

Zeitreihen der Landoberflächentemperatur abgeleitet aus METEOSAT-7 Satellitendaten

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
der Fakultät für Physik der
Universität Karlsruhe (TH)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Met. Andreas Schmidt
aus Konstanz

Tag der mündlichen Prüfung: 08. Februar 2008

Referent: Prof. Dr. H. Fischer

Korreferent: Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Zusammenfassung

Die Landoberflächentemperatur (LST) ist ein elementarer Parameter des Energiehaushalts der Erdoberfläche. Für eine Vielzahl von regionalklimatologischen und geographischen Fragestellungen stellt die Verteilung der LST eine wichtige Komponente dar. Gegenstand dieser Arbeit ist die Ableitung der LST in Europa und Afrika im Zeitraum 1999 bis 2005 aus METEOSAT-7 Infrarot-Daten und deren wissenschaftliche Interpretation bezüglich räumlicher und zeitlicher Variabilität.

Zunächst werden der im Rahmen dieser Arbeit entwickelte multispektrale dynamische Wolkenerkennungsalgorithmus vorgestellt und die Validierungsergebnisse mit Reflexionsmessungen für BSRN Stationen in Payerne (Schweiz) und Carpentras (Frankreich) diskutiert.

Der Schwerpunkt der Arbeit liegt auf der evolutionären Entwicklung eines neuronalen Netzes zur Simulation des atmosphärischen Einflusses in METEOSAT-Satellitenmessungen. Für eine Vielzahl verschiedener Atmosphärenbedingungen, Emissivitäten, Bodenhöhen und Blickwinkel wird verdeutlicht, dass neuronale Netze bei der Bestimmung des atmosphärischen Einflusses in Satellitenmessungen im terrestrischen Infrarot eine Alternative zu herkömmlichen Strahlungsübertragungsmodellen darstellen. Mit einem mittleren quadratischen Fehler zwischen 0,5 K und 1,0 K in den Monaten März bis Oktober im Verifikationsgebiet der Iberische Halbinsel konnte gezeigt werden, dass die Genauigkeit neuronaler Netze an die des Strahlungsübertragungsmodells MODTRAN-3 heranreichen. Aufgrund ihrer kurzen Rechenzeit bieten neuronale Netze somit erstmals die Möglichkeit, längere Zeitreihen der Landoberflächentemperatur über großen Flächen aus METEOSAT-Satellitendaten abzuleiten.

Ein weiterer Teil der Arbeit befasst sich mit der Validierung der abgeleiteten Landoberflächentemperaturen. Für den Zeitraum Juli bis Dezember 2005 werden Tagesgänge der LST mit Bodenmessungen in Evora (Portugal) verglichen. Dabei konnte gezeigt werden, dass die im Rahmen dieser Arbeit abgeleitete METEOSAT-7 LST im angestrebten Genauigkeitsintervall von ± 2 K um die bodengebundene Referenzmessung liegt. Zusätzlich werden für die Iberische Halbinsel Vergleiche der METEOSAT-7 LST mit operationell abgeleiteten LandSAF (Land surface analysis Satellite Applications Facility) MSG-Landoberflächentemperaturen (METEOSAT Second Generation) gezeigt. Dabei fallen besonders im Süden des Validierungsgebietes signifikante Unterschiede auf, die auf die Verwendung falscher Emissionsvermögen bei der Ableitung der MSG-LST im LandSAF zurückzuführen sind.

Für mehrere Regionen in Afrika werden die Unterschiede der LST-Jahresgänge mit Bezug zur jeweiligen Klimazone diskutiert. Die mittleren LST-Jahresgänge weisen dabei eine starke Abhängigkeit von der solaren Einstrahlung und der vorherrschenden Vegetationsart der untersuchten Regionen auf.

Fallstudien der hochsommerlichen LST Anomalien der Jahre 2002 und 2003 in Europa verdeutlichen den Einfluss großräumiger Wetterlagen auf die Verteilung der Landoberflächentemperatur. Während die maximalen Landoberflächentemperaturen im "Hitze-monat" August 2003 in Mitteleuropa gegenüber dem mehrjährigen Mittel um bis zu 7 K

erhöht waren, lag die maximale LST in weiten Teilen der Iberischen Halbinsel im Bereich des mehrjährigen Mittelwertes oder sogar darunter.

Abschließend zeigt eine kombinierte Analyse der LST und des Vegetationsparameters NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) die Änderung der Vegetation auf saisonalen und interannuellen Skalen auf der Iberischen Halbinsel.

Abstract

Land Surface Temperature (LST) is a fundamental parameter of the surface energy-budget. For a multitude of regional climatological and geographic questions the LST represents an important component. The objective of this study is to derive LST from METEOSAT-7 infrared (IR) data for Europe and Africa for the time period 1999 to 2005 and to study the spatial and temporal variations.

The first part describes the multi-spectral dynamic cloud-screening-algorithm, developed within the scope of this work and presents validation results using BSRN (Baseline Surface Radiation Network) radiation measurements in Payerne (Switzerland) and Carpentras (France).

The main objective of this study was to evolutionary develop a feed-forward neural network (NN), to simulate the atmospheric influence in METEOSAT-7 single channel IR data. For a multitude of different atmospheric conditions, emissivities, surface elevations, and scan angles it was shown, that fully connected NNs can substitute conventional radiative transfer models (RTMs) e.g., Moderate Resolution Transmittance Code 3 (MODTRAN-3) in the terrestrial IR. With a mean square deviation of 0,5 K to 1,0 K over the Iberian Peninsula during the months March to October, evolutionary developed NNs are reaching the accuracy of MODTRAN-3. A major advantage of the NN is its computational speed, which is estimated to be of the order of 10^4 times faster than MODTRAN-3. This allows the determination of long LST time series on a continental scale from METEOSAT-7 IR data.

For the time period June to December 2005 diurnal cycles of METEOSAT-7 LST were validated with LST ground measurements in Evora (Portugal). It was shown, that METEOSAT-7 LST in Evora lies within an accuracy range of ± 2 K to the reference ground measurements. Additionally METEOSAT-7 LST was cross-validated with operationally METEOSAT Second Generation (MSG)-LST derived by Land surface analysis Satellite Applications Facility (LandSAF) over the Iberian Peninsula. Comparisons are leading to significant differences in the southern parts of the validation area resulting from imprecise emissivity data retrieving MSG-LST by LandSAF.

Furthermore seasonal LST-cycles of several regions in Africa were analysed and discussed with respect to precipitation and solar radiation. Moreover a strong correlation between the LST-cycles and the dominating vegetation cover was detected.

Case scenarios for European midsummer in 2002 and 2003 are indicating the strong influence of large-scale weather conditions on LST-distribution. During a heat wave in August 2003 maximum LSTs in Central Europe were up to 7 K above multiannual mean, whereas wide areas of the Iberian Peninsula show maximum LSTs around the multiannual mean or even below.

Finally a combined analysis of LST and Normalized Different Vegetation Index (NDVI) shows land-cover changes on seasonal and interannual scales on the Iberian Peninsula.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	3
2.1	Der geostationäre Wettersatellit METEOSAT	3
2.1.1	Das METEOSAT-7 Radiometer	3
2.1.2	Kalibrierung des METEOSAT-7 IR-Kanals	6
2.2	Das atmosphärische Fenster	8
2.2.1	Strahlungsübertragungsgleichung im atmosphärischen Fenster	12
2.3	Methoden zur Korrektur des atmosphärischen Einflusses	13
2.3.1	Split-Window Verfahren	13
2.3.2	Strahlungsübertragungsrechnung für einen IR-Kanal	15
2.4	Die Daten: Wahl der Bildausschnitte und Vorverarbeitung	16
2.4.1	Die Aufbereitung der Daten	17
3	Wolkenerkennung	20
3.1	Wolkenerkennungsverfahren für METEOSAT	21
3.1.1	Ergebnisse des Verfahrens	25
3.2	Validierung der Wolkenmaske	28
4	Modellierung des Temperatur-Tagesgangs	33
4.1	Das Thermal-Surface-Parameter-Modell	33
5	Neuronale Netze	37
5.1	Aufbau neuronaler Feedforward-Netze	37
5.1.1	Training neuronaler Netze	40
5.2	Populäre Lernalgorithmen	42
5.2.1	Backpropagation	42
5.2.2	Backpropagation mit Momentum	43
5.2.3	Resilient Backpropagation - Rprop	43
5.2.4	Quickprop	45
5.3	Atmosphärenkorrektur mittels neuronaler Netze	45
5.3.1	Trainings- und Validierungsdatensätze	46
5.4	Manuelle Bestimmung neuronaler Netze	49
5.4.1	Verifikation des manuell entwickelten Netzes	52
5.5	Evolutionäre Bestimmung neuronaler Netze	54
5.5.1	Verifikation des evolutionär entwickelten Netzes	58

INHALTSVERZEICHNIS

6	LST Prozesskette	60
6.1	IMK Archiv und Datenaufbereitung	60
6.2	Wolkenerkennung	61
6.3	Modellierung des Tagesgangs	62
6.4	Atmosphärenkorrektur mittels neuronaler Netze	62
6.4.1	ECMWF Reanalysedaten	62
6.4.2	Räumliche Interpolation der Atmosphäreninformation	63
6.4.3	Bestimmung der Bodenhöhe	63
6.4.4	Bestimmung des Emissionsvermögens	64
6.5	Anpassen der Atmosphärenkorrektur an den Tagesgang der LST	66
7	Validierung der Landoberflächentemperatur	67
7.1	Validierung der METEOSAT-7 LST mit Bodenmessungen	67
7.1.1	Validierungsergebnisse	68
7.2	Vergleich der METEOSAT-7 LST mit MSG-LST	72
7.2.1	Validierungsergebnisse	73
8	Ergebnisse	83
8.1	Mehrfährige LST-Verteilung in Afrika	83
8.2	Interannuelle Vergleiche der LST in Europa	92
9	Kombinierte LST-NDVI Analyse	100
10	Schlussfolgerung und Ausblick	106
	Literaturverzeichnis	109
	Anhang:	115
A	Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske mit BSRN Stationsmessungen in Payerne	115
B	Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske mit BSRN Stationsmessungen in Carpentras	118
C	Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST mit MSG-LST	121
D	Mittlere LST-Verteilung in Afrika	123
E	LST Anomalien in Europa	131
D	Abbildungsverzeichnis	131
E	Tabellenverzeichnis	143
F	Abkürzungsverzeichnis	145
G	Symbolverzeichnis	146

Kapitel 1

Einleitung

Die Landoberflächentemperatur (LST - Land Surface Temperature) ist ein maßgeblicher Parameter physikalischer Landoberflächenprozesse, der sich als Folge der Wechselwirkung zwischen Oberfläche und Atmosphäre einstellt. Sie wird durch die solare und langwellige Einstrahlung, die ausgestrahlte, terrestrische Infrarotstrahlung, den Fluss fühlbarer Wärme, den latenten Wärmefluß, sowie den Wärmefluß im Boden beeinflusst. Damit stellt die Temperatur der Landoberfläche für eine Vielzahl von regionalklimatologischen und geographischen Fragestellungen eine wichtige Komponente dar. Zuverlässige Abschätzungen der Oberflächentemperatur werden unter anderem als Eingabeparameter in globalen atmosphärischen Zirkulationsmodellen verwendet. Des Weiteren können mit Hilfe klimatologischer Zeitreihen der LST Regionen bezüglich ihres Vegetationszustandes überwacht und Veränderungen, die z.B. mit Desertifikationsprozessen verknüpft sind, erkannt werden.

Mit herkömmlichen Messverfahren werden Temperaturen ausschließlich punktuell in zwei Meter Höhe an den verschiedenen meteorologischen Stationen gemessen. In stark besiedelten Regionen ist dieses Stationsnetz relativ dicht, jedoch in den meisten ländlichen Regionen der Welt fehlen solche Daten gänzlich. Die Fernerkundung der Oberflächentemperatur mittels satellitengestützter Sensoren bietet enorme Vorteile: die Messdaten werden flächendeckend, kontinuierlich und schnell verfügbar gemacht und bilden somit ein Datensatz mit hoher zeitlicher Auflösung. Dabei stellt die am Oberrand der Atmosphäre gemessene Strahlungsdichte ein Ergebnis von Oberflächeneigenschaften (LST und Emissionsvermögen) und atmosphärischer Emission, Absorption und Transmission dar. Für die Bestimmung der LST aus Satellitenmessungen ist deshalb eine Korrektur des atmosphärischen Einflusses notwendig.

Während Meeresoberflächentemperaturen (SST - Sea Surface Temperature) unter Berücksichtigung dieser Faktoren mittels der Split Window Methode präzise abgeleitet werden können (Harris and Manson (1992) und Sobrino et al. (1993)), stellt die Bestimmung der LST auf Grund der teils starken Überhitzung der Landoberfläche, der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Emissionsvermögens, sowie der Variation der Bodenfeuchte und der Topographie weiterhin eine Herausforderung dar. Bei der Bestimmung des atmosphärischen Einflusses in Satellitenmessungen mittels der Split Window Methode werden zwei oder mehrere spektrale Kanäle im terrestrischen Infrarot betrachtet, in denen sich die Wasserdampfabsorption unterscheidet. Für die Analyse der annähernd dreißigjährigen Zeitreihe der ersten METEOSAT Generation ist dieses Verfahren allerdings ungeeignet,

da das METEOSAT Radiometer MVIRI (METEOSAT Visible and Infrared Imager) im Spektralbereich des terrestrischen Infrarots nur einen Kanal besitzt.

Goettsche et al. (2002) zeigte in ersten Untersuchungen, dass neuronale Netze eine fundierte Alternative zur Bestimmung des atmosphärischen Einflusses auf satellitengebundene Strahlungsmessungen mit Strahlungsübertragsmodellen wie MODTRAN-3 (Moderate Resolution Transmittance Code 3) darstellen. Bei ähnlicher Genauigkeit bieten neuronale Netze den entscheidenden Vorteil der um ca. 10^4 fachen Schnelligkeit gegenüber MODTRAN-3. Somit besteht erstmals die Möglichkeit, die Atmosphärenkorrektur im terrestrischen Infrarot für längere METEOSAT-Zeitserien über großen Flächen zu bestimmen.

Am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) wird seit 1999 der komplette halbstündliche METEOSAT-7 Datensatz der sichtbaren- (VIS), Wasserdampf- (WV) und Infrarot- (IR) Kanäle empfangen und archiviert. Aus diesen Satellitenmessungen wurden im Rahmen dieser Arbeit mittels neuronaler Netze mehrjährige Zeitreihen der Landoberflächentemperatur für Europa und Afrika abgeleitet. Dabei ist der Datensatz der LST als Produkt im EU Projekt GEOLand integriert.

GEOLand ist ein internationales Projekt im Rahmen von GMES (Global Monitoring for Environment and Security), das innerhalb des sechsten Forschungsrahmenprogrammes von der Europäischen Kommission und der Europäischen Raumfahrtbehörde ESA (European Space Agency) finanziert wurde und von 2004-2007 lief. Mit dem Ziel unterschiedliche Aktivitäten in den Bereichen Erdbeobachtung und Fernerkundung in Europa zu integrieren, wurden Änderungen der Landbedeckung, Umweltbelastungen in Europa und die globale Vegetationsentwicklung untersucht. Die zentrale Herausforderung von GEOLand war der Nachweis, dass auf Erdbeobachtungsdaten basierende Produkte und Dienstleistungen professionelle Endnutzer von Daten bei Berichtspflichten auf regionaler, nationaler und internationaler Ebene unterstützen können.

Mit den erstmalig für Europa und Afrika aus METEOSAT-7 Satellitendaten abgeleiteten Zeitreihen der Landoberflächentemperatur im Zeitraum 1999 bis 2005 trägt diese Arbeit dazu bei.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Der geostationäre Wettersatellit METEOSAT

Meteorologische Satelliten, insbesondere geostationäre Satelliten, erlauben die quasi-kontinuierliche Beobachtung verschiedener Parameter, wie z.B. der langwelligen Emission und der kurzwelligen Reflektion, die die Prozesse und Dynamik im System Erde Atmosphäre beeinflussen. So eröffnen diese Satelliten beispielsweise die Möglichkeit, das Verhalten von Wolken und Oberflächen in räumlichen und zeitlichen Intervallen zu erfassen, wie dies mit anderen Messkonzepten nicht zu verwirklichen ist.

Mit dem Start des METEOSAT-1 Satelliten der europäischen Weltraumorganisation ESA begann im Jahr 1977 das METEOSAT-Programm, das heute mit weiteren geostationären Satelliten eine flächendeckende und kontinuierliche Beobachtung der Erde gewährleistet. Mit nur kurzen Unterbrechungen lieferten die sieben Satelliten der ersten METEOSAT Generation über einen Zeitraum von 29 Jahren Wetterinformationen für die um den Nullmeridian liegenden Regionen der tropischen und mittleren Breiten der Erde. Seit Anfang 2004 ist der erste METEOSAT-Satellit der zweiten Generation MSG (METEOSAT Second Generation) operationell in Betrieb. Nach erfolgreichem Abschluss der Testphase übernahm er am 14. Juni 2006 die Dienste des METEOSAT-7.

Der METEOSAT-Satellit ist auf einer geostationären Bahn in ca. 36.000 km Höhe über dem Äquator bei 0° Länge positioniert. Bei einer Länge von 3,20 m und einem Durchmesser von 2,10 m beträgt sein Gewicht 320 kg. Zusätzlich zu dieser Trockenmasse ist der Satellit zu Beginn seiner Mission mit 39 kg Hydrazin Treibstoff, welcher für Bahnkorrekturen benötigt wird, ausgestattet. Eine Stabilisierung seiner Lage wird durch eine Rotation um seine Längsachse erreicht. So dreht sich der Satellit mit 100 Umdrehungen pro Minute um seine Achse, die parallel zur Nord-Süd-Achse der Erde ausgerichtet ist.

2.1.1 Das METEOSAT-7 Radiometer

Das optomechanische Radiometer MVIRI (METEOSAT Visible and Infrared Imager) besteht aus einem beweglichen Ritchey-Chrétien-Teleskop mit einem Durchmesser von 400 mm und einer Brennweite von 3650 mm (Abbildung 2.1). Die einfallende Strahlung wird im Radiometer für drei verschiedene Spektralbereiche von unterschiedlichen Detektortypen in elektrische Signale umgewandelt und anschließend mit einer 8 Bit

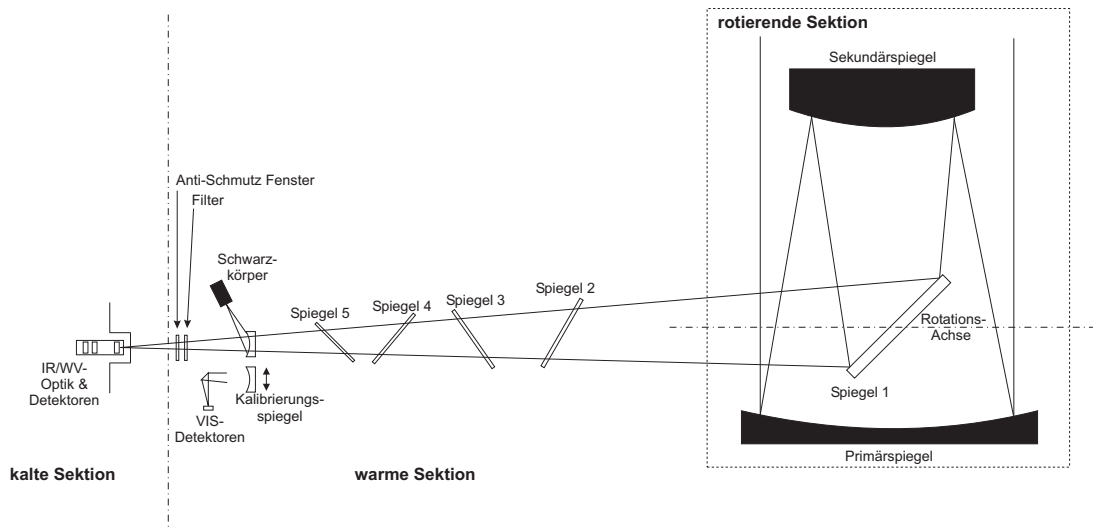


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des METEOSAT Radiometers MVIRI.

Auflösung digitalisiert. Innerhalb eines Zeitraumes von 30 Minuten wird die gesamte Erdscheibe abgebildet. Das Prinzip der Bildaufnahme nutzt die Eigenrotation des Satelliten aus. Mit jeder Umdrehung erfolgt die Aufnahme einer Bildzeile. Im Wasserdampf- (WV) und Infrarot- (IR) Kanal wird bei jedem Zeilendurchlauf des Teleskops in Ost-West-Richtung die Strahldichte in Intervallen von $1,4 \cdot 10^{-5}$ rad elektronisch abgetastet, was einer Anzahl von 2500 Bildpunkten pro Zeile entspricht. Die doppelte räumliche Auflösung wird im sichtbaren Kanal (VIS) durch die gleichzeitige Messung mit zwei Detektorpaaren erreicht. Die Blickrichtung des Sensors wird bei jeder Umdrehung des Satelliten um $1,1 \cdot 10^{-4}$ rad in Richtung der Süd-Nord-Achse geändert. Somit wird die gesamte Erdscheibe durch 250 Zeilen im WV- und IR-Kanal, bzw. 5000 Zeilen im VIS-Kanal von Süden nach Norden

Radiometerkanal	VIS	WV	IR
Spektralbereich (μm)	0,45 - 1,0	5,7 - 7,1	10,5 - 12,5
Detektormaterial	SI Photodioden	HgCdTe	HgCdTe
Detektorgröße (μm)	250 x 250	70 x 70	70 x 70
Anzahl der Detektoren (+ redundant)	2 (+2)	1 (+1)	1 (+1)
Öffnungswinkel (mrad)	0,07	0,14	0,14
Anzahl der Bildzeilen	5000	2500	2500
Bildpunkte pro Zeile	5000	2500	2500
Räumliches Auflösungsvermögen am Subsatellitenpunkt (km)	2,5 x 2,5	5 x 5	5 x 5
Dauer der Bildaufnahme (min)	25	25	25

Tabelle 2.1: Technische Daten des METEOSAT-7 Radiometers MVIRI.

innerhalb von 25 Minuten abgebildet. Zum Ausrichten und Stabilisieren des Teleskops werden 5 Minuten benötigt. Da innerhalb von 30 Minuten eine Aufnahme der Erdscheibe in drei Kanälen erstellt wird, stehen pro Tag 48 Datensätze im IR-Kanal zur Verfügung (Tabelle 2.1).

Die räumliche Auflösung besitzt eine Abhängigkeit vom Zenitwinkel, unter dem die Oberfläche betrachtet wird. Im Subsatellitenpunkt, dem Schnittpunkt zwischen Äquator und dem 0 ° Meridian, repräsentiert ein IR-Bildpunkt die mittlere Ausstrahlung einer Fläche von etwa 5 km x 5 km. Zu den Polen und den Seiten hin nimmt das Auflösungsvermögen ab. Ein Bildpunkt bei 50 ° nördlicher Breite und 10 ° östlicher Länge beinhaltet die mittlere Ausstrahlung einer Fläche von ca. 7,1 km x 9,0 km. In den Regionen nördlich und südlich des 72. Breitengrades bzw. westlich und östlich des 67. Längengrades ist keine Datenerfassung mehr möglich, da hier das Radiometer nicht mehr auf die Erdoberfläche blicken kann.

Das MVIRI-Radiometer misst die emittierte und reflektierte Strahlung der Erde in drei Kanälen in unterschiedlichen Spektralbereichen. Der METEOSAT-7 VIS-Kanal ist sensitiv im sichtbaren Spektralbereich und detektiert die solare Strahlung, die von der Erde und der Atmosphäre reflektiert wird. Dabei werden Wasser und Landoberflächen durch geringere Zählraten als stark reflektierende Wolkenfelder charakterisiert. Die spektrale

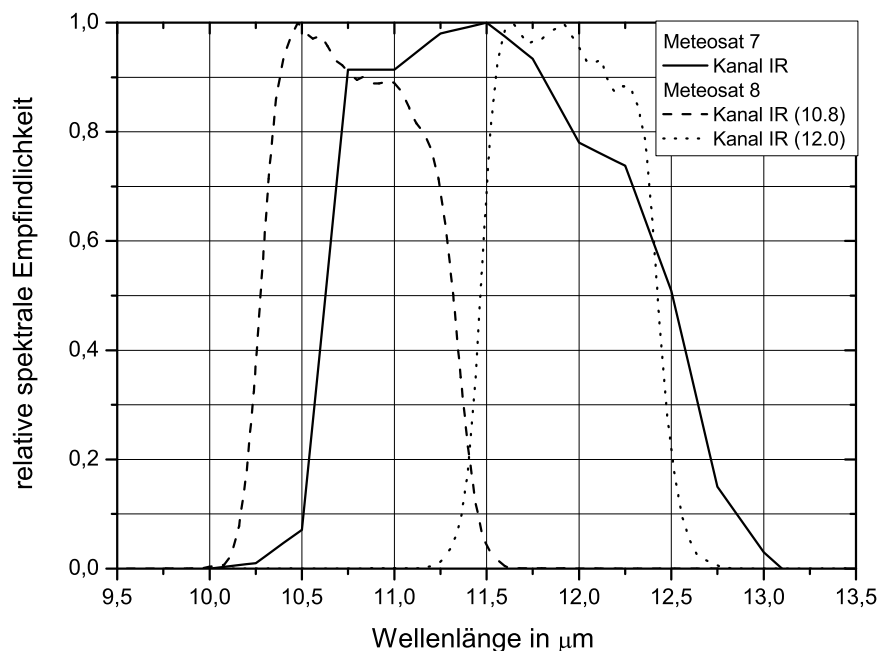


Abbildung 2.2: Relative spektrale Empfindlichkeit des METEOSAT-7 IR-Kanals (durchgezogene Linie) und der MSG Kanäle IR 10,8 (gestrichelte Linie) und IR 12,0 (gepunktete Linie).

Empfindlichkeit dieses Kanals reicht von $0,45 \mu\text{m}$ bis $1,0 \mu\text{m}$ mit einem Empfindlichkeitsmaximum bei $0,75 \mu\text{m}$.

Der METEOSAT-7 WV-Kanal erfasst im Spektralbereich zwischen $5,7 \mu\text{m}$ und $7,1 \mu\text{m}$ die langwellige Emission. Die in diesem Bereich gemessenen Strahldichten stammen im Wesentlichen von Wasserdampfmolekülen der mittleren und oberen Troposphäre. Das Maximum der Beitragsfunktion liegt in wolkenfreien Gebieten im Bereich zwischen 450 und 550 hPa; dadurch können Strukturen der Oberfläche und tiefliegende Wolken in diesem Kanal nicht erkannt werden.

Der Infrarot-Kanal des MVIRI-Radiometers detektiert die langwellige Ausstrahlung, verschiedener Oberflächen im infraroten Spektralbereich. Abbildung 2.2 veranschaulicht die spektralen Empfindlichkeiten des METEOSAT-7 IR-Kanals sowie der Kanäle IR $10,8 \mu\text{m}$ und IR $12,0 \mu\text{m}$ des MSG Satelliten. Die spektral breitere Empfindlichkeitsfunktion des MVIRI-Radiometers wird durch die durchgezogene Linie repräsentiert, die ihr Maximum bei einer Wellenlänge von $11,5 \mu\text{m}$ erreicht. Die gestrichelte und gepunktete Kurve geben die spektrale Empfindlichkeit der MSG-IR-Kanäle mit ihren maximalen Sensitivitäten von $10,5 \mu\text{m}$ bzw. $11,75 \mu\text{m}$ wieder. Üblicherweise werden die spektralen Empfindlichkeiten normiert dargestellt. Sie charakterisieren das Ansprechverhalten eines Sensors auf Strahlung in einem bestimmten Wellenlängenbereich.

2.1.2 Kalibrierung des METEOSAT-7 IR-Kanals

Eine quantitative Auswertung der METEOSAT-7 Daten setzt eine Kalibrierung der einzelnen Radiometerkanäle voraus. Wichtig für die Ableitung von Oberflächentemperaturen ist eine exakte Kalibrierung des IR-Kanals im atmosphärischen Fenster. Diese Kalibrierung des IR-Kanals besteht aus der Bestimmung der funktionalen Zusammenhänge zwischen den digitalen Zählraten, die das Radiometer misst und den entsprechenden äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen der betrachteten Oberflächenbereiche. Grundsätzlich gliedert sich die Durchführung in zwei Abschnitte. Zunächst erfolgt eine Verknüpfung der digitalen Zählraten des Radiometers und der entsprechenden einfallenden Strahldichte. Unter anschließender Zuhilfenahme der Planck-Funktion und der spektralen Empfindlichkeit des Radiometers wird die Strahldichtemessung in eine äquivalente Schwarzkörpertemperatur umgewandelt, die die Strahlungstemperatur am Außenrand der Atmosphäre repräsentiert.

Da METEOSAT ein spin-stabilsierter Satellit ist, war zu Beginn des METEOSAT Projekts eine externe Kalibrierung (Vicarious Kalibrierung) die einzige Methode, korrekte Kalibrierungsinformationen zu gewinnen. Hierbei wird der Kalibrierkoeffizient berechnet, der den funktionalen Zusammenhang zwischen Zählrate des Radiometers und den Strahldichten beschreibt. Aus konventionell gemessenen Meeresoberflächentemperaturen in wolkenfreien Regionen werden unter Verwendung von ECMWF-Daten der Feuchte- und Temperaturprofile der Atmosphäre mit einem Strahlungsübertragungsmodell (Schmetz, 1986) die Strahldichten am Außenrand der Atmosphäre berechnet und mit den gemessenen digitalen Zählraten des Radiometers verglichen. Als Ergebnis wird der Kalibrierkoeffizient α_{IR} berechnet, für den ein linearer Zusammenhang zwischen der berechneten mittleren Strahldichte \bar{L} und der mittleren Zählrate \bar{C} des Radiometers angenommen wird.

$$\bar{L} = \alpha_{IR}(\bar{C} - C_0) \quad (2.1)$$

- \bar{L} : Mittlere berechnete Strahldichte, die aus den Wasseroberflächentemperaturen der betrachteten Regionen berechnet wurde
- \bar{C} : Zählrate des Radiometers bei der Betrachtung der wolkenfreien Region
- C_0 : Zählrate des Radiometers bei der Betrachtung des Weltraums
- α_{IR} : Kalibrierkoeffizient

Die digitalen Zählraten werden mit Hilfe dieses Koeffizienten in Strahldichtewerte umgerechnet. Da dieser Koeffizient nicht über einen längeren Zeitraum konstant bleibt, werden die Werte zweimal täglich neu berechnet. Bei Abweichungen größer als 0,0002 ($Wm^{-2}sr^{-1}count^{-1}$) erfolgt eine Aktualisierung der Koeffizienten. Zur Berechnung der Strahlungstemperatur wird die Planck-Funktion benutzt, die die Strahldichte eines Schwarzkörpers als Funktion der Wellenlänge bei einer bestimmten Temperatur beschreibt.

$$L(T) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B_{\lambda}(T)\Phi_{\lambda}d\lambda \quad (2.2)$$

- $L(T)$: Strahldichte eines Schwarzkörpers
- Φ_{λ} : Spektrale Empfindlichkeitsfunktion des Sensors
- B_{λ} : Planck-Funktion
- $\lambda_{1,2}$: spektrale Grenzen des Sensors

Diese Funktion dient als Basis zur Erzeugung von Umrechnungstabellen, in denen unter Zuhilfenahme der spektralen Empfindlichkeit des Sensors ein Bezug zwischen Strahldichtewerten und Strahlungstemperaturen im Bereich von 0 bis 400 Kelvin hergestellt wird. Als Resultat der Kalibrierung ergibt sich eine Zuordnung zwischen gemessenen Zählraten im Intervall von 0 bis 255 und Strahlungstemperaturen von 0 bis 400 Kelvin. Innerhalb des Temperaturbereichs von 0 °C bis 50 °C, dem typischen Bereich der LST, entspricht die Schrittweite einer Zählrate ungefähr 0,5 K.

Vergleiche von Schwarzkörpermessungen und der “Vicarious Kalibrierung” während der METEOSAT-7 Testphase lieferten eine gute Übereinstimmung (van de Berg et al., 1998). Dies führte dazu, dass seit dem 29. Mai 2000 die verbesserte Schwarzkörperkalibrierung des METEOSAT IR-Kanals operationell angewendet wird. Basierend auf einer satelliten-internen Kalibrierungseinheit bietet dieses neue Verfahren die Möglichkeit der Absolut-Kalibrierung durch Messungen. Die Schwarzkörper-Kalibrierungseinheit besteht aus zwei Schwarzkörpern: einem Schwarzkörper mit Satelliten-Umgebungstemperatur und einem Schwarzkörper, der auf ca. 50 K darüber geheizt ist. Beide Schwarzkörper können sequentiell betrachtet werden. Mittels der Temperaturdifferenz der beiden Schwarzkörpermessungen wird ähnlich der “Vicarious Kalibrierung” ein linearer Korrelationskoeffizient ermittelt. Diese Methode der Kalibrierung beinhaltet eine Ungenauigkeit, da der Strahlungsgang bei der Bildaufnahme nicht identisch mit dem der Schwarzkörper-Kalibrierung ist.

Bei der Betrachtung des Eichschwarzkörpers durchläuft der Strahlengang einen zusätzlichen Spiegel, aber nicht das Hauptteleskop (vgl. Abbildung 2.1). Folglich können die Schwarzkörper-Kalibrierungskoeffizienten nicht direkt für die Kalibrierung des IR-Kanals verwendet werden. Abhilfe schafft ein Korrekturmodell, das die veränderte Geometrie sowie die Einflüsse des Hauptteleskops korrigiert. Eine ausführliche Beschreibung der Schwarzkörper-Kalibrierung findet sich auf <http://www.eumetsat.de>.

2.2 Das atmosphärische Fenster

Das Plancksche-Strahlungsgesetz beschreibt die Intensitätsverteilung der elektromagnetischen Energie und Leistung bzw. die Dichteverteilung aller Photonen in Abhängigkeit von Wellenlänge bzw. Frequenz, die von einem schwarzen Körper bei einer bestimmten Temperatur abgestrahlt werden. Die spektrale Strahlendichte $B_\lambda(T)$ eines schwarzen Strahlers ist durch das Planckschen-Strahlungsgesetz

$$B_\lambda(T) = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{k_B T \lambda}\right) - 1} \quad (2.3)$$

k_B	$=$	$1,381 \cdot 10^{-23} \frac{J}{K}$	Boltzmann Konstante
h	$=$	$6,625 \cdot 10^{-34} Js$	Plancksches Wirkungsquantum
c	$=$	$2,998 \cdot 10^8 \frac{m}{s}$	Lichtgeschwindigkeit im Vakuum

gegeben. Gleichung 2.3 zeigt, dass die emittierte Strahlung eines schwarzen Körpers als eine Funktion der Temperatur T und der Wellenlänge λ beschrieben werden kann. Lineare Darstellungen des Planckschen-Strahlungsspektrums weisen ein deutlich ausgeprägtes Strahlungsmaximum auf und sind charakterisiert durch einen steilen Abfall zu kurzen Wellenlängen und einem länger auslaufenden Abfall zu großen Wellenlängen hin. Wird die spezifische spektrale Ausstrahlung über alle Wellenlängen integriert, erhält man die Fläche unter der Planck-Kurve für eine bestimmte Temperatur und somit die Strahlungsflussdichte. Die Strahlungsflussdichte $F_{BB}(T)$ ergibt sich dadurch als einfache Funktion der Temperatur T , wobei gilt:

$$F_{BB}(T) = \pi \int_0^\infty B_\lambda(T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (2.4)$$

Diese Formulierung wird allgemein als Stefan-Boltzmann Gesetz bezeichnet, wobei $\sigma = 5,669 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$. Gemäß dem Stefan-Boltzmann Gesetz nimmt die gesamte Strahlungsflussdichte mit der vierten Potenz der absoluten Temperatur zu.

Das Maximum der Emissionsleistung λ_{max} nach der Planckschen Strahlungsformel erhält man durch Differenzieren der Funktion 2.3 nach der Wellenlänge λ . Neben der trivialen

Lösung $\lambda = 0$ ergibt sich für das Maximum λ_{max} die Bedingung:

$$\lambda_{max} = \frac{2897,8 \mu m K}{T} \quad (2.5)$$

Diese Bedingung besagt, dass sich die Lage des Strahlungsmaximums mit zunehmender Temperatur zu kürzeren Wellenlängen verschiebt. Sie wird als Wiensches Verschiebungsgesetz bezeichnet.

Die Spektralverteilung der von der Sonne ausgehenden solaren Strahlung stellt ein Kontinuum dar. Angenähert entspricht die Sonnenstrahlung der eines ca. 6000 K heißen schwarzen Strahlers. Man teilt das Sonnenspektrum üblicherweise in drei Wellenbereiche ein: das von ca. $0,1 \mu m$ bis etwa $0,4 \mu m$ reichende Ultraviolett, das rund 7 % der Sonnenenergie transportiert, den sichtbaren Bereich von etwa $0,4 \mu m$ bis $0,7 \mu m$ und einen Energieanteil von etwa 46 % und schließlich das Infrarot mit Wellenlängen über $0,7 \mu m$ und einem Energieanteil von 47 %. Ein Teil der solaren Strahlung erreicht die Erdoberfläche und wird dort teilweise reflektiert, in kürzeren Wellenlängen teilweise absorbiert und als terrestrische Infrarotstrahlung wieder emittiert. Sowohl die Reflexion, als auch die Emission bilden die Grundlage der passiven Fernerkundung.

Der an der Erdoberfläche direkt eintreffende Anteil der solaren Strahlung resultiert aus dem Quotienten des Himmelssegmentes, welches von der Sonne bedeckt wird, (S_{Sun}) und dem sphärischen Halbraum (S_{halb}):

$$\frac{S_{Sun}}{S_{halb}} = \frac{\pi(a^2 + h^2)}{2\pi} = \frac{\pi((\sin(\frac{\alpha}{2}))^2 + (1 - \cos(\frac{\alpha}{2}))^2)}{2\pi} = 2,71 \cdot 10^{-6} \quad (2.6)$$

Der in Gl. 2.6 verwendete scheinbare mittleren Radius der Sonne beträgt $\alpha = 0,267^\circ$ (Abbildung 2.3). Dieser homogen über den Halbraum gestreute Anteil ist ausschließlich von

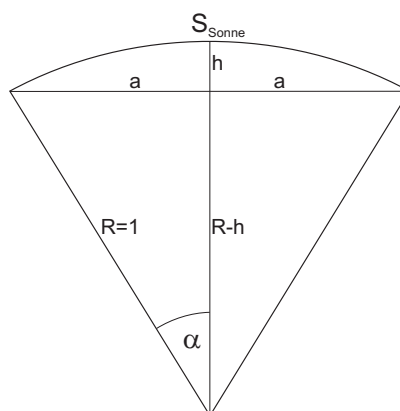


Abbildung 2.3: Geometrie zur Bestimmung des solaren Strahlungsanteils, der die Erdoberfläche erreicht. Mit Sonnenradius R und scheinbarem mittleren Radius der Sonne $\alpha = 0,267^\circ$

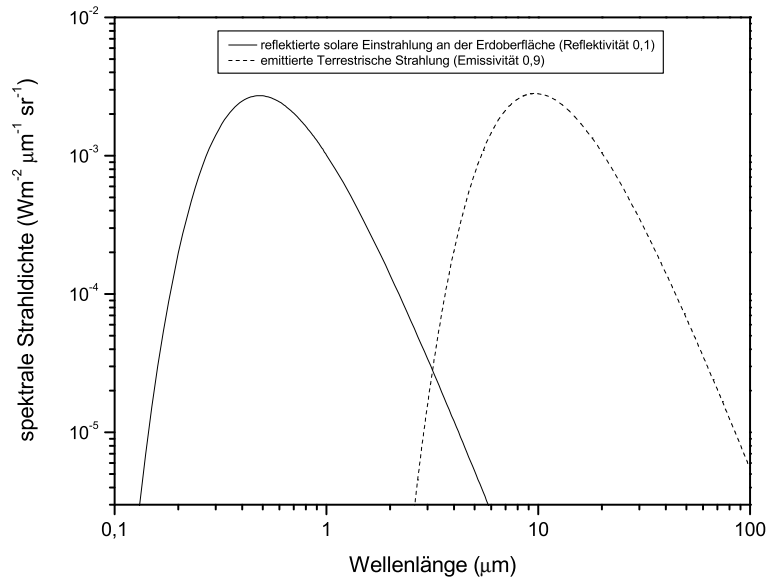


Abbildung 2.4: Reflexion der solaren Strahlung an der Erdoberfläche mit angenommener Reflektivität von 0,1 und multipliziert mit dem Faktor aus Gleichung 2.6 (durchgezogene Kurve) und von der Erdoberfläche emittierte Strahlung mit einem Emissionsvermögen von 0,9 (gestrichelte Kurve).

der Himmelsgeometrie abhängig. Atmosphärische Effekte werden hierbei nicht berücksichtigt.

Abbildung 2.4 zeigt die Reflexion der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche (durchgezogene Linie) und der emittierten terrestrischen Strahlung (gestrichelte Linie).

Das Maximum der solaren Strahlungsintensität liegt um $0,55 \mu\text{m}$ im Bereich des Gelbgrünen. Für die Erde mit einer Oberflächentemperatur von ca. 300 K liegt das Maximum der emittierten Strahlung bei etwa $9,7 \mu\text{m}$. Bei ungefähr $3,8 \mu\text{m}$, im mittleren Infrarot, sind tagsüber die Reflexion der solaren Strahlung und der terrestrischen Ausstrahlung gleich groß.

Für die passive Fernerkundung ist neben der Strahlungsintensität der reflektierten solaren Strahlung und der emittierten terrestrischen Strahlung auch die Transparenz der Atmosphäre von entscheidender Bedeutung. Die Erdatmosphäre setzt sich aus gasförmiger Materie (Stickstoff, Sauerstoff, Wasserdampf und Spurengase), aus flüssigen Bestandteilen (flüssige Aerosolteilchen und Wolkentröpfchen) sowie aus festen Partikeln (Ruß, feste Aerosolpartikel und Eiskristalle) zusammen. All diese Bestandteile emittieren abhängig von ihrer Temperatur elektromagnetische Strahlung. Durch mehrfache Wechselwirkung mit der Atmosphäre wird die Strahlung auf ihrem Weg zum Messgerät verändert. Moleküle und Aerosole schwächen das Strahlenbündel durch Absorption oder Streuung oder verstärken es durch Eigenemission und Einstreuung in das betrachtete Raumelement. Gase absorbieren im Gegensatz zu Feststoffen und Flüssigkeiten nicht über einen konti-

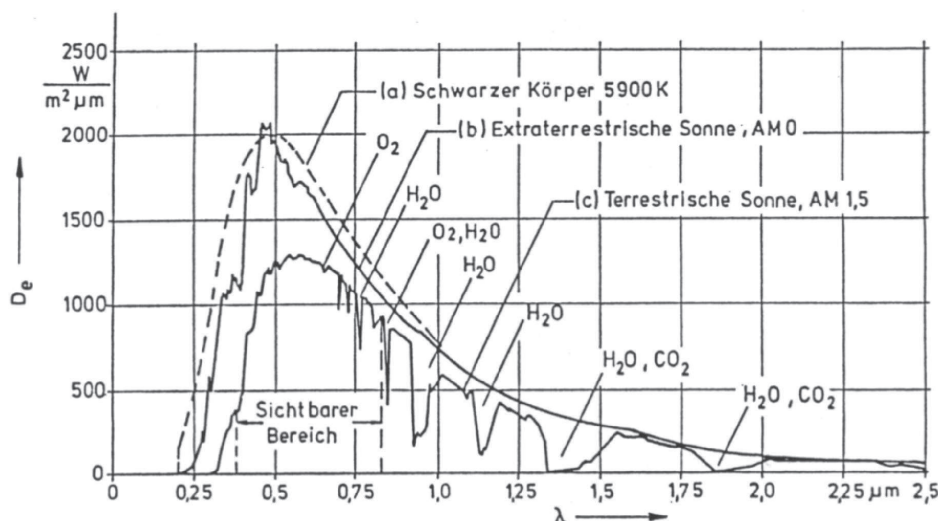


Abbildung 2.5: Spektrale Strahlungsleistungsdichte eines schwarzen Körpers (a) sowie das Sonnenspektrum am Oberrand der Atmosphäre (b) und am Erdboden (c) nach Möller, 1991.

nuierlichen Wellenlängenbereich, sondern nur in schmalen Spektralbereichen, sogenannten Banden. Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass Gase genau diejenigen Wellenlängen emittieren, die sie auch selbst absorbieren.

In der Regel wird die an der Erdoberfläche emittierte Strahlung auf ihrem Weg durch die Atmosphäre abgeschwächt. Eine Ausnahme stellt die Bodeninversion dar, bei der die untere Atmosphäre wärmer als die Erdoberfläche ist und die Temperatur mit der Höhe zunimmt. Abhängig von den atmosphärischen Bedingungen variiert die Differenz zwischen Landoberflächentemperatur und am Satellit gemessener Top of Atmosphere (TOA) Strahlungstemperatur zwischen 1 K und 6 K (Franca and Cracknell, 1994).

Abbildung 2.5 zeigt die spektrale Verteilung der Strahldichte eines idealen schwarzen Körpers (a) sowie das Sonnenspektrum am Oberrand der Atmosphäre (b) und am Erdboden (c). Im Bereich der reflektierten solaren Strahlung absorbiert Ozon hauptsächlich im Ultravioletten, wobei die kurzwellige Strahlung unterhalb $0,29 \mu\text{m}$ vollständig absorbiert wird. Im sichtbaren Bereich findet infolge des Ozons eine schwache Absorption statt. Die weitere Schwächung der Solarstrahlung in der Atmosphäre resultiert aus der Streuung an Luftmolekülen (Rayleigh-Streuung), der Extinktion durch Streuung an Aerosolen und der teils starken Absorption durch Wasserdampf. Hinsichtlich des Maximums der solaren Strahlung bei $0,55 \mu\text{m}$ und des atmosphärischen Fensters von $0,35 \mu\text{m}$ bis $0,9 \mu\text{m}$ ist es nahe liegend, dass Sensoren der sichtbaren Kanäle für diese Intervalle eingesetzt werden.

Für die Bestimmung der Landoberflächentemperatur (LST) aus passiven Fernerkundungsdaten eignet sich die von der Erdoberfläche emittierte Strahlung im Bereich zwischen $10,0 \mu\text{m}$ und $13,0 \mu\text{m}$ (Abbildung 2.6). Zum Einen liegt dieser Bereich annähernd am Intensitätsmaximum der emittierten Strahlung der Erdoberfläche und zum Anderen ist hier die atmosphärische Transparenz am höchsten. Im IR-Fenster von $8,0 \mu\text{m}$ und $13,0 \mu\text{m}$ ist hauptsächlich Wasserdampf und stratosphärisches Ozon für die atmosphärische Re-

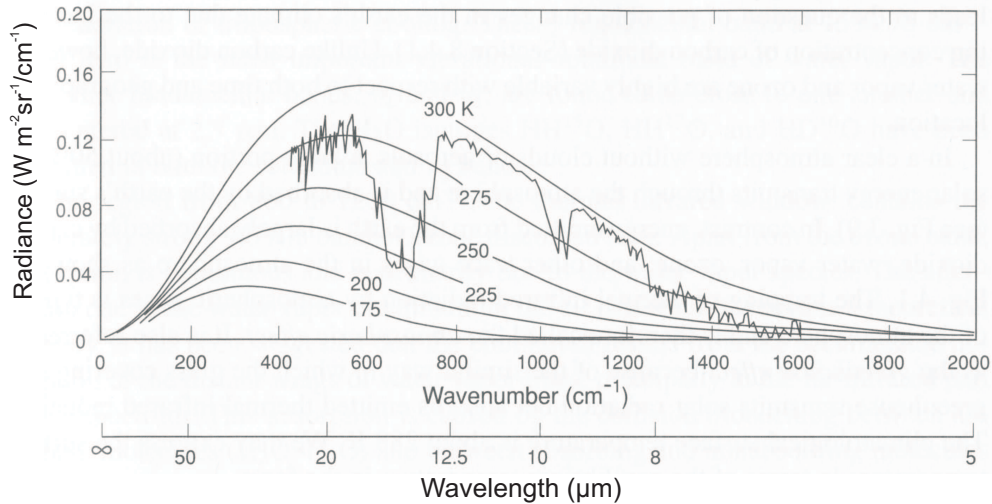


Abbildung 2.6: Plancksche-Strahlungskurven für verschiedene Atmosphärentemperaturen als Funktion der Wellenzahl und Wellenlänge. Des Weiteren ist ein Emissionsspektrum im Terrestrischen Infrarot dargestellt, welches auf IR Interferometer Spektrometer Messungen des Nimbus 4 Satelliten basieren (Liou, 2002).

duktion der emittierten Strahlung verantwortlich. Absorptions- und Streuungseffekte von Aerosolen sind abgesehen von seltenen Bedingungen wie z.B. bei Sandstürmen, in diesem Bereich zu vernachlässigen (Prata et al., 1995). Andere Gase, wie z.B. Kohlendioxyd und Ozon, beeinflussen die atmosphärische Transmission nur in geringerem Maße. So ist Kohlendioxyd in der Atmosphäre relativ homogen verteilt und troposphärisches Ozon nur von lokaler Bedeutung. Darüber hinaus haben diese Gase eine geringe Variabilität. Demgegenüber weist die Atmosphäre eine starke inhomogene Verteilung des Wasserdampfes auf, die auf kurzen Zeitskalen zudem äußerst variabel ist.

2.2.1 Strahlungsübertragungsgleichung im atmosphärischen Fenster

Die vom Satellit am Oberrand der Atmosphäre gemessene Strahlung im atmosphärischen Fenster von $8,0 \mu m$ bis $13,0 \mu m$ kann mit nachfolgender Strahlungsübertragungsgleichung bestimmt werden. Gleichung 2.7 gibt dabei die Strahldichte entlang eines definierten Weges durch die nichtstreuende Atmosphäre von $H = 0$ am Erdboden nach $H = H^\infty$ an deren Oberrand an. Der erste Term der rechten Seite beschreibt den am Erdboden emittierten Bestandteil der vom Satelliten gemessenen Strahldichte $L_{\Delta\lambda}$ im Wellenlängenintervall $\Delta\lambda$. Im zweiten Term wird der Strahldichteanteil angegeben, welcher von der Atmosphäre in Richtung des Satelliten emittiert wird. Der dritte Term stellt den nach unten gerichteten Anteil der atmosphärischen Strahlung dar, welcher an der Erdoberfläche in Richtung Sensor reflektiert wird. Zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung müssen das Emissionsvermögen des Erdbodens und die atmosphärische Transmission bekannt sein. Beide Parameter weisen eine Temperaturabhängigkeit auf. Nach Becker und Li (1990) ist die Variabilität der Emission im Temperaturbereich zwischen 260K und 320K allerdings zu vernachlässigen.

$$\begin{aligned}
 L_{\Delta\lambda} = \varepsilon_{\Delta\lambda} B_{\Delta\lambda}(T_s) \tau_{\Delta\lambda}(0, H^\infty) &+ \int_0^{H^\infty} B_{\Delta\lambda}(T(H)) \frac{\delta\tau_{\Delta\lambda}(H, H^\infty)}{\delta H} dH \\
 &+ (1 - \varepsilon_{\Delta\lambda}) \tau_{\Delta\lambda}(0, H^\infty) \int_{H^\infty}^0 B_{\Delta\lambda}(T(H)) \frac{\delta\tau_{\Delta\lambda}(H, H^\infty)}{\delta H} dH
 \end{aligned} \tag{2.7}$$

$L_{\Delta\lambda}$: Die vom Detektor empfangene Strahldichte im Spektralintervall $\Delta\lambda$
$\Delta\lambda$: Wellenlängenintervall
$\varepsilon_{\Delta\lambda}$: spektrales Emissionsvermögen der Erdoberfläche
$\tau_{\Delta\lambda}(0, H^\infty)$: spektrales Transmissionsvermögen der gesamten Atmosphäre
$\tau_{\Delta\lambda}(H, H^\infty)$: spektrales Transmissionsvermögen der Atmosphäre zwischen dem Niveau H und dem Außenrand der Atmosphäre
H	: Höhe
$B(T_s)$: Temperaturabhängige Plancksche-Funktion
T_s	: Oberflächentemperatur

2.3 Methoden zur Korrektur des atmosphärischen Einflusses

Entscheidend für die Bestimmung von Oberflächentemperaturen aus Satellitendaten ist ein möglichst geringer Einfluss der Atmosphäre auf die von der Oberfläche emittierte Strahlung. Wie aus Gleichung 2.7 ersichtlich ist, wird diese Bedingung in solchen Spektralbereichen hinreichend gut erfüllt, in denen die atmosphärische Transmission τ möglichst groß ist. Hieraus folgt, dass insbesondere die Wellenlängenbereiche der atmosphärischen Fenster zwischen $3,0 \mu m$ und $4,0 \mu m$ sowie zwischen $8,0 \mu m$ und $13,0 \mu m$ zur Fernerkundung geeignet sind (vgl. Kapitel 2.2). In den letzten Jahren sind einige Methoden entwickelt worden, mit welchen der atmosphärische Einfluss korrigiert werden kann. Eine detaillierte Beschreibung der wichtigsten Korrekturverfahren findet sich in Dash et al., (2003).

2.3.1 Split-Window Verfahren

Die Split-Window Methode korrigiert den atmosphärischen Einfluss auf die von der Erdoberfläche emittierte Strahlung durch Vergleiche der Wasserdampfabsorption benachbarter IR Banden innerhalb des atmosphärischen Fensters (Wan and Dozier, 1996). Die Oberflächentemperatur ergibt sich als Linearkombination der Strahlungstemperatur von mindestens zwei Kanälen. Mehrere sonnensynchrone polare Satelliten wie z.B. der National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA) und der European Remote Sensing (ERS) polare Orbiter, sowie einige geostationäre Satellitensysteme wie Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) oder MSG verfügen über derartige Kanäle.

Unter der Annahme, dass die Strahlung ausschließlich von der Erdoberfläche und der Atmosphäre emittiert wird, lässt sich die Strahlungsübertragungsgleichung für den Frequenzbereich des mittleren Infrarot nach McMillin (1975) wie folgt formulieren:

$$L(\lambda) = B(\lambda, T_{B\lambda}) = \tau(\lambda)B(\lambda, T_s) + B(\lambda, T_A)[1 - \tau(\lambda)] \quad (2.8)$$

mit,

$$B(\lambda, T_A) = \frac{1}{1 - \tau(\lambda)} \int_0^l B(\lambda, T) d\tau \quad (2.9)$$

und T_A der mittleren Temperatur der Atmosphäre. Für die MSG-Kanäle 10 und 11 ergibt sich aus Gleichung 2.8:

$$L(10) = B(10, \lambda) = \tau_0(10)B(10, T_s) + B(10, T_A)[1 - \tau_0(10)] \quad (2.10)$$

$$L(11) = B(11, \lambda) = \tau_0(11)B(11, T_s) + B(11, T_A)[1 - \tau_0(11)] \quad (2.11)$$

Nach Kidder und von der Haar (1995) wurde für die beiden Kanäle angenommen, dass:

- die Beitragsfunktionen ähnlich sind und somit die mittlere Atmosphärentemperatur äquivalent ist; und
- die Unterschiede der Transmission aus den unterschiedlichen Absorptionskoeffizienten resultieren und hauptsächlich durch Wasserdampf und nicht durch Emissivitätsunterschiede herrühren.

Unter Verwendung der Planck Funktion (Gleichung 2.3) in Gleichung 2.10 und 2.11 ergibt sich die Basisgleichung des Split-Window Korrekturverfahrens:

$$T_s = T_{10} + a(T_{10}) - T_{11} + b \quad (2.12)$$

Voraussetzung für diese Korrekturmethode ist neben der unterschiedlichen Wasserdampfabsorption der beiden Kanäle die exakte Wahl der Koeffizienten a und b sowie des spektralen Emissionsvermögens der Oberfläche. Letztere Bedingung ist für Wasseroberflächen hinreichend genau erfüllt, weshalb das Split-Window Verfahren bei der Bestimmung von Meeresoberflächentemperaturen eine häufige Verwendung findet.

Demgegenüber zeigt die Split-Window-Methode bei der Bestimmung von Landoberflächentemperaturen auf globaler Ebene einige Defizite. Die empirischen bzw. semi-empirischen Beziehungen des Verfahrens weisen für starke Variationen des Emissionsvermögens und des Wasserdampfes beträchtliche Fehler auf. Françoise und Ottlé (1996) bestimmten mit Hilfe des 4A Strahlungsübertragungsmodells (Scott und Chédin, 1981) die Strahlungsübertragung für 1761 TIGR Radiosondenmessungen und zeigten, dass die Annahme

einer konstanten Atmosphärentemperatur T_A in beiden Kanälen nicht hinreichend genau erfüllt ist. Daraus resultiert, dass die klassische lineare Split-Window-Theorie für großskalige Bestimmung der Landoberflächentemperatur Ungenauigkeiten aufweist und eine quadratische Formulierung, welche die Einflüsse des Emissionsvermögens und des atmosphärischen Wasserdampfes berücksichtigt, bessere Ergebnisse liefert.

Für die Bestimmung der Parameter wurden in den vergangenen 30 Jahren unterschiedliche Ansätze verwendet. Die Split-Window Verfahren von Price (1984) und Becker und Li (1990) berücksichtigen ausschließlich Variationen des Emissionsvermögens. Für die konstanten Koeffizienten zur Korrektur der atmosphärischen Einflüsse besteht nur eine lokale Gültigkeit. Detailliertere Verfahren von Sobrino (1996) und Becker und Li (1995) enthalten dagegen auch eine Atmosphärenabhängigkeit der Koeffizienten. Um das Split-Window-Verfahren auf große Flächen auszuweiten, bedarf es neben der Verwendung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes auch die Berücksichtigung der Blickwinkelabhängigkeit. Die verallgemeinerte blickwinkelabhängige Split-Window Methode nach Wan und Dozier (1996) basiert auf der Separation von Wasserdampf, bodennaher Grenzschichttemperatur und Landoberflächentemperatur in frei wählbaren Teilbereichen. Unter Berücksichtigung des Blickwinkels und der Atmosphäreigenschaften resultieren die Koeffizienten aus vordefinierten Wertetabellen. Hierbei dienen Atmosphäreninformationen ausschließlich der Bestimmung der Teilbereiche zur Wahl des optimalen Koeffizienten.

2.3.2 Strahlungsübertragungsrechnung für einen IR-Kanal

Das Strahlungsübertragungsmodell MODTRAN-3 (Moderate Resolution Transmittance-3) berechnet den Strahlungstransport im sichtbaren und infraroten Spektralbereich sowie im Mikrowellenbereich. Dies erfolgt unter Berücksichtigung der Transmission, Emission und Reflexion der Strahlung für die Erdatmosphäre und der Erdoberfläche auf beliebigen Wegen für den Spektralbereich von 0 cm^{-1} bis 22600 cm^{-1} mit einer spektralen Auflösung von 1 cm^{-1} (Mikrowellen- und IR-Bereich) und im Spektralbereich von 14200 cm^{-1} bis 50000 cm^{-1} mit einer spektralen Auflösung von 5 cm^{-1} (sichtbarer und ultravioletter Bereich).

MODTRAN-3 enthält sechs vordefinierte Modellatmosphären: Tropical Atmosphere, Midlatitude Summer, Midlatitude Winter, Subarctic Summer, Subarctic Winter und 1976 US Standard. Jede ist durch Mittelwerte von Temperatur, Wasserdampfgehalt, Gasen und Spurengasen als Funktion der Höhe definiert und erlaubt eine Vielzahl von klimatologischen Simulationen. MODTRAN-3 enthält darüber hinaus zahlreiche Aerosolmodelle. Die höhenabhängigen optischen Eigenschaften der Aerosole werden durch die Wahl der vier folgenden Höhenschichten berücksichtigt: Untere und obere Troposphäre sowie untere und obere Stratosphäre. Zur Berücksichtigung der Variabilität der Aerosole in der unteren Grenzschicht werden zehn Aerosolmodelle angeboten. Die Wichtigsten, das kontinentale, maritime, wüstenartige und städtische Aerosolmodell, unterscheiden sich in der Zusammensetzung der Partikel hinsichtlich ihrer Quellen und der Partikelgrößenverteilung. Ferner enthält MODTRAN-3 zahlreiche Wolken- und Regenmodelle, die je nach Witterungsfall angewählt werden können.

