

Validierung einer globalen Zeitreihe der terrestrischen Wasserbedeckung

Diplomarbeit

Januar 2011

Verfasser: Matthias König
Studiengang: Geographie, Diplom
E-Mail: koenig.ma@gmx.de

Gutachter: Prof. Dr. Petra Döll
Prof. Dr. Jürgen Wunderlich

**Institut für Physische Geographie, Fachbereich 11
Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main**

Zusammenfassung

Diese Diplomarbeit untersucht die Güte eines globalen Datensatzes (IA), der die monatliche Ausdehnung der terrestrischen Oberflächengewässer für den Zeitraum von 1993 bis 2004 beinhaltet. IA ist aus komplementären, räumlich geringauflösenden Satellitendaten generiert. Die Wasserausdehnungen werden als prozentuale Flächenanteile von 0,5°-Gitterzellen angegeben. IA wäre durch seine monatliche Dynamik zur Kalibrierung und Validierung eines globalen Modells von temporären Überflutungsgebieten geeignet. Im Rahmen dieser Diplomarbeit werden die Wasserbedeckungen aus IA in einzelnen 0,5°-Zellen zu mehreren Zeitpunkten mithilfe von räumlich hochauflösenden Satellitenbildern des Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) validiert. Aus Gründen der Effizienz (Minimierung des Speicheraufwands und der Verarbeitungszeit) wird nur ein einziger ETM+ Kanal im mittleren Infrarot zur Bestimmung der Wasserbedeckung verwendet: Band 5. Durch überwachte Klassifikationen wird der Anteil der Wasserflächen an der Gesamtfläche der 0,5°-Zellen ermittelt. Insgesamt werden 262 Klassifikationen in vier Untersuchungsgebieten durchgeführt. Zwischen den prozentualen Wasserbedeckungen aus IA und den ETM+ (Band 5)-Validierungsdaten werden häufige und unregelmäßige Abweichungen festgestellt. Die maximalen absoluten Abweichungen betragen mehr als 60%. Aufgrund dieser Ergebnisse sind die IA-Wasserausdehnungen nur sehr begrenzt als Validierungsdaten für die Modellierung von temporären Überflutungsgebieten geeignet.

Abstract

This diploma thesis investigates the quality of a global dataset (IA) which includes the monthly terrestrial surface water extension from 1993 to 2004. IA is generated by complementary satellite data with small spatial resolutions. The water extensions are expressed by a percental fraction of an 0.5° grid cell area. Due to its dynamics, IA could be suitable for the calibration and validation of a global model of floodplains. In this diploma thesis the IA water expanses are validated in single 0.5° cells. The validation is accomplished at multiple dates by spatially high resolution satellite pictures of the Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). For efficiency purposes (reduction of memory capacity and of processing time), one single ETM+ channel in mid infrared has been used to detect the water extension: band 5. Using supervised classifications, the fractional water cover of the 0.5° cells has been estimated. Altogether, 262 classifications have been performed within four investigation areas. Numerous and irregular deviations between the percental water extensions of IA and the ones of ETM+ (band 5) can be identified. Maximum absolute deviations exceed 60%. Based on these results, the water extensions of the IA dataset are suitable in a very limited way as comparison data for modelling floodplains.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Problemstellung	1
1.1.1	Modellierung von temporären Überflutungsgebieten	1
1.1.2	Globale Zeitreihe der terrestrischen Wasserbedeckung	2
1.2	Fragestellung und Zielsetzung der Diplomarbeit	3
1.3	Aufbau der Diplomarbeit	4
2	Theoretische Grundlagen zur Satellitenfernerkundung	5
2.1	Strahlungsphysik.....	5
2.1.1	Elektromagnetische Strahlung.....	5
2.1.2	Strahlende Körper.....	6
2.1.3	Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie.....	8
2.1.3.1	Wechselwirkungen mit der Atmosphäre.....	8
2.1.3.2	Wechselwirkungen mit der Erdoberfläche.....	10
2.2	Fernerkundung	13
2.2.1	Passive und aktive Fernerkundungssysteme	13
2.2.2	Auflösungsbegriffe	13
2.2.2.1	Zeitliche Auflösung	14
2.2.2.2	Räumliche Auflösung.....	14
2.2.2.3	Spektrale Auflösung	15
2.2.2.4	Radiometrische Auflösung.....	16
2.2.3	Atmosphärische und astronomische Einflüsse	17
2.2.4	Geometrische Verzerrung	18
3	Satellitengestützte Methoden zur Bestimmung der Wasserbedeckung	19
3.1	Methodischer Hintergrund des IA-Datensatzes	19
3.1.1	Attribute der Sensoren	19
3.1.2	Funktionsweise der Sensoren	20
3.1.2.1	SSM/I	20

3.1.2.2	WSC.....	22
3.1.2.3	AVHRR.....	24
3.1.3	Datenverarbeitung.....	25
3.1.4	Kritische Bewertung der IA-Daten	27
3.2	Methode zur Bestimmung der Wasserbedeckung mit ETM+ Satellitenbildern.....	28
3.2.1	Auswahl des Satellitensensors.....	28
3.2.2	Sensorattribute des ETM+	28
3.2.3	Auswahl eines geeigneten ETM+ Kanals zur Wassererkennung.....	29
3.2.4	Abschätzung der Wasserbedeckung durch eine überwachte Doppelklassifikation von ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern.....	33
3.2.5	Arbeitsschritte zur Bestimmung der prozentualen Wasserbedeckung einer 0,5°-Gitterzelle mit ETM+ (Band 5)	36
3.2.6	Kritische Bewertung der ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen als Validierungsdaten für IA.....	37
4	Klimatische und hydrologische Charakterisierung der Untersuchungsgebiete.....	38
4.1	Ganges-Brahmaputra	39
4.2	Sudd Sümpfe	41
4.3	Paraná.....	42
4.4	Pantanal	44
5	Ergebnisse.....	46
5.1	Ganges-Brahmaputra	46
5.2	Sudd Sümpfe	50
5.3	Paraná.....	52
5.4	Pantanal	55
6	Diskussion.....	57
6.1	Bewertung der Ergebnisse vor dem Hintergrund der ETM+ (Band 5)- und der IA-Methode.....	58
6.2	Vergleich der Ergebnisse mit den Resultaten aus anderen IA-Validierungen	60
7	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	66

8	Literaturverzeichnis	68
----------	-----------------------------------	-----------

Abbildungsverzeichnis

- Abbildung 1.1:** Durchschnittswerte der Jahresmaxima der Wasserbedeckung in km² bezogen auf 773 km²-Gitterzellen (über den Zeitraum von 1993 bis 2004 gemittelt). (verändert nach PAPA et al. 2010) . 2
- Abbildung 1.2:** Selbst erhobene Wasserbedeckungen einzelner 0,5°-Gitterzellen sollen mit den Werten aus dem IA-Datensatz verglichen werden. Der IA-Datensatz soll zur Entwicklung eines Floodplain-Modells verwendet werden; aus diesem Grund ist eine eingehende Überprüfung der Daten notwendig. (eigene Darstellung, unter Verwendung eines Satellitenbildes von <http://glovis.usgs.gov>) . 4
- Abbildung 2.1:** Ausschnitt des elektromagnetischen Spektrums; Wellenlängen des sichtbaren Lichts sind hervorgehoben. (verändert nach ALBERTZ 2007: 11) 5
- Abbildung 2.2:** Spektrale Verteilung der emittierten Strahlung und ihre Leistung M_λ in Abhängigkeit unterschiedlich temperierter schwarzer Körper ($\epsilon = 1$). Sonne 6000 K, Glühbirne 3000 K, Erde 300 K. Wellenlängen des sichtbaren Lichts sind grau hervorgehoben. (LILLESAND et al. 2008: 8) 7
- Abbildung 2.3:** Spektralverteilung der von den atmosphärischen Gasen, den Wolken sowie der Erdoberfläche ($\epsilon = 1$) emittierten Strahlung (bei $T = 288$ K). Strahlung, die von der Atmosphäre zur Erdoberfläche gerichtet ist, hat ein positives, von der Erdoberfläche abgestrahlte Strahlung, ein negatives Vorzeichen. (verändert nach HÄCKEL 2008: 175) 8
- Abbildung 2.4:** Strahlungsabsorption einzelner atmosphärischer Gase und ihrer Summe am Erdboden. (HÄCKEL 2008: 185) 9
- Abbildung 2.5:** Der auf einen Gegenstand treffende Strahlungsfluss Φ_0 wird zu bestimmten Anteilen absorbiert Φ_a , reflektiert Φ_r oder transmittiert (durchgelassen) Φ_t . Es gilt: $\Phi_a + \Phi_r + \Phi_t = \Phi_0$. (KUCHLING 2004: 328) 11
- Abbildung 2.6:** Arten der Reflexion an verschiedenen Oberflächen. Links: Spiegelnde Reflexion. Mitte: Diffuse Reflexion. Rechts: Gemischte Reflexion. (ALBERTZ 2007: 18) 11
- Abbildung 2.7:** Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit einem idealisierten grünen Blatt unter Betrachtung der Absorption, Reflexion und Transmission. (LAUER & BENDIX 2004: 43) 12
- Abbildung 2.8:** Weg der elektromagnetischen Strahlung bei passiven und aktiven Sensorsystemen. „E“ = Empfänger, „S“ = Sender. (ALBERTZ 2007: 10) 13
- Abbildung 2.9:** Umlaufbahn eines Landsat-Satelliten um die Erde. (ALBERTZ 2007: 45) 14
- Abbildung 2.10:** Aufnahme der Innenstadt von Berlin in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen. Die Kantenlänge eines Pixels beträgt links oben 80 m, rechts oben 30 m, links unten 15 m und rechts unten 6 m. (ALBERTZ 2007: 84) 15
- Abbildung 2.11:** Transmissivitätsgrad der Atmosphäre in Abhängigkeit zur Wellenlänge. Spektrale Ausdehnung von Band 1-5 und 7 des ETM+ Sensors. Band 6 ist nicht abgebildet, da sich seine Wellenlängen außerhalb der vorliegenden Skala befinden; auf die Darstellung von Band 8 wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit ebenfalls verzichtet. (verändert nach <http://speclab.cr.usgs.gov>; ergänzt durch die Daten von <http://landsat.gsfc.nasa.gov>) 16

Abbildung 2.12: Ausschnitt eines Rasterbildes mit unterschiedlichen Grauwerten (links) und ihren DN's (rechts). (verändert nach LILLESAND et al. 2008: 32)	17
Abbildung 2.13: Verzerrung bei dem optisch-mechanischen Abtastvorgang eines Landsat-Satelliten. Die Flächenelemente wachsen von der Mitte zu den Rändern hin an. (verändert nach ALBERTZ 2007: 75; ergänzt durch ALBERTZ 2007: 45).....	18
Abbildung 3.1: Schematische Darstellung der Methode zur Bestimmung der globalen monatlichen Wasserbedeckungen des IA-Datensatzes. (verändert nach PRIGENT et al. 2007)	19
Abbildung 3.2: ΔT_{37} -Werte von Wasserflächen und vegetationsbedeckter Umgebung. (verändert nach SIPPEL et al. 1994)	21
Abbildung 3.3: Vereinfachte Gegenüberstellung der Monatsmittelwerte von ΔT_{37} und $T_{37(H)}$ über einem Amazonasfeuchtgebiet. Das ausgedehnte Feuchtgebiet (oben rot markiert) hebt sich bei ΔT_{37} durch höhere, bei $T_{37(H)}$ durch geringere Strahlungstemperaturen von der Umgebung ab. (verändert nach PRIGENT et al. 2001a)	22
Abbildung 3.4: ΔT_{37} -Werte (SSM/I) bei einer Überflutungssituation: ΔT_{37} von Wasserflächen, die sich unter einer Vegetationsschicht befinden, wird in Abhängigkeit der Dichte der Vegetationsbedeckung vermindert. (verändert nach SIPPEL et al. 1994).....	23
Abbildung 3.5: SIR-C Radarbild eines bewaldeten Gebiets in Wisconsin (USA). Die Waldoberfläche wird durch ihre hohe Rauigkeit und der daraus resultierenden Rückstreuung der Mikrowellen relativ hell abgebildet. Die weniger dichte Bewaldung entlang der Zugbahn eines Tornados (Nord-Süd Verlauf, mit weißem Pfeil gekennzeichnet) ist aufgrund der geringeren Rauigkeit der nachwachsenden (jungen) Vegetation dunkler als die Waldfläche der Umgebung. Spiegelnde Reflexion (weg vom Sensor) an relativ glatten Oberflächen lässt Seen, Flüsse und Straßen schwarz erscheinen. (verändert nach LILLESAND et al. 2008: 672).....	23
Abbildung 3.6: ΔT_{37} -Werte (SSM/I) über Wasserflächen, Vegetation und vegetationsloser Wüste. (verändert nach SIPPEL et al. 1994).....	24
Abbildung 3.7: Schematische Darstellung der Verarbeitung der Satellitendaten.	26
Abbildung 3.8: Vereinfachte Darstellung der Umrechnung von 773 km ² -Gitterzellen des Datensatzes aus PAPA et al. (2010) in 0,5°-Gitterzellen durch flächengewichtete Mittlung. Die prozentualen Wasserbedeckungen der 773 km ² -Zellen werden mit den Anteilen der Flächen, die sie in einer 0,5°-Zelle einnehmen, gewichtet und aufsummiert.....	26
Abbildung 3.9: Beispiel einer fehlerhaften Wiedergabe der Wasserbedeckung einer 0,5°-Zelle durch den Umskalierungsvorgang von 773 km ² - auf 0,5°-Gitterzellen (flächengewichtete Mittlung). Die Prozentwerte der Wasserbedeckungen sind Abbildung 3.8 zu entnehmen.	27
Abbildung 3.10: Vereinfachte Darstellung des Reflexionsverhaltens verschiedener Landbedeckungen in Abhängigkeit der Wellenlänge. Die Spektralbereiche der ETM+ Bänder 1 bis 5 und 7 sind hervorgehoben. (verändert nach http://landsat.usgs.gov/tools_viewer.php)	30

Abbildung 3.11: Aufnahmen der ETM+ Kanäle 1 bis 5 und 7 vom 26.10.2001. Dargestellt ist eine 0,5°-Zelle im Grenzgebiet zwischen Indien und Bangladesch. Im Südwesten verläuft eine Biegung des Ganges, im Nordosten befindet sich ein großflächig wasserbedecktes Reisanbauggebiet. In der Mitte des Bildes verläuft ein Zufluss des Ganges (Nord-Süd), östlich dieses Flusses erstreckt sich ein Wolkenband aus Cumulus-Wolken. Nördlich des Ganges befinden sich mehrere kleinere Flüsse und Seen. Das Umland ist weitestgehend landwirtschaftlich genutzt.	31
Abbildung 3.12: Intensiv bewässerte Reisanbauflächen im Grenzgebiet zwischen Indien und Bangladesh. Links eine ETM+ Aufnahme aus dem Spektralbereich des mittleren Infrarots (Band 5), rechts ein Ausschnitt größeren Maßstabs aus Goolge-Earth.	32
Abbildung 3.13: Aufnahme vom 12. August 2010 (TM5). Links: Band 4. Rechts: Band 5. Dargestellt ist eine Hochwassersituation an einem Staudamm des Indus nach starken Monsunniederschlägen (Fließrichtung von Norden nach Süden). Das stark mit Sedimenten beladene Wasser des Flusses ist nördlich des Staudamms in Band 4 nur sehr schwer von den Sandbänken zwischen den einzelnen Flussarmen zu differenzieren. In Band 5 fällt diese Unterscheidung erheblich leichter.	33
Abbildung 3.14: Vereinfachte Darstellung einer überwachten Klassifikation: Aus manuell ausgewählten Trainingsgebieten mit definierter Objektklasse (links) wird die Klassenzugehörigkeit der gesamten Bildpixel bestimmt (rechts). (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca).....	33
Abbildung 3.15: Schematische Darstellung von neun ETM+ (Band 5)-Pixeln. Reale Landbedeckung (links) und die Grauwerte, die sich aus der reflektierten Strahlung ergeben (rechts). Pixel, die sowohl von Wasserflächen und von Nicht-Wasserflächen bedeckt sind, lassen sich nicht eindeutig der Objektklasse der Wasser- oder der Landflächen zuweisen.	34
Abbildung 3.16: Ausschnitt eines ETM+ (Band 5) Satellitenbildes. Die Klassifikationsergebnisse der Objektklasse Wasserflächen von $b_{5_{min}}$ und $b_{5_{max}}$ sind über das ursprüngliche Bild gelegt; die nicht blau bzw. türkis eingefärbten Pixel sind der Objektklasse der Landflächen zugehörig.	35
Abbildung 3.17: Wasserbedeckung einer 0,5°-Zelle auf der Grundlage der Klassifikationsergebnisse von $b_{5_{min}}$ und $b_{5_{max}}$. Die Werte der beiden Klassifikationen definieren einen Bereich, in dem die tatsächliche Wasserbedeckung wahrscheinlich ist.	35
Abbildung 3.18: Kontrastverbesserung durch lineare Kontraststreckung. (verändert nach ALBERTZ 2007: 105)	36
Abbildung 3.19: Schematische Darstellung der Arbeitsschritte zur Bestimmung der prozentualen Wasserbedeckung einer 0,5°-Gitterzelle mit ETM+ (Band 5).	37
Abbildung 4.1: Durchschnitt der Jahresmaxima (1993-2004) der prozentualen Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Bezugsflächen sind 0,5°-Zellen. Rot hervorgehoben sind die Untersuchungsgebiete, in denen einige Wasserausdehnungen mit ETM+ (Band 5) Satellitenbildern bestimmt wurden: Ganges/ Brahmaputra (Gb), Sudd Sümpfe (Su), Parana (Pa) und Pantanal (PI). ...	38
Abbildung 4.2: Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra (Gb) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Zellen mit Küstenkontakt wurden	

entfernt. Die mit ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.	40
Abbildung 4.3: Klimadiagramme von Allahabad (links) und Dhaka (rechts). (verändert nach http://www.klimadiagramme.de)	40
Abbildung 4.4: Untersuchungsgebiet Sudd Sümpfe (Su) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Die mit ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.	42
Abbildung 4.5: Klimadiagramm von Malakal. (verändert nach http://www.klimadiagramme.de)	42
Abbildung 4.6: Untersuchungsgebiet Paraná (Pa) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Zellen mit Küstenkontakt wurden entfernt. Die mit ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.	43
Abbildung 4.7: Klimadiagramme von Corrientes (links) und Paraná (rechts). (verändert nach http://www.klimadiagramme.de)	43
Abbildung 4.8: Untersuchungsgebiet Pantanal (PI) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Die mit ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.	44
Abbildung 4.9: Klimadiagramm von Corumbá. (verändert nach http://www.klimadiagramme.de)	45
Abbildung 5.1: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen >100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra (Gb)	47
Abbildung 5.2: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Gb1. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.	48
Abbildung 5.3: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Gb6. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem	

Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 49

Abbildung 5.4: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Gb12. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 49

Abbildung 5.5: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen >100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Sudd Sümpfe (Su). 50

Abbildung 5.6: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Su3. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 51

Abbildung 5.7: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Su5. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 52

Abbildung 5.8: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen >100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Paraná (Pa). 53

Abbildung 5.9: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Pa2. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der

zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 54

Abbildung 5.10: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Pa4. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 54

Abbildung 5.11: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Pa7. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 55

Abbildung 5.12: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen >100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Pantanal (PI). 56

Abbildung 5.13: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle PI1. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt. 56

Abbildung 6.1: Gegenüberstellung der Wasserausdehnungen (IA-Datensatz) mit den Wasserstandshöhen (Topex-Poseidon Messungen) an drei Flüssen. a), c) und e) zeigen die Monatsmittelwerte der Wasserausdehnungen (durchgezogene Linie, linke Ordinate) und der Wasserstände (gepunktete Linie, rechte Ordinate). b), d) und f) zeigen die Anomalien der beiden Größen (berechnet durch die Subtraktion der Monatsmittelwerte von den einzelnen Monatswerten). (PAPA et al. 2010) 60

Abbildung 6.2: Vergleich der Wasserbedeckungen aus IA (unten) mit den Wasserausdehnungen aus SAR-Daten (oben). Links wird ein relativ trockener (Sept.-Okt. 1995), rechts ein relativ feuchter Zustand (Mai-Juni 1996) des Amazonas-Einzugsgebiets dargestellt. Angaben in Prozent der Pixelfläche, bei 773 km²-Gitterzellen. Die Zellen mit maximaler Überschätzung ($IA-SAR$) sind rot, mit

maximaler Unterschätzung (<i>SAR-IA</i>) sind schwarz gekennzeichnet. (verändert nach PRIGENT et al. 2007).....	61
Abbildung 6.3: Der GLWD-Datensatz beinhaltet die maximale Ausdehnung von verschiedenen Oberflächengewässertypen. (LEHNER & DÖLL 2004b)	62
Abbildung 6.4: Differenz zwischen der prozentualen Wasserbedeckung von NIA und GLWD. Bezugsflächen sind 0,5°-Gitterzellen. Die GLWD-Wasserbedeckungen wurden von den absoluten Maximalwerten (1993 bis 2004) (a), bzw. von den Mittelwerten der Jahresmaxima (1993 bis 2004) der NIA-Daten subtrahiert (b). Gebiete, in denen GLWD größer ist als NIA, sind blau, in denen NIA größer ist als GLWD, sind rot eingefärbt. (verändert nach ADAM et al. 2010)	63
Abbildung 6.5: Maximalwerte der prozentualen Wasserbedeckung in IA und BWDB für die Jahre 1993 bis 2004. Bezugsfläche ist die Landesfläche Bangladeschs. Für das Jahr 1997 liegen bei BWDB keine Daten vor.	65

Tabellenverzeichnis

Tabelle 3.1: Zusammenfassung der Attribute der am IA-Datensatz beteiligten Sensoren.	20
Tabelle 3.2: Die Bänder des ETM+, ihre Wellenlängen und ihre räumlichen Auflösungen. VIS = sichtbares Licht; NIR = nahes Infrarot; MIR = mittleres Infrarot; TIR = thermales Infrarot.....	29

Abkürzungsverzeichnis

AVHRR = Advanced Very High Resolution Radiometer
BWDB = Bangladesh Water Development Board
DMSP = Defense Meteorological Satellite Program
DN = digital number
ETM+ = Enhanced Thematic Mapper Plus
ERS = European Remote Sensing
Gb = Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra
GLWD = Global Lakes and Wetlands Database
H = horizontale Polarisation
IA = inundated areas
ISCCP = International Satellite Cloud Climatology Project
ITCZ = Innertropische Konvergenzzone
MODIS = Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NCEP = National Center for Environment Prediction
NDVI = Normalized Difference Vegetation Index
NIA = naturally inundated areas
NOAA = National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC = National Snow and Ice Center
Pa = Untersuchungsgebiet Paraná
PI = Untersuchungsgebiet Pantanal
SAR = synthetic aperture radar
SSM/I = Special Sensor Microwave/Imager
Su = Untersuchungsgebiet Sudd Sümpfe
TM = Thematic Mapper
UTM = Universal Transverse Mercator
V = vertikale Polarisation
WaterGAP = Water - Global Assessment and Prognosis
WGHM = WaterGAP Global Hydrological Model
WSC = Windscatterometer

Anmerkung zu Formeln, Einheiten und Dimensionen

Die Nomenklatur der Einheiten und Dimensionen folgt den Vorgaben des Internationalen Einheitensystems (SI) gemäß KUCHLING 2004. Bei den Erläuterungen der angeführten Formeln sind Einheiten in runden, Dimensionen in eckigen Klammern beigefügt, zum Beispiel:

λ = Wellenlänge (μm) [L].

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

1.1.1 Modellierung von temporären Überflutungsgebieten

Temporäre Überflutungsgebiete (engl.: Floodplains) sind aquatisch-terrestrische Übergangszonen, die im Jahresgang abwechselnd überflutet werden und wieder trocken fallen; die Überflutung kann durch überlaufende Flüsse oder Seen, starke Niederschläge, Grundwasseraustritt oder Schnee- und Eisschmelze verursacht werden (JUNK et al. 1989). Die alternierende Ausdehnung der wasserbedeckten Gebiete hat einen eminenten Einfluss auf den terrestrischen Wasserkreislauf: Zusätzliche Wasserflächen steigern zum einen die Evaporation, zum anderen stellen sie Wasserspeicher dar, die in Wechselwirkung mit Fließgewässern stehen können und deren Durchflussdynamik beeinflussen (PAPA et al. 2010). Darüber hinaus dienen die überfluteten Gebiete als Fortpflanzungs-, Brut- und Lebensräume zahlreicher seltener Tier- und Pflanzenarten (ABDO & DA SILVA 2004) und stellen beachtliche Methanquellen dar, was vor dem Hintergrund des sich wandelnden Klimas zunehmend an wissenschaftlichem Interesse gewinnt (DECHARME et al. 2008).

Aufgrund der maßgebenden Rolle temporärer Überflutungsgebiete in biologischen, klimatologischen und hydrologischen Prozessen wird im Rahmen des **WaterGAP Global Hydrological Model** (WGHM) (DÖLL et al. 2003) ein Teilmodell zur Abschätzung der Speicherdynamik der saisonal überschwemmten Flächen entwickelt (ADAM et al. 2010). Das WGHM berechnet, ausgehend von Landbedeckungs- und Klimadaten, einzelne Komponenten des terrestrischen Wasserkreislaufs wie Abfluss, Durchfluss oder Grundwasserneubildung auf globalem Maßstab und einer räumlichen Auflösung von 0,5° auf 0,5°. Das WGHM bildet zusammen mit einem globalen Wassernutzungsmodell, das auf der Grundlage von demographischen, ökonomischen und klimatologischen Daten den anthropogenen Wasserverbrauch berechnet, ein umfassendes Modell zur Abschätzung des globalen Wasserdargebots: **WaterGAP 2 (Water - Global Assessment and Prognosis)** (ALCAMO et al. 2003).

Die Modellierung der Speicherdynamik von Überflutungsgebieten soll das WGHM ergänzen und seine Ergebnisse präzisieren. Für die Entwicklung dieses Floodplain-Modells werden globale Vergleichsdaten benötigt, die eine Kalibrierung und Validierung des Modellalgorithmus ermöglichen (ADAM et al. 2010).

1.1.2 Globale Zeitreihe der terrestrischen Wasserbedeckung

PAPA et al. (2010) stellen einen Datensatz vor, der sich durch seinen globalen Maßstab und seine Dynamik zur Validierung des WGHM-Floodplain-Modell eignen würde. Er beinhaltet die durchschnittliche monatliche Ausdehnung aller terrestrischen Wasserflächen (auch intensiv bewässerter Reisanbaugebiete) für den Zeitraum von 1993 bis 2004. Die räumliche Auflösung dieser Daten beträgt 27,8 km auf 27,8 km (773 km²); das entspricht einer Zelle von 0,25° auf 0,25° am Äquator. Zellen mit Küstenkontakt sind von dem Datensatz ausgeschlossen, da es zwischen den Meeresflächen und den terrestrischen Überflutungsgebieten zu Fehlinterpretationen kommen kann. Abbildung 1.1 zeigt die über den Zeitraum 1993 bis 2004 gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckung (in km², bezogen auf 773 km²-Gitterzellen). Der Datensatz wird mithilfe mehrerer, sich ergänzender Satellitendaten erstellt. Die beteiligten Sensoren sind der Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), ein Windscatterometer (WSC) und der Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) (Kapitel 3.1).

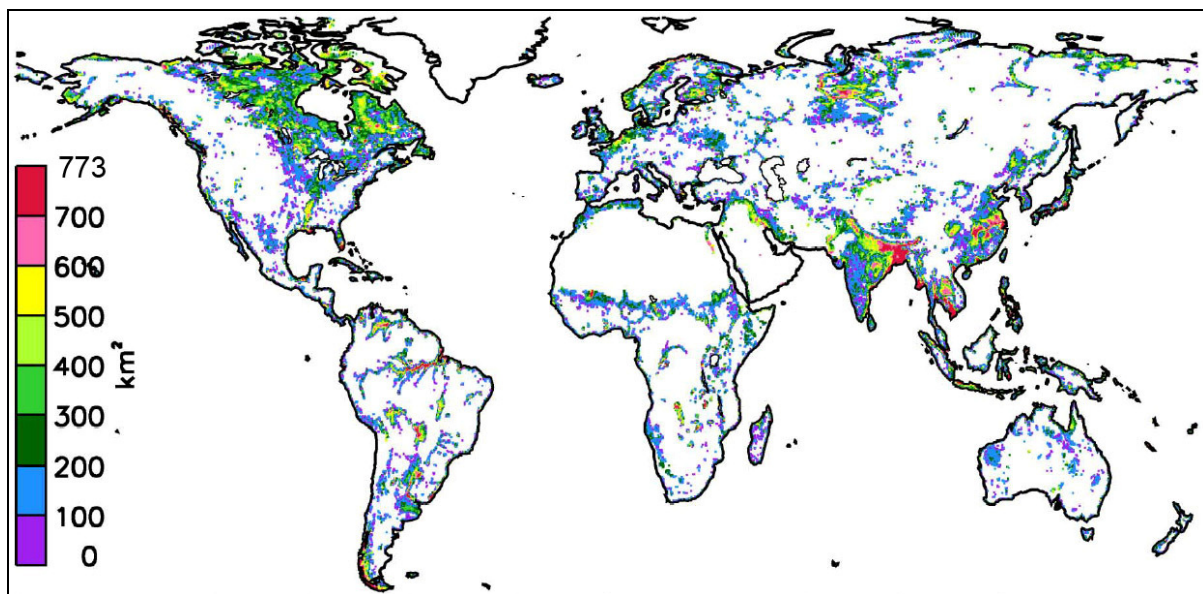


Abbildung 1.1: Durchschnittswerte der Jahresmaxima der Wasserbedeckung in km² bezogen auf 773 km²-Gitterzellen (über den Zeitraum von 1993 bis 2004 gemittelt). (verändert nach PAPA et al. 2010)

Es gibt derzeit keinen vergleichbaren Datensatz, der die zeitlichen Ausdehnungen der Wasserflächen auf globaler Ebene beinhaltet und mit dem die oben beschriebene Zeitreihe verglichen werden könnte. Um die Güte der Zeitreihe bewerten zu können, wurden daher verschiedene Gegenüberstellungen mit hydrologischen Variablen, mit synthetic aperture radar (SAR)-Daten und mit einem globalen, jedoch statischen Datensatz durchgeführt (Kapitel 6.2). Diese Validierungen beschränken sich allerdings entweder auf die Überprüfung der saisonalen und zwischenjährlichen Schwankungen (Dynamik) oder aber auf den Vergleich mit statischen (bzw. nur sehr begrenzt dynamischen) absoluten Beträgen der

Wasserbedeckung. Eine Untersuchung, die die absoluten Beträge in ihrem dynamischen Verhalten, also in der Abfolge mehrerer Monate validiert, wurde noch nicht durchgeführt.

1.2 Fragestellung und Zielsetzung der Diplomarbeit

Inwiefern ist die in Kapitel 1.1.2 vorgestellte Zeitreihe der terrestrischen Wasserbedeckung dazu geeignet, in den Entwicklungsprozess des WGHM-Floodplain-Modells (Kapitel 1.1.1) einzufließen? Vor dem Hintergrund dieser Fragestellung soll die Zeitreihe sowohl in ihrer Dynamik als auch in den absoluten Beträgen ihrer Wasserausdehnungen validiert werden. Für diesen Validierungsvorgang liegt die Zeitreihe in einer leicht modifizierten Form vor, die eine Anwendung im WGHM gewährleistet: Die Bezugsflächen sind von 773 km² auf 0,5°-Gitterzellen umgerechnet. Dieser Datensatz wird im Folgenden als inundated areas (IA) angesprochen.

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist es, eine Methode zur Bestimmung der Ausdehnung von Oberflächengewässern zu entwickeln; dies geschieht auf der Grundlage von Satellitenbildern des Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). Die Wasserbedeckung soll stichprobenhaft für einzelne 0,5°-Gitterzellen erhoben werden. Für jede Zelle soll dies zu mehreren Zeitpunkten durchgeführt werden, um dadurch die saisonale Dynamik der Wasserausdehnung zu erfassen. Anschließend sollen die so erhobenen Daten mit den Wasserbedeckungen des IA-Datensatzes verglichen werden (Abbildung 1.2).

Der Vergleich soll für 0,5°-Zellen in vier Untersuchungsgebieten durchgeführt werden (Kapitel 4). Anschließend soll bewertet werden, inwiefern der IA-Datensatz korrigiert werden muss (möglicherweise in Abhängigkeit regionaler bzw. klimatischer Faktoren).

Die Zielsetzungen dieser Diplomarbeit lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- Entwicklung einer Methode zur Erfassung der Ausdehnung wasserbedeckter Flächen
- Erhebung der prozentualen Wasserbedeckungen für einzelne 0,5°-Gitterzellen (zu verschiedenen Zeitpunkten)
- Vergleich der selbst erhobenen Daten mit dem IA-Datensatz
- Bewertung der Güte des IA-Datensatzes

Eine wichtige Voraussetzung für die Legitimation der Bewertung von IA auf der Grundlage eigener Daten ist es, dass die selbst entwickelte Methode der Methode des IA-Datensatzes in irgendeiner Form an Präzision überlegen ist. Dieser Präzisionsvorsprung wird durch die vergleichsweise hohe räumliche Auflösung der ETM+ Bilddaten erzielt. Mit einer Kantenlänge von 30 m passt ein Pixel des ETM+ ca. 700000-mal in ein Pixel des SSM/I (Kantenlänge: 25 km), dessen Bilder eine zentrale Rolle in der IA-Methode spielen.

