM-Datensatz (äquivalent für TRMM werden die Niederschlagsmessstationen eingesetzt).

	TRMM ja	TRMM nein	Gesamt
ORFEUSS ja	<i>hits</i>	<i>false alarms</i>	ORFEUSS ja
ORFEUSS nein	<i>misses</i>	<i>correct negatives</i>	ORFEUSS nein
Gesamt	TRMM ja	TRMM nein	Gesamt ORFEUSS/TRMM

Ausgehend von den Häufigkeiten in der Kontingenztabelle werden die kategorischen Testverfahren berechnet.

Accuracy

$$Accuracy = \frac{hits + correct\ negatives}{Gesamt_{ORFEUSS/TRMM}} \quad (6.1)$$

Wertebereich: 0 bis 1

optimaler Wert: 1

Die *Accuracy* gibt den Anteil der korrekt identifizierten Pixel an. Die Genauigkeit hängt sehr stark von den *correct negative* Ereignissen ab. Dies kann dazu führen, dass an niederschlagsfreien Tagen oder in trockenen Gebieten eine sehr hohe Genauigkeit erzielt wird.

Bias score

$$Bias = \frac{hits + false\ alarms}{hits + misses} \quad (6.2)$$

Wertebereich: 0 bis unendlich

optimaler Wert: 1

Der *Bias score* misst das Verhältnis zwischen abgeschätzten und beobachteten Daten, ohne etwas über deren Genauigkeit oder räumliche Verteilung zu sagen. Er weist darauf hin, ob das Produkt zur Über- ($Bias > 1$) oder Unterschätzung ($Bias < 1$) neigt.

Probability of detection (POD) or (hit rate)

$$POD = \frac{hits}{hits + misses} \quad (6.3)$$

Wertebereich: 0 bis 1

optimaler Wert: 1

Die *POD* gibt den Anteil der korrekt identifizierten Regenereignisse an und kann dadurch bei einer großen Anzahl von Regenpixel ansteigen, weil sich dadurch die Wahrscheinlichkeit für *hits* erhöht. Sie ignoriert die *false alarms*, also die Ereignisse die fälschlicherweise als Regen identifiziert worden sind und sollte aus diesem Grund im Zusammenhang mit der *false alarm ratio* genannt werden.

False alarm ratio (FAR)

$$FAR = \frac{false\ alarms}{hits + false\ alarms} \quad (6.4)$$

Wertebereich: 0 bis 1

optimaler Wert: 0

Die *FAR* gibt den Anteil der fälschlicherweise als Regen klassifizierten Pixel an.

Probability of false detection (POFD)

$$POFD = \frac{false\ alarms}{correct\ negatives + false\ alarms} \quad (6.5)$$

Wertebereich: 0 bis 1

optimaler Wert: 0

Die *POFD* misst den Erfolg oder Misserfolg eines falsch zugewiesenen Regenereignisses.

Threat score (TS) or critical success index (CSI)

$$TS = CSI = \frac{hits}{hits + misses + false\ alarms} \quad (6.6)$$

Wertebereich: 0 bis 1

optimaler Wert: 1

Der *TS* gibt den Anteil an abgeschätzten und beobachteten Ereignissen an, die korrekt als Regen klassifiziert wurden. Der *TS* kann auch als Trefferrate ohne Bezug auf die *correct negatives* interpretiert werden.

Equitable Threat Score (ETS) or Gilbert skill score

$$ETS = \frac{hits - hits_{random}}{hits + misses + false\ alarms - hits_{random}} \text{ mit} \quad (6.7)$$

$$hits_{random} = \frac{(hits + misses) / (hits + false\ alarms)}{Gesamt_{ORFEUSS/TRMM}}$$

Wertebereich: $-1/3$ bis 1

optimaler Wert: 1

Der *ETS* bezieht, wie der *TS*, nur die als Regen klassifizierten Pixel mit ein, nimmt aber im Unterschied zum *TS* auch Bezug auf die Wahrscheinlichkeit für zufällige Trefferübereinstimmungen ($hits_{random}$). Denn generell ist es einfacher ein Niederschlagsereignis in feuchten als in trockenen Klimaten vorherzusagen bzw. abzuschätzen, da die Wahrscheinlichkeit von Regen höher ist. Der *ETS* versucht dies durch Hinzunahme von $hits_{random}$ zu relativieren.

Hanssen and Kuipers discriminant(HK)

$$HK = \frac{hits}{hits + misses} - \frac{false\ alarms}{false\ alarms + correct\ negatives} = POD - POFD \quad (6.8)$$

Wertebereich: -1 bis 1

optimaler Wert: 1

Die *HK* gibt an, wie gut die richtig klassifizierten Ereignisse von den falsch klassifizierten unterschieden werden können. Sie nutzt bislang als einziger Test alle Elemente in der Kontingenztafel. Ähnlich wie die *POD* ist die *HK* bei seltenen Niederschlagsereignissen wenig aussagekräftig und daher bei häufigeren Ereignissen sinnvoller anzuwenden.

Heidke Skill Score (HSS)

$$HSS = \frac{(hits + correct\ negatives) - (expected\ correct)_{random}}{N - (expected\ correct)_{random}} \text{ mit} \quad (6.9)$$

$$(expected\ correct)_{random} = \frac{1}{N} \left[\frac{(hits + misses) * (hits + false\ alarms) + (correct\ negatives + misses) * (correct\ negatives + false\ alarms)}{2} \right]$$

Wertebereich: $-\infty$ bis 1

optimaler Wert: 1

Wie beim *ETS* wird auch beim *HSS* die zufallsbedingte Wahrscheinlichkeit richtig klassifizierter Pixel berücksichtigt. Darüberhinaus gehen hier die als korrekt identifizierten Nicht-Regenereignisse in die Berechnung ein.

Odds Ratio (OR)

$$OR = \frac{\text{hits} + \text{correct negatives}}{\text{misses} + \text{false alarms}} = \frac{\left(\frac{POD}{1 - POD}\right)}{\left(\frac{POFD}{1 - POFD}\right)} \quad (6.10)$$

Wertebereich: 0 bis ∞

optimaler Wert: ∞

Die *OR* gibt die Wahrscheinlichkeit eines korrekt klassifizierten Pixels gegenüber der eines falsch identifizierten Pixels an. Die *OR* ist wenig sinnvoll, falls ein Element in der Kontingenztafel den Wert 0 annimmt.

6.3.2 Testverfahren für kontinuierliche Größen

Diese Testverfahren stützen sich auf die berechneten Niederschlagsmengen und deren räumliche Lage. Sie messen wie sich die Werte der abgeschätzten Daten von den Werten der beobachteten Daten unterscheiden. In allen folgenden Gleichungen bedeuten F_i die *i*-Werte der abgeschätzten Daten ermittelt aus ORFEUSS-Rate und O_i die beobachteten Daten oder Referenzwerte aus dem TRMM-„3B42 -standard product“ bzw. den Stationsdaten.

Mean Error

$$\text{Mean error} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) \quad (6.11)$$

Wertebereich: $-\infty$ bis ∞

optimaler Wert: 0

Der *Mean Error* gibt den mittleren Fehler an. Er misst nicht die Magnitude des Fehlers und nicht die Beziehung zwischen abgeschätzten und beobachteten Daten. Ein positiver *Mean Error* besagt, dass die abgeschätzten Werte die beobachteten Werte im Mittel überschätzen und ein negativer *Mean Error* einer Unterschätzung der beobachteten Werte entspricht.

Mean absolute error (MAE)

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |F_i - O_i| \quad (6.12)$$

Wertebereich: 0 bis ∞

optimaler Wert: 0

Der *MAE* gibt an wie stark die Magnitude des mittleren Fehlers ist. Sie trifft aber keine Aussage über die Richtung der Verteilung.

Root mean square error (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2} \quad (6.13)$$

Wertebereich: 0 bis ∞

optimaler Wert: 0

Der *RMSE* misst auch die Stärke der Magnitude des mittleren Fehlers, allerdings legt er ein größeres Gewicht auf die größeren Fehler.

Correlation coefficient

$$r = \frac{\sum (F - \bar{F})(O - \bar{O})}{\sqrt{\sum (F - \bar{F})^2} \sqrt{\sum (O - \bar{O})^2}} \quad (6.14)$$

Wertebereich: -1 bis 1

optimaler Wert: 1

Der *correlation coefficient* gibt an, wie stark und in welcher Richtung die abgeschätzten Werte mit den beobachteten Werten zusammenhängen. Voraussetzung ist, dass zwischen zwei normalverteilten Größen ein linearer Zusammenhang besteht.

6.4 Ergebnisse der quantitativen Validierung

Die nachfolgenden Kapitel präsentieren die Ergebnisse der soeben vorgestellten statistischen Testverfahren. Die Ergebnisse beziehen sich, wie bereits schon erwähnt, auf die zufällig ausgewählten Tage in Tabelle 6-1, die qualitativ schon im Kapitel 6.2 analysiert worden sind. Zuerst wurden die kategorischen Testverfahren für ORFEUSS

und TRMM auf Basis der Stationsdaten in Namibia berechnet und anschließend die kontinuierlichen Testverfahren. Danach folgten die kategorischen und kontinuierlichen Testverfahren für ORFEUSS basierend auf den TRMM-Datensätzen als Referenzdaten.

6.4.1 Ergebnisse der kategorischen Testverfahren basierend auf den Stationsdaten als Referenz

Die Stationsdaten des Namibianischen Wetterdienstes wurden als Referenz genutzt, um die Güte des TRMM-3B42-Standardproduktes und der von ORFEUSS produzierten Datensätze zu untersuchen. Aufgrund der Datenheterogenität (vgl. Tabelle 6-2) liegen für die pixelbasierte Analyse variierende Stationszahlen vor. Zunächst wird die deskriptive Statistik aller 80 Validierungstage in Tabelle 6-4 aufgezeigt.

Tabelle 6-4: Vergleich der deskriptiven Statistik der Ergebnisse für die kategorischen Testverfahren zwischen den Stationsdaten und ORFEUSS sowie zwischen den Stationsdaten und TRMM (basierend auf 80 Validierungstagen).

	MIN		MAX		MITTEL		Stdab.	
	ORFEUSS	TRMM	ORFEUSS	TRMM	ORFEUSS	TRMM	ORFEUSS	TRMM
Accuracy	0,49	0,43	1,00	1,00	0,78	0,75	0,15	0,15
Bias	0,00	0,00	6,00	11,00	1,31	1,98	0,90	1,83
POD	0,00	0,00	1,00	1,00	0,55	0,63	0,33	0,29
FAR	0,21	0,00	1,00	1,00	0,59	0,61	0,22	0,26
POFD	0,00	0,00	0,76	0,77	0,24	0,28	0,22	0,22
TS	0,00	0,00	0,74	0,73	0,30	0,31	0,21	0,21
ETS	-0,01	-0,03	0,47	0,43	0,14	0,14	0,12	0,10
HK	-0,01	-0,13	0,97	0,93	0,29	0,32	0,21	0,21
HSS	-0,02	-0,06	0,64	0,60	0,23	0,23	0,18	0,16
Odds ratio	0,00	0,00	57,50	32,06	8,61	7,61	11,51	6,65

Nachfolgend werden die Verifikationsergebnisse in Form von Zeitreihen zwischen den beiden Produkten (TRMM und ORFEUSS) basierend auf den Testergebnissen vorgestellt (Abbildung 6-13 und Abbildung 6-21). Auf der Abszisse befinden sich jeweils die Validierungstage aus Tabelle 6-1 und auf der Ordinate die Wertebereiche der statistischen Testergebnisse. Zum Teil mussten einige Validierungstage aus der Zeitreihe entfernt werden, da für diese keine Werte für die Testergebnisse berechnet werden konnten, weil entweder im Zähler oder im Nenner eine Null stand. Dies kann auftreten, wenn kein Niederschlag ermittelt worden ist.

Accuracy

Die zeitliche Darstellung der *Accuracy* zeigt für beide Produkte einen sehr ähnlichen Verlauf auf (vgl. Abbildung 6-13). Insgesamt geht die Genauigkeit von ORFEUSS an 10 Tagen unter 60%, dagegen stehen 13-mal bei den TRMM-Daten. Im Mittel ist die *Accuracy* von ORFEUSS um 0,03% Punkte höher als bei TRMM. Allerdings erreicht die *Accuracy* an niederschlagsarmen und niederschlagsfreien Tagen nahezu 100%, was ihre Aussagekraft in Bezug auf eine Gesamtaussage aller Daten beschränkt.

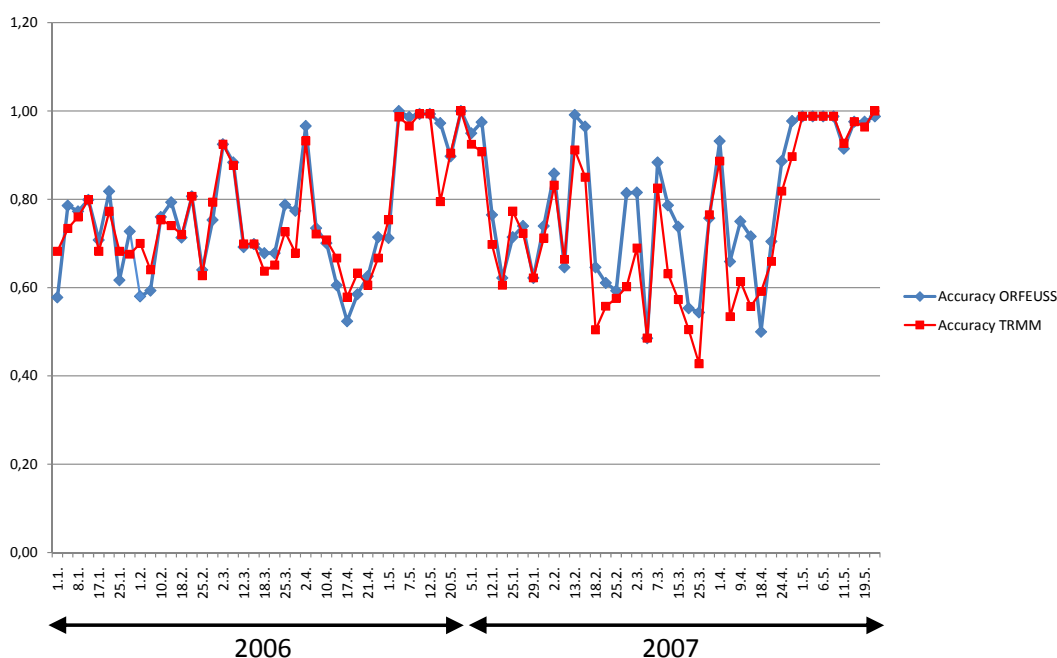


Abbildung 6-13: Zeitlicher Verlauf der Accuracy für ORFEUSS und TRMM.

Bias

Die beiden Kurven für den Bias weisen zum Teil erhebliche Unterschiede auf, wie exemplarisch für den 15.5.2006 gezeigt werden soll. Tatsächlich wurde für diesen Tag an nur drei Niederschlagsstationen in Namibia Regen verzeichnet, der TRMM-Datensatz allerdings weist flächendeckende Niederschläge auf (s. Die Niederschlagsmuster für die zufällig ermittelten Regentage im Januar 2007 (s. Abbildung 6-8) zeigten im Wesentlichen sehr gute Übereinstimmungen auf. Eine kleine Ausnahme stellte der 7. Januar dar. Zwar wurde das große im Nordwesten gelegene Niederschlagsereignis erfasst, aber ORFEUSS berechnet eine größere Niederschlagsfläche, hingegen im Caprivi-Zipfel, im Nordosten des Landes,

verzeichnete ORFEUSS keinen Niederschlag im Vergleich zu TRMM. Einzelne kleine höchstwahrscheinlich kumulativ aufgetretene Ereignisse im Norden wurden erfasst, allerdings traten einzelne Niederschläge im Westen nur bei den TRMM-Daten auf.

), im Gegensatz hierzu beträgt der Bias für ORFEUSS Null. Für diesen Tag wird der Niederschlag im Vergleich zu den Bodendaten bei den TRMM-Daten stark überschätzt und bei den ORFEUSS-Daten unterschätzt. Generell ergibt sich aus der Gegenüberstellung der Mittelwerte von TRMM ($1,98 \pm 1,83$) und ORFEUSS ($1,38 \pm 0,9$) eine Überschätzung der beiden Niederschlagsalgorithmen im Vergleich zu den Stationsmessungen. Dabei überschätzen die TRMM-Daten den Niederschlag im Mittel stärker als ORFEUSS.

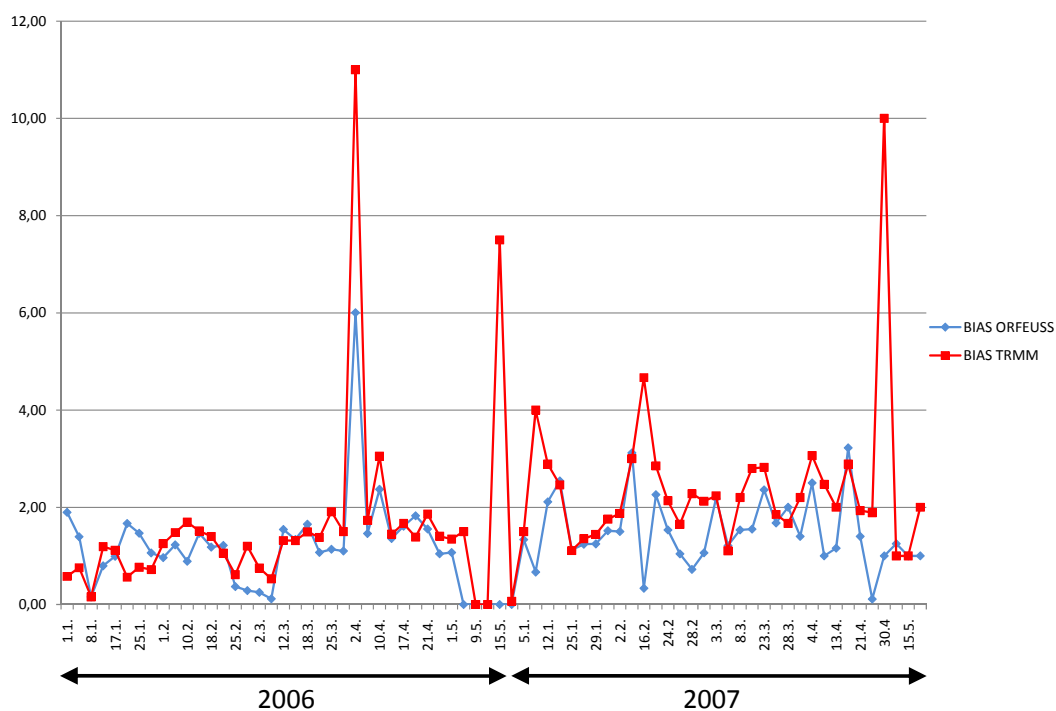


Abbildung 6-14: Zeitlicher Verlauf des Bias für ORFEUSS und TRMM.

POD

Die Kurven der POD weisen mit Ausnahme einiger Tage einen ähnlichen Verlauf auf, die im Folgenden exemplarisch erläutert werden. Die POD für den 30.4.2007 ergab für die TRMM-Daten eine 100%ige Erkennungswahrscheinlichkeit, wo hingegen ORFEUSS 0% detektierte. Bei genauerer Betrachtung der Stationsdaten lässt sich allerdings feststellen, dass nur an einer Station (einer Farm) 48,8 mm Regen gemessen

worden ist. Aus diesem Grund können die Testergebnisse bei wenigen Niederschlagsereignissen zu irrtümlich guten Ergebnissen führen. Solche Ereignisse führten dazu, dass die TRMM-Daten im Mittel eine höhere *POD* als ORFEUSS aufweisen (vgl. Abbildung 6-15).

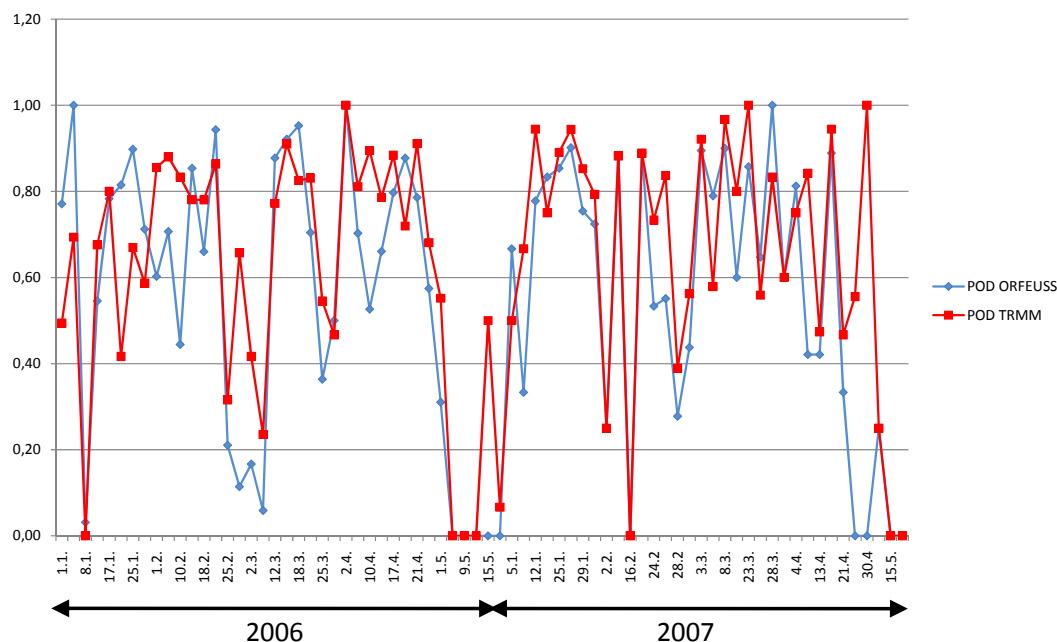


Abbildung 6-15: Zeitlicher Verlauf der *POD* für ORFEUSS und TRMM.

FAR

Die *FAR* nimmt tendenziell mit zunehmender Niederschlagsfläche ab und umgekehrt. Dies lässt sich exemplarisch sehr gut für den 17.1.2006 und den 1.5.2007 nachvollziehen (s. Abbildung 6-16). Am 17.1 ist die *FAR* gering, da für diesen Tag bei beiden Niederschlagsprodukten eine große Niederschlagsfläche zu verzeichnen ist (vgl. Abbildung 6-3). Analog gilt das für den 1.5.2006, die *FAR* erreicht den Wert 1 und wie in Abbildung 6-12 erkennbar ist, regnete es an diesen Tagen so gut wie gar nicht.