MODTRAN-3 rechnet bis zu einer maximalen Atmosphärenhöhe von 100 km. In den

darüberliegenden Schichten ist der atmosphärische Einfluss auf die Strahlung vernachlässigbar gering. Den größten Beitrag zur Gesamtabsorption der Atmosphäre liefern die Luftmassen der Troposphäre. Am Beispiel der Standardatmosphäre Midlatitude Summer untersuchten Hochsprung et al. (1997) die Bedeutung der unteren Atmosphärenschichten auf die Absorption im Wellenlängenbereich von $0,45 \mu m$ bis $12,5 \mu m$. Demzufolge sind im Durchschnitt die unteren 1000 m zu 58 %, die unteren 2000 m zu 83 % und die unteren 3000 m zu 92 % an der Gesamtabsorption der Atmosphäre beteiligt. Bereits in einer Höhe von 8 km sind 99,5 % der von der gesamten Atmosphäre absorbierten Strahlung absorbiert.

Ist die vertikale Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung der durchstrahlten Atmosphäre bekannt, kann durch die Wahl eines passenden Spurengas-, Aerosol-, Wolken- und Regenmodells der Strahlungstransport simuliert werden. MODTRAN-3 ermöglicht die Berechnung der am Sensor unter einem bekannten Winkel eintreffenden Strahldichte eines beliebigen infraroten Wellenlängenintervalls für eine in ihrem Emissionsverhalten, ihrer Temperatur und ihrer Höhe definierten Oberfläche. Über die für die einzelnen Kanäle geltenden Filterfunktionen werden die berechneten Strahldichten in äquivalente Schwarzkörpertemperaturen umgerechnet. Die Differenz aus der berechneten Schwarzkörpertemperatur T_{sat} und der vorgegebenen Oberflächentemperatur T_{sfc} liefert die Atmosphärenkorrektur T_{cor} mit einer Genauigkeit von 0,7 K über Meer und bei bekanntem Emissionsvermögen auch über Land (Chinnaswamy, 1999).

Bei jedem Durchlauf müssen jedoch mehrere Milliarden von Rechenvorgängen ausgeführt werden, wodurch die Anwendung dieses Verfahrens auf kleinere Datenmengen beschränkt ist. Für eine Bearbeitung größerer Datenmengen, wie z.B. METEOSAT-Daten einer Zeitreihe von mehreren Monaten oder gar Jahren mit 30-minütiger Auflösung, ist dieses Verfahren somit nicht geeignet.

Für die Analyse mehrjähriger METEOSAT-Zeitreihen muss daher nach einem Atmosphärenkorrekturverfahren Ausschau gehalten werden, mit welchem T_{cor} mit einer ähnlichen Genauigkeit wesentlich schneller als mit MODTRAN-3 bestimmt werden kann. Eine Lösung ist die Anwendung neuronaler Netze, deren Einsatz und Genauigkeit im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden (vergl. Kapitel 5).

2.4 Die Daten: Wahl der Bildausschnitte und Vorverarbeitung

Die METEOSAT-7 Satellitenbilder sind das Ergebnis einer digitalen Datenaufzeichnung, bei der die vom Sensor erfasste elektromagnetischen Strahldichten in elektrische Signale umgewandelt werden, was eine digitale Speicherung und Weiterverarbeitung ermöglicht. Im Rahmen dieser Weiterverarbeitung (Navigation, Kalibrierung, Bildverarbeitung) lassen sich Bilder erzeugen, die einen Teil der Erdoberfläche unter einem bestimmten Aspekt, wie beispielsweise Albedo oder Temperatur, zeigen.

2.4.1 Die Aufbereitung der Daten

Den ersten Schritt der Verarbeitungskette stellt der Datenempfang und die Verteilung der Radiometerdaten an die Nutzer durch die Bodenstation dar. Im Falle von METEOSAT empfängt EUMETSAT halbstündlich Radiometermessungen der Erdoberfläche im Blickfeld des Satelliten. Da der tatsächliche Standort des Satelliten von seinem ideal angenommenen abweicht, ergibt sich eine Verzerrung. Ändert sich der Blickwinkel des Satelliten, hat dies ein Verschieben der einzelnen Bildzeilen gegeneinander zur Folge. EUMETSAT rektifiziert die empfangenen Daten, indem sie die Werte einem Fixpunkt zuordnet, wie es ein sich ideal verhaltender geostationärer Satellit beobachten würde.

Unter Verwendung der aktuellen EUMETSAT-Kalibrierkoeffizienten werden hierbei die in 8 Bit digitalisierten METEOSAT-7 IR-Zählraten in äquivalente 16 Bit Schwarzkörpertemperaturen umgewandelt, welche auch als Strahlungstemperaturen bezeichnet werden. Die Weiterverarbeitung dieser Strahlungstemperaturen erfolgt in Einheiten von 0,01 K im Temperaturintervall zwischen $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $60\text{ }^{\circ}\text{C}$. Damit liegt die Genauigkeit der Strahlungstemperaturen unterhalb der Digitalisierungsstufe von 0,5 K des MVIRI-Sensors.

Auf eine Kalibrierung der Daten des sichtbaren Kanals wird verzichtet, da diese ausschließlich für die Erstellung der Wolkenmaske dienen. Da für die Wolkenerkennung nicht die absoluten Werte, sondern ein möglichst großer Messbereich entscheidend ist, erfolgt die weitere Verarbeitung der VIS-Daten auf der Basis der 8 Bit METEOSAT-7 VIS-Zählraten.

Um alle METEOSAT Messungen gleichermaßen weiterverarbeiten zu können, erfolgt die Umprojektion der Aufnahmen in eine einheitliche kartographischen Darstellung. Die am häufigsten verwendete Projektion beruht auf einer rechtwinkligen Darstellung der Längen- und Breitengrade mit einer gleichförmigen Unterteilung, die im folgenden als XY-Projektion bezeichnet wird. Um die Information aller Bildpunkte zu erhalten, wird bei der Unterteilung des Längen- und Breitengitters ein Abstand gewählt, der unter der Größe der minimalen Bildpunktlänge liegt. Infolge der minimalen METEOSAT-IR-Bildpunktgröße von ca. 5,5 km am Subsattellitenpunkt müssen die Gitterabstände der XY-Projektion



Abbildung 2.7: METEOSAT-7 XY-Projektion des Europa Ausschnitts. VIS-Satellitenbild vom 01.08.1999, 12:00UTC.

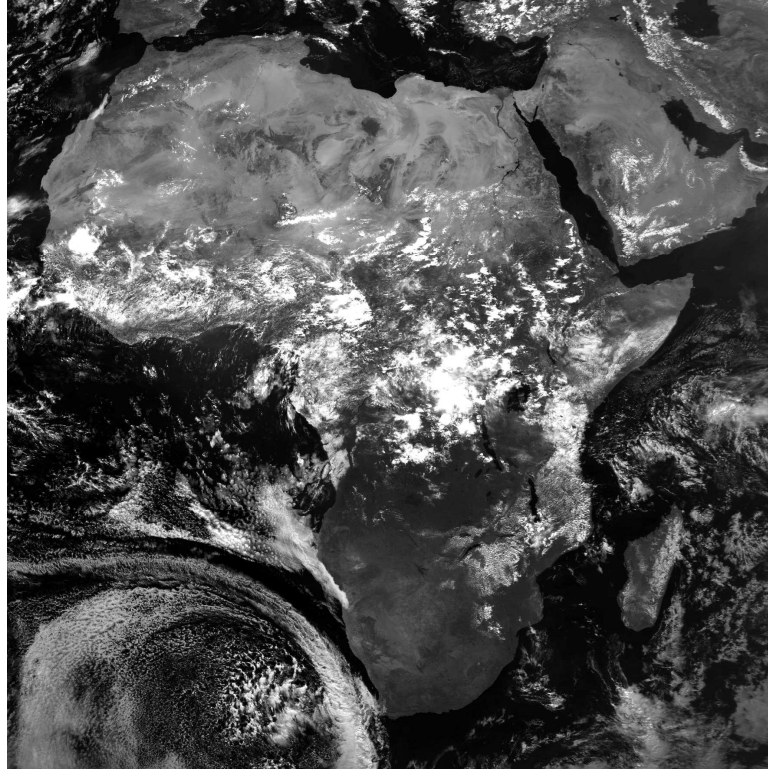


Abbildung 2.8: *METEOSAT-7 XY-Projektion des Afrika Ausschnitts. VIS-Satellitenbild vom 01.08.1999, 12:00UTC.*

geringer sein, damit alle METEOSAT-IR-Bildpunktwerte erhalten bleiben. Eine Gitterabstandsweite von ca. 5 km hat allerdings Auswirkungen auf METEOSAT-Bildpunkte mit größerer Entfernung zum Subsatellitenpunkt. Aufgrund der kleinen Gitterabstände werden viele benachbarte Gitterpunkte am Rand des Untersuchungsgebietes mit gleichen METEOSAT-Werten belegt, da diese eine wesentlich größere Ausdehnung in Relation zum Gitterabstand haben. In der Darstellung der XY-Projektion erscheinen z.B. Bildpunkte nördlicher Breiten gegenüber Bildpunkten am Subsatellitenpunkt als große Rechtecke. Die Aufbereitung (Kalibrierung, Reprojektion, Ausschneiden) der Satellitendaten erfolgt mit Hilfe der kommerziellen Software 2met der Firma VCS.

Zur Bestimmung der Landoberflächentemperatur stand im Rahmen dieser Arbeit die METEOSAT-7 Messreihe der Jahre 1999 bis 2005 zur Verfügung. Aus der von METEOSAT aufgenommen Erdscheibe wurden zur weiteren Bearbeitung zwei Teilbereiche ausgewählt.

Der "Europa-Ausschnitt" beinhaltet die subpolaren Regionen Skandinaviens, die mittleren Breiten sowie die Mittelmeerregion (Abbildung 2.7). Er erstreckt sich in Nord-Südrichtung von Nordafrika ($19,92^\circ$) bis zum nördlichen Rand der Ostsee ($70,71^\circ$). In Ost-Westrichtung wird der Beobachtungsbereich von Island im Westen ($-40,47^\circ$) bzw. dem Ural im Osten ($59,80^\circ$) begrenzt.

Der "Afrika Ausschnitt" umfasst die tropischen, subtropischen und ariden Gebiete Afrikas (Abbildung 2.8). Seine Ausdehnung erstreckt sich vom Kap der Guten Hoffnung im Süden ($-39,86^\circ$) bis zur Nordküste Afrikas ($40,35^\circ$). Den östlichen Rand bildet die Arabische

Halbinsel ($59, 81^\circ$) und im Westen erstreckt sich der Ausschnitt bis zur Westküste Afrikas ($-20, 42^\circ$).

Kapitel 3

Wolkenerkennung

Grundgedanke aller satellitengestützten Wolkenerkennungsverfahren ist die Trennung und Nutzung der Information aus unterschiedlich gemessenen Strahldichten für bewölkte und unbewölkte Teilszenen. Dabei werden Bildpunkte als bewölkt klassifiziert, die entweder ganz oder teilweise mit Wolken bedeckt sind.

Im solaren Spektralbereich zeichnen sich Wolken durch einen hohen Reflexionsgrad infolge von Brechung und Rückstreuung an Wassertröpfchen und Eiskristallen aus. Wolken unterscheiden sich im Sichtbaren somit deutlich von bewachsenen Land- und Meeresoberflächen. Schwierig ist hingegen die Wolkenerkennung über Sand, Schnee und Eis, da diese Oberflächen ähnliche Reflexionseigenschaften wie Wolken aufweisen.

Im Infraroten absorbieren und emittieren Wolken nahezu wie ein Schwarzkörper. Aus diesem Grund kann die vom Boden emittierte Strahlung schon Wolken mit geringer Dicke nicht mehr durchdringen. Da im bewölkten Fall die vom Sensor gemessene Strahlung aus dem Bereich der Wolkenoberfläche stammt, kann dies häufig infolge der niedrigeren Strahlungstemperatur erkannt werden. Schwierigkeiten ergeben sich bei der Differenzierung zwischen Erdoberfläche und niedrigen Wolken sowie Wolken über Schnee- und Eisflächen, die sich durch ihre Temperatur nur gering unterscheiden.

Für die Untersuchung von Landoberflächentemperaturen mit Hilfe satellitenbasierter passiver Fernerkundungsverfahren im Infraroten ist die Wolkenerkennung ein elementarer Bestandteil, denn im Mittel ist zu jedem Zeitpunkt mehr als 50% der Erde bewölkt. In einigen Regionen wie z.B. in den Tropen oder über Gebirgen ist der Bedeckungsgrad noch höher.

Zur Erkennung der von Wolken beeinflussten Albedo und Temperaturwerte wurden vielfältige Verfahren entwickelt (Goodman und Handerson-Stellers (1988); Rossow et al. (1985)). Die elementarsten Wolkenerkennungsverfahren arbeiten auf der Basis einzelner Schwellenwerte zur Trennung der gemessenen Strahldichten eines Kanals in bewölkte und unbewölkte Bildelemente. Dabei wird jedes Bildelement mit einem zuvor festgelegten Schwellenwert verglichen und entweder der Klasse der bewölkten oder der unbewölkten Bildpunkte zugeordnet. Schwellenwertalgorithmen lassen sich sowohl im sichtbaren als auch im infraroten Spektralbereich anwenden.

Zur Verbesserung der Wolkenerkennung bietet sich die Kombination der unterschiedlichen Informationen aller verfügbaren Kanäle eines Satelliten an. Der Versuch, Wolken in Satellitenbilder zu erkennen, wird maßgeblich durch den spektralen Informationsgehalt eines

Bildelementes begrenzt. Werden Informationen mehrerer Spektralbereiche miteinander kombiniert, so lassen sich detaillierte Aussagen über die Eigenschaften der beobachteten Oberfläche treffen. Darüber hinaus bieten die zeitlich hochauflösenden Datensätze geostationärer Satelliten die Möglichkeit die Entwicklung von Wolken mit Hilfe von Strukturanalyseverfahren zu betrachten.

3.1 Wolkenerkennungsverfahren für METEOSAT

Verfahren zur Wolkenerkennung in METEOSAT-Aufnahmen können verglichen mit der äußerst robusten APOLLO-Methode (AVHRR Processing Over Land cLOUD and Ocean) für AVHRR-Messungen (Sounders and Kriebel, 1988) nur auf ein geringes Maß an spektraler Auflösung zurückgreifen. Anstelle der fünf Kanäle des AVHRR-Radiometers verfügt das MVIRI-Radiometer von METEOSAT nur über drei Kanäle.

Da eine METEOSAT-Digitalisierungsstufe ungefähr 0,5 K entspricht und ein METEOSAT Messwert die Strahldichte einer Fläche repräsentiert, die um mehr als das Zwanzigfache größer ist als ein AVHRR-Bildpunkt, musste im Rahmen dieser Arbeit ein anderes Wolkenerkennungsverfahren entwickelt werden.

Statische allgemeingültige Schwellenwerte lassen sich für die Untersuchung von Strahldichtewerten, bedingt durch die räumliche Inhomogenitäten der Oberflächenbeschaffenheit sowie der geographisch und saisonal bedingter Temperaturunterschiede im Untersuchungsgebiet, nicht weiträumig anwenden. Darüber hinaus führt die tägliche Variabilität der reflektierten und emittierten Strahlung dazu, dass neben der räumlichen Dynamik auch eine tageszeitliche Dynamik des Schwellenwertes gewährleistet sein muss.

Deshalb wird ein monatlicher dynamischer Schwellenwert auf Pixelebene für alle 48 METEOSAT-Übertragungszeiten im IR-Kanal bzw. für 32 Termine im VIS-Kanal bestimmt.

Mittels Vergleichen der einzelnen METEOSAT-Aufnahme mit der dazugehörigen dynamischen Schwellenwertschablone werden diejenigen Bildpunkte als bewölkt klassifiziert, die entweder den IR- und oder den VIS-Schwellenwert unterschreiten.

Während des Tages stehen sowohl die Spektralinformationen der an der Erdoberfläche reflektierten solaren Strahlung des VIS-Kanals, als auch die von der Erdoberfläche emittierte Strahlung des IR-Kanals zur Verfügung. Dies ermöglicht für den Zeitraum von 5:00UTC bis 21:00UTC eine multispektrale Wolkenerkennung. Infolge fehlender solarer

Monat		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
IR	Schwellenwert (°C)	-20	-15	-10	-5	0	0	0	0	-5	-10	-15	-20
VIS	Schwellenwert (Counts)	100	100	100	100	100	120	160	160	120	100	100	100

Tabelle 3.1: *Monatliche statische Schwellenwerte des Cross Cloud Check im IR- und VIS-Kanal.*

Einstrahlung steht während der Nachtstunden zwischen 21:00UTC und 5:00UTC nur die Information des IR-Kanals zur Verfügung.

Der erste Schritt der Wolkenerkennung besteht in einem groben Schwellenwerttest (Gross Cloud Check), dessen monatsabhängige Schwellenwerte für den IR- und den VIS-Kanal empirisch ermittelt wurden (vergl. Tabelle 3.1). Hierbei werden diejenigen Wolken erkannt, die sich in ihrer Temperatur im IR-Kanal bzw. ihrer Rückstreuung im VIS-Kanal stark von den unbewölkten Bildelementen unterscheiden (Abbildung 3.1 grüne Linie). Anhand einer IR-Messreihe (August 2000, 14:00UTC) eines Pixels in der Po-Ebene ist ersichtlich, dass die Messungen unterhalb $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ durch den Gross Cloud Check als bewölkte Bildpunkte maskiert werden.

Der zweite Test, basierend auf monatlichen dynamischen Schwellenwerten, dient der Erkennung wolkenbedeckter Bildelemente, die mit Hilfe des groben statischen Schwellenwerttests nicht erkannt wurden. Hierzu gehören Wolken, die sich mit ihrer Temperatur und oder ihrer Rückstreuung nur geringfügig von der unbewölkten Landoberfläche unterscheiden, wie z.B. semitransparente dünne Zirrusbewölkung oder Bildpunkte, die nur partiell bewölkt sind.

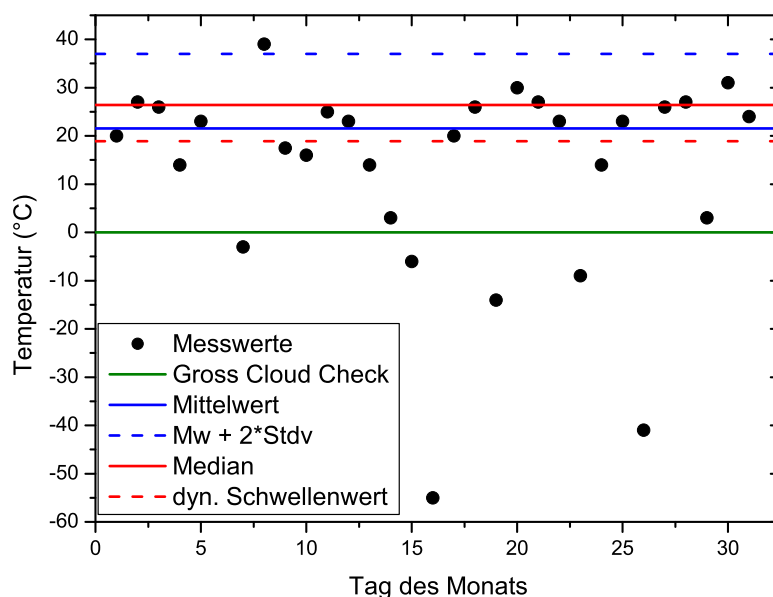


Abbildung 3.1: 14:00UTC METEOSAT-7 IR-Messungen eines Pixels in der Po Ebene, August 2000 (schwarze Punkte). Die grüne Linie repräsentiert den statischen Schwellenwert des Cross Cloud Check. Der Mittelwert der verbleibenden Messungen ist durch die blaue Linie gekennzeichnet bzw. Mittelwert + 2Stdv (blau gestrichelte Linie). Innerhalb dieses Bereiches ist der Median durch die rote Linie angegeben. Der dynamische Schwellenwert, unterhalb dessen die Bildpunkte als bewölkt klassifiziert werden, ergibt sich aus dem Median - 7,5 K (rot gestrichelte Linie).

Zunächst werden die im ersten Test als unbewölkt klassifizierten Messungen eines Bildpunktes sowohl für den IR-Kanal, als auch für den VIS-Kanal für jeden halbstündlichen METEOSAT Zeitpunkt monatsweise gemittelt (Abbildung 3.1 blaue Linie) und die Standardabweichung der Messwerte berechnet.

Abbildung 3.2 zeigt die Mittelwerte der im statischen Schwellentest als unbewölkt klassifizierten Bildpunkte im VIS-Kanal für August 2000 zum Zeitpunkt 14:00UTC. In den wolkenarmen Regionen des Mittelmeerraumes und über Nordafrika liefert dieser Test gute Ergebnisse. Der Mittelwert wird von den bewölkten Messungen nicht beeinflusst und die Strukturen der Landoberfläche sind deutlich zu erkennen. Die wolkenreicheren Regionen der mittleren Breiten weisen dagegen großflächiges Rauschen auf, was auf eine anhaltende Wolkenkontamination zurückzuführen ist. An der Nordküste der Iberischen Halbinsel ist die Wolkenkontamination aufgrund der topographischen Gegebenheiten und der vorwiegenden Anströmung aus nordwestlicher Richtung besonders stark ausgeprägt. Das erzwungene Aufsteigen der feuchten Atlantikluft an der gebirgigen Küste führt hier zur häufigen Bildung von Staubewölkung.

Im Folgenden wird aus den verbleibenden Messwerten, die innerhalb der Grenzen IR_{Mittel} und $(IR_{Mittel} + 2 * IR_{Stdv})$ im infraroten Kanal (Abbildung 3.1 blaue Linien) bzw. $(VIS_{Mittel} - 2 * VIS_{Stdv})$ und VIS_{Mittel} im sichtbaren Kanal liegen, der Median bestimmt (Abbildung 3.1 rote Linie).



Abbildung 3.2: Mittelwert der 14:00UTC METEOSAT-7 VIS Messungen, August 2000, die im statischen Schwellentest als unbewölkt klassifiziert wurden.

Abbildung 3.3 zeigt den Tagesgang der dynamischen METEOSAT-7 IR-Schwellenwerte des Monats März der Jahre 1999 bis 2004 für ein Pixel auf der Schwäbischen Alb. Mit Ausnahme des Jahres 2001 weisen die dynamischen IR-Schwellenwert einen ausgeprägten Tagesgang auf, welcher durch einen starken Anstieg in den Vormittagsstunden, einem rapiden Abfall in den Nachmittagsstunden und einem sanften Abklingen in den Nachtstunden charakterisiert ist. Die Glattheit der einzelnen Kurven ist ein Indiz dafür, dass der dynamische Schwellenwert aus unbewölkten Bildpunkten generiert wurde. Im Gegensatz dazu weist der Verlauf der März IR-Schwellenwert des Jahres 2001 starke Unregelmäßigkeiten auf (grüne Kurve). Diese erklären sich durch einen anhaltend hohen Bedeckungsgrad über Süddeutschland während des gesamten Monats.

Darüber hinaus besitzen die dynamischen Monats-IR-Schwellenwerte eine ausgeprägte interannuale Variation. Diese jährlichen Unterschiede sind dabei nicht regelmässig über den Tagesgang des dynamischen Schwellenwertes verteilt. Während der Tagesgang des Monats-IR-Schwellenwertes März des Jahres 1999 (schwarze Kurve) in den Nachtstunden die höchsten IR-Schwellenwerte aufweist, liegen die IR-Schellenwerte zum Zeitpunkt des Tagesmaximums (13:00UTC) mit $15,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ um etwa 5 K unterhalb der maximalen März-IR-Schwellenwerte der Jahre 2003 und 2004. Die großen jährlichen Unterschiede machen deutlich, dass für jedes Jahr eigene Monats-IR-Schwellenwerte neu generiert werden müssen.

Unter Verwendung des Medianwertes ist eine deutliche Verbesserung der Wolkenmaskenschablone zu erkennen (Abbildung 3.4). Typische topographische Strukturen der middle-

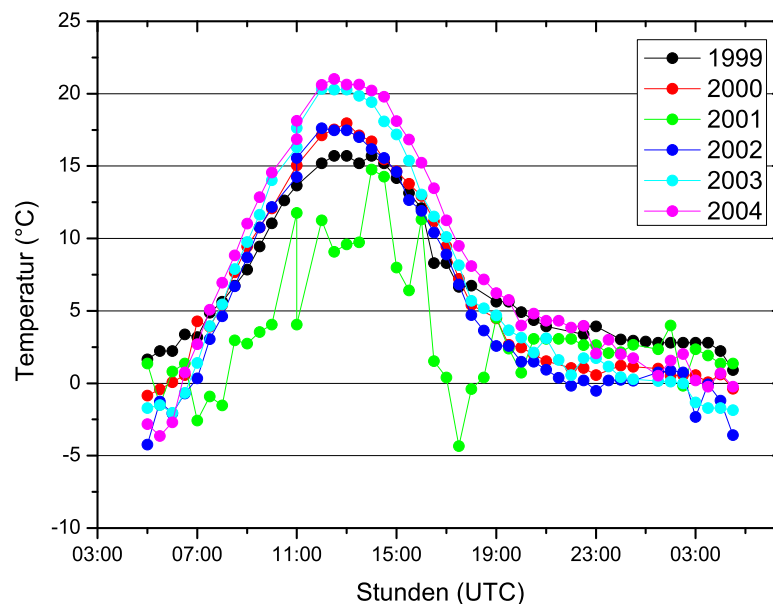


Abbildung 3.3: *Dynamische METEOSAT-7 IR-Schwellenwerte zur Wolkenerkennung für ein Pixel auf der Schwäbischen Alb. Dargestellt sind die Tagesgänge der IR-Schwellenwerte des Monats März der Jahre 1999 bis 2004.*



Abbildung 3.4: Medianwert der 14:00UTC METEOSAT-7 VIS Messungen, August 2000, die innerhalb der Grenzen IR_{Mittel} und $(IR_{Mittel} + 2 * IR_{Stdv})$ liegen.

ren Breiten, wie z.B. der Schwarzwald und die Schwäbische Alb, die in Abbildung 3.2 noch durch einen Wolkenschleier verdeckt waren, sind deutlich sichtbar. Lediglich im Norden Großbritanniens und über Irland sind noch vereinzelt kleinere Bereiche mit Wolken zu erkennen, die auf die außerordentlich hohe Zahl an Bewölkungstagen in dieser Region zurückzuführen ist.

Im finalen Schritt des Wolkenerkennungsalgorithmus werden die einzelnen METEOSAT-Messungen mit den jeweiligen dynamischen Schwellenwertschablonen verglichen. Unterschreitet ein IR-Messwert den dynamischen IR-Schwellenwert um den empirisch ermittelten Wert von 7,5 K (Abbildung 3.1 rot gestrichelte Linie) bzw. übersteigt ein VIS-Messwert den dynamischen VIS-Schwellenwert um das Eineinhalbfache wird dieser Bildpunkt als bewölkt klassifiziert. Abhängig von der Art der Schwellenwerterkennung werden die bewölkten Bildpunkte in drei Klassen unterteilt: Wolken, die ausschließlich anhand des VIS-Schwellenwertes bzw. anhand des IR-Schwellenwertes erkannt werden, sowie Wolken, die von beiden Schwellenwerten detektiert werden.

3.1.1 Ergebnisse des Verfahrens

Abbildung 3.5 zeigt das VIS-Satellitenbild vom 22.08.2000 (14:00UTC). Gut zu erkennen ist die kommaförmige Wolkenstruktur eines ausgeprägten Tiefdruckgebiets südwestlich von Großbritannien. Zudem weisen weite Teile der Britischen Inseln und Mitteleuropas Bedeckung von Zirkus und Stratusbewölkung auf. In vereinzelt Regionen Italiens und Nordafrikas beginnt sich konvektive Bewölkung zu bilden. Abbildung 3.6 stellt das

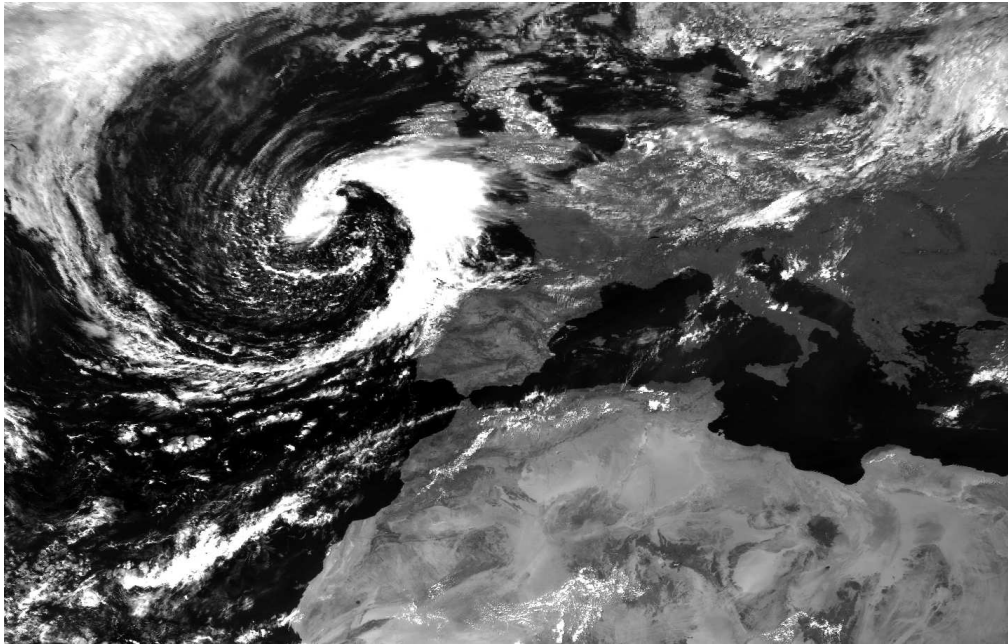


Abbildung 3.5: METEOSAT-7 VIS-Satellitenbild vom 22.08.2000, 14:00UTC.

METEOSAT-7 IR-Satellitenbild desselben Termins mit überlagerter Wolkenmaske dar. Rot maskierte Flächen wurden ausschließlich durch den dynamischen VIS-Schwellenwert als Wolken erkannt. Bildpunkte, die ausschließlich durch den IR-Schwellenwert erkannt wurden, sind blau hinterlegt. Die Klassifizierung der violett gekennzeichneten Flächen

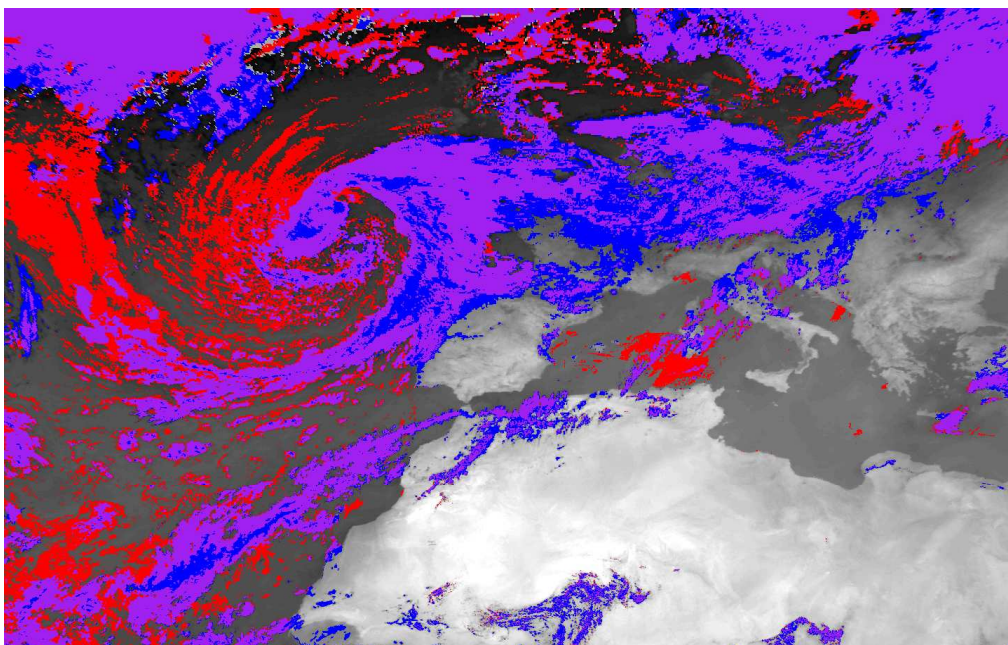


Abbildung 3.6: METEOSAT-7 IR Satellitenbild vom 22.08.2000, 14:00UTC mit überlagerter Wolkenmaske (rote Bildpunkte - durch VIS-Schwellenwert klassifizierte Wolken, blaue Bildpunkte - durch IR-Schwellenwert klassifizierte Wolken, violette Bildpunkte - durch IR- und VIS-Schwellenwert klassifizierte Wolken).

als bewölkt, erfolgte sowohl durch den dynamischen IR- als auch durch den dynamischen VIS-Schwellenwert.

Das ausgeprägte Wolkenband des Tiefdruckgebietes südwestlich von Großbritannien wurde größtenteils sowohl durch den VIS- als auch durch den IR-Schwellenwert als bewölkt klassifiziert. Über dem Atlantik, rückseitig des Tiefdruckgebietes im Bereich des Warmluftrückens, erfolgte die Klassifizierung bewölkter Bildpunkte fast ausschließlich mittels des VIS-Schwellenwertes. Dagegen beruht die Detektion bewölkter Pixel vorderseitig des Tiefdruckgebietes, im Bereich eines Kaltlufttroges über Westeuropa, hauptsächlich auf den IR-Schwellenwerten.

Die konvektive Bewölkung über Nordafrika wurde ebenfalls fast ausnahmslos über den dynamischen IR-Schwellenwert erkannt, da die hohen Reflexionen der Wolken im Sichtbaren, denen der stark reflektierenden Wüsten gleichen.

Aufgrund der fehlenden kurzwelligen Reflektion in den Nachtstunden steht für die Wolkenerkennung in diesem Zeitraum nur der Datensatz des IR-Kanals zur Verfügung. Diese reduzierte spektrale Information des METEOSAT-Datensatzes führt dazu, dass nachts die Genauigkeit der Wolkenerkennung abnimmt. Bewölkte Bildpunkte, die tagsüber ausschließlich anhand des VIS-Schwellenwertes erkannt werden, bleiben während der Nacht undetektiert. Hierzu zählen hauptsächlich tiefe und mittelhohe Wolken sowie semitransparente Zirusbewölkung, deren Temperatur nur eine geringfügige Abweichungen von der Landoberflächentemperatur aufweist.

Abbildung 3.7 zeigt das IR-Satellitenbild vom 22.08.2000 (23:00UTC) mit überlagerter Wolkenmaske. Die blau maskierten Bildpunkte wurden anhand des IR Schwellenwertes

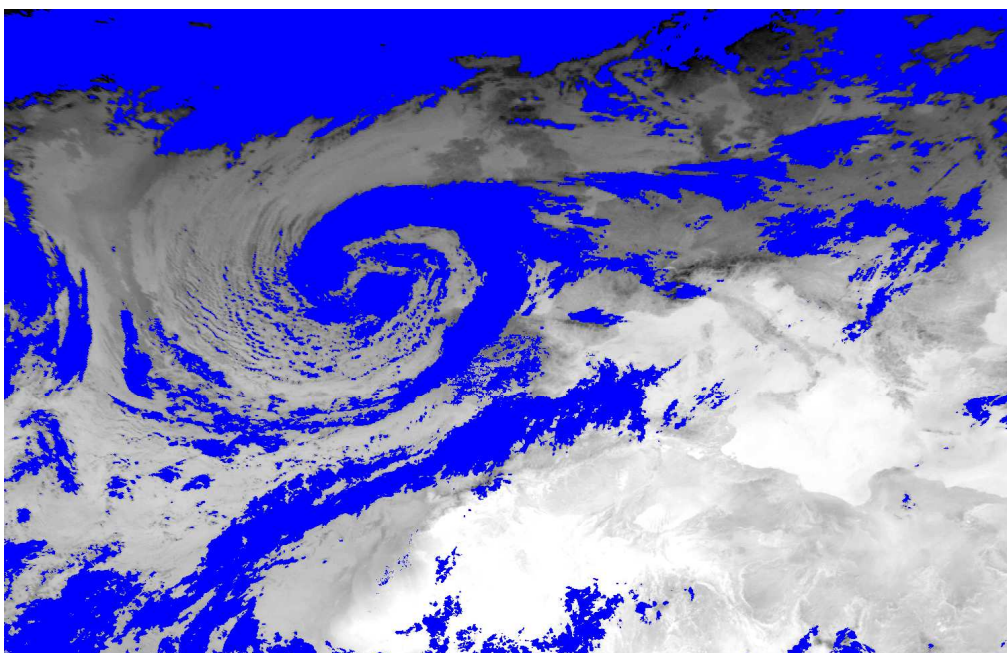


Abbildung 3.7: *METEOSAT-7 IR Satellitenbild vom 22.08.2000, 23:00UTC mit überlagerter Wolkenmaske (blaue Bildpunkte - durch IR-Schwellenwert klassifizierte Wolken).*

als bewölkt klassifiziert. Während die Wolkenerkennung über weiten Teilen von Mitteleuropa und Nordafrika gute Ergebnisse liefert, sind westlich des Tiefdruckwirbels teils größere undetektierbare Wolkenflächen erkennbar. Über dem relativ kühlen Nordatlantik sind die Temperaturunterschiede zwischen der tiefen Bewölkung und der Meeresoberfläche nicht signifikant genug, um die bewölkten Bildpunkte korrekt zu klassifizieren.

Festzuhalten ist, dass mit Hilfe des entwickelten Algorithmus während des Tages unterschiedlichste Bewölkungsarten erfolgreich erkannt werden konnten. In den Nachtstunden ist aufgrund der reduzierten spektralen Information die Erkennung tiefer und mittelhoher Wolken erschwert.

3.2 Validierung der Wolkenmaske

Eine Validierung der METEOSAT Wolkenmaske erfolgte in Zusammenarbeit mit METEO France. Im Rahmen des GEOLand Projektes wurde die METEOSAT Wolkenmaske mit Bedeckungsgradbeobachtungen und Stationsmessungen an zwei europäischen BSRN Stationen (Baseline Surface Radiation Network) in Payerne (Schweiz, 46,81°N, 6,94°W) und Carpentras (Frankreich, 44,03°N, 5,02°W) verglichen.

Abbildung 3.8 zeigt das Validierungsergebnis am Beispiel der Messung vom 16.08.2000 in Payerne, südwestlich des Lac de Neuchatel. Die oberste Zeile gibt den an der Station beobachteten Bedeckungsgrad für die synoptischen Haupt- und Nebentermine in Prozent

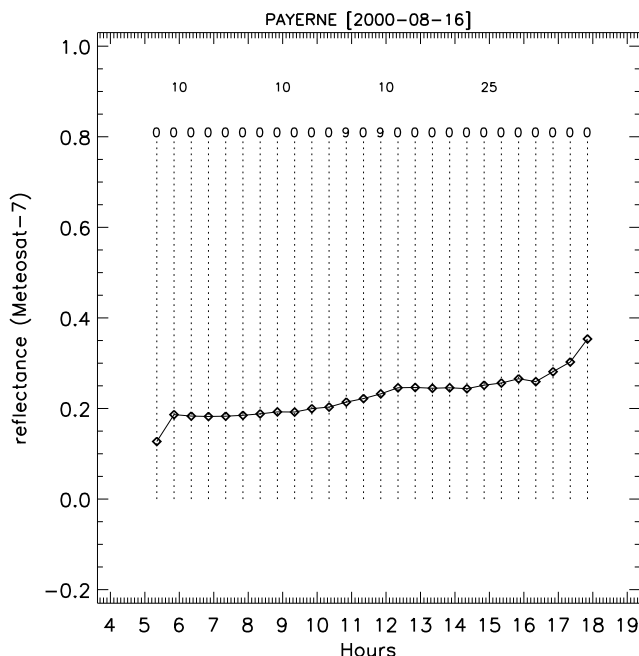


Abbildung 3.8: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 16.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

0	: Keine Bewölkung
1	: Bewölkung erkannt mit IR-Schwellenwert
2	: Bewölkung erkannt mit VIS-Schwellenwert
3	: Bewölkung erkannt mit IR- und VIS-Schwellenwert
9	: Keine Messung

Tabelle 3.2: Parameter der METEOSAT-7 Wolkenmaske.

(0: wolkenfrei bis 100: bedeckt) an. In der darunterliegenden Zeile sind die Ergebnisse der halbstündlichen METEOSAT-Wolkenmaske aufgetragen (Tabelle 3.2).

Das Diagramm zeigt die von METEOSAT-7 gemessene Reflexion der Erdoberfläche und der Atmosphäre im sichtbaren Spektralbereich, normiert auf 1. Differenzen der einzelnen Messungen zur Referenzmessung des reinen Strahlungstages sind am unteren Rand des Diagramms in Form von Balken dargestellt (siehe Abbildung 3.9).

Die Reflexionsmessungen vom 16.08.2000 veranschaulichen den Tagesverlauf eines reinen Strahlungstages. Charakteristisch hierfür sind die niedrigen Werte der Reflexion sowie geringe Variationen im Tagesverlauf. Das Ansteigen der Reflexion in den Abendstunden ist durchgehend in allen Messungen erkennbar und bedarf weiterer Untersuchungen. Bestätigt werden die Reflexionsmessungen durch den an der Station beobachteten Be-

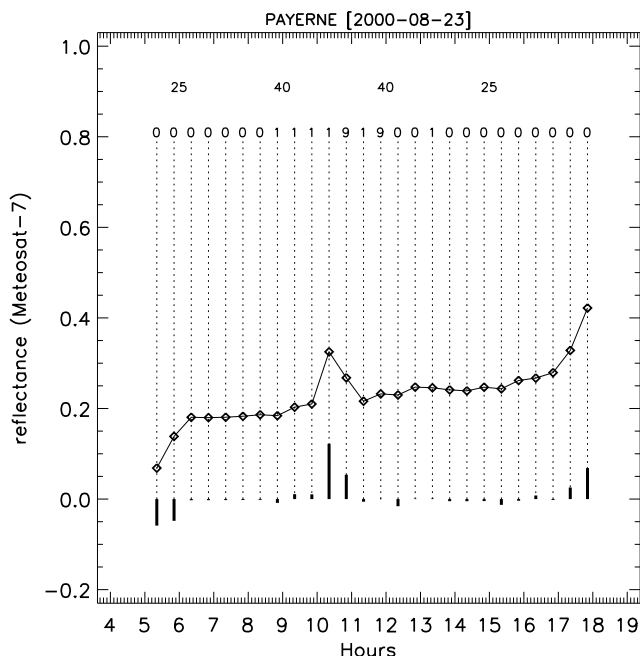


Abbildung 3.9: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 23.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

deckungsgrad, der mit Ausnahme des 15:00UTC Termins mit 10% angegeben wurde.

In guter Übereinstimmung mit den Stationsdaten wurde mit dem METEOSAT-Wolkenerkennungsverfahren während des gesamten Tages keine Wolken für den Bildpunkt Payerne detektiert.

In Abbildung 3.9 sind die Ergebnisse des 23.08.2000 aufgetragen. In weiten Teilen des Tagesverlaufes zeigt die Reflexionsmessung einen ähnlichen Verlauf wie die Referenzmessung des Strahlungstages. Die leicht erhöhten Werte zwischen 9:00UTC und 11:30UTC deuten auf partielle Bewölkung hin. Gestützt wird diese Annahme durch die Beobachtung des Bedeckungsgrades, der für den betreffenden Zeitraum mit 40% ausgewiesen wird.

Analog zu den Stationsmessungen klassifiziert der Wolkenerkennungsalgorithmus das untersuchte Pixel zwischen 8:30UTC und 11:30UTC anhand des dynamischen IR-Schwellenwertes als bewölkt.

Neben den Untersuchungen in Payerne erfolgte auch eine Validierung der Wolkenmaske mit Reflexionsmessungen im Sichtbaren und Beobachtungen des Bedeckungsgrades in Carpentras, im Rhôneetal (vgl. Abb. 3.10). In den Morgenstunden des 17.08.2000 zeigen die Reflexionsmessungen im Vergleich zu den Referenzmessungen des reinen Strahlungstages (vgl. Anhang Abbildung B.1) deutlich überhöhte Werte. Gegen 9:00UTC erfolgt ein Aufklaren, das durch die niedrigen Werte der Reflexion gekennzeichnet ist. In den Nachmit-

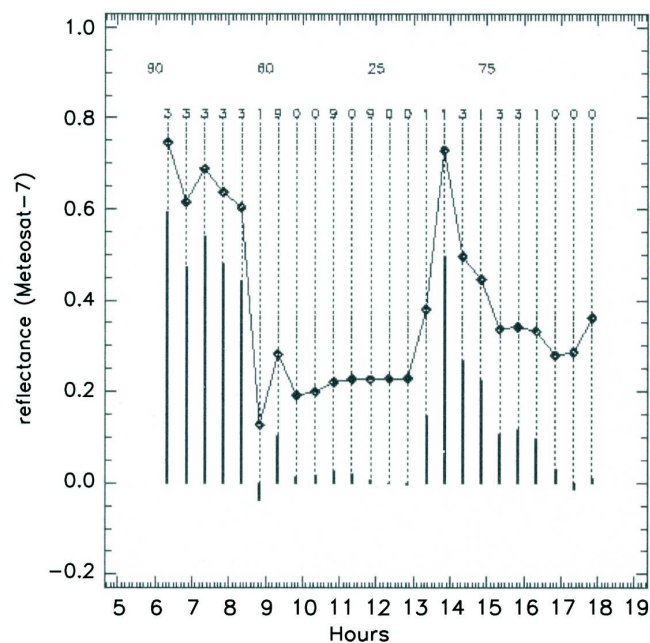


Abbildung 3.10: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 17.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

tagstunden zieht ein weiteres Wolkenband auf, dass sich gegen 17:00UTC wieder beginnt aufzulösen. In Analogie zu den Reflexionsmessungen liefern die Stationsbeobachtungen sowohl in den Morgenstunden um 6:00UTC und um 9:00UTC als auch am Nachmittag um 15:00UTC einen hohen Bedeckungsgrad. Der gemeldete Bedeckungsgrad von 25% für den 12:00UTC Termin liegt im Einklang mit den niedrigen Reflexionsmessungen.

Vergleiche der Ergebnisse des Wolkenerkennungsalgorithmus mit den Stationsdaten zeigen eine sehr gute Übereinstimmung. Die morgendliche Bewölkung während der Dämmerung wird sowohl vom IR- als auch vom VIS-Schwellenwert erkannt. Eine ebenso gute Korrelation mit den Stationsdaten weist die Klassifizierung des untersuchten Bildpunktes als bewölkt für den Zeitraum 13:30UTC bis 16:30UTC auf.

Der Tagesgang der Reflexionsmessung des 23.08.2000 ist gekennzeichnet durch weitgehende Deckungsgleichheit mit der des Strahlungstages (Abbildung 3.11). Eine Erhöhung der Messwerte gegenüber der Referenzmessung ist um 15:00UTC sowie ab 17:00UTC zu erkennen. In den Beobachtungen des Bedeckungsgrades spiegelt sich die Zunahme der Bewölkung in den Abendstunden wieder.

Durch den Algorithmus der Wolkenerkennung wird sowohl die schwache Reflexionsanomalie um 15:00UTC als auch das Aufziehen der Bewölkung in den Abendstunden gut wiedergegeben. Weitere Validierungstage der METEOSAT-Wolkenmaske mit Stationsmessungen in Payerne und Carpentras finden sich in Anhang A und B.

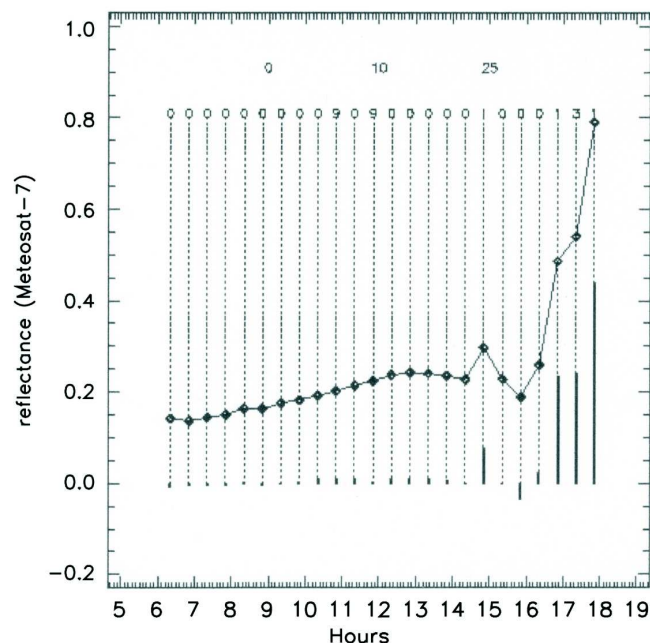


Abbildung 3.11: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 23.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

Wolkenerkennung

Die Vergleiche der METEOSAT-7 Wolkenmaske mit Stationsmessungen in Payerne und Carpentras zeigen eine gute Übereinstimmung. Im ausgewählten Validierungszeitraum detektierte der im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Wolkenerkennungsalgorithmus sowohl längerfristig komplett bewölkte Bildpunkte als auch kurzzeitig auftretende partielle Bewölkung bzw. semitransparente Zirrusbewölkung mit einem hohen Maß an Genauigkeit.

Kapitel 4

Modellierung des Temperatur-Tagesgangs

Wolkenbedeckung verhindert normalerweise die Bestimmung von Zeitserien der Landoberflächentemperatur aus IR-Satellitenmessungen über große Flächen. Sofern die Bewölkung nur von kurzzeitiger Dauer ist (kleiner 4 Stunden) und nur partiell auf der Skala eines METEOSAT Pixels auftritt, verhält sich die unterbrochene Zeitserie der wolkenfreien Messungen annähernd der eines wolkenfreien Temperatur-Tagesgangs. Für die Interpolation der fehlenden Werte und zur Beschreibung der thermischen Eigenschaften der Landoberfläche bietet sich die hohe zeitliche Auflösung der METEOSAT Daten von 30 Minuten an. Unter Verwendung der Levenberg-Marquardt Minimierungs-Methode ermöglicht das Thermal Surface Parameter Modell (TSP-Modell) den Tagesgang der Temperatur an die Zeitserie der wolkengefilterten Strahlungstemperaturen anzupassen (Goettsche et al., 2001).

4.1 Das Thermal-Surface-Parameter-Modell

Das Thermal Surface Parameter Modell (TSP-Modell) besteht aus einem harmonischen Schwingungsterm, der den Einfluss der Sonne beschreibt, und einer Exponentialfunktion, die das Abklingen der Temperatur während der Nacht wiedergibt. Mit Hilfe dieser beiden Funktionen lässt sich der Tagesgang der Strahlungstemperatur modellieren. Das Modell liefert sieben Parameter, die den Tagesgang der Temperatur charakterisieren und die dazu verwendet werden, fehlende Daten, die z.B. durch technische Probleme oder kurze Wolkenpassagen auftreten, zu interpolieren.

Die Parameter basieren auf der Modellierung aller Temperaturmesswerte eines Tages und sind somit unempfindlich gegenüber Ausreißern. Dies verbessert die Bestimmung der Minima- und Maxima-Temperatur des Tagesgangs, was für die Berechnung der thermischen Trägheit sinnvoll ist (Idso & Reginato, 1976; Price, 1977, 1989). Die Wahl des harmonischen Terms zur Beschreibung des Sonneneinflusses auf den Temperatur Tagesgang beruht auf der Lösung der thermischen Diffusionsgleichung (Carslaw & Jaeger, 1959; Lin, 1980; Price, 1989). Der Exponentialterm zur Modellierung der nächtlichen Abnahme der Temperatur wird benutzt, da er natürliche Abklingprozesse sehr gut beschreibt. Dieser semi-empirische Ansatz liefert folgende Gleichungen:

$$T_1(t) = T_0 + T_a \cos\left(\frac{\pi}{\omega}(t - t_m)\right) \quad \} t < t_s \quad (4.1)$$

$$T_2(t) = (T_0 + \delta T) + \left[T_a \cos\left(\frac{\pi}{\omega}(t - t_m) - \delta T\right) \right] e^{-\frac{(t-t_s)}{k}} \quad \} t > t_s \quad (4.2)$$

Die einzelnen TSP-Parameter werden in Tabelle 4.1 erläutert und ihre Bedeutung für die Modellierung des Temperatur-Tagesgangs sind in Abbildung 4.1 graphisch dargestellt. $T_1(t)$ bzw. $T_2(t)$ gibt die Temperatur im entsprechenden Teil des Modells wieder. Voraussetzungen des Modells sind:

- dass wolkenlose Bedingungen ohne signifikante Änderungen der Windgeschwindigkeit herrschen,
- dass nur ein Sonnenaufgang stattfindet und
- dass die Temperatur nach dem „thermischen Sonnenuntergang“, definiert durch t_s , frei abklingt.

Hierzu ist die Zeit t auf das Intervall zwischen zwei Sonnenaufgängen (48 METEOSAT slots) begrenzt. In der Praxis werden nur 44 slots (von 6:00UTC bis 4:00UTC des folgenden Tages) für die Modellierung des Tagesgangs herangezogen, um Einflüsse der vorigen Abkühlphase sowie des nächsten Sonnenaufgangs zu vermeiden. Dabei ist die Residualtemperatur T_0 ein extrapoliertes Wert, der die niedrigste Temperatur beschreibt, die außerhalb des modellierten Intervalls liegt.

Der mathematische Ansatz des nichtlinearen TSP-Modells, beschrieben durch Gleichung 4.1 und Gleichung 4.2, kann nicht explizit gelöst werden. Mit Hilfe des Levenberg-Marquardt Ansatzes (Press et al., 1990) wird das Modell an die Zeitserie der Strahlungstemperaturmessungen auf der Basis einzelner Bildpunkte angefitet. Im Idealfall wird das thermische Verhalten jedes Pixels durch den entsprechenden Satz an Parametern charakterisiert. Zur Verbesserung der Fitgenauigkeit, besonders im Fall der Residualtemperatur

Parameter	Bedeutung
T_0 ($^{\circ}C$)	Residualtemperatur (\sim Sonnenaufgang)
T_a ($^{\circ}C$)	Temperaturamplitude
ω ($hh : mm$)	Weite des Cosinus-Terms mit $\pm\pi/2$
t_m (<i>solareZeit</i>)	Zeitpunkt des Maximums
t_s (<i>solareZeit</i>)	Startpunkt der Abklingkurve
k ($hh : mm$)	Abklingkonstante
δT ($^{\circ}C$)	$T_0 - T(t \rightarrow \infty)$

Tabelle 4.1: Parameter des TSP-Modells zur Modellierung des Temperatur-Tagesgangs.

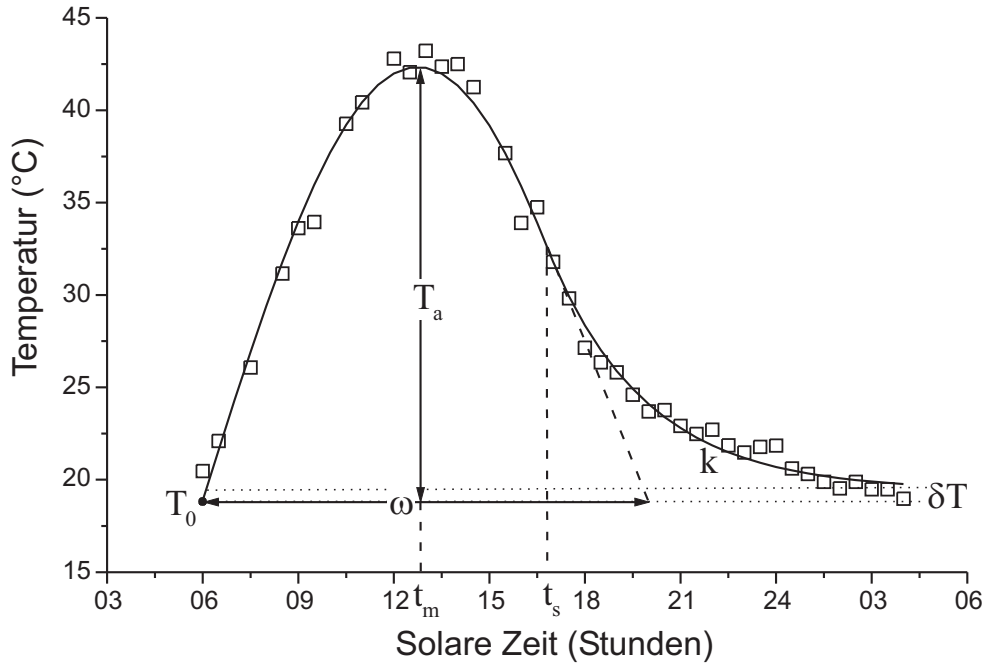


Abbildung 4.1: Median METEOSAT-Strahlungstemperatur (Rechtecke) für August 1996, Algerien. Die durchgezogene Kurve zeigt den modellierten Tagesgang anhand Gleichung 4.1 bzw. 4.2 (nach Goettsche et al., 2001).

T_0 , werden Startbedingungen benutzt, die unter Verwendung astronomischer Beziehungen berechnet werden.

Die Weite des Cosinustermes aus Gleichung 4.1 kann durch die Anzahl der Tageslichtstunden N ersetzt werden, falls ω der täglichen Strahlungsenergiedauer der Sonne entspricht. Für einen Ort mit bekannter geographischer Breite und Deklination zur Sonne berechnet sich die Zahl der Tageslichtstunden wie folgt (Duffie und Beckman, 1980):

$$N = \frac{2}{15} \cos^{-1}(-\tan\phi \tan\delta) \quad (4.3)$$

Die Deklination δ ergibt sich anhand des julianischen Tages des Jahres.

$$\delta = 23,45 \sin\left(360 \frac{284 + n}{365}\right) \quad (4.4)$$

Unter Berücksichtigung der Glattheit eines ungestörten wolkenfreien Tagesgangs der Temperatur resultiert aus der vollständigen Differenzierbarkeit eine weitere Optimierung des TSP-Modells. Die partiellen Ableitungen nach der Zeit t der beiden Teile des TSP-Modells werden durch Gleichung 4.5 und Gleichung 4.6 beschrieben.

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{T_a \pi}{\omega} \sin\left(\frac{\pi}{\omega}(t - t_m)\right) \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = -\frac{1}{k} \left[T_a \cos\left(\frac{\pi}{\omega}(t_s - t_m)\right) - \delta T \right] e^{-\frac{(t-t_s)}{k}} \quad (4.6)$$

Modellierung des Temperatur-Tagesgangs

Setzt man die Differenzierbarkeit des TSP-Modells zum Zeitpunkt $t = t_s$ voraus, gilt:

$$\frac{\partial T_1(t = t_s)}{\partial t} = \frac{\partial T_2(t = t_s)}{\partial t} \quad (4.7)$$

$$\Rightarrow k = \frac{\omega}{\pi} \left[\tan^{-1} \left(\frac{\pi}{\omega} (t_s - t_m) \right) - \frac{\delta T}{T_a} \sin^{-1} \left(\frac{\pi}{\omega} (t_s - t_m) \right) \right] \quad (4.8)$$

Der Term $\frac{\delta T}{T_a}$ aus Gleichung 4.8 korrigiert die Abklingkonstante k hinsichtlich der Residualtemperatur T_0 wie z.B. ihr Anstieg oder ihre Abnahme für Tage mit Netto-Zuwachs bzw. Verlust an Wärme. Demzufolge wird die Abklingkonstante k nicht gefittet, sondern berechnet und dient dem TSP-Modell als Nebenbedingung. Während des Fitvorganges wird die Abklingkonstante k für jeden Iterationsschritt der Levenberg-Markquardt Minimierungsmethode anhand Gleichung 4.8 neu berechnet und in der Ausgangsgleichung 4.1 mit den restlichen sechs Parametern angepasst.

Kapitel 5

Neuronale Netze

Neuronale Netze beschreiben die Struktur und Informationsarchitektur des Gehirns von Tieren und Menschen. Die Nervenzellen (Neuronen) sind in der Art eines Netzes über ca. 10 Billionen Kontaktstellen (Synapsen) miteinander verknüpft. Biologische Neuronen reagieren auf elektrische Reize, die biochemisch erzeugt werden. Üblicherweise besitzen Neuronen mehrere Eingangsverbindungen sowie eine Ausgangsverbindung. Überschreitet die Summe der Eingangsreize an den Dendriten einen gewissen Schwellenwert, so stößt das Neuron ein Ausgangssignal an. Ein Aktionspotenzial wird an seinem Axonhügel ausgelöst und entlang des Axons weitergeleitet.