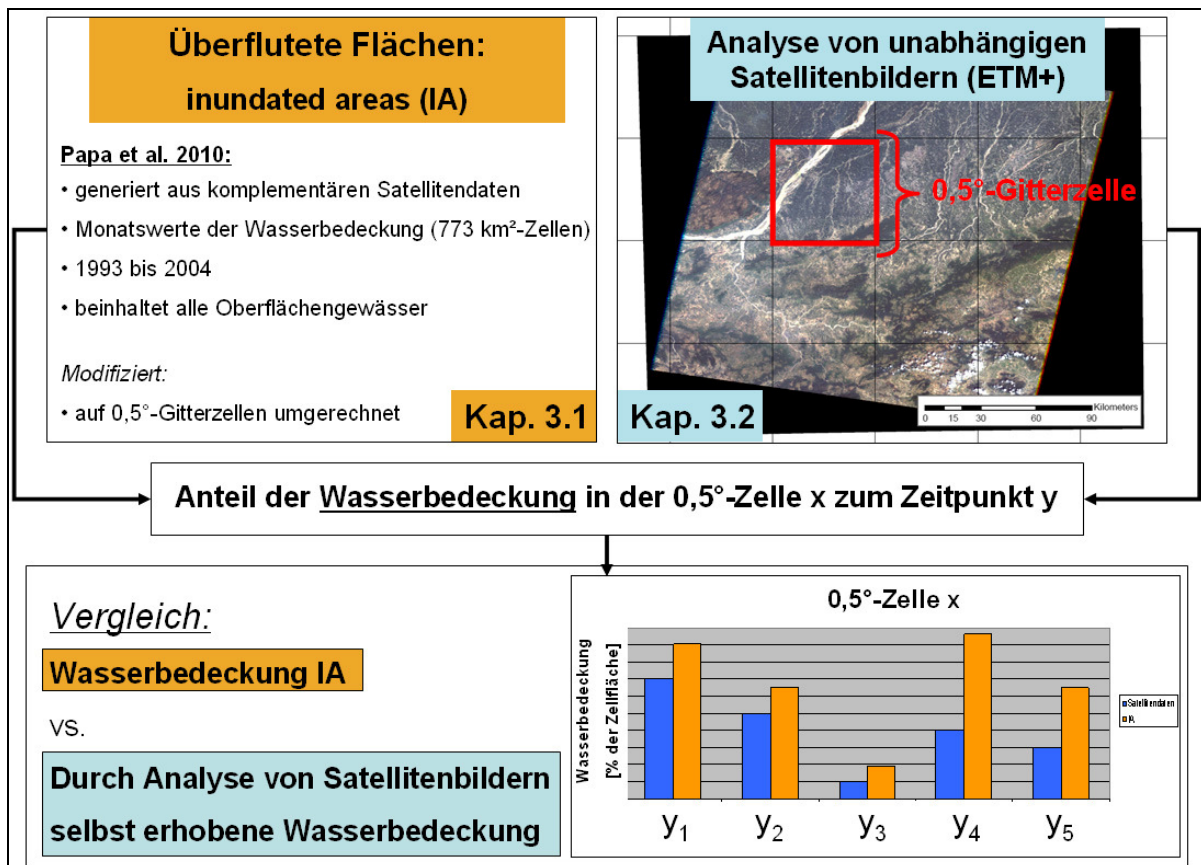


Abbildung 1.2: Selbst erhobene Wasserbedeckungen einzelner 0,5°-Gitterzellen sollen mit den Werten aus dem IA-Datensatz verglichen werden. Der IA-Datensatz soll zur Entwicklung eines Floodplain-Modells verwendet werden; aus diesem Grund ist eine eingehende Überprüfung der Daten notwendig. (eigene Darstellung, unter Verwendung eines Satellitenbildes von <http://glovis.usgs.gov>)

1.3 Aufbau der Diplomarbeit

Nachdem in Kapitel 1 die Problemstellung und die daraus resultierende Zielsetzung der Diplomarbeit formuliert wurden, werden in Kapitel 2 die theoretischen Grundlagen der satellitenbasierten Fernerkundung dargestellt. Sie umfassen relevante strahlungsphysikalische Gesetzmäßigkeiten sowie zentrale Begriffe und Zusammenhänge der Fernerkundung. Kapitel 3 beinhaltet die Methode des IA-Datensatzes und die der Validierungsdaten. Kapitel 4 wendet sich den naturräumlichen, klimatischen und hydrologischen Gegebenheiten der vier Untersuchungsgebiete zu, in denen die selbst erhobenen Daten mit dem IA-Datensatz verglichen werden. Kapitel 5 präsentiert die Ergebnisse der Gegenüberstellung von den IA- und den selbst erhobenen Wasserbedeckungen. In Kapitel 6 werden diese Ergebnisse diskutiert und mit den Resultaten aus anderen Validierungen verglichen. Schlussfolgernd wird in Kapitel 7 auf die anfangs formulierte Fragestellung nach der Güte des IA-Datensatzes Bezug genommen.

2 Theoretische Grundlagen zur Satellitenfernerkundung

2.1 Strahlungsphysik

2.1.1 Elektromagnetische Strahlung

Elektromagnetische Strahlung benötigt, im Gegensatz zur sensiblen und latenten Wärme, kein materielles Trägermedium zur Ausbreitung und ist daher in der Lage, Energie auch durch ein Vakuum zu transportieren (HÄCKEL 2008: 164). Das ermöglicht den energetischen Austausch zwischen den Himmelskörpern. Die Geschwindigkeit, mit der sich die Strahlung im Vakuum ausbreitet ist die Lichtgeschwindigkeit $c_0 = 3 \cdot 10^8$ m/s; in Luft ist dieser Wert geringfügig kleiner (KUCHLING 2004: 361, 652).

Eine kennzeichnende Eigenschaft der Strahlung ist ihre **Wellenlänge** bzw. **Frequenz**. Das Produkt aus beiden Größen entspricht der Lichtgeschwindigkeit; da diese innerhalb eines Mediums konstant ist, bedingt eine große Wellenlänge eine kleine Frequenz und umgekehrt:

$$c = v * \lambda \quad (\text{Gl. 2.1})$$

$c =$ Lichtgeschwindigkeit (ms^{-1}) [LT^{-1}]

$v =$ Frequenz (s^{-1} , Hz) [T^{-1}]

$\lambda =$ Wellenlänge (μm) [L]

(LILLESAND et al. 2008: 4)

Abbildung 2.1 zeigt einen Ausschnitt des elektromagnetischen Spektrums. Man unterscheidet verschiedene Arten von Strahlung in Abhängigkeit ihrer Wellenlänge. Das sichtbare Licht, mit dessen Hilfe der Mensch seine Umgebung visuell wahrnimmt, nimmt hierbei nur einen sehr kleinen Abschnitt ein; es reicht von der kurzwelligeren violetten (ca. $0,4 \mu\text{m}$) über Blau, Grün und Gelb zur langwelligeren roten Strahlung (ca. $0,7 \mu\text{m}$). Dem sichtbaren Licht schließt sich mit abnehmender Wellenlänge die ultraviolette und die Röntgenstrahlung an. Bei zunehmender Wellenlänge, größer der des sichtbaren Spektrums, spricht man von Infrarot (abermals unterteilt in nahes, mittleres, thermales und fernes Infrarot), Mikrowellen und Radiowellen.

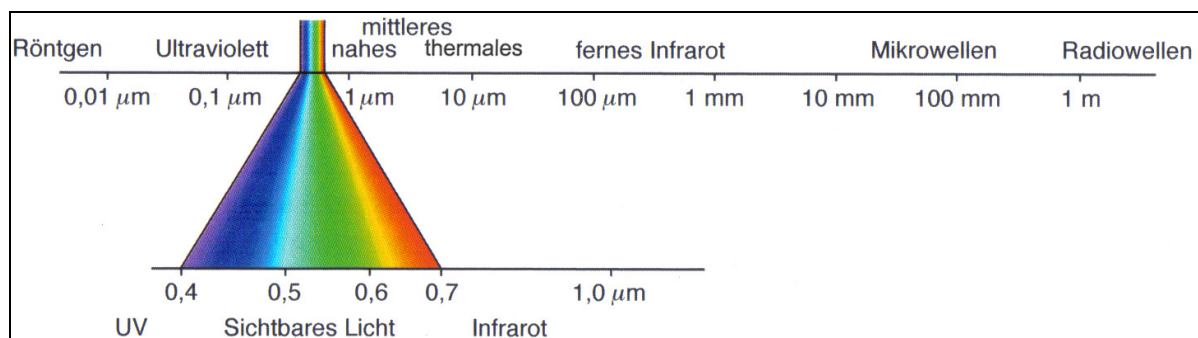


Abbildung 2.1: Ausschnitt des elektromagnetischen Spektrums; Wellenlängen des sichtbaren Lichts sind hervorgehoben. (verändert nach ALBERTZ 2007: 11)

Oszilliert eine elektromagnetische Welle in nur einer Schwingungsebene, spricht man von linearer **Polarisation**. Es wird dabei, je nach Schwingungsrichtung, zwischen horizontaler und vertikaler Polarisation unterschieden. Im Sonnenlicht überlagern sich viele verschiedene Polarisationsrichtungen, so dass man von natürlicher oder unpolarisierter Strahlung spricht (MESCHÉDE 2006: 543).

Eine zentrale Eigenschaft elektromagnetischer Strahlung, die unmittelbar aus ihrer Wellenlänge (bzw. Frequenz) resultiert, ist die **Energie**, die sie transportiert. Sie ist proportional zur Frequenz, also umgekehrt proportional zur Wellenlänge:

$$Q = h * \nu \quad (\text{Gl. 2.2})$$

Aus (Gl. 2.1) und (Gl. 2.2) folgt:

$$Q = \frac{h * c}{\lambda} \quad (\text{Gl. 2.3})$$

Q = Energie eines Strahlungsquants (J) $[L^2MT^{-2}]$
 h = Planck'sches Wirkungsquantum, $6,626 * 10^{-34}$ (Js) $[L^2MT^{-1}]$
 c = Lichtgeschwindigkeit (ms^{-1}) $[LT^{-1}]$
 ν = Frequenz (s^{-1} , Hz) $[T^{-1}]$
 λ = Wellenlänge (μm) $[L]$
 (LILLESAND et al. 2008: 6)

Diese Aussage gründet auf der Quantentheorie, wonach sich Strahlung aus Energiepaketen (sog. Quanten) zusammensetzt. Die Strahlung nimmt hierbei die Eigenschaften eines Partikelstroms an und hat demnach „stets ein ganzzahliges Vielfaches der Energie eines Strahlungsquants“ (KUCHLING 2004: 537). Die Energie Q eines Quants steigt mit abnehmender Wellenlänge λ .

2.1.2 Strahlende Körper

Alle Körper, egal ob fest, flüssig oder gasförmig, mit einer Temperatur größer dem absoluten Nullpunkt (0 K oder $-273^\circ C$), emittieren elektromagnetische Strahlung (JENSEN 2007: 39). Es bestehen jedoch Unterschiede darin, wie viel Energie und welche Wellenlängen ausgestrahlt werden. Nach dem *Stefan-Boltzmann-Gesetz* ist die Energiemenge, die ein Körper in einer Zeiteinheit emittiert, proportional zur vierten Potenz der absoluten Temperatur seiner Oberfläche:

$$M = \sigma * \epsilon * T^4 \quad (\text{Gl. 2.4})$$

M = emittierte Strahlungsleistung von der Oberfläche eines Körpers (Wm^{-2}) $[MT^{-3}]$
 σ = Stefan-Boltzmann Konstante, $5,6704 * 10^{-8}$ ($Wm^{-2}K^4$) $[MT^{-3}\Theta^{-4}]$
 ϵ = Emissionsgrad des Körpers, stoffabhängig (-) [-]
 T = absolute Temperatur (K) $[\Theta]$
 (LILLESAND et al. 2008: 7, KUCHLING 2004: 330)

Neben der Temperatur ist die Strahlungsemission eines Objektes auch von dessen Emissionsgrad ϵ abhängig. ϵ nimmt Werte zwischen 0 und 1 ein und ist von der stofflichen

Zusammensetzung des Körpers und der Beschaffenheit seiner Oberfläche abhängig (KUCHLING 2004: 329, 648f). Bei $\epsilon = 1$, dem maximalen Emissionsgrad, spricht man von einem so genannten „schwarzen Körper“. Es handelt sich dabei allerdings um eine Idealisierung, die in der Realität nicht gegeben ist, der man sich der Einfachheit halber jedoch gerne bedient (HÄCKEL 2008: 172).

Die Temperatur eines Körpers hat nicht nur Einfluss auf die Leistung, sondern auch auf die spektralen Eigenschaften der emittierten Strahlung. Das *Wien'sche Verschiebungsgesetz* beschreibt diesen Zusammenhang:

$$\lambda_{\max} = \frac{b}{T} \quad (\text{Gl. 2.5})$$

λ_{\max} = Wellenlänge des Strahlungsmaximums (μm) [L]

b = Wien-Konstante, 2898 (μmK) [L Θ]

T = absolute Temperatur (K) [Θ]

(LILLESAND et al. 2008: 7, KUCHLING 2004: 332)

Die Kurvenschar in Abbildung 2.2 veranschaulicht diese Beziehung. Mit zunehmender Temperatur verschiebt sich der Scheitelpunkt (λ_{\max}) der emittierten Strahlungsenergie in Richtung der kürzeren und somit energiereicheren Wellenlängen. Während die Erde mit einer angenommenen Oberflächentemperatur von ca. 300 K überwiegend thermale Strahlung (λ um 10 μm) emittiert, befindet sich das Strahlungsmaximum der Sonne (ca. 6000 K) bei ungefähr 0,5 μm , also im Spektrum des sichtbaren Lichts. Ebenfalls zu beachten ist die Spannweite der ausgestrahlten Wellenlängen, die sich mit zunehmender Temperatur des Körpers sowohl in Richtung kürzeren als auch der längeren Wellenlängen vergrößert.

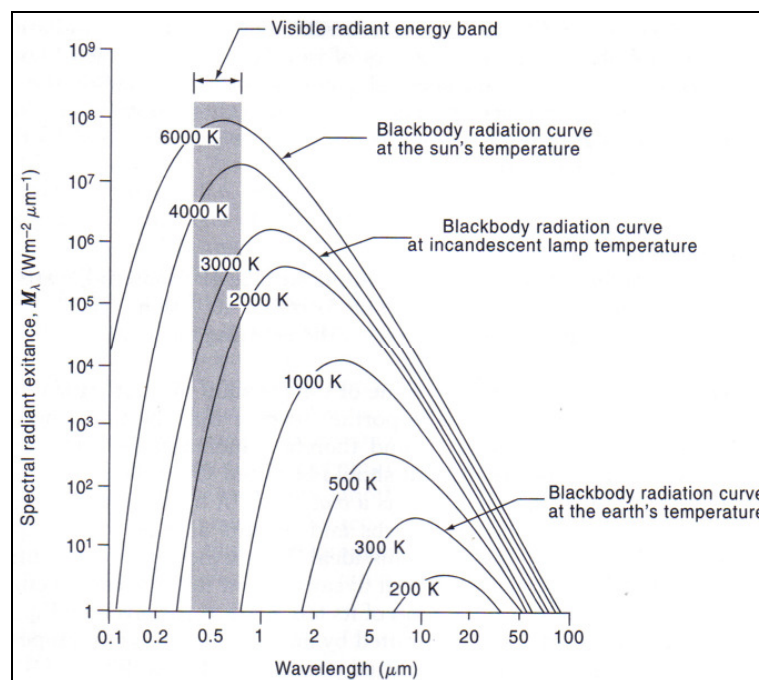


Abbildung 2.2: Spektrale Verteilung der emittierten Strahlung und ihre Leistung M_λ in Abhängigkeit unterschiedlich temperierter schwarzer Körper ($\epsilon = 1$). Sonne 6000 K, Glühlampe 3000 K, Erde 300 K. Wellenlängen des sichtbaren Lichts sind grau hervorgehoben. (LILLESAND et al. 2008: 8)

Auch die Aussage des *Stefan-Boltzmann-Gesetzes* (Gl. 2.4) ist in Abbildung 2.2 enthalten. Die gesamte emittierte Strahlungsleistung M bei einer Temperatur T entspricht jeweils dem Integral der Kurve, also der Fläche, die sie mit der Abszisse einschließt. Man beachte die logarithmischen Skalen der Achsen.

Das Strahlungsverhalten von Gasen nimmt eine Sonderstellung ein, da sie, anders als Festkörper und Flüssigkeiten, keinen kontinuierlichen Wellenlängenbereich emittieren, sondern nur einzelne „spektrale Banden“ (HÄCKEL 2008: 173f). Abbildung 2.3 zeigt die Banden von Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid und Ozon, die im Gegensatz zu den flüssigen Wassertröpfchen der Wolken und der festen Erdoberfläche (bei 288 K, 15°C) nur relativ kleine, unzusammenhängende Bereiche des elektromagnetischen Spektrums ausstrahlen.