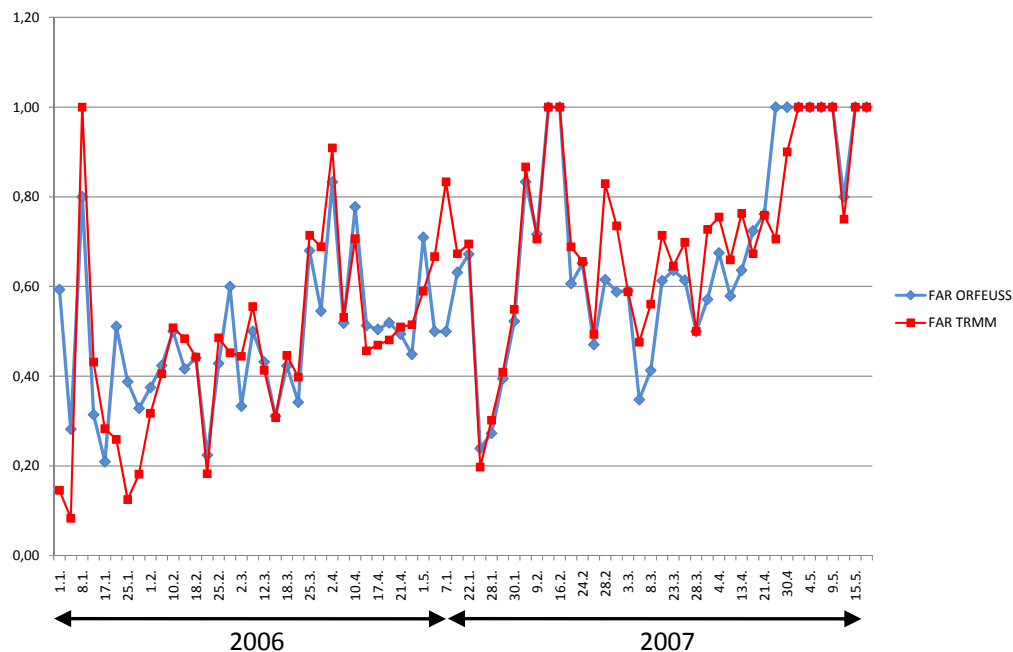


Abbildung 6-16: Zeitlicher Verlauf der FAR für ORFEUSS und TRMM.

POFD

Die beiden Kurven weisen einen ähnlichen Verlauf auf. Im Mittelwert ist die *POFD* für ORFEUSS um 0,04% Punkte besser bei gleicher Standardabweichung für beide Produkte (s. Abbildung 6-17).

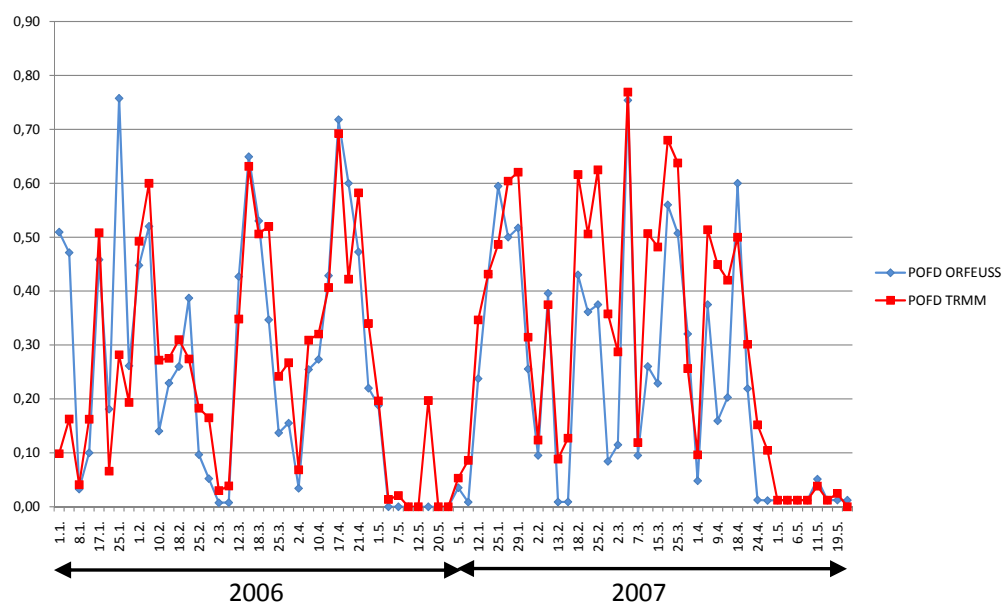


Abbildung 6-17: Zeitlicher Verlauf der POFD für ORFEUSS und TRMM.

TS, ETS, HK und HSS

Abbildung 6-18 bis Abbildung 6-21 zeigen die Ergebnisse der komplexeren Testindizes. Die Kurvenverläufe aller vier Testindizes verhalten sich für die jeweiligen Produkte sehr ähnlich, was sich auch in den nahezu identischen deskriptiven statistischen Ergebnissen widerspiegelt (vgl. Tabelle 6-4).

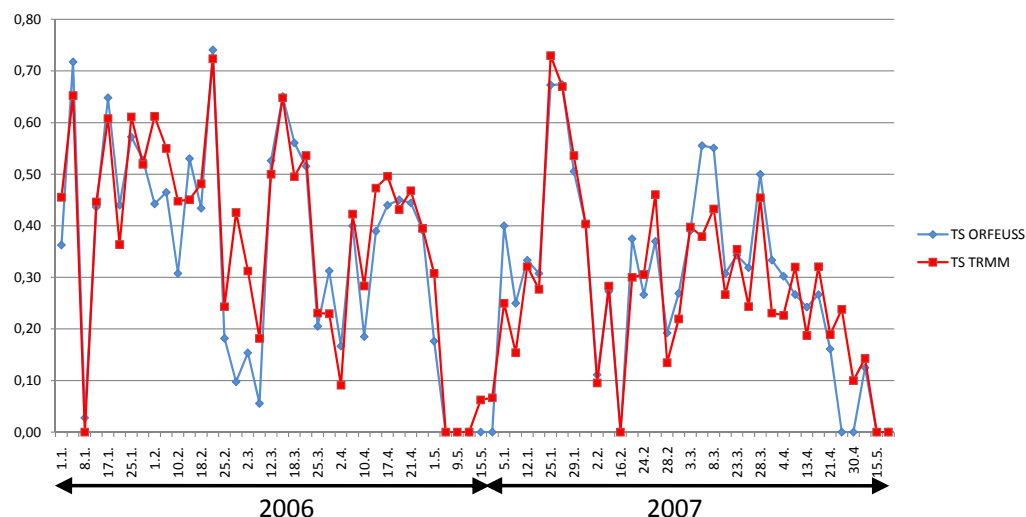
TS

Abbildung 6-18: Zeitlicher Verlauf der TS für ORFEUSS und TRMM.

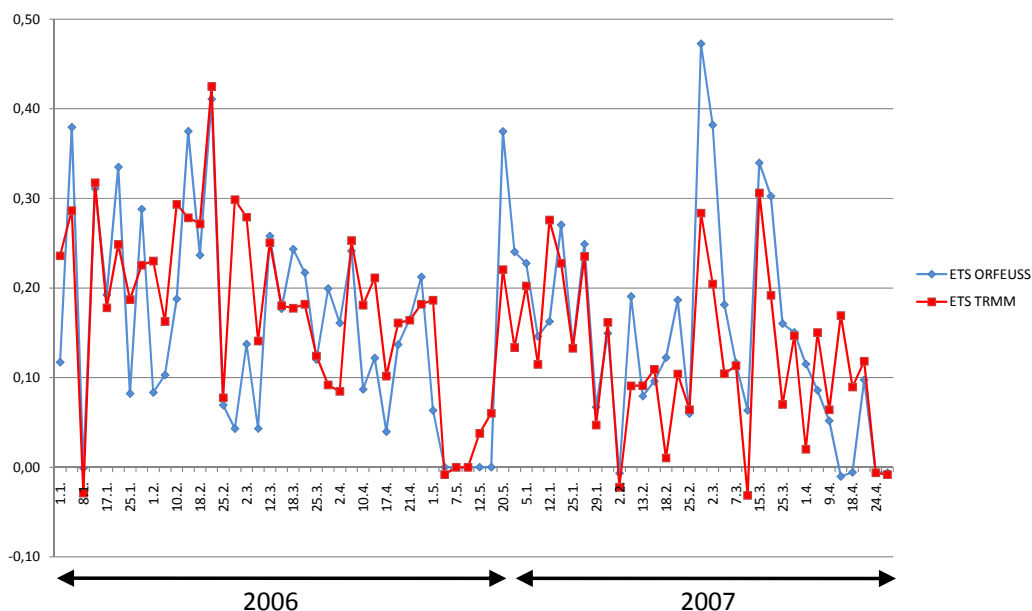
ETS

Abbildung 6-19: Zeitlicher Verlauf der ETS für ORFEUSS und TRMM.

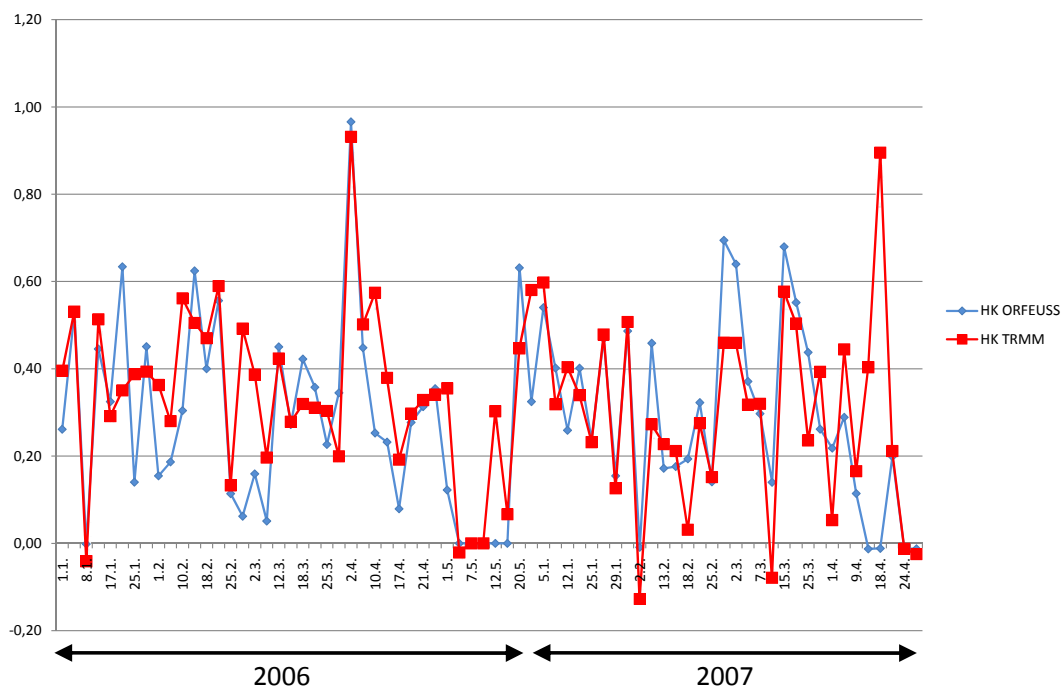
HK

Abbildung 6-20: Zeitlicher Verlauf der HK für ORFEUSS und TRMM.

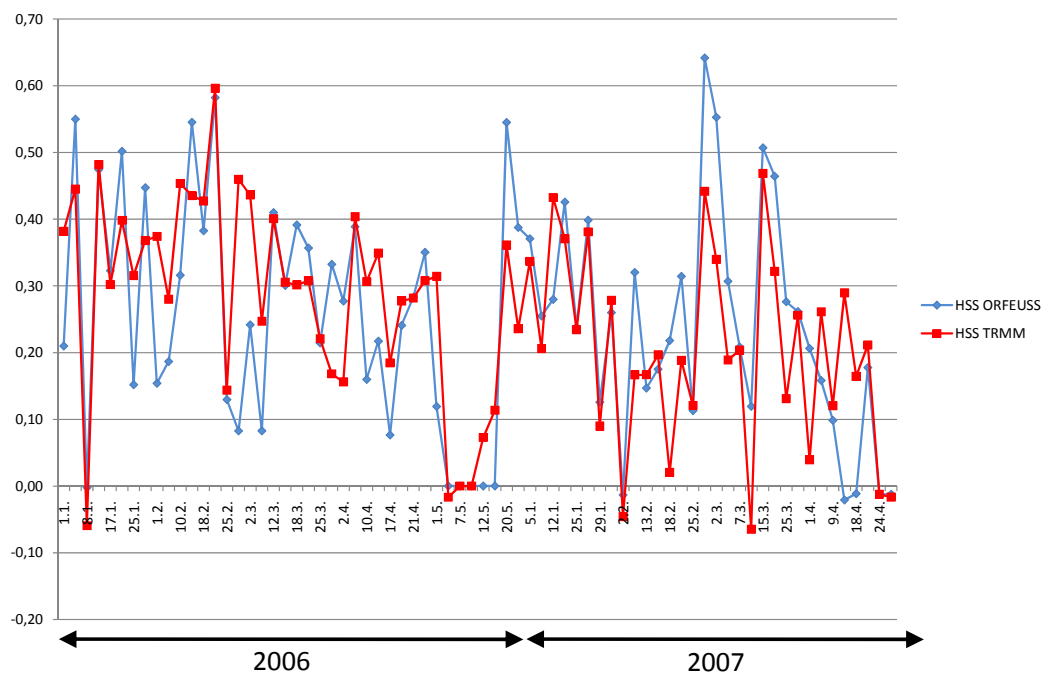
HSS

Abbildung 6-21: Zeitlicher Verlauf des HSS für ORFEUSS und TRMM.

Auf eine Darstellung der *Odds Ratio* wird in der Validierung nicht näher eingegangen, weil ihr optimaler Wert bei unendlich liegt und somit die Güte von *OR* schwer differenzierbar ist. Die Ergebnisse der *OR* sind in Tabelle 6-4 dargestellt.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass sich anhand der deskriptiven Statistik einzelne Testindizes unterschiedlich verhalten. Bezogen auf den Mittelwert liefern folgende Testindizes bessere Ergebnisse für ORFEUSS: *Accuracy*, *Bias*, *FAR*, *POFD*, *Odds ratio*. Dagegen stehen die *POD*, *TS* und *HK* auf der Seite des TRMM-Produkts. Die *ETS* und *HSS* ergaben gleiche Mittelwerte für beide Niederschlagsprodukte. Ein Vergleich beider Mittelwerte mit einem T-Test für gepaarte Stichproben ergab eine sehr gute Korrelation (0,994) und bei einem Signifikanzniveau von $p \leq 0,05$ konnte kein signifikanter Unterschied zwischen TRMM und ORFEUSS ermittelt werden. Dies bedeutet, dass sich die Mittelwerte von ORFEUSS und TRMM nicht signifikant voneinander unterscheiden und somit die Niederschlagsmengen ähnlich abgeschätzt werden.

6.4.2 Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren basierend auf den Stationsdaten als Referenz

Tabelle 6-5 zeigt die deskriptive Statistik für den Vergleich der Stationsdaten mit ORFEUSS und dem TRMM-Produkt.

Tabelle 6-5: Vergleich der deskriptiven Statistik für die Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren zwischen den Stationsdaten und ORFEUSS sowie zwischen den Stationsdaten und TRMM (basierend auf 80 Validierungstagen).

Test	MIN		MAX		MITTEL		Stdab.	
	ORFEUSS	TRMM	ORFEUSS	TRMM	ORFEUSS	TRMM	ORFEUSS	TRMM
Mean [mm]	-7,39	-11,17	2,28	6,56	-0,60	-1,01	1,50	2,42
MAE [mm]	0,00	0,00	11,51	12,73	2,97	2,97	2,85	2,92
RMSE [mm]	0,00	0,00	24,21	19,26	5,60	5,35	5,08	4,57
Correlation	-0,02	-0,05	0,70	0,91	0,28	0,25	0,18	0,17

Die einzelnen Ergebnisse der deskriptiven Statistik werden wieder in Zeitreihen dargestellt (s. Abbildung 6-22 bis Abbildung 6-25).

MEAN

Der *MEAN* von ORFEUSS zeigt eine systematische mittlere Unterschätzung gegenüber den Stationsdaten auf. Dies wird in einem negativen *MEAN*-Wert von -0,60 mm deutlich. Die TRMM-Daten hingegen weisen eine um 68 % höhere Unterschätzung auf (*MEAN*: -1,01 mm) (vgl. Tabelle 6-5). Auffällig sind die großen Ausreißer für den 25. Januar, dies bedeutet, dass beide Niederschlagsprodukte die Stationswerte sehr stark unterschätzt haben. Dies spricht wiederum dafür, dass sehr heftige Niederschläge mit großen Niederschlagsmengen in Namibia gefallen sein müssen.

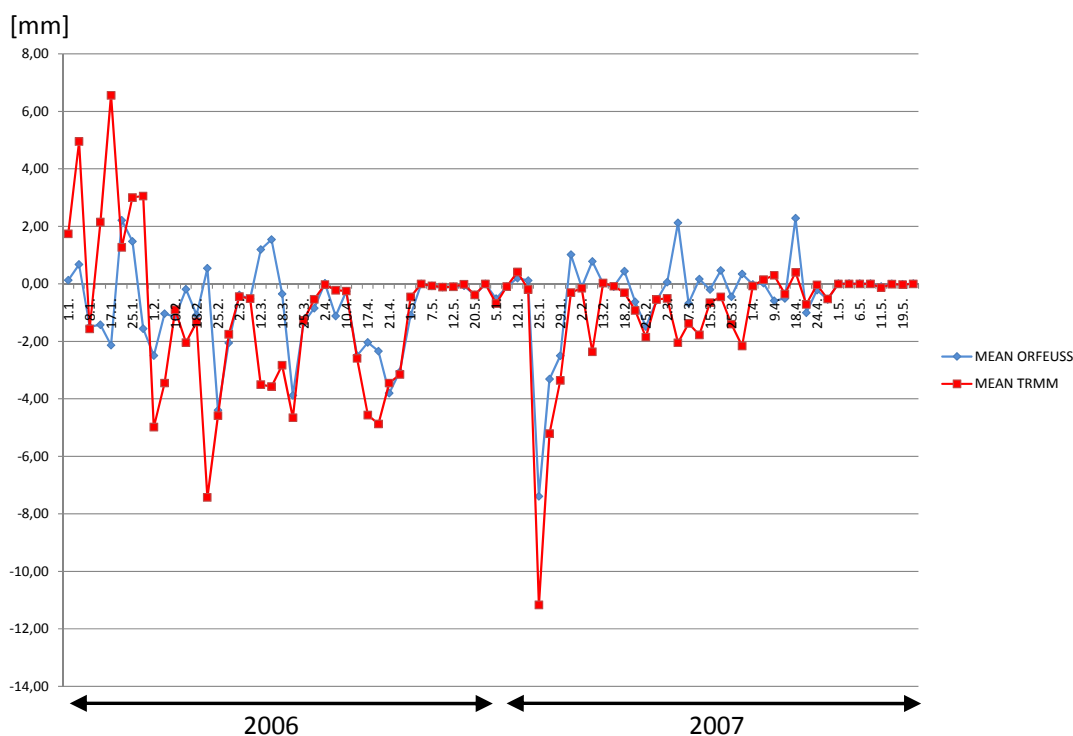


Abbildung 6-22: Zeitlicher Verlauf des *MEAN* für ORFEUSS und TRMM.

MAE und RMSE

Der mittlere absolute Fehler von 2,97 mm für ORFEUSS und TRMM sowie der *RMSE* für beide Datensätze (vgl. Tabelle 6-5) entspricht guten Werten. Das Extremereignis vom 25. Januar 2007 sticht aus beiden Zeitreihen deutlich heraus (s. Abbildung 6-23 und Abbildung 6-24).

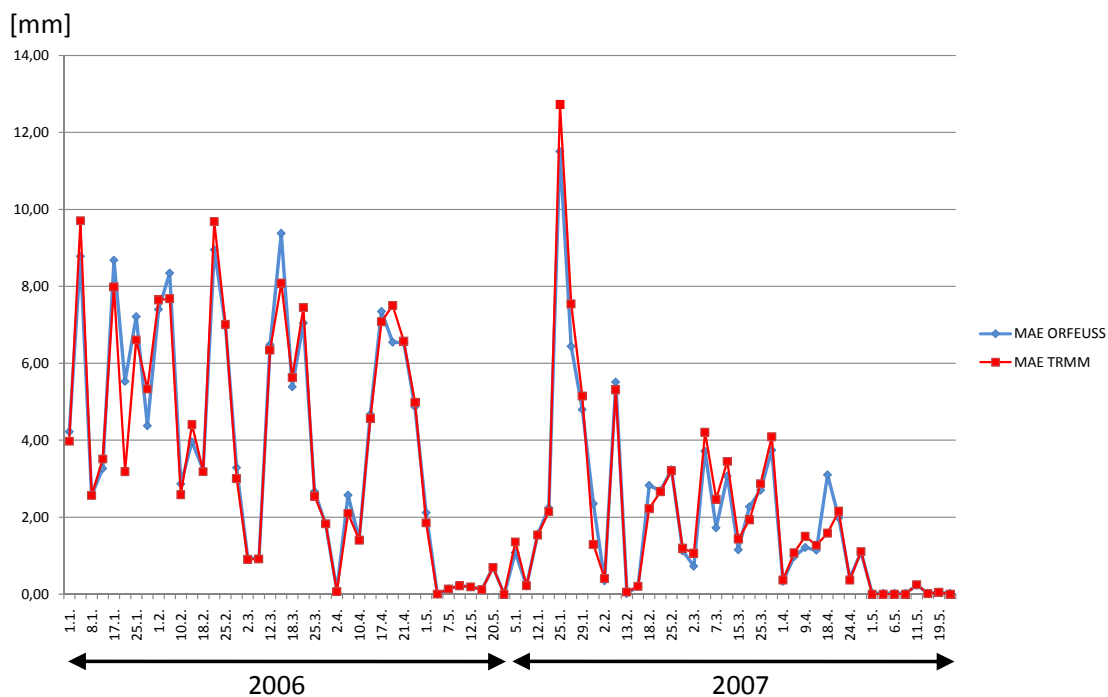


Abbildung 6-23: Zeitlicher Verlauf des MAE für ORFEUSS und TRMM.

RMSE

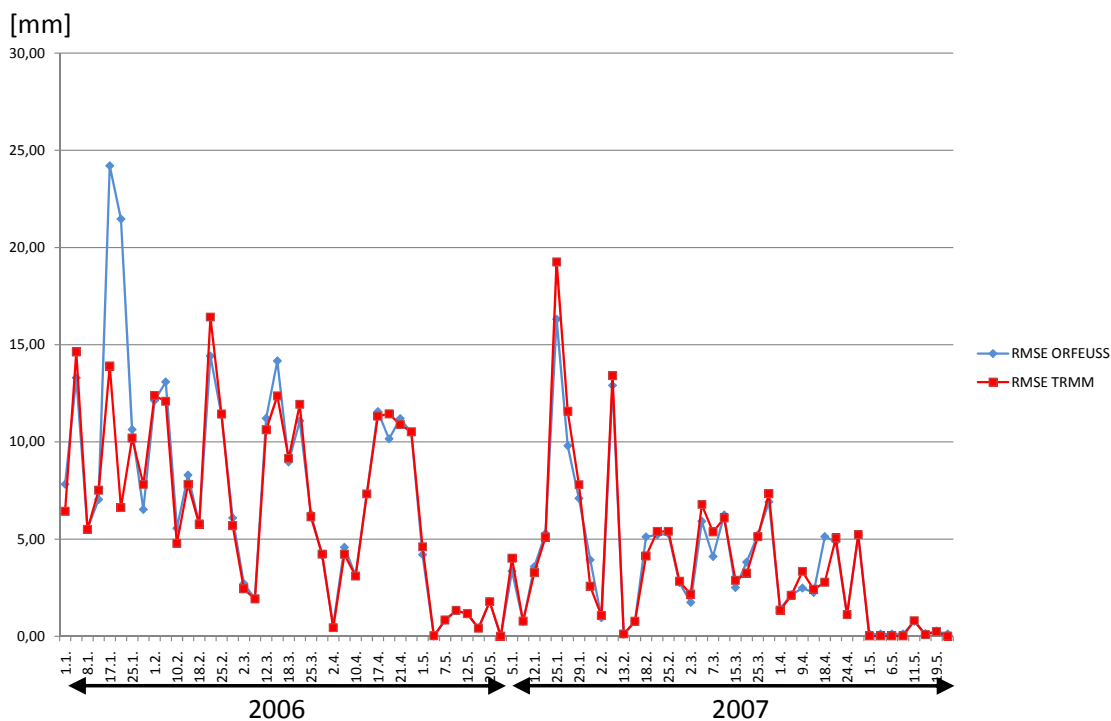


Abbildung 6-24: Zeitlicher Verlauf des RMSE von ORFEUSS und TRMM.