In Analogie zur Funktion des menschlichen Gehirns wird in der Neuroinformatik versucht, Eigenschaften wie das Lernen aus Beispielen und Erfahrungen, das schnelle Erkennen und Vervollständigen und das assoziative Speichern und Abrufen von Informationen mit Hilfe künstlicher Neuronaler Netze nachzubilden und zu simulieren (Schöneburg, 1990; Rojas, 1993 und Segl, 1996). Die besondere Eigenschaft neuronaler Netze besteht darin, komplexe Muster erlernen zu können, ohne dass eine Abstraktion über diesen Mustern zugrunde liegenden Regeln stattfindet. Das bedeutet, dass vor dem Lernen die Regeln nicht entwickelt werden müssen. Im Nachhinein kann aus einem neuronalen Netz allerdings nicht die Logik ermittelt werden, die den Lernerfolg ausmacht. Das richtige Trainieren eines neuronalen Netzes ist somit Voraussetzung für den Lernerfolg.

5.1 Aufbau neuronaler Feedforward-Netze

Grundsätzlich unterscheiden sich die Klassen der neuronalen Netze durch die unterschiedlichen Netztopologien und Verbindungsarten. So gibt es beispielsweise einschichtige- und mehrschichtige- Feedforward- oder Feedback-Netze. Neuronale Netze bestehen aus mehreren Neuronen, die auch als Units, Einheiten oder Knoten bezeichnet werden. Sie dienen dazu, Informationen aus der Umwelt oder von anderen Neuronen aufzunehmen und an andere Neuronen oder die Umwelt weiterzuleiten. Dabei besitzen Neuronen mindestens einen Eingang, der dafür sorgt, Informationen aufzunehmen. Im einfachsten Fall setzt sich ein neuronales Netz aus zwei Schichten, einer Eingabeschicht und einer Ausgabeschicht zusammen. In den meisten Fällen besitzt ein neuronales Netz noch mindestens eine zusätzliche verborgene Schicht (Abbildung 5.1).

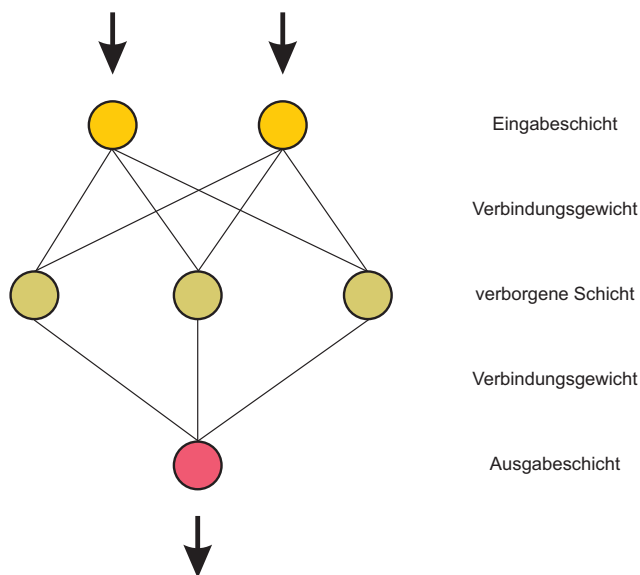


Abbildung 5.1: Aufbau eines einfachen Feedforward-Netztes: Eingabeschicht (zwei Neuronen), verborgene Schicht (drei Neuronen) und Ausgabeschicht (ein Neuron).

Neuronen der Eingabeschicht (Eingabeneuronen) nehmen die Informationen der Außenwelt auf und leiten sie an das Netz weiter. Neuronen der Ausgabeschicht geben Informationen an die Außenwelt weiter und heißen somit Ausgabeneuronen. Zellen der mittleren Schicht(en) dienen der Informationsverarbeitung innerhalb des neuronalen Netzes und werden als verdeckte Neuronen bezeichnet. Nach Vorbild der Natur ist jedes Neuron zu jeder Zeit zu einem bestimmten Grad aktiv. Von diesem Aktivierungszustand hängen die Reaktionen des Neurons auf Eingaben ab. Der Aktivierungszustand gibt also den Grad der Aktivierung eines Neurons an und wird oftmals kurz als Aktivierung bezeichnet (Kriesel, 2005).

Über Verbindungsgewichte sind die Neuronen der einzelnen Schichten miteinander verknüpft. Bei den im Rahmen dieser Arbeit ausschließlich betrachteten Feedforward-Netzen erfolgt die Informationsverbreitung schichtweise über diese Verbindungsgewichte von der Ein- bis zur Ausgabeschicht. Eine horizontale Verbreitung der Information innerhalb einer Schicht ist nicht zulässig. Die Stärke der Verbindung zwischen zwei Neuronen wird durch ein Gewicht ausgedrückt. Je größer der Absolutbetrag des Gewichtes ist, desto größer ist der Einfluss eines Neurons auf ein anderes Neuron. Ein positives Gewicht bringt zum Ausdruck, dass ein Neuron auf ein anderes Neuron einen exzitatorischen, erregenden Einfluss ausübt. Negative Gewichte bedeuten, dass der Einfluss inhibitorisch, also hemmender Natur ist. Einzelne Neuronen können mehrere Eingangswerte besitzen, allerdings immer nur einen Ausgangswert.

Der Eingabewert, den ein Neuron von einem anderen Neuron empfängt, hängt von zwei Werten ab, die multiplikativ miteinander verknüpft sind: dem Aktivitätslevel der sendenden Einheit und dem Gewicht zwischen den beiden Neuronen. Je stärker also das Aktivitätslevel des sendenden Neurons (x_i) und je höher das Gewicht zwischen den beiden Neuronen (ω_{ij}) ist, desto größer ist der Einfluss auf die empfangenden Neuronen (Gleichung 5.1).

$$a_j = \sum_{i=1}^n x_i \omega_{ij} \quad (5.1)$$

Ist einer der beiden Terme gleich Null, so ist kein Einfluss vorhanden. Der gesamte Input (a_j) eines Neurons wird Netto-Input genannt. Dieser setzt sich additiv aus sämtlichen einzelnen Inputs zusammen, die das Neuron von anderen Neuronen der vorigen Schicht erhält.

Abhängig vom Grad der Aktivierung bestimmt die Aktivierungsfunktion die Ausgabe eines Neurons. Die einfachste Aktivierungsfunktion ist die binäre Schwellenfunktion, die nur zwei Werte annehmen kann. Sie wechselt am Schwellenwert von einem Wert auf den anderen, ist aber ansonsten konstant. Dies impliziert, dass sie am Schwellenwert nicht differenzierbar ist. Die meisten neuronalen Modelle verwenden eine nichtlineare Sigmoid-Aktivierungsfunktion, die aus der Netzeingabe die neue Ausgabe berechnet.

$$s_c(a) = \frac{1}{1 + e^{-ca}} \quad (5.2)$$

Je größer die Konstante c in Gleichung 5.2 gewählt wird, desto ähnlicher wird die Sigmoid-Funktion der binären Schwellenfunktion. Für extrem niedrige Netto-Input Werte nähert sich die Sigmoid-Aktivitätsfunktion asymptotisch dem Ausgabewert null bzw. eins für einen hohen Netto-Input an. Im Bereich mittlerer Netto-Input Werte gleicht die Sigmoid-Funktion einer linearen Funktion (Abbildung 5.2).

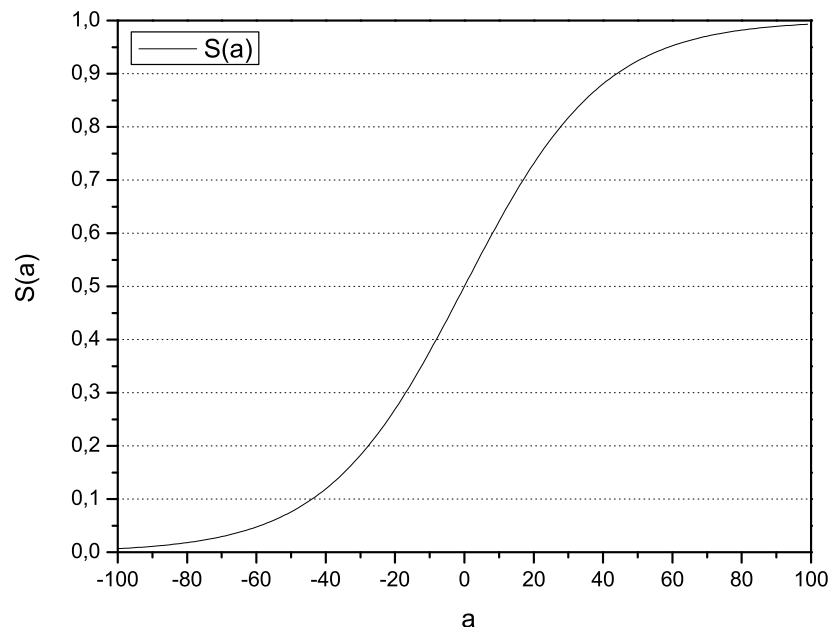


Abbildung 5.2: Kurvenverlauf der Sigmoid-Funktion, die das synaptische Potential a_j auf den Wertebereich zwischen Null und Eins abbildet.

Die Sigmoid-Aktivitätsfunktion bietet demnach zwei wesentliche Vorteile. Zum Einen ist die Begrenzung des Aktivitätslevels zu nennen. Im Gegensatz zu linearen Aktivitätsfunktionen ist das Aktivitätslevel durch die Sigmoid-Funktion sowohl nach oben, als auch nach unten begrenzt. Dies deutet nicht nur auf eine höhere biologische Plausibilität hin, sondern hat auch den Vorteil, dass die Aktivität im Netz nicht ungewollt überlaufen kann und dadurch Fehlerwerte produziert werden. Ein weiterer Vorteil besteht in ihrer vollständigen Differenzierbarkeit. Im Gegensatz zur binären Schwellenfunktion ist die Sigmoid-Funktion an allen Stellen differenzierbar, was beispielsweise eine notwendige Voraussetzung für das noch vorzustellende Backpropagation-Verfahren ist.

5.1.1 Training neuronaler Netze

Wie bereits erwähnt, besteht das interessanteste Merkmal neuronaler Netze in ihrer Fähigkeit, sich Problemen durch Training vertraut zu machen und, nach ausreichendem Training, auch bis dato unbekannte Probleme der gleichen Klasse lösen zu können, also zu verallgemeinern. Das gängigste Lernverfahren neuronaler Netze ist die Gewichtsveränderung. Anhand vordefinierter Regeln, die durch Algorithmen beschrieben werden, sogenannten Lernalgorithmen, werden die Verbindungsgewichte modifiziert (Schöneburg, 1990). Allgemein unterscheidet man drei Arten des Lernens in neuronalen Netzen:

- Dem unüberwachten Lernen, bei dem das Netz selbständig versucht aus einer vorgegebenen Trainingsmenge Ähnlichkeiten herauszufinden und Musterklassen zu bilden.
- Dem bestärkenden Lernen, bei dem für jede Trainingsmenge angegeben wird, ob sie richtig oder falsch klassifiziert wurde.
- Und dem überwachten Lernen, das neben der Trainingsmenge aus Eingabemustern mit jeweiliger korrekter Lösung besteht.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die neuronalen Netze ausschließlich mit Hilfe überwachter Lernmethoden trainiert.

Eine Änderung aller Verbindungsgewichte nennt man Lernschritt. Gleichung 5.3 beschreibt die Änderung des Verbindungsgewichtes zwischen dem i -ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j -ten Neuron während eines Lernschrittes:

$$\omega_{ij}(t + 1) = \omega_{ij}(t) + \Delta\omega_{ij} \quad (5.3)$$

- $\omega_{ij}(t + 1)$: Verbindungsgewicht zwischen dem i -ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j -ten Neuron zum Zeitpunkt $t + 1$
- $\omega_{ij}(t)$: Verbindungsgewicht zwischen dem i -ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j -ten Neuron zum Zeitpunkt t
- $\Delta\omega_{ij}$: Änderung des Gewichts während eines Lernschritts

Der Trainingsaufwand, sprich die Anzahl der nötigen Lernschritte, ist abhängig von der Größe des Netzwerkes und von der Anzahl der Verbindungsgewichte. Unter Umständen

kann eine Lernaufgabe gegebenenfalls nicht erfüllt werden. Bei zu hoher Komplexität der gestellten Aufgabe und einer zu geringen Anzahl an Neuronen bzw. Schichten besteht die Gefahr, dass das Netz bei vorgegebenen Eingabemustern nicht das erwartete Ausgabemuster produziert.

Erfolg und Mißerfolg eines Lernverfahrens sind somit abhängig von der Anzahl und der Vernetzung der Neuronen. Während die Ein- und Ausgabeschicht durch die Anzahl der Ein- und Ausgabewerte in den Trainingsdatensätzen definiert ist, ist die Anzahl der verborgenen Schichten und ihrer Neuronen unbestimmt. Grundsätzlich ermöglicht eine größere Anzahl von Neuronen eine komplexere Funktionsapproximation. Sind zu wenige verborgene Neuronen vorhanden, kann die Funktion nur sehr ungenau approximiert werden. Dieser Fall wird als Underfitting bezeichnet. Beseitigen lässt sich dieser Effekt durch zusätzliche verborgene Neuronen. Sind wiederum zu viele verborgene Neuronen vorhanden, kann die Funktion zwar relativ genau approximiert werden, aber das Netzwerk tendiert dazu, die Trainingsdaten auswendig zu lernen und schlechter zu generalisieren. Diese Situation wird als Overfitting bezeichnet.

Die Generalisierung beschreibt die Fähigkeit des Netzes, aus unbekanntem Eingabemustern die erwarteten Ausgabemuster zu erzeugen. Zur Steuerung der Generalisierung wird eine von den Trainingsdaten unabhängige Validierungsmenge verwendet. Diese Menge der Validierungsdaten dient der Überprüfung des Netzwerkes auf seine Generalisierungseigenschaften. Um eine optimale Generalisierung zu garantieren, sollte stets die kleinstmögliche Anzahl verborgener Neuronen verwendet werden, mit denen eine ausreichend gute Approximation möglich ist. Neben der Wahl der geeigneten Netzwerkarchitektur ist die richtige Wahl der Trainingsdauer ein weiterer Aspekt für den Erfolg eines neuronalen Netzwerkes. Zu langes Lernen birgt die Gefahr des Overfittings. Wird die Trainingsdauer dagegen zu kurz gewählt, liegt oftmals das Problem des Underfittings vor.

Die grundsätzliche Aufgabe des Lernalgorithmus besteht darin, die einzelnen Gewichte nach jedem Lernschritt so zu verändern, dass dadurch der quadratische Fehler E_{net} zwischen vorgegebenen und tatsächlichen Ausgabemustern reduziert wird (Gleichung 5.4).

$$E_{net} = \sum_{p=1}^n F_p = \sum_{i=1}^m (t_i - y_i)^2 \quad (5.4)$$

- E_{net} : Quadratischer Fehler
- n : Anzahl der Muster
- F_p : Quadratischer Fehler des p-ten Musters
- t_1, \dots, t_m : Menge der m vorgegebenen Ausgabewerte des p-ten Musters
- y_1, \dots, y_m : Menge der m vom Netz berechneten Ausgabewerte des p-ten Musters

Veranschaulicht im dreidimensionalen Fehlerraum beschreibt die Fehlerfunktion eine Ebene mit Maxima und Minima. Jeder Punkt dieser Ebene entspricht einer bestimmten Kombination der einzelnen Gewichtswerte, während die Ortshöhe den Wert des quadratischen Fehlers E_{net} darstellt. Ziel des Lernalgorithmus ist, die verschiedenen Gewichtswerte eines Netzwerkes solange zu verändern, bis der quadratische Fehler minimal ist, d.h. bis das

globale Minimum der Fehlerfunktion hinsichtlich eines Abbruchkriteriums gefunden ist. Lernalgorithmen, die auf dem Gradientenabstiegsverfahren beruhen, laufen immer in die Richtung, die aufgrund der lokalen Erkenntnisse den steilsten Abstieg der Fehlerkurve bedeuten. Dabei besteht insbesondere die Gefahr, dass ein lokales Minimum aufgrund der Struktur der Fehlerfunktion nicht wieder verlassen werden kann (Schöneburg, 1990).

5.2 Populäre Lernalgorithmen

Der Lernprozess eines neuronalen Netzes entspricht für gewöhnlich einer numerischen Optimierung einer nichtlinearen Funktion. Beginnend mit den ersten Konzepten von Cauchy, 1847 wurden bis heute eine Vielzahl von Optimierungsansätze in der Literatur veröffentlicht und diskutiert (Brunelli, 1994; Fahlmann, 1988 und Minai, 1990). Ein sogenanntes bestes Verfahren existiert im Bereich der nichtlinearen Optimierung nach wie vor nicht, so dass die Wahl des Verfahrens grundsätzlich vom gestellten Problem abhängt. Die für Feedforward-Netze leistungsfähigsten Lernalgorithmen werden im folgenden Abschnitt ansatzweise verglichen. Nach Tollenaere (1990) und Zell (1994) werden die Anfangsgewichte bei den vergleichenden Lernverfahren mit Zufallswerten initialisiert.

5.2.1 Backpropagation

Bei Backpropagation wird der quadratische Fehler (Gleichung 5.4) über alle Ausgabeneuronen von der Aus- bis zur Eingabeschicht schichtweise zurückgerechnet. Anschließend werden alle Gewichte in Richtung des negativen Gradienten der Fehlerfunktion korrigiert. Dabei nehmen die Gewichtsänderungen von der Aus- bis zur Eingabeschicht immer kleinere Werte an, was ein vergleichbar langsames Lernen zur Folge hat. Die während des Lernvorgangs konstante Lernrate β gibt hierbei die Stärke der Gewichtsänderungen an. Die Änderung der einzelnen Gewichte ergeben sich nach Gleichung 5.5.

$$\Delta\omega_{ij} = -\beta \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}} \quad (5.5)$$

- $\Delta\omega_{ij}$: Gewichtsänderung zwischen dem i-ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j-ten Neuron
- β : Lernrate
- $\frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}$: Gradient des quadratischen Fehlers

Bei der Backpropagation-Methode verhält sich die Änderung der Gewichte $\Delta\omega$ proportional zum Gradienten der Fehlerfunktion $\frac{\delta E}{\delta\omega}$. Dabei ist die Wahl der Lernrate β entscheidend für das Verhalten des Backpropagation-Algorithmus. Zu große Werte bewirken starke Sprünge auf der Fehlerfläche und bringen das Risiko mit sich, dass Backpropagation enge Täler nicht findet, bzw. dass es aus ihnen wieder herausspringt oder ins Oszillieren gerät. Zu kleine Werte bringen einen großen in der Praxis oft nicht akzeptierbaren Zeitaufwand für das Training mit sich.

5.2.2 Backpropagation mit Momentum

Die Konvergenz des Backpropagation-Algorithmus lässt sich beschleunigen, indem zur Gewichtsänderung ein Momentum hinzugefügt wird. Durch die Verwendung eines variablen Trägheitsterms (Momentum) α kann der Gradient und die letzte Änderung gewichtet werden, so dass die Gewichts Anpassung zusätzlich von der vorausgegangenen Änderung abhängt.

$$\Delta\omega_{ij}(t) = -\beta \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}} + \alpha(\Delta\omega_{ij}(t-1)) \quad (5.6)$$

Damit hängt die aktuelle Gewichtsänderung $\Delta\omega(t)$ sowohl vom aktuellen Gradienten der Fehlerfunktion, als auch von der Gewichtsänderung des vorherigen Zeitpunktes ab. Durch den Trägheitsterm werden unter anderem Probleme der Backpropagation-Regel in steilen Schluchten und flachen Plateaus vermieden. Da z.B. in flachen Plateaus der Gradient der Fehlerfunktion sehr klein wird, käme es ohne Trägheitsterm unmittelbar zu einem Abbremsen des Gradientenabstiegs. Dieses Abbremsen wird durch die Addition des Trägheitsterms verzögert, so dass ein flaches Plateau schneller überwunden werden kann (Zell, 1994).

5.2.3 Resilient Backpropagation - Rprop

Resilient Backpropagation (Rprop) ist ein iteratives Verfahren zur Bestimmung des Minimums der Fehlerfunktion. Der Algorithmus wird manchmal als Lernverfahren zweiter Ordnung bezeichnet, da in die Bestimmung der aktuellen Gewichtsänderung die letzte Gewichtsänderung mit einbezogen wird. Das Gewicht wird hierbei nur nach dem Vorzeichen des aktuellen Gradienten $\frac{\delta E}{\delta\omega}(t)$ geändert. Mit einem gewichtsindividuellen Parameter γ wird die Schrittweite bestimmt (Riedmiller, 1993).

Zunächst wird für jedes Gewicht der Änderungsparameter γ zum Zeitpunkt $(t-1)$ wie folgt bestimmt:

$$\Delta_{ij}(t) = \begin{cases} \gamma_1 \Delta_{ij}(t-1), & \text{wenn } \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t) > 0 \\ \gamma_2 \Delta_{ij}(t-1), & \text{wenn } \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t) < 0 \\ \Delta_{ij}(t-1), & \text{wenn } \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t) = 0 \end{cases} \quad (5.7)$$

- $\Delta_{ij}(t)$: Beitrag der Gewichtsänderung zur Zeit t zwischen dem i -ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j -ten Neuron
- $\Delta_{ij}(t-1)$: Beitrag der Gewichtsänderung zur Zeit $t-1$ zwischen dem i -ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j -ten Neuron
- $\frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t)$: Gradient des quadratischen Fehlers zur Zeit t
- $\frac{\delta E}{\delta\omega_{ij}}(t-1)$: Gradient des quadratischen Fehlers zur Zeit $t-1$
- γ_1 und γ_2 : Skalierungsfaktoren

Ändert sich das Vorzeichen des Fehlergradienten $[\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) < 0]$, so bedeutet dies, dass ein lokales Minimum übersprungen wurde. Dies führt zu einer Senkung des Betrags der Gewichtsänderung $\Delta_{ij}(t-1)$ um den Skalierungsfaktor γ_2 . Bei gleichbleibendem Vorzeichen $[\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) > 0]$ erhöht sich der Betrag der Gewichtsänderung um den Skalierungsfaktor γ_1 . Die Bestimmung der beiden Skalierungsfaktoren ist somit abhängig vom Kurvenverlauf der Fehlerfunktion. Viele Experimente haben gezeigt, dass mit $\gamma_1 = 1,2$ und $\gamma_2 = 0,5$ gute Ergebnisse zu erzielen sind (Riedmiller, 1993). Ist $[\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) = 0]$ bleibt der Betrag gemäß Gleichung 5.7 unverändert. Somit kann Rprop als parameterfreies Verfahren bezeichnet werden.

$$\Delta\omega_{ij}(t) = \begin{cases} -\Delta_{ij}(t), & \text{wenn } \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) > 0 \text{ und } \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) > 0 \\ \Delta_{ij}(t), & \text{wenn } \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) > 0 \text{ und } \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) < 0 \\ \Delta\omega_{ij}(t-1), & \text{wenn } \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) < 0 \\ -\text{sgn}(\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t))\Delta_{ij}(t), & \text{wenn } \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1) \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) > 0 \text{ und } \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t) = 0 \end{cases} \quad (5.8)$$

$\Delta_{ij}(t)$: Beitrag der Gewichtsänderung zur Zeit t zwischen dem i-ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j-ten Neuron

$\Delta_{ij}(t-1)$: Beitrag der Gewichtsänderung zur Zeit t - 1 zwischen dem i-ten Neuron der vorhergehenden Schicht und dem j-ten Neuron

Im zweiten Schritt erfolgt die Änderung der Gewichte zum Zeitpunkt t. Die Gewichtsänderung $\Delta\omega_{ij}(t)$ weist in Gleichung 5.8 neben dem Vorzeichen des Produkts aus aktuellem $(\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t))$ und vorhergehenden Fehlergradienten $(\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t-1))$ eine Abhängigkeit vom Vorzeichen des aktuellen Fehlergradienten $(\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t))$ auf. Wurde ein lokales Minimum übersprungen (dritter Fall in Gleichung 5.8), so wird die letzte Gewichtsänderung rückgängig gemacht, indem $\Delta\omega_{ij}(t)$ wieder subtrahiert wird. Zusätzlich wird der Fehlergradient $(\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}}(t)) = 0$ gesetzt, da sonst im nächsten Iterationsschritt sich das Vorzeichen wieder ändern und der Betrag der Gewichtsänderung erneut reduziert würde. Durch die Modifikation tritt der letzte Fall aus Gleichung 5.8 ein, bei dem nur das Vorzeichen der aktuellen Steigung berücksichtigt wird.

Bei der neuesten Rprop Version erfolgt die Berechnung des quadratischen Fehlers unter Berücksichtigung eines zusätzlichen Gewichtsverzögerungsterms.

$$E_{net} = \sum_{i=1}^m (t_i - y_i)^2 + 10^{-\alpha} \sum_{i=1}^m (t_i \omega_{ij}^2) \quad (5.9)$$

Durch die Reduzierung des quadratischen Fehlers E_{net} wird neben der Summe der Einzelfehler $\sum_{i=1}^m (t_i - y_i)^2$ auch der Gewichtsverzögerungsterm $10^{-\alpha} \sum_{i=1}^m (t_i \omega_{ij}^2)$ minimiert. Dabei wird verhindert, dass einzelne Gewichte während der Lernphase auf sehr große Werte zulaufen und damit den Lernerfolg beeinträchtigen. Diese Definition des quadratischen Fehlers erreicht im Allgemeinen eine verbesserte Generalisierung.

5.2.4 Quickprop

Quickprop ist ein iteratives Verfahren zweiter Ordnung zur Bestimmung der Fehlerfunktion eines Feedforward-Netzes, das sich an Newtons Verfahren anlehnt. Es wurde von Scott Fahlmann (Fahlmann, 1988) als Verbesserung von Backpropagation entwickelt und zeigt für viele Problemstellungen ein deutlich schnelleres Training.

Unter der Annahme, dass die Fehlerfunktion lokal näherungsweise quadratisch ist, versucht man sie mit Hilfe einer nach oben geöffneten Parabel zu beschreiben. Dabei verwendet der Quickprop Algorithmus die Werte $\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}(t-1)}$, d.h. die Ableitung der Fehlerfunktion nach dem Gewicht ω_{ij} zum vorherigen Zeitpunkt $t-1$, die Steigung $\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}(t)}$ der Fehlerfunktion in Richtung ω_{ij} zum Zeitpunkt t und die letzte Änderung $\Delta \omega_{ij}$ des Gewichtes, um daraus den Scheitelpunkt der Parabel, das erwartete Minimum, zu bestimmen und direkt dorthin zu springen. Da der tatsächliche Verlauf der Fehlerfunktion meist nicht ganz mit der Parabel übereinstimmt, wird man nicht im tatsächlichen Minimum landen, sondern in dessen Nähe (Zell, 1994). Die Berechnung der aktuellen Gewichtsänderung erfolgt dabei nach Gleichung 5.10:

$$\Delta \omega_{ij}(t) = \frac{\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}(t)}}{\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}(t-1)} - \frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}(t)}} \Delta \omega_{ij}(t-1) \quad (5.10)$$

- $\delta \omega_{ij}(t-1)$: Gewichtsänderung zum Zeitpunkt $t-1$ zwischen dem i -ten Neuron
 : der vorhergehenden Schicht und dem j -ten Neuron
 $\delta \omega_{ij}(t)$: Gewichtsänderung zum Zeitpunkt t zwischen dem i -ten Neuron
 : der vorhergehenden Schicht und dem j -ten Neuron
 $\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}(t-1)}$: Fehlergradient zum Zeitpunkt $t-1$
 $\frac{\delta E}{\delta \omega_{ij}(t)}$: Fehlergradient zum Zeitpunkt t

Die iterativen Schritte (Gleichung 5.10) werden solange wiederholt, bis Quickprop in einem Minimum gelandet ist; Dabei ist nie garantiert, dass der Algorithmus das globale Minimum findet. Quickprop eignet sich deshalb nur für solche Problemstellungen, bei denen die Fehlerfunktion durch eine nach oben geöffnete Parabel approximiert werden kann.

5.3 Atmosphärenkorrektur mittels neuronaler Netze

Für die Anwendung neuronaler Netze zur Atmosphärenkorrektur bedarf es einer ausreichenden Menge an Trainings- und Validierungsdaten. Hierzu ist es notwendig, dass der verwendete Datensatz die gesamte Bandbreite an möglichen Atmosphärenzuständen und Oberflächen der untersuchten Regionen, Europa und Afrika, abdeckt. Andernfalls besteht die Gefahr der nicht hinreichend genauen Approximation der zugrundeliegenden Daten durch das neuronale Netz. Jeder Trainings- und Validierungsdatensatz des neuronalen Netzes setzt sich aus 32 Eingabeparametern wie folgt zusammen:

- 14 vertikale Temperaturwerte

- 14 vertikale Feuchtwerte
- Bodenhöhe
- Emissionsvermögen
- Abtastwinkel des Sensors
- Strahlungstemperaturmessung des Satelliten

Anhand dieser 32 Eingabeinformationen approximiert das neuronale Netz die Atmosphärenkorrektur T_{Cor} , also die Differenz der Landoberflächentemperatur zur Strahlungstemperaturmessung des Satelliten, als Ausgabewert.

Durch Vorgabe von Temperatur- und Feuchteprofilen, Bodenhöhe, Emissionsvermögen, Abtastwinkel und Landoberflächentemperatur kann das Strahlungsübertragungsmodell MODTRAN-3 die Strahldichte am Satelliten berechnen. Über die für die Sensoren und Kanäle geltenden Filterfunktionen werden die berechneten Strahldichten in äquivalente Schwarzkörpertemperaturen umgewandelt. Somit besteht die Möglichkeit einen synthetischen METEOSAT Datensatz zu generieren, der die Bedingungen im Untersuchungsgebiet hinreichend genau beschreibt.

Im Folgenden werden die einzelnen Ein- und Ausgabeparameter der Trainings- und Validierungsmenge näher erläutert.

5.3.1 Trainings- und Validierungsdatensätze

Um die Unabhängigkeit der Atmosphärenparameter von den bei der Atmosphärenkorrektur verwendeten ECMWF Reanalysedaten (ERA-40) zu gewährleisten, wird für die Erstellung der Trainings- und Validierungsdaten auf die vertikalen Feuchte- und Temperaturprofile des TIGR-Datensatz (TOVS Initial Guess Retrieval-Profile) zurückgegriffen. Der jahreszeitlich homogen verteilte TIGR-Datensatz setzt sich aus 1761 qualitätsgeprüften wolkenfreien Radiosondenprofilen über ebenen homogenen Flächen zusammen. Jedes TIGR-Profil besteht aus insgesamt 40 Temperatur und 40 spezifischen Feuchtwerten, die dem jeweiligen vertikalen Druckniveau zugeordnet sind. Tabelle 5.1 zeigt die Verteilung der TIGR-Profile über die verschiedenen Klimazonen der Erde.

Klimazone	Profilnummer
Tropen	Profilnr. 1 - 170
Subtropen	Profilnr. 171 - 322
Mittlere Breiten	Profilnr. 323 - 1064
Subpolarzone	Profilnr. 1065 - 1168
Polarzonen	Profilnr. 1169 - 1761

Tabelle 5.1: Verteilung der 1761 TIGR-Profile über die Klimazonen der Erde.

Aus dem kompletten TIGR-Datensatz werden für die Erstellung der Trainings- und Validierungsmenge 100 Profile verwendet. Unter Gewährleistung einer möglichst breiten Variation der Atmosphärenprofile setzt sich der Trainings- und Validierungsdatensatz aus 20 tropischen Profilen, 25 subtropischen Profilen, 30 Profilen mittlerer Breiten, 15 subpolaren Profilen und 10 polaren Profilen zusammen.

Zur Verwendung der TIGR-Vertikalprofile als Eingabeparameter des neuronalen Netzes erfolgt eine Reduzierung der Temperatur- und Feuchteprofile auf die 14 vertikalen Druckstufen der ECMWF- Reanalysen (Tabelle 5.2).

1000 hPa	850 hPa	700 hPa	500 hPa	400 hPa	300 hPa	200 hPa
200 hPa	150 hPa	100 hPa	70 hPa	50 hPa	30 hPa	10 hPa

Tabelle 5.2: Die 14 vertikalen Druckstufen der ECMWF-Reanalysen.

Für die Reduzierung der 40 TIGR-Druckstufen auf 14 ECMWF-Niveaus ist die Berechnung der entsprechenden Höhenwerte Z_m , die Umrechnung der spezifischen in die relative Feuchte RH sowie der relativen Feuchte in die Taupunktstemperatur TD notwendig. Bei der Berechnung der Höhenwerte werden ausgehend von der 1000hPa Fläche schrittweise die Höhen der einzelnen Druckflächen mittels der barometrischen Höhenformel berechnet.

$$p(h) = p(h_0) e^{-\int_{h_0}^h \frac{Mg}{RT} dh} \quad (5.11)$$

Unter Verwendung der virtuellen Temperatur T_v anstelle der tatsächlichen Temperatur T kann in Gleichung 5.11 die Feuchte berücksichtigt werden. Ist die 1000hPa-Höhe nicht vorhanden, wird $Z_{1000hPa} = 110m$ gesetzt. Dies entspricht nach der barometrischen Höhenformel dem Bodendruck einer trockenen Standardatmosphäre der mittleren Breiten bei einer virtuellen Temperatur vom $0^\circ C$ ($P_0 = 1013,25hPa$). Die Umrechnung der spezifischen in die relative Feuchte, sowie der relativen Feuchte in die Taupunktstemperatur geschieht mittels der im Leitfaden des deutschen Wetterdienstes (1987) angegebenen Formeln. Zudem ist bei der Transformation der 40 TIGR-Druckstufen in die 14 ECMWF-Drucklevels eine Ausdünnung mit anschließender Interpolation nach folgendem Prinzip nötig:

- Lineare Interpolation der ersten und dritten, zweiten und vierten, dritten und fünften, usw. Druckstufe im $T/\log P - Raum$ (eine trockene Atmosphäre stellt im $T/\log P - Raum$ eine Gerade dar.)
- Ermittlung der Abstände der jeweils dazwischen liegenden $T/\log P - Werte$ von den entsprechenden Geraden.
- Eliminierung der Druckstufe mit dem geringsten Abstand.

Dieses Verfahren wird insgesamt $40 - 14 = 26$ mal angewandt. Anschließend erfolgt die stückweise lineare Interpolation der RH, TD- und Z-Werte auf die 14 ECMWF-Druckniveaus.

Neben den Atmosphärenprofilen sind für die Erstellung des synthetischen METEOSAT Trainings- und Validierungsdatensatz mit MODTRAN-3 noch die Parameter der Bodenhöhe, des Emissionsvermögens, des Abtastwinkels und der Landoberflächentemperatur notwendig. Da bei bestimmter vertikaler Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung die Bodenhöhe, das Emissionsvermögen, der Abtastwinkel und die Bodentemperatur als Eingabeparameter von MODTRAN-3 innerhalb der Untersuchungsregion sehr variabel sein können, werden die genannten Größen variiert.

Unter Berücksichtigung der topographischen Struktur des Untersuchungsgebietes, Europa und Afrika, ist die Bereichsspanne der Bodenhöhe so gewählt, dass sie sowohl Hochgebirgs-, Mittelgebirgs- und Flachlagen mit derselben Häufigkeit berücksichtigt. In Anlehnung an Meßinger (1993) wurden für die Bodenhöhen der Trainings- und Validierungsdatensätze folgende Werte verwendet:

$$Z_{1000hPa} , \quad 1000\text{m} , \quad 2000\text{m} , \quad 3000\text{m}.$$

Dabei wird die Bodenhöhe der TIGR-Profile $Z_{1000hPa}$ mit 110m angenommen.

Das Emissionsvermögen natürlicher und anthropogener Oberflächen in Europa und Afrika variiert im Spektralintervall des METEOSAT-7 IR Kanals abhängig vom Bewuchs und Bodenart zwischen 0,91 für kahlen Boden bis 0,99 für sehr dichten vegetativen Bewuchs. Daraus ergeben sich die drei Variationsstufen:

$$0,91 , \quad 0,95 , \quad 0,99.$$

MODTRAN-3 verwendet anstatt des Abtastwinkels δ den Differenzwinkel $\gamma = 180^\circ - \delta$. Da bei den Trainings- und Validierungsdaten nicht der absolute Winkelwert entscheidend ist, sondern ein möglichst großer Variationsbereich an potentiellen Werten des Abtastwinkels angestrebt wird, weist die Variation des Abtastwinkel folgende Werte auf:

$$180^\circ - \delta[(x + 3^\circ)] , \quad 180^\circ - \delta[(x)] , \quad 180^\circ - \delta[(x - 3^\circ)].$$

Dabei stellt die Bereichsspanne $\delta[(x + 3^\circ)]$ bis $\delta[(x - 3^\circ)]$ die Variation des METEOSAT-Abtastwinkels an der jeweils untersuchten geographischen Breite (x) des TIGR-Profiles dar.

Da es bei den Oberflächentemperaturen nicht so sehr auf die absolute Genauigkeit ankommt, sondern auf einen möglichst großen Variationsbereich an potentiellen Landoberflächentemperaturen, erfolgt die Variation im Bereich der 1000hPa-Temperaturwerte der TIGR-Profile.

In Anlehnung an Meißinger (1993) wurden folgende Variationsstufen der Bodentemperatur verwendet:

$$T_{1000hPa} - 10^{\circ}C, \quad T_{1000hPa}, \quad T_{1000hPa} + 10^{\circ}C, \quad T_{1000hPa} + 20^{\circ}C.$$

Durch die Bereichspanne der Landoberflächentemperaturen von $T_{1000hPa} - 10^{\circ}C$ bis $T_{1000hPa} + 20^{\circ}C$ wird berücksichtigt, dass bodennahe Überhitzung im Allgemeinen deutlich stärker ausgeprägt ist als Unterkühlung.

Ausgehend von den 100 gewählten TIGR-Profilen, den vier Variationsstufen der Bodenhöhe, den drei Variationsstufen des Emissionsvermögens, den drei Variationsstufen des Abtastwinkels, den vier Variationsstufen der Bodentemperatur sowie der mit MODTRAN-3 berechneten Strahlungstemperatur besteht der gesamte Trainings- und Validierungsdatensatz aus 14400 Mustern.

$$Anz_{Muster} = 100Profile * 4Var_{Boden} * 3Var_{Emi} * 3Var_{Winkel} * 4Var_{LST} \quad (5.12)$$

Von diesen 14400 Mustern bilden 80% die Trainingsmenge (11520 Muster) und 20% die Validierungsmenge (2880 Muster). Mit Hilfe dieser Trainings- und Validierungsdatensätze wurden im Rahmen dieser Arbeit die neuronalen Netze trainiert.

5.4 Manuelle Bestimmung neuronaler Netze

Der Stuttgarter Neural Network Simulator (SNNS) ist eine leistungsfähige, universelle Simulationsplattform neuronaler Netze, die effiziente und flexible Simulationen zur Erzeugung und Anwendung neuronaler Netze bietet. Der Simulator besteht aus einem Simulatorekern, einer graphischen Oberfläche zur Generierung, Visualisierung und Modifikation der neuronalen Netze und einem Compiler zur Erzeugung großer Netze aus einer Netzwerk-Beschreibungsphase. Die einzelnen Komponenten sind modular aufgebaut und verwenden detailliert beschriebene Schnittstellen, so dass sie auch einzeln als Teile einer größeren Anwendung eingesetzt werden können (Zell, 1994).

Um mit SNNS neuronale Netze entwickeln und trainieren zu können, müssen die Trainings- und Validierungsmengen zuerst entsprechend formatiert werden. Hierzu werden alle 32 Eingabewerte sowie der Ausgabewert auf das Intervall zwischen Null und Eins abgebildet. Für zu hohe Werte des synaptischen Potentials tendiert die Aktivierungsfunktion schnell in den Bereich der Sättigung überzugehen. Dabei ist darauf zu achten, dass der gesamte Bereich des Intervalls ausgeschöpft wird, um eine größtmögliche Dynamik in der Trainings- und Validierungsmenge zu erhalten.

Nachdem Trainings und Validierungsmenge gemäß Tabelle 5.3 skaliert wurden, beginnt die Entwicklung der idealen Struktur des neuronalen Netzes. Dazu muss diejenige Kombination aus Netzwerkarchitektur und Lernalgorithmus gefunden werden, die mit einer

Größe	Skalierung	Wertebereich
14 T-Werte	$(T(\text{level}) - 190) / 130$	$320\text{K} \geq T(\text{level}) \geq 190\text{K}$
14 TD-Werte	$(TD(\text{level}) - 150) / 170$	$320\text{K} \geq T(\text{level}) \geq 150\text{K}$
Emiss.	$(\text{Emi} - 0,91) \cdot 12,5$	$0,99 \geq \text{Emi} \geq 0,91$
Z_{Boden}	$Z_{\text{Boden}} / 3500$	$3500\text{m} \geq Z_{\text{Boden}} \geq 0\text{m}$
T_{Sat}	$(T_{\text{Sat}} - 260) / 70$	$330\text{K} \geq T_{\text{Sat}} \geq 260\text{K}$
δ	$(\delta - 170) / 10$	$170^\circ \geq \delta \geq 180^\circ$
T_{Cor}	$((T_{\text{Cor}}) / 20) + 0,2$	$-4\text{K} \geq (T_{\text{Cor}}) \geq 16\text{K}$

Tabelle 5.3: Die Ein- und Ausgabewerte der Trainings- und Validierungsdatensätze werden mit der entsprechenden Skalierungsfunktion auf das Intervall $[0,1]$ abgebildet.

möglichst geringen Anzahl von Neuronen bei der Validierung das beste Ergebnis liefert.

Aufgrund seiner Robustheit und Schnelligkeit wird der Lernalgorithmus Rprop für das Trainieren des neuronalen Netzes gewählt. Durch die Wahl unabhängiger Eingabeparameter ergibt sich die optimale Anzahl von Eingabeneuronen der Eingabeschicht bzw. Ausgabeneuronen der Ausgabeschicht direkt aus dem Aufbau der Trainingsdatensätze (Tabelle 5.4). Im Gegensatz zu den Ein- und Ausgabeneuronen ist die Zahl der verborgenen Schichten und Neuronen zu Beginn der Lernphase unbekannt und frei wählbar. Studien von Vollmer (2000) und Göttsche et al., (2002) haben gezeigt, dass für die Bestimmung der Atmosphärenkorrektur zwei verborgene Schichten eine hinreichende Genauigkeit liefern, ohne dass das neuronale Netz beginnt die Trainingsdatensätze auswendig zu lernen.

Beginnend mit 10 Neuronen in der ersten und 5 Neuronen in der zweiten verborgenen Schicht wird das neuronale Netz solange mit der Trainingsmenge belehrt, bis das Validierungsergebnis optimal ist, d.h. der Fehler der Validierungskurve sein Minimum erreicht hat. Dabei ist der Wert des Minimums charakteristisch für die entsprechende Kombination

	14	Temperaturen
	14	Taupunkttemperaturen
Eingabeschicht (32 Neuronen)	1	Bodenhöhe
	1	Blickwinkel
	1	Emissionsvermögen
	1	Strahlungstemperatur
Ausgabeschicht (1 Neuron)		Landoberflächentemperatur

Tabelle 5.4: Der Aufbau der Ein- und Ausgabeschicht, vorgegeben durch den Aufbau des Trainingsdatensatzes.

aus Lernalgorithmus und Netzwerkarchitektur. Anhand des Verlaufes der Validierungskurve wird bestimmt, ob es sich um ein Overfitting oder um ein Underfitting handelt. Im Fall von Underfitting ist die Netzwerkarchitektur zu klein, muss also vergrößert werden. Handelt es sich dagegen um Overfitting muss die Netzwerkarchitektur verkleinert werden. Anschließend wird die veränderte Netzwerkarchitektur erneut solange trainiert bis das Ergebnis der Validierung ihr Optimum erreicht. Die Netzwerkarchitektur wird solange verändert, bis sich das Ergebnis für die Validierung nicht weiter verbessern lässt. In diesem Fall wird davon ausgegangen, dass die ideale Netzwerkarchitektur gefunden ist.

Dabei steht die Größe des Netzwerkes in engem Zusammenhang mit der Konvergenzgeschwindigkeit: je größer das neuronale Netz, desto langsamer konvergiert der Lernalgorithmus gegen das gesuchte Minimum. Der minimale Validierungsfehler stellte sich für die in Abbildung 5.3 angegebenen Netzwerkarchitektur ein.

Die insgesamt 94 Neuronen des manuell erstellten optimalen neuronalen Netzes sind über 2860 Gewichtsverbindungen miteinander verbunden. Die Zahlenwerte unter den einzelnen Neuronen geben deren Aktivitätsgrad an. Je höher dieser Wert, desto größer ist der Einfluss des Neurons innerhalb des Netzes.

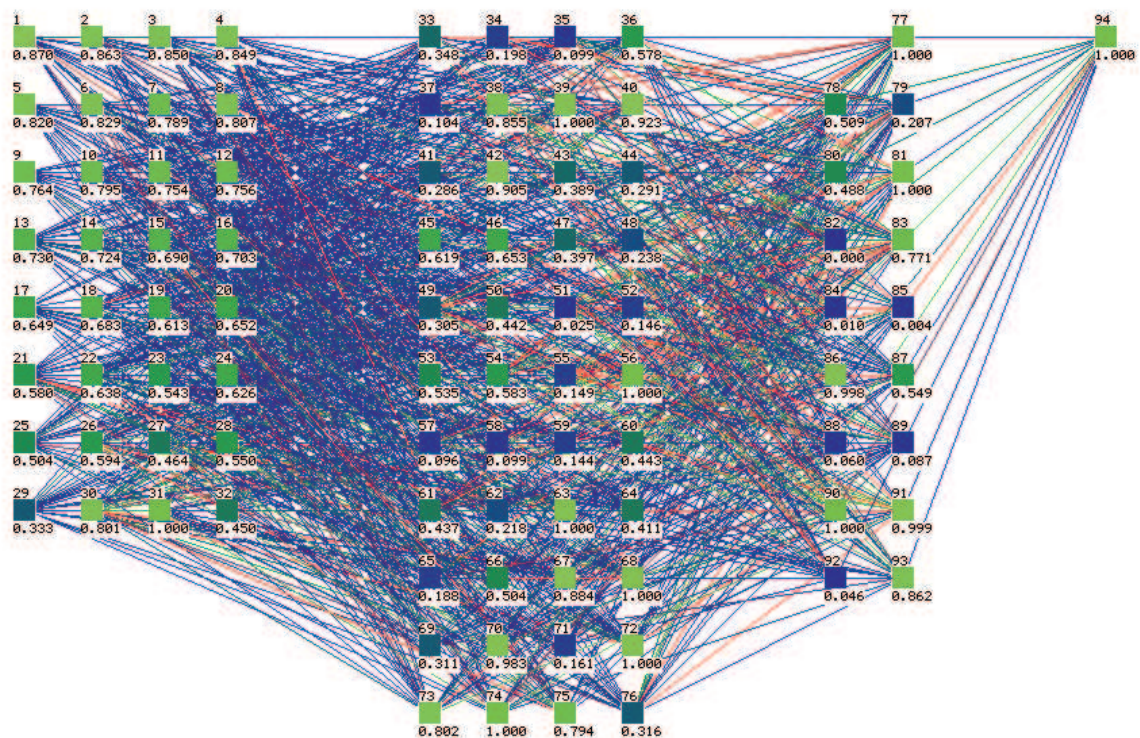


Abbildung 5.3: Das manuell mit SNNS erstellte neuronale Netz mit dem geringsten Validierungsfehler bestehend aus 32 Neuronen in der Eingabeschicht, 44 Neuronen in der ersten verborgenen Schicht, 17 Neuronen in der zweiten verborgenen Schicht und einem Ausgabeneuron. Die Farbtöne der Neuronen und die Zahlenwerte geben den Grad der Aktivierung für das jeweilige Eingabemuster an. Die insgesamt 94 Neuronen sind über 2860 Gewichtsverbindungen miteinander verbunden.

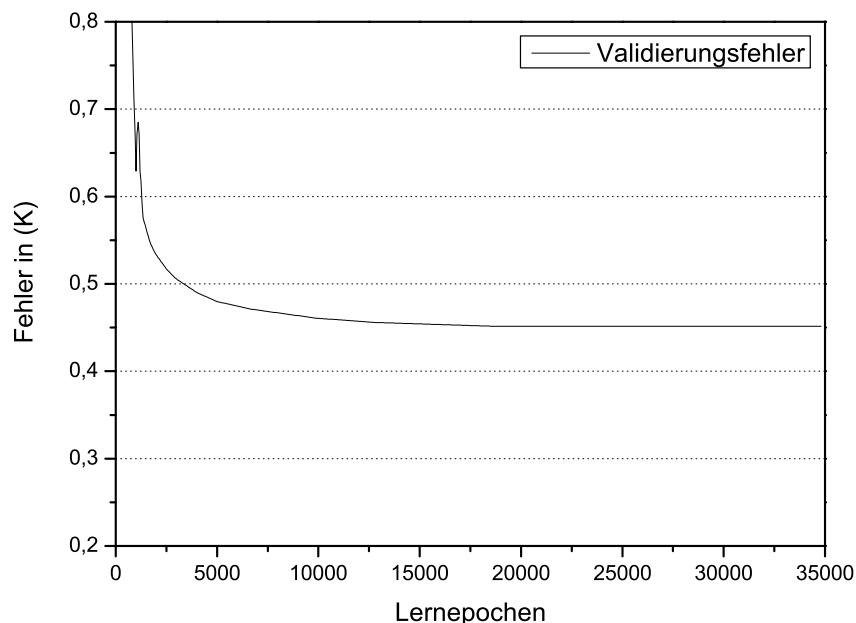


Abbildung 5.4: Verlauf der Validierungskurve während der Lernphase des manuell entwickelten neuronalen Netzes. Der minimale Validierungsfehler von 0,45K stellt sich nach ca. 18500 Lernepochen ein.

Der in Abbildung 5.4 dargestellte Verlauf der Validierungskurve stellt die Entwicklung des Fehlers in Abhängigkeit der Lernepochen dar. Anhand des Verlaufs der Kurve ist ersichtlich, dass nach ca. 18500 Lernepochen der Fehler sein Minimum erreicht hat. Der Lernvorgang wurde nach 35000 Epochen abgebrochen und die zu diesem Zeitpunkt gültigen Gewichtseinstellungen gespeichert. Der mittlere Fehler betrug bei Abbruch des Lernvorgangs 0,45K, was im Vergleich mit der Genauigkeit von MODTRAN-3 (0,92K) ein kleiner Wert ist.

5.4.1 Verifikation des manuell entwickelten Netzes

Nachdem das manuell entwickelte neuronale Netz mit TIGR-Profilen belehrt worden ist, erfolgt anhand unabhängiger Atmosphärendatensätze eine Überprüfung, ob für diese Daten eine ähnlich hohe Genauigkeit erzielt werden kann. Die Verifikation des trainierten Netzes erfolgt mit wolkenfreien ECMWF Era-40 Temperatur- und Feuchteprofilen. ECMWF-Atmosphärendaten stehen mit einer horizontalen Auflösung von einem Grad für die synoptischen Haupttermine 0:00UTC, 6:00UTC, 12:00UTC und 18:00UTC zur Verfügung.

Aus den zur Verfügung stehenden ECMWF-Datensätzen wurden wolkenfreie Atmosphärenprofile aus vier Verifikationsgebieten im Blickfeld des METEOSAT näher untersucht. Die in Tabelle 5.5 aufgelisteten geographischen Längen und Breiten geben die Grenzen der vier Verifikationsgebiete an. Bei der Auswahl dieser Gebiete wurde darauf geachtet,

Region	Grenzen geogr. Breite	Grenzen geogr. Länge
Mittlere Breiten	46° - 54°	5° - 20°
Iberische Halbinsel	38° - 43°	-9° - 0°
Nordafrika	20° - 30°	0° - 10°
Subtropen	5° - 15°	-10° - 0°

Tabelle 5.5: *Geographische Grenzen der vier Verifikationsgebiete.*

eine möglichst große Spanne an Vegetationsregionen zu berücksichtigen.

Die für die Verifikation des manuell erstellten neuronalen Netzes verwendeten ECMWF-Analysen repräsentieren die verschiedenen jahreszeitlichen und tageszeitlichen Bedingungen. Hierbei werden diejenigen Tage berücksichtigt, die für die jeweilige Region eine maximale Anzahl an wolkenfreien Profilen lieferten (Tabelle 5.6). Die Wolkenerkennung erfolgte mit dem im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Verfahren (vergleiche Kapitel 3).

Die Verifikationsdatensätze weisen dieselben Spezifikationen wie die Trainings- und Validierungsdatensätze auf. Unter Verwendung des Strahlungsübertragungsmodells MODTRAN-3 werden aus den 14 vertikalen Temperatur- und Feuchtwerten und den Variationen der Bodenhöhe, des Emissionsvermögens, des Blickwinkels und der Landoberfächentemperatur die virtuelle Strahlungstemperatur berechnet (vergleiche Kapitel 5.3.1). Für jedes Datum in Tabelle 5.6 wurde unabhängig voneinander eine eigene Verifikationsdatenmenge von 32 Eingabegrößen und einem Ausgabewert zusammengestellt.

Abbildung 5.5 zeigt den mittleren Temperaturfehler des manuell entwickelten neuronalen Netzes in den vier Untersuchungsgebieten für die jeweiligen Verifikationsdatensätze. Abhängig von den Untersuchungsgebieten variiert der mittlere Temperaturfehler deutlich. Der kleinsten Verifikationsfehler von 0,51K ist im März in Nordafrika zu beobachten. Dagegen weist die relativ feuchte Region der Subtropen im Juli den maximalen Fehler von 2,97K auf. Der erhöhte Temperaturfehler in den Subtropen resultiert aus den in dieser Region typischen hohen Wasserdampfkonzentration der Atmosphäre.

Region	März 12UTC	April 06UTC	Juni 18UTC	Juli 12UTC	Sept. 06UTC	Okt. 00UTC
Mittlere Breiten	10.03.99	17.04.99	24.06.99	28.07.99	03.09.99	02.10.99
Iberische Halbinsel	26.03.99	02.04.99	14.06.99	09.07.99	15.09.99	28.10.99
Nordafrika	27.03.99	14.04.99	01.06.99	12.07.99	07.09.99	05.10.99
Subtropen	19.03.99	04.04.99	21.06.99	13.07.99	19.09.99	23.10.99

Tabelle 5.6: *Daten der wolkenfreien ECMWF-Verifikationsdatensätze der einzelnen Untersuchungsgebiete.*

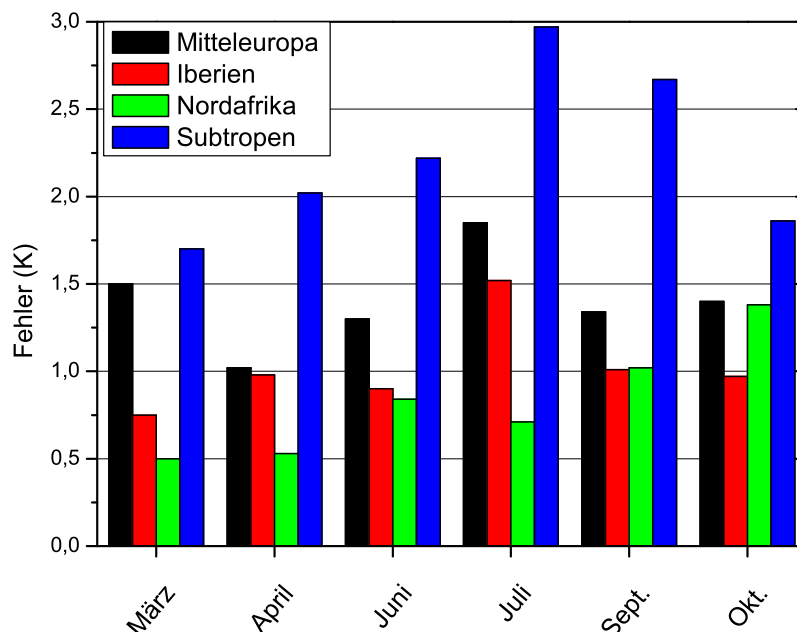


Abbildung 5.5: Mittlerer Temperaturfehler des manuell entwickelten neuronalen Netzes in den 4 Untersuchungsgebieten für verschiedene jahreszeitliche Bedingungen.

Neben den Unterschieden zwischen den verschiedenen Regionen ist auch innerhalb der jeweiligen Untersuchungsgebiete eine saisonale Variabilität des mittleren Temperaturfehlers zu erkennen. Abhängig vom Untersuchungsgebiet ist die monatliche Variation unterschiedlich stark ausgeprägt. Die minimalen monatlichen Unterschiede von 0,51K bis 1,02K weist die trockene Region Nordafrikas auf. Das Maximum der saisonalen Variation von 1,7K bis 2,97K findet sich im Bereich der relativ feuchten Subtropen. In den mittleren Breiten schwankt der mittlere Temperaturfehler zwischen 1,02K im April und 1,85K im Juli. Der relativ große Verifikationsfehler in den Sommermonaten ist durch die erhöhte atmosphärische Wasserdampfkonzentration in dieser Jahreszeit zu erklären. Die Verifikationsfehler der verschiedenen Regionen des manuell erstellten neuronalen Netzes liegen mit Ausnahme der Subtropenregion innerhalb des angestrebten Fehlerintervalls von $\pm 2K$. Die Bestimmung der Landoberflächentemperatur in subtropischen bzw. tropischen Regionen gestaltet sich aufgrund des hohen Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre als schwierig.

Das manuell generierte neuronale Netz zeigte keine Anzeichen von Overfitting. Allerdings weist die große Anzahl an Neuronen und Gewichtsverbindungen darauf hin, dass möglicherweise kleinere Netze existieren.

5.5 Evolutionäre Bestimmung neuronaler Netze

Die Entwicklung neuronaler Netze zur Lösung definierter Aufgabenstellungen stellt meistens ein nicht-triviales Optimierungsproblem dar. Welche Kombination aus Netzwerk-

architektur und Netzwerkoeffizienten erzielt die höchste Effizienz? Wie im vorhergehenden Kapitel bereits vorgestellt, basiert die herkömmliche Methode zur Bestimmung der optimalen Netzwerkstruktur auf einem Probierversahren. Diese Vorgehensweise ist zeitintensiv und die Chance, das globale Optimum zu finden, ist äußerst gering. Mit Hilfe des Evolutionären Netzwerk Optimierers (ENZO) besteht die Möglichkeit, neuronale Netze nahe dem globalen Optimum zu entwickeln. Dafür verwendet ENZO das Vorbild der Evolution für die Optimierung der Netzwerktopologie und die bereits bekannte Möglichkeit des Lernens zur Optimierung der Koeffizienten.

Der Grundsatz der Evolution ist die heuristische Multipunkt-Suche aus einem Gesamtbestand N . Dabei ist das Optimierungskriterium eindimensional und wird im Allgemeinen als individuelle Fitness bezeichnet. Die zwei am häufigsten verwendeten Eigenschaften sind Mutation und Rekombination. Als Mutation wird das Vererben von Eigenschaften mit kleinen Variationen eines einzelnen Elternteils bezeichnet, während bei der Rekombination die Eigenschaften der Nachkommen eine Mischung der Eigenschaften zweier Eltern ist. Die Wahl der Eltern ist dabei zufällig, wobei die leistungsfähigeren bevorzugt werden. Die Bevorzugung leistungsfähigerer Individuen zur Paarung erhöht die allgemeine Fitness der Population. Zum Erhalt einer konstanten Populationsgröße muss für jeden neu eingefügten Nachkommen ein anderes Populationselement entfernt werden. Diese Selektion kann dabei zufällig oder anhand der Fitness der einzelnen Elemente erfolgen. Das bedeutet, dass im ersten Fall die Lebensdauer aller Elemente gleich ist, während im zweiten Fall die fitteren Elemente eine längere Lebenszeit besitzen.

Zur Steigerung der Effizienz des Mutationsvorganges verwendet ENZO verschiedene heuristische Ansätze der Verbindungsmutation und der Neuronenmutation. Im Fall der Verbindungsmutation werden die Gewichtsverbindungen zwischen den Neuronen geändert. Dabei werden diejenigen Verbindungen bevorzugt gelöscht, die kleine Gewichtswerte aufweisen, während das Einfügen neuer Gewichtsverbindungen zufällig geschieht.