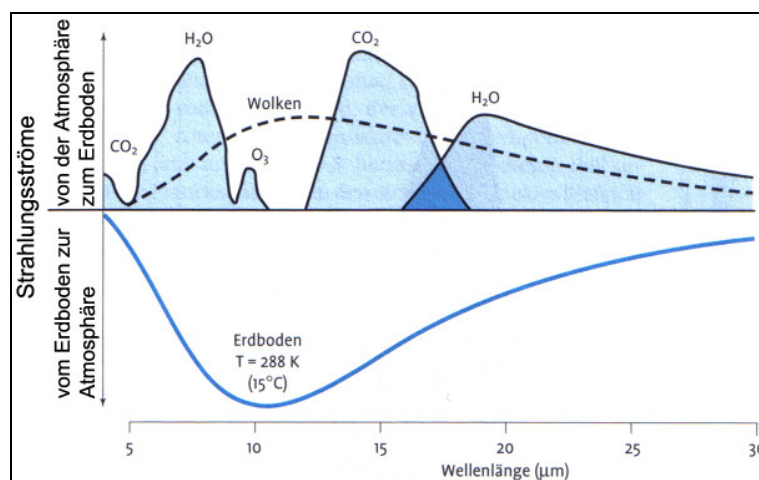


Abbildung 2.3: Spektralverteilung der von den atmosphärischen Gasen, den Wolken sowie der Erdoberfläche ($\epsilon = 1$) emittierten Strahlung (bei $T = 288$ K). Strahlung, die von der Atmosphäre zur Erdoberfläche gerichtet ist, hat ein positives, von der Erdoberfläche abgestrahlte Strahlung, ein negatives Vorzeichen. (verändert nach HÄCKEL 2008: 175)

2.1.3 Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie

Trifft elektromagnetische Strahlung auf Materie, kommt es zu einer wechselseitigen Beeinflussung. In Hinblick auf den Anwendungsbereich in der Fernerkundung, sollen diese Wechselwirkungen anhand des Beispiels von solarer Strahlung, die sich durch die Erdatmosphäre zu der Erdoberfläche bewegt, erläutert werden. Die von der Sonne emittierte Strahlung entspricht hierbei der eines schwarzen Körpers mit einer absoluten Temperatur von 6000 K, die Wellenlänge des Strahlungsmaximums (λ_{\max}) liegt im Bereich des sichtbaren Lichts (Abbildung 2.2).

2.1.3.1 Wechselwirkungen mit der Atmosphäre

Ungefähr ein Viertel der solaren Strahlung passiert die Atmosphäre weitgehend unbeeinflusst bis zur Erdoberfläche; man spricht von direkter Sonnenstrahlung (HÄCKEL 2008: 196). Der Rest wird durch Interaktion mit den Gasen, Wassertröpfchen oder

Verunreinigungen der Luft bezüglich seinen spektralen Eigenschaften oder seiner Ausbreitungsrichtung verändert:

Bei der **Absorption** wird die Energie der Strahlung in kinetische Energie der Moleküle, also in Wärme umgewandelt (HÄCKEL 2008: 184). Nach dem *Kirchhoff'schen Strahlungsgesetz* entspricht der Absorptionsgrad α eines Körpers seinem Emissionsgrad ε , wobei α das Verhältnis aus absorbiertes und auftreffender Strahlung, ε das Verhältnis aus tatsächlich emittierter (bei $\varepsilon < 1$) und der theoretisch maximal möglichen emittierten Strahlung (bei $\varepsilon = 1$) darstellt. Beide Parameter sind jeweils von der Temperatur des Körpers (des Gases) und der Wellenlänge der betrachteten Strahlung abhängig (Abbildung 2.2):

$$\alpha = \frac{\phi_a}{\phi_0} \quad (\text{Gl. 2.6})$$

$$\varepsilon = \frac{\phi_e}{\phi_s} \quad (\text{Gl. 2.7})$$

$$\alpha(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda, T) \quad (\text{Gl. 2.8})$$

α = Absorptionsgrad des Körpers (-) [-]

ε = Emissionsgrad des Körpers (-) [-]

Φ_a = Strahlungsfluss der absorbierten Strahlung (W) [L^2MT^{-3}]

Φ_0 = Strahlungsfluss der ankommenden Strahlung (W) [L^2MT^{-3}]

Φ_e = Strahlungsfluss eines nichtschwarzen Körpers (W) [L^2MT^{-3}]

Φ_s = Strahlungsfluss eines schwarzen Körpers (W) [L^2MT^{-3}]

λ = Wellenlänge (μm) [L]

T = absolute Temperatur (K) [Θ]

(KUCHLING 2004: 328, 329)

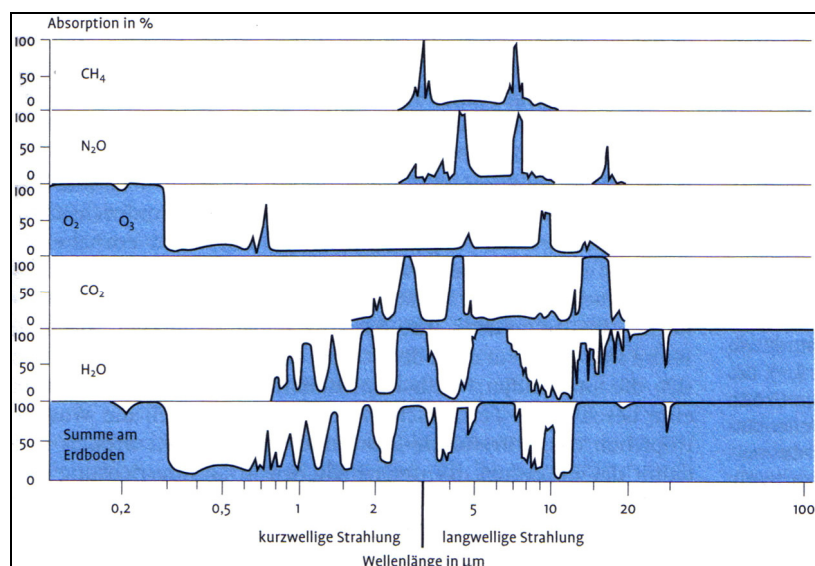


Abbildung 2.4: Strahlungsabsorption einzelner atmosphärischer Gase und ihrer Summe am Erdboden. (HÄCKEL 2008: 185)

Das Absorptionsverhalten der atmosphärischen Gase beschränkt sich demnach, ebenso wie das Emissionsverhalten (Abbildung 2.3), auf einzelne spektrale Banden. Abbildung 2.4 zeigt das Absorptionsverhalten der wichtigsten atmosphärischen Gase. Einige Wellenlängen sind

über die gesamte Atmosphäre betrachtet nur einer relativ geringen Absorption ausgesetzt. Dazu gehören beispielsweise das sichtbare Licht und die Wellenlängen um 1,6 µm im Mittleren Infrarot. Solche Spektralbereiche, die nur in geringem Maße von der atmosphärischen Absorption betroffen sind, nennt man „Atmosphärische Fenster“, sie sind für die Anwendungen der Satellitenfernerkundung von eminenter Wichtigkeit (Kap. 2.2).

Bei der **Streuung** wird die auf Materie treffende Strahlung nicht in Wärmeenergie umgewandelt, sondern erfährt lediglich eine Richtungsänderung; die Energie und die Wellenlänge der Strahlung bleibt dabei erhalten (HÄCKEL 2008: 184, 185). Die gestreuten Wellenlängen werden radial vom streuenden Objekt weitergeleitet, so dass ein Teil der Strahlung von der Atmosphäre ins All zurückgeworfen wird, der andere weiter in Richtung Erde strahlt (HÄCKEL 2008: 197). Welche Wellenlängen wie stark gestreut werden, hängt jeweils von der Größe der streuenden Körper ab (JENSEN 2007: 49, LILLESAND et al. 2008: 10).

Es ist jedoch zu beachten, dass die Auswirkungen von Absorption und Streuung, je nach Zusammensetzung der Atmosphäre (Gase, Verunreinigungen, Wolken) und der von der Strahlung zurückgelegten Wegstrecke stark variieren können. Aus diesem Grund ist eine tief stehende Sonne am Abend gelegentlich mit einer roten Färbung des Himmels verbunden: Die kurzwelligeren blauen Anteile des Lichts sind durch den längeren Weg durch die Atmosphäre und die Streuung an den Luftmolekülen so stark dezimiert worden, dass der in Richtung Westen blickende Beobachter vornehmlich das langwelligere Rot wahrnimmt (LILLESAND et al. 2008: 10).

2.1.3.2 Wechselwirkungen mit der Erdoberfläche

Erreicht die Strahlung einen festen oder flüssigen Gegenstand auf der Erdoberfläche, wird sie zu bestimmten Teilen absorbiert, reflektiert oder transmittiert (Abbildung 2.5). Dabei gilt ergänzend zu Gleichung 2.6:

$$\rho = \frac{\phi_r}{\phi_0} \quad (\text{Gl. 2.9})$$

$$\tau = \frac{\phi_t}{\phi_0} \quad (\text{Gl. 2.10})$$

$$\alpha + \rho + \tau = 1 \quad (\text{Gl. 2.11})$$

α = Absorptionsgrad des Körpers (-) [-]

ρ = Reflexionsgrad des Körpers (-) [-]

τ = Transmissionsgrad des Körpers (-) [-]

Φ_r = Strahlungsfluss der reflektierten Strahlung (W) [L^2MT^{-3}]

Φ_t = Strahlungsfluss der transmittierten Strahlung (W) [L^2MT^{-3}]

Φ_0 = Strahlungsfluss der ankommenden Strahlung (W) [L^2MT^{-3}]

(KUCHLING 2004: 328, 329)

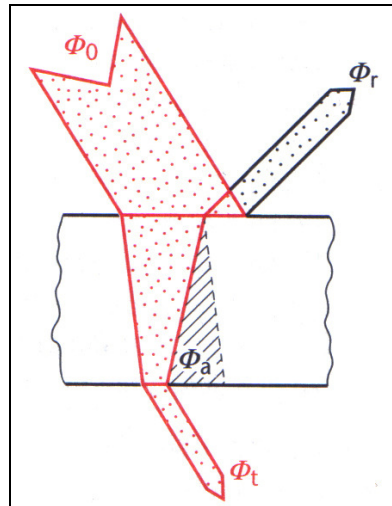


Abbildung 2.5: Der auf einen Gegenstand treffende Strahlungsfluss Φ_0 wird zu bestimmten Anteilen absorbiert Φ_a , reflektiert Φ_r oder transmittiert (durchgelassen) Φ_t . Es gilt: $\Phi_a + \Phi_r + \Phi_t = \Phi_0$. (KUCHLING 2004: 328)

Bei der **Transmission** durchschreitet die Strahlung den Körper, abgesehen von Brechungsvorgängen (KUCHLING 2004: 365), weiter in seiner ursprünglichen Richtung. Mit zunehmender Wegstrecke durch den Körper nimmt die Transmission ab, die **Absorption** (Kapitel 2.1.3.1) steigt hingegen an (HÄCKEL 2008: 165f).

Die **Reflexion** bedingt eine Änderung der Ausbreitungsrichtung zurück in den „Halbraum“ (LAUER & BENDIX 2004: 41), aus dem die eintreffende Strahlung ursprünglich kam. Im Falle der solaren Strahlung heißt das eine Umlenkung in Richtung Atmosphäre bzw. Weltall. Die Beschaffenheit der Oberfläche hat hierbei einen entscheidenden Einfluss auf die Art der Reflexion (Abbildung 2.6). An sehr glatten Flächen kommt es zu spiegelnden Reflexionen, bei der die ankommende Strahlung in dem Winkel weitergeleitet wird, in dem sie eintrifft. Diese Sorte der Reflexion kann beispielsweise an Wasserflächen auftreten, wobei hier der Einfallswinkel der Strahlung eine wichtige Rolle spielt: Je flacher die Sonne am Himmel steht, desto größer ist der Reflexionsgrad (HÄCKEL 2008: 193). Eine weitere Art der Reflexion ist die diffuse Reflexion. Sie wirft die Strahlung in alle Richtungen in gleichem Maße zurück und findet an raueren Oberflächen statt. In der Natur vorherrschend ist jedoch die gemischte Reflexion, die sich aus der spiegelnden und diffusen Reflexion zusammensetzt: Die auftreffende Strahlung wird in alle Richtungen zurückgeworfen, aber mit unterschiedlichen Intensitäten (ALBERTZ 2007: 18).

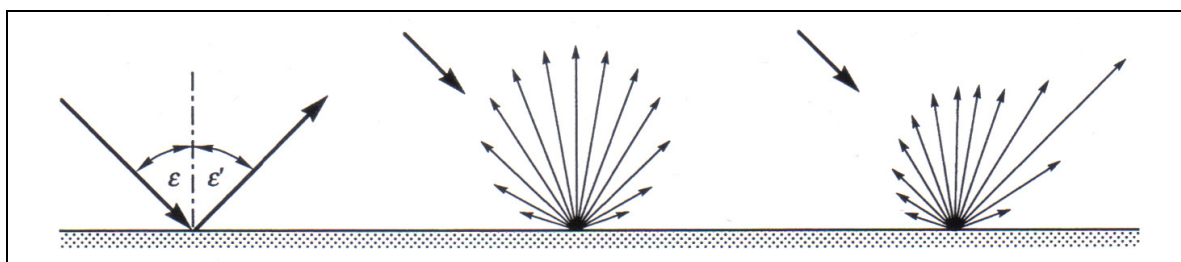


Abbildung 2.6: Arten der Reflexion an verschiedenen Oberflächen. Links: Spiegelnde Reflexion. Mitte: Diffuse Reflexion. Rechts: Gemischte Reflexion. (ALBERTZ 2007: 18)

Zu welchen Anteilen die auftreffende Strahlung absorbiert, reflektiert oder transmittiert wird, hängt neben den stofflichen Eigenschaften des angestrahlten Körpers und dem Einfallswinkel auch von der jeweiligen Wellenlänge λ ab (LILLESAND et al. 2008: 13). Demnach kann die Gleichung 2.11 entsprechend der Wellenlängenabhängigkeit folgendermaßen ergänzt werden:

$$\alpha(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) = 1 \quad (\text{Gl. 2.12})$$

α = Absorptionsgrad des Körpers (-) [-]

ρ = Reflexionsgrad des Körpers (-) [-]

τ = Transmissionsgrad des Körpers (-) [-]

λ = Wellenlänge (μm) [L]

(LILLESAND et al. 2008: 12, KUHLING 2004: 332)

Die Abhängigkeit der Absorptions-, Reflexions- und Transmissionseigenschaften von der Wellenlänge wird in Abbildung 2.7 anhand des Beispiels eines idealisierten grünen Blattes betrachtet. Im Bereich des sichtbaren Lichts wird ein Großteil der Strahlung absorbiert. Das liegt daran, dass die Pflanze die Strahlungsenergie für chemische Reaktionen der Photosynthese nutzt. Im grünen Spektralbereich geht die Absorption jedoch leicht zurück, die Reflexion nimmt entsprechend zu. Aus diesem Grund erscheint dem menschlichen Auge das Blatt grün; die grünen Wellenlängen überwiegen den roten und blauen. Im nahen Infrarot geht die Absorption stark zurück, wodurch die Reflexion und die Transmission zunehmen. Mit weiter ansteigender Wellenlänge nimmt auch die Absorption wieder zu, bis sie ab $3 \mu\text{m}$ annähernd 100% erreicht (LAUER & BENDIX 2004: 42).