Correlation

Betrachtet man die Zeitreihe (s. Abbildung 6-25), so unterliegt die Korrelation erwartungsgemäß einer großen Spannweite. Im Vergleich dazu betrug die Korrelation zwischen TRMM und den ORFEUSS-Daten im Mittel 0,24 zu 0,28 (vgl. Tabelle 6-5).

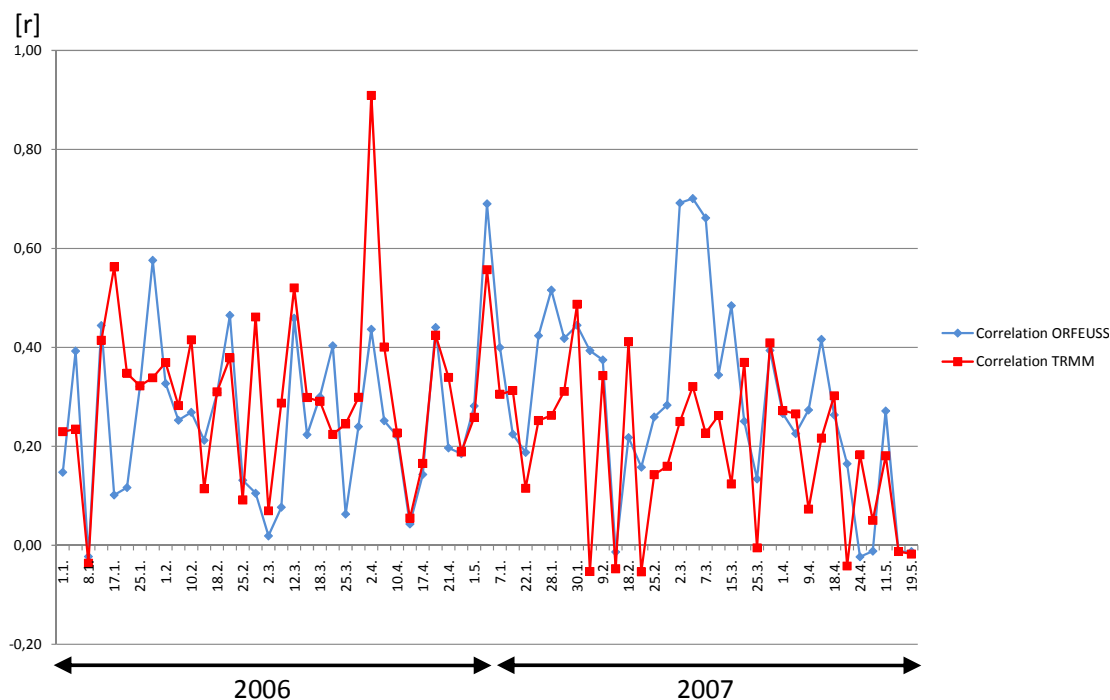


Abbildung 6-25: Zeitlicher Verlauf der Korrelation von ORFEUSS und TRMM.

Bezüglich der berechneten Niederschlagsmengen kann ausgehend von den Testergebnissen in Tabelle 6-5 festgehalten werden, dass ORFEUSS im Vergleich mit TRMM die Niederschlagsmengen der Stationsdaten weniger stark unterschätzt. Weiterhin liegt die Korrelation zwischen ORFEUSS und den Stationsdaten um 11% höher, als bei den TRMM-Daten und den Stationsdaten. Mit dem t-Test für gepaarte Stichproben konnte bei einem Signifikanzniveau von $p \leq 0,05$ kein signifikanter Unterschied zwischen TRMM und ORFEUSS ermittelt werden. Dies bedeutet, dass sich die Mittelwerte von ORFEUSS und TRMM nicht signifikant voneinander unterscheiden und somit die Niederschlagsmengen ähnlich abgeschätzt werden.

6.4.3 Ergebnisse der kategorischen Testverfahren basierend auf den TRMM-Daten als Referenz

In den zwei vorangegangenen Kapiteln wurde die Güte von ORFEUSS und den TRMM-Daten in Bezug auf die Punktdaten des Namibianischen Wetterdienstes untersucht. Da die Punktinformationen (vgl. Tabelle 6-2) keinen Überblick über die Niederschlagsfläche zulassen, wird in den folgenden zwei Kapiteln die Güte von ORFEUSS relativ zu den TRMM-Daten analysiert. In Tabelle 6-6 sind die aggregierten Testergebnisse der 80 Validierungstage aufgeführt.

Tabelle 6-6: Deskriptive Statistik für die Ergebnisse der kategorischen Testverfahren zwischen TRMM-Daten und ORFEUSS (basierend auf 80 Validierungstagen).

Test	MIN	MAX	MITTEL	Stdab
Accuracy	0,68	1,00	0,87	0,08
Bias	0,00	1,22	0,69	0,40
POD	0,00	0,95	0,52	0,33
FAR	0,00	1,00	0,26	0,22
POFD	0,00	0,51	0,09	0,10
TS	0,00	0,84	0,43	0,28
ETS	0,00	0,70	0,32	0,21
HK	0,00	0,84	0,43	0,27
HSS	0,00	0,84	0,44	0,27
Odds ratio	0,00	141,38	31,76	32,89
Nd-Fläche ORFEUSS	0,00	0,79	0,24	0,22
Nd-Fläche TRMM	0,00	0,69	0,27	0,21

Die nachfolgenden Zeitreihen geben Aufschluss darüber, wie die einzelnen Tage sich untereinander verhalten. Zunächst wird in Abbildung 6-26 der prozentuale Anteil der Niederschlagsfläche je Validierungstag, der einerseits von ORFEUSS und andererseits von TRMM ermittelt wurde, dargestellt. Der Eindruck aus der qualitativen Validierung, hinsichtlich einer Unterschätzung der von ORFEUSS ermittelten Niederschlagsflächen, wird anhand der Mittelwerte 0,24 zu 0,27 (s. Tabelle 6-6) bestätigt. Diese Unterschätzung bezieht sich auf die Anzahl der Pixel und nicht auf deren Lage im Bild. Generell bestätigt der dargestellte zeitliche Verlauf der Niederschlagsflächenanteile die gute Übereinstimmung der von ORFEUSS und TRMM ermittelten Niederschlagsflächenanteile.

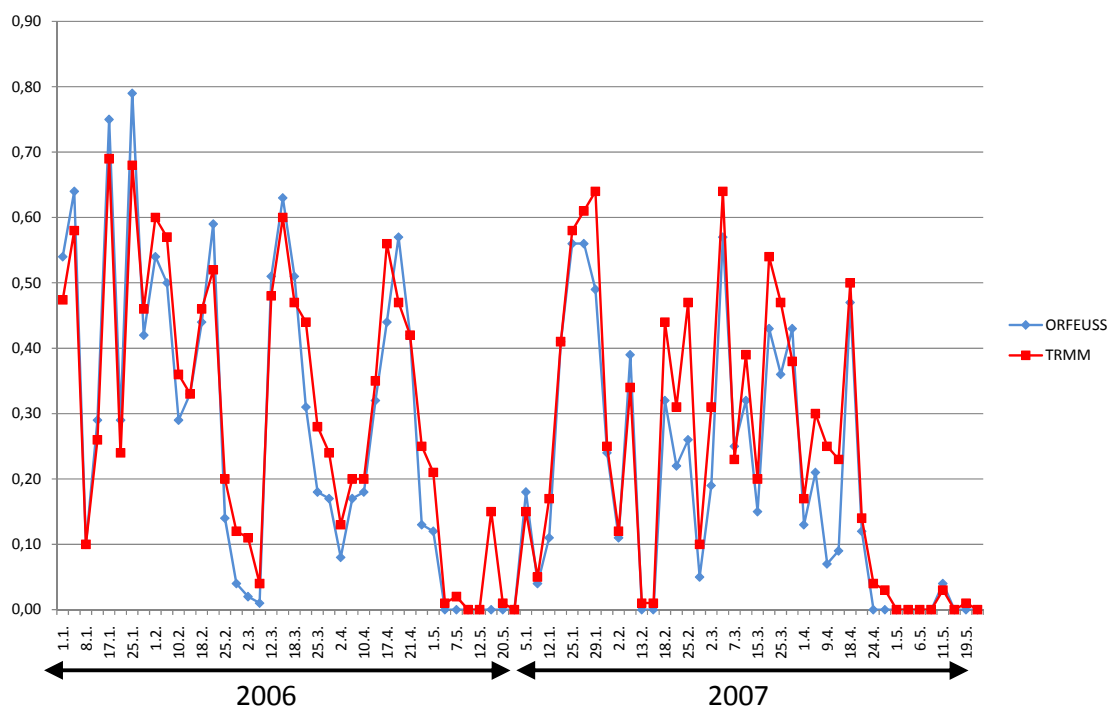


Abbildung 6-26: Zeitlicher Verlauf der Niederschlagsflächenanteile von ORFEUSS und TRMM.

Accuracy und Bias

Die *Accuracy* ist in Abbildung 6-27 in Abhängigkeit von der zunehmenden Niederschlagsfläche dargestellt. Dabei ist sehr gut zu erkennen, dass mit abnehmender Niederschlagsfläche die Genauigkeit zunimmt und umgekehrt. Mit Ausnahme von einem Validierungstag (68%) liegt die Genauigkeit an allen anderen Tagen über 70%, was sich auch im sehr guten Mittelwert von 87% korrekt identifizierter Pixel widerspiegelt. Die Aussagekraft dieses Ergebnisses ist aber zu relativieren, da bei geringen bis keinen Niederschlagsflächen die Genauigkeit schnell 100% erreichen kann und somit bei wenigen Niederschlagsereignissen sehr gute Ergebnisse erzielt werden können.

Der *Bias* zeigt auch eine Abhängigkeit von der Niederschlagsfläche. Diese verhält sich entgegengesetzt zur *Accuracy*. Mit zunehmendem Niederschlagsflächenanteil nimmt die Schwankungsbreite um den optimalen Wert von 1 ab. Der Bias im Mittel von 0,69 unterstreicht nochmal den Eindruck aus der qualitativen Validierung, dass ORFEUSS den Regen im Vergleich zu den TRMM-Daten unterschätzt.

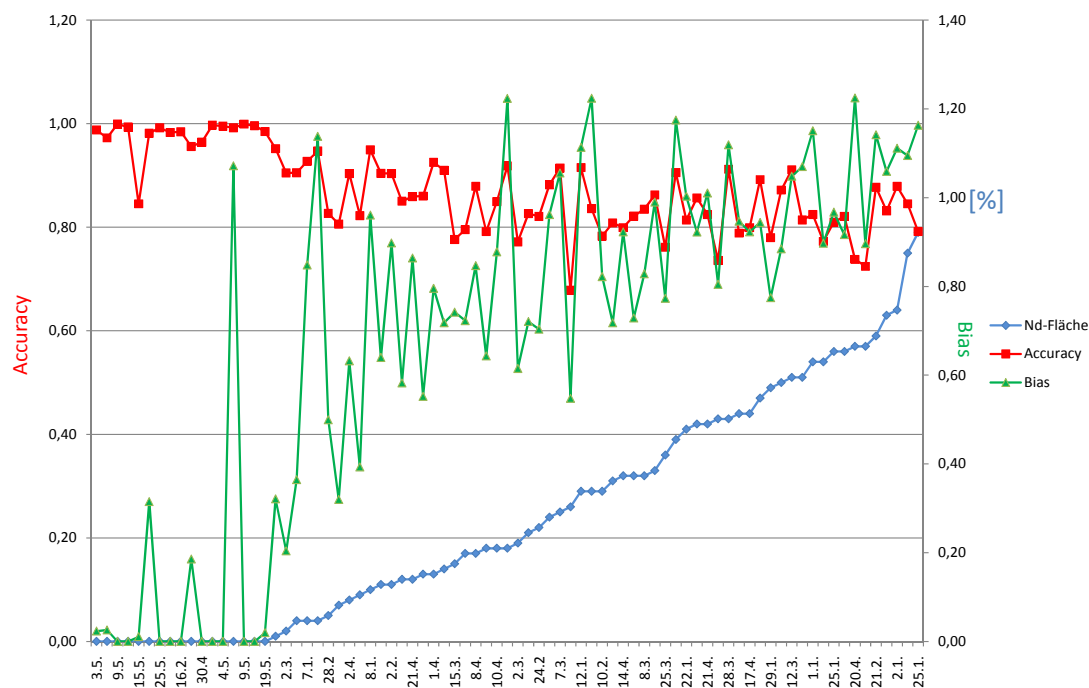


Abbildung 6-27: Zeitlicher Verlauf der Accuracy und des Bias angeordnet nach zunehmendem Niederschlagsflächenanteil.

POD, FAR und POFD

Abbildung 6-28 zeigt den Verlauf der *POD*, der *FAR* und der *POFD* in Abhängigkeit von der zunehmenden Niederschlagsfläche. Die *POD* nimmt mit zunehmendem Anteil an regnenden Pixeln zu. Der Mittelwert liegt bei 0,52, das heißt im Mittel wurden mehr als 50% der von TRMM als Regen ausgewiesenen Pixel auch als Regen erkannt. Die *FAR* verhält sich tendenziell umgekehrt zur *POD*, was in Abbildung 6-28 sehr deutlich wird. In Bezug auf die Niederschlagsflächen wird die *FAR* bei zunehmendem Flächenanteil kleiner und bei geringem Flächenanteil nimmt sie höhere Werte an. Im Mittel verzeichnet die *FAR* mit einem Wert von 26% ein rechts gutes Ergebnis. Die *POFD* nimmt im Mittel den Wert von 0,09 an, was dem optimalen Wert von 0 sehr nahe kommt. Von den drei Testindizes weist sie den deutlichsten Zusammenhang mit der Niederschlagsfläche auf.

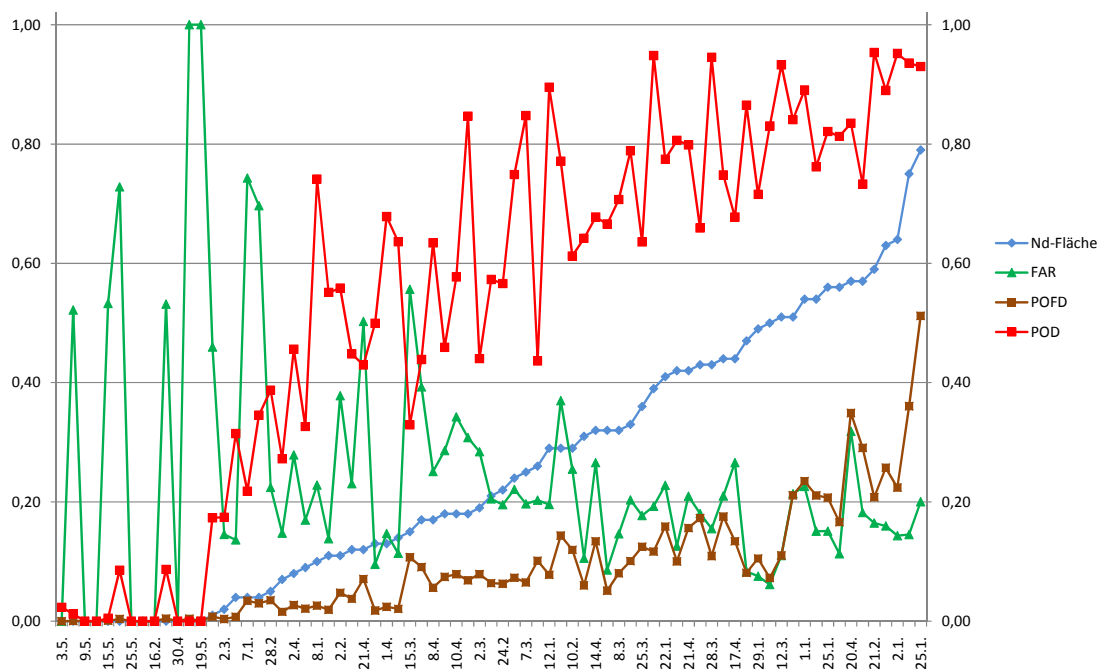


Abbildung 6-28: Zeitlicher Verlauf der *POD*, *FAR* und der *POFD* angeordnet nach zunehmendem Niederschlagsflächenanteil.

TS, ETS, HK und HSS

In Abbildung 6-29 sind die Ergebnisse der vier komplexeren Testindizes abgebildet. Dabei weisen alle vier Qualitätswerte einen ähnlichen Verlauf auf. Die *HK*-Diskriminante ist sehr stark abhängig von der *POD* und der *POFD*, ihr Mittelwert liegt bei $0,43 \pm 0,27$, wobei 50% der Validierungstage über 0,5 liegen und kein negativer *HK*-Wert verzeichnet wurde. Diese Werte kennzeichnen die generelle Fähigkeit Regenereignisse von Nicht-Regenereignissen zu unterscheiden. Der *TS* bezieht sich ausschließlich auf die erkannten Regenereignisse und weist mit einem Mittelwert von $0,43 \pm 0,28$ und bei 55% der Validierungstage eine Genauigkeit von über 0,5 auf, was auf eine gute Detektion der Niederschlagsereignisse zurückzuführen ist. Der *ETS* unterscheidet sich vom *TS* lediglich in einem Punkt, denn er berücksichtigt die zufallsbedingte Wahrscheinlichkeit eines Treffers. Aus diesem Grund liegen die Werte auch unter denen des *TS* (Mittelwert: $0,32 \pm 0,21$). Der *HSS* bezieht sich ebenso wie der *ETS* auf die zufällige Wahrscheinlichkeit eines als Regen identifizierten Pixels. Aufgrund der Berücksichtigung der korrekt erkannten niederschlagsfreien Pixel liegen die Werte des *HSS* über denen des *TS* (Mittelwert: $0,44 \pm 0,27$, vgl. Tabelle 6-6).

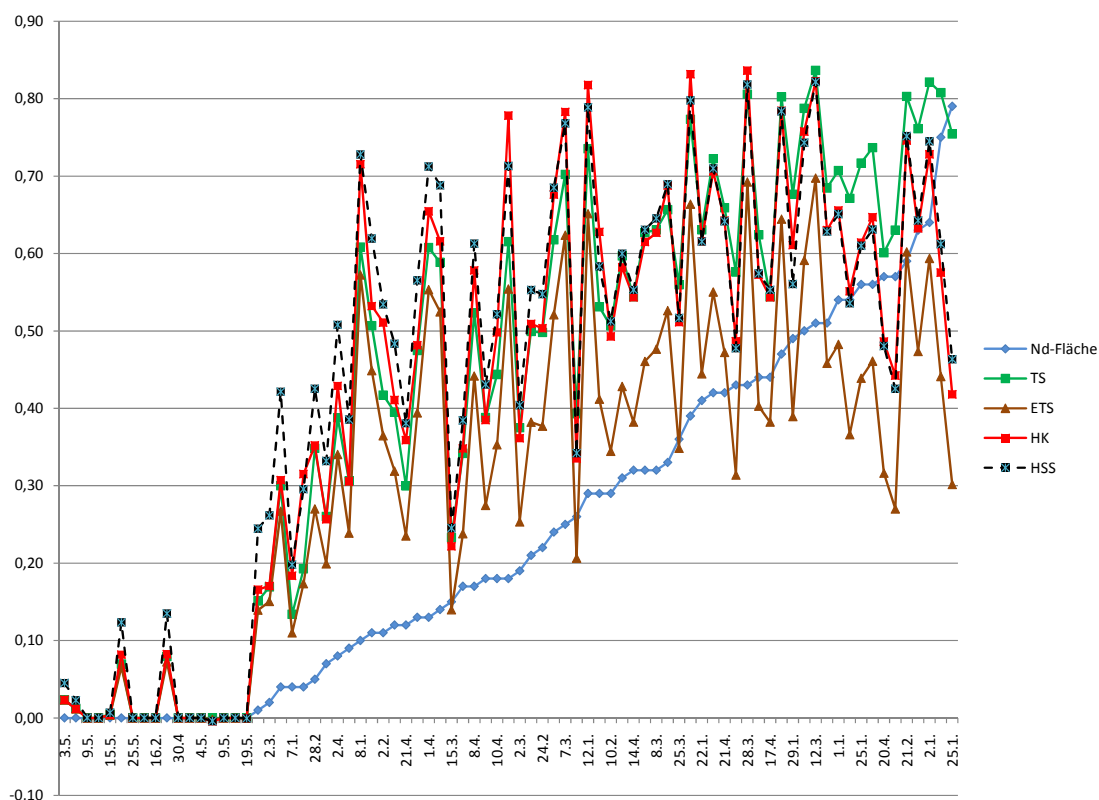


Abbildung 6-29: Zeitlicher Verlauf der vier Testindizes (TS, ETS, HK und HSS) angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche.

6.4.4 Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren basierend auf den TRMM-Daten als Referenz

In Tabelle 6-7 ist die deskriptive Statistik der Testverfahren für die 80 Validierungstage aufgeführt.

Tabelle 6-7: Deskriptive Statistik für die Ergebnisse der kontinuierlichen Testverfahren zwischen TRMM- Daten und ORFEUSS (basierend auf 80 Validierungstagen).

Test	MIN	MAX	MITTEL	Stdab
Mean [mm]	-0,29	7,83	0,92	1,49
MAE [mm]	0,00	8,82	1,57	1,92
RMSE [mm]	0,02	38,43	3,10	4,90
Correlation	-0,01	0,66	0,29	0,17

Im Folgenden werden die tagesbasierten Ergebnisse der vier kontinuierlichen Testverfahren in Abhängigkeit von den zunehmenden Niederschlagsflächen der TRMM und ORFEUSS-Daten dargestellt.

MEAN

In Abbildung 6-30 ist das vorher schon beschriebene Ergebnis der Unterschätzung der Niederschlagsfläche von ORFEUSS im Vergleich zu den TRMM-Daten sehr gut zu erkennen. Obwohl die Niederschlagsflächen unterschätzt wurden, wurde die mittlere Niederschlagssumme systematisch überschätzt, was in einem positiven *MEAN* von 0,92 mm deutlich wird. Weiterhin kann man erkennen, dass der *MEAN* hohe Werte erreicht, falls ORFEUSS die Niederschlagsfläche überschätzt.