Im Gegensatz zur Verbindungsmutation besitzt die Neuronenmutation einen deutlich stärkeren Einfluss auf die Netzwerkleistung. Allgemein wird zwischen zwei Arten der Neuronenmutation unterschieden: dem einfachen Löschen und dem Überbrücken (By-

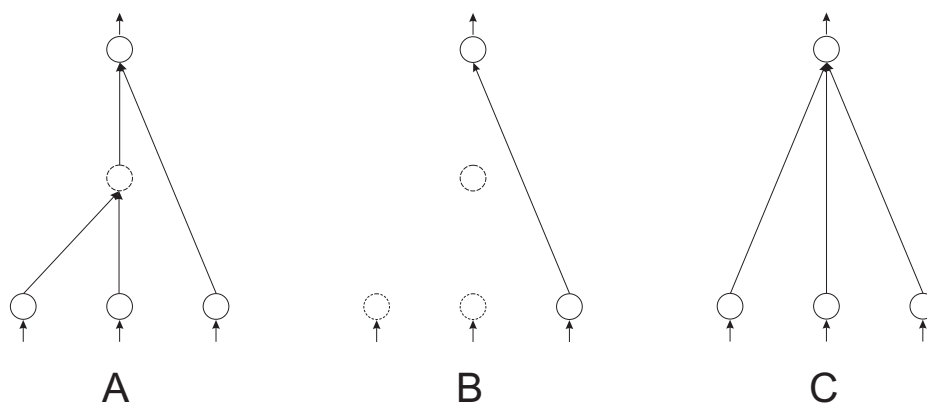


Abbildung 5.6: *Bypass Algorithmus: a) ursprüngliches Netz b) nach Löschen des mittleren Neurons c) mit eingefügter Bypassverbindung.*

pass) schwacher Neuronen (Abbildung 5.6).

Beim Löschen werden Neuronen, die einen geringen Einfluss auf die Netzwerkleistung haben, entfernt. Bei der Überbrückung von Neuronen entstehen Abkürzungen, die den gelöschten Teil des Netzwerkes durch lineare Approximation ersetzen.

In Anlehnung an die Natur verbindet ENZO zur Erstellung neuronaler Netze die große Schrittweite des Evolutionsalgorithmus mit einer Vielzahl kleiner lokaler Optimierungsschritte, dem Belernen der Nachkommen. Diesen Ansatz mit zwei Zeitskalen bezeichnet man als Hybrid-Ansatz. Vor der Beurteilung der Fitness zum Paaren unterziehen sich die Nachkommen einer Lernperiode. Jeder Nachkomme wird mit Hilfe des RProp Lernalgorithmus (vergl. Kapitel 5.2.3) trainiert, auf den ENZO über SNNS zurückgreift.

Ein elementares Merkmal von ENZO ist die Verwendung der Evolutionstheorie nach Lamarck. Hierbei werden die Gewichtsverbindungen der Nachkommen nicht mit Zufallswerten initialisiert, sondern von den Eltern vererbt. Auf Menschen übertragen würde das bedeuten, dass unsere Kinder das Lernen von uns erben würden! Lamarckismus reduziert die Trainingsdauer der Nachkommen um ein bis zwei Größenordnungen. Dies führt zu einer deutlichen Vereinfachung bei der Entwicklung größerer Netzwerke.

Anhand Abbildung 5.7 kann der gesamte Evolutionszyklus beschrieben werden. Abhängig

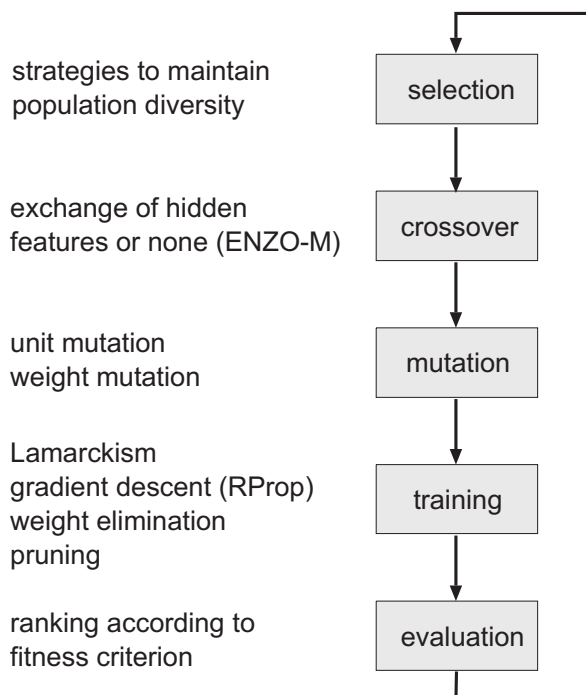


Abbildung 5.7: *Evolutionszyklus in ENZO (nach Braun und Ragg, 1996). Um eine Vielfalt an Netzwerken zu erhalten, ist die Wahl der Netzwerk-Eltern willkürlich, richtet sich allerdings nach einem benutzerdefinierten Fitness-Kriterium. Gewichtsverbindungen und verborgene Neuronen können mutieren, während Eingabeneuronen abgeklemmt werden können, das heißt sie sind redundant. Abhängig von ihrer Fitness verbleiben erfolgreiche Netzwerke länger in der Population.*

von den gewählten Spezifikationen generiert ENZO eine Population verschiedener Netzwerke mit einer gegebenen Verbindungsdichte. Die Populationsgröße wurde mit 30 angegeben, wobei in jeder Generation 10 Nachkommen erzeugt werden. Der Evolutionszyklus beginnt mit der Wahl der Eltern, wobei diejenigen für die Paarung bevorzugt werden, die in der Fitnesshierarchie am weitesten oben stehen. Im folgenden Schritt der Mutation erfahren einzelne Neuronen und Gewichtsverbindungen kleine Änderungen. Dabei können ausschließlich verborgene Neuronen mutieren. Neuronen der Eingabeschicht können nicht gelöscht sondern nur abgeklemmt werden, das heißt sie sind redundant. Anschließend werden sämtliche Nachkommen mit Hilfe des Gradienten-Lernverfahrens RProp trainiert. Durch das Beseitigen vernachlässigbarer Gewichte werden die trainierten Nachkommen beschnitten und nochmals trainiert. Nach ihrer Evaluation werden die Nachkommen gemäß ihrer Fitnesswerte in die bestehende Hierarchie einsortiert und der Evolutionszyklus beginnt erneut.

In Abbildung 5.8 ist die Netzwerkstruktur des mit ENZO automatisch generierten neuronalen Netzwerks für einen mittleren Fehler von 0,38K dargestellt. Das Netz besteht aus insgesamt 52 Neuronen, die sich wie folgt auf die einzelnen Schichten verteilen: Die Eingabeschicht besteht weiterhin aus 32 Neuronen. Allerdings wurden neun Neuronen im Laufe des Evolutionszyklus abgeklemmt. Ihre Eingabeinformation ist zur Realisierung der geforderten Genauigkeit überflüssig. Bei den neun redundanten Eingabeneuronen handelt es sich um die stratosphärischen Werte der Temperatur- und Feuchteprofile. Physikalisch ist dies damit zu erklären, dass der Hauptbeitrag der atmosphärischen Strahlungs-

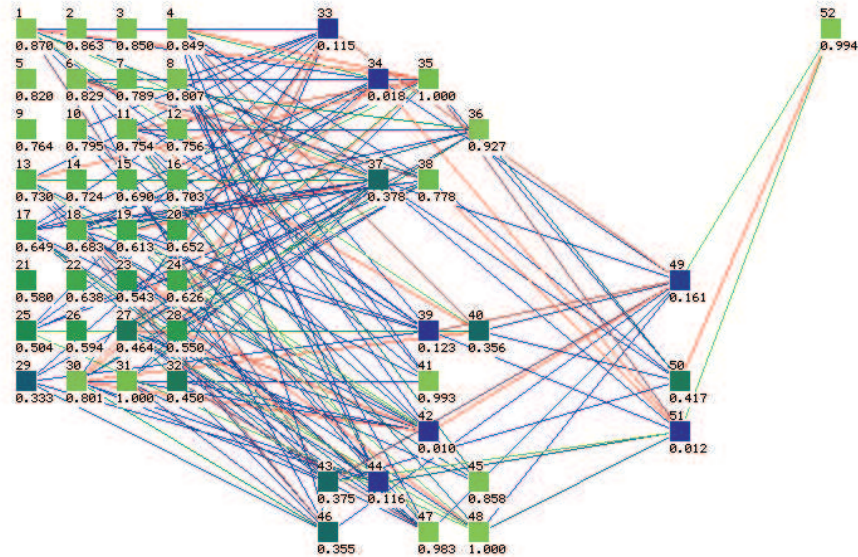


Abbildung 5.8: Automatisch generiertes neuronales Netz mit ENZO für einen vorgegebenen mittleren Temperaturfehler von 0,38K. Die Eingabeschicht enthält 32 Neuronen, die erste verborgene Schicht 16 Neuronen und die zweite verborgene Schicht drei Neuronen. Die Farbtöne der Neuronen und die Zahlenwerte geben den Grad der Aktivierung für das jeweilige Eingabemuster an. Neun Neuronen der Eingabeschicht wurden durch ENZO abgeklemmt, das heißt sie sind redundant zum Erreichen der angegebenen Netzgenauigkeit. Verbunden sind die Neuronen über 206 Gewichtsverbindungen.

absorption im Bereich des atmosphärischen Fensters in der Troposphäre liegt und die stratosphärischen Temperatur- und Feuchtwerte einen vernachlässigbaren Einfluss auf die Gesamtabsorption haben. Die erste verborgene Schicht setzt sich aus 16 Neuronen zusammen, während die zweite verborgene Schicht aus drei Neuronen besteht. Das einzelne Ausgabeneuron bildet die Ausgabeschicht. Die insgesamt 41 aktiven Neuronen des dynamisch generierten neuronalen Netzes sind über 206 Gewichtsverbindungen miteinander verbunden. Verglichen mit der Netzwerkstruktur des manuell entwickelten Netzes verfügt das dynamisch entwickelte Netz, bei einem verbesserten mittleren Fehler, über 56% weniger Neuronen und ca. 90% weniger Gewichtsverbindungen.

5.5.1 Verifikation des evolutionär entwickelten Netzes

Abbildung 5.9 zeigt den mittleren Verifikationsfehler des evolutionär entwickelten neuronalen Netzwerkes. Die Verifikation wurde mit denselben wolkenfreien ECMWF-Datensätzen der vier Untersuchungsgebiete durchgeführt, die bereits für die Verifikation des manuellen Netzwerkes verwendet wurden. Dabei stellte sich der geringste mittlere Verifikationsfehler im März in Nordafrika mit 0,46K ein. Der höchste Fehlerwert wurde in der feuchten subtropische Region mit 2,23K beobachtet.

Neben den niedrigeren maximalen Fehlern in den Sommermonaten ist auch die saisonale Variabilität des mittleren Fehlers im Fall des evolutionär entwickelten Netzes in allen Untersuchungsgebieten geringer als beim manuell entwickelten Netz. Dies deutet darauf hin, dass das mit ENZO entwickelte Netzwerk eine höhere Qualität im Vergleich zum

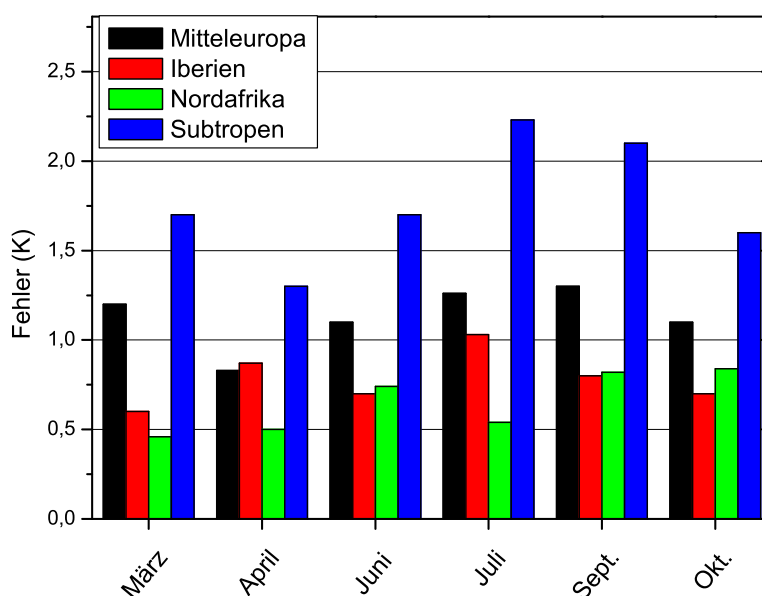


Abbildung 5.9: Mittlerer Temperaturfehler des evolutionär entwickelten neuronalen Netzes in den 4 Untersuchungsgebiete für verschiedene jahreszeitliche Bedingungen.

manuell entwickelten neuronalen Netz besitzt.

Die Effizienz des neuronalen Netzes wird anhand der Fehlerverteilung der wolkenfreien ECMWF-Verifikationsdaten für die Monate April, Juni und September im Untersuchungsgebiet der Iberischen Halbinsel dargestellt (Tabelle 5.7). Für den wolkenfreien Datensatz September wiesen 362 der verifizierten Daten (76%) einen mittleren Fehler kleiner als 0,75K auf. Eine Abweichung zwischen 0,75K und 1,0K wurde bei 89 Datensätzen (18%) erreicht, bzw. lagen 18 Datensätze (4%) im Fehlerintervall zwischen 1,0K und 1,25K. Lediglich bei 2 untersuchten wolkenfreien Situationen des Monats September lag der mittlere Fehler über 1,5K.

	April	Juni	Sept.
$x < 0,75K$	355	509	362
$0,75K < x < 1,00K$	127	153	89
$1,0K < x < 1,25K$	29	17	18
$x > 1,50K$	3	4	2
Gesamt	514	683	471

Tabelle 5.7: *Mittlere Fehlerverteilung der wolkenfreien ECMWF-Verifikationsdaten über Iberien für das evolutionär entwickelte neuronale Netzwerk.*

Obwohl der ECMWF-Datensatz im Vergleich zu den TIGR-Radiosondendaten, die für das Trainieren des Netzes herangezogen wurden, eine andere Struktur besitzt, liegen die Verifikationsfehler im Rahmen der MODTRAN-3 Genauigkeit. Die niedrigen Verifikationsfehler bestätigen die guten Generalisierungseigenschaften des relativ kleinen evolutionär entwickelten neuronalen Netzwerks. Zur Beurteilung der Netzwerke muss auch berücksichtigt werden, dass die Eingabedaten eine größere Bandbreite von starken Überhitzungs- und Unterkühlungsfällen beinhalten, die bei realen Bedingungen nicht so häufig vorkommen.

Gegenüber der herkömmlichen Atmosphärenkorrektur mit dem Strahlungsübertragungsmodell MODTRAN-3 besitzt das mit ENZO entwickelte neuronale Netz, bei ähnlicher Genauigkeit, den entscheidenden Vorteil einer um ca. 10^4 fachen Schnelligkeit. Somit besteht erstmalig die Möglichkeit, die Atmosphärenkorrektur für längere METEOSAT-Zeitserien über großen Flächen zu bestimmen.

Kapitel 6

LST Prozesskette

Im Rahmen dieser Arbeit wurden mehrjährige Zeitreihen der Landoberflächentemperatur von 1999 bis 2005 aus METEOSAT-7 IR Satellitendaten abgeleitet. Neben den Satellitenmessungen sind für die Bestimmung der Landoberflächentemperatur zusätzliche Datensätze von Oberflächen- und Atmosphärenparametern notwendig. Im folgenden Kapitel werden die einzelnen Verarbeitungsschritte sowie die Struktur der verwendeten Daten vorgestellt.

6.1 IMK Archiv und Datenaufbereitung

Den ersten Schritt der in Abbildung 6.1 dargestellten Prozesskette bildet der Empfang der Satellitendaten. Am Institut für Meteorologie und Klimaforschung in Karlsruhe (IMK) werden seit 1996 halbstündlich METEOSAT-7 Satellitendaten empfangen. Die archivierte Zeitreihe erstreckt sich von 1998 bis zum Ende der METEOSAT-7 Lebenszeit am 14. Juni 2006.

Im zweiten Verarbeitungsschritt der Datenaufbereitung werden die IR-Satellitendaten mit Hilfe der kommerziellen Software 2met der Firma VCS bearbeitet. Wie in Kapitel 2.4.1 ausführlich beschrieben, werden die METEOSAT-7 IR-Daten mit Hilfe der EUMETSAT-Kalibrierkoeffizienten in 16 Bit Schwarzkörpertemperaturen umgewandelt. Auf eine Kalibrierung der tagsüber verfügbaren Daten des sichtbaren Kanals (VIS) wird verzichtet, da diese ausschließlich für die Erstellung der Wolkenmaske verwendet werden. Somit basiert die weitere Verarbeitung der VIS-Daten auf der Basis der 8 Bit METEOSAT-7 VIS-Zählraten.

Des Weiteren erfolgt im Prozessabschnitt der Datenaufbereitung die Umprojektion der METEOSAT-7 Satellitendaten auf eine rechtwinklige Länge- Breite-Projektion. Die räumliche Auflösung liegt sowohl für den IR-Datensatz als auch für VIS-Datensatz bei ca. 5km. Abgeschlossen wird die Datenaufbereitung mit dem Ausschneiden der beiden untersuchten Teilbereiche Europa und Afrika. Die exakten Abmessungen der beiden Bildausschnitte finden sich in Kapitel 2.4.1.

Nach der Datenaufbereitung stehen für die Bestimmung der Landoberflächentemperatur pro Tag jeweils 48 IR-Datensätze sowie 32 VIS-Datensätze für die Untersuchungsregionen Europa und Afrika zur Verfügung.

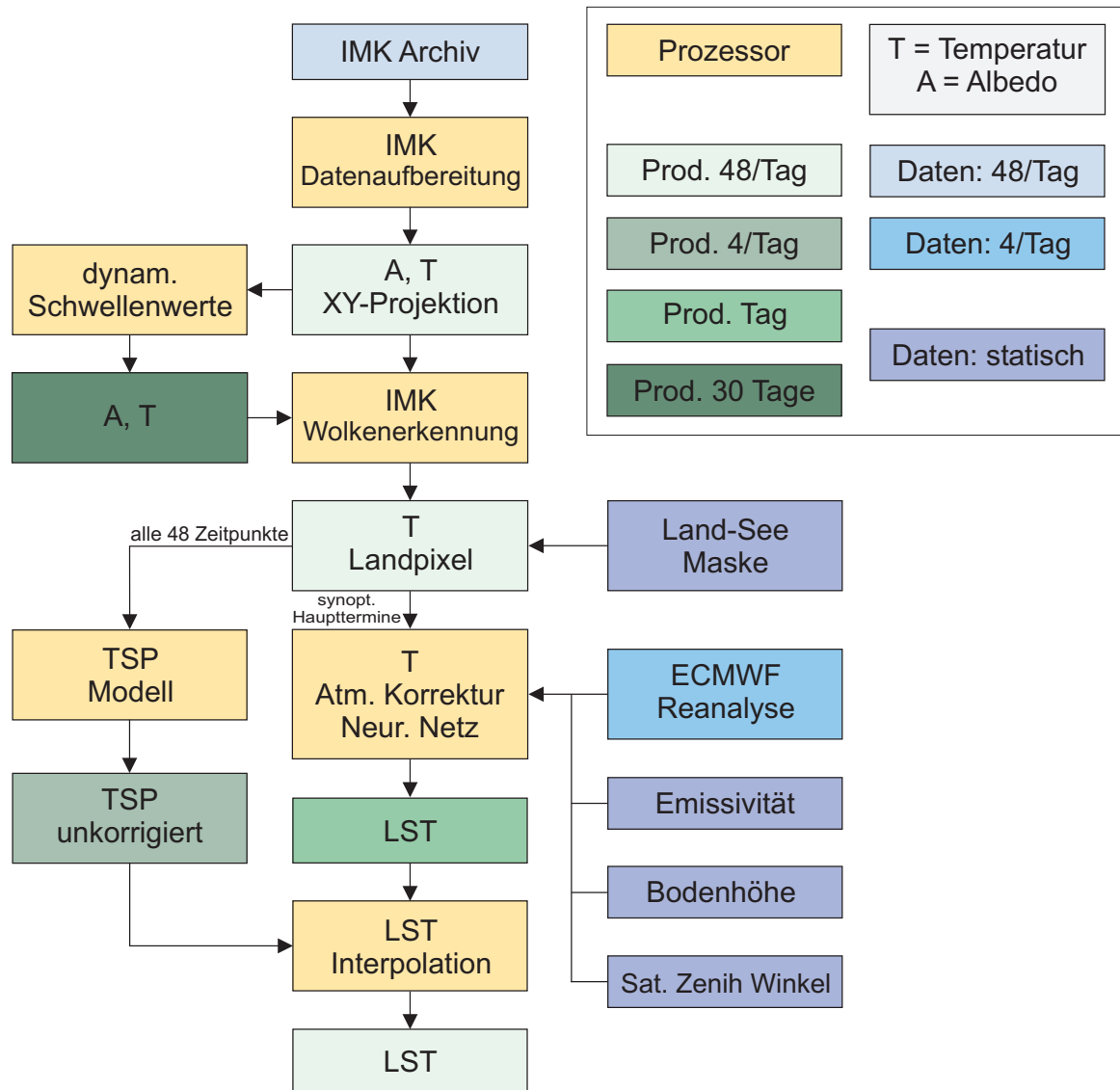


Abbildung 6.1: Die Prozesskette zur Ableitung der Landoberflächentemperatur aus METEOSAT IR-Satellitendaten. Zur Interpolation des LST Tagesganges wurde das TSP-Modell (Thermal Surface Parameter) verwendet.

6.2 Wolkenerkennung

Der Verarbeitungsschritt der Wolkenerkennung unterteilt sich in zwei Teilbereiche: die Erstellung monatlicher dynamischer Schwellenwerte, sogenannter wolkenfreien Referenzbilder, und dem Vergleich der einzelnen METEOSAT-7 Aufnahmen mit den jeweiligen Referenzbildern.

Anhand der in Kapitel 3 erläuterten Methode werden pixelbasierte monatliche dynamische Schwellenwerte für alle 48 METEOSAT IR-Termine, sowie für die tagsüber zur Verfügung stehenden 32 METEOSAT VIS-Termine erstellt. Im zweiten Schritt der Wolkenerkennung erfolgt der Vergleich der einzelnen METEOSAT Aufnahmen mit den jeweiligen Referenzbildern. Unterschreitet ein IR-Messwert den dynamischen IR-Schwellenwert oder übersteigt ein VIS-Messwert den dynamischen VIS-Schwellenwert wird dieser Bildpunkt

als bewölkt klassifiziert. Abhängig von der Art der Schwellenwerterkennung werden die bewölkten Bildpunkte in drei Klassen unterteilt: Wolken, die ausschließlich anhand des VIS-Schwellenwertes oder anhand des IR-Schwellenwertes erkannt wurden, sowie Wolken, die von beiden Schwellenwerten detektiert wurden.

Mit Hilfe des USGS GTOPO30 Elevationsdatensatzes des Digital Elevation Modell (DEM) wurde eine Land-See-Maske erstellt, anhand derer das Maskieren, der im Rahmen dieser Arbeit nicht näher untersuchten Wasserflächen, erfolgte.

Vor den nachfolgenden Verarbeitungsschritten teilt sich die Prozesskette. Zum Einen werden mit Hilfe des Thermal Surface Parameter Modells (TSP-Modell) die Tagesgänge der vom Satelliten gemessenen Strahlungstemperatur interpoliert. Zum Anderen erfolgt die Berechnung der Atmosphärenkorrektur mittels neuronaler Netze für die vier synoptischen Haupttermine 0:00UTC, 6:00UTC, 12:00UTC und 18:00UTC.

6.3 Modellierung des Tagesgangs

Unter Verwendung des TSP-Modells wird der Tagesgang der Temperatur an die Zeitserie der wolkengefilterten METEOSAT-7 Strahlungstemperaturen angepasst. Neben der Interpolation kurzzeitiger Messwertlücken aufgrund von Bewölkung oder Datenausfällen, dient das TSP-Modell als zusätzlicher Wolkenerkennungsalgorithmus. Basierend auf der Levenberg-Marquardt Minimierungsmethode werden bisher unerkannte bewölkte Bildpunkte an den Tagesgang der wolkenfreien Strahlungstemperatur angepasst.

Das TSP-Modell setzt sich aus einem harmonischen Schwingungsterm und einer Exponentialfunktion zusammen. Dabei beschreibt der Schwingungsterm den Strahlungseinfluss der Sonne während des Tages, wohingegen die Exponentialfunktion das Abklingen der Temperatur nach Sonnenuntergang wiedergibt. Der modellierte Tagesgang der Strahlungstemperatur wird durch sieben Parameter charakterisiert (vergleiche Kapitel 4).

6.4 Atmosphärenkorrektur mittels neuronaler Netze

Die Atmosphärenkorrektur der METEOSAT-7 Strahlungstemperaturen erfolgt mit dem im Rahmen dieser Arbeit evolutionär entwickelten neuronalen Netz. Bei ähnlicher Genauigkeit wie herkömmliche Strahlungsübertragungsmodelle besitzt das neuronale Netz den Vorteil einer um ca. 10^4 fachen Schnelligkeit.

Zur Bestimmung der korrigierten Landoberflächentemperatur stehen neben der METEOSAT-7 Strahlungstemperaturmessung die Temperatur- und Feuchteprofile aus ECMWF ERA-40 Reanalysedaten, die Oberflächenparameter Bodenhöhe und Emissionsvermögen, sowie der METEOSAT Abtastwinkel als Eingabeparameter zur Verfügung.

6.4.1 ECMWF Reanalysedaten

Globale ECMWF Reanalysedaten (ERA-40) sind für die vier synoptischen Haupttermine 0:00UTC, 6:00UTC, 12:00UTC und 18:00UTC bis einschließlich März 2003 verfügbar. Für die Atmosphärenkorrektur nachfolgender Daten wurden operationelle ECMWF Datensätze verwendet. Die Modelldatensätze beinhalten vertikale Profile der Temperatur (T), der relativen Feuchte (RH) und des Geopotentials (GP) mit einer spektralen

Auflösung von 106 Wellenzahlen, was einer räumlichen Auflösung von $1, 1^\circ$ geographischer Länge bzw. geographischer Breite (ca. 100km) entspricht. Die spektralen Datensätze der untersuchten Regionen wurden analog zu den TIGR Trainings- bzw. Validierungsmengen in Temperatur- und Feuchteprofile mit 14 Druckstufen transformiert. Ein weitreichender Vorteil der ECMWF Daten ist einerseits die globale Verfügbarkeit und andererseits die Unabhängigkeit von Bewölkung. Studien von Schroedter et al. (2003) zeigten, dass anhand ECMWF Reanalysedaten Atmosphärenkorrekturen in ähnlicher Genauigkeit wie TIGR Radiosondendaten bestimmt werden können. Dies ermöglicht die großflächige Bestimmung der Atmosphärenkorrektur über lange Zeitserien.

6.4.2 Räumliche Interpolation der Atmosphäreninformation

Die Verwendung globaler Atmosphärenprofile für die Atmosphärenkorrektur birgt im Allgemeinen Probleme. Entweder besitzen sie eine schlechte zeitliche Auflösung und sind räumlich inhomogen verteilt (z.B. Radiosonden) oder sie weisen eine deutlich niedrigere räumliche Auflösung als Satellitendaten (ECMWF ERA-40) auf. Das neuronale Netz bestimmt den atmosphärischen Einfluss nur für diejenigen Bildpunkte, für die auch Atmosphäreninformationen zur Verfügung stehen. Für Bildpunkte, für die keine Atmosphäreninformation vorliegt, erfolgt eine Interpolation anhand der umliegenden Landoberflächentemperaturen. Hierfür wurde die Methode nach Schroedter et al. (2003) gewählt, die auf der Interpolation nach Shepard (1968) basiert.

$$w(r) = \begin{cases} \frac{1}{r} & 0 < r < \frac{R}{3} \\ \frac{27}{4R} \left(\frac{r}{R} - 1\right)^2 & \frac{R}{3} < r < R \\ 0 & r > R \end{cases} \quad (6.1)$$

w : Gewichtsfunktion

r : Entfernung zum beobachteten Bildpunkt

R : Maximale Entfernung zum beobachteten Bildpunkt

Diese Methode liefert eine optimierte Gewichtsfunktion w für eine Anzahl von $M = 5$ Datenpunkten, die innerhalb einer maximalen Entfernung von $R = 100km$ um das evaluierte Pixel liegen. Das Einbeziehen von nur fünf Bildpunkten für die Interpolation erfolgt als Kompromiss zwischen der Rechenzeit, der gewünschten Genauigkeit und einer hinreichend horizontalen Glattheit der interpolierten Landoberflächentemperaturen.

6.4.3 Bestimmung der Bodenhöhe

Abhängig von der Bodenhöhe des untersuchten Bildpunktes variiert die Wegstrecke der an der Erdoberfläche emittierten Strahlung durch die Atmosphäre. Je länger die Wegstrecke desto größer ist der atmosphärische Einfluss auf die vom Satelliten gemessene Strahldichte. Abbildung 6.2 zeigt den verwendeten USGS GTOPO30 DEM Datensatz des Beobachtungsgebietes Afrika. Die räumliche Auflösung des Datensatzes beträgt 30 Bogensekunden, was einer Bildpunktgröße von ca. 1km am Äquator entspricht. Mit zunehmender geographischer Breite reduziert sich die Pixelgröße. Aus Konsistenzgründen

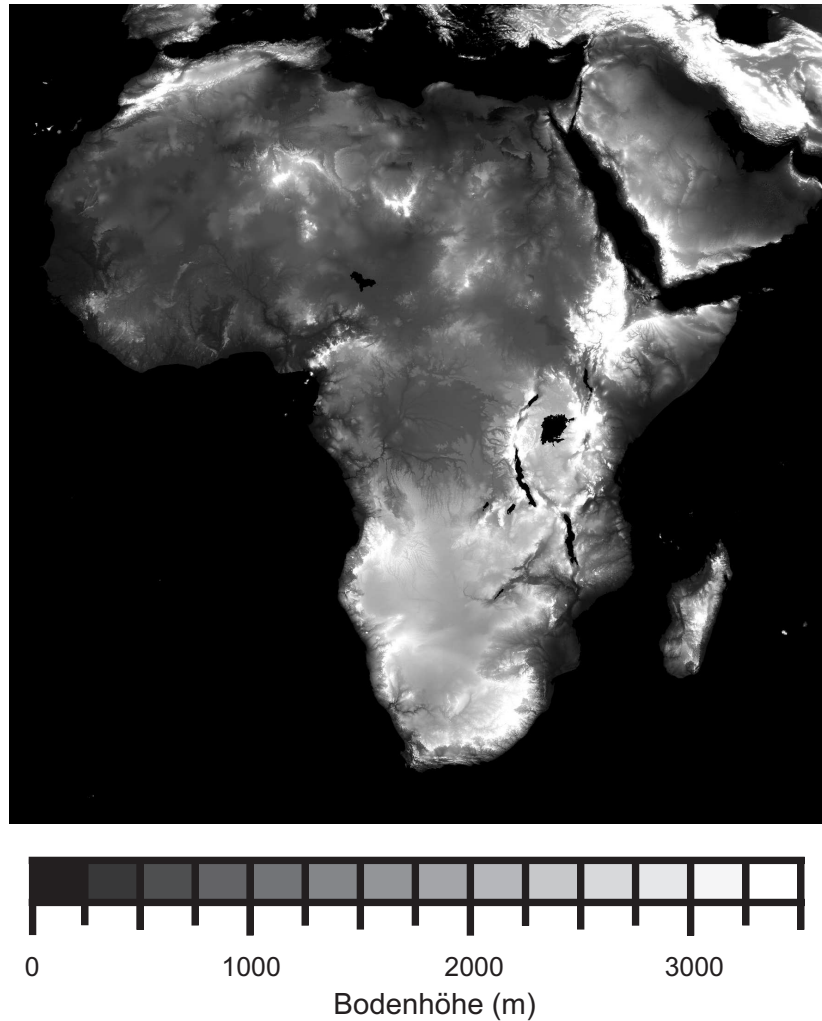


Abbildung 6.2: USGS GTOPO30 DEM Bodenhöhe im Untersuchungsgebiet Afrika.

erfolgt eine Reprojektion der DEM Elevationsdaten auf das rechtwinklige XY-Gitter der umprojizierten METEOSAT-7 Daten mit einer räumlichen Auflösung von ca. 5km.

6.4.4 Bestimmung des Emissionsvermögens

Das METEOSAT-7 Radiometer MVIRI verfügt im terrestrischen atmosphärischen Fenster nur über einen Kanal. Für die Ableitung des pixelbasierten Emissionsvermögens im terrestrischen Infrarot aus METEOSAT-7 Messungen ist folglich eine weitere externe Randbedingung erforderlich. Ähnlich der Bestimmung der kanalspezifischen Strahldichte kann das kanalspezifische Emissionsvermögen mittels der spektralen Emissivität und der normierten spektralen Empfindlichkeit des IR-Kanals berechnet werden. Idealerweise sollte bei dieser Bestimmung die Temperaturabhängigkeit über die Planckfunktion eingehen. Allerdings zeigte Becker und Li (1990), dass im Bereich des terrestrischen Atmosphärenfensters die Emissivität annähernd unabhängig von der Landoberflächentemperatur ist. Somit kann das kanalspezifische Emissionsvermögen ε_k anhand Gleichung 6.2 bestimmt werden (Peres, 2005):

$$\varepsilon_k = \frac{\int_{\lambda=\lambda_1}^{\lambda_2} f_k \varepsilon_\lambda \partial\lambda}{\int_{\lambda=\lambda_1}^{\lambda_2} f_k \partial\lambda} \quad (6.2)$$

- ε_k : Kanalspezifisches Emissionsvermögen
 ε_λ : Spektrales Emissionsvermögen
 f_k : Normierte spektrale Empfindlichkeit des METEOSAT-7 IR-Kanals

Unter Verwendung des spektralen Emissionsvermögens ε_λ der Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Datenbank wurden kanalspezifische Emissivitäten des METEOSAT-7 IR-Kanals mittels des Kirchhoffschen Gesetzes für verschiedene Oberflächenarten bestimmt (Tabelle 6.1).

Mit Hilfe globaler Vegetationsdaten der University of Maryland (UMD) erfolgt die Erstellung von Emissivitätskarten für die Beobachtungsgebiete Europa und Afrika. Dabei unterteilt die UMD-Vegetationsdatenbank die Erdoberfläche in 14 verschiedene Oberflächenarten. Abbildung 6.3 zeigt die mittlere Vegetationsverteilung in Afrika. Abhängig von der Oberflächenart erfolgt für jeden Bildpunkt die Zuweisung des jeweiligen Emissionsvermögens aus Tabelle 6.1.

	Oberflächenart	MVIRI IR-Emissivität
Vegetation	Gras	0,986
	Trockenes Gras	0,911
	Laubwald	0,973
	Nadelwald	0,990
Boden	Schwarzer Lehm	0,969
	Hellgelber Lehm	0,976
	Brauner schluffiger Lehm	0,970
	Brauner lehmiger Sand	0,972
	Hellgelber lehmiger Sand	0,967
	Weißer Mamor	0,9322
Anthropogene Oberflächen	Asphalt	0,970
	Beton	0,975

Tabelle 6.1: METEOSAT-7 IR-Emissionsvermögen verschiedener Oberflächenarten.

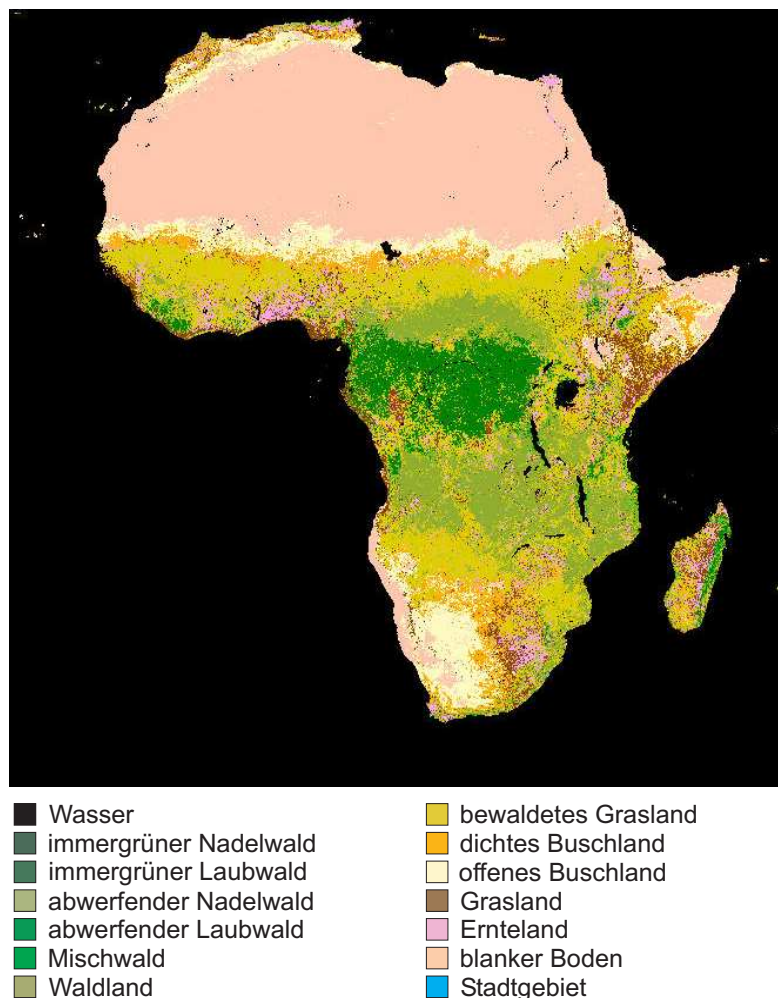


Abbildung 6.3: Räumliche Verteilung der 14 Vegetationsklassen im Untersuchungsgebiet Afrika nach Hansen, M. et al. (2000).

6.5 Anpassen der Atmosphärenkorrektur an den Tagesgang der LST

Im finalen Schritt der Prozesskette erfolgt die Anpassung des modellierten Tagesgangs der Strahlungstemperatur an die vier atmosphärenkorrigierten Landoberflächentemperaturen der synoptischen Hauptterminen 0:00UTC, 6:00UTC, 12:00UTC und 18:00UTC. Ausgehend von den sieben TSP-Parametern, welche den Tagesgang der Strahlungstemperatur beschreiben, werden die 30-minütigen Einzelwerte zurückgerechnet und in Richtung der vier LST-Stützstellen verschoben. Dabei werden die TSP-Zeitparameter ω (Breite des Cosinus Terms), T_m (Zeitpunkt des Tagesmaximums) und T_s (Startpunkt der Abklingkurve) als feste Größen angesehen.

Darüber hinaus wurden für jeden Bildpunkt die mittleren Tagesgänge über 10 Tage bzw. einen Monat gebildet. Mittelwerte enthalten die wesentliche Information längerer Zeitreihen, schwächen jedoch den Einfluss kurzzeitiger Ausreißer ab. Somit ermöglichen gemittelte Tagesgänge, im Gegensatz zu einzelnen Tagesgängen, interanuelle Vergleiche und langjährige Klimastudien.

Kapitel 7

Validierung der Landoberflächentemperatur

Zur Überprüfung der Genauigkeit der aus METEOSAT-7 abgeleiteten Landoberflächentemperatur wurden die Ergebnisse mit zwei verschiedenen Datensätzen validiert. Zum Einen erfolgte ein Vergleich mit Bodenmessungen der Landoberflächentemperatur in Evora, Portugal. Zum Anderen wurden die Daten einer Cross-Validierung mit operationell bestimmten MSG-Landoberflächentemperaturen unterzogen. Die Validierungsergebnisse werden im Folgenden ausführlich erläutert.

7.1 Validierung der METEOSAT-7 LST mit Bodenmessungen

Für die Validierung der aus Satellitendaten abgeleiteten Landoberflächentemperatur mit Bodenmessungen eignen sich möglichst ebene Regionen, die über eine Fläche mehrerer METEOSAT Bildpunkte eine homogene Oberflächenstruktur aufweisen. Darüber hinaus ist ein niedriger Bedeckungsgrad während des gesamten Jahres eine notwendige Voraussetzung. Erfüllt werden diese Bedingungen für die seit Mitte 2005 existierende Validierungsstation in Evora, Portugal ($38,54^{\circ}N/7,99^{\circ}W$).

Die Vegetation des Stationsstandortes setzt sich aus einer Kombination aus weitläufigem Grasweideland und immergrünem Korkeichenbestand zusammen. Während eines Jahres ändert sich die Vegetation der immergrünen Eichen nur langsam. Zudem wird die Region nicht künstlich bewässert und bleibt somit unbeeinflusst von der Erntezeit. Auf kleinräumiger Skala weist der Bewuchs der Stationsumgebung eine stark inhomogene Verteilung auf. Großskalig, auf der Ebene eines METEOSAT Bildpunktes, bildet die unregelmäßige Struktur aus Bäumen und Grasland jedoch eine homogene Oberfläche. Diese homogene Mischvegetation erstreckt sich über eine ebene Fläche von mehr als 15 km x 15 km um den Stationsstandort, was etwa der Größenordnung von 2 x 2 METEOSAT Bildpunkten entspricht.

Die eigentliche Oberfläche, die vom Satelliten detektiert wird, bildet den nach oben exponierten Bereich des Bewuchses. Im Falle der Stationsumgebung setzt sich diese Oberfläche aus Baumkronen und Gras zusammen. Die Strahlungstemperatur dieser bei-

den Oberflächen werden separat mit dem selbstkalibrierenden rotierenden Radiometer (Rotrad) bestimmt. Im Gegensatz zu den großen METEOSAT Bildpunkten besitzt das Rotrad Radiometer, abhängig vom Untersuchungsbereich, lediglich ein field of view (FOV) von fünf bis sieben Quadratmetern. Für den Vergleich der Stationsmessungen mit der Satellitenmessung ist somit ein up-scaling der Rotrad Messungen erforderlich. Abhängig von der Verteilung von Baumkronen (47 %) und offener Grasfläche (53 %) im gesamten Validierungsgebiet wird die Landoberflächentemperatur aus den gewichteten Rotrad Einzelmessungen bestimmt (Kabsch, 2007).

Die nominelle Zeit eines METEOSAT Bildes entspricht dem Startzeitpunkt des Abtastvorgangs in Süd-Nord-Richtung des Satellitensensors. Die tatsächliche Zeit der Satellitenmessung am geographischen Ort der Validierungsstation erfolgt in der 18. Minute des Abtastvorgangs. Die Validierung der METEOSAT-7 LST mit Stationsmessungen basiert auf dem Vergleich der räumlich gemittelten vier METEOSAT-7 Bildpunkte, die die homogene Stationsumgebung abdecken, mit dem 30 Minuten Mittel der Stationsmessung.

7.1.1 Validierungsergebnisse

Der Validierungszeitraum mit Stationsmessungen in Evora reichte von August bis Dezember 2005. Damit ist gewährleistet, dass der Tagesgang der Landoberflächentemperatur sowohl für Sommerbedingungen mit starker Überhitzung des Erdbodens, als auch an Herbst- bzw. Wintertagen verifiziert wird. Im Rahmen der Validierung der METEOSAT-7 LST mit Stationsmessungen wurden ausschliesslich ungestörte Tagesgänge der Landoberflächentemperatur reiner Strahlungstage untersucht.

Abbildung 7.1 zeigt den ungestörten Tagesgang der Landoberflächentemperatur am 04.08.2005 abgeleitet aus METEOSAT-7 Satellitendaten (rote Punkte). Typisch für einen reinen Strahlungstag ist das rasche Ansteigen der Temperatur in den Vormittagsstunden, das starke Absinken der Temperatur in den Nachmittagsstunden sowie das exponentielle Abklingen nach Sonnenuntergang. Charakterisiert wird der Tagesgang der Landoberflächentemperatur durch die Residualtemperatur von $17,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ zum Zeitpunkt des Sonnenaufgangs um 5:30UTC, das Tagesmaximum von $52,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ um 13:00UTC und einem nächtlichen Minimum von $18,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ kurz vor Sonnenaufgang des Folgetages. Die blauen Punkte geben die über 30 Minuten gemittelte Stationsmessung wieder. Das markante Absinken der von der Station gemessenen Landoberflächentemperatur gegen 13:00UTC ist auf Schatteneinflüsse im Blickfeld der Rotrad Grasmessung durch umliegende Bäume zurückzuführen. Diese störenden Schatteneffekte führen dazu, dass die Stationsmessungen in den frühen Nachmittagsstunden zwischen 13:00UTC und 16:00UTC nicht für die Validierung herangezogen werden konnten. Für die restlichen Zeitpunkte im Tagesverlauf zeigt die Differenz der METEOSAT-7 LST zum 30 Minuten Mittel der Stationsmessung (magentafarbene Punkte) eine sehr gute Übereinstimmung der beiden Datensätze.

Des Weiteren ist die im Rahmen des LandSAF-Projektes operationell bestimmte Landoberflächentemperatur aus MSG Satellitendaten dargestellt (grüne Punkte). Hierbei ist ein positives Abweichen der MSG-LST zum Zeitpunkt des Tagesmaximums gegenüber der Stationsmessung und der METEOSAT-7 LST von $4,3\text{ K}$ zu erkennen. Dieses Überschätzen der Landoberflächentemperatur in den Mittagsstunden in der Region Evora ist im Land-

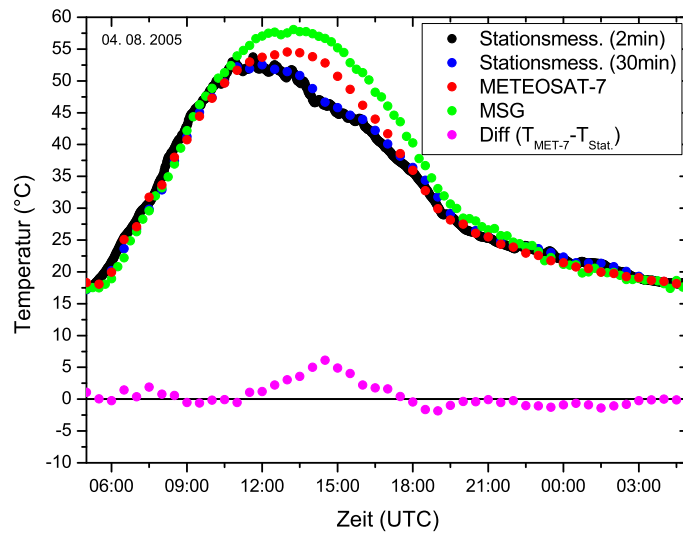


Abbildung 7.1: Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 04.08.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung.

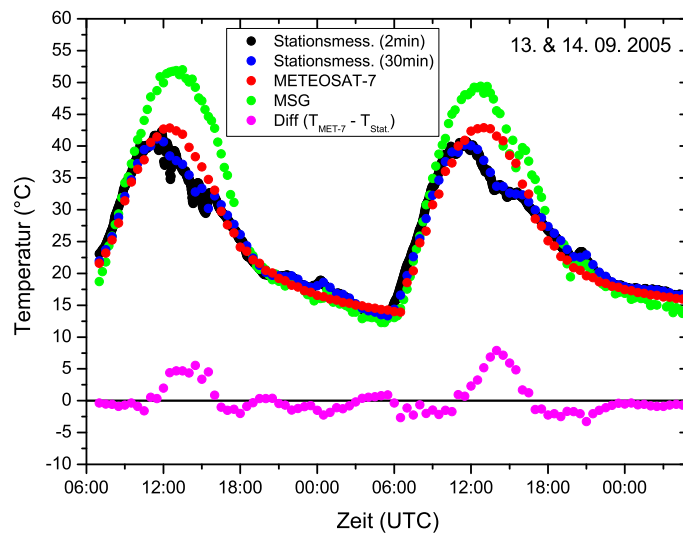


Abbildung 7.2: Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 13. und 14.09.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung.

Validierung der Landoberflächentemperatur

SAF Validierungsdatensatz während der Sommermonate durchgehend zu erkennen. Als Ursache konnten falsche Annahmen des Emissionsvermögens in den Sommermonaten und Fehler in der verwendeten Parametrisierung der Split-Window-Koeffizienten bei starker Überhitzung des Erdbodens ausgemacht werden. Eine korrigierte LandSAF MSG-LST ist für den Zeitraum ab Mai 2006 verfügbar.

In Abbildung 7.2 ist das Validierungsergebnis in Evora für die Strahlungstage 13. und 14.09.2005 dargestellt. Wiederum zeigt die aus METEOSAT-7 Satellitendaten abgeleitete LST für beide Tage eine gute Übereinstimmung mit der Stationsmessung. Mit Ausnahme der Nachmittagsstunden zwischen 13:00UTC und 16:00UTC, die aufgrund von Schatten-effekten in den Bodenmessungen für die Validierung nicht herangezogen werden können, liegt die Differenz der beiden Landoberflächentemperaturen innerhalb des angestrebten Genauigkeitsintervalls von $\pm 2K$. Die in den Stationsmessungen erkennbaren kurzzeitigen nächtlichen Schwankungen der LST können von der METEOSAT-7 LST mit ihrer Abhängigkeit vom TSP-Modell nicht korrekt wiedergegeben werden. Aufgrund der Trägheit der Dämpfungsfunktion, die das Abklingen der Temperatur nach Sonnenuntergang beschreibt, ist es nicht möglich, solch kurzzeitige Variationen der LST zu modellieren. Resultierend aus den falschen Annahmen des Emissionsvermögens weist die LST des MSG-Datensatzes während der Mittagsstunden beider Tage deutlich überhöhte Werte auf. Mit einem Tagesmaximum von $51,9\text{ }^{\circ}C$ am 13.09.2005 und $49,4\text{ }^{\circ}C$ am 14.09.2005 liegt die MSG-LST um jeweils mehr als 7 K über der Stationsmessung und der METEOSAT-7 LST. Dagegen zeigt der Vergleich in den Abend- und Nachtstunden eine gute Überein-

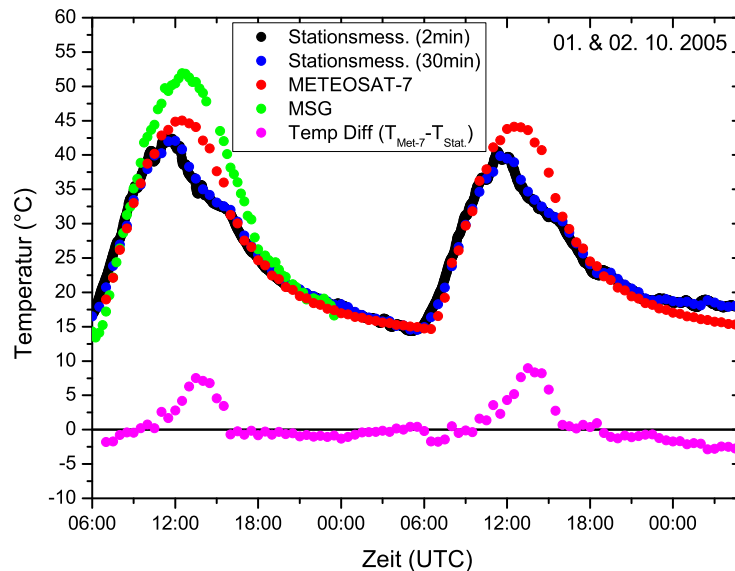


Abbildung 7.3: Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 01. und 02.10.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung.

stimmung mit der Stationsmessung und der METEOSAT-7 LST.

Die Validierungsergebnisse des 01. und 02.10.2005 sind in Abbildung 7.3 dargestellt. Mit $18,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegt die Residualtemperatur der METEOSAT-7 LST zum Zeitpunkt des Sonnenaufgangs am 01.10.2005 um $1,9\text{ K}$ unterhalb des 30 Minuten Mittels der Stationsmessung. Mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel im Herbst vergrößert sich der Einfluss der Schatteneffekte in den Bodenmessungen. Dies führt dazu, dass während der Herbst- und Wintermonate die Stationsmessungen bereits zum Zeitpunkt des Tagesmaximums der Landoberflächentemperatur durch Schatteneinflüsse gestört ist und die Maximaltemperatur somit um $7,5\text{ K}$ unter der METEOSAT-7 LST von $42,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegt. Für die Abend- und Nachttermine ab 16:00UTC zeigen die Bodenmessungen und die METEOSAT-7 LST abermals eine sehr gute Übereinstimmung.

Eine ähnlich gute Übereinstimmung der METEOSAT-7 LST zur Stationsmessung zeigen die Validierungsvergleiche für den 02.10.2005. Allerdings ist im Zeitraum nach 20:00UTC ein Unterschätzen der LST im METEOSAT-7 Datensatz gegenüber der Stationsmessung zu erkennen. Die Differenzen während der Nachtstunden von bis zu 3 K rühren von einem Luftmassenwechsel her, in dessen Verlauf Warmluft in das Untersuchungsgebiet advehiert wurde. Solch advektionsbedingte Temperaturänderungen lassen sich nicht mit Hilfe des TSP-Modells beschreiben, da die Trägheit der Abklingfunktion keine Temperatursprünge erlaubt.

Für den 23.11.2005 ist in Abbildung 7.4 der Vergleich der METEOSAT-7 LST mit Stati-

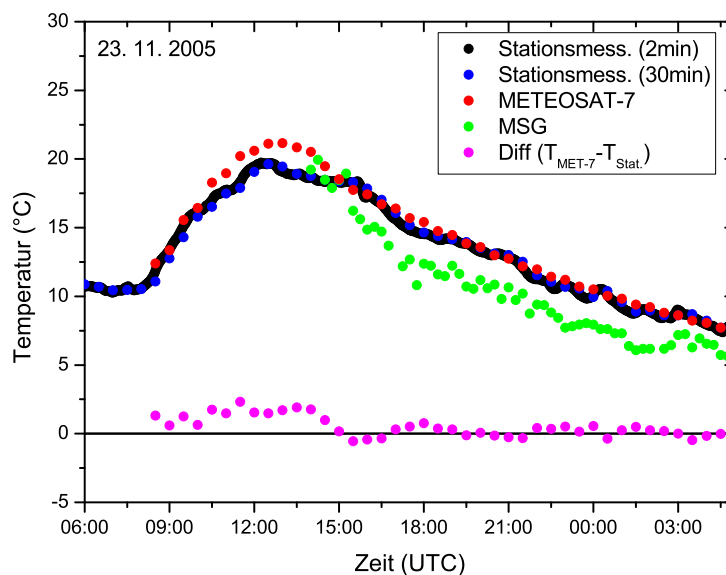


Abbildung 7.4: Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 23.11.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung.

onsmessungen für Herbst- bzw. Winterbedingungen dargestellt. Gegenüber den Sommermessungen ist das Tagesmaximum der LST mit $21,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ deutlich geringer und die Amplitude des Tagesgangs weniger stark ausgeprägt. Dafür verantwortlich ist hauptsächlich der niedrigere Sonnenstand, wobei höhere Bodenfeuchte und die daraus resultierende üppigere bodennahe Vegetation in den Wintermonaten die charakteristischen Unterschiede des LST-Tagesgangs im Vergleich zu den Sommermonaten verstärken. Vergleiche mit den Stationsmessungen liefern sowohl während des Tages, als auch in den Nachtstunden eine gute Übereinstimmung. Abgesehen von den bereits erwähnten Schatteneffekten in den Nachmittagsstunden liegt die maximale Abweichung der beiden Messungen bei $1,8\text{ K}$ in den Vormittagsstunden. Eine besonders gute Übereinstimmung mit maximal $-0,7\text{ K}$ Abweichung zeigt sich für die Zeit nach Sonnenuntergang.

Die aus MSG-Daten abgeleitete LST, welche für den Zeitraum nach 14:00UTC vorhanden ist, weist im Vergleich mit der METEOSAT-7 LST einen durchgehenden negativen Bias von ca. $2,5\text{ K}$ auf.

Die Validierung der aus METEOSAT-7 Daten abgeleiteten LST Tagesgänge mit Stationsmessungen in Evora zeigt sowohl in den Sommermonaten, als auch im Herbst und Winter durchgängig ein hohes Maß an Übereinstimmung. Abgesehen von den frühen Nachmittagsstunden, in denen Schatteneffekte die Bodenmessungen beeinflussen, liegen die METEOSAT-7 LST während des gesamten Tagesgangs meist im angestrebten Genauigkeitsintervall von $\pm 2\text{ K}$ um die Referenzmessung. Allerdings führen rasche advektionsbedingten Temperatursprünge während der nächtlichen Abkühlphase zu Differenzen der beiden Landoberflächentemperaturen. Diese Abweichungen der METEOSAT-7 LST zu den Stationsmessungen ist durch die Trägheit der exponentiellen Abklingfunktion zu erklären, die die nächtlichen Abkühleffekte beschreibt.

Bei Vergleichen der METEOSAT-7 LST mit MSG-LST in Evora muss zwischen Tag- und Nachtstunden differenziert werden. Während die Validierungsergebnisse in den Nachtstunden eine gute Übereinstimmung ergeben, weisen besonders die Maximaltemperaturen in den Mittags- und Nachmittagsstunden der Sommermonate teils größere Abweichungen von bis zu 10 K auf. Wie bereits erwähnt liegt die Ursache in der Verwendung falscher Emissivitäten in den Sommermonaten und der verwendeten Parametrisierung der Split-Window-Koeffizienten bei starker Überhitzung des Erdbodens. Eine korrigierte LandSAF MSG-LST ist für den Zeitraum ab Mai 2006 verfügbar.

7.2 Vergleich der METEOSAT-7 LST mit MSG-LST

Neben dem Vergleich mit Stationsmessungen in Evora wurde der aus METEOSAT-7 Messungen abgeleitete LST-Datensatz einer Cross-Validierung mit den seit Juli 2005 operationell bestimmten MSG-Landoberflächentemperaturen unterzogen. Im Rahmen des LandSAF-Projekts werden für Europa, Afrika und Südamerika verschiedene Oberflächenparameter aus MSG-Satellitendaten abgeleitet. Die Bestimmung der LST erfolgt dabei mit Hilfe des Split-Window-Verfahrens aus den Strahlungstemperaturdatensätzen der Kanäle IR $10,8\text{ }\mu\text{m}$ und IR $12,0\text{ }\mu\text{m}$. Bei der Wahl des Validierungsgebietes wurde darauf geachtet, dass dieses eine möglichst große Variationsbreite verschiedener Oberflächenparameter wie Vegetationsart und Bodenhöhe aufweist. Ein weiterer Aspekt ist ein möglichst

geringer Wolkenbedeckungsgrad während des gesamten Jahres. Diese Bedingungen werden hinreichend genau für die Region der Iberischen Halbinsel erfüllt. Immergrüne ausgedehnte Waldgebiete im Norden gehen in karge semiaride Regionen in Zentral- und Südspanien über. Zudem variiert die Bodenhöhe von wenigen Metern über Meeresspiegel in Küstennähe bis hin zu großflächigen Hochplateaus auf ca. 1200 m.

7.2.1 Validierungsergebnisse

Die Validierung von METEOSAT-7 LST mit MSG-LST erstreckt sich über den Zeitraum Juli bis Dezember 2005. Wie bereits beim Vergleich mit Stationsmessungen deckt die Zeitspanne der Cross-Validierung die LST-Tagesgänge verschiedener Jahreszeiten ab.

Im Rahmen der Cross-Validierung wurden diejenigen Termine näher untersucht, in denen mindestens 10.000 Bildpunkte sowohl im METEOSAT-7 als auch im MSG-Datensatz als unbewölkt klassifiziert wurden. Für die Validierungsregion Iberische Halbinsel entspricht dies etwa einer Fläche von ca. 20 % bzw. ca. 250.000km².

Wie bereits bei der Validierung der LST Tagesgänge mit Stationsdaten in Evora erwähnt, muss ein Überschätzen der MSG-LST in Regionen mit ausgeprägtem Vegetationsjahresgang berücksichtigen werden. Als Ursache hierfür konnte im Rahmen dieser Validierung die Verwendung fehlerhafter Emissionsdatensätze bei der Bestimmung des LandSAF MSG-LST Validierungsdatensatzes ausgemacht werden. Die teils unrealistisch hohen Werte der LST sind dabei vorwiegend in den Mittagsstunden der Sommermonate im Süden der Iberischen Halbinsel zu beobachten.