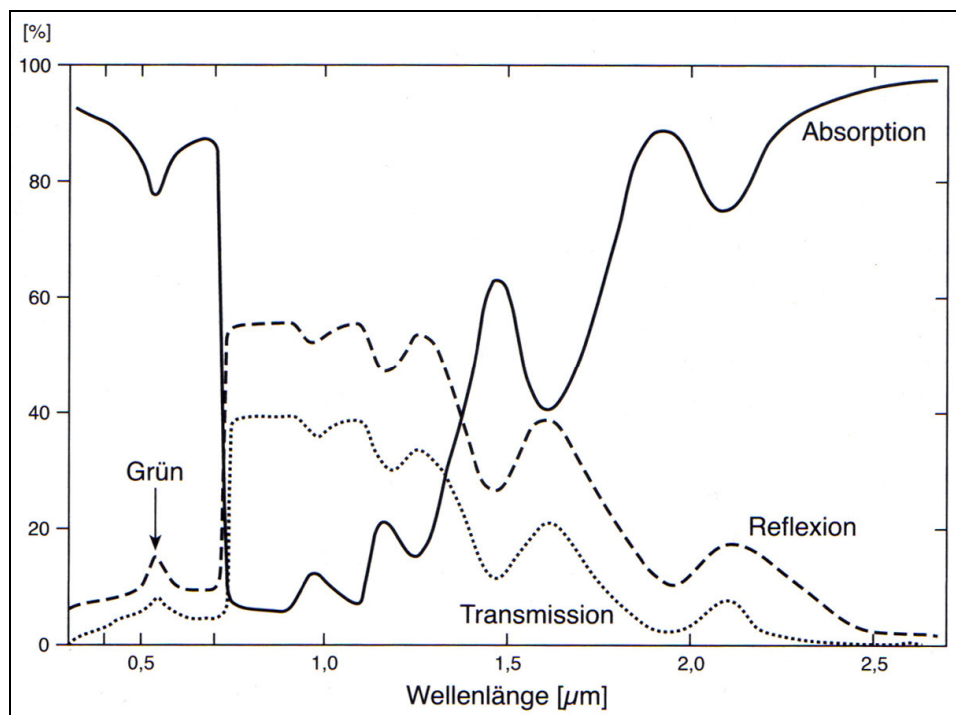


Abbildung 2.7: Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit einem idealisierten grünen Blatt unter Betrachtung der Absorption, Reflexion und Transmission. (LAUER & BENDIX 2004: 43)

2.2 Fernerkundung

Die Fernerkundung nutzt Kenntnisse über die elektromagnetische Strahlung und ihre Wechselwirkungen mit der Materie (Kapitel 2.1), um daraus Informationen über die Erdoberfläche bzw. die Atmosphäre abzuleiten. Es werden dabei Empfangseinrichtungen (sog. Sensoren) eingesetzt, die elektromagnetische Strahlung, die von einem Objekt reflektiert bzw. emittiert wird, aufzuzeichnen und räumlich verorten. Die Sensoren werden von Luft- oder Raumfahrzeugen (sog. Plattformen) mitgeführt (ALBERTZ 2007: 1, 9).

2.2.1 Passive und aktive Fernerkundungssysteme

In Abhängigkeit zur Quelle der Strahlung, die vom Sensor empfangen wird, unterscheidet man zwischen passiven und aktiven Sensorsystemen (Abbildung 2.8). Passive Systeme nutzen die Strahlung, die in der Natur bereits vorhanden ist. Das kann zum einen solare Strahlung sein, die an der Erdoberfläche reflektiert wird, zum anderen kann die thermale Eigenstrahlung der Erde genutzt werden (Kapitel 2.1.2). Bei einem aktiven System (Radar) ist der Sensor hingegen mit einem Sender ausgestattet, der selbst Strahlung einer bestimmten Wellenlänge (und Polarisation) erzeugt und in Richtung der Erde emittiert. Diese Strahlung wird nach Reflexion an der Oberfläche vom Empfänger detektiert (ALBERTZ 2007: 9).

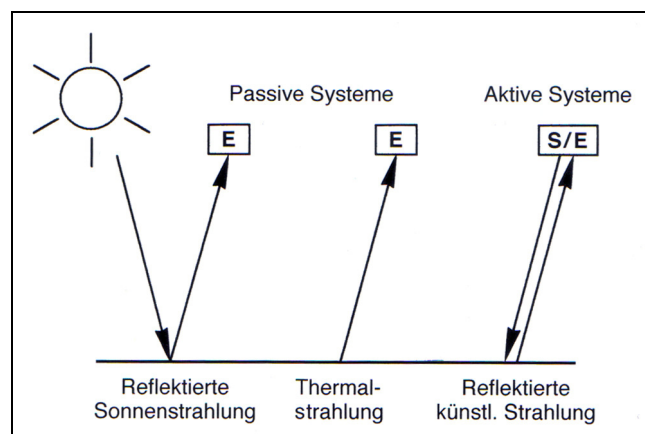


Abbildung 2.8: Weg der elektromagnetischen Strahlung bei passiven und aktiven Sensorsystemen. „E“ = Empfänger, „S“ = Sender. (ALBERTZ 2007: 10)

2.2.2 Auflösungs begriffe

Fernerkundungssysteme lassen sich durch vier zentrale Eigenschaften ihrer Sensoren charakterisieren: die zeitliche, räumliche, spektrale und radiometrische Auflösung. Diese bedingen sich teilweise gegenseitig. In Hinblick auf die Anwendungen in Kapitel 3.2 wird bei den Erläuterungen der Begrifflichkeiten vornehmlich auf den ETM+ Sensor des Landsat 7 Satelliten Bezug genommen.

2.2.2.1 Zeitliche Auflösung

Die zeitliche (oder temporale) Auflösung eines Sensors gibt die Wiederholungsrate an, mit der ein bestimmtes Gebiet der Erdoberfläche abgebildet wird. Sie hängt unter anderem von der Umlaufbahn und der Flughöhe des Trägersatelliten sowie der Spurbreite der aufgenommenen Fläche ab (Abbildung 2.9). Der ETM+ hat beispielsweise eine zeitliche Auflösung von 16 Tagen, ein bestimmtes Areal würde also in Abständen von 16 Tagen überflogen und aufgenommen werden (ALBERTZ 2007: 243). Einige Fernerkundungssysteme sind allerdings in der Lage, ihre zeitliche Auflösung dadurch zu erhöhen, dass sie die Aufnahmerichtung ihres Sensors um einige Grad zur Seite neigen können, um somit ein Gebiet öfters abzubilden (ALBERTZ 2007: 244).

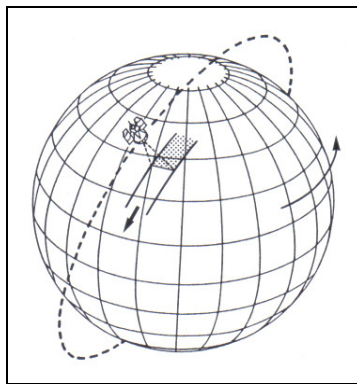


Abbildung 2.9: Umlaufbahn eines Landsat-Satelliten um die Erde. (ALBERTZ 2007: 45)

2.2.2.2 Räumliche Auflösung

Die räumliche (oder geometrische) Auflösung eines Sensors gibt Auskunft über die Erkennbarkeit topographischer Details wie Gebäude, Straßen oder Flüsse. Bei digitalen Bildern im Rasterformat ist die Kantenlänge eines Pixels das Maß für die räumliche Auflösung. Abbildung 2.10 zeigt einen Bildausschnitt mit unterschiedlichen Pixelgrößen. Während bei einer hohen räumlichen Auflösung (kleine Pixelgrößen) die Straßenzüge und sogar einzelne Gebäude deutlich erkennbar sind, heben sich bei geringer Auflösung lediglich die Flussläufe ab; das liegt daran, dass die reflektierte Strahlung der Objekte stärker mit der Strahlung ihrer Umgebung zusammengefasst wird, so dass die spektralen Informationen unterschiedlicher Landbedeckungen in einem Pixel abgespeichert werden („mixed Pixel“) (ALBERTZ 2007: 83f).

Eine hohe räumliche Auflösung geht meist mit einer vergleichsweise geringen zeitlichen Auflösung einher (und umgekehrt). So hat der ETM+ Sensor mit einer räumlichen Auflösung von 30 m eine zeitliche Auflösung 16 Tagen. Im Vergleich dazu hat beispielsweise der AVHRR eine räumliche Auflösung von 1,1 km, allerdings eine temporale Auflösung von einem Tag (<http://edc2.usgs.gov>).

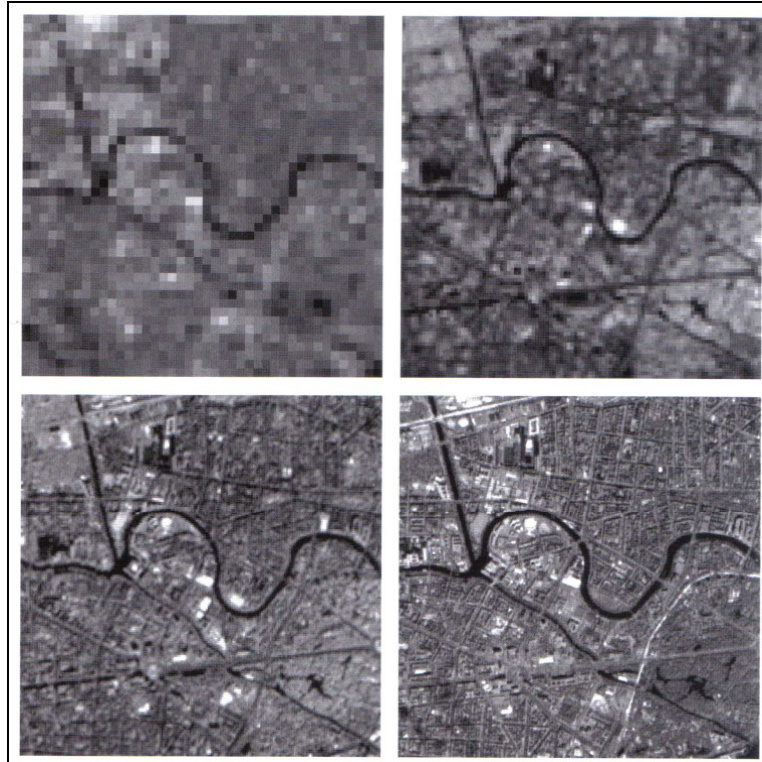


Abbildung 2.10: Aufnahme der Innenstadt von Berlin in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen. Die Kantenlänge eines Pixels beträgt links oben 80 m, rechts oben 30 m, links unten 15 m und rechts unten 6 m. (ALBERTZ 2007: 84)

2.2.2.3 Spektrale Auflösung

Sensoren sind in der Lage, bestimmte Abschnitte des elektromagnetischen Spektrums zu detektieren. Diese Abschnitte werden als Kanäle oder Bänder bezeichnet. Die spektrale Auflösung gibt an, mit wie vielen Bändern ein Sensor ausgestattet ist und welche Wellenlängen diese jeweils umfassen (ALBERTZ 2007: 81).

Die Wellenlängen der Bänder sind vorzugsweise so gewählt, dass der Einfluss der Atmosphäre durch Absorptions- und Streuvorgänge möglichst gering ist (Atmosphärische Fenster, Kapitel 2.1.3.1). Abbildung 2.11 zeigt diesen Zusammenhang: Die Wellenlängen der ETM+ Bänder sind jeweils durch eine hohe Transmissivität der Erdatmosphäre gekennzeichnet.

Der Reflexionsgrad einer Landbedeckung ist in hohem Maße von der Wellenlänge der Strahlung abhängig, so dass beispielsweise eine Wiese im nahen und mittleren Infrarot ein Vielfaches der Strahlung reflektiert, die ein See reflektieren würde (Kapitel 2.1.3.2). Aus diesem Grund lassen sich mit Hilfe der einzelnen Bänder die verschiedensten Landbedeckungen voneinander unterscheiden.

Da die Energie der elektromagnetischen Strahlung mit zunehmender Wellenlänge abnimmt (Gl. 2.3), ist langwellige Strahlung aufgrund der begrenzten Sensibilität der Messinstrumente unschärfer zu detektieren als kurzwellige. Aus diesem Grund kann die räumliche Auflösung

eines Sensors innerhalb der verschiedenen Bänder variieren. Band 6 des ETM+ Sensors hat beispielsweise eine räumliche Auflösung von 60 m, da es Wellenlängen im thermalen Infrarot (10,4 bis 12,5 μm) aufzeichnet. Die anderen Bänder in kurwelligeren Spektralbereichen (0,45 bis 2,35 μm) haben hingegen eine höhere Auflösung von 30 m, Band 8 (Panchromatischer Kanal: 0,52 bis 0,90 μm) sogar von 15 m (ALBERTZ 2007: 243).

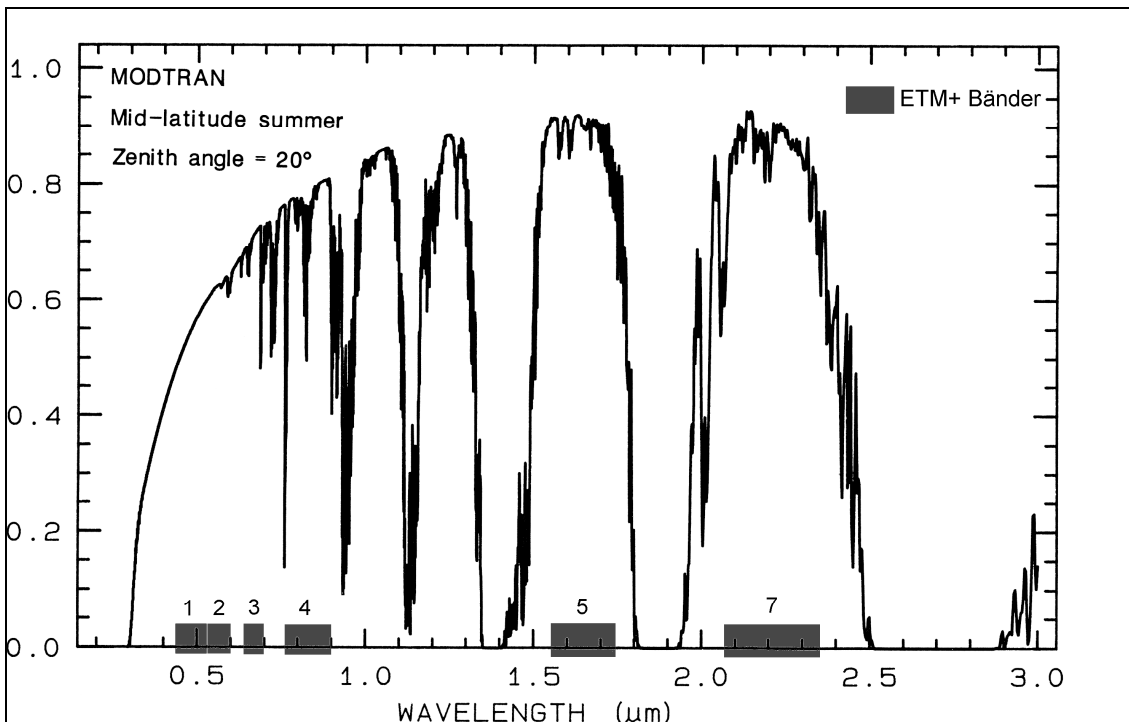


Abbildung 2.11: Transmissivitätsgrad der Atmosphäre in Abhängigkeit zur Wellenlänge. Spektrale Ausdehnung von Band 1-5 und 7 des ETM+ Sensors. Band 6 ist nicht abgebildet, da sich seine Wellenlängen außerhalb der vorliegenden Skala befinden; auf die Darstellung von Band 8 wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit ebenfalls verzichtet. (verändert nach <http://speclab.cr.usgs.gov>; ergänzt durch die Daten von <http://landsat.gsfc.nasa.gov>)

2.2.2.4 Radiometrische Auflösung

Die am Sensor empfangene Strahlungsenergie der einzelnen Bänder wird in Abhängigkeit ihrer Intensität in nichtnegative ganze Zahlen übersetzt, die „digital numbers“ (DNs). Jede DN entspricht auf dem Rasterbild einem Grauwert, wobei eine geringe Strahlungsintensität einer niedrigen DN und einem dunklen Grauwert, eine große Strahlungsintensität einer hohen DN und einem hellen Grauwert entspricht. Die DNs werden den jeweiligen Pixeln der Rasterdatei zugewiesen und geben der empfangenen Strahlung somit einen Raumbezug (Abbildung 2.12).

Die radiometrische Auflösung eines digitalen Sensors gibt Auskunft über die Anzahl der Grautonstufen, also die Spannweite der DNs, die ein Pixel annehmen kann. Die radiometrische Auflösung wird in Bit ausgedrückt, wobei beispielsweise 8-Bit (= 2^8) 256 möglichen Grauwerten entspricht, einer DN-Spanne von 0 bis 255 (LILLESAND et al. 2008: 32).