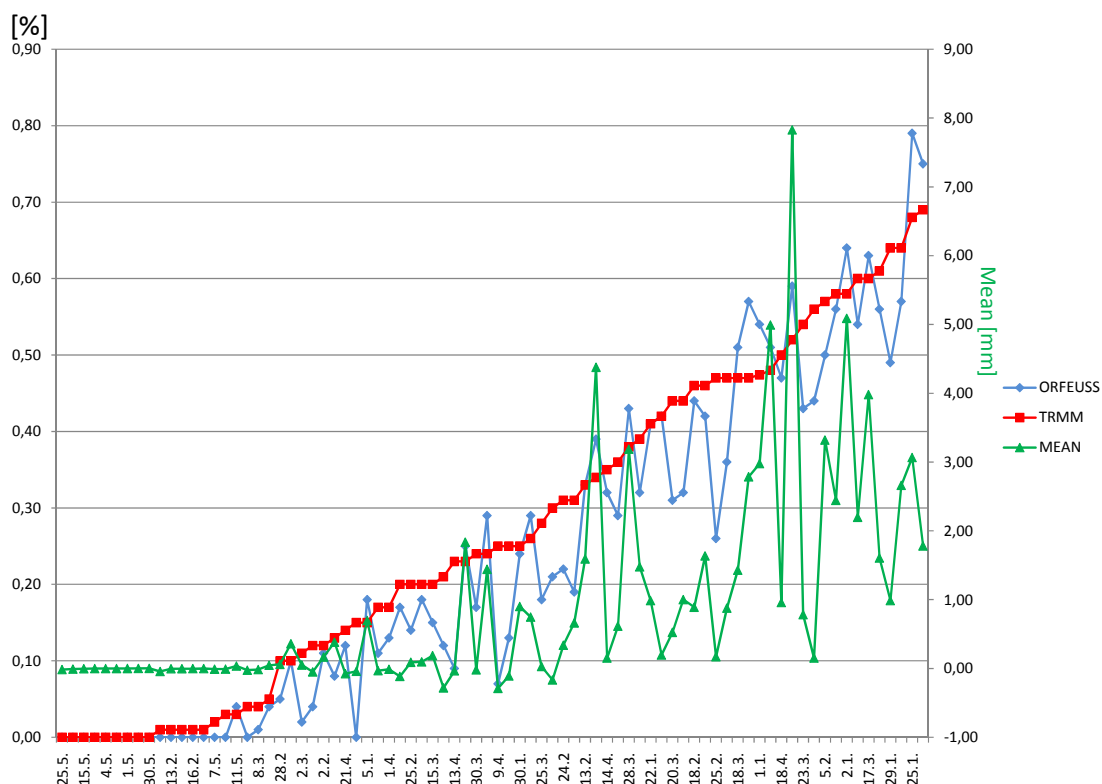


Abbildung 6-30: Zeitlicher Verlauf des *MEAN* angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.

MAE und RMSE

Die mittlere absolute Abweichung (*MAE*) von 1,57 mm sowie der *RMSE* von 3,10 mm weisen, wie auch schon der *MEAN* zeigte, eine systematische Überschätzung der Niederschlagsmengen auf. Der *RMSE* beschreibt die Streuung der Einzelwerte um die Mittelwerte und gibt im Verhältnis zu den Mittelwerten die mittlere durchschnittliche Niederschlagsabweichung in mm an. Der Verlauf des *MAE* verhält sich ähnlich wie der vorher betrachtete *Mean*. Die Spannweite der Werte variiert sehr stark und nimmt mit

dem Anstieg an detektierter Niederschlagsfläche zu (s. Abbildung 6-31). Der *RMSE* (s. Abbildung 6-32) weist keine so große Spannweite auf, und es ist nur ein leicht zunehmender Trend in Bezug auf die ansteigende Niederschlagsfläche zu identifizieren.

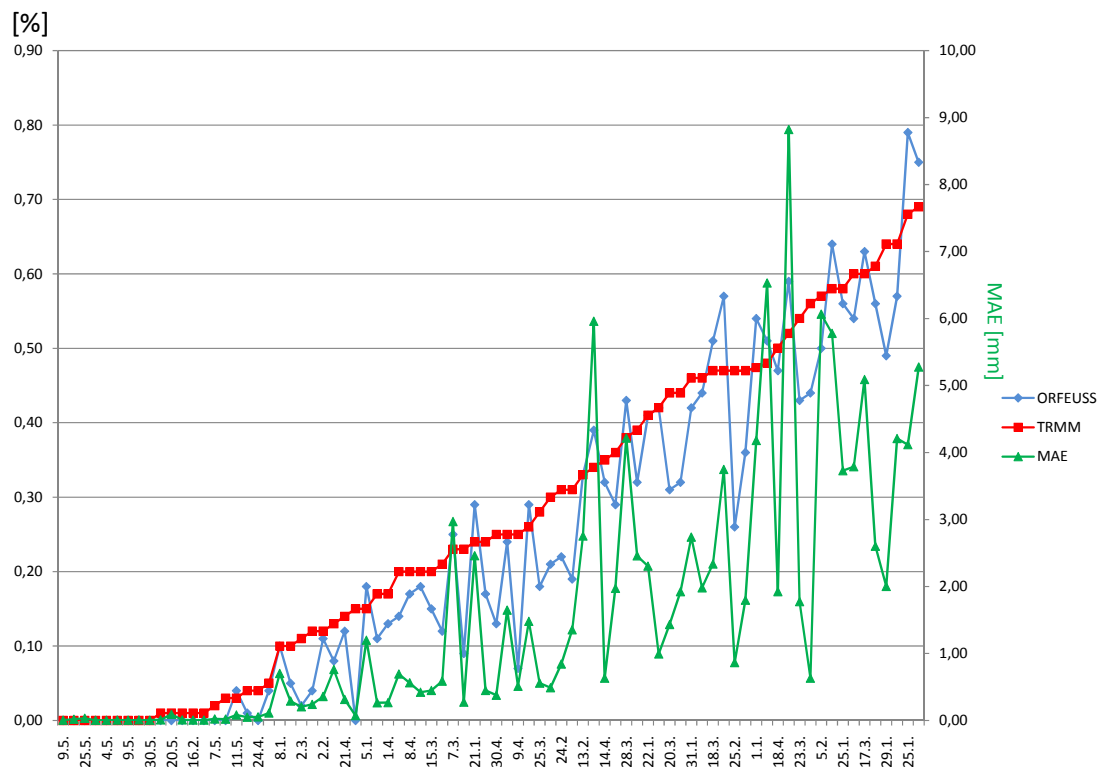


Abbildung 6-31: Zeitlicher Verlauf des MAE angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.

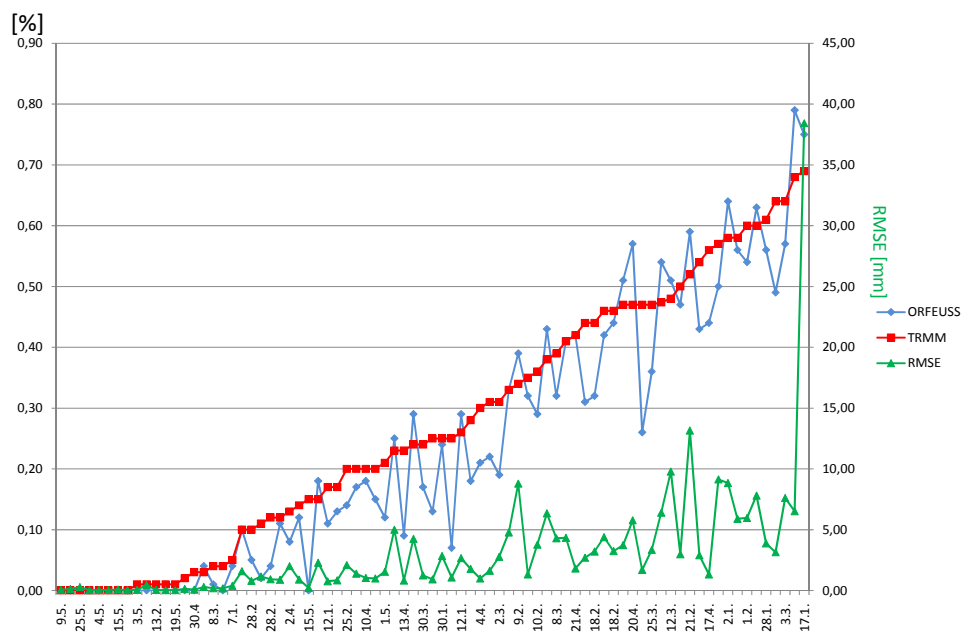


Abbildung 6-32: Zeitlicher Verlauf des RMSE angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.

Correlation

Die Korrelation zwischen TRMM und ORFEUSS liegt im Mittel bei $0,29 \pm 0,17$. Die Spannweite ist erwartungsgemäß hoch und variiert von Tag zu Tag (s. Abbildung 6-33).

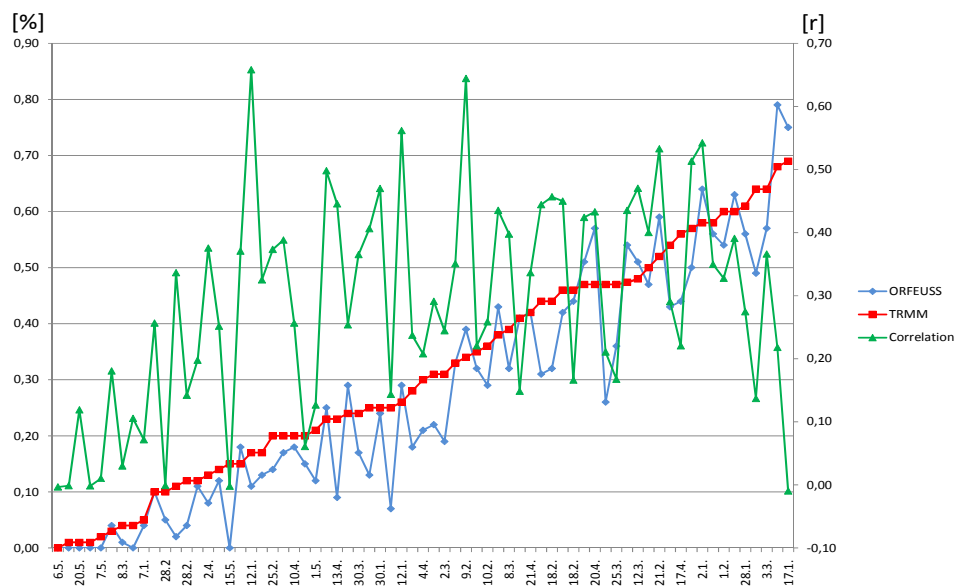


Abbildung 6-33: Zeitlicher Verlauf der Korrelation angeordnet nach zunehmender Niederschlagsfläche von TRMM und ORFEUSS.

6.5 Zusammenfassung der Validierungsstudie

In diesem Kapitel wurden umfassende Validierungsstudien durchgeführt. Zuerst wurden die Ergebnisse von ORFEUSS mit den TRMM-Daten qualitativ anhand visueller Betrachtung gegenübergestellt. Resultat war, dass die Niederschlagsmuster erkannt wurden, auch der Übergangsbereich zwischen Niederschlag und niederschlagsfreien Bereichen wurde sehr gut erkannt. Weiterhin wurden niederschlagsintensivere Bereiche sehr gut detektiert. Insgesamt vermittelte der visuelle Vergleich, dass ORFEUSS die Niederschlagsfläche im Vergleich zu den TRMM-Daten leicht unterschätzt.

Nach der visuellen Validierung wurden die von der IPWG und vom WCRP genutzten statistischen Testverfahren (kategorische und kontinuierliche Testindizes) vorgestellt und angewandt. Dabei wurden zunächst die Punktdaten vom Namibianischen Wetterdienst mit ORFEUSS und TRMM verglichen. Das Ergebnis der deskriptiven Statistik für die kategorischen und die kontinuierlichen Testverfahren hat gezeigt, dass sich beide Niederschlagsprodukte sehr ähnlich zu den Niederschlagsstationen verhalten, und dass ORFEUSS teilweise im Mittel bessere Resultate lieferte als die TRMM-Daten. Abschließend folgte der Vergleich zwischen TRMM und ORFEUSS, wobei sich das qualitativ ermittelte Ergebnis der unterschätzten Niederschlagsfläche quantifizieren ließ. Insgesamt zeigen die Anteile der täglichen Niederschlagsflächen in den Daten von ORFEUSS und TRMM eine sehr gute Übereinstimmung auf. Aufgrund des gegenläufigen Verhaltens der *POD* und der *FAR* bei ansteigender Niederschlagsfläche (*POD* zunehmend und *FAR* abnehmend) kann davon ausgegangen werden, dass die Niederschlagsgebiete richtig erkannt worden sind. Des Weiteren erreichen die Testindizes (*TS*, *ETS*, *HK* und *HSS*) nicht nur im Mittel, sondern auch bei einzelnen Tagen sehr gute Ergebnisse. Wie an den Zeitreihen ersichtlich ist, weisen alle Testindizes, die bei wenig Niederschlag oder bei niederschlagsfreien Tagen angewandt wurden, am meisten vom Optimalwert ab, was wiederum zu einer Verschlechterung der Mittelwerte führt. Die Validierung der gemessenen Niederschlagsmengen zeigt, dass trotz einer Unterschätzung der Niederschlagsflächen die Niederschlagsmengen leicht überschätzt werden.

Zusammenfassend haben die dargestellten Ergebnisse gezeigt, dass der neu entwickelte Methodenverbund ORFEUSS, bestehend aus seinen drei Verfahren (s. Abbildung 5-1)

grundsätzlich in der Lage ist die Niederschlagssituation über Namibia in ihrer Gesamtheit zu erfassen.

7 Anwendungsbeispiele für niederschlagsklimatologische Untersuchungen

In diesem Kapitel werden unterschiedliche Anwendungsbeispiele für niederschlagsklimatologische Untersuchungen mittels ORFEUSS vorgestellt. Zunächst werden Monatskarten aus den einzelnen Tagesniederschlagssummen gebildet und anschließend die Regenzeiten 2006 und 2007 miteinander verglichen.

ORFEUSS bietet aufgrund seiner hohen zeitlichen Auflösung, seiner ausschließlich auf nahinfraroten und infraroten Kanälen basierenden Atmosphäreninformation und der Unterscheidung zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlägen eine Reihe an niederschlagsklimatologischen Untersuchungsmöglichkeiten an.

7.1 Berechnung von monatlichen Niederschlagssummen und Vergleich der Regenzeiten 2006 und 2007 für Namibia

Zur Berechnung der Monatskarten werden die einzelnen Tagesniederschlagssummen aufsummiert und in ArcGIS 9.2 klassifiziert. Die Klassifikation erfolgt mit dem Jenks-Caspall-Algorithmus einem statistischen Verfahren zur automatischen Klassifikation von Werten anhand von sogenannten Natural Breaks. Dabei werden die Unterschiede innerhalb einer Klasse minimiert und die Unterschiede zwischen den Klassen maximiert. Dieser Klassifikationsalgorithmus wurde gewählt, um die räumlichen Niederschlagsmuster, basierend auf den Niederschlagsmengen, darzustellen. Zur besseren Vergleichbarkeit der Niederschlagssummen wurden die einzelnen Monate der Regenzeiten 2006 und 2007 zusätzlich manuell klassifiziert. Hierbei wurden gemäß MENDELSON (2002) die Klassen in 50 mm Abstände gewählt. Die Untersuchungsmonate der zwei Regenzeiten wurden in den folgenden Abbildungen 7-1 bis 7-6 zunächst in der oberen Reihe in der Jenks-Caspall-Klassifikation und in der unteren Reihe in der manuellen Klassifikation dargestellt.

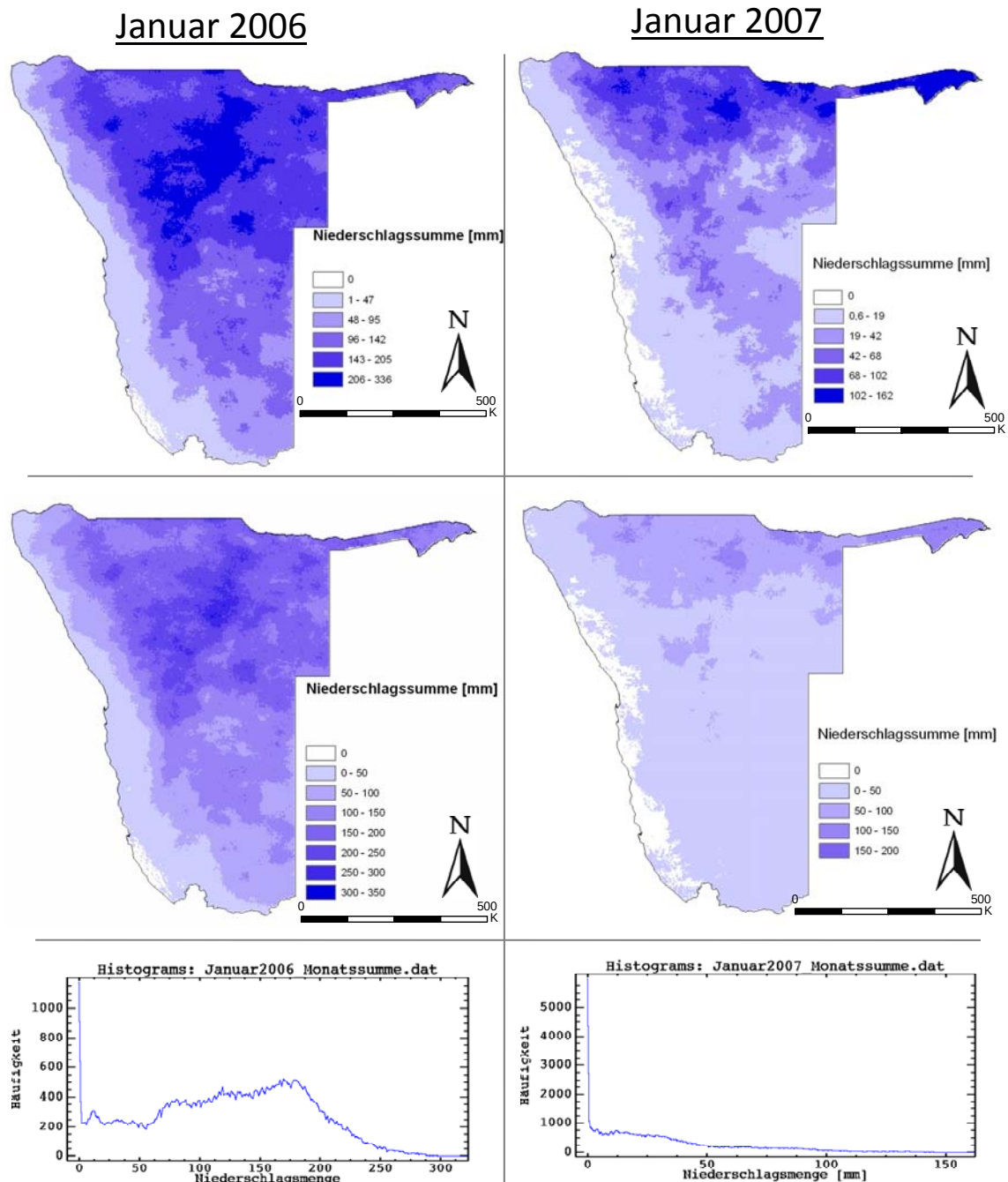


Abbildung 7-1: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im Januar 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate.

Die Regenzeit 2006 ergab außergewöhnlich hohe Niederschlagsmengen, wie die *Allgemeine Zeitung Namibias* vom 13.02.2006 berichtet (<http://www.az.com.na/umwelt/rekordmonat-januar-2006.14259.php>). Der Januar 2006

erzielte Rekordniederschlagsmengen, insgesamt wurde mehr Regen als im normalen Jahresdurchschnitt verzeichnet. Dem Namibianischen Wetterdienst zufolge regnete es in Windhoek 312,3 mm, zuletzt wurde 1893 soviel Regen in Windhoek gemessen. Der normale Jahresdurchschnitt für Windhoek liegt bei 359,1 mm und speziell für den Januar bei 78,6 mm. Im Stadtteil Klein-Windhoek fielen 361,4 mm und im Suiderhof 397 mm. Im direkten Vergleich berechnet ORFEUSS für die Stationen Meteorological Service 141,9 mm, für Klein Windhoek 153,2,4 mm und für Suiderhof 151,2 mm. In Abbildung 7-1 ist in der oberen Reihe für beide Januarmonate der Niederschlagsgradient (Zunahme der Niederschläge von West nach Ost und von Süd nach Nord) in Namibia sichtbar. In der unteren Reihe sind die beiden Januarmonate dargestellt, sodass eine bessere Vergleichbarkeit der räumlich ermittelten Niederschlagssummen gewährleistet ist. Für 2007 wurden für die Stationen Klein Windhoek 35,9 mm und Suiderhof 60,5 mm gemessen. Das Hauptquartier des Namibianischen Wetterdienstes hat für den Januar 2007 keine Niederschlagsangaben im Datenarchiv vorrätig. ORFEUSS berechnete für Klein Windhoek 35,7 mm und für Suiderhof 35,9 mm. Basierend auf den von ORFEUSS berechneten Monatssummen fielen in Namibia für den Januar 2007 im Durchschnitt 71,1% weniger Niederschläge als 2006.

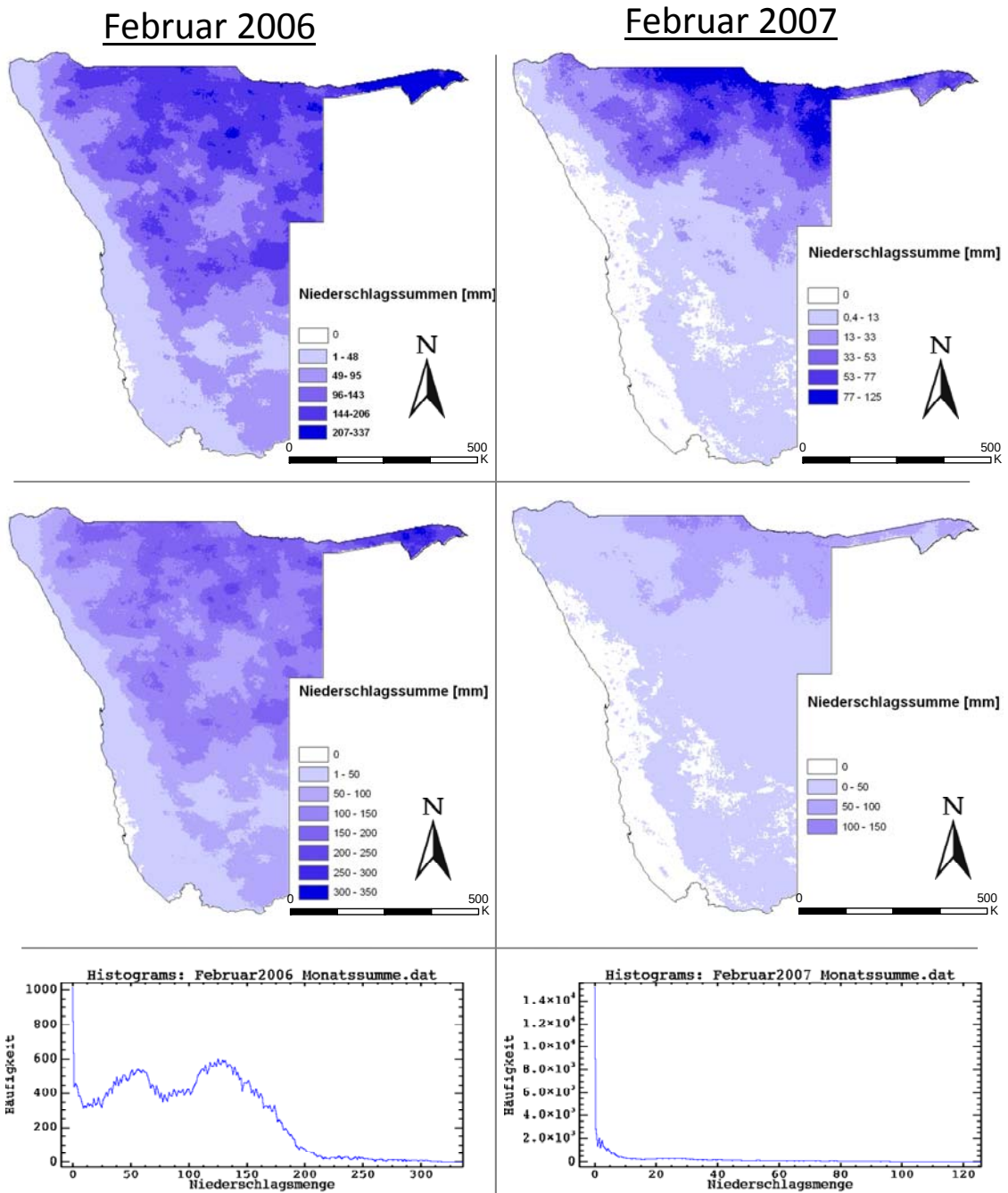


Abbildung 7-2: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im Februar 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate.