In Abbildung 7.5(a) ist die aus METEOSAT-7 Satellitendaten abgeleitete LST der Iberischen Halbinsel vom 04.08.2005, 10:00UTC aufgeführt. Der abgebildete Datensatz stellt eine representative Temperaturverteilung der Landoberfläche in den Vormittagsstunden für wolkenfreie sommerliche Bedingungen dar. Deutlich erkennbar ist ein ausgeprägter Temperaturgradient in Nord-Süd Richtung. Die niedrigsten Temperaturen von ca. 17 °C

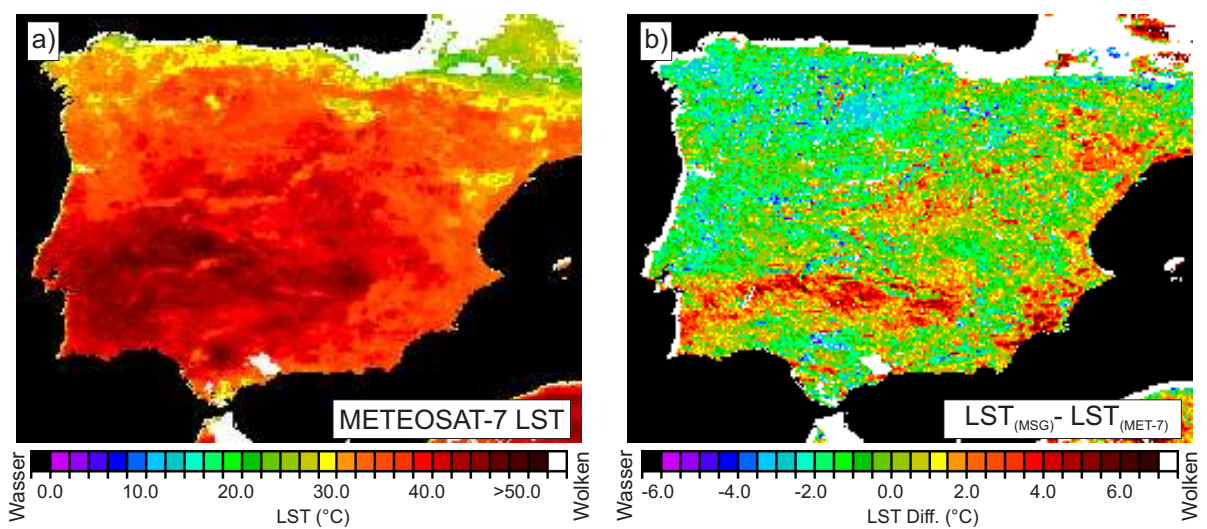


Abbildung 7.5: METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 10:00UTC.

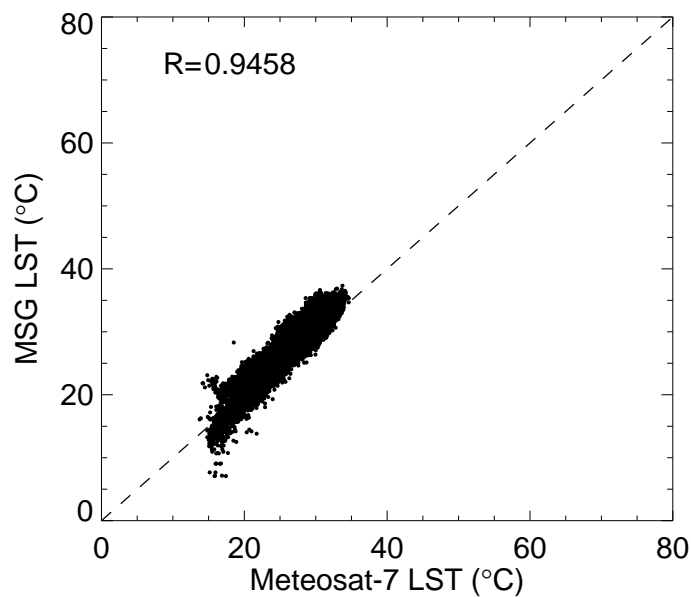


Abbildung 7.6: Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 10:00UTC.

finden sich in den höher gelegenen Gebirgsregionen der Pyrenäen. Dem gegenüber weisen die vegetationsärmeren Gebiete im Südosten der Iberischen Halbinsel bereits in den Morgenstunden großflächig Temperaturen von über 30°C auf.

Abbildung 7.5(b) zeigt die Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST über der Iberischen Halbinsel vom 04.08.2005, 10:00UTC. Dabei liegen ca. 93 % des Validierungsgebietes innerhalb des angestrebten Genauigkeitsbereiches von $\pm 2\text{K}$. Lediglich kleinere Bereiche in Zentral- bzw. Südspanien weisen eine Erhöhung der MSG-LST gegenüber der METEOSAT-7 LST von bis zu 4,3 K auf. Als bewölkt (weiße Flächen) wurden diejenigen Bildpunkte maskiert, die entweder im Datensatz der METEOSAT-7 LST oder der MSG-LST als bewölkt klassifiziert wurden.

Der Korrelationskoeffizient R von 0,94 (Abbildung 7.6) bestätigt die gute Übereinstimmung der beiden LST-Datensätze in den Vormittagsstunden. Abgesehen von einzelnen Messwerten bei niedrigen Temperaturen, die auf unerkannte Wolken zurückzuführen sind, stellen die beiden aus Satellitendaten abgeleiteten Landoberflächentemperaturen eine kompakte lineare Korrelation dar.

Mit zunehmender solarer Einstrahlung während der Vormittagsstunden erwärmt sich die Landoberfläche. Abbildung 7.7(a) zeigt die Verteilung der METEOSAT-7 LST vom 04.08.2005, 13:00UTC zum Zeitpunkt der maximalen solaren Einstrahlung. Wie bereits in den Morgenstunden sind die niedrigsten Landoberflächentemperaturen in den Höhenlagen der Pyrenäen (24°C) zu finden. In großen Teilen der Küstenregionen liegt die LST im Bereich von 35°C bis 40°C . Dagegen herrschen im vegetationsarmen Landesinneren und Südosten der Iberischen Halbinsel Landoberflächentemperaturen von über 55°C .

In Abbildung 7.7(b) ist die Differenz der beiden Landoberflächentemperaturen dargestellt. Für große Teile des Validierungsgebietes am 04.08.2005, 13:00UTC zeigen die beiden LST-

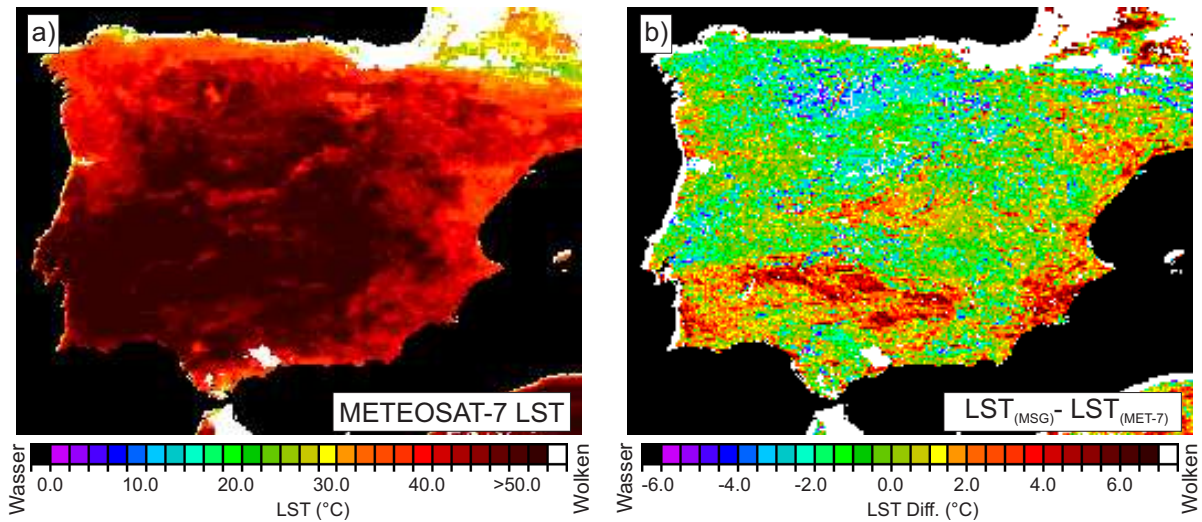


Abbildung 7.7: *METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 13:00UTC.*

Datensätze eine gute Übereinstimmung. Annähernd 84 % der untersuchten Bildpunkte liegen im Differenzintervall von $\pm 2K$. Im Süden, sowie an der Südostküste der Iberischen Halbinsel weisen jedoch kleinere Gebiete eine um bis zu 8,3K erhöhte MSG-LST gegenüber der METEOSAT-7 LST auf. Dieses Überschätzen der LST im MSG Datensatz ist auf die Verwendung fehlerhafter Emissionswerte zurückzuführen.

Des Weiteren sind im Norden des Validierungsgebietes vereinzelt Regionen zu erkennen, in denen die MSG-LST um bis zu 6.8 K unterhalb der METEOSAT-7 LST liegt. Dies ist auf

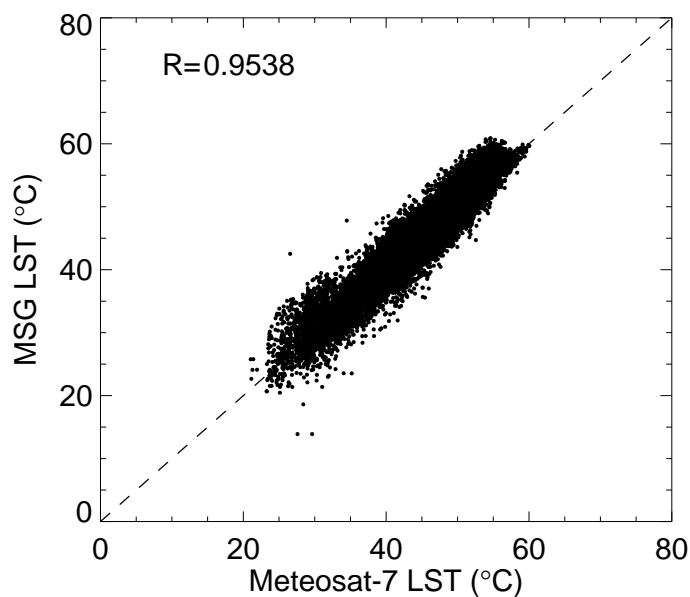


Abbildung 7.8: *Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 13:00UTC.*

Validierung der Landoberflächentemperatur

unerkannte Bewölkung im MSG-Datensatz zurückzuführen. Aufgrund der Verwendung des TSP-Modells zur Bestimmung des METEOSAT-7 LST-Tagesgangs werden kurzzeitige Bewölkungslücken interpoliert. Werden diese meist durch partielle Kumulusbewölkung oder durch dünne Zirren kontaminierten Bildpunkte von der MSG-Wolkenmaske nicht erkannt, weisen diese Bildpunkte im MSG-Datensatz einen negativen Bias gegenüber der METEOSAT-7 LST auf. Dieser Sachverhalt zeigt, dass unerkannte Wolken ein großes Problem bei der Validierung von Landoberflächentemperaturen darstellen.

Die Korrelation der beiden Landoberflächentemperaturen im Validierungsgebiet vom 04.08.2005, 13:00UTC wird in Abbildung 7.8 präsentiert. In beiden Datensätzen herrscht ein hohes Maß an Übereinstimmung, was sich im Korrelationskoeffizienten R von 0,95 widerspiegelt. Im Bereich der Höchsttemperaturen ist eine Überhöhung der MSG-LST gegenüber der METEOSAT-7 LST auszumachen. Ausreißer, die weit unterhalb der gestrichelten Geraden liegen, weisen auf das oben erläuterte Problem unerkannter Wolken im MSG-Datensatz hin.

Mit abnehmender solarer Einstrahlung während der Nachmittagsstunden beginnt die Landoberfläche nach Erreichen des Maximums wieder abzukühlen. Die räumliche Verteilung der METEOSAT-7 LST in den Abendstunden eines Sommertages wird exemplarisch am Beispiel des 04.08.2005, 19:00UTC in Abbildung 7.9(a) dargestellt. Während die Landoberflächentemperatur in den Pyrenäen auf $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ bzw. in den Küstenregionen auf Werte um $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ absinkt, weisen große Teile Zentralspaniens noch Temperaturen von über $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf.

Der Vergleich der METEOSAT-7 LST mit MSG-LST in den Abendstunden des 04.08.2005 zeigt erneut eine gute Übereinstimmung. 94 % der untersuchten wolkenfreien Bildpunkte liegen im Differenzbereich zwischen $+2\text{K}$ und -2K (Abbildung 7.9b). Gegenüber den Validierungsergebnissen zur Mittagszeit hat sich die maximale Differenz der beiden Landoberflächentemperaturen auf $4,1\text{ K}$ reduziert. Die negativen Abweichungen der MSG-LST

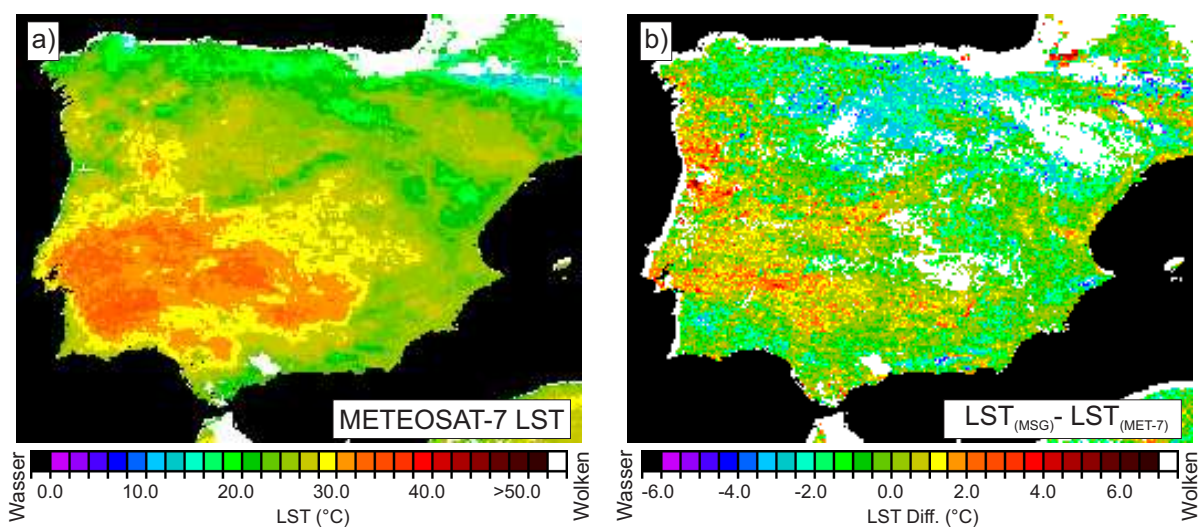


Abbildung 7.9: METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 19:00UTC.

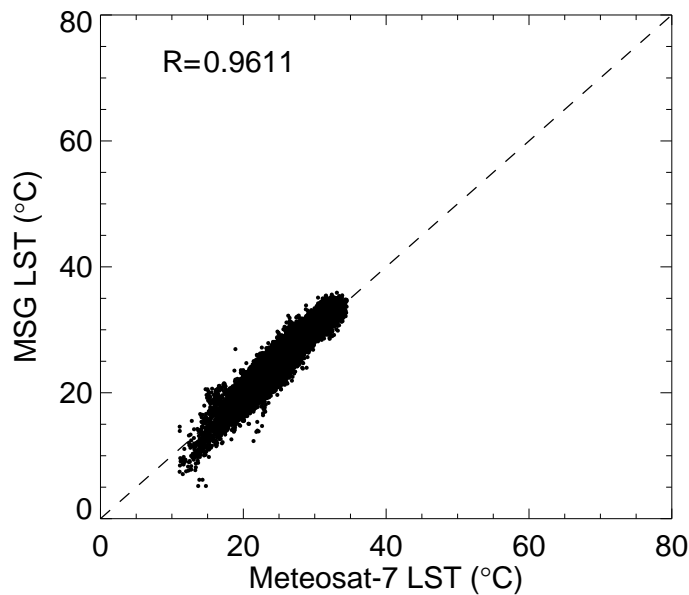


Abbildung 7.10: Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 19:00UTC.

zur METEOSAT-7 LST im Norden der Iberischen Halbinsel sind, wie bereits am Beispiel der 13:00UTC Daten erwähnt, auf unerkannte Bewölkung zurückzuführen.

Mit einem Korrelationskoeffizienten R von 0,96 zeigt sich für den Vergleich der MSG-LST mit der METEOSAT-7 LST am 04.08.2005, 19:00 eine gute Übereinstimmung (Abbildung 7.10).

Während der Nachtstunden des 05.08.2005 ist die Verteilung der Landoberflächentemperatur auf der Iberischen Halbinsel räumlich homogener als über Tag (Abbildung 7.11 (a)). Dies resultiert aus der Verwendung des TSP-Modells zur Modellierung des LST-Tagesgangs. Aufgrund der exponentiellen Abklingfunktion, die die Temperaturabnahme nach Sonnenuntergang beschreibt, nähert sich die Landoberflächentemperatur langsam dem Tagesminimum an. Dies führt dazu, dass die ohnehin schon geringeren nächtlichen Unterschiede noch weiter verringert werden. Mit Minimaltemperaturen von $7,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ im bewaldeten Norden und Maximaltemperaturen von $24,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ im kargen Zentralspanien fällt auch die Variationsspanne der LST im Validierungsgebiet zum Zeitpunkt 2:00UTC im Vergleich zu den Tagstunden deutlich geringer aus.

Die Differenz der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST für die Nachtstunden des 05.08.2005 (2:00UTC) ist in Abbildung 7.11(b) dargestellt. In weiten Teilen des Validierungsgebietes ist eine gute Übereinstimmung der beiden LST-Daten zu erkennen. Das Gebiet maximaler positiver Abweichung des MSG-Datensatzes gegenüber der METEOSAT-7 LST von $4,3\text{ K}$ liegt an der Iberischen Atlantikküste.

Der Korrelationskoeffizient R von 0,94 zeigt, dass auch in den Nachtstunden eine Übereinstimmung der beiden Landoberflächentemperaturen gegeben ist. Wie bereits oben erwähnt, ist jedoch in Abbildung 7.12 gut zu erkennen, dass der Wertebereich der METEOSAT-7 LST mit $7,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $24,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ gegenüber der MSG-LST von $4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis

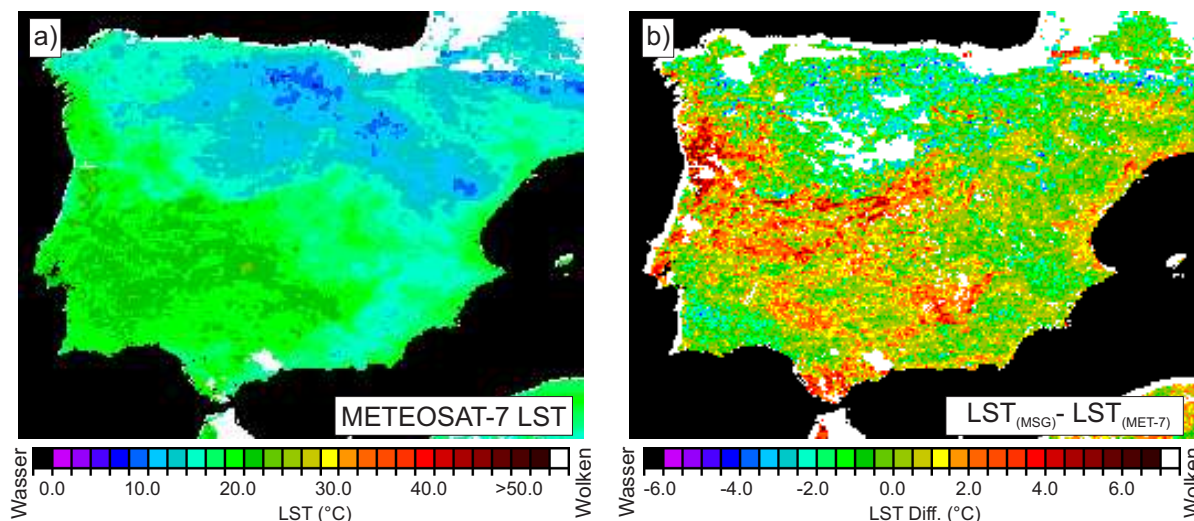


Abbildung 7.11: *METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 05.08.2005, 2:00UTC.*

29,7 °C zum Zeitpunkt 05.08.2005, 2:00UTC eine geringere Variationsspanne aufweist. Dies ist auf die Verwendung des TSP-Modells zurückzuführen. Die exponentielle Beschreibung des nächtlichen Absinkens der Landoberflächentemperatur ist für störende Einflüsse wie Warm- bzw. Kaltluftadvektion nicht hinreichend genau.

Das die funktionale Beschreibung des TSP-Modells das Abkühlen der Landoberfläche eher für monatliche Mittelwerte als für einzelne Tage ausgelegt ist, verdeutlicht Abbil-

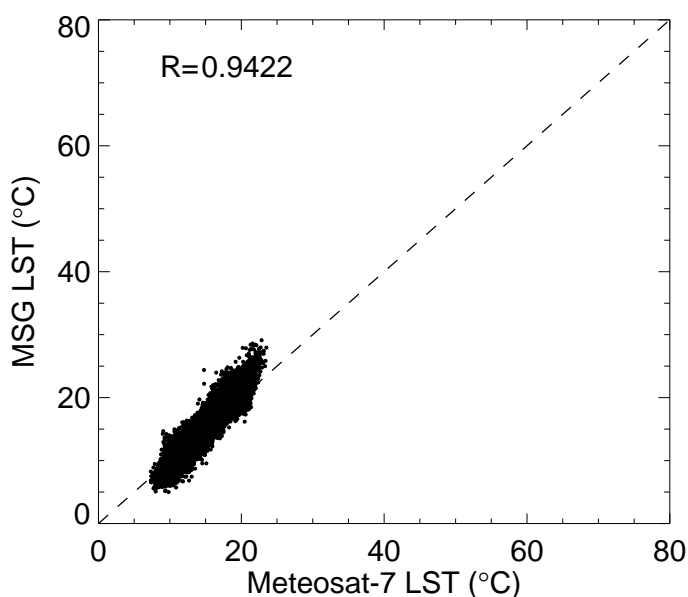


Abbildung 7.12: *Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 05.08.2005, 2:00UTC.*

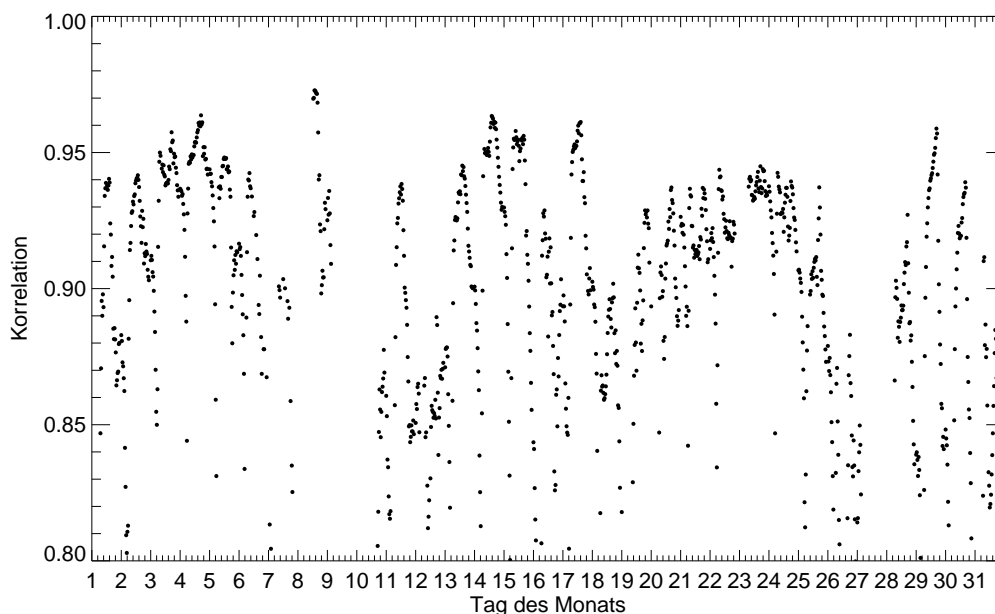


Abbildung 7.13: Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im August 2005.

Abbildung 7.13, in der die 30-minütige Korrelation der einzelnen Slots der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet für den Monat August 2005 dargestellt ist. Über den gesamten Monat ist ein teils ausgeprägter Tagesgang des Korrelationskoeffizienten zu erkennen. Während Korrelationen um $R=0,95$ in den Mittagsstunden eine gute Übereinstimmung der beiden aus Satellitendaten abgeleiteten Landoberflächentemperaturen im Validierungsgebiet bestätigen, sinken die Korrelationskoeffizienten in den Nachtstunden teilweise auf Werte von $R=0,80$ ab.

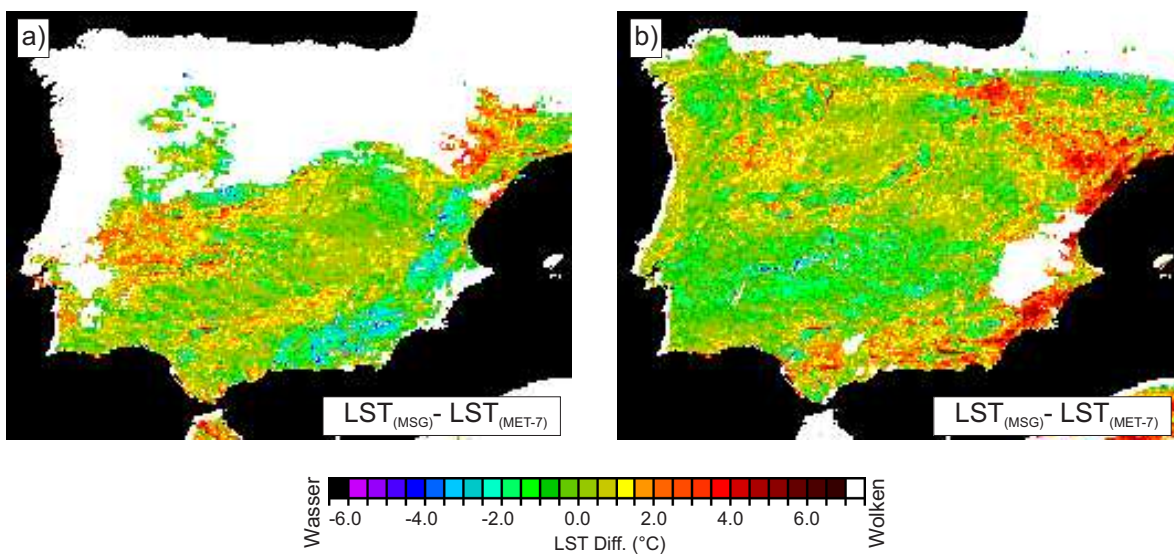


Abbildung 7.14: Mittlere Tagesdifferenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel für die Tage 18.07.2005 (a), 19.07.2005 (b).

Validierung der Landoberflächentemperatur

Aufschluss über die Kontinuität der räumlichen Verteilung auf der Iberische Halbinsel geben die über einen gesamten Tageszyklus der LST, von 6:00UTC bis 4:00UTC des Folgetages gemittelten Differenzen der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST. Anhand des Beispiels der mittleren Tagesabweichung der beiden LST-Datensätze der Tage 18. und 19.07.2005 (Abbildung 7.14) ist eine großflächige Übereinstimmung der beiden Datensätzen der Landoberflächentemperatur zu erkennen. Mit 86 % der untersuchten wolkenfreien Bildpunkte am 18.07.2005 bzw. 81 % am 19.07.2005 liegen die mittleren Abweichungen in weiten Teilen der Iberischen Halbinsel im angestrebten Genauigkeitsbereich von $\pm 2K$. Lediglich kleine Bereiche der Spanischen Mittelmeerküste weisen am 18.07.2007 eine im Tagesmittel um bis zu 6,3 K erhöhte MSG-LST gegenüber der METEOSAT-7 LST auf. Am Folgetag ist in der selben Region der störende Einfluss unerkannter Bewölkung zu beobachten. Kleinräumige konvektive Bewölkung, die sich im Laufe des Tages bildet und einen Bildpunkt nur partiell bedeckt, ist mit Wolkenerkennungsalgorithmen nur schwer zu detektieren.

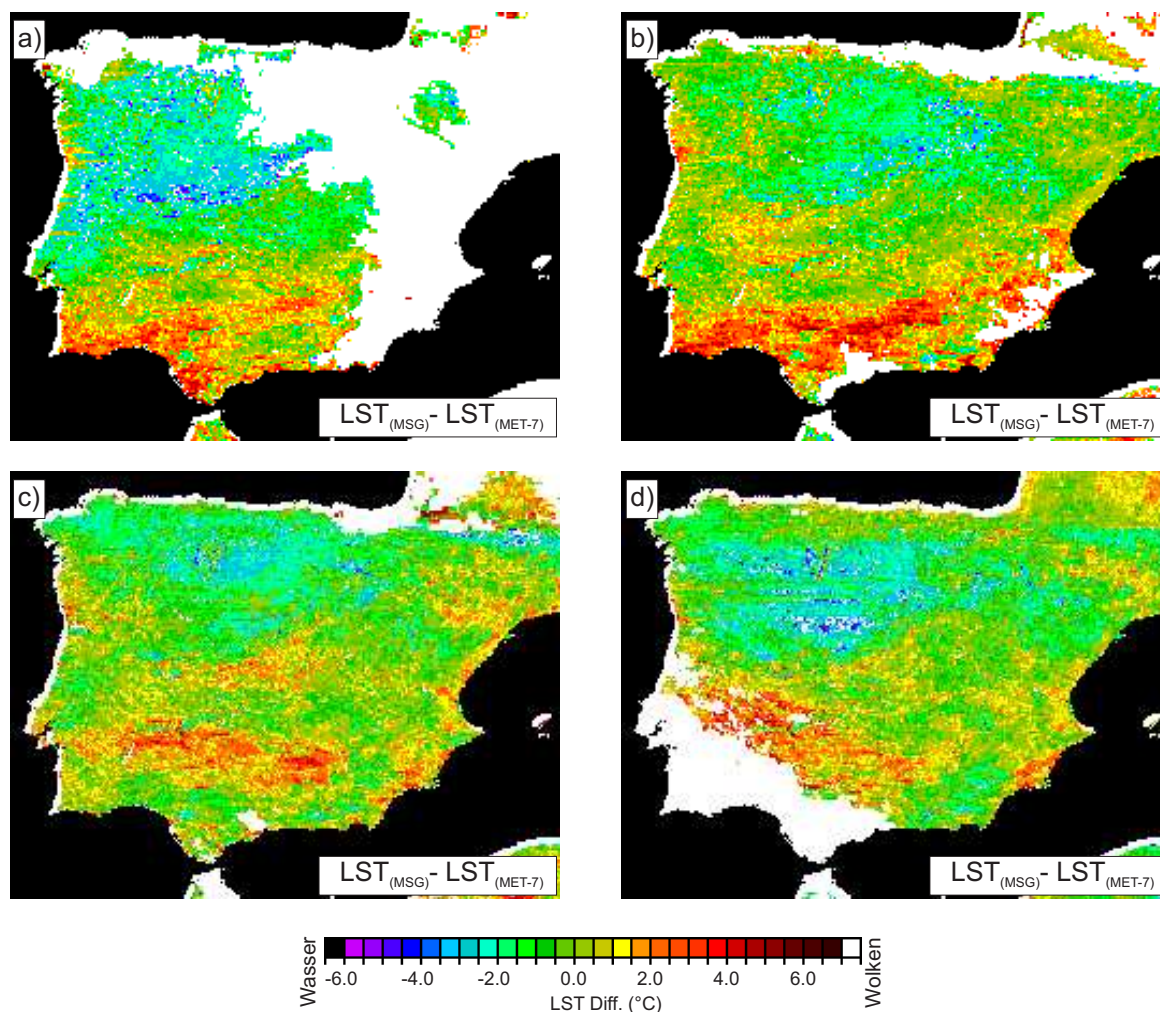


Abbildung 7.15: Mittlere Tagesdifferenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel für die Tage 02.08.2005 (a), 03.08.2005 (b), 04.08.2005 (c) und 05.08.2005 (d).

Abbildung 7.15 zeigt die mittleren Tagesabweichungen der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST für den Zeitraum 02.08.2005 bis 05.08.2005. An allen vier Tagen liegt die über einen Tag gemittelte Abweichung in großen Bereichen des Validierungsgebietes im angestrebten Genauigkeitsintervall von $\pm 2K$.

Im südlichen Teil der Iberischen Halbinsel ist in den Sommermonaten häufig eine im Tagesmittel erhöhte MSG-LST gegenüber der METEOSAT-7 LST zu beobachten. Dabei wird deutlich, dass eine starke räumliche Variabilität der maximalen mittleren Tagesdifferenz existiert. Während die maximale mittlere Tagesdifferenz am 02.08.2005 mit 5,2 K bzw. am 03.08.2005 mit 5,7 K direkt an der Südküste der Iberischen Halbinsel auftritt, verlagert sich der Bereich der maximalen Abweichung in den darauffolgenden Tagen 04. und 05.08.2005 in nördliche Richtung.

Darüber hinaus wird im Westen und Norden der Iberischen Halbinsel das bereits erläuterte Problem unerkannter partieller Kumulus- bzw. dünner Zirrusbewölkung deutlich. Ausgelöst durch konvektive Prozesse bilden sich im Laufe des Tages über den aufgeheizten Landmassen der Iberischen Halbinsel kleinskalige Kumuluswolken, die zu einem Absinken der vom Satelliten gemessenen Strahlungstemperatur führt. Besonders deutlich ist dieser Effekt bei westlicher Anströmung wie am 02.08.2005, bei der feuchte Atlantikluft in das Validierungsgebiet advehiert wird. Während das bei der Bestimmung der METEOSAT-7 LST verwendet TSP-Modell kurzzeitige Wolkenlücken im Tagesgang interpoliert, liefern unerkannte Wolken im Datensatz der MSG-LST einen negativen Einfluss, durch den sich die niedrigere MSG-LST im zentralspanischen Hochland erklären lässt.

Im Vergleich zu den Sommermonaten nimmt der Bewölkungsgrad im Herbst und Winter im Validierungsgebiet deutlich zu. Dies führt dazu, dass zum Einen die Anzahl der

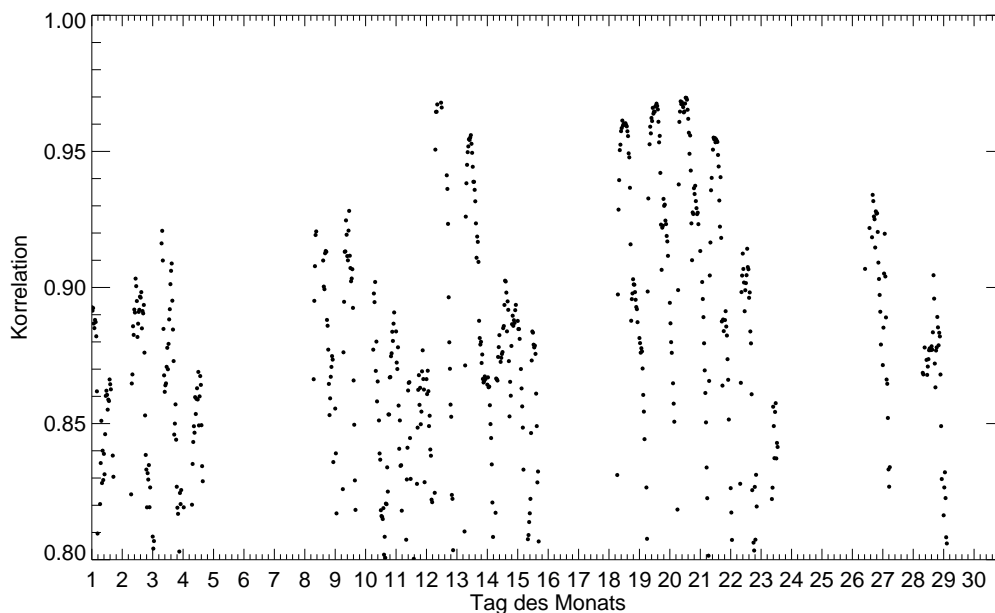


Abbildung 7.16: Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im September 2005

Tage stark abnimmt, an denen die geforderte minimale Anzahl an validierbaren Bildpunkten gegeben ist, und zum Anderen, dass sich der störende Einfluss unerkannter Wolken auf das Validierungsergebnis erhöht (Abbildung 7.16). Die beste Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im September 2005 mit Tagesmaximalwerten um 0,97 werden vom 19. bis 22.09.2005 erreicht. Während dieses Zeitraumes bestimmt ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet die Großwetterlage im Validierungsgebiet. Aufgrund der stationären Hochdrucklage und dem damit verbundenen niedrigen Bedeckungsgrad verringern sich die störenden Einflüsse unerkannter Wolken im Randbereich größerer Wolkengebiete. Die Korrelationsverteilungen weiterer Monate finden sich in Anhang C.

In weiten Teilen des Validierungsgebietes der Iberischen Halbinsel zeigt sich beim Vergleich der METEOSAT-7 LST mit der im Rahmen des LandSAF Projektes abgeleiteten MSG-LST eine gute Übereinstimmung. Lediglich im Süden der Iberischen Halbinsel ist ein teils markanter positive Bias der MSG-LST gegenüber der METEOSAT-7 LST zu erkennen. Wie bereits in den Validierungsergebnissen der LST Tagesgänge in Evora ersichtlich war, weisen besonders die Maximaltemperaturen der MSG-LST in den Mittags- und Nachmittagsstunden der Sommermonate eine starke Überhöhung gegenüber der METEOSAT-7 LST auf. Als Ursache der großen Abweichungen der MSG-LST konnten falsche Annahmen des Emissionsvermögens in den Sommermonaten und Fehler in der verwendeten Parametrisierung der Split-Window-Koeffizienten bei starker Überhitzung des Erdbodens bei der Ableitung der MSG-LST im LandSAF ausgemacht werden. Dabei weisen die Regionen mit einem ausgeprägten Vegetationsjahresgang in den Sommermonaten die größten Differenzen auf.

Abgesehen von diesen Gebieten im Süden der Iberischen Halbinsel liegen die Unterschiede der METEOSAT-7 LST und MSG-LST in weiten Teilen des Validierungsgebietes für den Zeitraum Juni bis Dezember 2005 im Bereich von $\pm 2K$.

Bestätigt wird die gute Übereinstimmung der beiden aus Satellitenmessungen abgeleiteten LST Datensätze in ihrer guten Korrelation. Über die gesamte Fläche der Iberischen Halbinsel gemittelt werden tagsüber die höchsten Korrelationen von bis zu $R = 0,97$ erreicht. Das Absinken der Korrelationskoeffizienten in der Nacht ist auf die unzureichende Beschreibung des Abklingens der Temperatur durch das TSP-Modell bei der Bestimmung der METEOSAT-7 LST zurückzuführen.

Kapitel 8

Ergebnisse

8.1 Mehrjährige LST-Verteilung in Afrika

Die Erde wird anhand verschiedener klimatischer Kriterien, unter anderem der Intensität der solaren Einstrahlung, grob in vier Klimazonen, nämlich die Tropen, Subtropen, Gemäßigte Zone und Polarzone gegliedert. Aufgrund seiner Größe und der Erstreckung über ca. 70 Breitengrade weist der Afrikanische Kontinent mehrere Klimazonen auf. Dabei nehmen die Tropen, die sich zwischen dem nördlichen und südlichen Wendekreis befinden, sowie die im Süden bzw. Norden angrenzenden Subtropen mit ihren ausgedehnten Wüsten die größten Flächen ein. Kleinere Bereiche Südafrikas und Algeriens werden den warmgemäßigten Zonen zugeordnet (Obst et. al, 1980).

Abbildungen 8.1 bis 8.4 stellen die Verteilung der über die Jahre 1999 bis 2005 gemittelten 14:00UTC Landoberflächentemperatur der Monate Januar, April, Juli und Oktober in Afrika dar. Dabei wurden die einzelnen 14:00UTC Monatsmittel über den siebenjährigen Zeitraum gemittelt. Die Berechnung des mehrjährigen Mittelwertes aus den einzelnen Monatsmittelwerten gewährleistet eine gleichmäßige Gewichtung der einzelnen Monatsbeiträge.

Aus der großen räumlichen Ausdehnung des Afrika Ausschnittes über mehr als 80 Längengrade ergibt sich eine Differenz der lokale Sonnenzeit in Ost-West-Richtung um mehr als 5 Stunden. Diese Unterschiede im lokalen Sonnenstand führen zu einem Temperaturgradienten in den 14:00UTC Datensätzen entlang der Breitengrade. Besonders ausgeprägt ist dieser Einfluss in Abbildung 8.2 und Abbildung 8.3 zwischen den ariden Regionen der West- und Ost-Sahara erkennbar. Auf Grund der Klimazonenänderung in Nord-Süd-Richtung ist dieser Effekt bei der Analyse der saisonalen klimatischen Unterschiede zu vernachlässigen.

Die weißen Bildpunkte zeigen in mindestens drei Jahren eine Kontamination mit Wolken und wurden aus Kontinuitätsgründen maskiert. Diese maskierten Flächen repräsentieren die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ). Die wenige hundert Kilometer breite Tiefdruckrinne ist durch Konvektionserscheinungen und eine in der Regel starke Quellbewölkung gekennzeichnet. Sie schwankt mit den Jahreszeiten um den Äquator und folgt hierbei dem Zenitstand der Sonne mit einer Verzögerung von etwa einem Monat. Wie in den Abbildungen deutlich zu erkennen, ist die ITCZ im nordhemisphärischen Winter somit nach Süden, und im Sommer nach Norden verschoben.

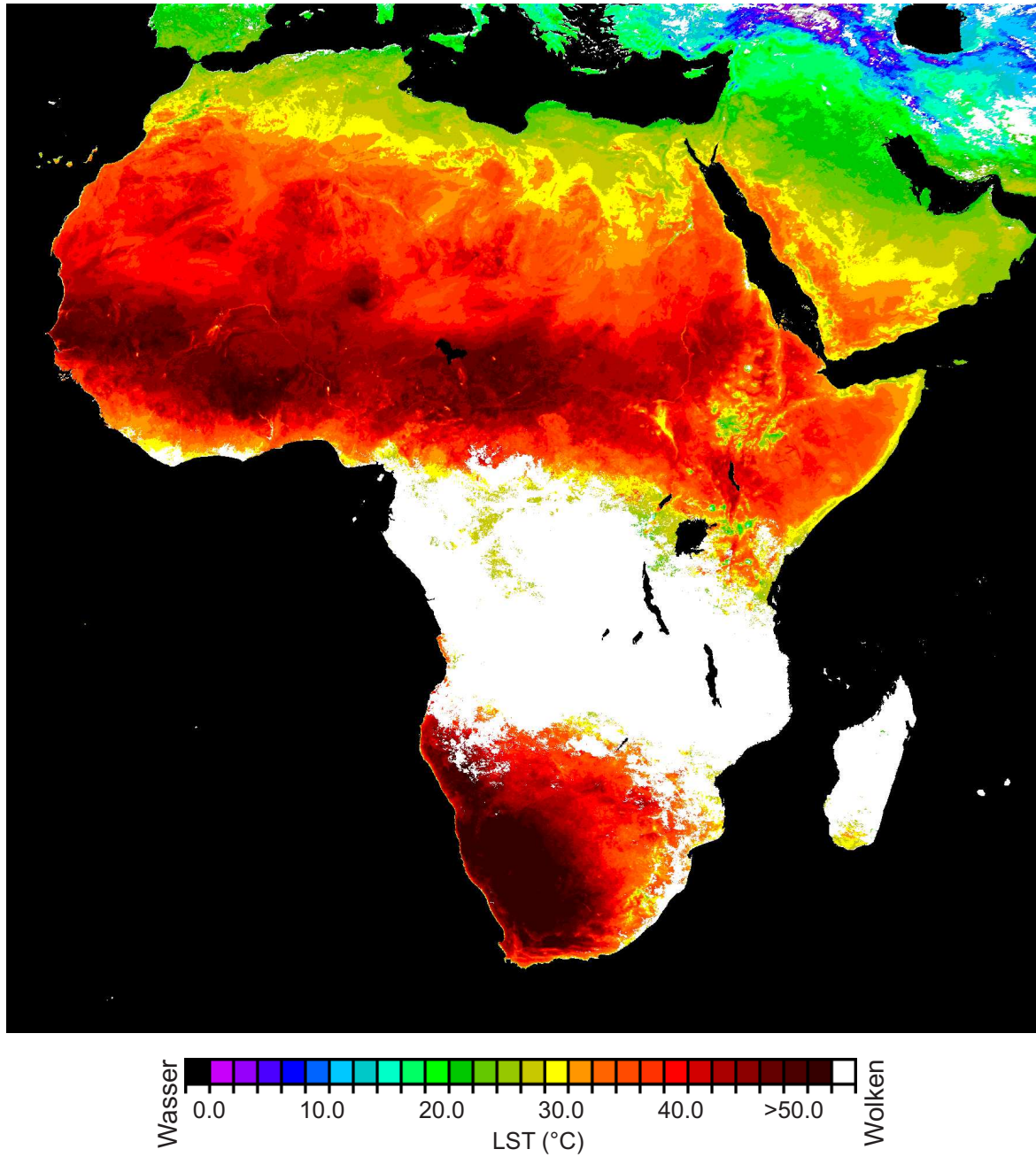


Abbildung 8.1: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-
temperatur im Januar in Afrika.

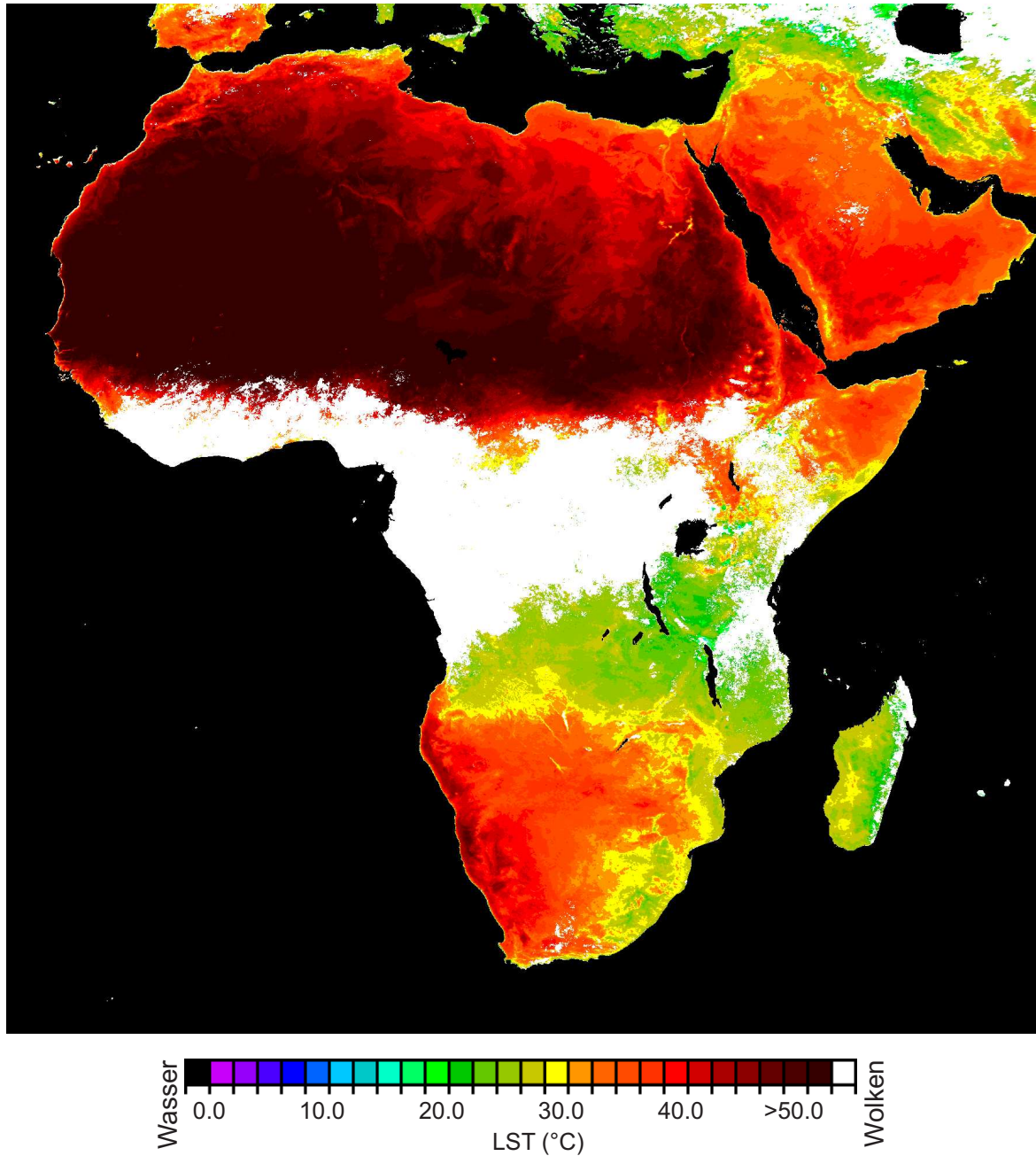


Abbildung 8.2: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im April in Afrika.

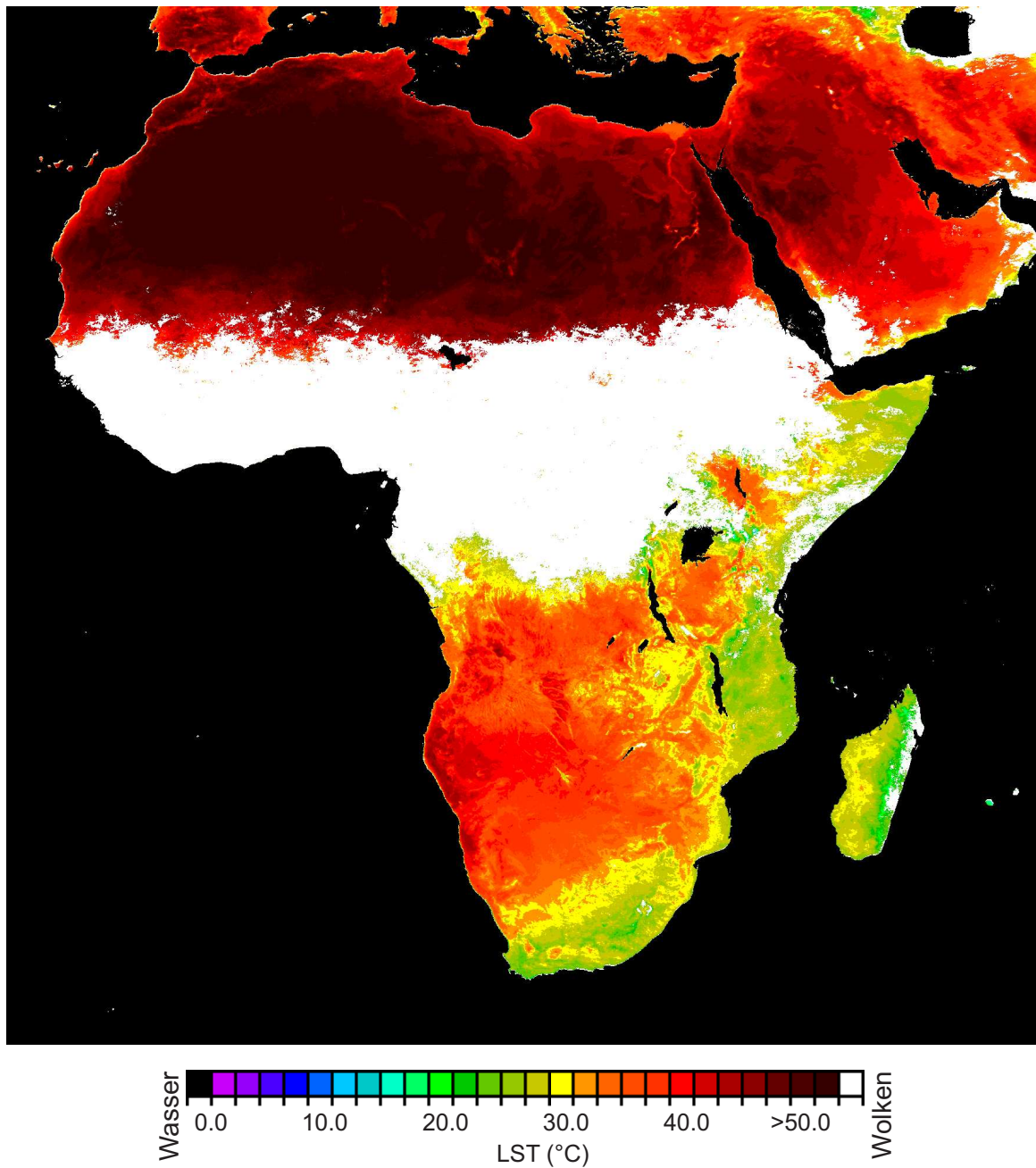


Abbildung 8.3: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Juli in Afrika.

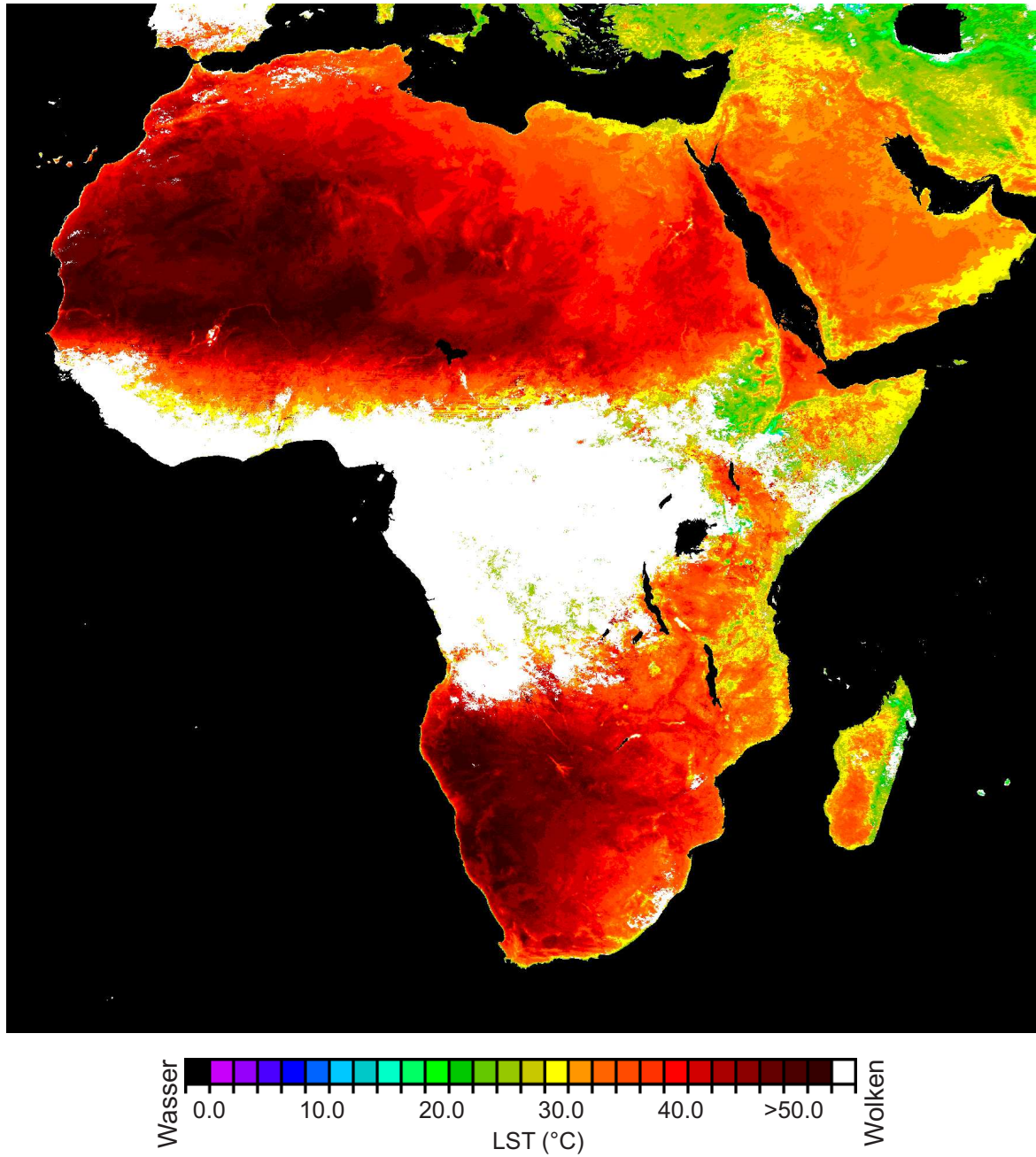


Abbildung 8.4: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Oktober in Afrika.

Im Januar (Abbildung 8.1), während des nordhemisphärischen Winters, weisen die Regionen der nordafrikanischen Mittelmeerküste und der Arabischen Halbinsel mit Werten um $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ die im Jahresverlauf niedrigsten Landoberflächentemperaturen auf. Dabei erreicht dieser Gürtel kühlerer Temperaturen im Januar seine maximale räumliche Ausdehnung und erstreckt sich teilweise bis mehrere hundert Kilometer ins Landesinnere. In den südlich angrenzenden ariden Gebieten der Sahara sind große Unterschiede der LST zu erkennen. Während der großskalige Temperaturgradient in Nord-Süd-Richtung mit der unterschiedlichen solaren Einstrahlung zu erklären ist, resultieren die kleinräumigen Variationen aus unterschiedlicher Bodenfläche und Albedo. Die LST-Spanne der nördlichen Subtropen erstreckt sich im Januar von ca. $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ im kenianischen Hochland bis Werte um $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ in den ariden Regionen Westafrikas. Die höchsten Landoberflächentemperaturen des Monats Januar finden sich in den südlichen Subtropen. In den ariden Gebieten der Kalahariwüste weisen zum Zeitpunkt der maximalen solaren Einstrahlung große Flächen Landoberflächentemperaturen von über $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf.

Die sich mit der Jahreszeit ändernde solare Einstrahlung führt zu einer Verschiebung der Klimazonen in nördliche Richtung. Dabei erstreckt sich die ITCZ im April fast symmetrisch um den Äquator (Abbildung 8.2). Mit zunehmender solarer Einstrahlung in der Nordhemisphäre und der daraus resultierenden Aridisierung erwärmt sich der Nordafrikanischen Kontinent deutlich. Ausgedehnte Gebiete der Westsahara erreichen Landoberflächentemperaturen über $50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der Streifen kühler LST hat sich im Vergleich zur mittleren Temperaturverteilung im Januar beinahe vollkommen an die Mittelmeerküste zurückgezogen und umfasst teilweise nur noch einzelne Küstenbildungspunkte. Im Gegensatz dazu, ist die LST am äquatornahen Horn von Afrika mit ca. $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ annähernd unverändert. Die nach der Regenzeit feuchten und vegetationsreichen tropischen Regionen südlich des Victoriasees und auf Madagaskar erreichen Temperaturen zwischen $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Durch die topographische Struktur Südafrikas mit den Drakensbergen im Südosten und der Kalahariwüste im Nordwesten wird das Klima stark strukturiert. Entlang der gebirgigen Ostküste erreichen die mittleren April-Temperaturen Werte um $30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Dagegen weisen die ariden Wüstenregionen der Kalahari weiterhin Temperaturen um $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf.

Im Juli, einen Monat nach der Sommersonnenwende, erreicht die ITCZ ihre nördlichste Lage (Abbildung 8.3). Sie umfasst das Gebiet zwischen Äquator und dem $15.$ Breitengrad. Der hohe Sonnenstand und die daraus resultierende maximale solare Einstrahlung über den nördlichen Subtropen führt im ariden Wüstengürtel der Sahara flächendeckend zu mittleren LSTs von über $50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Mit Landoberflächentemperaturen von ca. $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ hebt sich das Niltal mit seinem höheren Grundwasserspiegel und der damit verbundenen ausgeprägten Vegetation deutlich von der Umgebung ab. Gegenüber den April Temperaturen ist in den Savannen der Südhemisphäre ein deutlicher Temperaturanstieg zu verzeichnen. Der geringe Niederschlag während der Trockenzeit führt zum Absterben der bodennahen Vegetation. Damit eng gekoppelt ist ein Anstieg der LST. Im Vergleich zum April hat sich z.B. die Landoberfläche südlich des Victoriasees um ca. 10K auf Temperaturen über $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ erwärmt. Während der Temperaturanstieg in den Savannen der Südhalbkugel mit der Änderung der Vegetation zu erklären ist, resultiert das kontinuierliche Absinken der LST in Südafrika, von ca. $45\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Januar auf ca. $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Juli, primär aus der Abnahme der solaren Einstrahlung.

Ab August beginnt sich die ITCZ wieder Richtung Süden zu verschieben. Im Oktober, ungefähr einen Monat nach der Tagundnachtgleiche, erstreckt sich ihre räumliche Ausbreitung annähernd symmetrisch um den Äquator (Abbildung 8.4). Aufgrund der Gleichheit des Sonnenstandes zum April ähneln sich die Lage der ITCZ der beiden Monate stark. Mit Abnahme der solaren Einstrahlung verringern sich in den Wüstengebiete der nördlichen Subtropen die mittleren Landoberflächentemperaturen. Die ausgeprägtesten Unterschiede von $45\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Juli zu $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Oktober sind in der Ostsahara zu erkennen. Damit verbunden bildet sich erneut ein Gürtel kühlerer Temperaturen an der Mittelmeerküste. In der mittlerweile stark ausgedörrten Savannenregion südlich des Viktoriasees erreichen die Landoberflächentemperaturen mit ca. $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ kurz vor Einsetzen der Regenzeit ihren Jahreshöchststand. Allgemein führt die Zunahme der solaren Einstrahlung auf der Südhalbkugel im Süden Afrikas zu einer flächendeckenden starken Erwärmung der Landoberfläche.