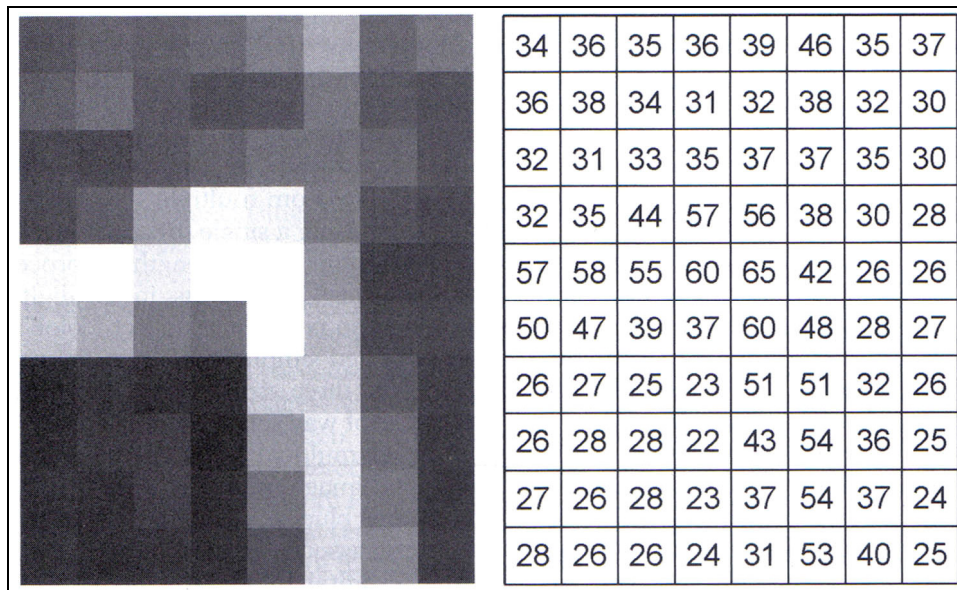


Abbildung 2.12: Ausschnitt eines Rasterbildes mit unterschiedlichen Grauwerten (links) und ihren DNs (rechts). (verändert nach LILLESAND et al. 2008: 32)

2.2.3 Atmosphärische und astronomische Einflüsse

Die vom Sensor detektierte Strahlung wird auf ihrem Weg durch die Atmosphäre in Abhängigkeit ihrer Wellenlänge durch Absorptions- und Streuvorgänge vermindert (Kapitel 2.1.3.1). Darüber hinaus kann die Atmosphäre aber auch eine sekundäre Strahlungsquelle darstellen, die durch Streuung bzw. Emission in Richtung des Sensors das Strahlungssignal der Erdoberfläche verstärkt. Diese Einflüsse der Atmosphäre hängen von einer Vielzahl von Faktoren ab wie dem Stand der Sonne, der Art und Position des Sensors sowie der Zusammensetzung der Atmosphäre (ALBERTZ 2007: 13f). Diese Größen führen zu einer gewissen Unbestimmtheit des Signals und erschweren je nach Ausmaß die Weiterverarbeitung und Interpretation der Fernerkundungsdaten.

Je nach Datenverfügbarkeit über den Zustand der Atmosphäre, den Stand der Sonne und der Lage des Sensors zum Zeitpunkt der Aufnahme, lassen sich verschiedene Methoden zur Korrektur dieser atmosphärischen Einflüsse durchführen. Sie reichen von sehr simplen Anwendungen, die keine ergänzenden Daten benötigen, bis hin zu sehr komplexen Verfahren, die zur Durchführung eine große Menge an zusätzlichen Informationen beanspruchen (LU et al. 2002). Bei den meisten Datenprodukten von Fernerkundungssystemen sind einfache radiometrische Korrekturen, die beispielsweise die astronomischen Gegebenheiten zum Zeitpunkt der Aufnahme berücksichtigen, bereits durchgeführt. Inwiefern eine Anwendung weiterführender Korrekturalgorithmen notwendig ist, hängt davon ab, auf welche Weise und zu welchen Zwecken die Fernerkundungsdaten weiterverarbeitet werden sollen (SONG et al. 2001).

2.2.4 Geometrische Verzerrung

Die Aufnahmen von Fernerkundungssystemen sind zunächst geometrisch verzerrt. Exemplarisch soll dieser Sachverhalt an dem Beispiel eines optisch-mechanischen Scannersystems, wie es auch bei dem ETM+ vorliegt, betrachtet werden (Abbildung 2.13): Der Sensor tastet die Erdoberfläche zeilenweise senkrecht zu seiner Flugrichtung ab. Die betrachteten Flächenelemente am Rand der Aufnahme sind dabei größer als jene, die sich direkt unter dem Sensor befinden. Das liegt daran, dass der Abstand der Erdoberfläche zum Sensor nach Außen hin zunimmt, die Daten jedoch in Abhängigkeit von einheitlichen Winkelinkrementen ω erfasst werden (ALBERTZ 2007: 74). Eine geometrisch verzerrte Darstellung der Erdoberfläche ist die Folge. Durch topographische Elemente wie Gebirge und Täler sowie durch den Einfluss der Erdkrümmung, kommt es zu zusätzlichen Verzerrungen, da sich diese ebenfalls auf den Abstand der Erdoberfläche zum Sensor auswirken.

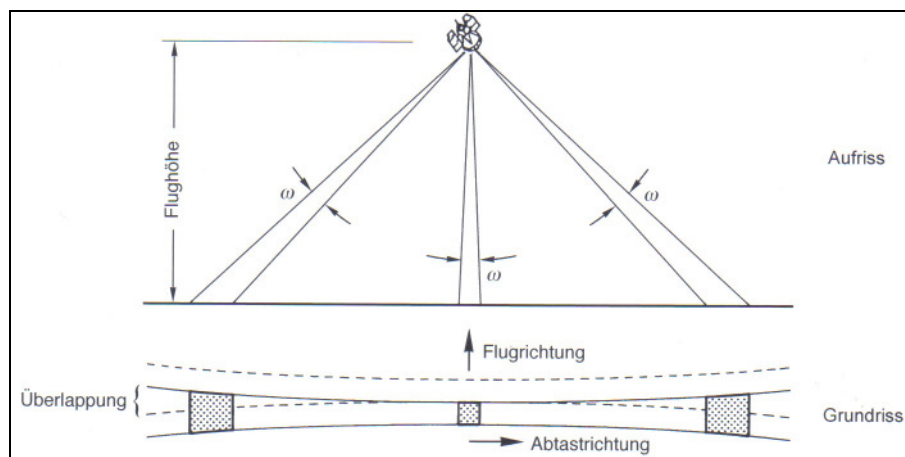


Abbildung 2.13: Verzerrung bei dem optisch-mechanischen Abtastvorgang eines Landsat-Satelliten. Die Flächenelemente wachsen von der Mitte zu den Rändern hin an. (verändert nach ALBERTZ 2007: 75; ergänzt durch ALBERTZ 2007: 45)

Aus diesem Grund werden Fernerkundungsdaten standardmäßig vor ihrem Vertrieb geometrisch korrigiert. Bei den Bildern des ETM+ geschieht dies unter Berücksichtigung einer Vielzahl von Parametern wie beispielsweise der Flugbahn des Satelliten oder der Topographie der abgebildeten Geländeoberfläche (<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov>).

3 Satellitengestützte Methoden zur Bestimmung der Wasserbedeckung

Das vorliegende Kapitel stellt die Methode des IA-Datensatzes und die der selbst erhobenen Validierungsdaten vor. Dabei wird auf die jeweils beteiligten Sensoren, die Verarbeitung des Bildmaterials sowie die Stärken und Schwächen der beiden Ansätze eingegangen.

3.1 Methodischer Hintergrund des IA-Datensatzes

Der IA-Datensatz beinhaltet die weltweiten Ausdehnungen der Oberflächengewässer für den Zeitraum von 1993 bis 2004. Die Daten sind zu Monatswerten zusammengefasst und beziehen sich auf 0,5°-Gitterzellen. Die Datengrundlage liefern drei sich ergänzende Satellitensensoren. Die Sensoren, ihre Funktionsweise sowie die Verarbeitung der von ihnen gelieferten Informationen sind in Abbildung 3.1 schematisch zusammengefasst.

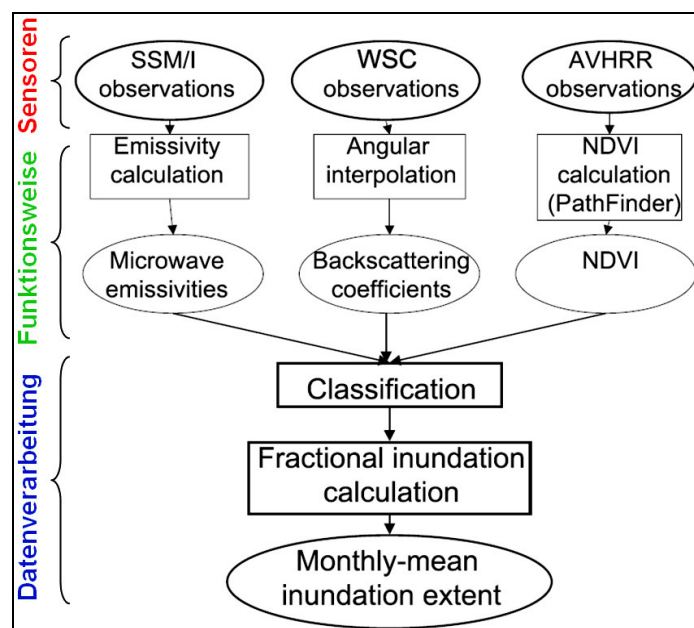


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung der Methode zur Bestimmung der globalen monatlichen Wasserbedeckungen des IA-Datensatzes. (verändert nach PRIGENT et al. 2007)

3.1.1 Attribute der Sensoren

Die Datengrundlage des IA-Datensatzes wird von drei satellitengestützten Sensoren bereitgestellt: dem Special Sensor Microwave/Imager SSM/I, einem Windscatterometer (WSC) und dem Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). Tabelle 3.1 fasst die wichtigsten Eigenschaften dieser Sensoren zusammen.

Bei dem **SSM/I** handelt es sich um einen passiven Mikrowellensensor, der seit 1987 eingesetzt wird und Teil des Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) ist. Die Erdoberfläche wird ein- bis zweimal täglich komplett aufgenommen. Der Sensor empfängt

Wellenlängen (Frequenzen) von 0,35 cm (85,5 GHz), 0,81 cm (37,0 GHz), 1,35 cm (22,24 GHz) und 1,58 cm (19,35 GHz), alle in horizontaler (H) und vertikaler (V) Polarisation, mit Ausnahme des Kanals mit $\lambda = 1,35$ cm, dieser detektiert ausschließlich die vertikal polarisierte Strahlung. Aufgrund der relativ langen Wellenlängen, die der Sensor empfängt, ist seine räumliche Auflösung mit 25 km (bei $\lambda = 0,8$ cm, 1,3 cm und 1,58 cm) und 12,5 km (bei $\lambda = 0,35$ cm) eher gering (Kapitel 2.2.2.3) (PRIGENT et al. 1997, 2001a, 2001b, 2007; <http://www.ifremer.fr>).

Der **WSC** ist ein aktiver Mikrowellensensor (Radar), der Strahlung mit einer Wellenlänge von 5,71 cm (5,25 GHz, C-Band) mit vertikaler Polarisation aussendet und empfängt. Er wird von den European Remote Sensing (ERS)-Satelliten seit 1991 mitgeführt und hat eine zeitliche Auflösung von vier bis fünf Tagen. Seine räumliche Auflösung, die sich aus drei überlappenden Aufnahmen mit Auflösungen von 50 km ableitet, beträgt 25 km (FRISON & MOUGIN 1996; PRIGENT et al. 2001a, 2001b, 2007; <http://earth.esa.int>).

Der **AVHRR** ist ein passiver Sensor, der seit 1978 im Rahmen der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) eingesetzt wird. Er hat eine zeitliche Auflösung von einem Tag und eine maximale räumliche Auflösung von 1,1 km. Der AVHRR erfasst Wellenlängen des sichtbaren Lichts (Rot) sowie des nahen, mittleren und thermalen Infrarots (LILLESAND et al. 2008: 463f, PRIGENT et al. 2001b).

Tabelle 3.1: Zusammenfassung der Attribute der am IA-Datensatz beteiligten Sensoren.

Sensor	Satelliten	passiv/aktiv	zeitliche Auflösung	räumliche Auflösung	spektrale Auflösung [Polarisation]
SSM/I	DMSP	passiv	täglich	25 km; <u>12,5 km</u>	0,35 cm [V, H]; 0,81 cm [V, H]; 1,35 cm [V]; 1,58 cm [V, H]
WSC	ERS	aktiv	4 bis 5 Tage	50 km (25 km)	5,71 cm [sendet und empfängt V]
AVHRR	NOAA	passiv	täglich	1,1 km	0,58-0,68 μm ; 0,725-1,0 μm ; 1,58-1,64 μm ; 3,55-3,93 μm ; 10,3-11,3 μm ; 11,5-12,5 μm

3.1.2 Funktionsweise der Sensoren

3.1.2.1 SSM/I

Passive Mikrowellensensoren wie der SSM/I messen die Strahlung, die die Erdoberfläche durch ihre Eigentemperatur emittiert (Kapitel 2.1.2). Die vom Sensor empfangene Strahlungsenergie wird (gemäß des *Stefan-Boltzmann-Gesetzes*, Gl. 2.4) in die Strahlungstemperatur T (in Kelvin) übersetzt; für den Emissionsgrad ϵ wird der Wert 1 angenommen (schwarzer Körper) (ALBERTZ 2007: 24). Der SSM/I bildet das Kernstück der gesamten Methode, da mit seiner Hilfe die Ausdehnungen der Wasserflächen abgeschätzt werden.

SIPPEL et al. (1994, 1998) nutzen die Differenz der Strahlungstemperaturen der vertikal und der horizontal polarisierten Mikrowellenemissionen bei 0,81 cm (37 GHz) als einen sensiblen Indikator für die Erkennung von Wasserflächen:

$$\Delta T_{37} = T_{37(V)} - T_{37(H)} \quad (\text{Gl. 3.1})$$

ΔT_{37} = Polarisationsdifferenz der Strahlungstemperaturen bei 0,81 cm (37 GHz) (K) [°]

$T_{37(V)}$ = Strahlungstemperatur vertikal polarisierter Strahlung bei 0,81 cm (37 GHz) (K) [°]

$T_{37(H)}$ = Strahlungstemperatur horizontal polarisierter Strahlung bei 0,81 cm (37 GHz) (K) [°]

Aufgrund der besonderen dielektrischen Eigenschaften des Wassers hebt sich sein ΔT_{37} -Wert mit 60 K deutlich von der vegetationsbedeckten Umgebung mit ca. 4 K ab (Abbildung 3.2). Dadurch lässt sich selbst bei geringer räumlicher Auflösung des Sensors der Anteil der Wasserbedeckung bestimmen, da sich die Präsenz von Wasserflächen deutlich auf den Gesamtwert eines Pixels auswirkt: ΔT_{37} steigt mit zunehmender Wasserbedeckung an.

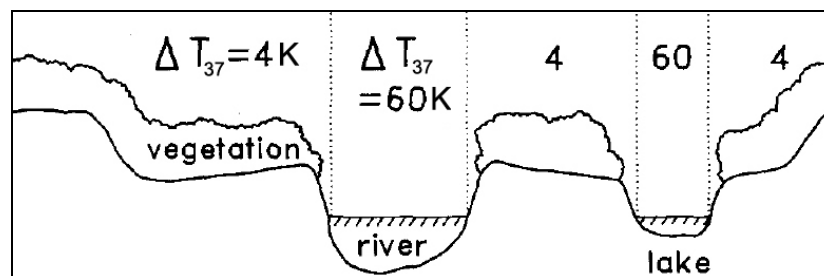


Abbildung 3.2: ΔT_{37} -Werte von Wasserflächen und vegetationsbedeckter Umgebung. (verändert nach SIPPEL et al. 1994)

Zur Unterstützung des ΔT_{37} -Signals nutzen PRIGENT et al. (2001a) zusätzlich das Signal der horizontal polarisierten Strahlungsemission bei 0,81 cm (37 GHz): $T_{37(H)}$. Es nimmt mit zunehmender Wasserbedeckung eines Pixels ab. Abbildung 3.3 stellt die Verteilung der Strahlungstemperaturen von ΔT_{37} und $T_{37(H)}$ über einem Feuchtgebiet und seiner Umgebung im Amazonasregenwald zu vier verschiedenen Monaten dar. Pixel mit großen Anteilen an Wasserflächen heben sich bei ΔT_{37} durch höhere Strahlungstemperaturen von ihrer Umgebung ab. Bei $T_{37(H)}$ verhält es sich umgekehrt: Die Pixel des Feuchtgebietes haben geringere Strahlungstemperaturen als die Pixel der „trockeneren“ Umgebung.

Mithilfe der beiden SSM/I-Signale (ΔT_{37} und $T_{37(H)}$) lassen sich nun Gebiete hoher von Gebieten niedriger Wasserbedeckung abgrenzen. Um diese Angaben zu präzisieren, werden die Signale zusätzlich von den Einflüssen der Atmosphäre korrigiert (Kapitel 2.2.3). Obwohl Wellenlängen von 0,81 cm (37 GHz) in der Lage sind Wolkenschichten und Regen zu durchdringen, stören die Wassertröpfchen und der Wasserdampf in der Luft durch ihre Eigenemission das empfangene Signal (PRIGENT et al. 2001c). Darüber hinaus sorgen Schwankungen der Oberflächentemperatur der Erde für Änderungen im Emissionsverhalten der jeweiligen Landbedeckungen, was eine Variabilität der detektierten Strahlungstemperaturen zur Folge hat (PRIGENT et al. 1997).