Aus der oberen Reihe in Abbildung 7-2 ist eindeutig ersichtlich, dass die Niederschlagssummen für den Februar in der Regenzeit 2006 höher waren als die in 2007. Der bestehende Niederschlagsgradient, der im Allgemeinen von West nach Ost

und von Süd nach Nord zunimmt lässt sich auch in Abbildung 7-2 nachverfolgen. Die Küstenregion Namibias wurde in 2007 im Gegensatz zu 2006 kaum von Niederschlägen betroffen. Bezogen auf die durchschnittliche Niederschlagsmenge in Namibia für die Monate Februar fielen in 2007 74,1% weniger Niederschlag als in 2006.

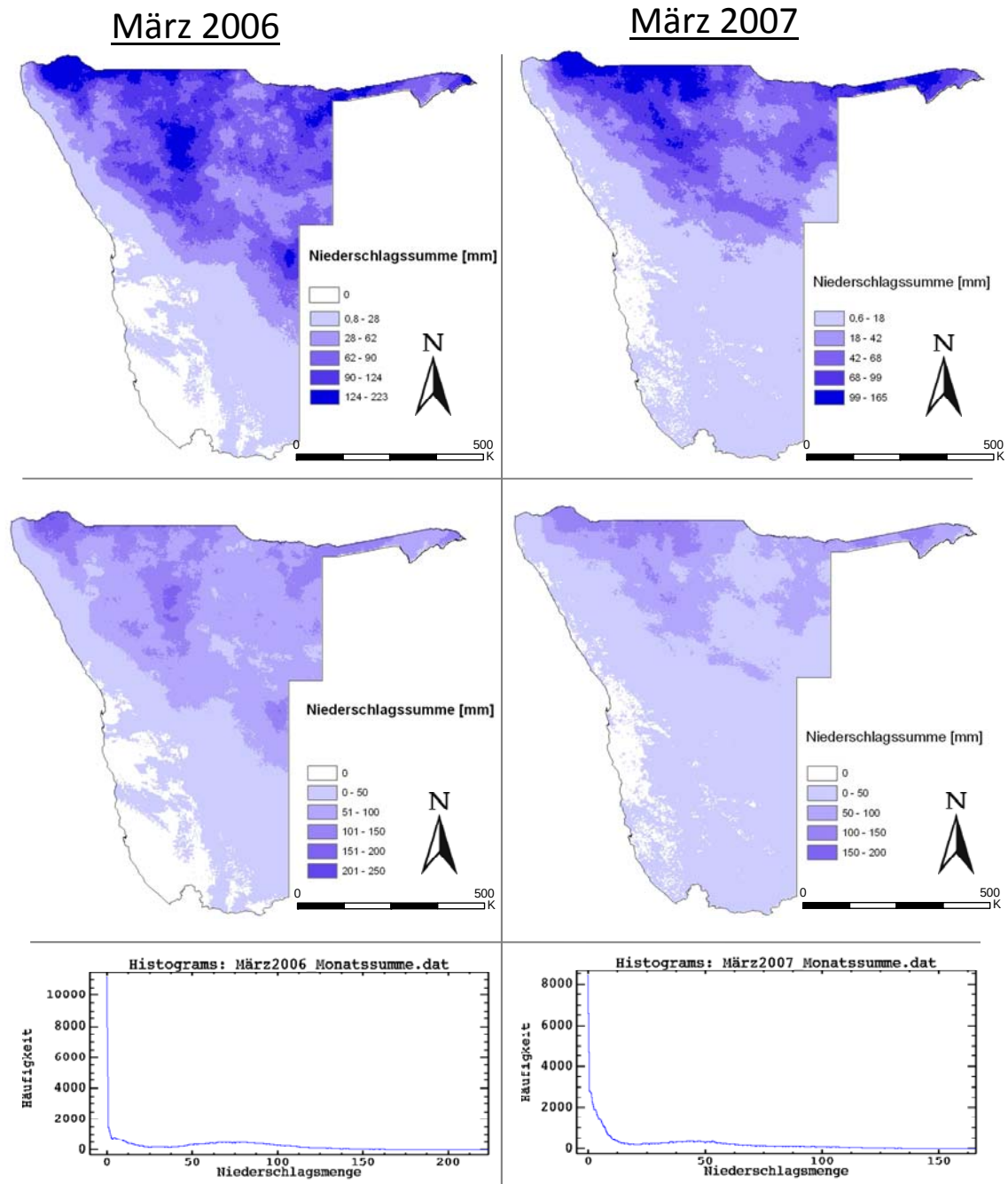


Abbildung 7-3: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im März 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate.

Während im März 2006 wieder eine höhere Niederschlagsmenge als im März 2007 zu verzeichnen war, fielen im Gegensatz dazu flächenmäßig mehr Niederschläge in 2007 als in 2006 (s. Abbildung 7-3). In beiden Monaten ist die Grenze zwischen ergiebigeren Niederschlägen im Norden und weniger niederschlagsreichen Gebieten im Süden sehr schön auf der Höhe von Windhoek zu erkennen. Die mengenmäßig ergiebigsten Niederschläge fallen in beiden Regenzeiten im Norden bzw. Nordwesten an der Grenze zu Angola. Mengenmäßig fielen 2007 44% weniger Niederschläge als in 2006.

Das Ende der Regenzeit umfasst die Monate April und Mai. Dies zeichnet sich in einer Abnahme der Niederschlagsmengen gegenüber den vorherigen Monaten ab. In Abbildung 7-4 ist dies für den April mit max. 148 mm Niederschlag im Vergleich zum März mit max. 223 mm Niederschlag ersichtlich. Die stärkere Regenzeit 2006 zeichnet sich auch für den April in höheren Niederschlagsmengen gegenüber 2007 ab (s. Abbildung 7-4). Interessant ist, dass Namibia im April 2006 flächenmäßig nahezu komplett abgedeckt ist, während in 2007 die komplette Küstenregion niederschlagsfrei ist. Die durchschnittliche Regenmenge für den April 2006 beträgt 30,6 mm und für 2007 10,2 mm. Dies bedeutet, dass bezogen auf die Menge in 2007 66,7% weniger Niederschläge gefallen sind.

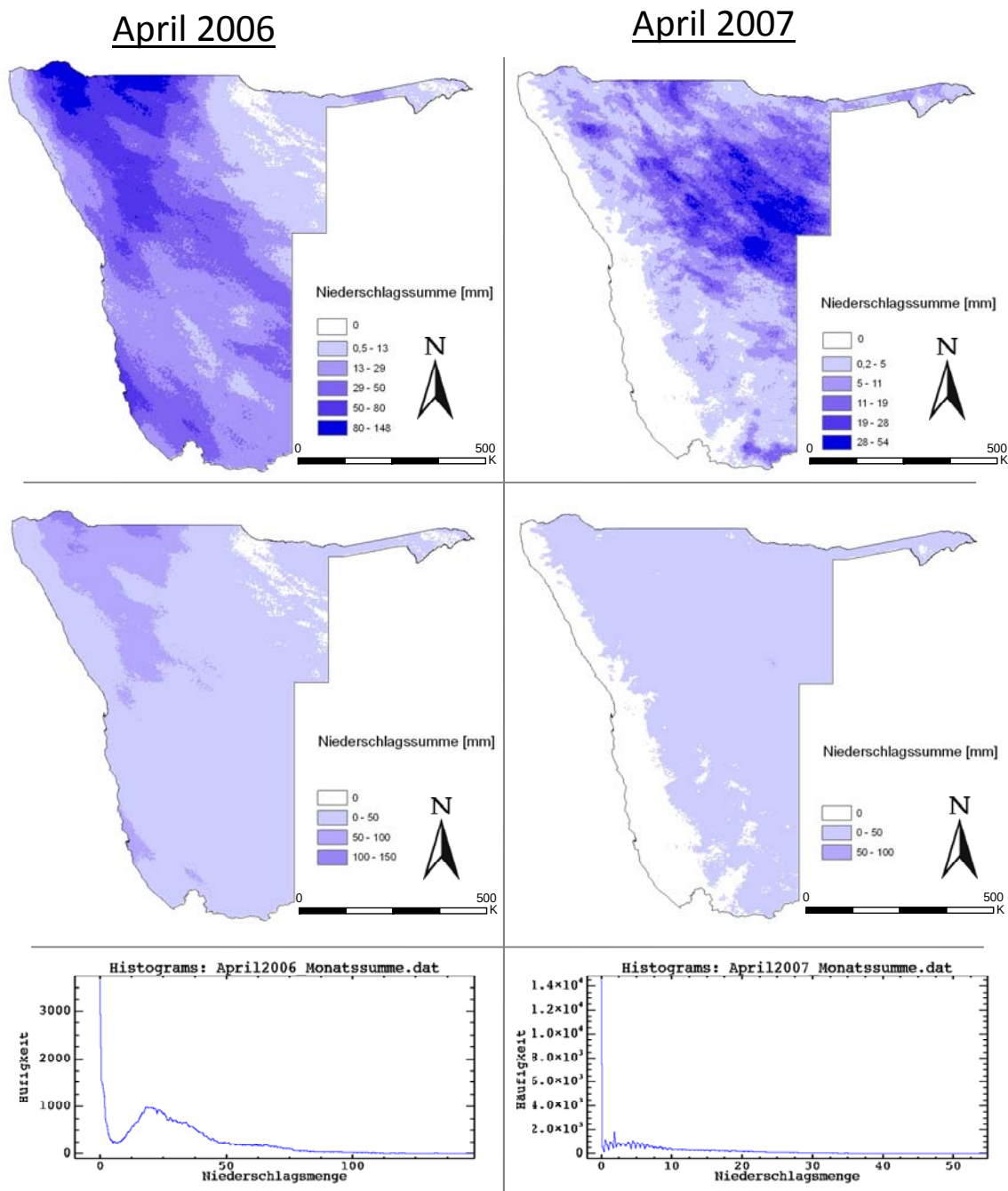


Abbildung 7-4: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im April 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate.

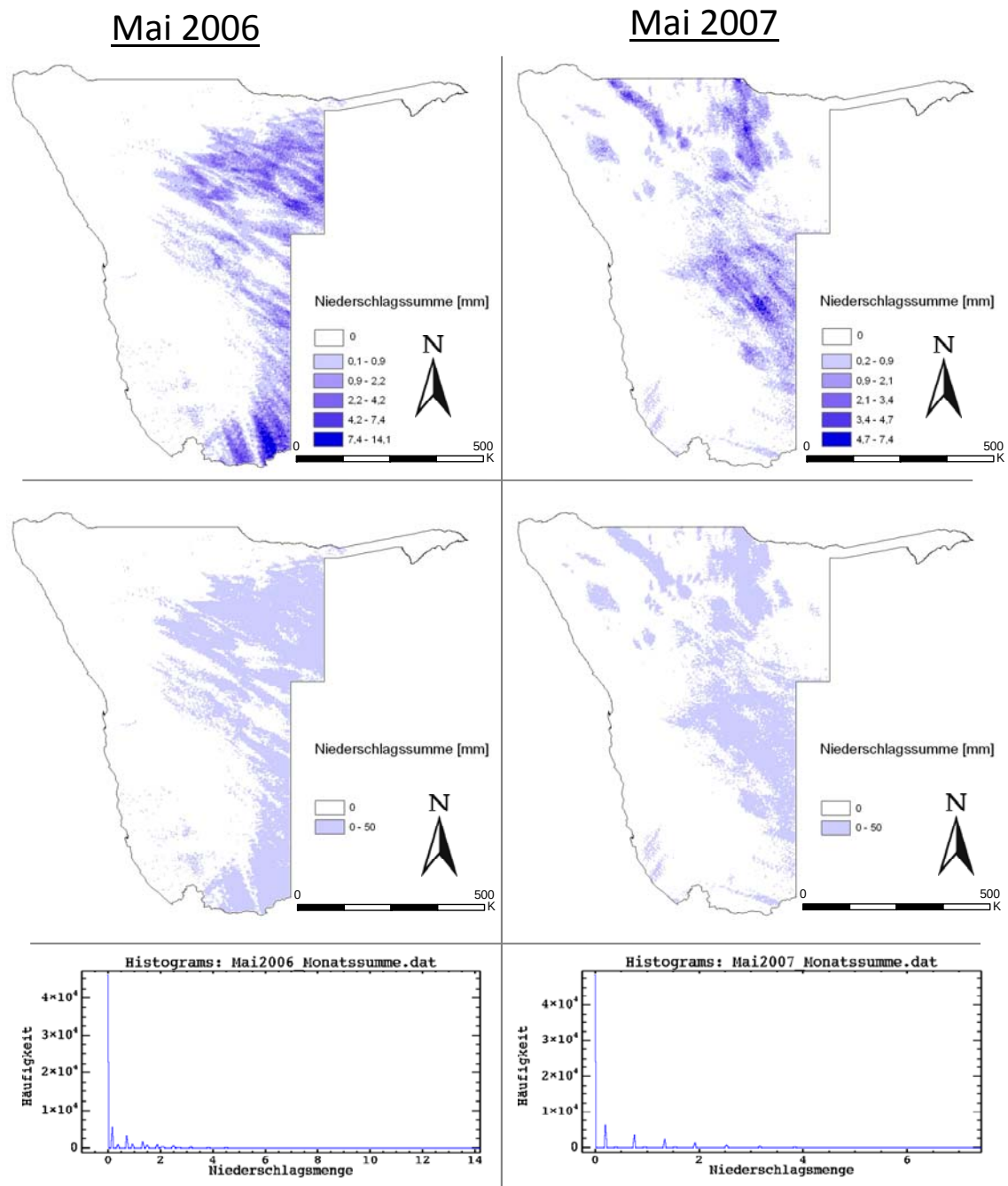


Abbildung 7-5: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen im Mai 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate.

Das definitive Ende der Regenzeit kündigt sich im Mai an. Im Osten von Namibia finden noch vereinzelt Niederschläge statt, Teile des Nordens und des Westens sind nahezu niederschlagsfrei. Die Ergiebigkeit der Niederschläge lässt auch nach, obwohl

zwischen 2006 und 2007 immer noch ein mengenmäßiger Unterschied zu erkennen ist (s. Abbildung 7-5). Im Mai 2007 hat es 23,5% weniger geregnet als im Mai 2006.

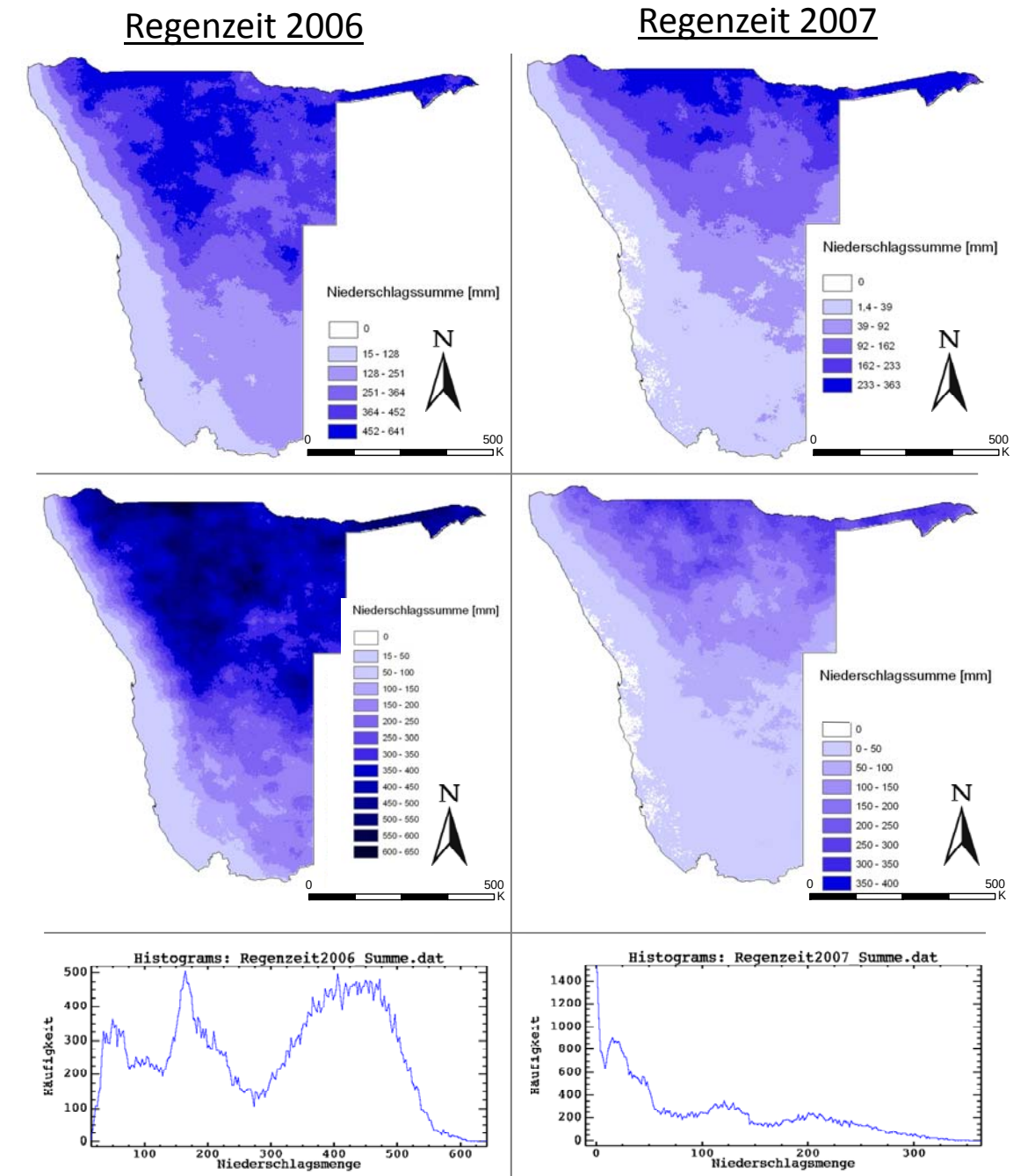


Abbildung 7-6: Linke (rechte) Seite zeigt die Niederschlagsmengen für die Regenzeiten 2006 (2007), die obere Reihe entspricht der Jenks-Caspall Klassifikation in sechs Klassen. Die mittlere Reihe zeigt zur besseren Vergleichbarkeit der beiden Niederschlagsmonate eine manuelle Klassifikation in 50 mm Schritten und die untere Reihe zeigt die Histogramme der beiden Niederschlagsmonate.

In Abbildung 7-6 sind die einzelnen Monate zu den jeweiligen Regenzeiten zusammengefasst. Flächenmäßig wurden in 2007 nicht alle Landesgebiete mit Niederschlägen versorgt. Beide Regenzeiten zeigen den typischen West-Ost und Süd-Nord verlaufenden Niederschlagsgradienten auf. Die Gebiete mit den höchsten Niederschlagssummen befinden sich im Nordosten, dem Caprivi-Zipfel, dem Norden mit Grenze zu Angola und dem Umland um Tsumeb (s. Abbildung 4-8). Die mittlere Regenmenge für Namibia in der Regenzeit 2006 betrug 301,7mm, in 2007 99,6 mm. Das ergibt einen Unterschied von 66,9% weniger Niederschlagsmenge in 2007 zu 2006.

7.2 Berechnung von stratiformen und konvektiven Niederschlägen

ORFEUSS bietet weitere Möglichkeiten die Niederschläge differenziert zu betrachten. Durch die Trennung der Niederschläge in stratiforme und konvektive Bestandteile mittels ORFEUSS-Event können die räumlichen Muster der täglichen Niederschlagsmengen analysiert werden. Die konvektive Niederschlagsintensität liegt aufgrund Gleichung (5.13) im Bereich zwischen 4 mm/h und 23,7 mm/h (vgl. Tabelle 5-7) und für die stratiforme Niederschlagsintensität bei 0,8 mm/h und 3,9 mm/h (vgl. Tabelle 5-10). Die Niederschlagsintensität repräsentiert in den Tropen in zweierlei Hinsicht eine bedeutende Einflussgröße:

1. Sie steuert neben der absoluten Niederschlagsmenge die flächenhaft wirksamen Spülprozesse. Je höher die Niederschlagsintensität, desto weniger können die Böden das Wasser aufnehmen und somit gehen die Niederschläge größtenteils in oberirdische Abflüsse über, was die Denudationsleistung verstärkt.
2. Sie bestimmt über die Infiltrationsrate das pflanzenverfügbare Bodenwasser und somit indirekt das Wachstumsverhalten der Pflanzen. Je geringer die Niederschlagsintensität, umso höher ist die Infiltrationsrate (bis zur Sättigungsphase) und desto größer ist der Anteil am pflanzenverfügbaren Wasser (MENZ, 1996).

Mittels ORFEUSS-Event kann die Dauer der konvektiven und stratiformen Niederschlagsprozesse ermittelt werden, und ORFEUSS-Rate erlaubt es die Niederschlagsmenge zu berechnen. Dadurch lassen sich räumlich differenziert potentielle Gebiete mit erhöhtem oberirdischen Abfluss identifizieren. Für einen längeren Zeitraum betrachtet könnte diese Information in ein Long-Term-Monitoring

überführt werden. Eventuell gefährdete Gebiete könnten so im Sinne einer Frühwarnung in Bezug auf Starkniederschlagsereignisse mit resultierenden Überschwemmungen detektiert werden. In Abbildung 7-7 werden die einzelnen Niederschlagsinformationen exemplarisch für den 01.01.2006 dargestellt. In der oberen Reihe auf der linken Seite ist die Dauer der konvektiven Niederschläge abgebildet und auf der rechten Seite die konvektive Niederschlagsmenge. Darunter folgen die stratiformen Niederschläge und zuletzt die gesamten Tagesniederschläge. Somit ergaben sich für Namibia am 01.01.2006 folgende statistische Kenngrößen. Die mittlere konvektive Niederschlagsmenge betrug 8,24 mm mit einer mittleren konvektiven Niederschlagsdauer von einer Stunde und elf Minuten, was zu einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität von 6,96 mm/h führt. Die mittlere stratiforme Niederschlagsmenge ergab 4,49 mm mit einer mittleren stratiformen Niederschlagsdauer von einer Stunde und 53 Minuten. Dies ergab eine durchschnittliche stratiforme Niederschlagsintensität von 2,37 mm/h. Insgesamt gilt für Namibia eine mittlere Niederschlagsmenge von 8,67 mm und eine mittlere Niederschlagsdauer von knapp 2,5 Stunden mit daraus resultierender mittlerer Niederschlagsintensität von 3,5 mm/h. Bezogen auf die Niederschlagsmenge fallen in Namibia 51,8 % der Niederschläge stratiform und 48,2 % konvektiv.