Die mittlere 14:00UTC LST-Verteilung weiterer Monate ist im Anhang D dargestellt.

Anhand der Jahregänge der siebenjährigen Zeitreihe der Landoberflächentemperatur können die jahreszeitlichen Variationen sowie die klimatologischen Unterschiede verschiedener Regionen Afrikas charakterisiert werden. Abbildung 8.5 zeigt die Jahregänge der Maximaltemperatur zur Mittagszeit (schwarze Balken), der Minimaltemperatur während der Nacht (blaue Balken) sowie die Monatsmittelwerte (rote Balken) der Jahre 1999 bis 2005 für sechs verschiedene Bildpunkte in den Regionen: Sahara, Nil Delta, Horn von Afrika, Viktoriasee, Namibia und Madagaskar. Um repräsentative Aussagen für die umliegenden Regionen treffen zu können, wurden die jeweiligen Jahregänge über vier Bildpunkte gemittelt.

Der mittlere Jahrgang der Landoberflächentemperatur in der Sahara ($25,2\text{ }^{\circ}\text{N}/1,8\text{ }^{\circ}\text{O}$) zeigt den für aride Wüstenregionen der nördlichen Subtropen typischen Verlauf. Dabei bildet der Januar den kältesten Monat ($19,7\text{ }^{\circ}\text{C}$), von Februar bis Juli findet eine Zunahme auf eine maximale Mitteltemperatur von $38,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ statt und von September bis Dezember stellt sich eine Abnahme der Temperaturen ein. Bezeichnend für die annähernd vegetationslosen Wüstengebiete ist die ausgeprägte Amplitude im Tagesgang der LST von teilweise über 40 K, die sich in den großen Differenzen der monatlichen Maximal- und Minimaltemperatur widerspiegelt. Angetrieben wird der Jahrgang der LST ausschließlich über die solare Einstrahlung. Da der Wüstenboden sehr trocken ist, darüberhinaus größtenteils aus Sand, Steinen und Schotter besteht, hat er eine extrem schlechte Wärmeleitfähigkeit. Er nimmt deshalb nur einen Bruchteil der einfallenden Energie auf. Aufgrund der kargen Vegetation ist der Strom latenter Energie nicht in der Lage, nennenswerte Energiemengen abzuschöpfen. Dies führt dazu, dass weit über 80 % der eingestrahnten solaren Energie über den Strom fühlbarer Wärme abgeführt wird (Scherhag und Lauer, 1982).

Wegen des annähernd identischen Breitengrades des Nil Deltas ($30,2\text{ }^{\circ}\text{N}/31,2\text{ }^{\circ}\text{O}$) zur Sahara und der damit verbundenen ähnlichen solaren Einstrahlung weisen beide LST Jahregänge die gleiche Charakteristik auf. Wiederum ist das Jahresminimum der mittleren Landoberflächentemperatur ($14,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) in den Wintermonaten und das Maximum ($26,4\text{ }^{\circ}\text{C}$) in den Sommermonaten zu finden. Während die nächtlichen Minimaltemperaturen keine großen Unterschiede zu denen der Sahara aufweisen, zeigt sich in den Maximaltemperaturen das veränderte thermische Verhalten einer Pflanzendecke. Im Ge-

Ergebnisse

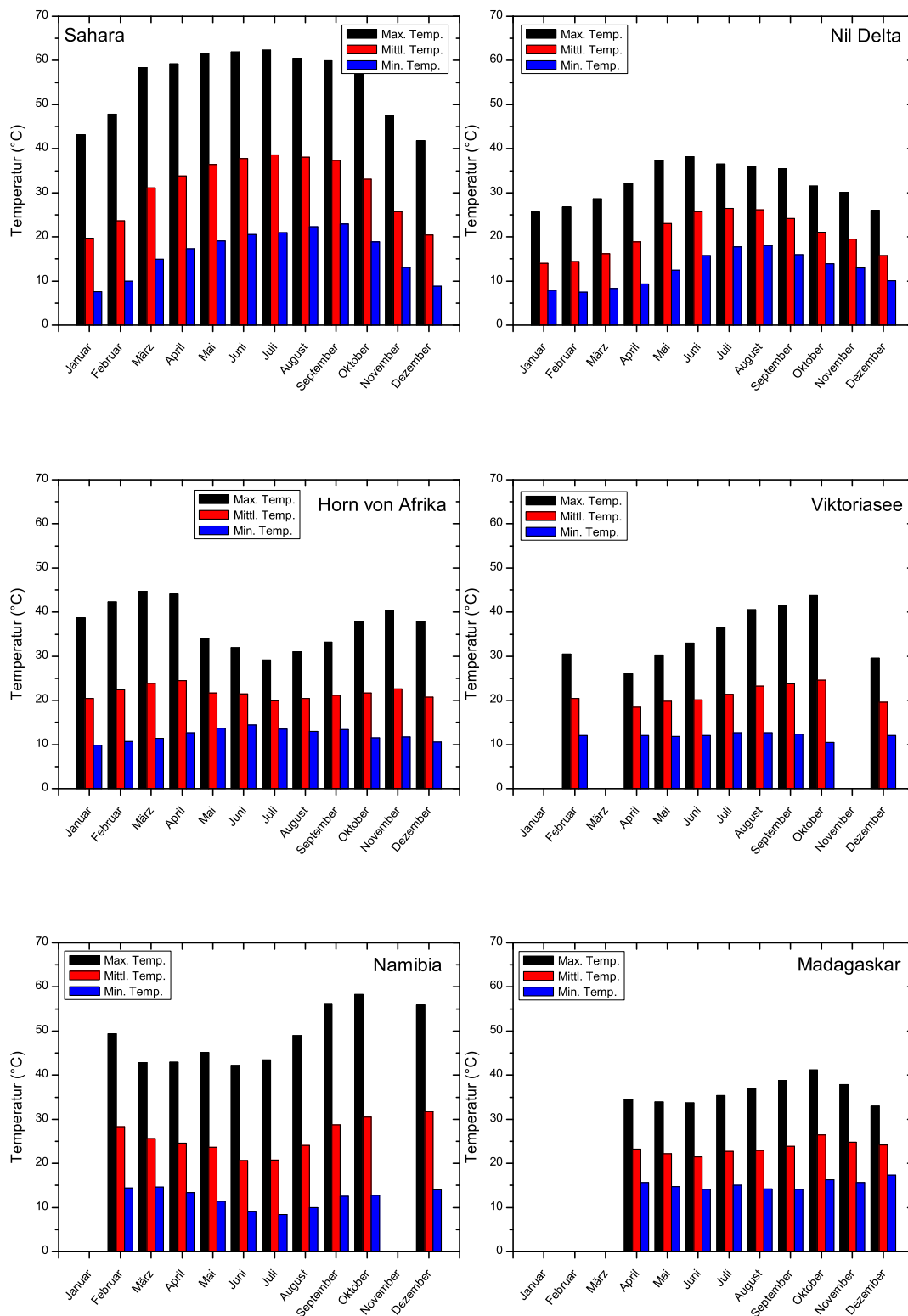


Abbildung 8.5: Jahresgänge der Maximaltemperatur zur Mittagszeit (schwarze Balken), der Minimaltemperatur während der Nacht (blaue Balken) sowie die Monatsmittelwerte (rote Balken) der Jahre 1999 bis 2005 für sechs verschiedene Bildpunkte in den Regionen: Sahara, Nil Delta, Horn von Afrika, Viktoriasee, Namibia und Madagaskar.

gensatz zu den äußerst vegetationsarmen Gebieten der Sahara liegen die maximalen Landoberflächentemperaturen im Juni im Nil Delta bei $38,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der höhere Grundwasserspiegel und die damit verbundene üppigere Vegetation führt zu einem Anstieg der direkten Verdunstung über dem Erdboden sowie die Transpiration der Pflanzen. Die so abgeführte latente Energie reduziert den Strom fühlbarer Wärme, was sich in der niedrigeren Landoberflächentemperatur widerspiegelt.

Das Horn von Afrika ($9,3\text{ }^{\circ}\text{N}/48,8\text{ }^{\circ}\text{O}$) ist durch ein tropisch semi-arides Klima gekennzeichnet. Dabei wird der Jahresgang der Temperatur hauptsächlich durch den Monsun bestimmt. Das Hauptmerkmal eines Monsuns ist dessen sehr richtungsstabiler Monsunwind in Verbindung mit einer zweimaligen Umkehr der häufigsten Windrichtung im Verlauf eines Jahres. Typisch hierfür ist das Auftreten zweier Maxima der LST im März und im November. Im Vergleich zu den Mitteltemperaturen sind die beiden Maxima der Maximaltemperaturen mit $44,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ im März und $40,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ im November deutlich stärker ausgeprägt. Während der Monate Mai bis Oktober führt der südwestliche Monsun zu einem markanten Einbruch der Maximaltemperaturen auf $29,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der Rückgang der Maximaltemperaturen während der Phase des nordöstlichen Monsuns zwischen Dezember und Februar ist dagegen deutlich schwächer ausgeprägt.

In den tropischen Randgebieten südlich des Viktoriasees ($6,0\text{ }^{\circ}\text{S}/33,0\text{ }^{\circ}\text{O}$) erstrecken sich ausgedehnte Feuchtsavannen. Der dortige LST Jahresgang ist unterteilt in eine Regenzeit (November bis März) und eine Trockenzeit (April bis Oktober). In der Regenzeit erschwert die hohe Bewölkungsdichte eine umfassende Analyse der Landoberflächentemperatur aus passiven Satellitenmessungen, wohingegen die Trockenzeit optimale Bedingungen bietet. Während die nächtlichen Minimaltemperaturen über das gesamte Jahr hinweg relativ konstante Werte um $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufweisen ist in der Trockenzeit ein markanter Anstieg der Maximaltemperatur von $26,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ im April auf $43,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Oktober zu erkennen. Dieser markante Anstieg der Tageshöchsttemperaturen ist durch das Absinken des Grundwasserspiegels während der Trockenzeit und dem damit verbundenen Absterben der bodennahen Vegetation zu erklären. Die verminderte Verdunstung führt dazu, dass weniger latente Energie vom Erdboden abgegeben wird.

Mit einem Maximum von $31,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Dezember und einem Minimum von $20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Juli zeigt der Jahresgang der Mittleren LST in Namibia ($18,4\text{ }^{\circ}\text{S}/15,0\text{ }^{\circ}\text{O}$) einen für subtropisch kontinentale Gebiete der Südhalbkugel bezeichnenden Verlauf. Bestimmt wird dieser Verlauf durch den Jahresgang der solaren Einstrahlung mit seinem Maximum zur Wintersonnenwende Ende Dezember. Weite Teile Namibias liegen im tropischen Sommerregengebiet, was zu unregelmäßigen, aber gelegentlich sehr heftigen Regenfällen zwischen November und April, führt. Die damit verbundene hohe Bewölkungsrate erklärt die fehlenden mittleren Landoberflächentemperaturen im November und Januar. In den kältesten Monaten Juli und August sinkt das mehrjährige Mittel der nächtlichen Minimumstemperatur auf unter $9,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die über das gesamte Jahr hinweg ausgeprägten Amplituden im Tagesgang von ca. 30 K sind ein Indiz für ein äußerst arides Klima.

Das tropische Klima Madagaskars ($20,7\text{ }^{\circ}\text{S}/45,6\text{ }^{\circ}\text{O}$) kann in Regenzeit und Trockenzeit unterteilt werden. Wie im Beispiel der Feuchtsavanne südlich des Viktoriasees kann während der Regenzeit aufgrund der starken Bewölkung aus passiven Satellitenmessungen

keine Aussage über die LST getroffen werden. In der von April bis Dezember andauernden Trockenzeit stellt der Juni mit einer mittleren LST von $21,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ den kühlgsten Monat dar. Der Zeitpunkt des mittleren LST Minimums korreliert mit der geringsten solaren Einstrahlung zur Sommersonnenwende. Dagegen ist der Zeitpunkt des mittleren LST Maximums mit $25,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Oktober gegenüber der maximalen solaren Einstrahlung im Dezember um ca. zwei Monate verschoben. Dies deutet darauf hin, dass die ersten Niederschläge bereits im November einsetzen. Mit der sich ausbildenden Pflanzendecke wird die Fläche des größten Energieumsatzes vom Boden weg nach oben verlegt, was ein weiteres Ansteigen der LST verhindert. Der mit dem Wachstum der Vegetation einhergehende Anstieg der Transpiration der Pflanzen erhöht zusätzlich den Strom latenter Energie.

8.2 Interannuelle Vergleiche der LST in Europa

Mittels Vergleichen der Landoberflächentemperatur einzelner Jahre mit dem mehrjährigen Mittel lassen sich Aussagen über die interannuelle Variabilität treffen. Abbildung 8.6 zeigt die mittlere LST im August (14:00UTC) der Jahre 1999 bis 2005 in Europa.

Analog zu den mehrjährigen LST Mittelwerten in Afrika wurden aus Kontinuitätsgründen diejenigen Bildpunkte maskiert (weiße Flächen), in denen das Monatsmittel in mindestens

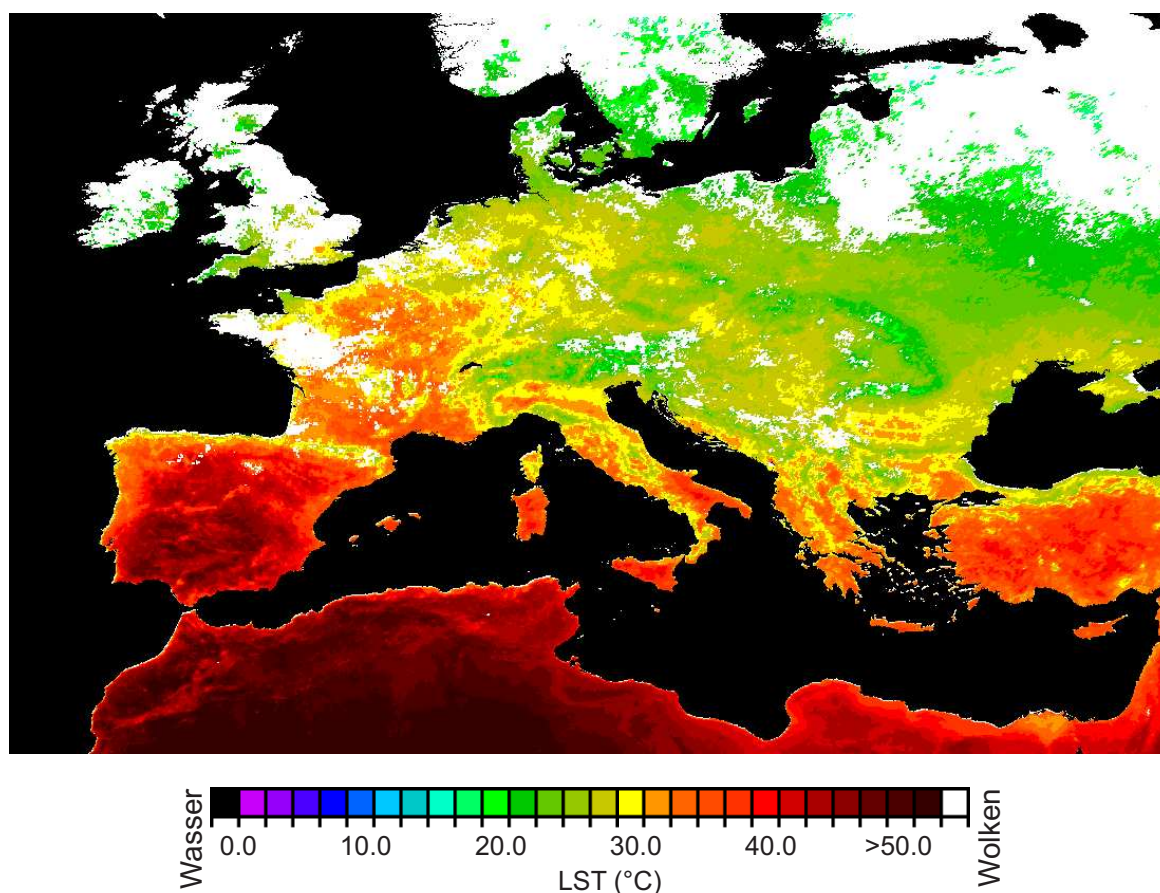


Abbildung 8.6: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im August in Europa.

drei Jahren durch Bewölkung gestört wurde. Dabei zeigt sich, dass selbst in den Sommermonaten ein relativ hoher Bewölkungsgrad in Mittel- und Osteuropa eine flächendeckende Analyse der Landoberflächentemperaturen aus passiven Satellitendaten erschwert. In der hochsommerlichen Verteilung der Landoberflächentemperaturen in Europa stellt sich ein deutlich erkennbarer Nord-Süd Gradient ein. Während die wolkenfreien Gebiete Skandinaviens im mehrjährigen August-Mittel (14:00UTC) Temperaturen um $20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufweisen, liegen die LSTs im gesamten Mittelmeerraum über $35,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der Temperaturgradient in Ost-West-Richtung ergibt sich aus der Abhängigkeit des lokalen Sonnenstandes mit der geographischen Länge. Während die solare Einstrahlung über der Iberischen Halbinsel ihr Maximum um 14:00UTC erreicht, hat sich der Sonneneinfallswinkel in Osteuropa bereits deutlich verringert.

Neben den großskaligen Temperaturdifferenzen, die durch die Breiten- und Längenabhängigkeit der solaren Einstrahlung zu erklären sind, treten auch ausgeprägte regionale LST Gradienten auf. So setzen sich die Höhenlagen der Pyrenäen (ca. $25,0\text{ }^{\circ}\text{C}$) und der Alpen (ca. $18,0\text{ }^{\circ}\text{C}$) deutlich von der tieferliegenden wärmeren Umgebung ab.

Dem in Mitteleuropa größtenteils extrem nassen Sommer 2002, der zwischen dem 10. und 20. August mit starken Überschwemmungen an der Elbe gipfelte, steht der Trocken- und Hitzesommer 2003 gegenüber, der vielerorts als neuer Rekordsommer in die Wettergeschichte einging. Anhand der beiden jeweiligen Differenzen der LST im August (14:00UTC) der Jahre 2002 und 2003 zum mehrjährigen Mittelwert werden im Folgenden

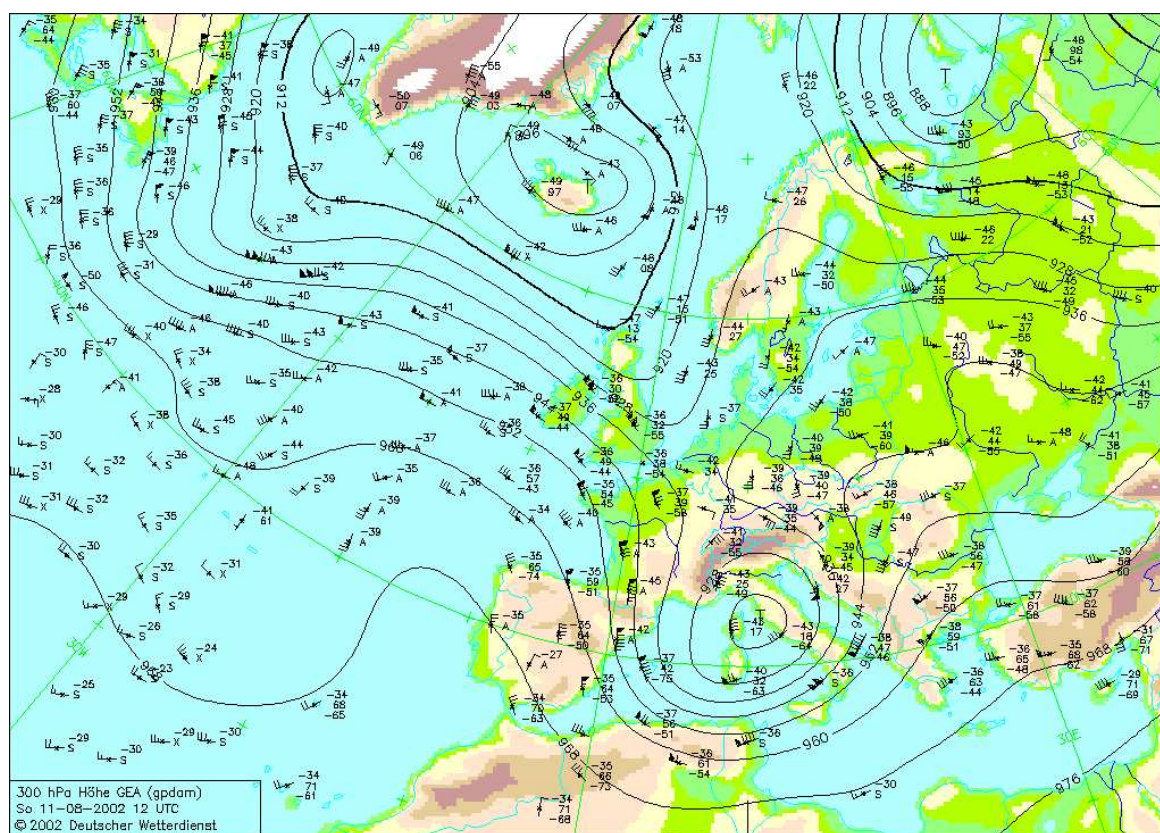


Abbildung 8.7: Analyse 300 hPa vom 11.08.2002 12:00UTC des GME Modells des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

die interannuelle Unterschiede verdeutlicht.

Die Höhenwetterkarte, 300hPa (Abbildung 8.7) vom 11.08.2002 zeigt einen ausgeprägten Trog über Mittel- und Südeuropa. Darin eingebettet ist ein kleines Höhentief über Norditalien. Charakteristisch für die Großwetterlage im August 2002 waren Tiefdruckgebiete, die auf weit südwärts verschobener 5b-Zugbahnen vom Atlantik über Frankreich ins nördliche Mittelmeer und von dort nordostwärts über die Alpen Richtung Polen zogen. Über dem adriatischen Meer reichern sich die sogenannten Genuazyklonen stark mit Wasserdampf an, wodurch die Luftschichtung extrem labilisiert wird. Durch den erheblichen Feuchte- und Wärmeeintrag führt dies zusammen mit markanten Temperaturgradienten und Stauwirkungen an den Gebirgen zu teils ausgeprägten Starkniederschlägen. Ziehen solche Tiefdruckgebiete von Norditalien über die Alpen nach Polen, so wie das im Hochsommer 2002 typischerweise der Fall war, geraten der Süden und Osten Deutschlands unter den Einfluss großräumiger Extremniederschläge.

In Abbildung 8.8 ist die Differenz der mittleren LST im August 2002 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittel dargestellt. Große Bereiche der Iberischen Halbinsel und Frankreichs, die in diesem Zeitraum weitestgehend unter Hochdruckeinfluss lagen, weisen nur geringfügige Abweichungen auf. Über Italien, dem Balkan und Deutschland ist dagegen eine teils deutlich negative Differenz der Landoberflächentemperatur gegenüber dem

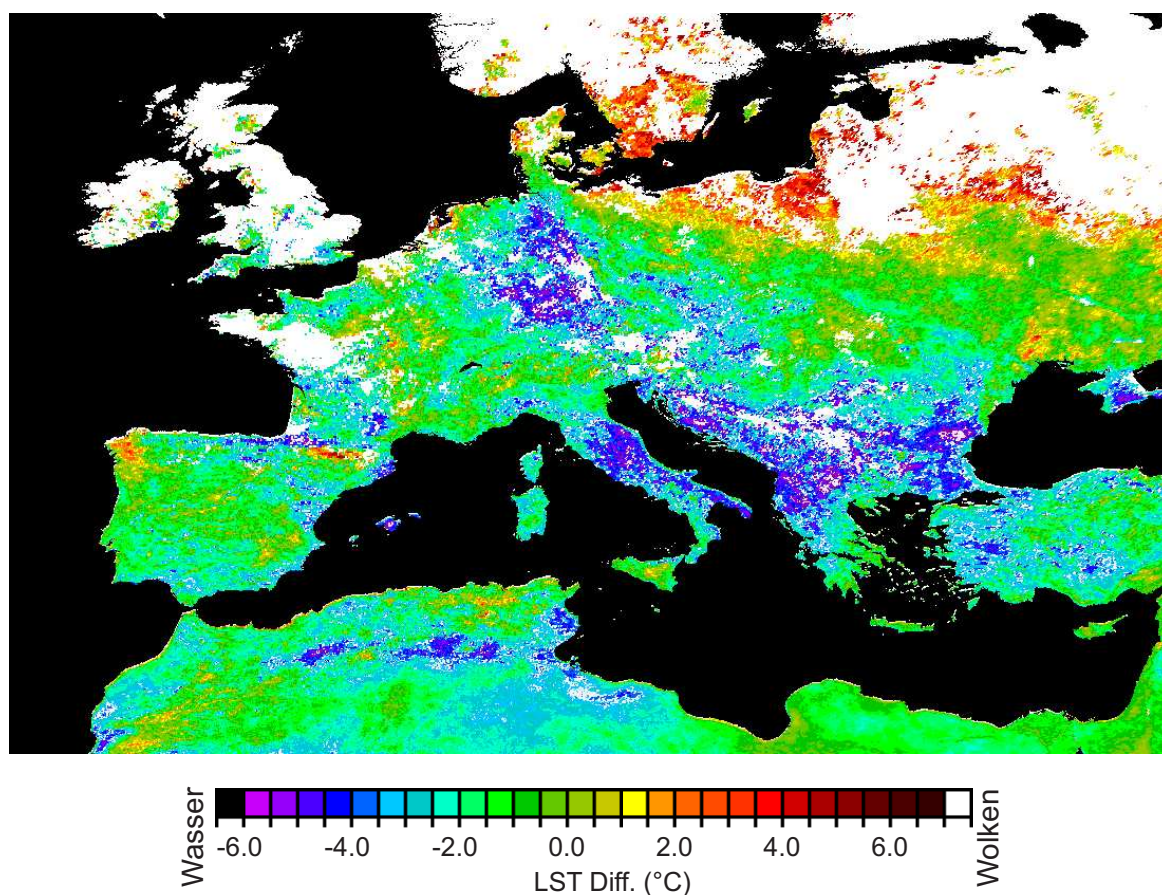


Abbildung 8.8: Differenz der mittleren LST im August 2002 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

mehrfährigen Mittelwert von bis zu 5,5K zu erkennen. Dabei ist eine gute räumliche Übereinstimmung des Höhentrog mit den Regionen negativer LST Abweichungen gegeben.

Die Tatsache, dass Landoberflächentemperaturen aus passiven Satellitenmessungen nur für reine Strahlungstage bestimmt werden können, zeigt, dass die bewölkten Tage, an denen das Tiefdruckgebiet direkt über dem Beobachtungsgebiet lag, unberücksichtigt geblieben sind. Die Unterschiede der LST zum mehrjährigen Mittel sind somit nicht auf eine niedrigere Sonnenscheindauer durch den direkten Einfluss des Tiefdruckgebietes zurückzuführen. Sie rühren eher von der rückseitig des Höhentrog advehierten Kaltluft und den größeren Bodenfeuchten, resultierend aus den starken Niederschlägen. Die damit einhergehende höhere Verdunstung verhindert das ansonsten starke Erwärmen der obersten Bodenschichten in den Sommermonaten.

Abbildung 8.9 zeigt die typische Großwetterlage für den Sommer 2003. Im Sommer 2003 herrschten stabile Hochdrucklagen über dem europäischen Festland, da das Subtropenhoch ungewöhnlich weit nach Nordosten vorgeschoben und deshalb oft mit einem Hoch über Skandinavien durch eine Hochdruckbrücke verbunden war. Dieses umfangreiche Hochdruckgebiet über dem europäischen Festland hinderte atlantische Tiefdruckgebiete, auf direktem Weg nach Mitteleuropa zu ziehen. Stattdessen verläuft die Zugbahn regenbringender atlantischer Tiefs nordostwärts über Großbritannien zum Nordmeer. Die Höhenwetterkarte zeigt einen subtropischen Warmluftücken über Süd- und Mitteleuropa,

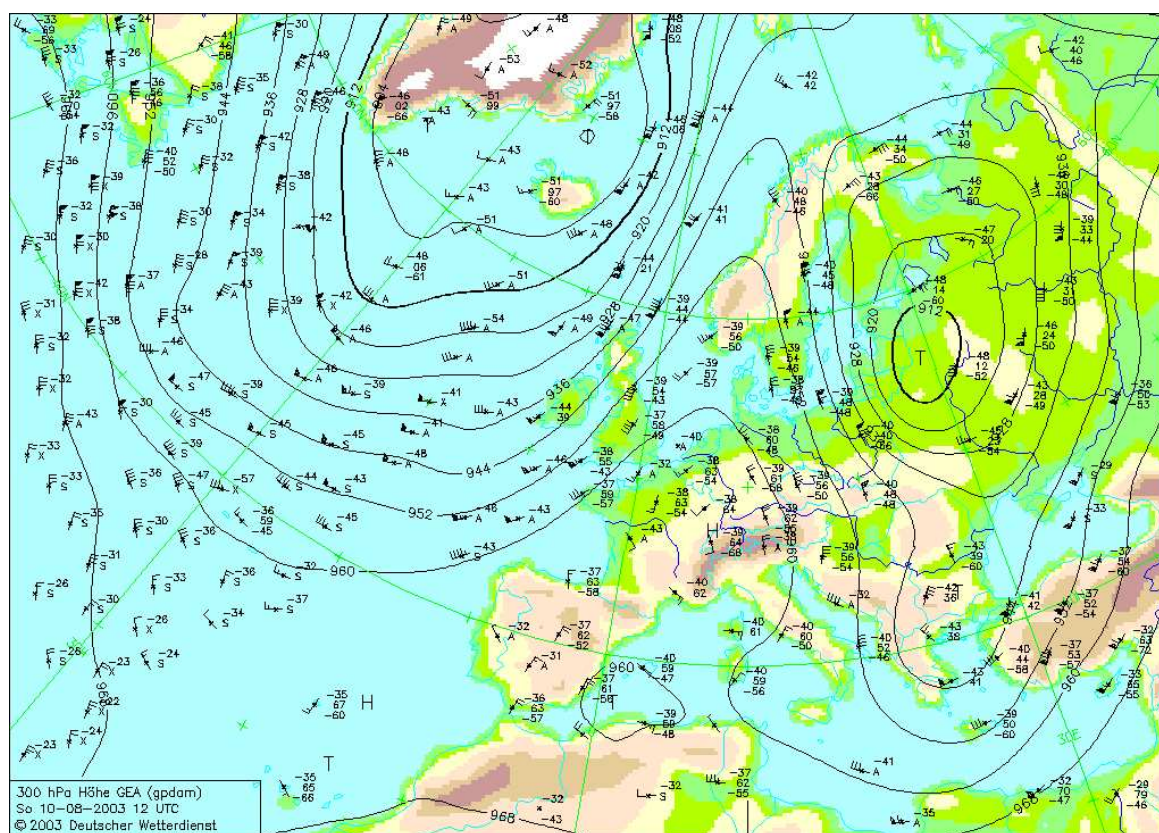


Abbildung 8.9: Analyse 300 hPa vom 10.08.2003 12:00UTC des GME Modells des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

einen ausgeprägten Trog über dem Atlantik und ein Höhentief über Osteuropa.

Die Differenz der 14:00UTC LST für August 2003 zum mehrjährigen Mittel in Europa ist in Abbildung 8.10 dargestellt. In weiten Teilen Süd- und Mitteleuropas fällt eine gegenüber dem Mittelwert um bis zu 7,0 K erhöhte Landoberflächentemperatur auf. Dabei korreliert das Gebiet der höchsten Abweichungen mit der Lage des stabilen Hochdruckrückens der ersten Augushälfte 2003. In Ostfrankreich, Südwestdeutschland, der Schweiz und Oberitalien war es der heißeste Monat seit Beginn der Meßaufzeichnungen vor über 200 Jahren. Ein solches Szenario ist in Mitteleuropa nur möglich, wenn neben der ungehinderten Sonneneinstrahlung zusätzlich über einen längeren Zeitraum subtropische Warmluft advehiert wird.

Das östlich des Hochdruckkeils gelegene Tiefdruckgebiet führte in Osteuropa um bis zu 5,3 K niedrigeren Landoberflächentemperaturen als im siebenjährigen Mittel.

Während sich in Europa die vorherrschende Trockenheit auf Südeuropa ausdehnte, fielen im westlichen Teil Iberiens (Lissabon: 35 mm = 583 %) und im Nordwesten Afrikas (Tamanrasset, Algerien: 27 mm = 386 %) überdurchschnittlich viel Regen (Beilagen zur Berliner Wetterkarte). Diese Gebiete erhöhten Niederschlags spiegeln sich in der Verteilung der LST Abweichungen August 2003 zum mehrjährigen Mittel als Bereiche negativer Differenzen wieder. Die erhöhte Verdunstung nach starken Niederschlagsereignissen führt

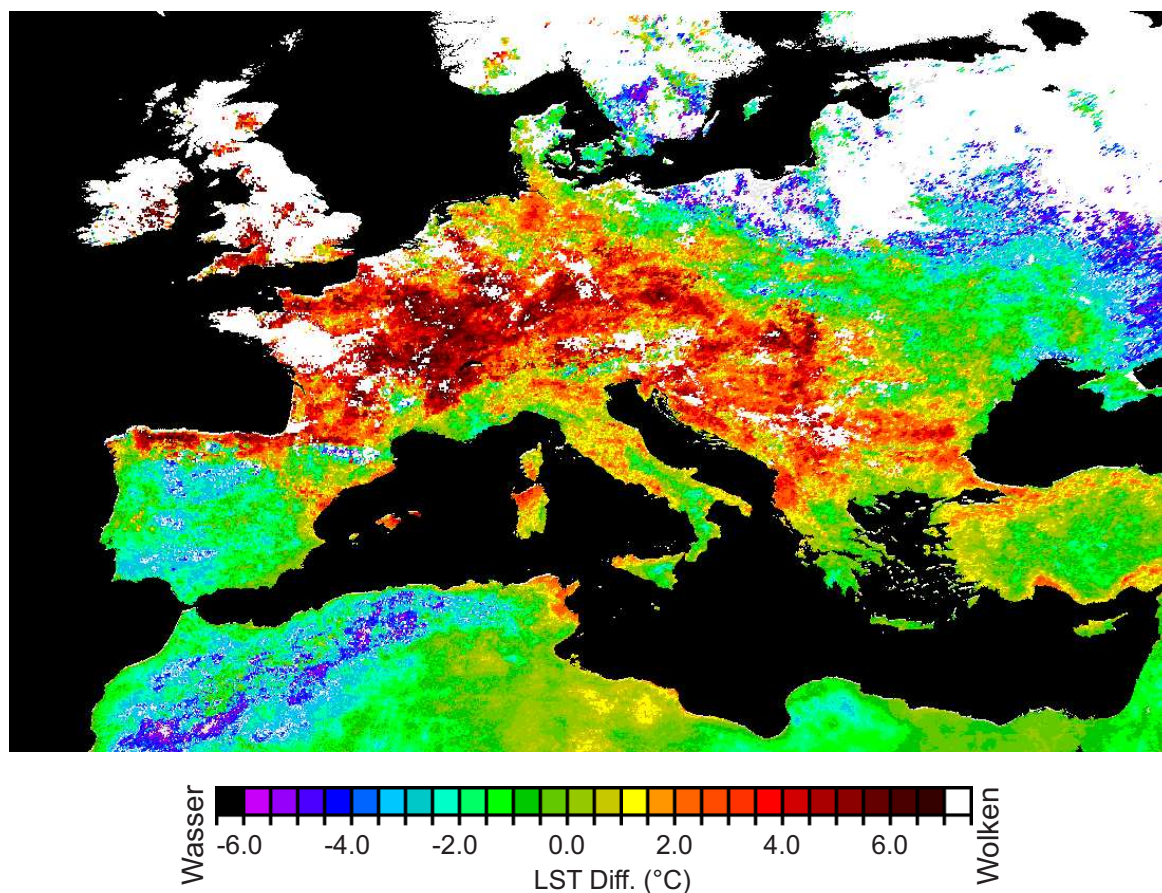


Abbildung 8.10: Differenz der mittleren LST im August 2003 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

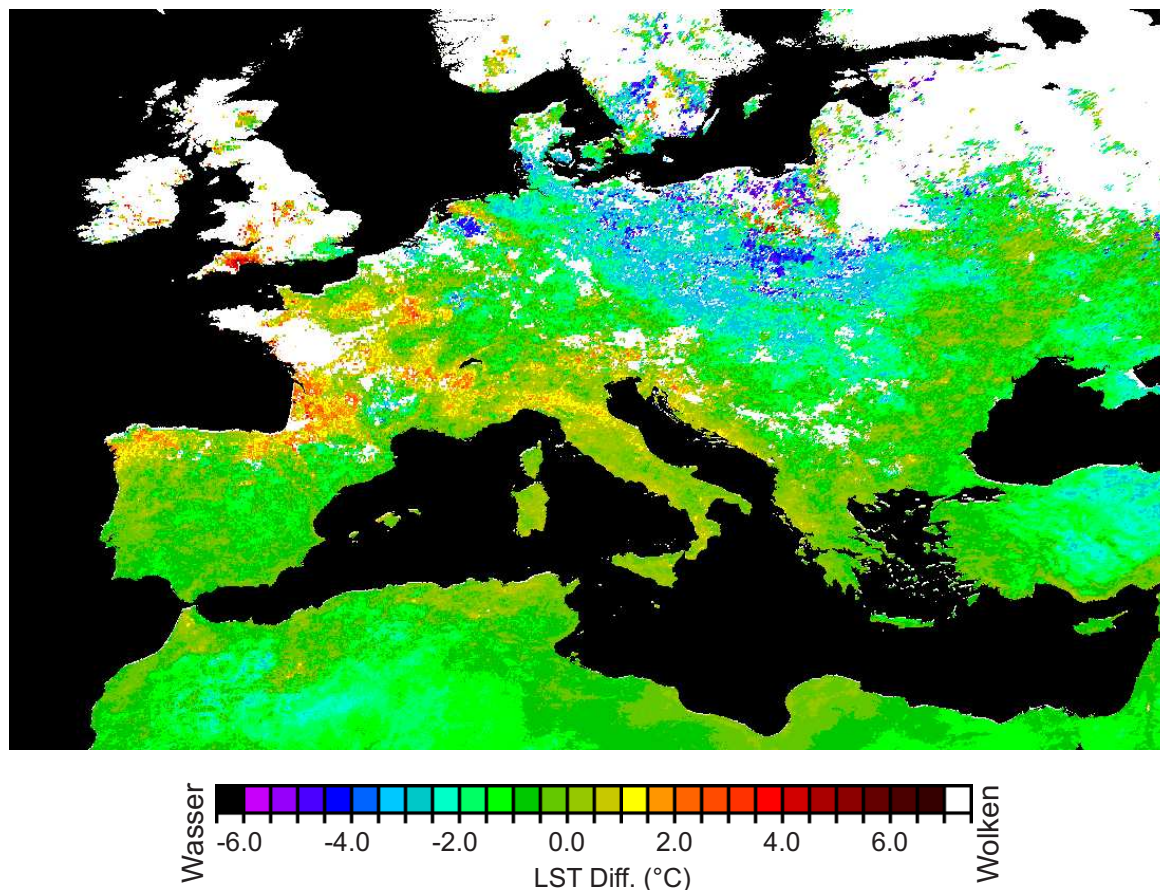


Abbildung 8.11: Differenz der mittleren LST im August 2003 (02:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

dazu, dass sich die ariden Landoberflächen nicht wie in gewohntem Maße erhitzen.

Gegenüber den teils starken Unterschieden der Landoberflächentemperaturen zum Zeitpunkt des Tagesmaximums fallen die Differenzen zum mehrjährigen Mittel während der Nacht (2:00UTC) deutlich geringer aus (Abbildung 8.11). Besonders die ariden Gebiete Nordafrikas und Südeuropas weisen geringe Abweichungen auf. Im gesamten Beobachtungsgebiet liegen 64% der betrachteten Bildpunkte im Intervall von $\pm 0,5K$. Die maximalen positiven Abweichungen von bis zu 2,8 K treten an der französischen Atlantikküste und in Zentralfrankreich auf. Östlich davon erstreckt sich ein breiter Streifen von der deutschen Nordseeküste bis nach Ungarn, in dem die nächtlichen Temperaturen im August 2003 um bis zu 3,3 K unterhalb des mehrjährigen Mittelwertes lagen.

LST Anomalien weiterer Jahre sind für die Monate Juni und August in Anhang E abgebildet.

Anhand der Differenz zwischen mittlerem August 2003 LST Tagesgang und dem Tagesgang des mehrjährigen Mittelwertes sechs verschiedener Regionen sollen die räumlichen Unterschiede innerhalb Europas verdeutlicht werden (Abbildung 8.12). Um repräsentative Aussagen für die umliegenden Regionen treffen zu können, wurden dabei die jeweiligen Tagesgänge über vier Bildpunkte gemittelt. Die markantesten Unterschiede zum mehrjähri-

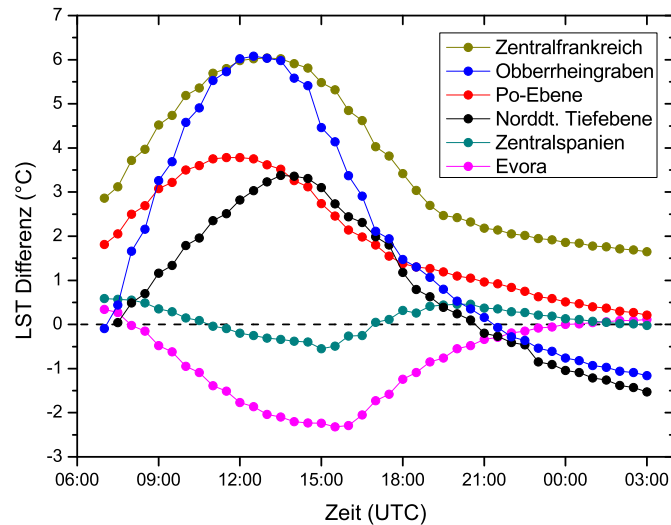


Abbildung 8.12: Differenzen der mittleren August 2003 LST Tagesgänge zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005, der Regionen: Zentralfrankreich, Oberrheingraben, Po-Ebene, Norddeutsche Tiefebene, Zentralspanien und Evora.

gen Mittel zeigt die Region Zentralfrankreich (dunkelgelbe Punkte). Der Tagesgang der LST beginnt in den Morgenstunden mit einer um 2,9 K gegenüber dem Mittel erhöhten Residualtemperatur. Die maximale Abweichung von 6,1 K wird zum Zeitpunkt des Sonnenhöchststandes um 13:00UTC erreicht. In den Nachtstunden sinkt die Differenz zum Mittelwert auf 1,7 K ab. Einen ähnlichen Tagesverlauf der Unterschiede zwischen August 2003 LST und dem siebenjährigen Mittelwert zeigen die Bildpunkte in der Po-Ebene. Dabei sind die Differenzen nicht so stark ausgeprägt. Zum Zeitpunkt der maximalen solaren Einstrahlung stellt sich eine mittlere Erhöhung der LST von 3,8K ein, die in den Nachtstunden auf 0,2 K zurückgeht. Während die Regionen Zentralfrankreich und Po-Ebene für den gesamten mittleren Tagesgang August 2003 eine erhöhte LST aufweisen liegen die Landoberflächentemperaturen im Oberrheingraben und der Norddeutsche Tiefebene nach 21:00UTC unterhalb des siebenjährigen Mittels. Die maximale negative Abweichung wird in den frühen Morgenstunden gegen 3:00UTC mit 1,5 K in der Norddeutschen Tiefebene bzw. 1,2 K im Oberrheingraben erreicht. Eine mögliche Erklärung für die ungewöhnlich hohen Unterschiede der nächtlichen Verhältnisse liegt in der extremen Trockenheit des Erdbodens. Die über den gesamten Sommer andauernde Trockenperiode senkte den Grundwasserspiegel in weiten Teilen Deutschlands deutlich ab. Damit verbunden war ein beinahe vollständiges Austrocknen der bodennahen Vegetation. Mittelhohe- und hohe Pflanzen reduzierten die Transpiration von Wasser über die Spaltöffnungen in den Blättern auf ein Minimum. Aus der verminderten Verdunstung resultiert eine niedrigere Luftfeuchte, was zum Einen zu den markanten positiven LST Anomalien während des Tages und zum Anderen zum extremen Auskühlen der obersten Bodenschichten während der Nacht führte.

Während in Mitteleuropa die langanhaltende Hitzewelle für den wärmsten Monat seit

Beginn der Messaufzeichnungen sorgte, zeigt sich auf der Iberischen Halbinsel für den Zeitraum August 2003 ein gänzlich anderes Bild. In Zentralspanien lag die mittlere LST im August 2003 während des gesamten Tagesgangs im Bereich des mehrjährigen Mittelwerts. Die maximalen Differenzen von $-0,5$ K um 15:00UTC bzw. $0,4$ K um 20:00UTC lassen keinen ausgeprägten Tagesgang erkennen.

In Evora, im Südwesten der Iberischen Halbinsel, zeigt sich dagegen eine deutlicher Differenz im Tagesgang der mittleren LST im August 2003 zum mehrjährigen Mittel. Während zum Sonnenaufgang und nach 0:00UTC die Differenzen minimal sind liegt die mittlere Landoberflächentemperatur zum Zeitpunkt 16:00UTC mit $-2,3$ K deutlich unterhalb des mehrjährigen Mittels. Zurückzuführen ist diese negative Anomalie der Landoberflächentemperatur auf die starken Niederschläge im Westen der Iberischen Halbinsel (Beilagen zur Berliner Wetterkarte) und der Advektion kühlerer Luftmassen aus nordwestlicher Richtung in der zweiten Augushälfte.

Kapitel 9

Kombinierte LST-NDVI Analyse

Durch Kombination der Landoberflächentemperatur mit zeitlichen Analysen des Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) lassen sich verschiedene Vegetationsarten analysieren und detaillierte Aussagen über Vegetationsänderungen treffen (Lambin und Ehrlicher, 1996). Der Vegetationsparameter NDVI gibt dabei den Anteil der photosynthetisch relevanten Strahlung an, welcher von der Vegetation absorbiert wird. Je mehr sichtbares Sonnenlicht eine Pflanze während der Vegetationsperiode absorbiert, desto intensiver ist die Photosynthese. Wenn die Pflanze umgekehrt weniger Sonnenlicht absorbiert, ist die Photosyntheserate und damit das Wachstum geringer. Die spektrale Signatur gesunder Vegetation zeigt einen sprunghaften Anstieg des Reflexionsgrades bei $0,7 \mu\text{m}$, während unbewachsener Boden je nach Art einen stetigen, geradlinigen Verlauf aufweist. Berechnet wird der NDVI aus der Differenz des sichtbaren Spektralbereiches $0,6 - 0,7 \mu\text{m}$ und des Spektralbereiches im nahen Infrarot $0,7 - 1,0 \mu\text{m}$.

Anhand verschiedener Regionen der Iberischen Halbinsel soll gezeigt werden, wie der NDVI-Vegetationsparameter und die Landoberflächentemperatur miteinander gekoppelt sind. Dabei basiert die Analyse im LST-NDVI Raum auf den maximalen Monats-LSTs, abgeleitet aus METEOSAT-7 Daten und des mittleren Monats-NDVI aus AVHRR Messungen.

Für die Gegend um Evora, Portugal ($38,54^\circ\text{N} / 7,99^\circ\text{W}$) ist in Abbildung 9.1 der Jahreszyklus im LST-NDVI Raum für das Jahr 2001 dargestellt. Die Region Evora beinhaltet dabei die Fläche der umliegenden 10×10 Bildpunkte. Charakterisiert wird dieses Gebiet durch eine Kombination aus weitläufigem Grasweideland und immergrünen Eichen. Im Laufe eines Jahres ändert sich die Vegetation des immergrünen Eichenbestandes nur langsam. Zudem wird die Region nicht künstlich bewässert und bleibt somit unbeeinflusst von der Erntezeit. Auf kleinräumiger Skala weist der Bewuchs eine stark inhomogene Verteilung auf. Großskalig, auf der Ebene eines METEOSAT Bildpunktes, bildet die unregelmäßige Struktur aus Bäumen und Grasland jedoch eine homogene Oberfläche.

Im Südwesten der Iberischen Halbinsel erstreckt sich die Vegetationsperiode von November bis Mitte April, Anfang Mai. Zu Beginn des Jahres weisen die Bildpunkte im Januar bei einem NDVI von 0,4 die im Jahresverlauf niedrigsten Landoberflächentemperaturen (ca. 20°C) auf. Bedingt durch regelmäßige Niederschläge und die Zunahme der solaren Einstrahlung beginnt die bodennahe Vegetation im Laufe des Frühjahres kontinuierlich

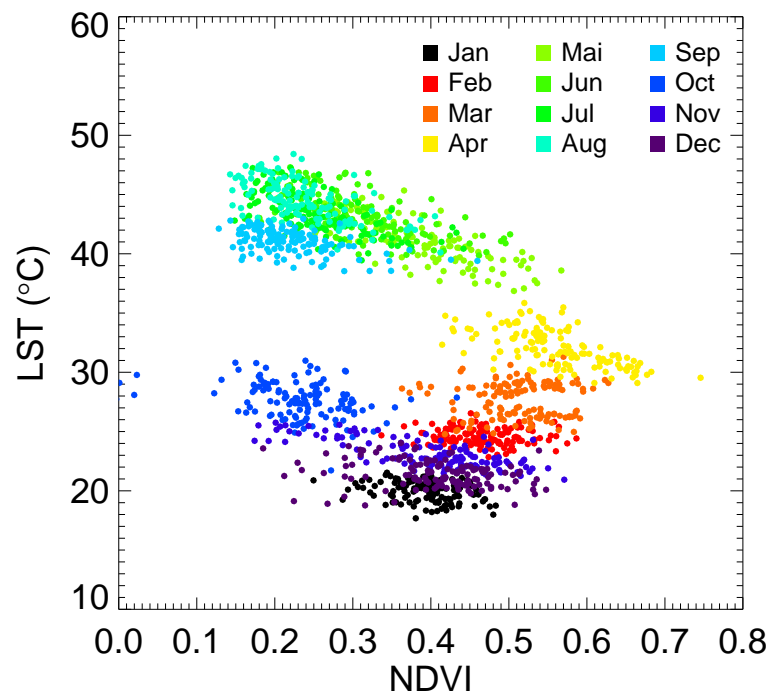


Abbildung 9.1: Jahreszyklus einer Mischvegetation aus weitläufigem Grasweideland und immergrünen Korkeichen in der Region Evora im LST-NDVI Raum für das Jahr 2001.

zu wachsen. Die maximale Vegetationsdichte wird dabei im April mit einem mittleren NDVI von 0,58 erreicht. Gleichzeitig steigt die maximale Landoberflächentemperatur auf Werte um $32\text{ }^{\circ}\text{C}$ an. Mit Beginn der Trockenperiode im Mai setzt ein rasches Austrocknen der bodennahen Vegetation ein. Der Korkeichenbestand mit seinem tieferreichende Wurzelwerk wird dagegen noch lange in der Trockenzeit mit Grundwasser versorgt. Durch Verkleinern der Blattöffnungen regulieren die Bäume ihre Transpiration und passen sich so an die veränderte Wasserzufuhr an. Dennoch ist ein markanter Rückgang des NDVI auf Werte um 0,2 in den Monaten Juli bis September zu erkennen. Resultierend aus der verminderten Verdunstung wächst dabei der Strom fühlbarer Wärme auf Kosten der latenten Energie. Dieser Effekt erklärt, dass trotz vermindelter solarer Einstrahlung gegenüber dem Zeitpunkt der Sommersonnenwende die Maximaltemperaturen von ca. $49\text{ }^{\circ}\text{C}$ erst im August erreicht werden. Gegen Ende der Trockenperiode, im September und Oktober, verharrt der NDVI bei ca. 0,2. In den Herbstmonaten ist ein rapider Rückgang der Landoberflächentemperaturen auf ca. $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Oktober zu verzeichnen. Während in den Frühlingsmonaten der latente Wärmestrom das sprunghafte Erwärmen der Landoberfläche durch die starken Änderungen der solaren Einstrahlung reduziert, schlägt sich die verminderte solare Einstrahlung während der Herbstmonate ausschließlich im Rückgang der Landoberflächentemperatur nieder. Der ansteigende NDVI im November (0,45) deutet auf die Regeneration der bodennahen Vegetation und den Beginn einer neuen Wachstumsperiode hin.

Betrachtet man die Trajektorien verschiedener Jahre lassen sich interannuelle Unterschie-

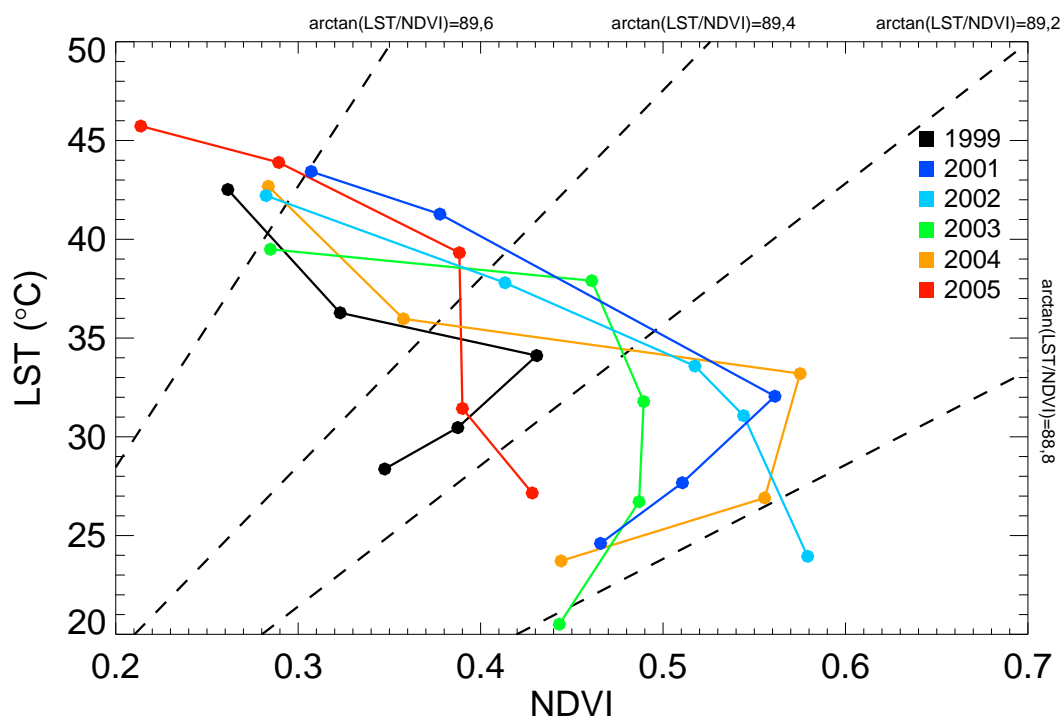


Abbildung 9.2: *Interannuelle Variabilität der Trajektorien im LST-NDVI Raum des Übergangszeitraumes zwischen Vegetations- und Trockenperiode der Jahre 1999 bis 2005 für die Region Evora. Startzeitpunkt einer jeden Trajektorie ist Februar (untere Bildhälfte), das Ende liegt im Juni (linke obere Bildecke).*

de besonders im Vegetationszeitraum erkennen. Abbildung 9.2 zeigt den Vergleich der Trajektorien der Region Evora im Übergangszeitraum zwischen Vegetations- und Trockenperiode der Jahre 1999 bis 2005. Dabei geben die Punkte die über die Fläche von 10 x 10 Bildpunkten gemittelte NDVI und LST der einzelnen Monate an. Startzeitpunkt einer jeden Trajektorie ist Februar (untere Bildhälfte), das Ende liegt im Juni (linke obere Bildecke). Auffällig ist hierbei die relativ starke NDVI-Streuung der Februarwerte. Diese markanten Schwankungen resultieren aus den unterschiedlichen Niederschlagsmenge der vorangegangenen Wintermonate. Während in feuchten Jahren, z.B. 2002, der NDVI im Februar mit 0,58 auf eine üppige Vegetation hinweist, hat sich die bodennahe Vegetation trockener Jahre (1999 und 2005) zu diesem Zeitpunkt noch nicht wieder vollständig erholt. Im Gegensatz zu den großen Schwankungen im NDVI liegen die maximalen Landoberflächentemperaturen, mit Ausnahme des extrem kühlen Jahres 2003, in einem engen Intervall zwischen 23,8 °C und 27,5 °C. Diese allgemein geringe LST-Variation ist auf die jährlich annähernd konstante solare Einstrahlung zurückzuführen. Jedoch fällt in den Februarwerten eine negative Korrelation der LST zum NDVI auf. Jahre mit großer Vegetationsdichte (2003) weisen im Vergleich zu trockenen Jahren (1999 und 2005) niedrigere LSTs auf.

In der Wachstumsperiode zeigt der interannuelle Vergleich der Trajektorien ausgeprägte Unterschiede. Während in den Jahren 2003 und 2005 zwischen Februar und Juni eine stetige Abnahme des NDVI bei steigender LST zu erkennen ist, erreicht der NDVI der

Jahre 1999, 2001, 2002 und 2004 sein Maximum erst im April. Mit Beginn der Trockenzeit setzt ein Austrocknen der bodennahen Vegetation ein. Dies macht sich in einem drastischen Absinken des NDVI bemerkbar. Die Endpunkte der Trajektorien repräsentieren die Junibedingungen im LST-NDVI Raum. Dabei fallen sowohl die relativ geringen NDVI- als auch LST-Differenzen der einzelnen Jahre auf. Die bodennahe Vegetation ist komplett ausgetrocknet. Einzig der immergrüne Korkeichenbestand verhindert ein noch weiteres Absinken des NDVI. Durch die in den betrachteten Jahren annähernd identische Vegetationsbedingungen im Juni ist die LST hauptsächlich von der solaren Einstrahlung abhängig und erreicht mit Werten um $45\text{ }^{\circ}\text{C}$ ihr Maximum.

Für den Vergleich verschiedener Vegetationsarten und der Beobachtung von Vegetationsänderungen ist es zweckmäßig, einen einzelnen spektralen Parameter zu betrachten. Für die Kombination der langwelligigen Messgröße LST mit dem kurzwelligen Parameter NDVI bietet sich deren Quotient an. Da der Quotient aus LST/NDVI für niedrige NDVI gegen Unendlich strebt, führte Lambin und Ehrlich, 1996, das Winkelmaß \arctan von LST/NDVI ein. Dabei stellen die \arctan (LST/NDVI) Isolinien im LST-NDVI Raum radial vom Ursprung divergierende Geraden wachsender Neigung dar (gestrichelte Linien, in Abbildung 9.2). Über Land variiert dieser Parameter abhängig von der Vegetationsart zwischen $87,7^{\circ}$ (ausgeprägter Bewuchs) und annähernd 90° (blanker Boden).

Abbildung 9.3 zeigt den interannuelle Vergleich der Jahre 1999 bis 2005 für ein ungestörtes immergrünes Waldgebiet im Nordwesten der Iberischen Halbinsel ($42,35^{\circ}\text{N}$ /

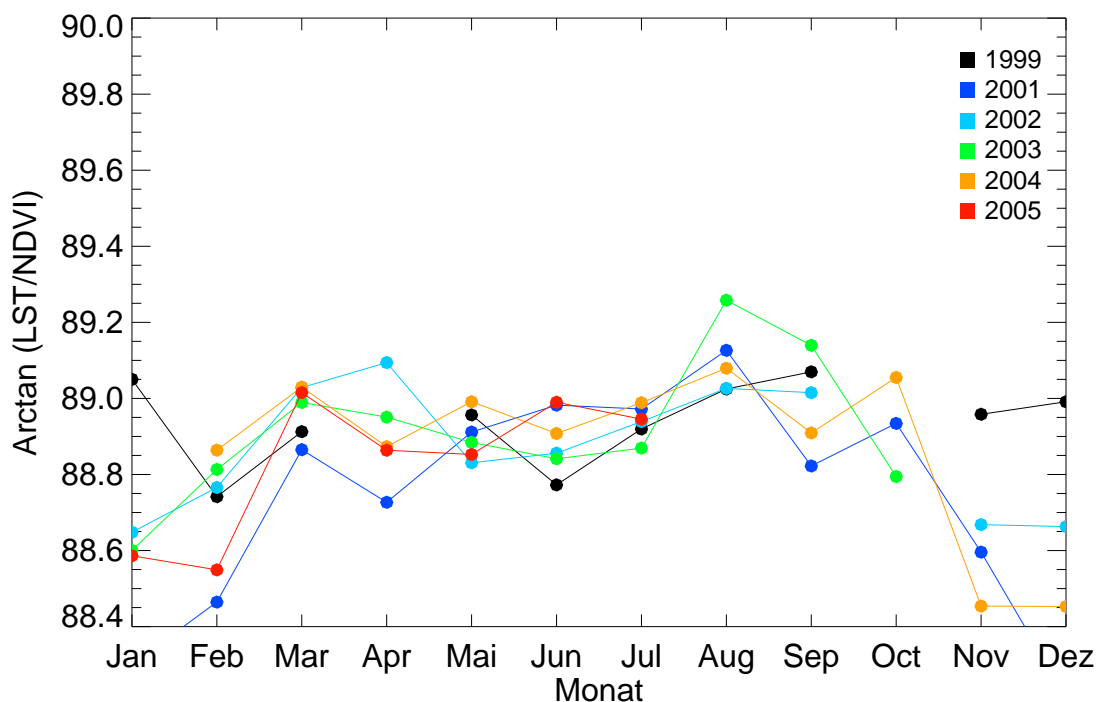


Abbildung 9.3: Trajektorien des \arctan (LST/NDVI) in Grad der Jahre 1999 bis 2005 für ein ungestörtes immergrünes Waldgebiet im Nordwesten der Iberischen Halbinsel.