Aus diesem Grund werden die SSM/I-Signale mit Hilfe der Daten des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (ROSSOW & SCHIFFER 1999) und des National Center for Environment Prediction (NCEP) (KALNAY et al. 1996) korrigiert. Die Daten beinhalten globale Informationen über die Atmosphäre (Wasserdampfgehalt, Bewölkung und Regenereignisse) sowie der Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche. Außerdem wird die Ausdehnung und Verteilung von Schnee- und Eisflächen berücksichtigt, da diese ebenfalls Einfluss auf die Mikrowellenmessungen haben. Die entsprechenden Daten liefert das National Snow and Ice Center (NSIDC) (ARMSTRONG & BRODZIK 2005, PAPA et al. 2010).

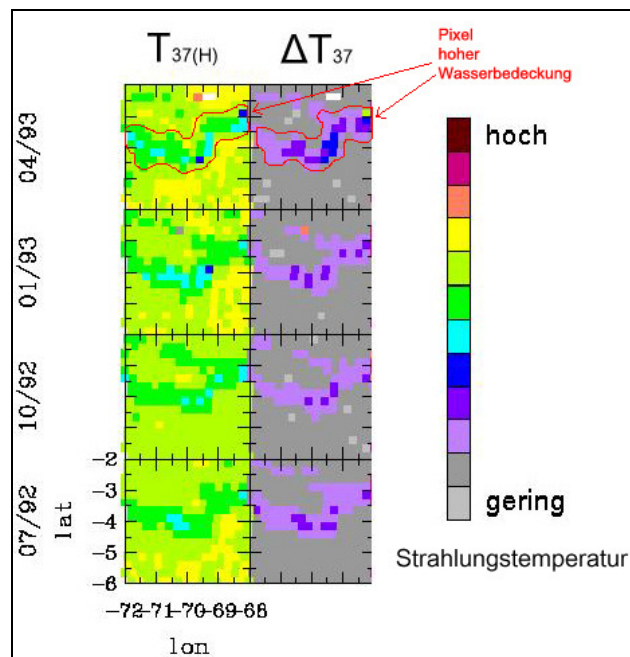


Abbildung 3.3: Vereinfachte Gegenüberstellung der Monatsmittelwerte von ΔT_{37} und $T_{37(H)}$ über einem Amazonasfeuchtgebiet. Das ausgedehnte Feuchtgebiet (oben rot markiert) hebt sich bei ΔT_{37} durch höhere, bei $T_{37(H)}$ durch geringere Strahlungstemperaturen von der Umgebung ab. (verändert nach PRIGENT et al. 2001a)

3.1.2.2 WSC

Als ein aktiver Sensor (Radar) sendet der WSC vertikal polarisierte Mikrowellen (5,71 cm; 5,25 GHz; C-Band) aus und empfängt diese nach Reflexion an der Erdoberfläche. Gemessen wird die Rückstreuung σ , die maßgebend von der Oberflächenbeschaffenheit der Landbedeckungen abhängt. σ wird in Dezibel (dB) angegeben und spiegelt das Verhältnis von empfangener und ausgesendeter Strahlungsleistung wider. Der Einfluss der Atmosphäre ist bei dem WSC zu vernachlässigen (PRIGENT et al. 2001b).

Der Grund für den Einsatz des WSC wird in Abbildung 3.4 verdeutlicht: Es wird analog zu Abbildung 3.2 eine Hochwassersituation in einer durch Vegetationsbedeckung geprägten Region dargestellt. Das SSM/I-Signal (ΔT_{37}) der Wasserflächen, die von Vegetation überwachsen sind, wird in Anhängigkeit der Dichte der Vegetationsdecke vermindert. Das führt zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Wasserausdehnung. Je dichter die

Vegetation ist, desto stärker wird ΔT_{37} abgeschwächt und desto stärker wird die Ausdehnung der Wasserfläche unterschätzt (PRIGENT et al. 2001a).

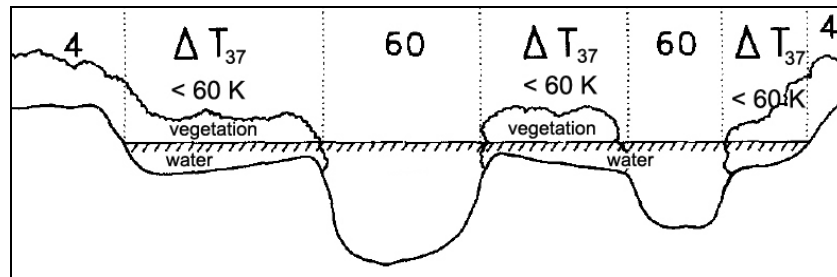


Abbildung 3.4: ΔT_{37} -Werte (SSM/I) bei einer Überflutungssituation: ΔT_{37} von Wasserflächen, die sich unter einer Vegetationsschicht befinden, wird in Abhängigkeit der Dichte der Vegetationsbedeckung vermindert. (verändert nach SIPPEL et al. 1994)

Der WSC wird zur Korrektur des SSM/I-Signals eingesetzt. Mit seiner Hilfe kann die Dichte der Vegetation eines Pixels und somit die mögliche Abschwächung von ΔT_{37} quantifiziert werden. Je stärker die Rückstreuung σ des WSC ist, desto dichter ist auch die vorliegende Vegetation (PRIGENT et al. 2001a, LILLESAND et al. 2008: 667). Abbildung 3.5 veranschaulicht diesen Zusammenhang anhand der Aufnahme eines anderen, höher auflösenden Radarsystems: Die Schneise eines Tornados erscheint durch die nachwachsenden und somit noch jungen Vegetationsbestände dunkler als der dichtere Wald der Umgebung. Das liegt daran, dass die junge, weniger dichte Vegetation durch eine geringere Rauigkeit (relativ zur Wellenlänge der Strahlung) weniger Mikrowellen zurückwirft als die ausgewachsenen Bäume. Auf die gleiche Weise lassen sich mithilfe des WSC auf der globalen Skala Informationen über die Beschaffenheit und die Verteilung der Vegetation ableiten (PRIGENT et al. 2001b).

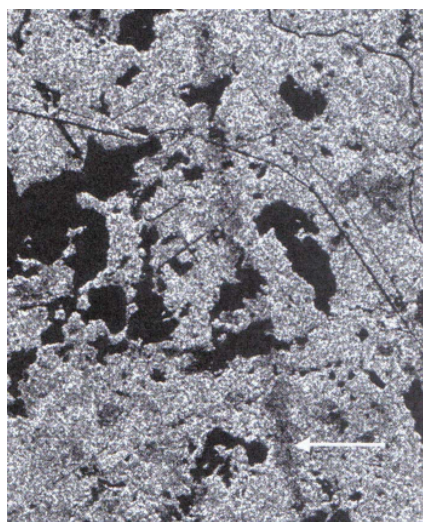


Abbildung 3.5: SIR-C Radarbild eines bewaldeten Gebiets in Wisconsin (USA). Die Waldoberfläche wird durch ihre hohe Rauigkeit und der daraus resultierenden Rückstreuung der Mikrowellen relativ hell abgebildet. Die weniger dichte Bewaldung entlang der Zugbahn eines Tornados (Nord-Süd Verlauf, mit weißem Pfeil gekennzeichnet) ist aufgrund der geringeren Rauigkeit der nachwachsenden (jungen) Vegetation dunkler als die Waldfläche der Umgebung. Spiegelnde Reflexion (weg vom Sensor) an relativ glatten Oberflächen lässt Seen, Flüsse und Straßen schwarz erscheinen. (verändert nach LILLESAND et al. 2008: 672)

Um die für ein Radarsystem relativ hohe zeitliche Auflösung von 4 bis 5 Tagen zu gewährleisten, scannt der WSC die Erdoberfläche unter verschiedenen Neigungswinkeln (25° bis 50°) (Kapitel 2.2.2.1). Mit den Neigungswinkeln ändert sich allerdings auch der Einfallswinkel der Mikrowellen auf der Erdoberfläche und somit das Reflexionsverhalten. Um dennoch eine Vergleichbarkeit der Rückstreuung σ unter den verschiedenen Neigungswinkeln zu ermöglichen, werden die Daten vor ihrer Weiterverarbeitung interpoliert (PAPA et al. 2010).

3.1.2.3 AVHRR

Vegetationsloser Untergrund in semiariden und ariden Regionen besitzt ähnliche dielektrische Eigenschaften wie Wasserflächen (PRIGENT et al. 2001b) und emittiert daher ebenfalls relativ hohe ΔT_{37} -Strahlungstemperaturen (Abbildung 3.6). Aus diesem Grund würde ein SSM/I-Pixel ohne Wasserbedeckung, aber einem großen Anteil an brachliegendem Boden, trotzdem einen relativ hohen ΔT_{37} -Gesamtwert haben und somit als wasserbedeckt interpretiert werden.

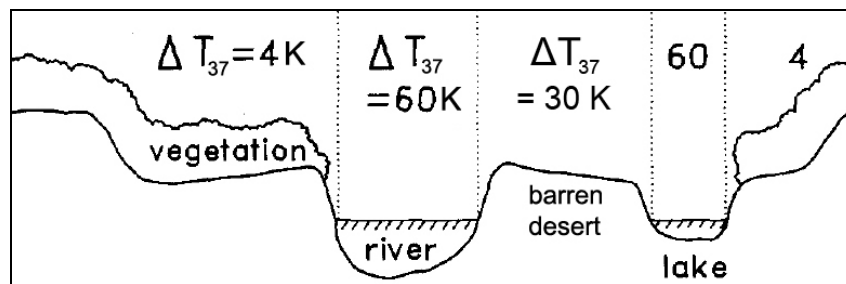


Abbildung 3.6: ΔT_{37} -Werte (SSM/I) über Wasserflächen, Vegetation und vegetationsloser Wüste. (verändert nach SIPPEL et al. 1994)

Um eine solche Fehlinterpretation des SSM/I-Signals durch ausgedehnte unbewachsene Flächen zu vermeiden, sind Kenntnisse über die Verteilung der vegetationslosen Gebiete notwendig. Zu diesem Zweck wird der AVHRR eingesetzt. Der AVHRR ist ein passiver Sensor, der die von der Erdoberfläche reflektierte Sonnenstrahlung detektiert. In Rahmen der IA-Methode wird eine Kombination aus dem Kanal des roten Lichts (0,58-0,68 μm) und dem Kanal des nahen Infrarots (0,725-1,0 μm) angewendet, der Normalized Difference Vegetation Index (NDVI):

$$NDVI = \frac{NIR - ROT}{NIR + ROT} \quad (\text{Gl. 3.2})$$

NDVI = Normalized Difference Vegetation Index

NIR = Detektiertes Signal der Wellenlängen des nahen Infrarot (bei AVHRR: 0,725-1,0 μm)

ROT = Detektiertes Signal der Wellenlängen des roten Lichts (bei AVHRR: 0,58-0,68 μm)

(ALBERTZ 2007: 221)

Der NDVI nimmt Werte zwischen -1 und 1 an. Da grüne Vegetation einen hohen Reflexionsgrad im nahen Infrarot und einen relativ geringen Reflexionsgrad im sichtbaren Licht besitzt (Abbildung 2.7), haben vegetationsbewachsene Flächen einen relativ hohen, vegetationslose einen entsprechend kleinen NDVI-Wert. Durch den NDVI lässt sich demnach die Ausdehnung der vegetationslosen Gebiete und somit deren Einfluss auf das ΔT_{37} -Signal abschätzen.

Für die IA-Methode wird ein auf 8 km Pixelgröße herunterskaliertes AVHRR-Produkt des Earth Observing System Pathfinder-Projekts benutzt. Dieses Produkt ist atmosphärisch korrigiert und von Bildausschnitten mit starker Bewölkung befreit (JAMES & KALLURI 1994).

3.1.3 Datenverarbeitung

Die Daten des SSM/I, WSC und AVHRR werden in einem ersten Schritt zu Monatsmittelwerten und zu Gitterzellen von 773 km² zusammengefasst (Abbildung 3.7). Anschließend erfolgt eine unüberwachte Klassifikation nach dem Algorithmus von KOHONEN (1984), der eine Einteilung in wasserbedeckte und nicht wasserbedeckte Zellen vornimmt. Der genaue Grad der Wasserbedeckung wird anschließend mithilfe der statistischen Beziehung zwischen ΔT_{37} und σ modelliert. Dem hierzu verwendeten „linear mixture model“ (PRIGENT et al. 2001a) liegen folgende Annahmen zugrunde:

- ΔT_{37} steigt mit zunehmender Wasserbedeckung.
- σ steigt mit zunehmender Vegetationsdichte.
- ΔT_{37} sinkt mit zunehmender Vegetationsdichte (und somit mit zunehmendem σ).

Der Anteil der Wasserbedeckung in den 773 km²-Gitterzellen wird auf diese Weise global und für jeden Monat in dem Zeitraum von 1993 bis 2004 bestimmt. Die Wasserbedeckung beinhaltet alle Arten von terrestrischen Oberflächengewässern, natürliche sowie anthropogene (z.B. intensiv bewässerte Reisanbauflächen) (PAPA et al. 2010).

Für die mögliche Anwendung dieser Zeitreihe in dem WGHM-Floodplain-Modell (Kapitel 1.1.1) erfolgt eine Umrechnung der Bezugsflächen von 773 km²- auf 0,5°-Gitterzellen durch flächengewichtete Mittlung (Abbildung 3.8): Es werden die Wasserbedeckungen der 773 km²-Zellen mit den Anteilen der Flächen, die sie in einer 0,5°-Zelle einnehmen, gewichtet und aufsummiert; das Ergebnis stellt die prozentuale Wasserbedeckung der 0,5°-Zelle dar (ADAM et al. 2010). Die auf 0,5°-Gitterzellen umgerechnete Zeitreihe wird im Rahmen dieser Diplomarbeit als IA-Datensatz bezeichnet. Es ist zu beachten, dass die 0,5°-Zellen (Äquator: 55,5 x 55,5 km²) mit zunehmender geographischer Breite eine geringere Fläche beinhalten, die 773 km²-Zellen (27,8 x 27,8 km²) hingegen flächentreu sind.

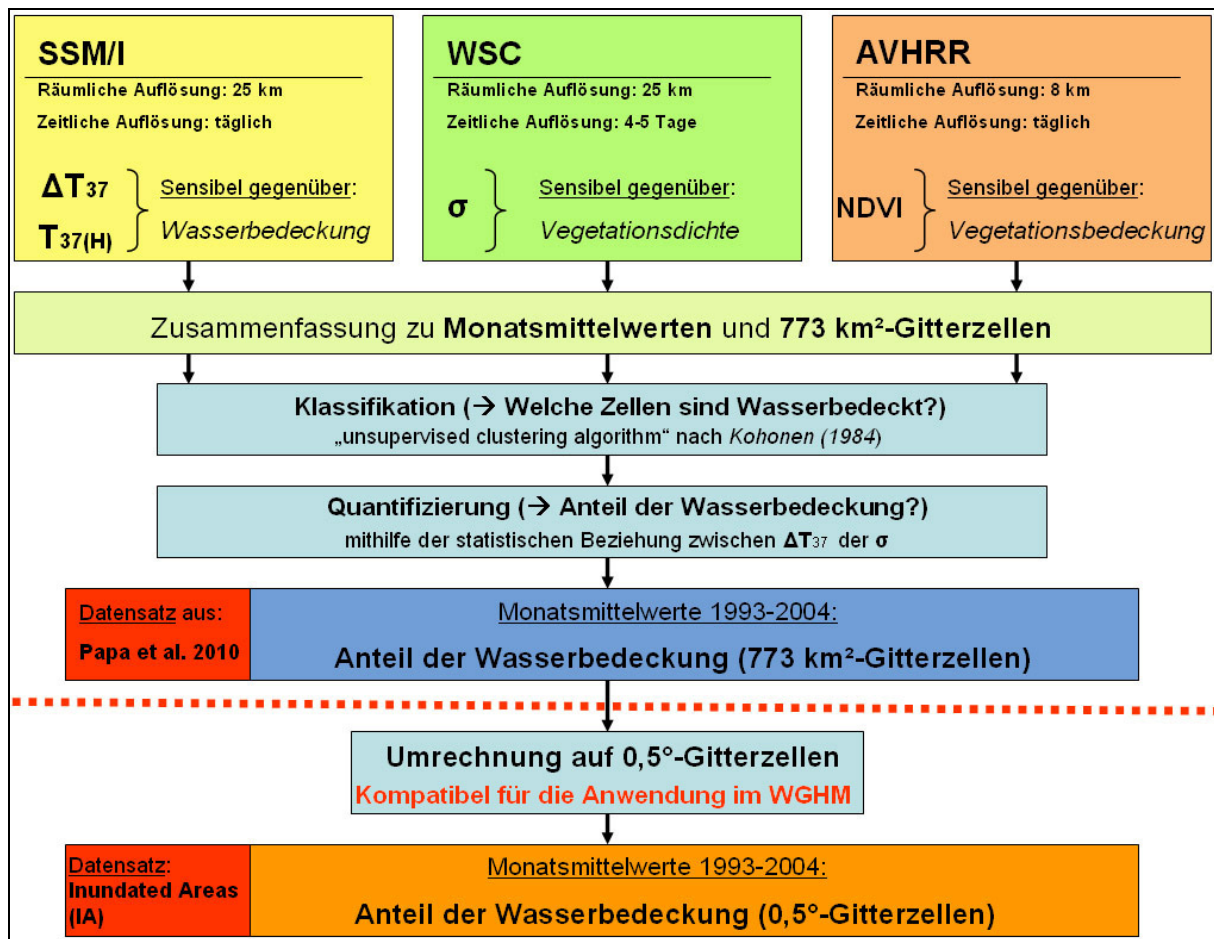


Abbildung 3.7: Schematische Darstellung der Verarbeitung der Satellitendaten.