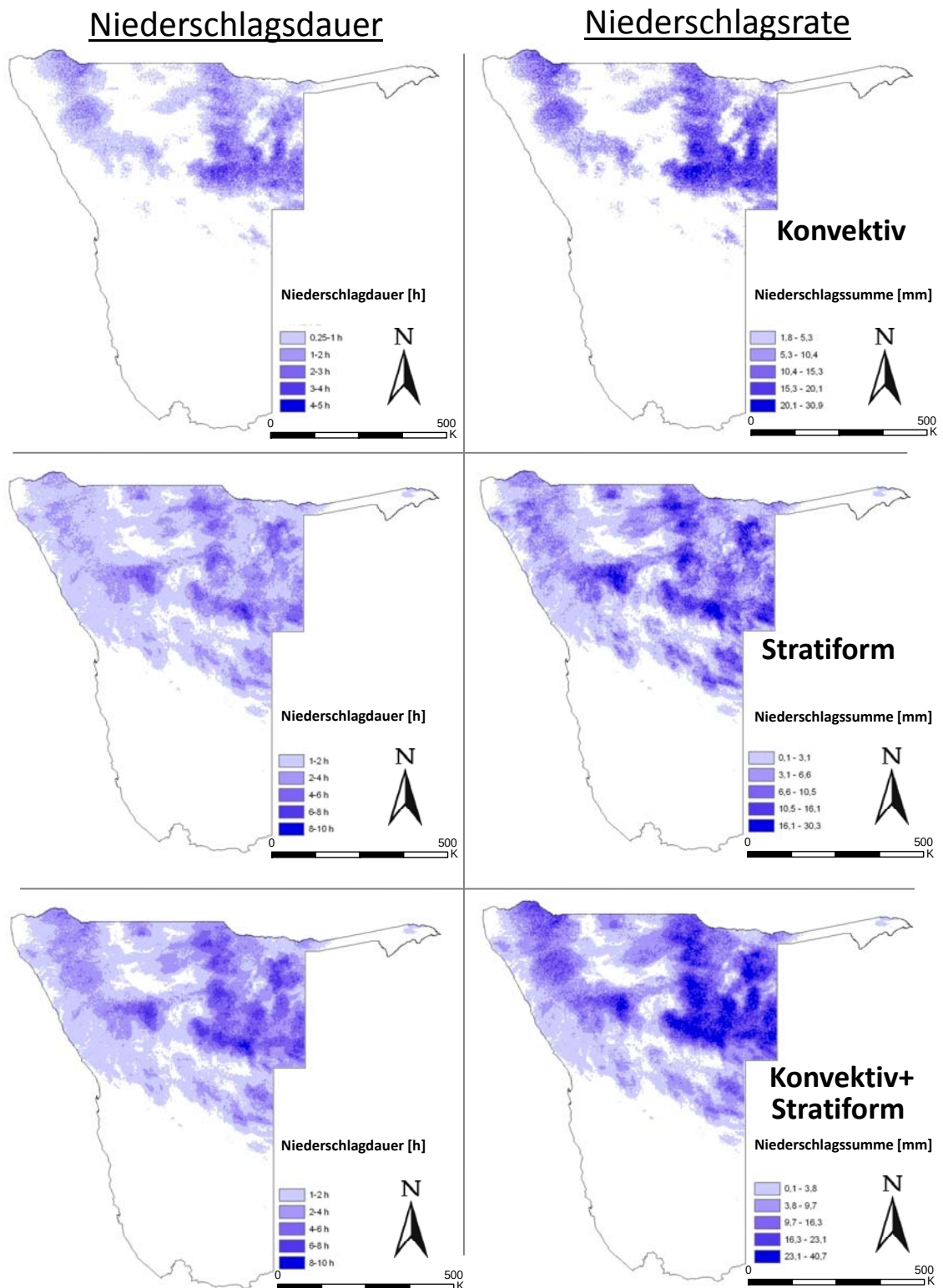


Abbildung 7-7: Die linke Seite zeigt die Niederschlagsdauer und die rechte Seite die Niederschlagsmengen für den 01.01.2006. Die oberste Reihe entspricht den konvektiven Niederschlägen, die mittlere den stratiformen und die unterste entspricht den gesamten Tagesniederschlägen in Namibia.

Durch die Integration dieser Daten in ein Geographisches Informationssystem (GIS) kann die jeweilige Niederschlagsinformation für eine beliebige Region abgerufen werden und bei Bedarf in andere Modelle, wie z.B.: Biomassemodelle oder hydrologische Modelle integriert werden. Zur Veranschaulichung wurden die in Namibia (vgl. Abbildung 4-8) gewählten Standorte für die Niederschlagsmessgeräte durch zwei Transekte miteinander verbunden. Das erste Transekt reicht von Tsumeb (B) nach Brakwater (A) und wird in Abbildung 7-8 dargestellt.

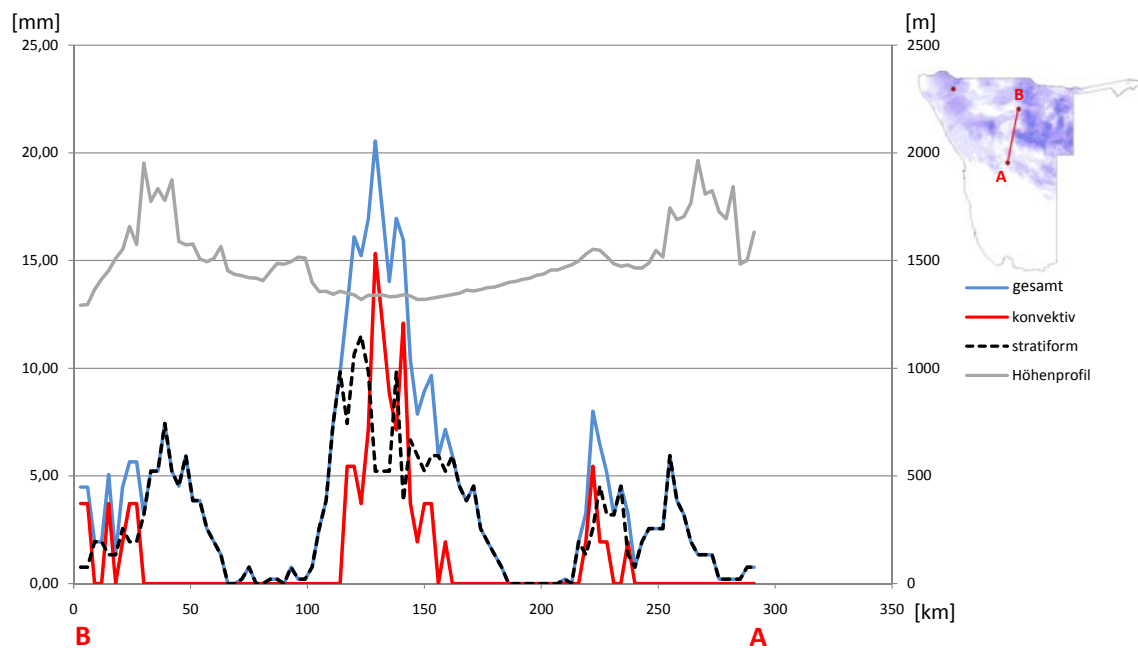


Abbildung 7-8: Niederschlagstransekt von Tsumeb (B) nach Brakwater (A) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den 01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil.

Aufgrund dieser Darstellung lässt sich der Tagesniederschlag niederschlagsklimatologisch interpretieren. Ausgehend von km 0 (Tsumeb) steigt das Höhenprofil von 1300 m auf knapp 2000 m an. Dies führt zu orographisch bedingten Niederschlägen, die zuerst vornehmlich konvektiv geprägt sind und danach hauptsächlich stratiform ausfallen. Ab km 100 findet ein Niederschlagsereignis mit einer großen räumlichen Ausdehnung statt. Die Niederschlagsspitzen sind hierbei konvektiv geprägt, treten aber auch in Vergesellschaftung mit stratiformen Ereignissen auf. Im weiteren Verlauf des Transektes steigt das Höhenprofil wieder an, was sich auch in einem Anstieg der konvektiven Niederschläge in Bezug auf die Gesamtniederschläge ausmachen lässt. Im weiteren Verlauf sind die Niederschläge ausschließlich stratiform

geprägt. Das zweite Transekt von Tsumeb (B) nach Opuwo (C) ist in Abbildung 7-9 dargestellt.

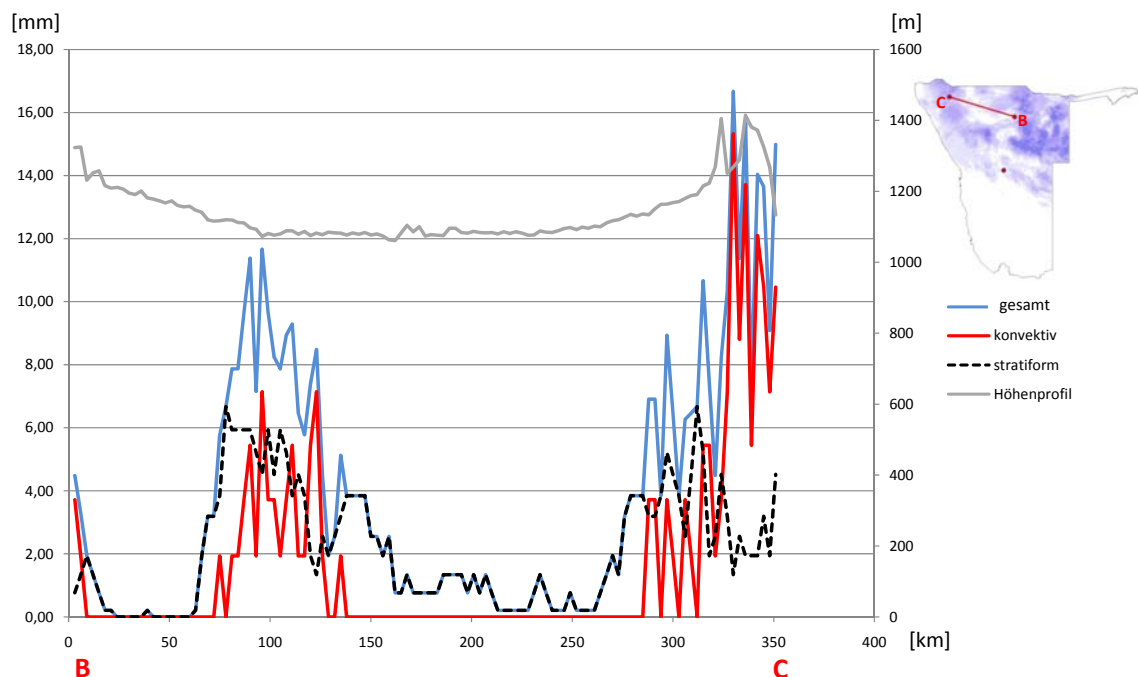


Abbildung 7-9: Niederschlagstransekt von Tsumeb (B) nach Opuwo (C) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den 01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil.

Ab km 50 bis km 150 findet ein von der Orographie unberücksichtigtes räumlich weit ausgedehntes Niederschlagsereignis statt, welches an den Randgebieten stratiforme Niederschläge aufweist. Bei km 100 erreicht es sein Niederschlagsmaximum, was zum größten Teil konvektiv geprägt ist. Ab km 150 geht der Niederschlag in Landregen (stratiform geprägt) über bis er bei km 280 unter anderem aufgrund der ansteigenden Topographie wieder verstärkt in konvektive Niederschlagsereignisse übergeht. Bei km 330 ist der gesamte Niederschlag zum größten Teil konvektiv geprägt mit hohen Niederschlagsmengen, was auf ein heftiges Niederschlagsereignis zurückzuführen ist.

7.3 Berechnung von Tages- und Nachtniederschlägen

Die Differenzierung der Niederschläge in Tag- und Nachtsummen vermittelt ein besseres Verständnis von den Wachstumsbedingungen in Namibia. In der Nacht findet keine Evaporation statt, daraus resultieren unterschiedliche Volumina an pflanzenverfügbarem Wasser auf Tagesbasis (MENZ, 1996). Mit der IDL-Routine

(*Tag_Nacht_Regen.pro*) werden die Tagesniederschlagssummen in Tag (6 Uhr-17:45 Uhr Lokalzeit) und Nacht (0 Uhr bis 5:45 und 18:00 bis 23:45 Lokalzeit) zerlegt. Anhand desselben Datensatzes vom 01.01.2006, werden die Tag- und Nachtniederschläge räumlich in Abbildung 7-10 dargestellt.

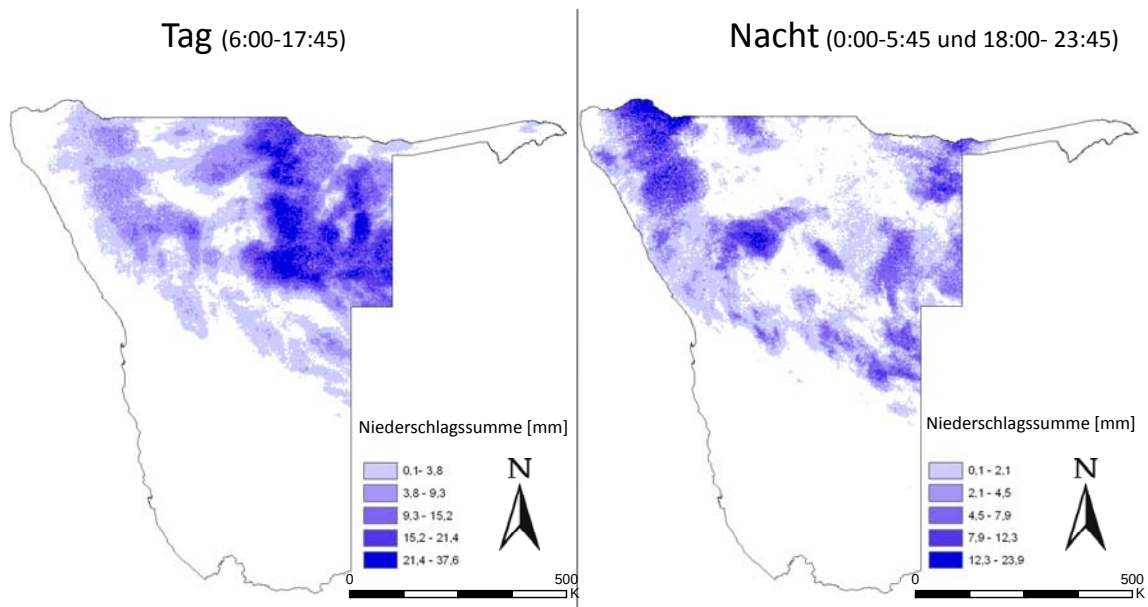


Abbildung 7-10: Niederschlagsverteilung am Tag (links) und in der Nacht (rechts) für den 01.01.2006.

Tagsüber fallen flächenmäßig die meisten Niederschläge, auch in Bezug auf die Niederschlagssumme fallen am Tag mehr Niederschläge als in der Nacht. Die höchsten Niederschlagsmengen fallen am Tag im Nordosten und in der Nacht im Nordwesten des Landes. Bezogen auf den Tagesgesamtniederschlag fallen statistisch gesehen am Tag 69,2 % der Niederschlagsmenge und in der Nacht 30,8%. Eine weitere ausführlichere Interpretation der Tag- und Nachtniederschläge wird im nächsten Kapitel vorgenommen.

7.4 Berechnung von Tages- und Nachtniederschlägen mit stratiformen und konvektiven Anteilen

Ein weiteres Novum dieser Arbeit ist es die Tages- und Nachtniederschläge in konvektive und stratiforme Niederschlagsereignisse zu zerlegen. In einem zusätzlichen Prozessierungsschritt innerhalb der IDL-Routine (*Tag_Nacht_Regen.pro*) werden die

Tag- und Nachtniederschläge noch in konvektive und stratiforme Anteile unterteilt, wie in Abbildung 7-11 dargestellt ist.

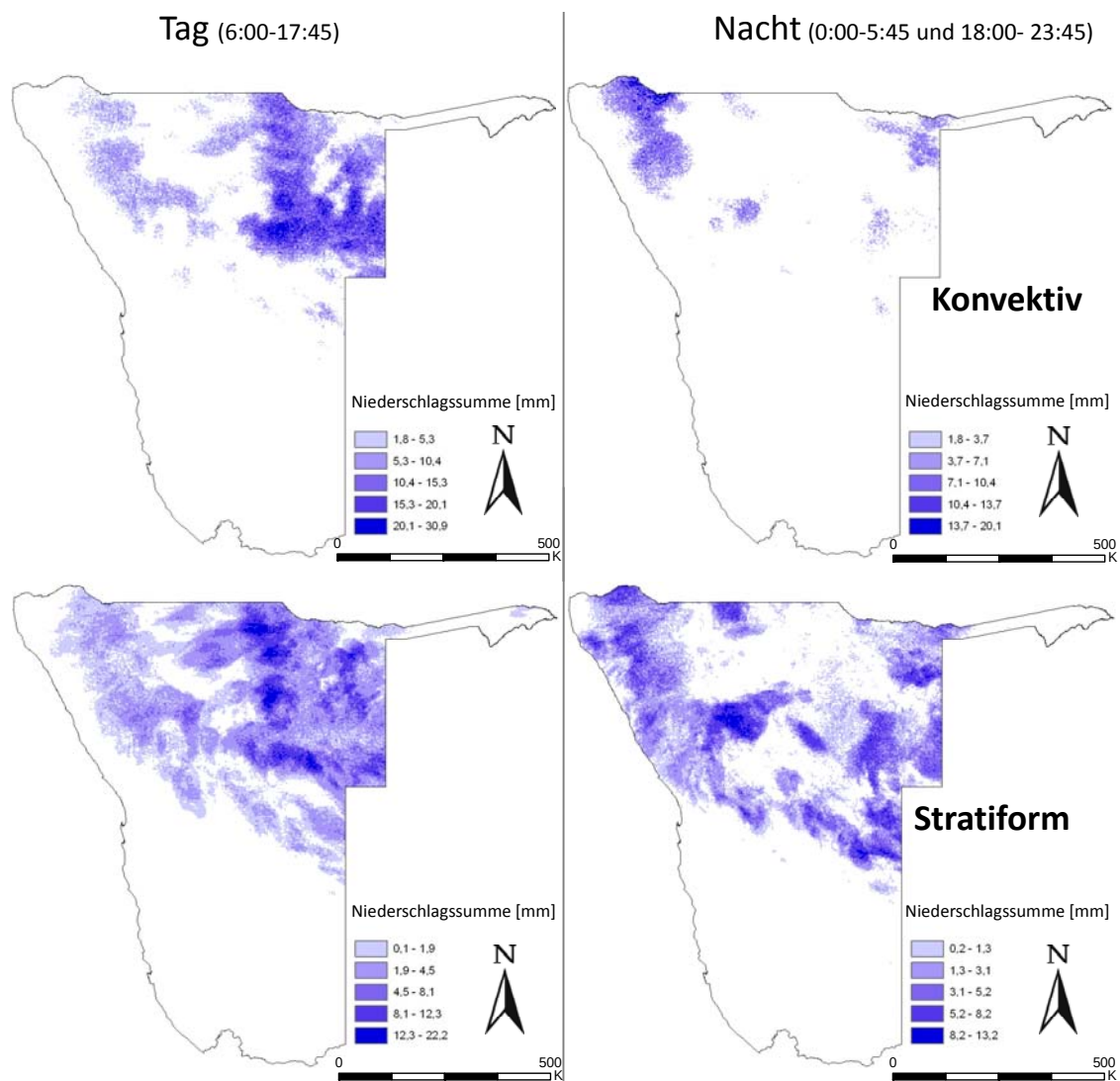


Abbildung 7-11: Niederschlagsverteilung am Tag (links) und in der Nacht (rechts) für den 01.01.2006. Die konvektiven Niederschlagsereignisse sind in der oberen Reihe und die stratiformen in der unteren Reihe abgebildet.

Wie aus Abbildung 7-10 schon hervorging fallen 69,2% der Gesamtniederschlagsmenge am Tag. Davon sind 57,7 % konvektiv und 42,3 % stratiform ausgefallen. In der Nacht dreht sich das Verhältnis. Von den 30,8 % Nachtniederschlägen fallen 30,9 % konvektiv und 69,1 % stratiform. Aufgrund dieser neugewonnenen Information können die Ergebnisse aus Abbildung 7-8 und Abbildung 7-9 genauer analysiert werden. Erneut wurden die zwei Transekte ausgewählt, um diesmal die Tages- und Nachtniederschlagsbedingungen zu untersuchen.