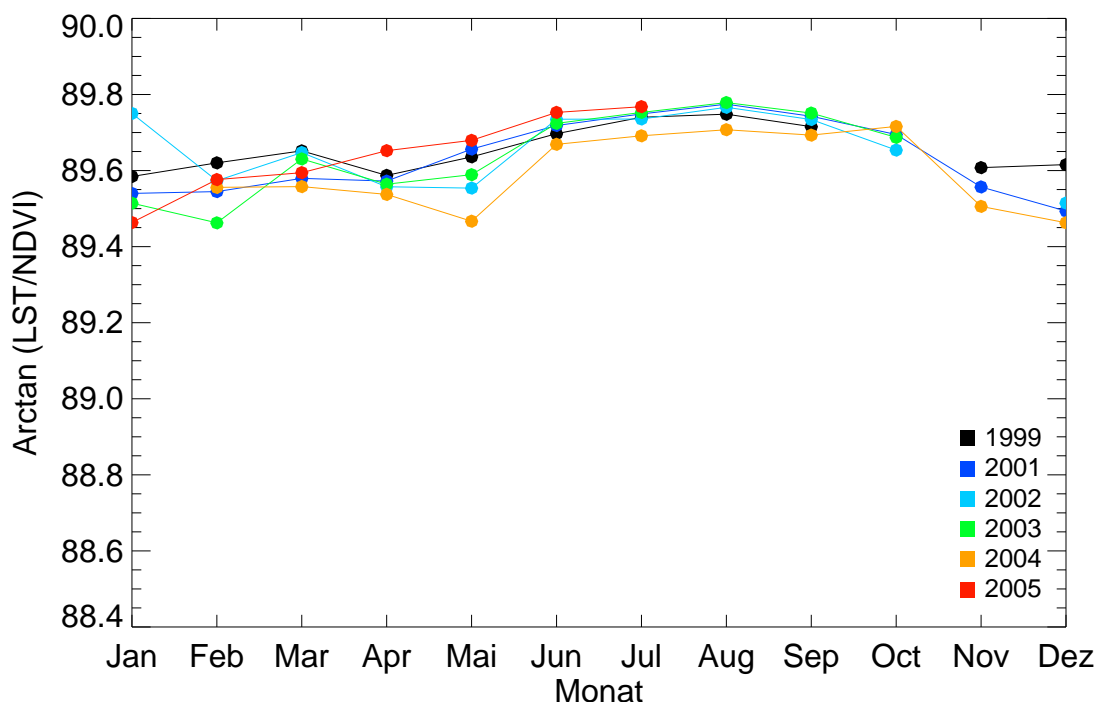


Abbildung 9.4: Zeittrajektorien des arctan ($LST/NDVI$) in Grad der Jahre 1999 bis 2005 für die aride Region Zentralspaniens.

8,23 °W). Geprägt durch das feuchte Atlantische Klima stellt sich in den Trajektorien der arctan ($LST/NDVI$) Daten ein schwacher Jahresgang mit einem Maximum im August und einem Minimum in den Wintermonaten zwischen November und Februar ein. Aufgrund der teils starken Schwankungen der jährlichen Niederschlagsmenge ist eine ausgeprägte interannuelle Variabilität während des gesamten Jahres zu erkennen. Mit mittleren Werten von 88,9 ° liegt der arctan ($LST/NDVI$) im für mediterrane Nadelhölzer typischen Wertebereich.

Der charakteristische Trajektorienverlauf des arctan ($LST/NDVI$) im ariden Zentralspanien (39,92 °N / 5,47 °W) ist in Abbildung 9.4 dargestellt. Resultierend aus der höheren LST und dem niedrigeren NDVI weist das Winkelmaß arctan ($LST/NDVI$) in der während des gesamten Jahres trockenen und vegetationsarmen Region Zentralspaniens gegenüber den bewaldeten Gebiet Nordspaniens deutlich größere Werte auf. In einem nur schwach angedeuteten Jahresgang variiert der Wert des arctan ($LST/NDVI$) um 89,7 °. Aufgrund der geringen jährlichen Niederschlagsmenge sind die Unterschiede der Trajektorien einzelner Jahre nur minimal ausgeprägt.

Der markanteste Jahresgang zeigt sich in der Region Evora (Abbildung 9.5). Mit einem Maximum von ca. 89,7 ° im August und September und einem mittleren Minimum von etwa 88,8 ° im Januar weisen die Trajektorien in allen Jahren eine ausgeprägte Amplitude im Jahresverlauf auf. In den Winter- und Frühlingsmonaten ist dabei eine starke interannuelle Variabilität zu beobachten. Abhängig von der Niederschlagsmenge in diesem

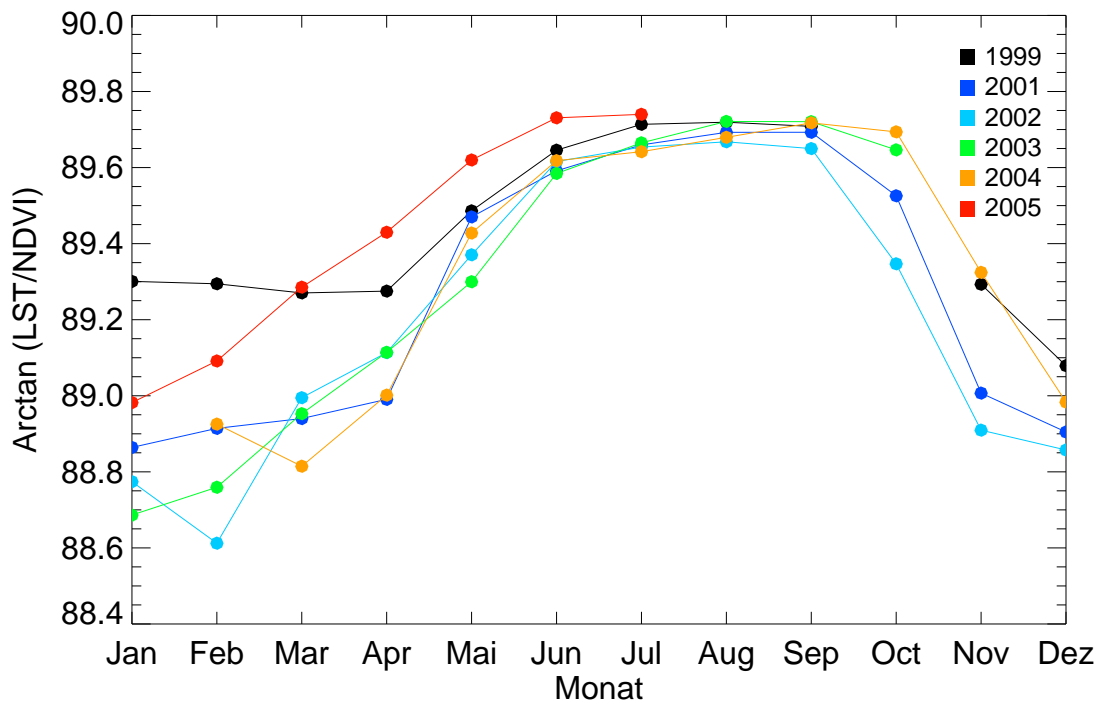


Abbildung 9.5: Zeittrajektorien des arctan ($LST/NDVI$) in Grad der Jahre 1999 bis 2005 für Mischvegetation aus weitläufigem Grasweideland und immergrünen Korkeichen für die Region Evora.

Zeitraum variiert der arctan ($LST/NDVI$) zwischen $88,6^\circ$ in feuchten Jahren (2002 und 2003) und $89,3^\circ$ in trockenen (1999 und 2005). Mit Beginn der Sommermonate erreichen die Trajektorien im Juni eine Art Sättigung, die im Bereich der Werte der Region Zentralspaniens liegt. Dabei ist es unerheblich, ob ein feuchtes oder trockenes Frühjahr vorausging. Aufgrund der extremen Trockenheit, sind interannuelle Variationen in den Sommermonaten zu vernachlässigen. Mit Beginn der ersten Regenfälle im Herbst und der abnehmenden solaren Einstrahlung ist ein rapider Abfall im Jahresverlauf zu erkennen.

Durch die Kombination von LST und NDVI Datensätzen lassen sich detaillierte Aussagen über verschiedene Vegetationsarten treffen. Änderungen in der Vegetation und der damit verbundenen Modifikation weiterer Oberflächenparameter, wie z.B. LST oder Bodenfeuchte, spiegeln sich in den Jahresverläufen wieder. Während sich natürliche Veränderungen nur über längere klimatologische Zeiträume erfassen lassen, sind anthropogene Eingriffe wie das Roden größerer Waldflächen oder das Erschliessen neuer Agrarflächen mit künstlicher Bewässerung als abrupte Sprünge bereits in kürzeren Zeitreihen zu erkennen.

Kapitel 10

Schlussfolgerung und Ausblick

Die Motivation der vorliegenden Arbeit bestand darin, mehrjährige Zeitreihen (1999 bis 2005) der Landoberflächentemperatur (LST) in Europa und Afrika aus METEOSAT-7 Infrarot-Daten abzuleiten und bezüglich räumlicher und zeitlicher Variabilität zu untersuchen. Dabei lag das Hauptaugenmerk in der Entwicklung eines neuronalen Netzes zur Simulation des atmosphärischen Einflusses in den Satellitenmessungen. Darüber hinaus wurde ein Wolkenerkennungsalgorithmus ausgearbeitet, welcher eine Trennung der gemessenen Strahldichten in bewölkte und unbewölkte Teilszenen ermöglicht.

Der im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Wolkenerkennungsalgorithmus basiert auf pixelbasierten monatlichen dynamischen Schwellenwerten aller 48 METEOSAT IR-Termine, sowie der tagsüber zur Verfügung stehenden 32 METEOSAT VIS-Termine. Vergleiche der Ergebnisse mit Reflexionsmessungen und Beobachtungen des Bedeckungsgrades an den BSRN Stationen in Payerne und Carpentras ergaben für verschieden Bewölkungsarten eine gute Übereinstimmung.

Bei der Bestimmung des atmosphärischen Einflusses in Satellitenmessungen konnte für eine Vielzahl verschiedener Atmosphärenbedingungen, Emissivitäten, Bodenhöhen und Blickwinkel gezeigt werden, dass neuronale Netze eine Alternative zu den herkömmlichen Strahlungsübertragungsmodellen im terrestrischen Infrarot darstellen. Das mit 100 TIGR-Atmosphärenprofilen trainiert und validiert vierschichtige neuronale Netz wurde mit wolkenfreien ECMWF ERA-40 Profilen in vier verschiedenen Regionen verifiziert. Dabei stellte sich für das evolutionär entwickelte neuronale Netzwerk ein mittlerer Validierungsfehler von 0,38 K ein. Erkennbar wird die Effizienz des neuronalen Netzes bei der Verifikation mit ECMWF Analysen. Im Verifikationsgebiet der Iberischen Halbinsel wiesen 75 % der untersuchten wolkenfreien Datensätze der Monate April, Juni und September einen mittleren Fehler kleiner als 0,75 K auf. Bei weiteren ca. 20 % der verifizierten Daten lag der Fehler zwischen 0,75 K und 1,0 K.

Obwohl der ECMWF-Datensatz im Vergleich zu den TIGR-Radiosondendaten eine andere Struktur besitzt, liegen die Verifikationsfehler im Rahmen der MODTRAN-3 Genauigkeit. Die niedrigen Verifikationsfehler bestätigen die guten Generalisierungseigenschaften des relativ kleinen evolutionär entwickelten neuronalen Netzwerks.

Gegenüber der herkömmlichen Atmosphärenkorrektur mit dem Strahlungsübertragungsmodell MODTRAN-3 besitzt das mit ENZO entwickelte neuronale Netz, bei ähnlicher Genauigkeit, den entscheidenden Vorteil einer um ca. 10^4 fachen Schnelligkeit. Somit

besteht erstmalig die Möglichkeit, die Atmosphärenkorrektur für längere METEOSAT-Zeitserien über großen Flächen zu bestimmen.

Die Validierung der im Rahmen des EU-Projekts Geoland aus METEOSAT-7 abgeleiteten Tagesgänge der LST mit Stationsmessungen in Evora (Portugal) zeigt sowohl in den Sommermonaten, als auch im Herbst und Winter des Jahres 2005 durchgängig ein hohes Maß an Übereinstimmung. Abgesehen von den frühen Nachmittagsstunden, in denen Schatteneffekte die Bodenmessungen beeinflussen, liegt die METEOSAT-7 LST während des gesamten Tagesgangs im angestrebten Genauigkeitsintervall von ± 2 K um die Referenzmessung. Rasche advektionsbedingte Temperatursprünge während der nächtlichen Abkühlphase führen vereinzelt zu Differenzen der beiden Landoberflächentemperaturen. Diese Abweichung der METEOSAT-7 LST zu den Stationsmessungen ist durch die Trägheit der exponentiellen Abklingfunktion zu erklären, die die nächtlichen Abkühlereffekte beschreibt.

Bei Vergleichen der METEOSAT-7 LST mit der im Rahmen des LandSAF Projektes abgeleiteten MSG-LST in Evora muss zwischen Tag- und Nachtstunden differenziert werden. Während die Validierungsergebnisse in den Nachtstunden eine sehr gute Übereinstimmung ergeben, weisen besonders die Maximaltemperaturen der MSG-LST in den Mittags- und Nachmittagsstunden der Sommermonate sowohl eine starke Überhöhung gegenüber der METEOSAT-7 LST als auch der Bodenmessung auf. Als Ursache der großen Abweichungen der MSG-LST konnten falsche Annahmen des Emissionsvermögens in den Sommermonaten und Fehler in der verwendeten Parametrisierung der Split-Window-Koeffizienten bei starker Überhitzung des Erdbodens ausgemacht werden.

Im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel ist dieser positive Bias der MSG-LST gegenüber der METEOSAT-7 LST hauptsächlich im Süden zu erkennen. Dabei weisen die Regionen mit einem ausgeprägten Vegetationsjahresgang in den Sommermonaten die größten Differenzen auf. Abgesehen von diesen Gebieten im Süden der Iberischen Halbinsel liegen die Unterschiede der METEOSAT-7 LST und MSG-LST in weiten Teilen des Validierungsgebietes für den Zeitraum Juni bis Dezember 2005 im Bereich von ± 2 K. Bestätigt wird die gute Übereinstimmung der beiden aus Satellitenmessungen abgeleiteten LST Datensätze in ihrer guten Korrelation. Über die gesamte Fläche der Iberischen Halbinsel gemittelt werden tagsüber die höchsten Korrelationen von bis zu $R = 0,97$ erreicht. Das Absinken der Korrelationskoeffizienten in der Nacht ist auf die unzureichende Beschreibung des Abklingens der Temperatur durch das TSP-Modell bei der Bestimmung der METEOSAT-7 LST zurückzuführen.

Anhand der Jahresgänge der maximalen, minimalen und mittleren Landoberflächentemperatur der Jahre 1999 bis 2005 konnten die saisonalen klimatischen Unterschiede sechs verschiedener Regionen in Afrika aufgezeigt werden.

Des Weiteren bietet die hohe zeitliche Auflösung der METEOSAT-7 LST von 30 Minuten die Möglichkeit komplette Tagesgänge der LST für Afrika und Europa abzuleiten. Am Beispiel Europa wurden die hochsommerlichen LST-Anomalien der Jahre 2002 und 2003 in Bezug auf großräumige Wetterlage näher untersucht. Während die maximalen Landoberflächentemperaturen im "Hitzemonat" August 2003 in Mitteleuropa gegenüber dem mehrjährigen Mittel um bis zu 7 K erhöht waren, lagen die maximalen LST in weiten

Schlussfolgerung und Ausblick

Teilen der Iberischen Halbinsel im Bereich des mehrjährigen Mittelwertes oder sogar darunter.

Kombinierte Analysen der Landoberflächentemperatur und dem Vegetationsparameter NDVI verdeutlichen deren komplexe Wechselwirkung. Anhand von Fallstudien in drei verschiedenen Regionen der Iberischen Halbinsel konnten sowohl die saisonalen Änderungen, als auch die jährlichen Unterschiede der Vegetation aufgezeigt werden. Somit bietet dieses Verfahren die Möglichkeit, detaillierte Aussagen über Vegetationsänderungen auf kurzen und mittleren Zeitskalen zu treffen.

Aufgrund der beobachteten Klimaänderung spielt die Untersuchung der Landoberflächentemperatur eine immer größere Rolle. Um diese Arbeit fortzuführen, wäre die Analyse des annähernd dreißigjährigen Datensatzes der ersten METEOSAT-Generation, in Bezug auf großskalige Änderungen der LST und der damit einhergehenden Verschiebung der Klimazonen von großer Bedeutung. Der MSG-Datensatz, welcher seit Anfang 2004 operationell verfügbar ist, garantiert ein Weiterführen der Zeitreihe bis ins Jahr 2018. Auf Grund der erhöhten räumlichen und zeitlichen Auflösung der MSG-Messungen können kleinskalige Variationen der Landoberflächentemperatur noch detaillierter untersucht werden. Wie in dieser Arbeit erfolgreich gezeigt wurde, bieten neuronale Netze dabei eine schnelle und robuste Alternative zum herkömmlichen Split-Window-Verfahren.

Literaturverzeichnis

Atkinson, P. M.; Tatnall, A. R. L.: (1997) Neural Networks in remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 18, 699-709

Barroso, C.; Trigo, I.; Olesen, F.; DaCamara, C.; Queluz, M.P.: (2005) Intercalibration of NOAA and Meteosat window channel brightness temperatures International. *Journal of Remote Sensing*, 26, 17, 3717-3733

Becker, F.; Li, Z-L.: (1987) The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, 8, 1509-1522

Becker, F.; Li, Z-L.: (1990) Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, 32, 17-33,

Becker, F.; Li, Z-L.: (1990) Towards a local split window method over land surface. *Journal of Remote Sensing*, 11, 369-394

Becker, F.; Li, Z-L.: (1995) Surface temperature and emissivity at different scales: definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12, 225-253

Beilage zur Berliner Wetterkarte: (2002) Beiträge des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach/M zur Berliner Wetterkarte. *Verein Berliner Wetterkarte e.V. zur Förderung der meteorologischen Wissenschaft 91/2 ISBN 0177-3984*

Beilage zur Berliner Wetterkarte: (2003) Beiträge des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach/M zur Berliner Wetterkarte. *Verein Berliner Wetterkarte e.V. zur Förderung der meteorologischen Wissenschaft 73/03 ISBN 0177-3984*

Braun, H.; and Ragg, T.: (1996) ENZO: Evolution of neural networks *Internal report. Fakultät für Informatik, Universität Karlsruhe.*

Brunelli, R.: (1994) Training neural nets through stochastic minimization. *Neural Networks*, 7, 1405-1412

Carslaw, H.S.; and Jaeger, J.C.: (1959) Conduction of heat in solids. *Oxford University Press, Amen House, London, Great Britain.*

Chinnaswamy, A.: (1999) Parameterization of Retrieval of SST from Geostationary Satellites. In *3rd Symposium on International Observing Systems, University of Oklahoma, January 11-15*

Dash, P.; Göttsche, F. M.; Olesen F. S.; Fischer, H.: (2001) Retrieval of land surface temperature and emissivity from satellite data: physics, principle limitations and current methods, *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 29, 23-30

Dash, P.; Göttsche, F. M.; Olesen F. S.; Fischer, H.: (2002) Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice; current trends, *International Journal of Remote Sensing*, 23, 2563-2594

Dash, P.; Göttsche, F. M.; Olesen F. S.: (2002) Potential of MSG for surface temperature and emissivity estimation: considerations for real-time applications. *International Journal of Remote Sensing*, 23, 4511-4518

Duffie, J.A.; Beckman, W.A.: (1980) Solar engineering of thermal processes. *John Wiley and Sons, New York, USA*

Fahlmann, S. E.: (1988) An empirical study of learning speed in backpropagation networks. *Technischer Bericht CMU-CS-88-162, Carnegie-Mellon University, Pittsburgh, PA*

França, G. B.; Cracknell, A. P.: (1994) Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-II AVHRR data in north-eastern Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, 15, 8, 1695-1712

François, C.; Ottlé, C.: (1996) Atmospheric corrections in the thermal infrared: global and water vapor dependent split-window algorithms- applications to ATSR and AVHRR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 457-470

Göttsche, F. M.; and Olesen, F. S.: (2001) Modelling of diurnal cycles of brightness temperature extracted from METEOSAT data. *Remote Sensing of Environment*, 76, 3, 338-349
Göttsche, F. M.; Olesen F. S.: (2002) Evolution of neural networks for radiative transfer calculations in the terrestrial infrared. *Remote Sensing of Environment*, 80, 157-164

Goetzberger, A.; Voß B.; Knobloch J.: (1994) Sonnenenergie: Photovoltaik. Physik und Technologie der Solarzelle. *Teubner B.G. GmbH, ISBN-10: 3519032147*

Goodman, A. H.; Henderson-Sellers, A.: (1988) Cloud detection: a review of review progress. *Atmospheric Research Letters*, 21, 203-228

Hansen, M.; DeFries, R.; Townshend, J.R.G.; Sohlberg, R.: (2000)

Global land cover classification at 1km resolution using a decision tree classifier. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 1331-1365

Hochsprung, A.: (1997) Die Korrektur atmosphärischer Einflüsse in Satellitenbildern des LANDSAT TM. Eine programmtechnische Umsetzung auf der Basis des Strahlungstransfermodells Lowtran-7. *Zulassungsarbeit zum Staatsexamen für das Lehramt an Gymnasien, Universität Freiburg*

Hupfer, P.; Kuttler, W.; HeyerWitterung, E.: (2005) Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. *Teubner Verlag*, 12. überarbeitete Auflage, ISBN-10: 3835100963

Idso, S.B.; Jackson, R.D.; Reginato, R.J.: (1976) Compensating for environmental variability in the thermal inertia approach to remote sensing of soil moisture. *Journal Applied Meteorology*, 15, S. 811-817

Kabsch, E.; Olesen, f. S.; Prata, F.: (2007) Validation of Land Surface Temperatures (LSTs) derived from MSG/SEVIRI with the Evora, Portugal ground-truth station measurements. *Special issue of the International Journal of Remote Sensing*, accepted

Kidder, S. Q.; von der Haar, T. H.: (1995) Satellite Meteorology: an introduction, 1st edn (London: Academic Press)

Kriesel, D.: (2007) Ein kleiner Überblick über neuronale Netze. www.dkriesel.com

Kurz, M.: (1987) Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst - Synoptische Meteorologie. 2. vollständig neu bearbeitete Auflage ISBN: 3-88148-262-8

Lambin, E.F.und Ehrlich, D.: (1996) The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 3, 463-487

Lin, J.D.: (1980) On the force-restore method for prediction of ground surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6, 3251-3254

Liou, K.ND.: (2002) An Introduction to Atmospheric Radiation. *International Geophysics Series*, 84, ISBN: 0124514502

McMillin, L. M.: (1975) Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 80, 5113-5117

Meßinger, N.: (1993) Höhenabhängige Atmosphärenkorrektur von AVHRR-Messungen zur Bestimmung von Landoberflächentemperaturen. *Diplomarbeit, Universität Karlsruhe*

- Minai, A. A.:** (1990) Acceleration of backpropagation through learning rate and momentum adaptation. *Proceedings of International Joint Conference on Neural Networks*, 1, 676-679
- Möller, F.:** (1991) Einführung in die Meteorologie I. *Spektrum Akademischer Verlag*, ISBN-10: 386025698
- Obst, E.; Schmithüsen, J.; Weischet, W.; Blüthgen, J.:** (1980) Allgemeine Klimageographie. *Gruyter Verlag*, 3. Auflage, ISBN-10: 3110065614
- Ottenbacher, A.; Schmetz, J.:** (1994) Relationship of collocated cloud radiances in the METEOSAT IR and WV channel. *Proceedings of SPIE - Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II*, 2309, 45-51
- Peres, L. F.; DaCamara, C. C.:** (2005) MODIS and Vegetation - Emissivity Maps to Retrieve Land-Surface Temperature From MSG/SEVIRI. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, 8, 1834-1844
- Prata, A.J.; Caselles, V.; Coll, C.; Sobrino, J.; Otle, C.:** (1995) Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, 12, 175-224
- Press, W.H.; Flannery, B.P.; Teukolsky, S.A.; Vetterling, W.T.:** (1990) Numerical recipes in C. *Cambridge University Press, Cambridge, New York, USA*
- Price, J.C.:** (1977) Thermal inertia mapping: a new view of the Earth. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2582-2590
- Price, J. C.:** (1984) Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA-7 AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, 89, 7231-7237
- Price, J.C.:** (1989) Quantitative aspects of remote sensing in the thermal infrared. *Ghassem Asrar (Editor), Theory and applications of optical remote sensing. John Wiley and Sons, Inc., USA*, 578-603
- Reutter, H.; Olesen F. S.; Fischer, H.:** (1994) Distribution of the brightness temperature of land surfaces determined from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 15, 95-104
- Riedmiller, M.:** (1993) A direct adaptive method for faster backpropagation learning: The RPROP algorithm. *Proceedings of the IEEE International Conference on neural networks (ICNN)*, 1, 586-591
- Rojas, P.:** (1993) Theorie der neuronalen Netze: Eine systematische Einführung. *Springer Verlag*, ISBN-10: 3540563539

- Rossow, W. B.; Mosher, F.; Kinsella, E.; Arking, A.; Desbois, M.; Harrison, E. F.; Minnis, P.; Ruprecht, E.; Sèze, G.; Simmer, C.; Smith, E.: (1985)** ISCCP algorithm intercomparison. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, 877-902
- Schädlich, S.; Göttsche, F. M.; Olesen F. S.: (2002)** Influence of land parameters and atmosphere on Meteosat brightness temperatures and generation of land surface temperature maps by temporally and spatially interpolating atmospheric correction. *Remote Sensing of Environment*, 75, 39-46
- Schmetz, J.: (1986)** An Atmospheric-Correction Scheme for Operational Application to METEOSAT Infrared Measurements. *ESA Journal*, 10, 145-158
- Schroedter, M.; Olesen F. S.; Fischer, H.: (2003)** Determination of LST distributions from single channel IR measurements: An effective spatial interpolation method for the use of TOVS, ECMWF and radiosonde profiles in the atmospheric correction scheme. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 1189-1196
- Schöneburg, E.: (1990)** Neuronale Netzwerke - Einführung, Überblick und Anwendungsmöglichkeiten. *Markt - und Technik-Verlag, Haar bei München, ISBN-10: 3890903290*
- Scott, N. A.; Chédin, A.: (1981)** A fast line by line method from atmospheric absorption computations: the Automatized Atmospheric Absorption Atlas. *Journal of Applied Meteorology*, 20, 802-812
- Segl, K.: (1996)** Integration von Form- und Spektralmerkmalen durch künstliche neuronale Netze bei der Satellitenbildklassifizierung. *Dissertation Universität München*
- Shepard, D.: (1968)** A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings ACM National Conference, Princetown, USA 517-524*
- Scherhag, R.; Lauer, W.: (1982)** Klimatologie. *Westermann Verlag, ISBN-10: 3890572847*
- Sobrino, J. A.; Li, Z-L.; Stoll, M. P.; Becker, F.: (1996)** Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 2089-2114
- Sounders, 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
- Tolenaere, T.: (1990)** fast adaptive backpropagation with good scaling properties. *Neural Networks*, 3, 561-573

van de Berg, L.; Pessanha, L.; Buhler, Y.; Koenig, M.; Pili, P.: (1998) Calibration of present and future METEOSAT infrared sensors. *Proceedings of SPIE - Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites II*, 3498, 288-299

Vollmer, M.: (2000) Korrektur des atmosphärischen Einflusses in IR-Satellitenmessungen mit neuronalen Netzen. *Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (TH)*

Wan, Z.; Dozier, J.: (1996) A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 892-905

Zell, A.: (1994) Simulation neuronaler Netze. *Oldenburg-Verlag, ISBN-10: 3486243500*

Anhang A

Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske mit BSRN Stationsmessungen in Payerne

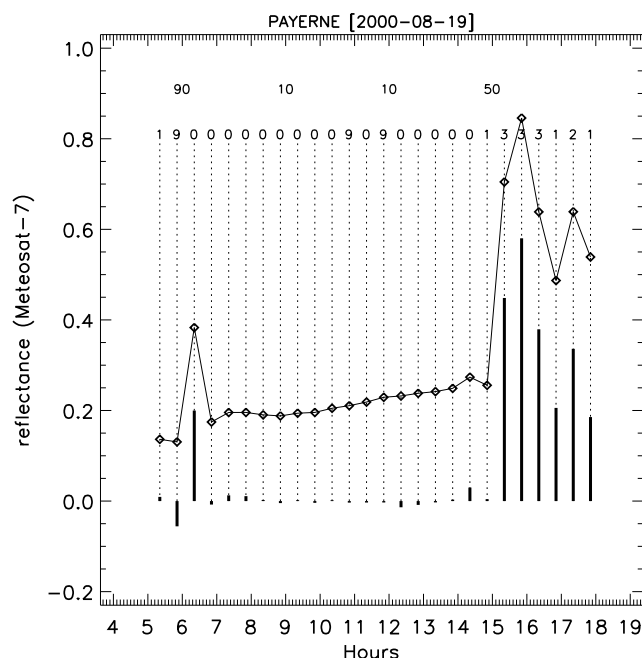


Abbildung A.1: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 19.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

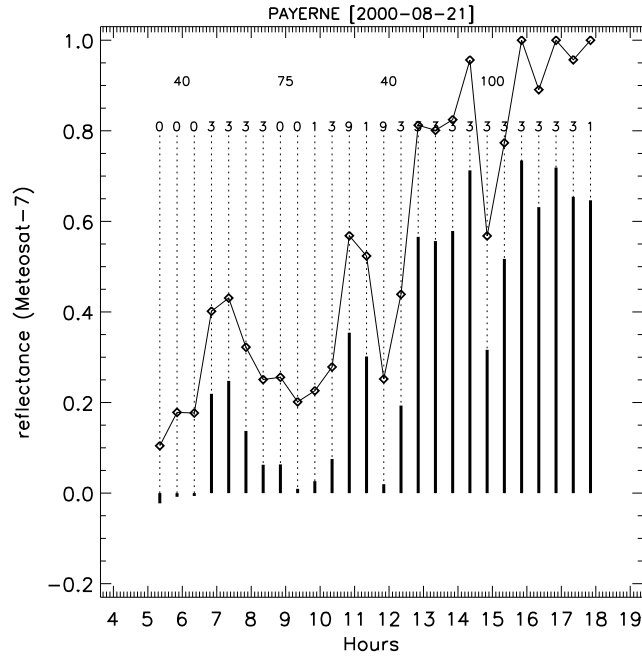


Abbildung A.2: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 21.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

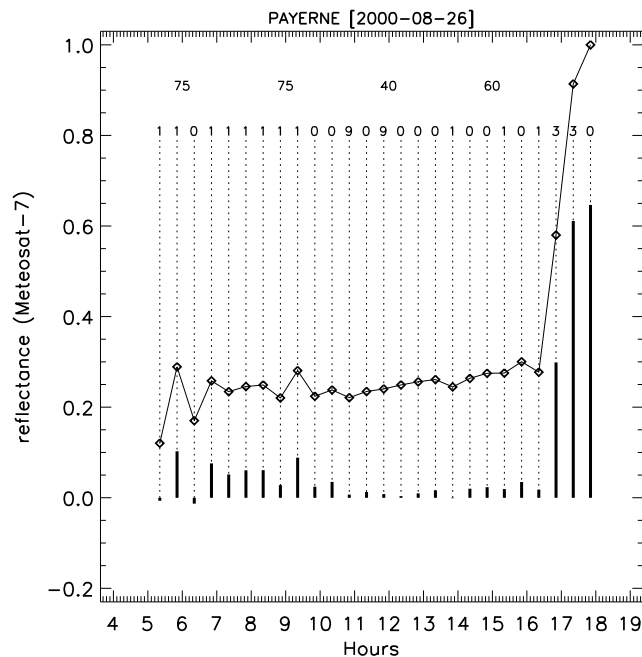


Abbildung A.3: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 26.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

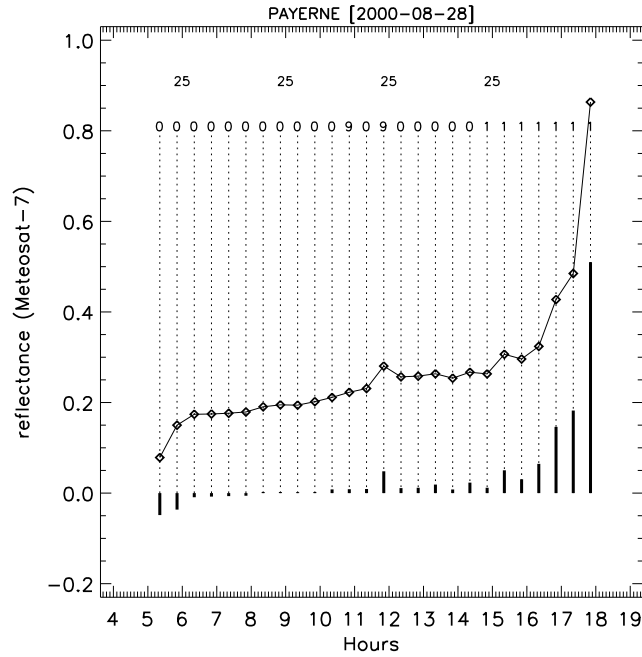


Abbildung A.4: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 28.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

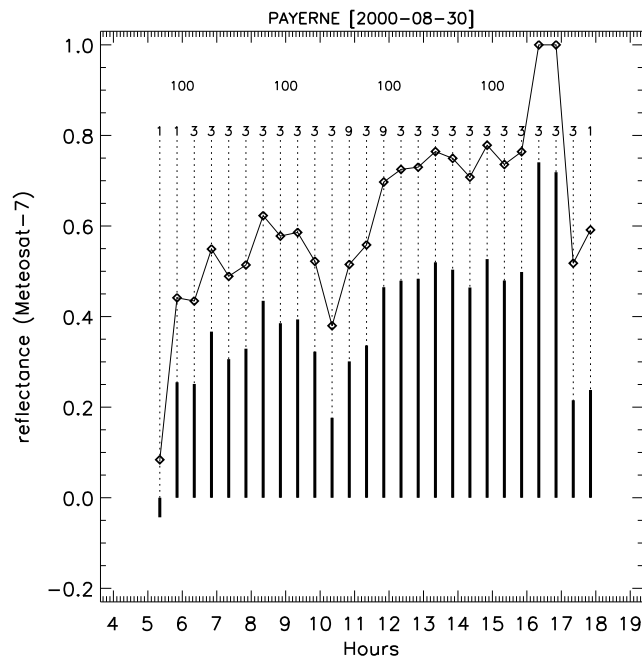


Abbildung A.5: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 30.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

Anhang B

Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske mit BSRN Stationsmessungen in Carpentras

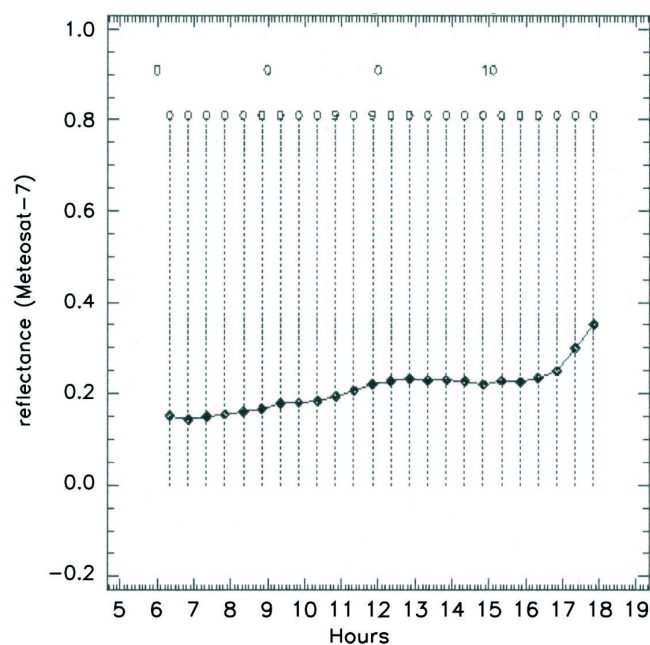


Abbildung B.1: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 16.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

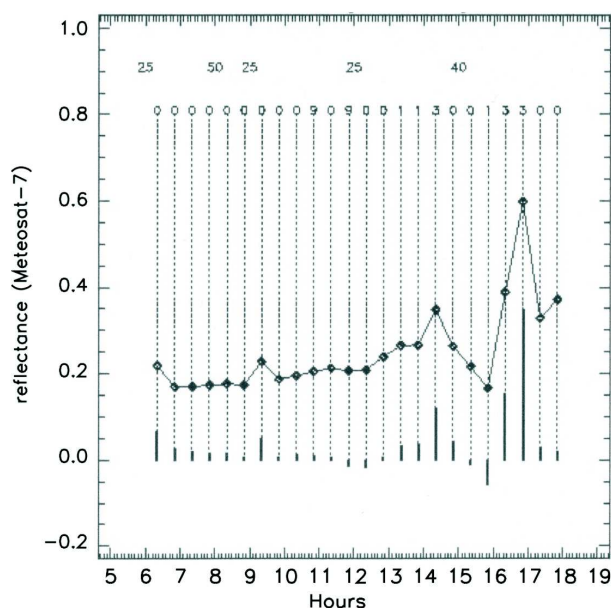


Abbildung B.2: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 18.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

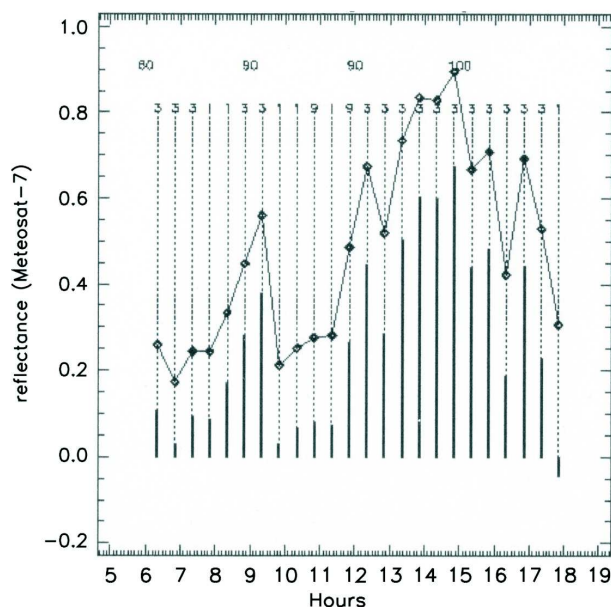


Abbildung B.3: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 21.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

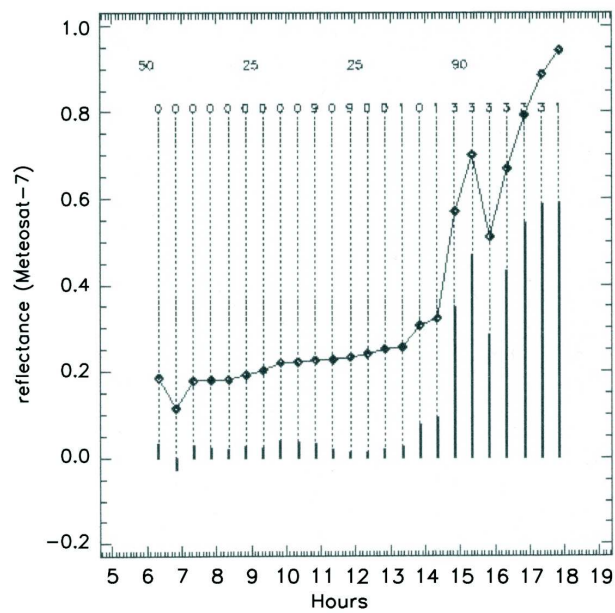


Abbildung B.4: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 26.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

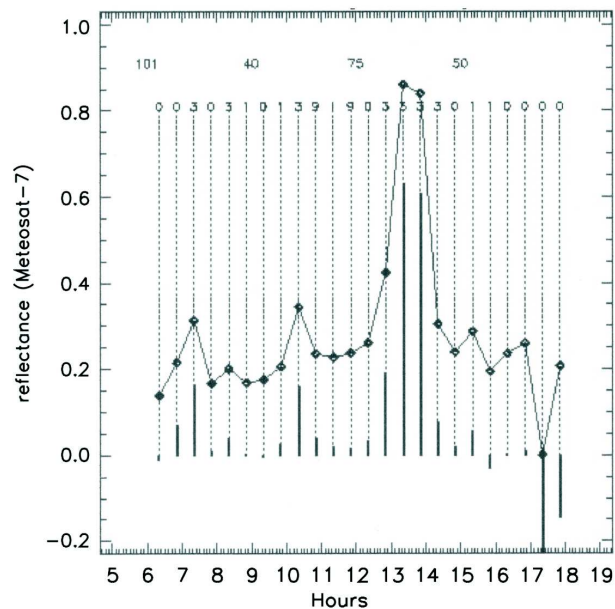


Abbildung B.5: Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 31.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).

Anhang C

Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST mit MSG-LST

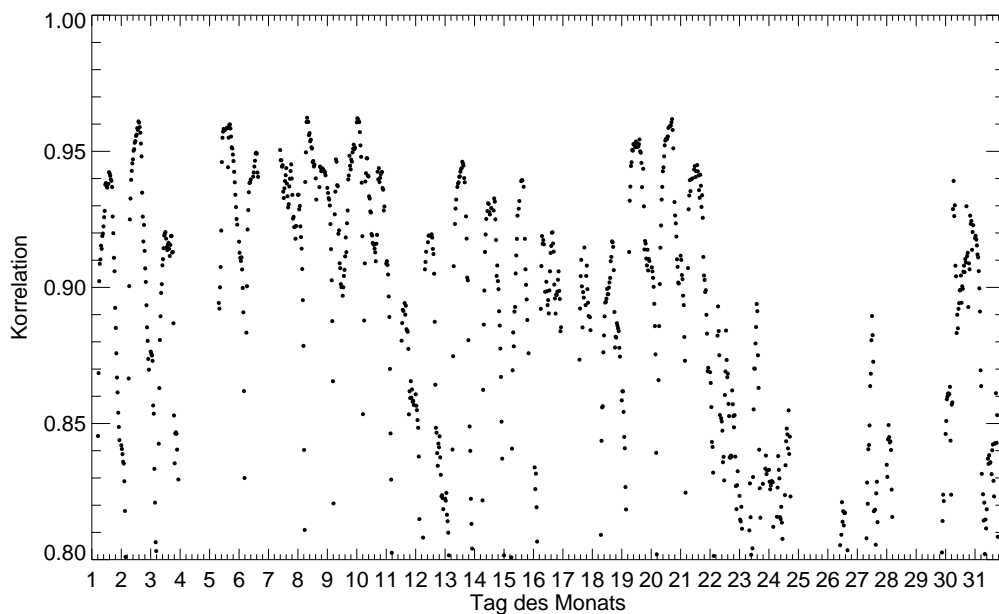


Abbildung C.1: Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im Juli 2005

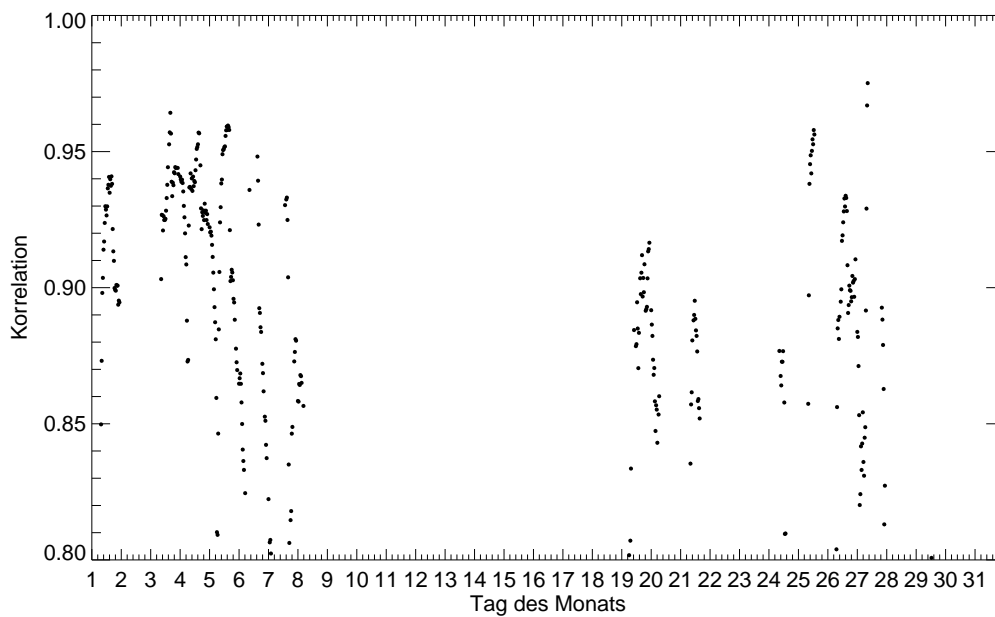


Abbildung C.2: Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im Oktober 2005

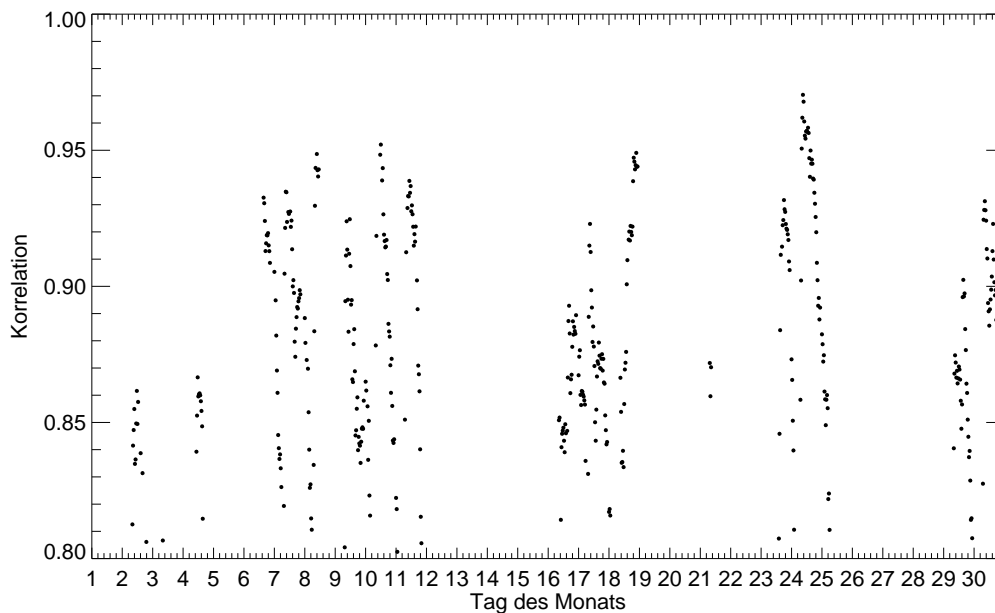


Abbildung C.3: Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im November 2005

Anhang D

Mittlere LST-Verteilung in Afrika

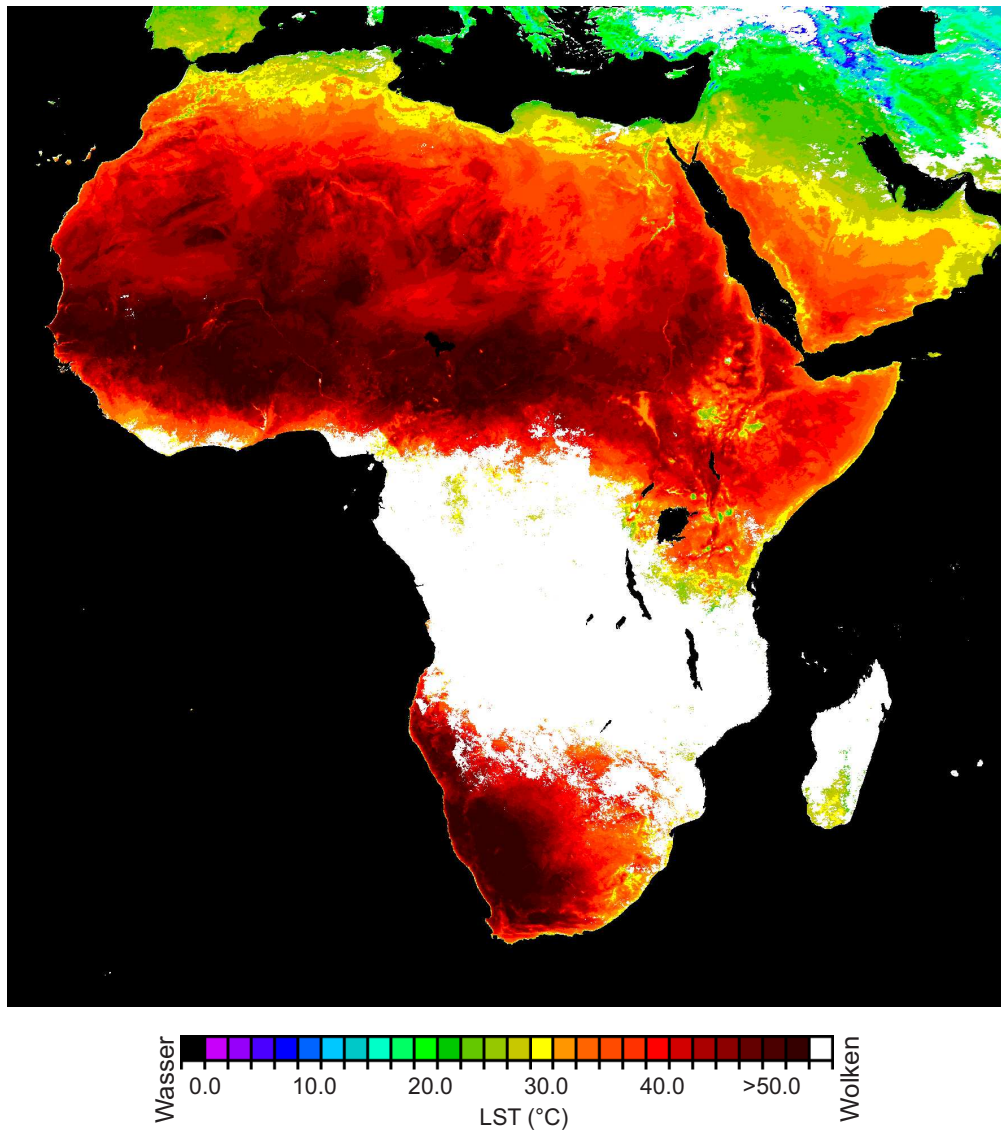


Abbildung D.1: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Februar in Afrika.

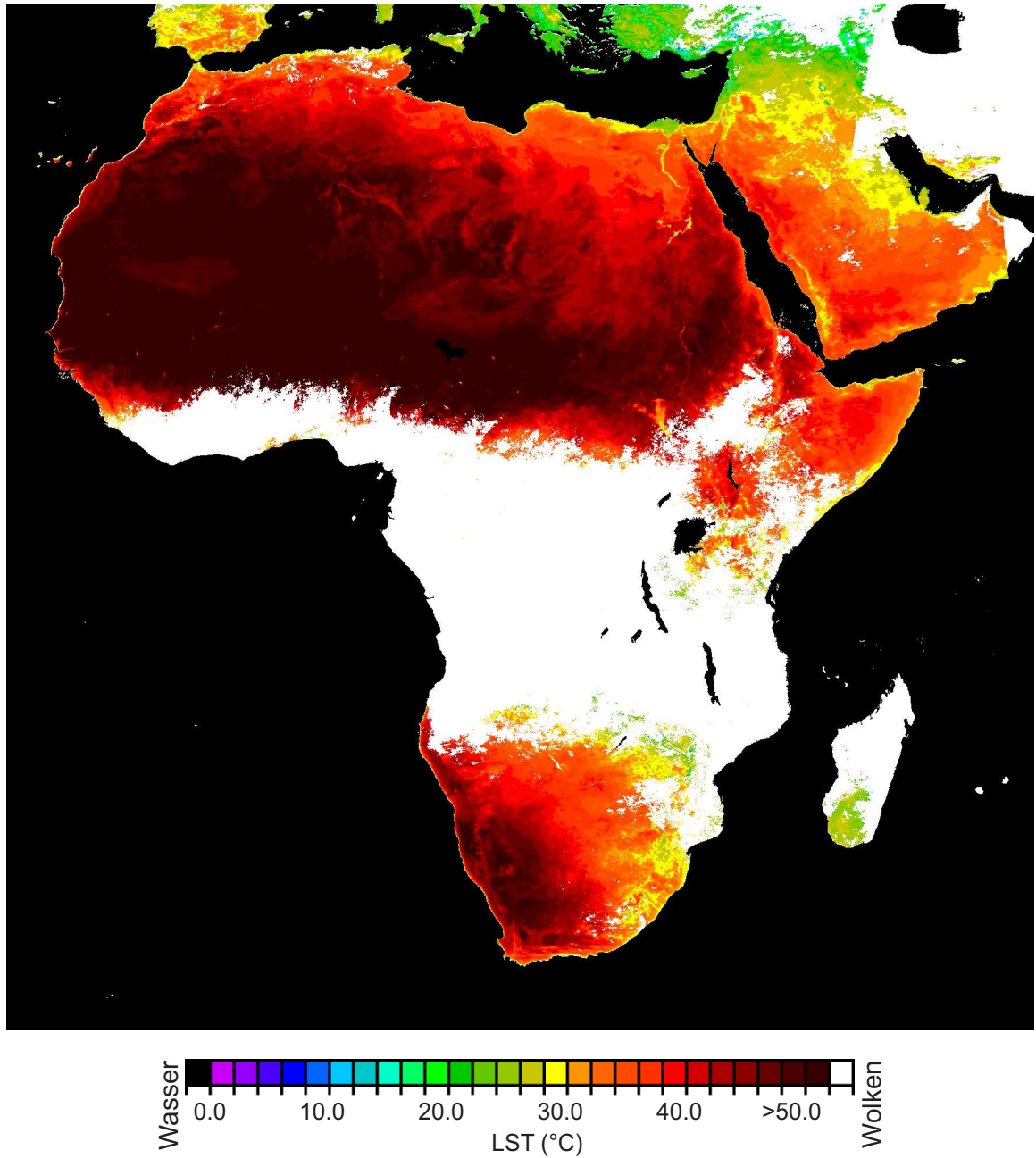


Abbildung D.2: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im März in Afrika.

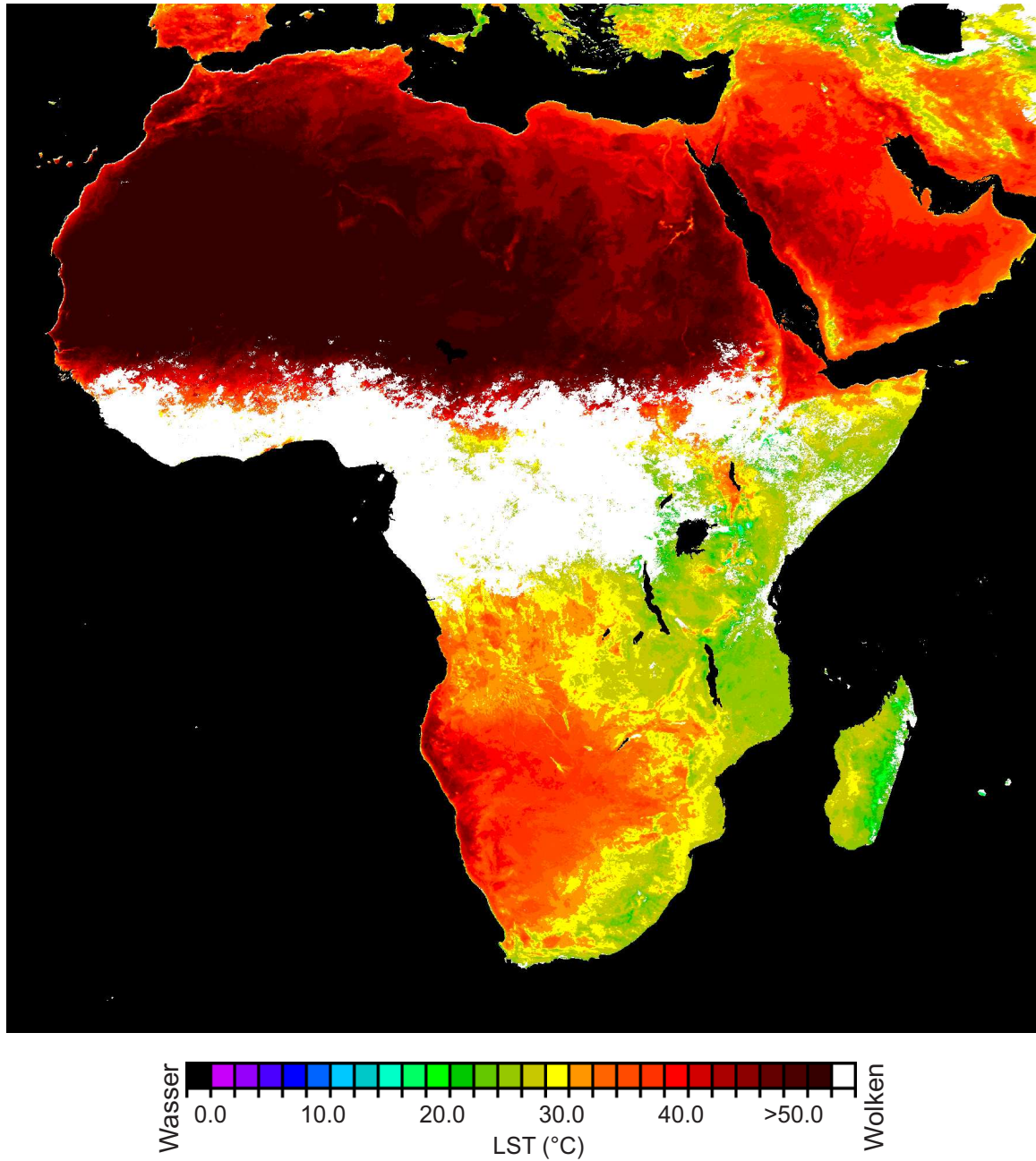


Abbildung D.3: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Mai in Afrika.

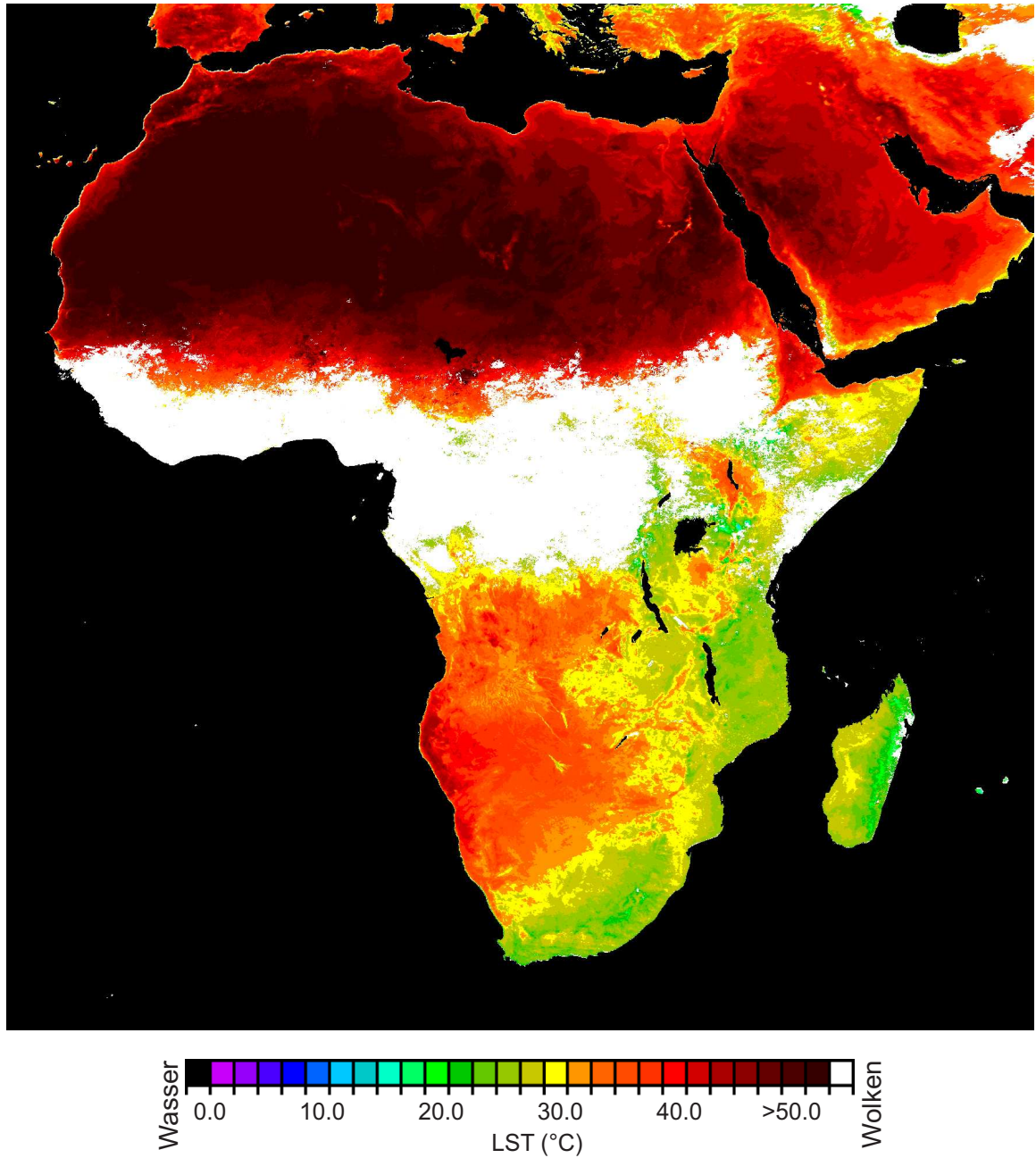


Abbildung D.4: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Juni in Afrika.

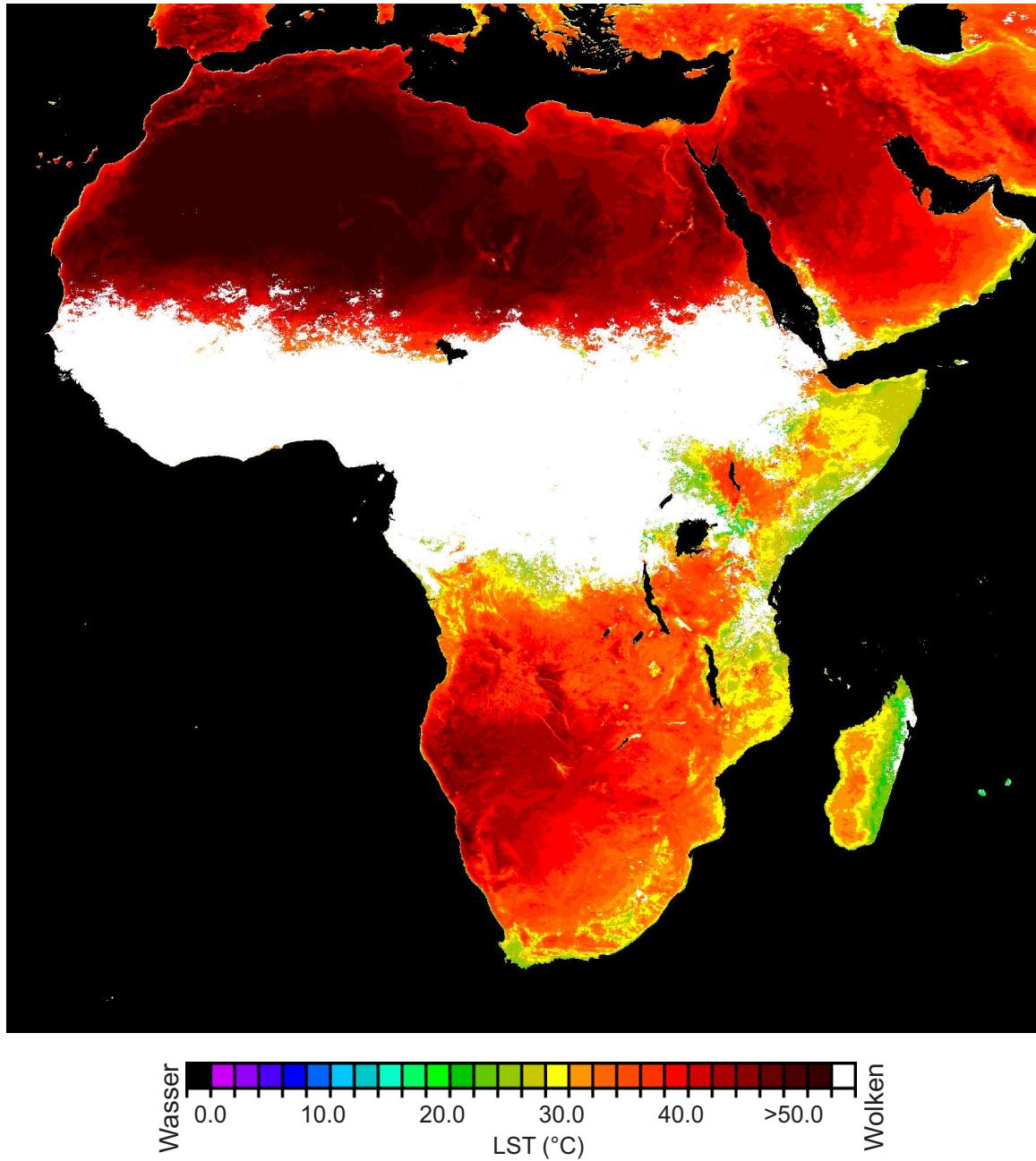


Abbildung D.5: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im August in Afrika.

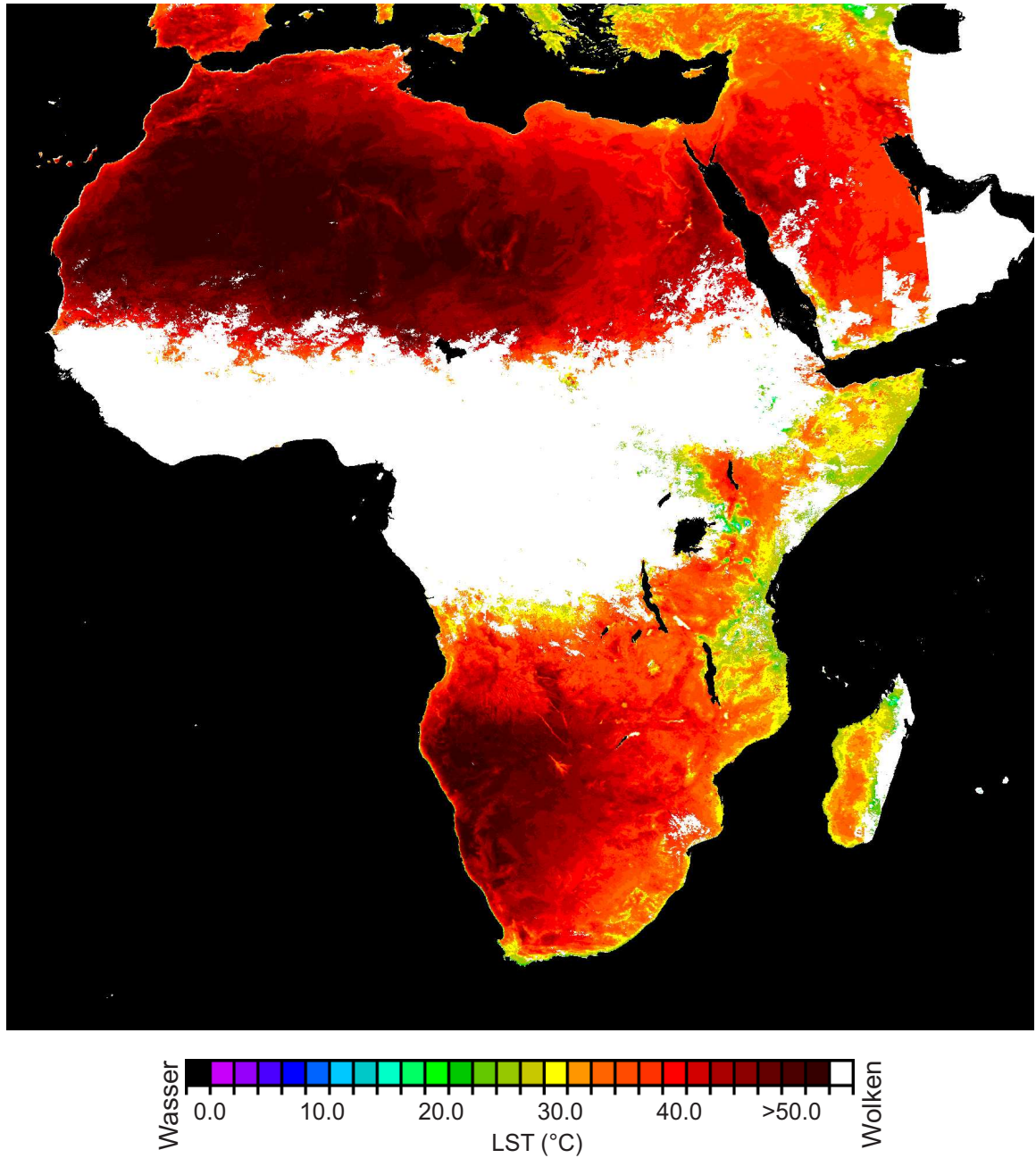


Abbildung D.6: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im September in Afrika.

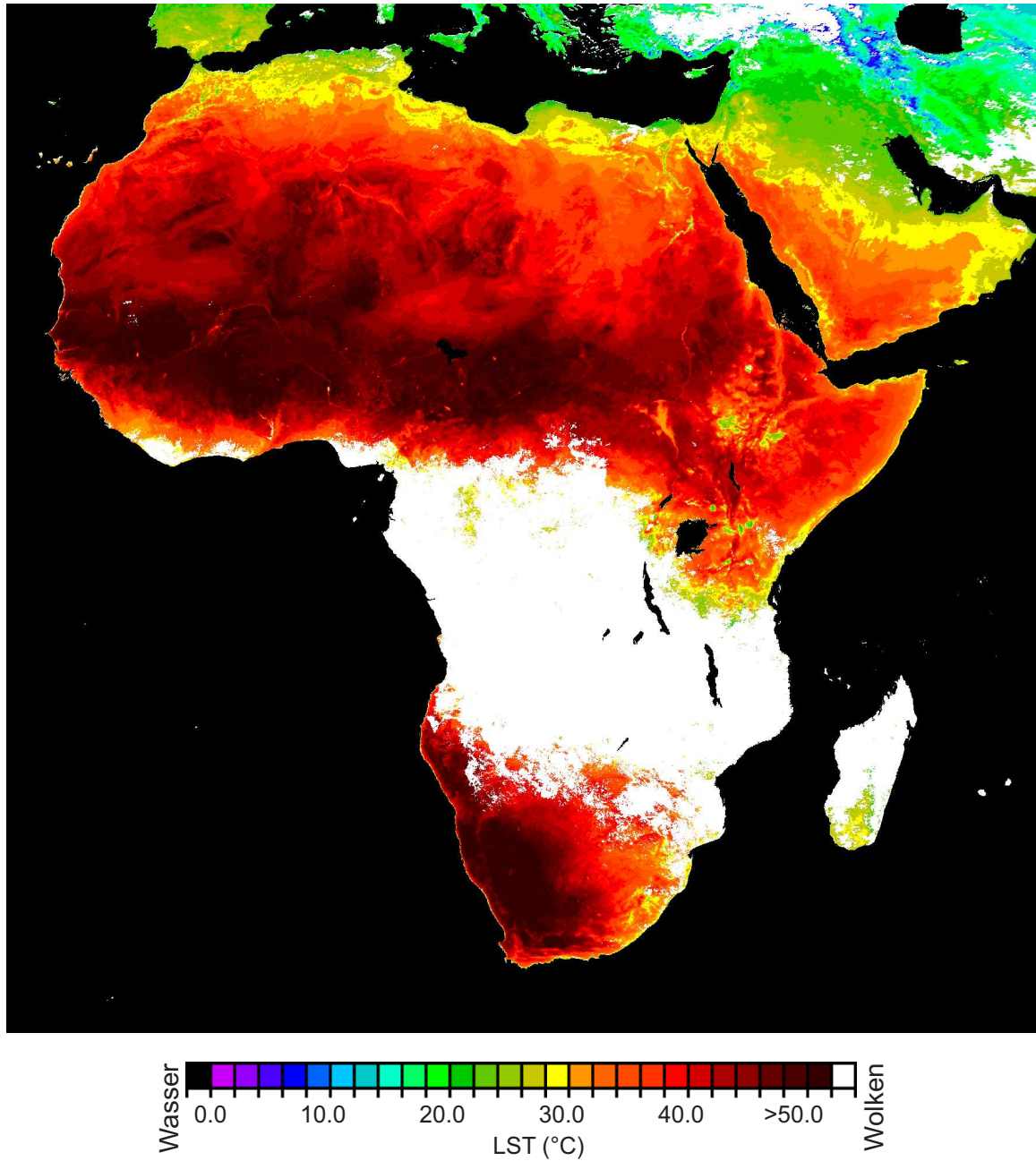


Abbildung D.7: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im November in Afrika.

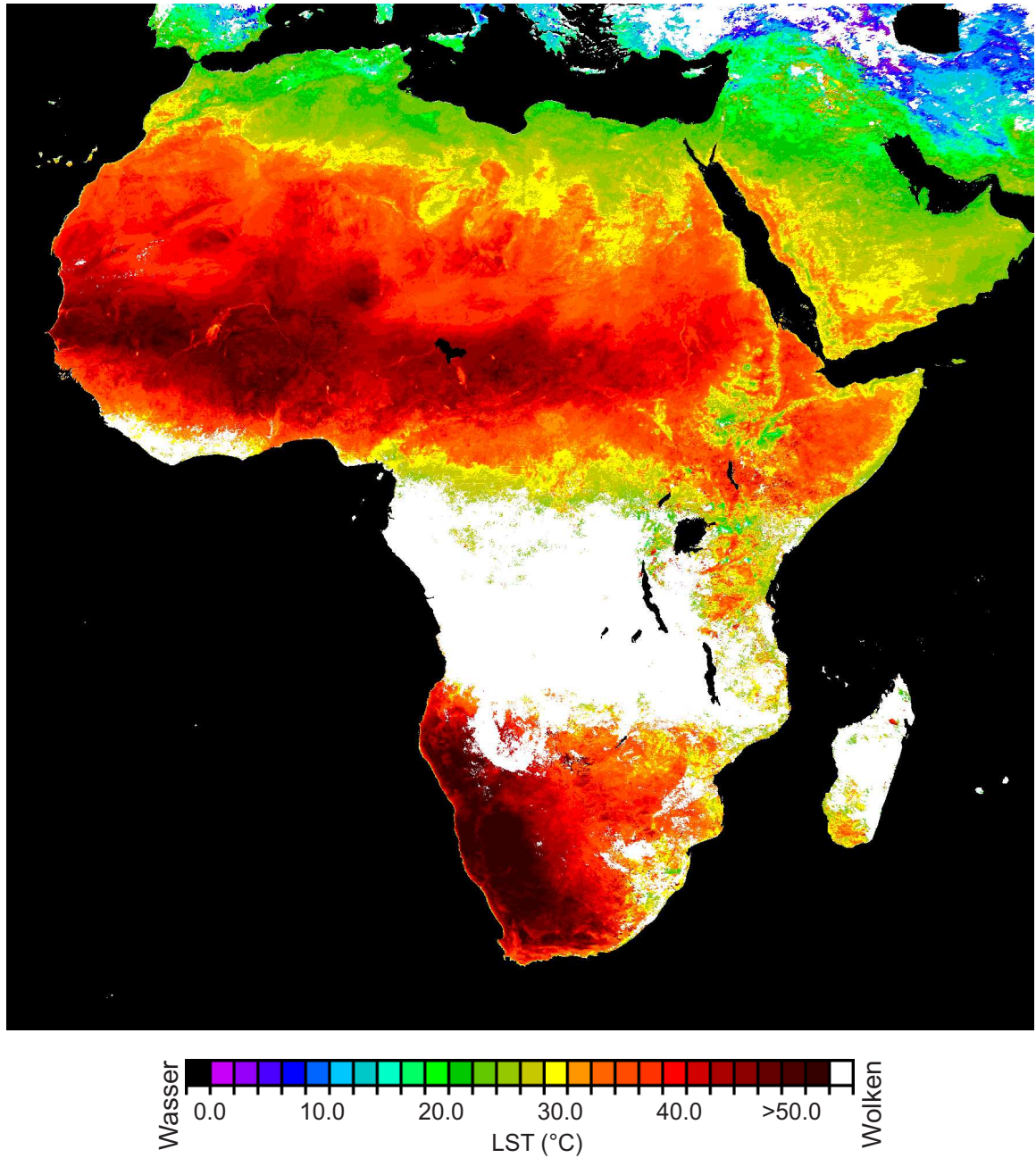


Abbildung D.8: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Dezember in Afrika.

Anhang E

LST Anomalien in Europa

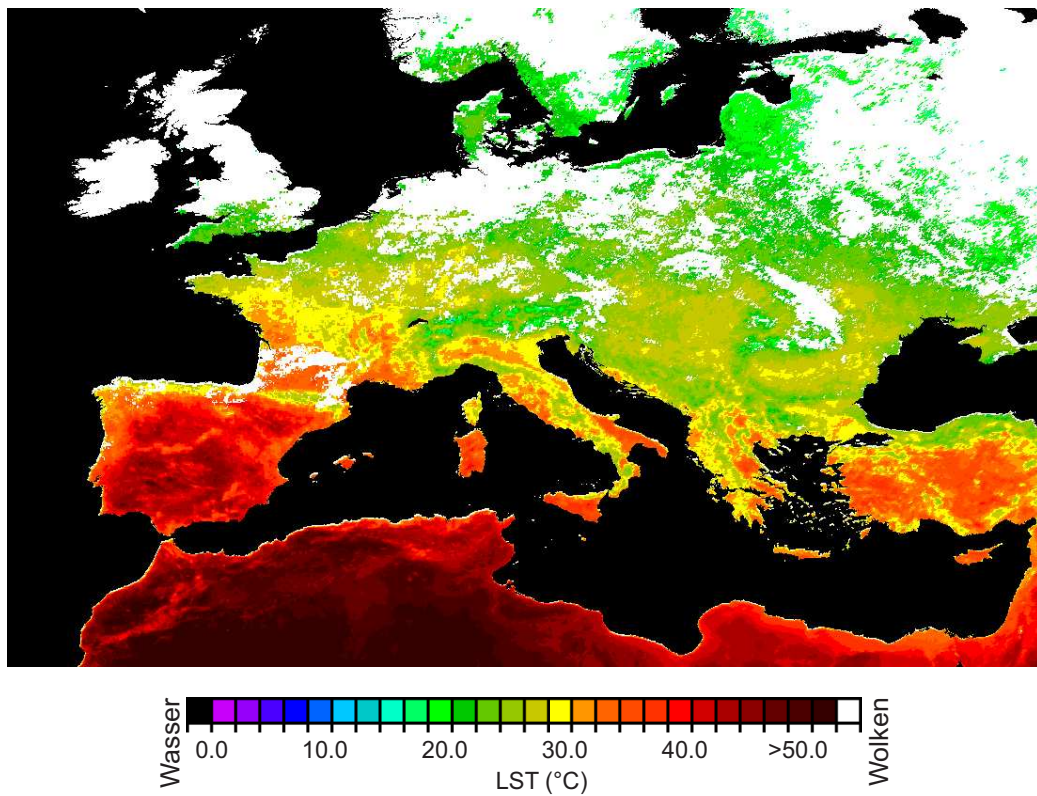


Abbildung E.1: Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Juni in Europa.

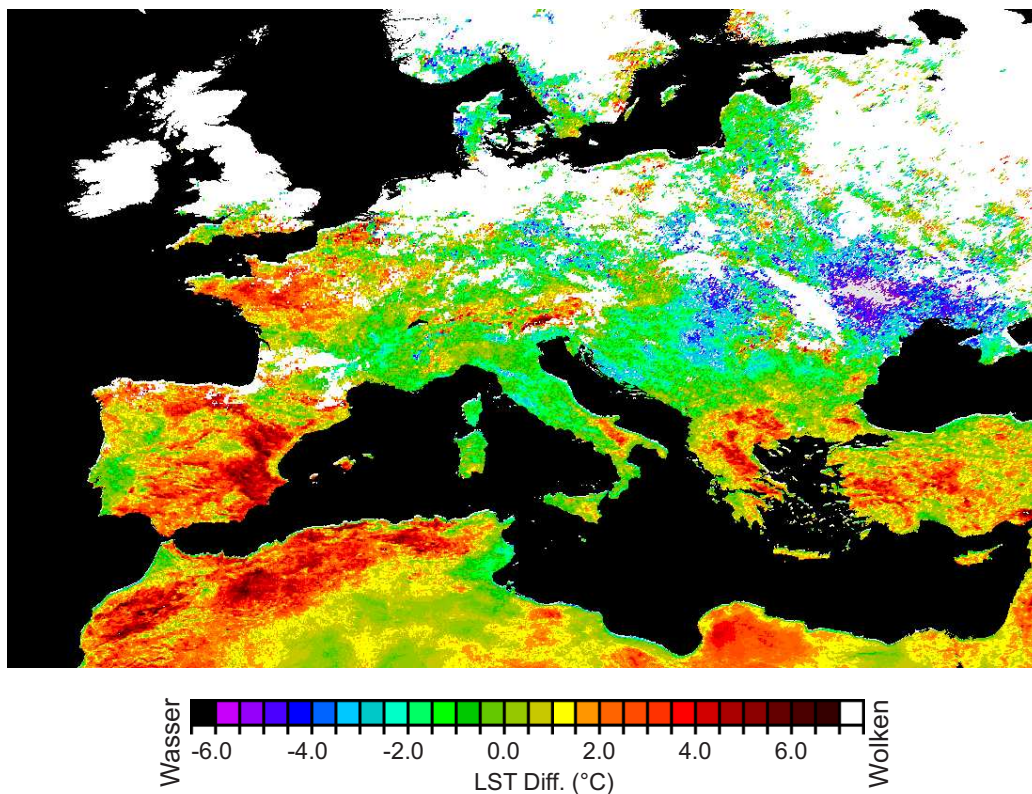


Abbildung E.2: Differenz der mittleren LST im Juni 2001 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

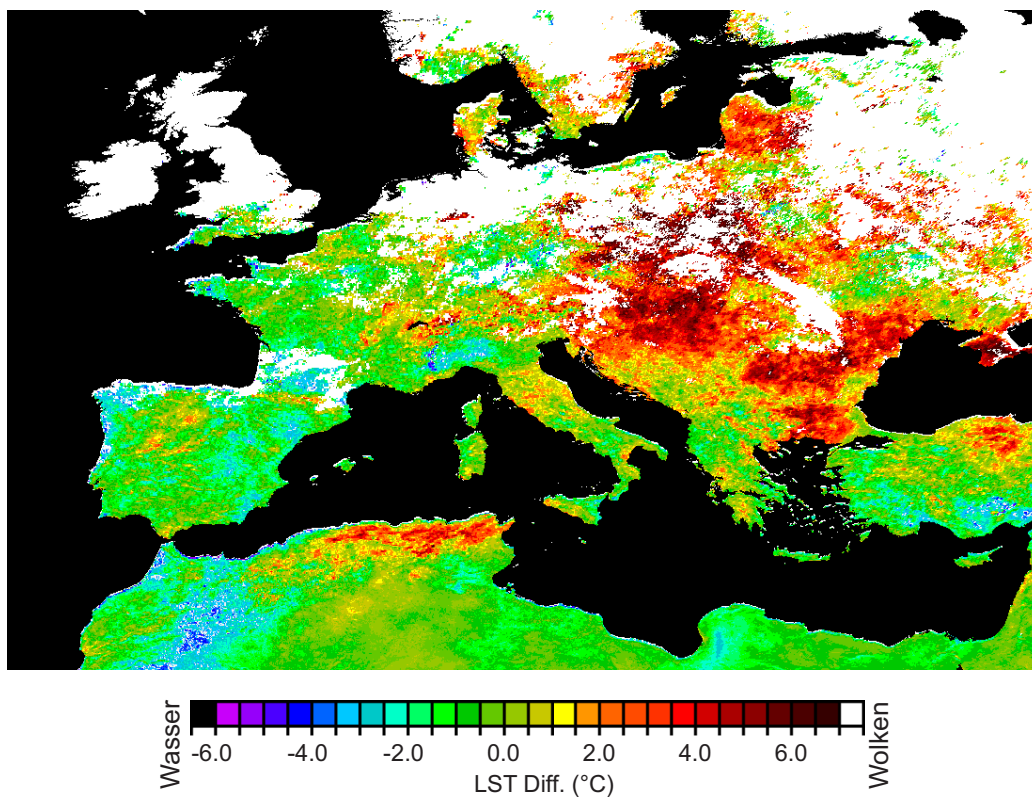


Abbildung E.3: Differenz der mittleren LST im Juni 2002 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

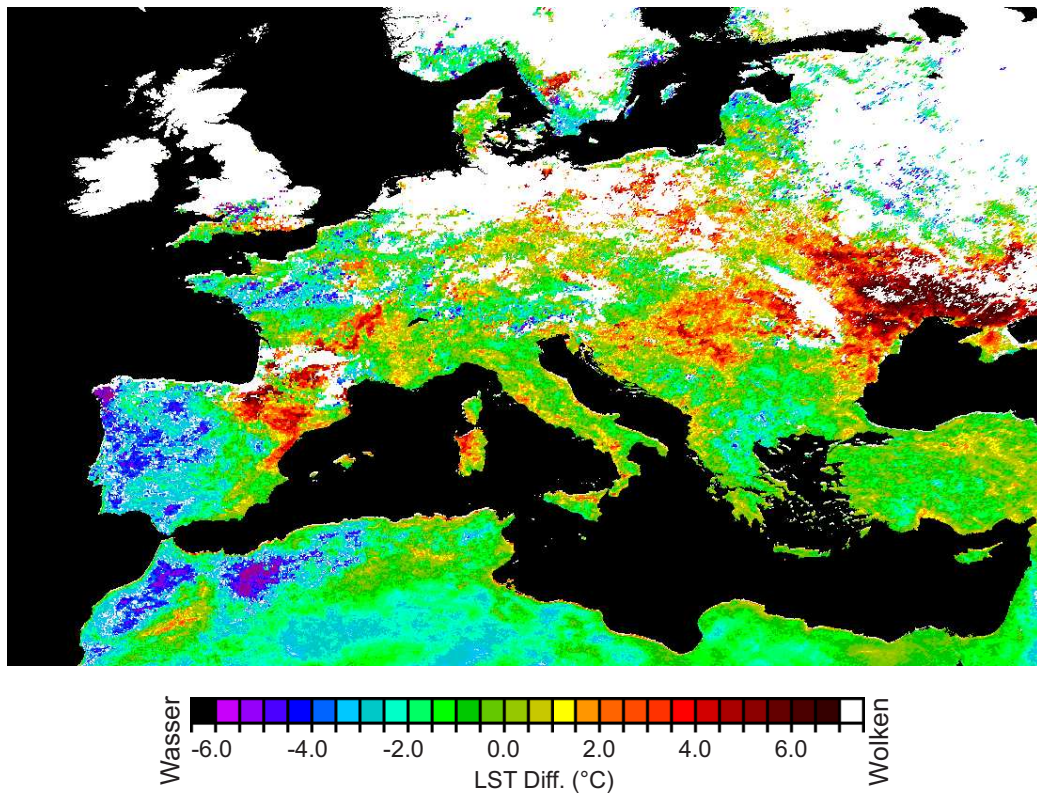


Abbildung E.4: Differenz der mittleren LST im Juni 2003 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

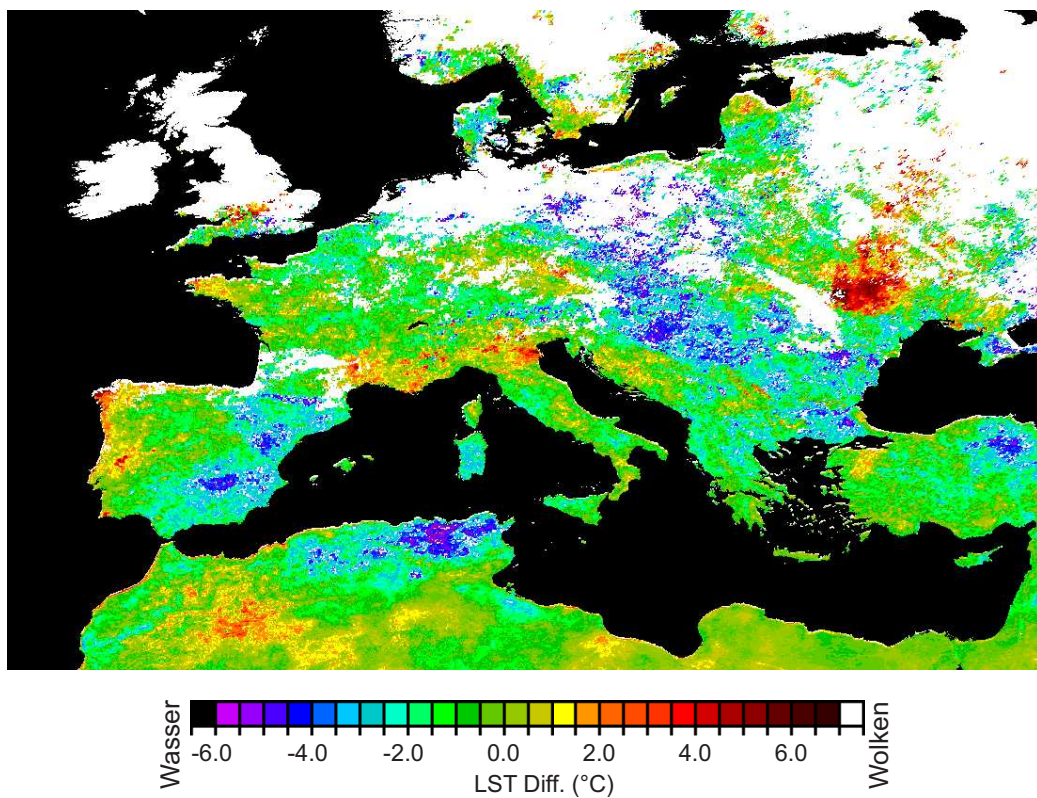


Abbildung E.5: Differenz der mittleren LST im Juni 2004 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

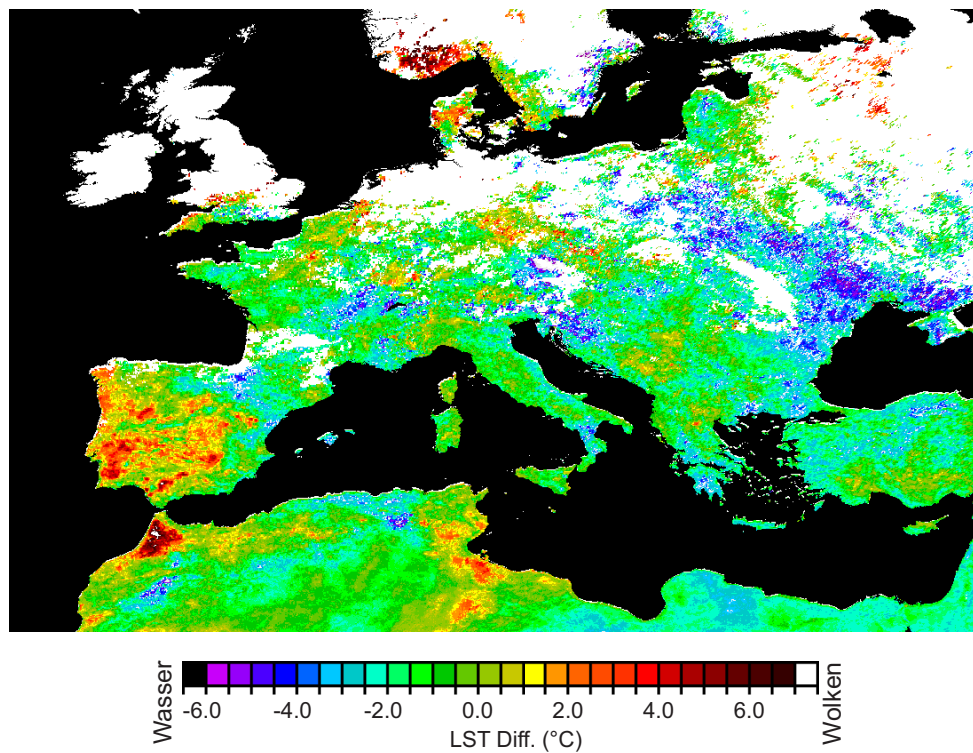


Abbildung E.6: Differenz der mittleren LST im Juni 2005 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

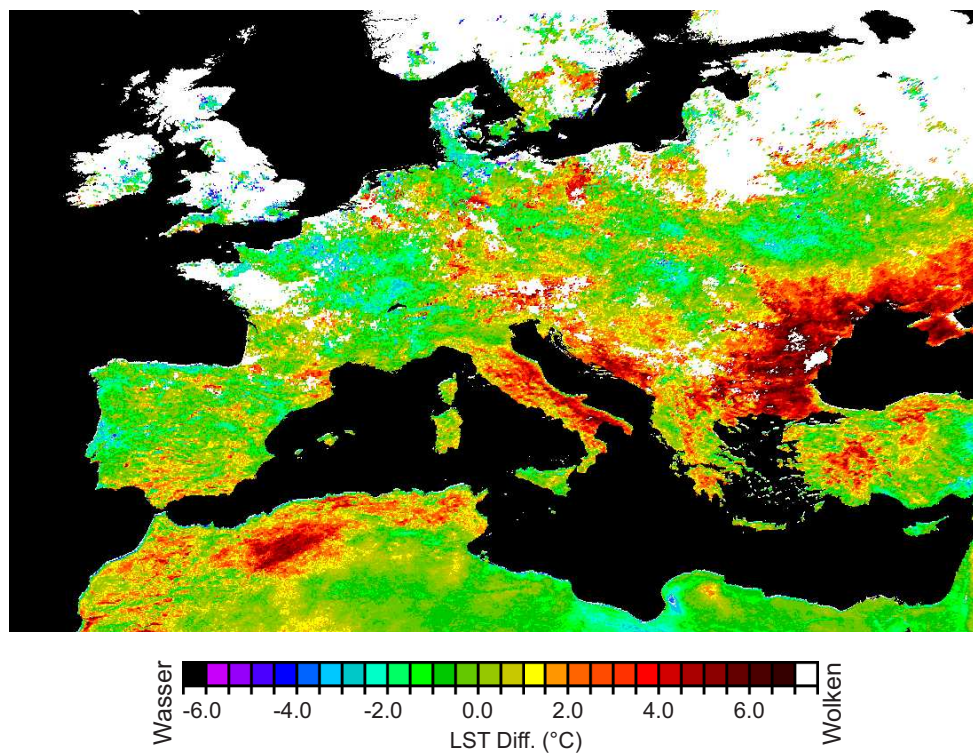


Abbildung E.7: Differenz der mittleren LST im August 2001 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

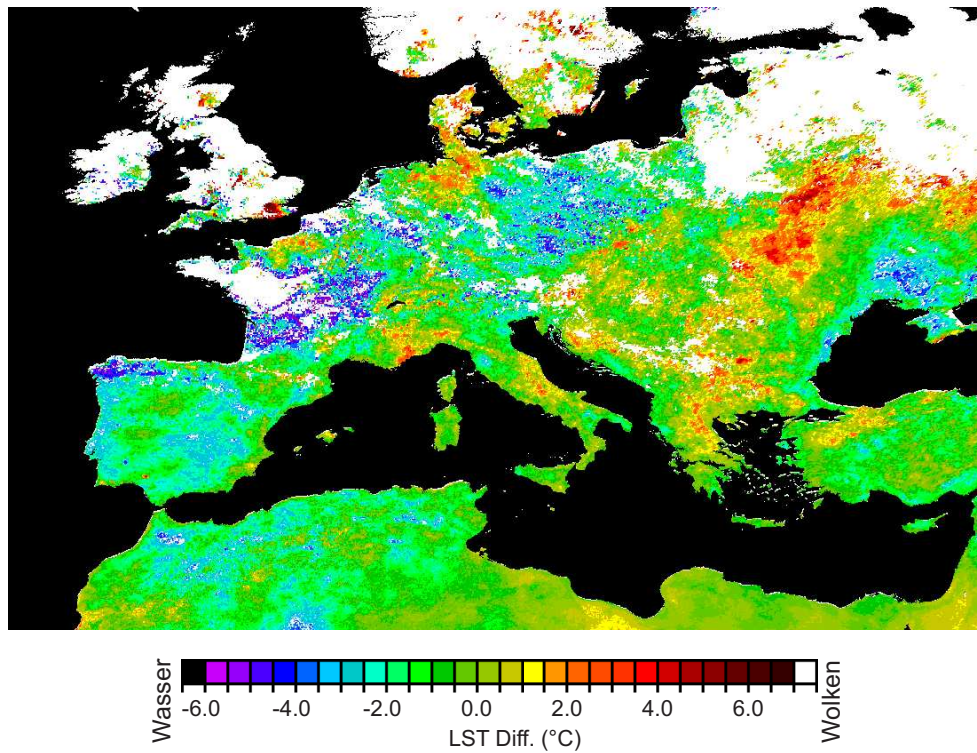


Abbildung E.8: Differenz der mittleren LST im August 2004 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

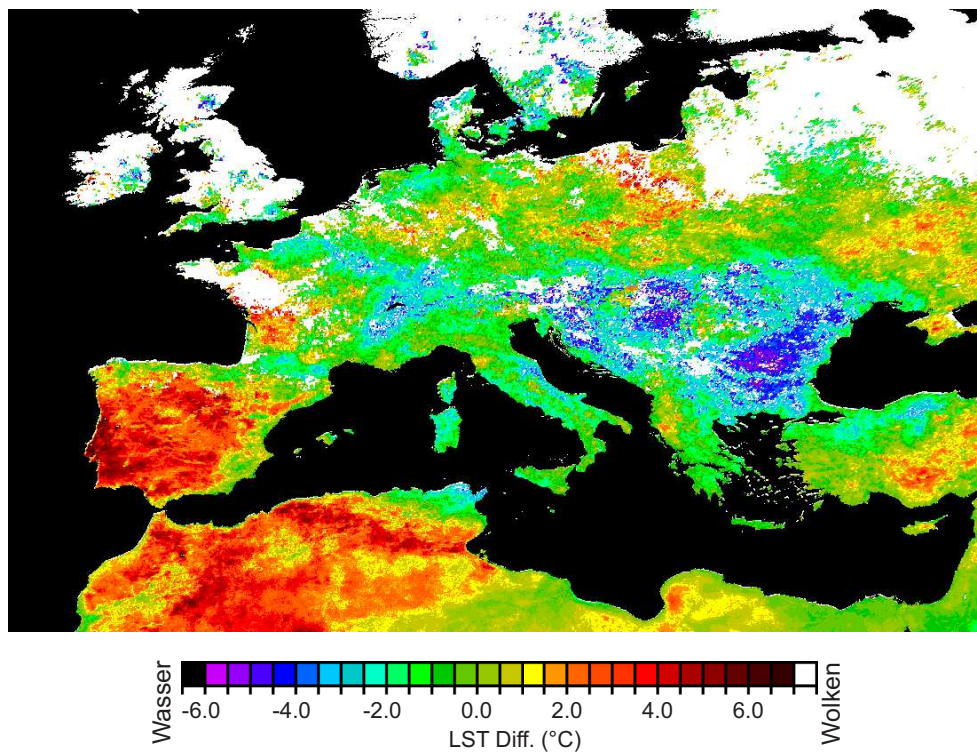


Abbildung E.9: Differenz der mittleren LST im August 2005 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Darstellung des METEOSAT Radiometers MVIRI.	4
2.2	Relative spektrale Empfindlichkeit des METEOSAT-7 IR-Kanals (durchgezogene Linie) und der MSG Kanäle IR 10,8 (gestrichelte Linie) und IR 12,0 (gepunktete Linie).	5
2.3	Geometrie zur Bestimmung des solaren Strahlungsanteils, der die Erdoberfläche erreicht. Mit Sonnenradius R und scheinbarem mittleren Radius der Sonne $\alpha = 0,267^\circ$	9
2.4	Reflexion der solaren Strahlung an der Erdoberfläche mit angenommener Reflektivität von 0,1 und multipliziert mit dem Faktor aus Gleichung 2.6 (durchgezogene Kurve) und von der Erdoberfläche emittierte Strahlung mit einem Emissionsvermögen von 0,9 (gestrichelte Kurve).	10
2.5	Spektrale Strahlungsleistungsdichte eines schwarzen Körpers (a) sowie das Sonnenspektrum am Oberrand der Atmosphäre (b) und am Erdboden (c) nach Möller, 1991.	11
2.6	Plancksche-Strahlungskurven für verschiedene Atmosphärentemperaturen als Funktion der Wellenzahl und Wellenlänge. Des Weiteren ist ein Emissionsspektrum im Terrestrischen Infrarot dargestellt, welches auf IR Interferometer Spektrometer Messungen des Nimbus 4 Satelliten basieren (Liou, 2002).	12
2.7	METEOSAT-7 XY-Projektion des Europa Ausschnitts. VIS-Satellitenbild vom 01.08.1999, 12:00UTC.	17
2.8	METEOSAT-7 XY-Projektion des Afrika Ausschnitts. VIS-Satellitenbild vom 01.08.1999, 12:00UTC.	18
3.1	14:00UTC METEOSAT-7 IR-Messungen eines Pixels in der Po Ebene, August 2000 (schwarze Punkte). Die grüne Linie repräsentiert den statischen Schwellenwert des Cross Cloud Check. Der Mittelwert der verbleibenden Messungen ist durch die blaue Linie gekennzeichnet bzw. Mittelwert + 2Stdv (blau gestrichelte Linie). Innerhalb dieses Bereiches ist der Median durch die rote Linie angegeben. Der dynamische Schwellenwert, unterhalb dessen die Bildpunkte als bewölkt klassifiziert werden, ergibt sich aus dem Median - 7,5 K (rot gestrichelte Linie).	22
3.2	Mittelwert der 14:00UTC METEOSAT-7 VIS Messungen, August 2000, die im statischen Schwellenwerttest als unbewölkt klassifiziert wurden. . . .	23
3.3	Dynamische METEOSAT-7 IR-Schwellenwerte zur Wolkenerkennung für ein Pixel auf der Schwäbischen Alb. Dargestellt sind die Tagesgänge der IR-Schwellenwerte des Monats März der Jahre 1999 bis 2004.	24

3.4	<i>Medianwert der 14:00UTC METEOSAT-7 VIS Messungen, August 2000, die innerhalb der Grenzen IR_{Mittel} und $(IR_{Mittel} + 2 * IR_{Stdv})$ liegen. . . .</i>	25
3.5	<i>METEOSAT-7 VIS-Satellitenbild vom 22.08.2000, 14:00UTC.</i>	26
3.6	<i>METEOSAT-7 IR Satellitenbild vom 22.08.2000, 14:00UTC mit überlagerter Wolkenmaske (rote Bildpunkte - durch VIS-Schwellenwert klassifizierte Wolken, blaue Bildpunkte - durch IR-Schwellenwert klassifizierte Wolken, violette Bildpunkte - durch IR- und VIS-Schwellenwert klassifizierte Wolken).</i>	26
3.7	<i>METEOSAT-7 IR Satellitenbild vom 22.08.2000, 23:00UTC mit überlagerter Wolkenmaske (blaue Bildpunkte - durch IR-Schwellenwert klassifizierte Wolken).</i>	27
3.8	<i>Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 16.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).</i>	28
3.9	<i>Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 23.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).</i>	29
3.10	<i>Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 17.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).</i>	30
3.11	<i>Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 23.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).</i>	31
4.1	<i>Median METEOSAT-Strahlungstemperatur (Rechtecke) für August 1996, Algerien. Die durchgezogene Kurve zeigt den modellierten Tagesgang anhand Gleichung 4.1 bzw. 4.2 (nach Goettsche et al., 2001).</i>	35
5.1	<i>Aufbau eines einfachen Feedforward-Netztes: Eingabeschicht (zwei Neuronen), verborgene Schicht (drei Neuronen) und Ausgabeschicht (ein Neuron).</i>	38
5.2	<i>Kurvenverlauf der Sigmoid-Funktion, die das synaptische Potential a_j auf den Wertebereich zwischen Null und Eins abbildet.</i>	39

- 5.3 *Das manuell mit SNNS erstellte neuronale Netz mit dem geringsten Validierungsfehler bestehend aus 32 Neuronen in der Eingabeschicht, 44 Neuronen in der ersten verborgenen Schicht, 17 Neuronen in der zweiten verborgenen Schicht und einem Ausgabeneuron. Die Farbtöne der Neuronen und die Zahlenwerte geben den Grad der Aktivierung für das jeweilige Eingabemuster an. Die insgesamt 94 Neuronen sind über 2860 Gewichtsverbindungen miteinander verbunden.* 51
- 5.4 *Verlauf der Validierungskurve während der Lernphase des manuell entwickelten neuronalen Netzes. Der minimale Validierungsfehler von 0,45K stellt sich nach ca. 18500 Lernepochen ein.* 52
- 5.5 *Mittlerer Temperaturfehler des manuell entwickelten neuronalen Netzes in den 4 Untersuchungsgebieten für verschiedene jahreszeitliche Bedingungen. .* 54
- 5.6 *Bypass Algorithmus: a) ursprüngliches Netz b) nach Löschen des mittleren Neurons c) mit eingefügter Bypassverbindung.* 55
- 5.7 *Evolutionszyklus in ENZO (nach Braun und Ragg, 1996). Um eine Vielfalt an Netzwerken zu erhalten, ist die Wahl der Netzwerk-Eltern willkürlich, richtet sich allerdings nach einem benutzerdefinierten Fitness-Kriterium. Gewichtsverbindungen und verborgene Neuronen können mutieren, während Eingabeneuronen abgeklemmt werden können, das heißt sie sind redundant. Abhängig von ihrer Fitness verbleiben erfolgreiche Netzwerke länger in der Population.* 56
- 5.8 *Automatisch generiertes neuronales Netz mit ENZO für einen vorgegebenen mittleren Temperaturfehler von 0,38K. Die Eingabeschicht enthält 32 Neuronen, die erste verborgene Schicht 16 Neuronen und die zweite verborgene Schicht drei Neuronen. Die Farbtöne der Neuronen und die Zahlenwerte geben den Grad der Aktivierung für das jeweilige Eingabemuster an. Neun Neuronen der Eingabeschicht wurden durch ENZO abgeklemmt, das heißt sie sind redundant zum Erreichen der angegebenen Netzgenauigkeit. Verbunden sind die Neuronen über 206 Gewichtsverbindungen.* 57
- 5.9 *Mittlerer Temperaturfehler des evolutionär entwickelten neuronalen Netzes in den 4 Untersuchungsgebiete für verschiedene jahreszeitliche Bedingungen. .* 58
- 6.1 *Die Prozesskette zur Ableitung der Landoberflächentemperatur aus METEOSAT IR-Satellitendaten. Zur Interpolation des LST Tagesganges wurde das TSP-Modell (Thermal Surface Parameter) verwendet.* 61
- 6.2 *USGS GTOPO30 DEM Bodenhöhe im Untersuchungsgebiet Afrika. . . .* 64
- 6.3 *Räumliche Verteilung der 14 Vegetationsklassen im Untersuchungsgebiet Afrika nach Hansen, M. et al. (2000).* 66
- 7.1 *Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 04.08.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung. .* 69

7.2	Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 13. und 14.09.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung.	69
7.3	Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 01. und 02.10.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung.	70
7.4	Validierungsergebnisse der METEOSAT-7 LST (rote Punkte) mit Stationsmessungen (schwarze und blaue Punkte) und MSG LST (grüne Punkte) für den Bildpunkt Evora am 23.11.2005. Die magentafarbenen Punkte zeigen die Differenz zwischen der METEOSAT-7 LST und der Stationsmessung.	71
7.5	METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 10:00UTC.	73
7.6	Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 10:00UTC.	74
7.7	METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 13:00UTC.	75
7.8	Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 13:00UTC.	75
7.9	METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 19:00UTC.	76
7.10	Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 04.08.2005, 19:00UTC.	77
7.11	METEOSAT-7 LST (a) und Differenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST (b) im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 05.08.2005, 2:00UTC.	78
7.12	Streudiagramm der MSG-LST über der METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel am 05.08.2005, 2:00UTC.	78
7.13	Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im August 2005.	79
7.14	Mittlere Tagesdifferenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel für die Tage 18.07.2005 (a), 19.07.2005 (b).	79
7.15	Mittlere Tagesdifferenz zwischen MSG-LST und METEOSAT-7 LST im Validierungsgebiet der Iberischen Halbinsel für die Tage 02.08.2005 (a), 03.08.2005 (b), 04.08.2005 (c) und 05.08.2005 (d).	80
7.16	Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im September 2005	81
8.1	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächentemperatur im Januar in Afrika.	84

8.2	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen- temperatur im April in Afrika.	85
8.3	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen- temperatur im Juli in Afrika.	86
8.4	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen- temperatur im Oktober in Afrika.	87
8.5	Jahresgänge der Maximaltemperatur zur Mittagszeit (schwarze Balken), der Minimaltemperatur während der Nacht (blaue Balken) sowie die Mo- natsmittelwerte (rote Balken) der Jahre 1999 bis 2005 für sechs verschie- dene Bildpunkte in den Regionen: Sahara, Nil Delta, Horn von Afrika, Viktoriasee, Namibia und Madagaskar.	90
8.6	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen- temperatur im August in Europa.	92
8.7	Analyse 300 hPa vom 11.08.2002 12:00UTC des GME Modells des Deut- schen Wetterdienstes (DWD).	93
8.8	Differenz der mittleren LST im August 2002 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.	94
8.9	Analyse 300 hPa vom 10.08.2003 12:00UTC des GME Modells des Deut- schen Wetterdienstes (DWD).	95
8.10	Differenz der mittleren LST im August 2003 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.	96
8.11	Differenz der mittleren LST im August 2003 (02:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.	97
8.12	Differenzen der mittleren August 2003 LST Tagesgänge zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005, der Regionen: Zentralfrankreich, Oberrheingra- ben, Po-Ebene, Norddeutsche Tiefebene, Zentralspanien und Evora.	98
9.1	Jahreszyklus einer Mischvegetation aus weitläufigem Grasweideland und immergrünen Korkeichen in der Region Evora im LST-NDVI Raum für das Jahr 2001.	101
9.2	Interannuelle Variabilität der Trajektorien im LST-NDVI Raum des Über- gangszeitraumes zwischen Vegetations- und Trockenperiode der Jahre 1999 bis 2005 für die Region Evora. Startzeitpunkt einer jeden Trajektorie ist Februar (untere Bildhälfte), das Ende liegt im Juni (linke obere Bildecke).	102
9.3	Trajektorien des arctan (LST/NDVI) in Grad der Jahre 1999 bis 2005 für ein ungestörtes immergrünes Waldgebiet im Nordwesten der Iberischen Halbinsel.	103
9.4	Zeittrajektorien des arctan (LST/NDVI) in Grad der Jahre 1999 bis 2005 für die aride Region Zentralspaniens.	104
9.5	Zeittrajektorien des arctan (LST/NDVI) in Grad der Jahre 1999 bis 2005 für Mischvegetation aus weitläufigem Grasweideland und immergrünen Korkei- chen für die Region Evora.	105

-
- A.1 Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 19.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile). 115
- A.2 Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 21.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile). 116
- A.3 Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 26.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile). 116
- A.4 Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 28.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile). 117
- A.5 Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Payerne vom 30.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile). 117
- B.1 Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 16.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile). 118
- B.2 Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 18.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessene Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile). 119
-

B.3	Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 21.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessenen Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).	119
B.4	Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 26.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessenen Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).	120
B.5	Validierungsergebnisse der METEOSAT Wolkenmaske für die BSRN-Station Carpentras vom 31.08.2000 nach Elias und Roujean. Dargestellt ist die gemessenen Reflexion der Erdoberfläche (Graph), die Abweichungen zum unbewölkten Strahlungstag (Balken am unteren Rand des Diagramms), der Bedeckungsgrad in Prozent (oberste Zeile) und die Ergebnisse der METEOSAT-7 Wolkenmaske (zweite Zeile).	120
C.1	Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im Juli 2005	121
C.2	Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im Oktober 2005	122
C.3	Korrelation der METEOSAT-7 LST zur MSG-LST im Validierungsgebiet Iberische Halbinsel für die einzelnen Slots im November 2005	122
D.1	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im Februar in Afrika.	123
D.2	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im März in Afrika.	124
D.3	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im Mai in Afrika.	125
D.4	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im Juni in Afrika.	126
D.5	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im August in Afrika.	127
D.6	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im September in Afrika.	128
D.7	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im November in Afrika.	129
D.8	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im Dezember in Afrika.	130
E.1	Über den Zeitraum 1999 bis 2005 gemittelte 14:00UTC Landoberflächen-temperatur im Juni in Europa.	131
E.2	Differenz der mittleren LST im Juni 2001 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.	132

E.3	<i>Differenz der mittleren LST im Juni 2002 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.</i>	132
E.4	<i>Differenz der mittleren LST im Juni 2003 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.</i>	133
E.5	<i>Differenz der mittleren LST im Juni 2004 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.</i>	133
E.6	<i>Differenz der mittleren LST im Juni 2005 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.</i>	134
E.7	<i>Differenz der mittleren LST im August 2001 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.</i>	134
E.8	<i>Differenz der mittleren LST im August 2004 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.</i>	135
E.9	<i>Differenz der mittleren LST im August 2005 (14:00UTC) zum mehrjährigen Mittelwert 1999 bis 2005.</i>	135

Tabellenverzeichnis

2.1	<i>Technische Daten des METEOSAT-7 Radiometers MVIRI.</i>	4
3.1	<i>Monatliche statische Schwellenwerte des Cross Cloud Check im IR- und VIS-Kanal.</i>	21
3.2	<i>Parameter der METEOSAT-7 Wolkenmaske.</i>	29
4.1	<i>Parameter des TSP-Modells zur Modellierung des Temperatur-Tagesgangs.</i>	34
5.1	<i>Verteilung der 1761 TIGR-Profile über die Klimazonen der Erde.</i>	46
5.2	<i>Die 14 vertikalen Druckstufen der ECMWF-Reanalysen.</i>	47
5.3	<i>Die Ein- und Ausgabewerte der Trainings- und Validierungsdatensätze werden mit der entsprechenden Skalierungsfunktion auf das Intervall $[0,1]$ abgebildet.</i>	50
5.4	<i>Der Aufbau der Ein- und Ausgabeschicht, vorgegeben durch den Aufbau des Trainingsdatensatzes.</i>	50
5.5	<i>Geographische Grenzen der vier Verifikationsgebiete.</i>	53
5.6	<i>Daten der wolkenfreien ECMWF-Verifikationsdatensätze der einzelnen Untersuchungsgebiete.</i>	53
5.7	<i>Mittlere Fehlerverteilung der wolkenfreien ECMWF-Verifikationsdaten über Iberien für das evolutionär entwickelte neuronale Netzwerk.</i>	59
6.1	<i>METEOSAT-7 IR-Emissionsvermögen verschiedener Oberflächenarten.</i>	65

Abkürzungsverzeichnis

APOLLO	AVHRR Processing Over Land Cloud and Ocean
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High resolution Radiometer
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
DEM	Digital Elevation Model
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENZO	Evolutionärer Netzwerk Optimierer
ESA	European Space Agency
FOV	Field Of View
Geoland	GMES-Projekt bezüglich Bodenparameter und Vegetation
GME	Global-Modell
GMES	Global Monitoring for Environment and Security
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
IR	Infrared
LandSAF	Land Surface Analysis Satellite Applications Facility
LST	Land Surface Temperature
IMK	Institut für Meteorologie und Klimaforschung (Karlsruhe)
MODTRAN-3	Moderate Resolution Transmittance-3
MSG	METEOSAT Second Generation
MVIRI	METEOSAT Visible and Infrared Imager
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NN	Neuronales Netz
NOAA	National Oceanic and Atmosphere Administration
RPROP	Resilient Backpropagation
SNNS	Stuttgarter Neural Network Simulator
SÜG	Strahlungsübertragungsgleichung
TIGR	TOVS Initial Guess Retrieval-Profile
TOA	Top Of Atmosphere
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TSP	Thermal Surface Parameter Modell
UTC	Coordinated Universal Time
VIS	Visible
WV	Water vapour

Symbolverzeichnis

a_j	gesamter Input eines Neurons
B_λ	Planck-Funktion
$B(T_s)$	temperaturabhängige Planck-Funktion
\bar{C}	mittlere Zählrate
C_0	Zählrate bei der Betrachtung des Weltraums
c	Lichtgeschwindigkeit
E_{net}	quadratischer Fehler des neuronalen Netzwerks
F_p	quadratischer Fehler des p-ten Musters
h	Planksches Wirkungsquantum
k	Abklingkonstante
k_B	Boltzmann Konstante
\bar{L}	mittlere Strahldichte
$L_{\Delta\lambda}$	die vom Detektor empfangene Strahldichte im Spektralintervall $\Delta\lambda$
L^\uparrow	Aufwärts gerichtete atmosphärische Strahlung
L^\downarrow	Abwärts gerichtete atmosphärische Strahlung
N	Anzahl der Tageslichtstunden
n	Anzahl der Muster
RH	relative Feuchte
$F(BB)$	Strahlungsflussdichte
S_c	nichtlineare Sigmoid-Aktivierungsfunktion
T	Temperatur
T_0	Residual Temperatur (\sim Sonnenaufgang)
T_a	Temperaturamplitude
TD	Taupunktstemperatur
T_v	virtuelle Temperatur
t_m	Zeitpunkt des Maximum
t_s	Startpunkt der Abklinkkurve
x_i	Aktivitätslevel eines Neurons
α_{IR}	Kalibrierkoeffizient
β	Lernrate
γ	Skalierungsfaktoren
ε	Emissivität
λ	Wellenlänge
$\lambda_{1,2}$	spektrale Grenzen des Sensors
$\Delta\lambda$	Frequenzintervall
Φ_λ	spektrale Empfindlichkeitsfunktion des Sensors

θ	Zenitwinkel des Satelliten
τ	atmosphärische Transmission
ω	Weite des Cosinus Term über $\pm\pi/2$
ω_{ij}	Verbindungsgewicht zwischen zwei Neuronen

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich all jenen herzlich danken, die durch Rat und Tat zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Insbesondere danke ich:

- Herrn Prof. Dr. H. Fischer für die Vergabe der interessanten und aktuellen Themenstellung, die Übernahme des Hauptreferates, die Durchsicht der Arbeit und die konstruktiven Verbesserungsvorschläge.
- Herrn Prof. Dr. Ch. Kottmeier für die freundliche Übernahme des Korreferates und die Durchsicht der Arbeit und die Anregungen und Kommentare.
- Herrn Folke Olesen und Herrn Dr. Frank Götsche für die engagierte Betreuung, die fachliche Unterstützung, die ständige Diskussions- und sehr große Hilfsbereitschaft.
- allen Mitgliedern der IMK-MSA Arbeitsgruppe für die zahlreichen interessanten Gespräche, Diskussionen und das angenehme Arbeitsklima. Insbesondere danke ich Frau Ewa Kabsch für die Bereitstellung der LST-Stationsmessung in Evora.
- Allen Mitgliedern des Projektes Geoland für die gute Zusammenarbeit.
- Für die Validierung der METEOSAT-7 Wolkenmaske gilt Herrn Dr. Thierry Elias und Herrn Dr. Jean-Louis Roujean ein spezieller Dank.
- Frau Sandra Coelho und dem LandSAF Team für die Bereitstellung der MSG-LST Datensätze.
- Herrn Dr. Dirk Koslowski für die Bereitstellung der NOAA AVHRR NDVI Datensätze.
- Ein ganz besonderer Dank gilt schließlich meiner Familie auf deren Unterstützung ich mich jederzeit verlassen konnte.