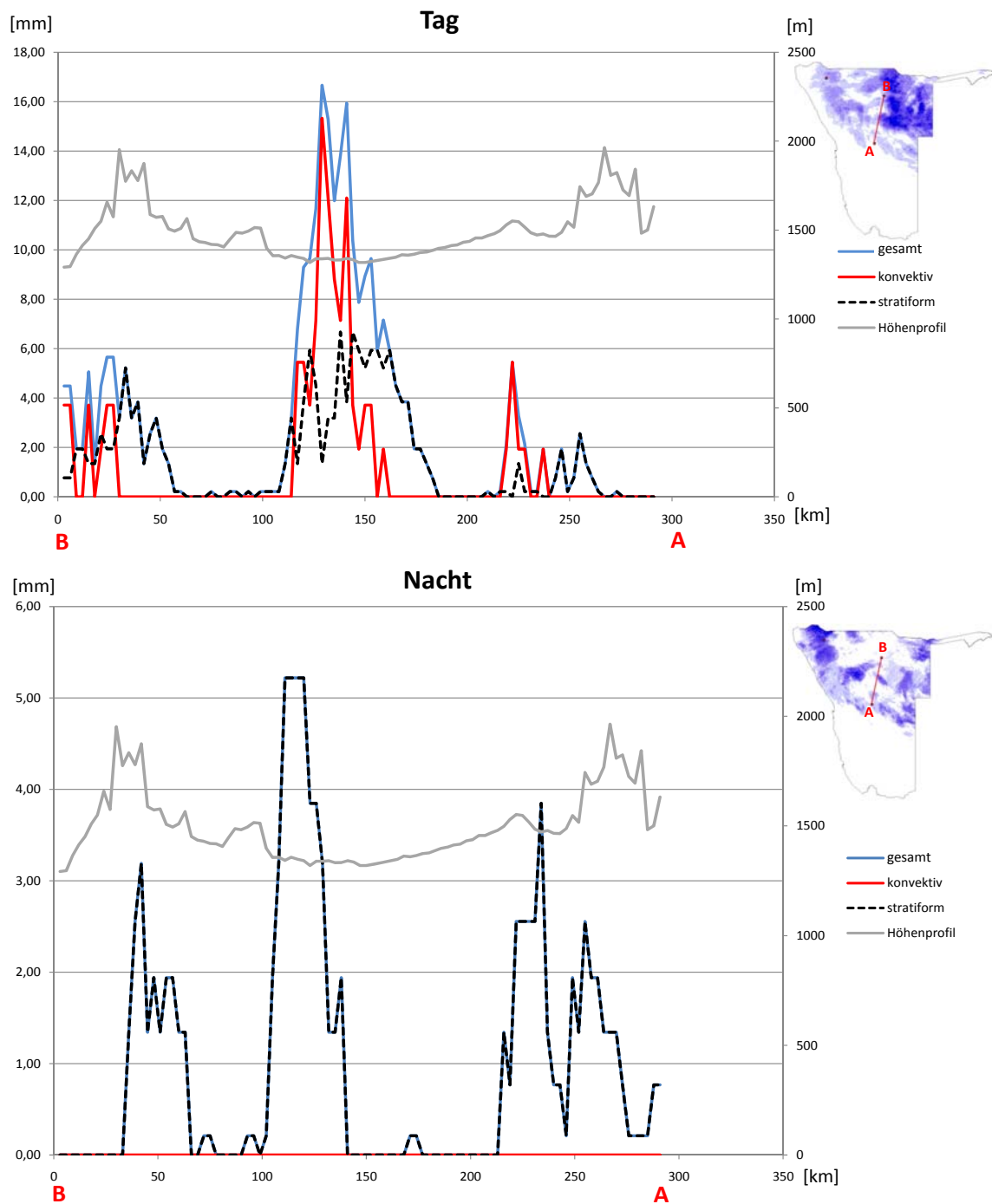


Abbildung 7-12: Niederschlagstransect von Tsumeb(B) nach Brakwater (A) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den Tag (oben) und die Nacht (unten) für den 01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil.

Aus Abbildung 7-8 konnten bislang nur Rückschlüsse auf die Niederschlagsereignisse geschlossen werden, jedoch nicht auf ihre Verteilung im Laufe des Tages. Anhand von Abbildung 7-12 können die in Abbildung 7-8 und Abbildung 7-9 ermittelten Ergebnisse am Tag und in der Nacht differenziert betrachtet werden. Die maximalen Niederschlagssummen am Tag beginnen bei km 110 (s. Abbildung 7-12 oben) und sind aufgrund von erhöhter Einstrahlung und damit verbundener Konvektion entstanden, was sich auch in einem erhöhten Anteil an konvektiven Niederschlagsmengen widerspiegelt. Auffallend ist, dass in der Nacht (s. Abbildung 7-12 unten) keine konvektiven Niederschlagsereignisse stattfinden und die zwei bei km 35 und km 210 beginnenden stratiformen Niederschlagsereignisse höchstwahrscheinlich orographischen induziert sind. Abbildung 7-13 zeigt das zweite Transekt Tsumeb-Opuwo aufgeteilt in Tages- und Nachtniederschlagsbedingungen in Abhängigkeit vom Höhenprofil. Das von km 50 bis km 150 reichende Niederschlagsereignis ist, wie schon in der Interpretation zu Abbildung 7-9 erwähnt wurde, unabhängig von der Orographie. Und in Anbetracht der hohen konvektiven Niederschlagsmengen ist es ein konvektiv geprägtes System in Vergesellschaftung von stratiformen Niederschlägen (HOUZE, 1993). Ab km 310 findet ein heftiges Niederschlagsereignis mit hohem konvektivem Anteil statt, ansonsten ereignen sich so gut wie keine konvektiven Niederschläge.

Zusammengefasst bietet ORFEUSS eine Reihe an niederschlagsklimatologischen Untersuchungsmöglichkeiten an, die in Kombination mit einem GIS analysiert und graphisch dargestellt werden können.

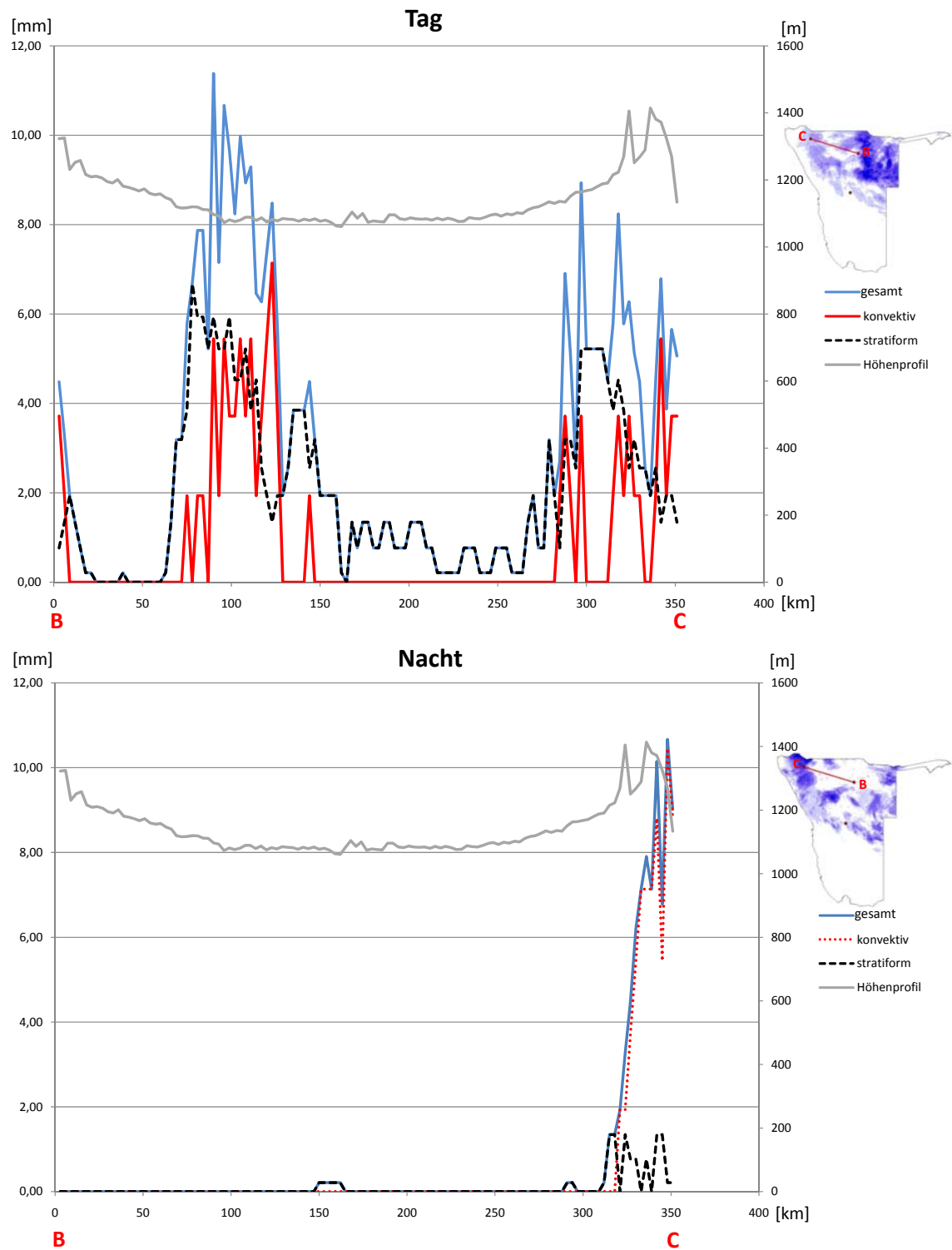


Abbildung 7-13: Niederschlagstranspekt von Tsumeb(B) nach Opuwo (C) (s. kleine Übersichtskarte rechts oben) für den Tag (oben) und die Nacht (unten) für den 01.01.2006 mit differenzierter Niederschlagsinformation und zugehörigem Höhenprofil.

8 Diskussion und Ausblick

Das Hauptziel dieser Arbeit bestand in der Entwicklung eines operationellen Methodenverbundes, das auf Basis von MSG-Zeitreihen die täglichen Niederschlagssummen für Namibia ableitet. Diese sollten anschließend in einer niederschlagsklimatologischen Untersuchung angewendet werden. In diesem Zusammenhang wurde ORFEUSS entwickelt, was darüber hinaus im Vergleich mit anderen Methoden in der Lage ist automatisiert die Niederschlagsflächen in konvektive und stratiforme sowie in Tag- und Nachtniederschlagsereignisse zu trennen. ORFEUSS besteht aus drei Verfahren: ORFEUSS-Core, ORFEUSS-Event und ORFEUSS-Rate. Diese werden im Folgenden diskutiert.

ORFEUSS-Core umfasst das Kernverfahren zur Ableitung der Niederschlagsflächen aus MSG-Daten durch eine überwachte Klassifikation mit SVM. Die Wahl der SVM als Klassifikator hat sich als sehr erfolgreich herausgestellt. Ältere Verfahren und Niederschlagsretrieval nutzen hauptsächlich Temperaturschwellwerte der Wolkenoberflächentemperaturen um Niederschlagsprozesse zu detektieren (ARKIN, 1979; ARKIN & MEISNER, 1987). Diese entstehen praktisch in allen konvektiven Wolken mit sehr kalten Wolkenoberflächentemperaturen. Bei Wolken mit wärmeren Wolkenoberflächentemperaturen sind die Niederschlagsprozesse abhängig von der mikrophysikalischen Struktur der Wolkenoberfläche (LENSKY & ROSENFELD, 1997). Ein Verfahren, das hauptsächlich auf einen festgelegten Temperaturschwellwert basiert, verfehlt somit Niederschläge, die auch bei wärmeren Wolkenoberflächeneigenschaften auftreten. Dabei kann warmer Regen in den Tropen einen durchaus beträchtlichen Anteil am Gesamtniederschlag haben. Ausgelöst wird warmer Regen in der Frühphase der Bildung eines konvektiven Systems (ILLINGWORTH, 1988). Aus diesem Grund verwenden neuere Niederschlagsretrieval nicht nur einen Infrarot-Kanal, sondern berücksichtigen mehrere Spektralkanäle um Niederschlagsprozesse zu detektieren. Infolge dessen können wolkenphysikalische Parameter aus diesen Multispektralinformationen abgeleitet werden (NAKAJIMA & NAKAJIMA, 1995). Zur Abgrenzung von Niederschlagsflächen werden Schwellwerte aus diesen mikrophysikalischen Wolkenparametern (optische Dicke, effektiver

Wolkentropfenradius) verwendet (BA & GRUBER, 2001; LENSKY & ROSENFELD, 1997; NAUSS, 2005; ROSENFELD, 2000A). Der Vorteil dieser Verfahren liegt in der wolkenphysikalischen Betrachtung der Niederschlagsflächen, allerdings sind sie momentan noch sehr rechenzeitintensiv, sodass sie für ein operationelles Verfahren wenig geeignet sind. Zudem können sie teilweise nachts keine Niederschläge erkennen, da zur Ableitung nur optische Daten verwendet werden (NAUSS & KOKHANOVSKY, 2006). Hier zeigen sich die Vorteile von ORFEUSS. Die Detektion der Niederschlagsflächen beruht nicht auf Schwellwerten, sondern auf einer überwachten Klassifikation von 12 Spektralkanälen mittels SVM. Dies ermöglicht, abhängig von den gemessenen terrestrischen Niederschlagsinformationen, die Erfassung von Niederschlägen mit wärmeren Wolkenoberflächeneigenschaften. Die Klassifikation basiert auf den acht Thermalkanälen, sodass das Modell Tag und Nacht angewandt werden kann. Des Weiteren befinden sich in der Auswahl der 12 Spektralkanäle auch vier synthetisch erzeugte Kanäle, deren Werte von den mikrophysikalischen Wolkenparameter bestimmt werden und somit stellvertretend für die physikalischen Parameter Eingang in ORFEUSS finden (LENSKY & ROSENFELD, 2003). Die Vorverarbeitung und Rechenzeit der Klassifikation mit SVM werden innerhalb des 15-minütigen Repetitionszykluses von MSG durchgeführt, sodass ORFEUSS auch im „Near Real Time“ eingesetzt werden kann.

Die Güte der Klassifikation hängt in höchstem Maße von den Trainingsdaten ab. Für die Klassifikation wurden die 0,2 mm Niederschlagsereignisse aus den Trainingsdaten entfernt, obwohl sie durchaus auch gültige Niederschlagsereignisse und keine Fehlmessungen darstellen können. Des Weiteren ist die Trainingspixelanzahl für die Klasse „Regen“ im Vergleich zur Anzahl der Pixel für die Klasse „kein Regen“ wesentlich geringer. Inwieweit dies das Ergebnis der Klasse „Regen“ beeinflusst kann nicht mit absoluter Sicherheit gesagt werden, der Vollständigkeit halber muss dieser Einflussfaktor allerdings erwähnt werden. Der Einfluss dieser Ungleichverteilung der Trainingsdaten-Stichprobe wird allerdings durch die Wahl der SVM als Klassifikator verringert. SVM benötigen im Vergleich zu anderen Klassifikatoren eine geringere Anzahl an Trainingsdaten, da zur Trennung der Klassen nur die Support-Vektoren - durch welche die Trennlinie definiert wird - verwendet werden (FOODY & MATHUR, 2006). Im Falle dass wenige, jedoch repräsentative Trainingsdaten einfließen, kann

nicht davon ausgegangen werden, dass ein höherer Trainingsdatenumfang zwingend zu einer besseren Trennung führt. Die Anzahl der „kein Regen“-Pixel zu den „Regen“-Pixel liegt im Verhältnis 6:1 vor, dieses Verhältnis hat sich bei der Klassifikation als geeignet herausgestellt. In diesem Zusammenhang ist festzuhalten, dass bei der empirischen Analyse einzelner Pixel der Klasse „kein Regen“ unter anderem Spektralinformationen festzustellen waren, die theoretisch der Klasse „Regen“ zuzuschreiben wären. Aus diesem Grund ist das sehr gute Ergebnis für die Klasse „kein Regen“ für die Gesamtgenauigkeit (Overall Accuracy) von großer Bedeutung. Das Klassifikationsergebnis der Trainingsdaten beschreibt somit die Güte des SVM-Modells die Klassen „Regen“ und „kein Regen“ zu trennen. Das generelle Problem der Unsicherheit der Trainingspixel ist bei einer Pixelgröße von $3 \times 3 \text{ km}^2$ gegeben. Insbesondere beim Phänomen Niederschlag in den Tropen können kleinskalige Niederschläge auftreten, die ein Niederschlagsmesser registriert. Bereits in 1 km Entfernung allerdings findet kein Niederschlag mehr statt. Um das gesamte Potential der hier vorgestellten Methode zu untersuchen, wäre ein – im Rahmen dieser Arbeit nicht zu realisierendes – sehr enges Messnetz essentiell.

Basierend auf Untersuchungen von KURINO (1997), SCHMETZ ET AL. (1997), TJEMKES ET AL. (1997) differenziert ORFEUSS-Event die Niederschläge in konvektive und stratiforme Niederschlagsereignisse anhand der positiven Strahlungstemperaturdifferenz des WV- und des IR-Kanals. Daraus lassen sich deren Anteile am Gesamtniederschlag berechnen. Die Ergebnisse, die mit ORFEUSS erzeugt wurden, stimmen mit Ergebnisse aus niederschlagsklimatologischen Studien in den Tropen überein (GAMACHE & HOUZE, 1983; HOUZE, 1997; TOKAY & SHORT, 1996).

Für die Berechnung der Tagesniederschlagssummen mittels ORFEUSS-Rate wurde die Methode von TJEMKES ET AL. (1997) auch auf die empirisch gemessenen Daten (terrestrische Messstationen, Niederschlagsmengenmatrix) angewandt. Dem theoretischen Verständnis nach werden Pixel mit positiver Strahlungstemperaturdifferenz konvektiven Niederschlägen zugeordnet und müssten demnach sehr hohe Niederschlagsintensitäten aufweisen. Diese Theorie konnte nicht eindeutig aus den terrestrischen Niederschlagsdaten nachgewiesen werden. Das Ergebnis dieser Untersuchung ergab einen nahezu identischen Mittelwert für stratiforme und für konvektive Niederschlagsereignisse. Daraufhin wurde ein neuer Ansatz

gewählt. Dieser basiert ausschließlich auf der Niederschlagsmenge pro Zeit, da dies ein Kriterium für die Intensität von Niederschlägen darstellt. Hierfür wurden die Tagessummen der Niederschlagsstationen durch die Tagessummen der Niederschlags-Index-Bilder (Ergebnisse der Klassifikation) geteilt. Aufgrund dieser Vorgehensweise werden die innerhalb eines Tages an einer Station gefallenen Niederschlagsmengen in ausschließlich stratiforme und ausschließlich konvektive Niederschläge unterteilt. Durch diese Einteilung konnten mittels Regressionsmodelle zwei Formeln einerseits für konvektive Niederschlagsmengen und andererseits für stratiforme Niederschlagsmengen berechnet werden. Folglich werden zwei Ansätze zur Identifikation von Niederschlagsprozessen verfolgt. Eine auf physikalischen Eigenschaften basierende Klassifikation zur Identifikation der Niederschlagsprozesse aus den Satellitendaten und einem Ansatz, der über die Niederschlagsintensität in Kombination mit einem statistischen Verfahren (Regressionsmodell) die konvektiven und stratiformen Niederschlagsmengen berechnet.

Generell ist eine Validierung flächendeckender Niederschlagsdaten abhängig von guten Referenzdaten. Da in Namibia keine Bodenradardaten existieren, sondern lediglich Bodeninformationen eines in der Fläche nicht repräsentativen Messnetzes, wurde für die Validierung von ORFEUSS zusätzlich das 3B42-Standardprodukt der NASA verwendet (HUFFMANN ET AL., 2007). Die ausführliche Validierung von ORFEUSS in Kapitel 6 hat gezeigt, dass ORFEUSS sowohl die Niederschlagsflächen, als auch die Niederschlagsmengen in Namibia sehr gut wiedergibt. Verglichen mit den externen TRMM-Daten der NASA, liefert ORFEUSS nahezu identische Niederschlagsmuster. Und im Vergleich fallen, die mit ORFEUSS abgeleiteten Niederschlagsflächen im Mittel lediglich um 0,03% geringer aus. Bezogen auf die Niederschlagsmengen liegen die über ORFEUSS errechneten Mengen im Mittel über den Angaben von TRMM. Allerdings zeigt ein Vergleich dieser beiden Datensätze mit Bodenstationen des Namibianischen Wetterdienstes, dass ORFEUSS genauere Ergebnisse liefert als die TRMM-Daten. Ein weiterer Vorteil von ORFEUSS gegenüber den TRMM-Daten ist die höhere zeitliche und räumliche Auflösung.

Der methodische Grundgedanke für die Berechnung der Tagesniederschlagssummen beinhaltet, dass ausschließlich empirische Daten verwendet werden sollen. Es wurde bewusst auf Wolkenmodelle verzichtet um die Rechenzeit gering und das Modell

einfach zu halten, sodass es möglich wäre es beim Namibianischen Wetterdienst zu implementieren. Darüber hinaus wäre es sehr interessant Vergleichsstudien mit anderen Algorithmen oder Modellen durchzuführen.

Die guten Validierungsergebnisse ermöglichen eine raum-zeitlich sehr hoch aufgelöste Betrachtung der Niederschlagsverhältnisse in Namibia und liefern somit einen Beitrag zur Niederschlagsklimatologie. Ein punktueller Vergleich von Niederschlagsmessstationen in Windhoek mit ORFEUSS für den Januar 2006 hat gezeigt, dass bei außerordentlich hohen Niederschlägen ORFEUSS die Niederschlagssummen unterschätzt. Dazu muss erwähnt werden, dass der Januar 2006 ein Rekordmonat war und in Windhoek seit 113 Jahren nicht mehr so hohe Niederschlagsmengen gemessen wurden. Jedoch berechnete ORFEUSS für den Januar 2006 Niederschlagsmengen, die doppelt so hoch waren wie der normale Januardurchschnitt. So kann man davon ausgehen, dass ORFEUSS Extremereignisse erkennt, allerdings in der Niederschlagsmenge differenzierte Angaben berechnet. Ein genereller Vergleich der beiden Regenzeiten 2006 und 2007 sowie der entsprechenden Monate hat gezeigt, dass die außerordentliche Regenzeit aus dem Jahr 2006 insgesamt sehr gut wiedergegeben wird. Durch die Integration der Regenzeitklassifikationen in ein GIS können die Daten zunächst visuell sehr gut dargestellt werden. Dadurch können die räumlichen Niederschlagsmuster sehr gut nachvollzogen werden und die Niederschlagsmengengrenzen der beiden Regenzeiten miteinander verglichen werden. So ist es möglich eine Langzeitbeobachtung zu betreiben und das Klimaelement Niederschlag für unterschiedliche Orte oder Regionen im Sinne einer Klimatologie mit 30-jährigen Mittelwerten (Normalperiode) abzubilden. Mittels ORFEUSS ist eine differenzierte Betrachtung der Tagesniederschläge gewährleistet. Eine Innovation des neu entwickelten Methodenverbundes ist die Trennung der Tagesniederschläge in stratiforme und konvektive Niederschlagssummen. Mit dieser differenzierten Niederschlagsinformation können u.a. hydrologische Modelle betrieben werden. Der Niederschlag ist die wichtigste Eingangsgröße für den Wasserhaushalt hydrologischer Systeme. Er ist gekennzeichnet durch hohe zeitliche und räumliche Variabilität, die mittels ORFEUSS Ergebnissen geschätzt werden können. Ferner können die Tages- und Nachtniederschlagssummen eines Tages getrennt räumlich analysiert werden. Gerade in Bezug auf das pflanzenverfügbare Wasser kann diese Information für die Produktivität

eines Ökosystems von Interesse sein. Des Weiteren ist eine weitere Neuerung von ORFEUSS die Bereitstellung von konvektiven und stratiformen Niederschlagssummen am Tag und in der Nacht. Kombiniert man diese Information mit einem Höhenmodell können die innerhalb eines Tages stattfindenden Niederschlagsprozesse räumlich explizit untersucht werden und damit eine umfassende Niederschlagsklimatologie im Sinne einer Normalperiode aufgebaut werden.

Grundsätzlich können die eingangs gestellten methodischen und inhaltlichen Teilziele auf Basis der Validierungsstudie als erfolgreich umgesetzt betrachtet werden. Diese Arbeit leistet einen Beitrag zur Generierung neuer Verfahren, die sich mit der Ableitung von Niederschlagsinformationen aus neuen Satellitensystemen beschäftigt. Die durch ORFEUSS bereitgestellte räumliche und zeitliche hoch aufgelöste Niederschlagsinformation in Kombination mit dem von RICHTERS (2005) entwickelten Regionalen-Biomasse-Modell für Nordwest Namibia bietet die Möglichkeit den Raum umfassend in Bezug auf raum-zeitliche Veränderungen der Vegetation zu analysieren und somit ein neues Prozessverständnis eines Savannenökosystems zu generieren. Weiterhin kann die raum-zeitlich hoch aufgelöste Niederschlagsinformation für ein Frühwarnsystem genutzt werden, um potentiell von Starkniederschlägen beeinflusste Gebiete zu detektieren, da daraus eventuell Überschwemmungsflächen resultieren können. Aktuell ist dies wieder der Fall in Namibia, da dieses Jahr wie schon im Jahre 2006 sehr starke Regenfälle im Norden und Nordosten niedergegangen sind und zu den stärksten Überschwemmungen seit langem geführt haben (Quelle: <http://www.az.com.na/lokales/lokaler-regen.83167.php>). Aufgrund der schnellen Prozessierungskette ist eine „Echt-Zeit-Anwendung“ von ORFEUSS möglich, um aktuelle Niederschlagsinformationen zu erhalten. Im Übrigen besteht die Möglichkeit, aufgrund des von der EU und EUMETSAT geförderten PUMA- (*Preparation for Use of MSG in Africa*) Projektes, diesen Methodenverbund auf andere Länder Afrikas zu übertragen und deren Güte zu testen. Insbesondere im Sinne einer gezielten Anpassungsstrategie für den Klimawandel sind hochaufgelöste Zeitreihendaten aus Fernerkundungsdaten eine sehr nützliche Informationsgrundlage.

Literaturverzeichnis

- Adler, R. F., & Mack, R. A. (1984). Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 280-296.
- Adler, R. F., & Negri, A. J. (1988). A satellite technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, 27, 30-51.
- Amorati, R., Alberoni, P. P., Levizzani, V., & Nanni, S. (2000). IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over northern Italy. *Meteorological Applications*, 7, 1-18.
- Arkin, P. A. (1979). The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Monthly Weather Review*, 106, 1382-1387.
- Arkin, P. A., & Childs, J. D. (1985). Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *Journal of Applied Meteorology*, 24, 322-333.
- Arkin, P. A., & Janowiak, J. (1991). Analysis of the global distribution of precipitation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 16, 5-16.
- Arkin, P. A., & Meisner, B. N. (1987). The relationship between large-scale convective rainfall and cloud cover over the Western Hemisphere during 1982-1984. *Monthly Weather Review*, 115, 51-74.
- Arkin, P. A., & Xie, P. (1994). The Global Precipitation Climatology Project: First Algorithm intercomparison project *Bulletin of the American Meteorological Society* 75, 401-419.
- Ba, M. B., & Gruber, A. (2001). GOES Multispectral rainfall Algorithm (GMSRA), *Journal of Applied Meteorology* (Vol. 40(8), pp. 1500-1514).
- Barrett, E. C., Adler, R. F., Bauer, P., Berg, W., Chang, A., Ferraro, R., et al. (1994). The first WetNet precipitation intercomparison project: Interpretation of results. *Remote Sensing Reviews*, 11, 303-373.
- Barrett, E. C., & Martin, D. W. (1981). *The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring*: Academic Press.

- Bellerby, T., Todd, M., Kniveton, D., & Kidd, C. (2000). Rainfall Estimation from a Combination of TRMM Precipitation Radar and GOES Multispectral Satellite Imagery through the Use of an Artificial Neural Network. *Journal of Applied Meteorology*, 39, 2115-2128.
- Bellon, A., Lovejoy, S., & Austin, G. L. (1980). Combining satellite and radar data for the shortrange forecasting of precipitation. *Monthly Weather Review*, 108, 1554-1556.
- Bendix, J. (1997). Adjustment of the Convective-Stratiform Technique (CST) to estimate 1991/93 El Niño rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 data. *International Journal of Remote Sensing*, 18, 1387-1394.
- Bendix, J. (2000). Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Niño: a remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing*, 21(533-548).
- Bendix, J., Reudenbach, C., Taschner, S., Ludwig, R., & Mauser, W. (2001). Retrieval konvektiver Niederschläge in Mitteleuropa mit Fernerkundungsdaten und Modellen. *DLR-Mitteilungen*, 2001-02, 69-78.
- Beyer, U. (2001). Regionale Niederschlagsänderungen in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt - Abschätzungen mit statistischem Downscaling. *Dissertation Universität Würzburg*, 222.
- Burges, C. J. C. (1998). A Tutorial on Support Vector Machines for Pattern Recognition. *Data Mining and Knowledge Discovery*, 2(2), 121-167.
- Camps-Valls, G., Gomez-Chova, L., Clape-Maravilla, J., Martin-Guerrero, J. D., Soria-Olivias, E., Alonso-Chorda, L., et al. (2004). Robust Support Vector Method for Hyperspectral Data Classification and Knowledge Discovery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(7), 1530-1542.
- Canty, M. J. (2006). *Image Analysis, Classification and Change Detection in Remote Sensing: With Algorithms for ENVI/IDL*: Taylor & Francis. CRC Press.
- Chang, C.-C., & Lin, C.-J. (2001). LIBSVM: a library for support vector machines. *software available at <http://www.csie.ntu.edu.tw/~cjlin/libsvm>*.
- Chang, C.-C., & Lin, C.-J. (2001). Training v-support vector classifiers. *Theory and algorithms. Neural Computation*, 13(9), 2119-2147.

- Collier, C., G. (1996). Applications of Weather Radar Systems: A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology. *Wiley, Chichester*, 390pp.
- Dyck, S., & Peschke, G. (1995). *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin.
- Ebert, E. E. (2007). Methods For Verifying Satellite Precipitation Estimates. In V. Levizzani, P. Bauer & F. J. Turk (Eds.), *Measuring Precipitation from Space* (Vol. Advances in Global Change Research, pp. 345-357): Springer.
- Ellrod, G. P. (1994). Potential use of GOES-I multispectral, infrared imagery for nighttime detection of precipitation. *Prepr. 7th Conf. Satellite Meteorol. Oceanography, AMS, Monterey, CA*, 164-167.
- EUMETSAT. (2000). THE METEOSAT SYSTEM. Revision 4, November 2000. *EUMETSAT. Darmstadt. Abrufbar unter:*
<http://www.eumetsat.int/Home/Main/Publications/index.htm> (Datum: 14.09.2006).
- EUMETSAT. (2001). METEOSAT SECOND GENERATION. MSG System Overview. EUM TD07, Issue 1.1. *EUMETSAT. Darmstadt. Abrufbar unter:*
<http://www.eumetsat.int/Home/Main/Publications/index.htm> (Datum: 14.09.2006).
- EUMETSAT. (2005). On the conversion from radiances to equivalent brightness temperature. *EUMETSAT.Darmstadt.*
- EUMETSAT. (2006). MSG Level 1.5 Image Data Format Description. *EUMETSAT. Darmstadt. Abrufbar unter:*
<http://www.eumetsat.int/Home/Main/Publications/index.htm> (Datum: 14.09.2006).
- Foody, G. M., & Mathur, A. (2004). A relative evaluation of multiclass image classification by support vector machines. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(6), 1335-1343.
- Foody, G. M., & Mathur, A. (2006). The use of small training sets containing mixed pixels for accurate hard image classification: Training on mixed spectral responses for classification by a SVM. *Remote Sensing of the Environment*, 103, 179-189.

- Forecast Verification - Issues, Methods and FAQ (2004). from
http://www.bom.gov.au/bmrc/wefor/staff/eee/verif/verif_web_page.html
- Fritz, S., & Laszlo, I. (1993). Detection of water vapour in the stratosphere over very high clouds in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 98, 22959-22967.
- Gamache, J. F., & Houze, R. A., Jr. (1983). Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 40, 1835-1850.
- Griffith, C. G., Woodley, W. L., Grube, P. G., Martin, D. W., Stout, J., & Sikdar, D. N. (1978). Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies. *Monthly Weather Review*, 106, 1153-1171.
- Gruber, A. (1973). Estimating rainfall in regions of active convection. *Journal of Applied Meteorology*, 12, 110-118.
- Han, Q., Rossow, W. B., & Lacis, A. A. (1994). Near-global survey of effective droplet radius in liquid water clouds using ISCCP data. *Journal of Climate*, 7, 465-497.
- Haykin, S. (1999). *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*. Upper Saddle river, NJ: Prentice Hall.
- Hornik, K., Stinchcombe, M., & White, H. (1989). Multilayer neural networks are universal approximators. *Neural Networks*, 2, 356-366.
- Houze, R. A., Jr. (1993). *Cloud dynamics*. San Diego: Academic Press.
- Houze, R. A., Jr. (1997). Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2179-2196.
- Huang, C., Davis, L. S., & Townshend, J. R. G. (2002). An assessment of support vector machines for land cover classification. *International Journal of Remote Sensing*, 23(4), 725-749.
- Huffmann, G. J. (1997). Estimation of root-mean-square random error for finite samples of estimated precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 1191-1201.
- Huffmann, G. J., Adler, R. F., Arkin, P. A., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., et al. (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 5-20.

- Huffmann, G. J., Adler, R. F., Blovin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Hong, Y., et al. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38-55.
- Hunt, G. E. (1973). Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infra-red thermal window wavelengths. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 99, 346-369.
- Illingworth, A. J. (1988). The Formation of Rain in Convective Clouds. *Nature*, 336, 754-756.
- Inoue, T. (1987a). A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements. *Journal of Geophysical Research*, 92D, 3991-4000.
- Inoue, T. (1987b). An instantaneous delineation of convective rainfall area using split window data of NOAA-7 AVHRR. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 65, 469-481.
- Inoue, T. (1997). Detection of rain-bearing convective systems using cloud information derived from split window. *Proc. The 1997 Meteorological Satellite Data Users' Conf., EUMETSAT*, 173-182.
- Inoue, T., & Aonashi, K. (2000). A comparison of cloud and rainfall information from instantaneous Visible and InfraRed Scanner and Precipitation Radar observations over a frontal zone in East Asia during June 1998. *Journal of Applied Meteorology*, 39, 2292-2301.
- IPCC. (2007a). Klimaänderung 2007. Wissenschaftliche Grundlagen. Beitrag zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC). Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger.
- IPCC. (2007b). Klimaänderungen 2007: Auswirkungen, Anpassung, Verwundbarkeiten. Beitrag der Arbeitsgruppe II zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC). Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger.
- Janz, A., van der Linden, S., Waske, B., & Hostert, P. (2007). imageSVM - A User-Oriented Tool for Advanced Classification of Hyperspectral Data using Support Vector Machines. In: *Proceedings of the 5th EARSeL workshop on Imaging Spectroscopy, Bruges, Belgium, 23-25 April, 2007, CD-Rom*.

- Johnson, R. H., & Young, G. S. (1983). Heat and moisture budgets of tropical mesoscale anvil clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 40, 2138-2146.
- Kerrache, M., & Schmetz, J. (1988). A precipitation index from the ESOC climatological data set. *ESA Journal*, 12, 379-383.
- Key, J. R., & Intrieri, J. M. (2000). Cloud particle phase determination with the AVHRR. *Journal of Applied Meteorology*, 39, 1797-1804.
- Kidd, C., Kniveton, D., & Barrett, E. C. (1998). The advantages and disadvantages of statistically derived-empirically calibrated passive microwave algorithms for rainfall estimation. *J. Atmos. Sci.*, 55, 1576-1582.
- Kidder, S. Q., & vonderHaar, T. H. (1995). *Satellite Meteorology: An Introduction*: Academic Press.
- King, M. D. (1987). Determination of the Scaled Optical Thickness of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements, *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 44(13), pp. 1734-1751).
- Kleespies, T. J. (1995). The retrieval of marine stratiform cloud properties from multiple observations in the 3.9- μm window under conditions of varying solar illumination. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 1512-1524.
- Kley, D., Schmeltekopf, A., Kelly, K., Winkler, R., Thompson, T., & McFarland, M. (1982). Transport of water vapour through the tropical tropopause. *Geophysical Research Letters*, 9, 617-624.
- Klimm, E., Schneider, K.-G., & von Hatten, S. (1994). *Das südliche Afrika II. Namibia-Botswana*.
- Kokhanovsky, A. A., Rozanov, V. V., Zege, E. P., Bovensmann, H., & Burrows, J. P. (2003). A semianalytical cloud retrieval algorithm using backscattered radiation in 0.4-2.4 μm spectral region. *Journal of Geophysical Research*, 108, AAC 4-1-AAC 4-19.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World Map of the Koeppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263.
- Kurino, T. (1997). A satellite infrared technique for estimating "deep/shallow" precipitation. *Advanced Space Research*, 19, 511-514.

- Lattanzio, A., Watts, P. D., & Govaerts, Y. (2006). Activity Report on Pyhsical Interpretation of Warmwater Vapour Pixels. *Programme Development Department Technical Memorandum No. 14*.
- Lensky, I. M., & Rosenfeld, D. (1997). Estimation of Precipitation Area and Rain Intensity Based on the Microphysical Properties Retrieved from NOAA AVHRR Data, *Journal of Applied Meteorology* (Vol. 36, pp. 234-242).
- Lensky, I. M., & Rosenfeld, D. (2002). A Night-Rain Delineation Algorithm for Infrared Satellite Data Based on Microphysical Considerations, *Journal of Applied Meteorology* (Vol. 42, pp. 1218-1226).
- Lensky, I. M., & Rosenfeld, D. (2003). Satellite-Based Insights into Precipitation Formation Processes in Continental and Maritime Convective Clouds at Nighttime (pp. 1227-1233).
- Leser, H. (1982). *Namibia*.
- Levizzani, V. (2006). Satellite Rainfall Estimates: A Look Back and a Perspective.
- Levizzani, V., Amorati, R., & Meneguzzo, F. (2002). A Review of Satellite-based Rainfall Estimation Methods. WP6 - Implementation of techniques for satellite image derived rainfall estimates (Vol. Online verfügbar unter <http://www.isao.bo.cnr.it/~meteosat/papers/MUSIC-Rep-Sat-Precip-6.1.pdf>).
- Levizzani, V., Porcu, F., & Prodi, F. (1990). Operational rainfall estimation using METEOSAT infrared imagery: An Application in Italy's Arno river basin– It's potential and drawbacks. *ESA Journal*, 14, 313-323.
- Liou, K. N. (1992). *Radiation and cloud processes in the atmosphere.*: Oxford Univ. Press,.
- Lovejoy, S., & Austin, G. L. (1979). The Sources of Error in Rain Amount Estimating Schemes from GOES Visible and IR Satellite Data, *Monthly Weather Review* (Vol. 107, pp. 1048-1054).
- Melgani, F., & Bruzzone, L. (2004). Classification of hyperspectral remote sensing images with support vector machines. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(8), 1778-1790.
- Mendelsohn, J. (2002). Atlas of Namibia: A portrait of the Land and it's People. Cape Town: David Philipp Publishers.

- Menz, G. (1996). *Niederschlag und Biomasse in den wechselfeuchten Tropen. Neuere Methoden zur quantitativen Erfassung klimaökologischer Raumparameter aus digitalen Satellitendaten (Meteosat und NOAA)*. Stuttgart.
- Morrissey, M. L., Maliekal, J. A., Greene, J. S., & Wang, J. (1995). The uncertainty in simple spatial averages using rain gauge networks. *Water Resources Research*, 31, 2011-2017.
- Nakajima, T., & King, M. D. (1990). Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements. Part 1: Theory, *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 47(15), pp. 1878-1893).
- Nakajima, T., King, M. D., Spinhirne, J. D., & Radke, L. F. (1990). Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements. Part 2: Marine Stratocumulus Observations, *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 48(5), pp. 728-750).
- Nakajima, T., Y., & Nakajima, T. (1995). Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52, 4043-4059.
- Nauss, T. (2005). Das Rain Area Delineation Scheme RADS. Ein neues Verfahren zur satellitengestützten Erfassung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa. *Marburger Geographische Schriften* (143).
- Nauss, T., & Kokhanovsky, A. A. (2006). Discriminating raining from non-raining clouds at mid-latitudes using multispectral satellite data (pp. 1386-1398).
- Negri, A. J., & Adler, R. F. (1993). An intercomparison of three satellite infrared rainfall techniques over japan and surrounding waters. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 357-373.
- Page, W. (1982). NASA experimentson tropospheric stratospheric water vapour transport in the inner tropical convergence zone. *Geophysical Research Letters*, 9, 599-624.
- Pal, M., & Mather, P. M. (2005). Support vector machines for classification in remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 26(5), 1007-1011.

- Petty, G. (1995). The status of satellite-based rainfall estimation over land. *Remote Sensing of the Environment*, 51, 125-137.
- Philipp, A. (2003). Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des Sommerniederschlags im südhemisphärischen Afrika. *Dissertation Universität Würzburg*.
- Pompei, A., Marrocu, M., Boi, P., & Dalu, G. (1995). Validation of retrieval algorithms for the infrared remote sensing of precipitation with the Sardinian gauge network data. *Il Nuovo Cimento*, 18 C, 483-496.
- Reudenbach, C. (2003). Konvektive Sommerniederschläge in Mitteleuropa. Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung und numerischer Modellierung zur automatischen Erfassung mesoskaliger Niederschlagsfelder. *Bonner Geographische Abhandlungen*, 109, 152 pp.
- Richters, J. (2005). Erfassung von pflanzlicher Biomasse im nordwestlichen Namibia- eine fernerkundungsgestützte Modellierung. *Dissertation Universität Bonn*, 257.
- Robinson, G., & Atticks Schoen, M. (1987). The formation and movement in the stratosphere of very dry air. *Journal of The Royal Meteorological Society*, 113, 653-679.
- Robinson, J., M., & Scofield, R., A. (1994). Using satellite imagery to analyse the devastating flash floods in the western region between December 1992 and February 1993. *Proceedings of 7th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography(AMS)*, 417-420.
- Rosenfeld, D. (1999). Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Geophysical Research Letters*, 26, 3105-3108.
- Rosenfeld, D. (2000a). Application of the added MSG Spectral Information for Insights into Cloud Microstructure and Precipitation Processes.
- Rosenfeld, D. (2000b). Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287, 1793-1796.
- Rosenfeld, D., & Gutman, G. (1994). Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data, *Atmospheric Research* (Vol. 34, pp. 259-283).

- Rosenfeld, D., & Lensky, I. M. (1998). Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2457-2476.
- Rudolf, B., Hauschild, H., Rueth, W., & Schneider, U. (1994). Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements. *Nato ASII, Global Precipitations and Climate Change*, M. Debois and F. Désalmand, Eds. Springer Verlag(173-186).
- Saunders, R. W., & Kriebel, K. T. (1988). An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 9, 123-150.
- Schmetz, J., Tjemkes, S. A., Gube, M., & van de Berg, L. (1997). Monitoring Deep Convection and Convective Overshooting with METEOSAT. *Advanced Space Research*, Vol. 19(No. 3), 433-441.
- Schölkopf, B. (1997). *Support Vector Learning*: Oldenbourg Verlag.
- Schönwiese. (2006). *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler* (Vol. 4. Auflage). Stuttgart.
- Scofield, R., A. (1987). The NESDIS operational convective precipitation technique. *Monthly Weather Review*, 115, 1773-1792.
- Scofield, R., A., & Naimeng, L. (1994). The use of satellite imagery during the great floods of 1993. *Proceedings of 7th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, 345-350.
- Scofield, R., A., & Oliver, V., J. (1977). A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. *NOAA Tech. Memo. NESS*, 86(Dept. of Commerce, Washington), 44pp.
- Slingo, A., & Schrecker, H. M. (1982). On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 108, 407-426.
- Smith, E. A., Kummerow, C. D., & Mugnai, A. (1994). The emergence of in-version-type precipitation profile algorithms for estimation of precipitation from satellite microwave measurements. *Remote Sensing Review*, 11, 211-242.

- Smith, E. A., Lamm, J. E., Adler, R. F., Alishouse, J., Aonashi, K., Barrett, E. C., et al. (1998). Results of the WetNet PIP-2 project. *Journal of Atmospheric Sciences*, 55, 1483-1536.
- Sorooshian, S., Hsu, K. L., Gao, X., Gupta, H. V., Imam, B., & Braithwaite, D. (2000). Evaluation of PERSIANN System Satellite-Based Estimates of Tropical Rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 2035-2046.
- Tapiador, F. J., Kidd, C., Levizzani, V., & Marzano, F. S. (2004). A neural networks-based fusion technique to estimate half hourly rainfall estimates at 0.1 resolution from satellite passive microwave and infrared data. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 576-594.
- Tapiador, F. J., Kidd, C., Levizzani, V., & Marzano, F. S. (2007). Neural Network tools for Satellite rainfall Estimation. In V. Levizzani, P. Bauer & F. J. Turk (Eds.), *Measuring precipitation from space. Advances in global change research* 28. Netherlands: Springer.
- Tapiador, F. J., Kidd, C., & Hsu, K. L. (2004). Neural Networks in satellite rainfall estimation. *Meteorological Applications*, 11, 1-9.
- Tjemkes, S. A., van de Berg, L., & Schmetz, J. (1997). Warm water vapour pixels over high clouds as observed by METEOSAT. *Contr. Atmos. Phys.*, 70, 15-21.
- Tokay, A., & Short, D. A. (1996). Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 355-371.
- Twomey, S., & Cocks, T. (1982). Spectral reflectance of clouds in the near infrared: Comparison of measurements and calculations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 583-592.
- Twomey, S., & Cocks, T. (1989). Remote sensing of cloud parameters from spectral reflectance in the nearinfrared. *Beitr. Phys. Atmos.*, 62(172).
- van der Merwe, J. H. (1983). National Atlas of South West Africa.-Nasionale Atlas van Suidwes-Afrika. Cape Town.
- Vapnik, V. N. (1998). *Statistical Learning Theory*. New York.

- Vicente, G., A., & Scofield, R., A. (1996). Experimental GOES-8/9 derived rainfall estimates for flash flood and hydrological applications. *Proc. The 1996 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conf., EUMETSAT*, 89-96.
- Vicente, G. A. (1994). *Hourly retrieval of precipitation rate from the combination of passive microwave and infrared satellite radiometric measurements*. University of Wisconsin, Madison.
- Vicente, G. A., & Anderson, J. R. (1993). *Retrieval of rainfall rates from the combination of passive microwave radiometric measurements and infrared measurements*. Paper presented at the Prepr. 20th Conf. Hurricane and Tropical Meteorology, AMS.
- Vicente, G. A., & Scofield, R. A. (1996). Experimental GOES-8/9 derived rainfall estimates for flash flood and hydrological applications. *Proc. The 1996 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conf., EUMETSAT*, 89-96.
- Waske, B., & Benediktsson, J. R. (2007). Fusion of Support Vector Machines for the Classification of Multisensor Data. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 45(12).
- Weischet, W., & Endlicher, W. (2000). *Regionale Klimatologie. Teil 2 Die Alte Welt Europa Afrika Asien*. Stuttgart Leipzig: Teubner.
- Wilheit, T. T., Adler, R. F., Avery, S., Barrett, E. C., Bauer, P., Berg, W., et al. (1994). Algorithms for the retrieval of rainfall from passive microwave measurements. *Remote Sensing Reviews*, 11, 163-194.
- Wilks, D. S. (1995). *Statistical methods in the Atmospheric Sciences. An Introduction*. Academic Press. San Diego.
- Wylie, D. P. (1979). An application of a geostationary satellite rain estimation technique to an extra-tropical area. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 1640-1648.
- Xu, L., Gao, X., Sorooshian, S., Arkin, P. A., & Imam, B. (1999). A microwave infrared threshold technique to improve the GOES precipitation index. *Journal of Applied Meteorology*, 38, 569-579.