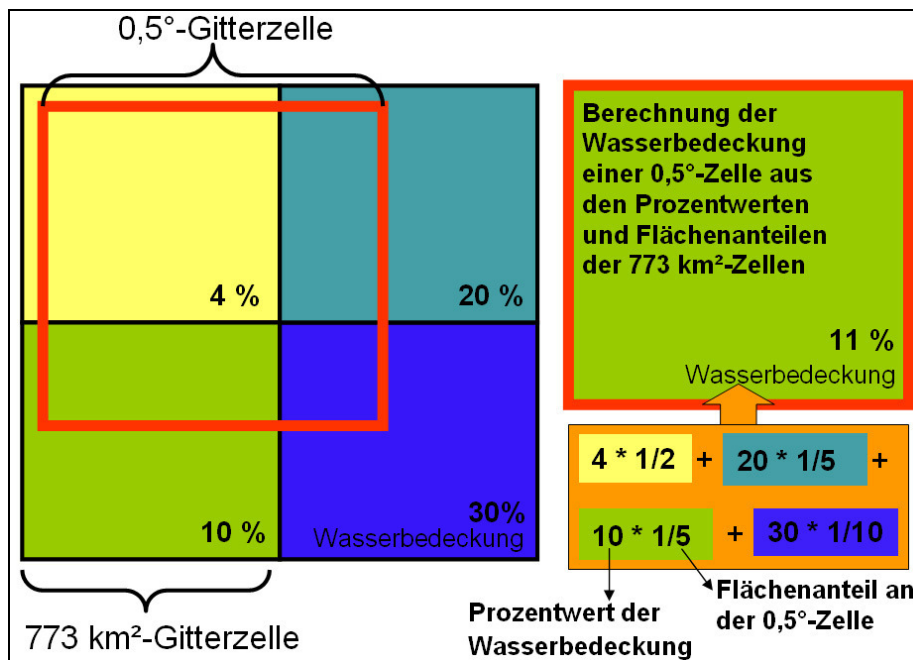


Abbildung 3.8: Vereinfachte Darstellung der Umrechnung von 773 km²-Gitterzellen des Datensatzes aus PAPA et al. (2010) in 0,5°-Gitterzellen durch flächengewichtete Mittlung. Die prozentualen Wasserbedeckungen der 773 km²-Zellen werden mit den Anteilen der Flächen, die sie in einer 0,5°-Zelle einnehmen, gewichtet und aufsummiert.

3.1.4 Kritische Bewertung der IA-Daten

IA stellt die globale Ausdehnung der Wasserflächen und ihrer monatlichen Dynamik dar; in dieser Form ist das einzigartig. Selbst der Einfluss von Bewölkung und dichter Vegetation wird bei der Verarbeitung der Daten berücksichtigt und korrigiert.

Um jedoch die globale Abdeckung und zeitliche Konsistenz des Datensatzes zu gewährleisten und um Speicherressourcen zu schonen, ist die räumliche Auflösung der verwendeten Satellitendaten mit 25 km bzw. 8 km relativ gering. Aus diesem Grund werden kleinere Wasserbedeckungen (<10% der Zellfläche) häufig nicht adäquat erfasst und von IA unterschätzt (PRIGENT et al. 2007, PAPA et al. 2010).

Eine weitere Fehlerquelle stellen durchfeuchtete Böden und regennasse Oberflächen dar. Sie haben Einfluss auf die Mikrowellenemissionen und somit auf die SSM/I-Signale: ΔT_{37} wird erhöht und $T_{37(H)}$ verringert (SIPPEL et al. 1994, PRIGENT et al. 1997). Interzeptions- und Bodenwasserspeicher würden daher in gewissem Umfang als Oberflächengewässer fehlinterpretiert werden.

Darüber hinaus kann der Umrechnungsvorgang von 773 km²- auf 0,5°-Zellen bei einzelnen Zellen punktuell zu fehlerhaften Werten der Wasserausdehnung führen. Abbildung 3.9 stellt eine Situation dar, in der die Wasserbedeckung der 0,5°-Zelle überschätzt wird: Obwohl sich die großen Oberflächengewässer überwiegend außerhalb der 0,5°-Zelle befinden, würden ihre Ausdehnungen mit in den Zellwert einfließen; eine Fehlerquelle, die sich bei Umskalierungen dieser Art nicht vermeiden lässt. Die auf diese Weise entstandenen Über- bzw. Unterschätzungen einzelner Zellen gleichen sich bei der Betrachtung der Wasserbedeckung einer größeren Fläche aus mehreren zusammenhängenden Zellen wieder aus.

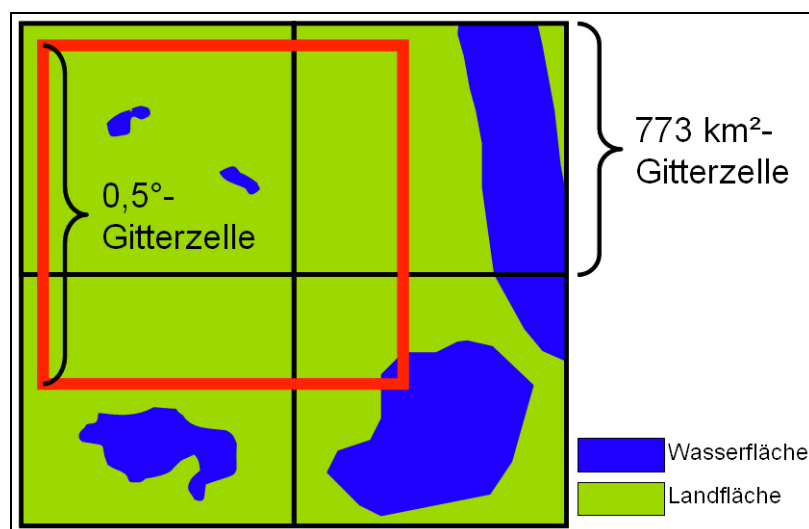


Abbildung 3.9: Beispiel einer fehlerhaften Wiedergabe der Wasserbedeckung einer 0,5°-Zelle durch den Umrechnungsvorgang von 773 km²- auf 0,5°-Gitterzellen (flächengewichtete Mittlung). Die Prozentwerte der Wasserbedeckungen sind Abbildung 3.8 zu entnehmen.

3.2 Methode zur Bestimmung der Wasserbedeckung mit ETM+ Satellitenbildern

In dem vorliegenden Kapitel wird eine Vorgehensweise zur Analyse von Satellitenbildern vorgestellt, die die Bestimmung der prozentualen Wasserbedeckungen für mehrere 0,5°-Gitterzellen in verschiedenen Regionen der Erde ermöglicht. Die auf diese Weise erhobenen Daten werden zur Validierung des IA-Datensatzes verwendet (Abbildung 1.2, S. 4).

3.2.1 Auswahl des Satellitensensors

Für die Erfassung wasserbedeckter Flächen eignen sich verschiedene Typen von Satellitensensoren; sie reichen von passiven Sensoren des sichtbaren Lichts und des Infrarots über passive Mikrowellensensoren bis hin zu Radarsystemen (SMITH 1997, ALSDORF et al. 2007). Letztere haben den Vorteil, auch bei dichter Bewölkung und durch geschlossene Vegetationsdecken hindurch, Wasserflächen detektieren zu können (HESS et al. 1990, MELACK et al. 1994). Allerdings sind Radarbilder schwer zu interpretieren und stehen nur in sehr eingeschränktem Umfang kostenfrei zur Verfügung, sodass sie als Datengrundlage für die vorliegende Methode ungeeignet sind. Auch passive Mikrowellensensoren scheiden für die Anwendung in dieser Methode aus, da ihr Bildmaterial räumlich nur sehr gering auflösend und zudem schwer zugänglich ist.

Obwohl die Sensoren des sichtbaren Lichts und des Infrarots durch Bewölkung und geschlossene Vegetationsbedeckung in ihrer Funktionsweise eingeschränkt sind, eignen sich ihre Daten durch eine gute Verfügbarkeit und eine vergleichsweise einfache Verarbeitung für die Erkundung von Wasserflächen. Nach der Gegenüberstellung verschiedener Sensoren hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung sowie der Zeitspanne, in der ihre Bilder zur Verfügung stehen, wurde der ETM+ als am besten geeignet beurteilt. Seine relativ hohe räumliche Auflösung (30 m) ermöglicht eine klare Darstellung der Konturen von Flüssen und Seen, was bei geringer auflösenden Sensoren wie dem Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) mit 250 m nur bedingt gewährleistet ist.

3.2.2 Sensorattribute des ETM+

Der ETM+ ist seit April 1999 an Bord des Landsat 7 Satelliten im Einsatz. Seit Mai 2003 ist sein Bildmaterial allerdings durch den Defekt eines Bauelements zeilenweise gestört und somit für die Bestimmung der Flächenanteile von Landbedeckungen unbrauchbar. Der ETM+ hat eine zeitliche Auflösung von 16 Tagen (ALBERTZ 2007: 243). Die geometrische Ausdehnung eines Bildes beträgt 183 km auf 170 km (<http://landsat.gsfc.nasa.gov>), sodass mit einem Bild stets mehrere 0,5°-Zellen vollständig abgedeckt werden. Die räumliche

Auflösung variiert in Abhängigkeit der detektierten Wellenlängen zwischen 15 m, 30 m oder 60 m (Tabelle 3.2). Die radiometrische Auflösung beträgt für alle Bänder 8-Bit (256 Graustufen). Seit 2008 ist das gesamte Bildmaterial des ETM+ kostenlos im Internet verfügbar, z.B. unter: <http://glovis.usgs.gov> und <http://earthexplorer.usgs.gov>.

Tabelle 3.2: Die Bänder des ETM+, ihre Wellenlängen und ihre räumlichen Auflösungen. VIS = sichtbares Licht; NIR = nahes Infrarot; MIR = mittleres Infrarot; TIR = thermales Infrarot.

Band	Wellenlänge [μm]		räumliche Auflösung [m]
1	0,45-0,52	VIS	30
2	0,52-0,60	VIS	30
3	0,63-0,69	VIS	30
4	0,76-0,90	NIR	30
5	1,55-1,73	MIR	30
6	10,4-12,5	TIR	60
7	2,08-2,35	MIR	30
8	0,52-0,90	VIS+NIR	15

3.2.3 Auswahl eines geeigneten ETM+ Kanals zur Wassererkennung

Nach FRAZIER & PAGE (2000) ist die Wassererkennung auf der Grundlage eines einzelnen Kanals hinsichtlich ihrer Genauigkeit ähnlich effektiv wie die aufwändigeren Multispektralklassifikationen, an denen mehrere oder alle Kanäle eines Sensors beteiligt sind. Aus Gründen der Effizienz (Minimierung des Speicheraufwands und der Verarbeitungszeit) soll daher in der hier vorgestellten Methode ausschließlich mit einem Band des ETM+ Sensors gearbeitet werden. Welches Band am besten geeignet ist, wird im Folgenden erörtert. Band 6 und Band 8 werden aus Gründen der Übersichtlichkeit im Voraus aus den Betrachtungen ausgeklammert: Sie spielen bei der Erkundung von Oberflächengewässern keine zentrale Rolle (OZESMI & BAUER 2002, FRAZIER & PAGE 2000).

Abbildung 3.10 stellt die Reflexionseigenschaften von Wasser (mit und ohne Suspensionsfracht) sowie einer vegetationsbedeckten und einer vegetationslosen Geländeoberfläche bei verschiedenen Wellenlängen dar; die Spektralbereiche der ETM+ Bänder 1 bis 5 und 7 sind ebenfalls enthalten. Ergänzend dazu zeigt Abbildung 3.11 Aufnahmen der einzelnen Bänder von einer 0,5°-Zelle im Grenzgebiet zwischen Indien und Bangladesch.

Obwohl Band 1, 2 und 3 in der Lage sind, den Ganges durch größere Reflexionswerte und deshalb durch hellere Pixel von der Umgebung deutlich differenzierbar darzustellen, sind kleinere oder stehende Gewässer nur sehr schwierig bis gar nicht zuerkennen (Abbildung 3.11, links). Das liegt daran, dass der Ganges aufgrund der mitgeführten Sedimente das sichtbare Licht verstärkt reflektiert und sich somit von den anderen Landbedeckungen

abhebt (Abbildung 3.10). Bei dem Reflexionsgrad der klaren Gewässer ist das nicht der Fall, sodass diese in den drei Aufnahmen nur schwer zu erkennen sind. Aus diesem Grund sind die Bänder 1, 2 und 3 für die Detektion von Wasserflächen ungeeignet (FRAZIER & PAGE 2000).

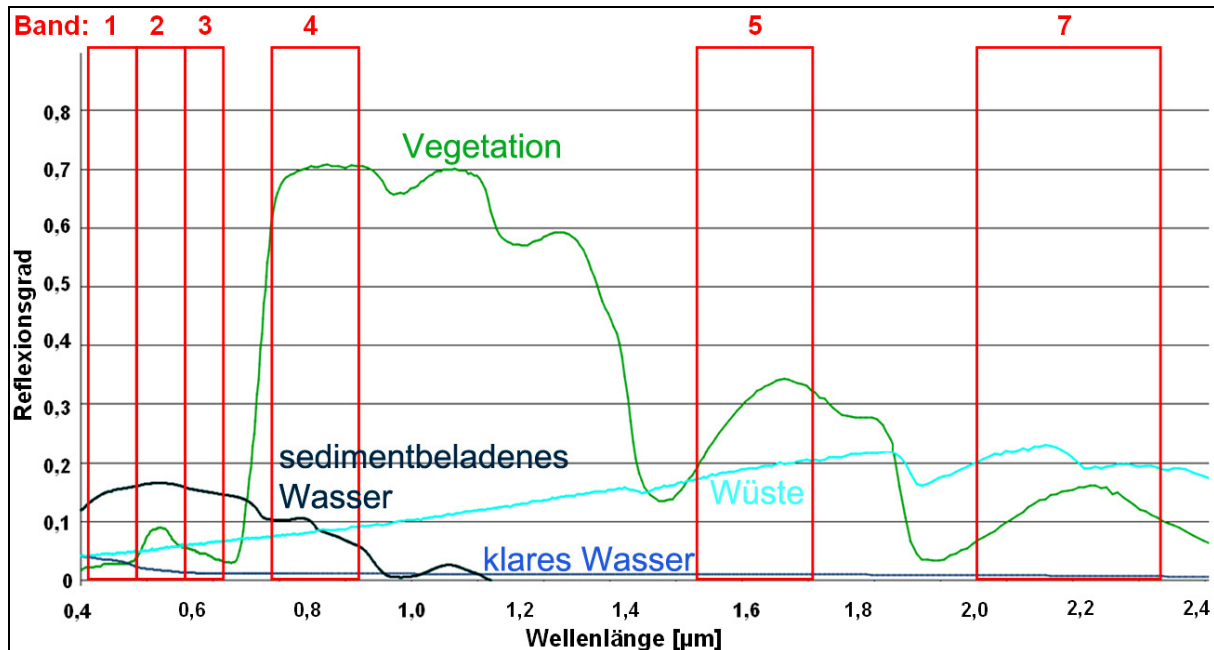


Abbildung 3.10: Vereinfachte Darstellung des Reflexionsverhaltens verschiedener Landbedeckungen in Abhängigkeit der Wellenlänge. Die Spektralbereiche der ETM+ Bänder 1 bis 5 und 7 sind hervorgehoben. (verändert nach http://landsat.usgs.gov/tools_viewer.php)

Die Bänder des nahen und mittleren Infrarots (4, 5 und 7) stellen für die Wassererkennung ein probateres Mittel dar. Wasser absorbiert in diesen Wellenlängen sehr stark (JENSEN 2007: 413). Dadurch heben sich die Wasserflächen durch eine sehr geringe Reflexion und somit durch dunklere Pixel (niedrige DNs) von ihrer Umgebung ab (Abbildung 3.11, rechts). Die kleineren Seen und Flussläufe nördlich des Ganges sind im Gegensatz zur den Bildern der Bänder 1, 2 und 3 deutlich zu erkennen. Auch das intensiv bewässerte Reisanbaugebiet im Nordosten der 0,5°-Zelle hebt sich in allen drei Infrarotbändern vollständig und klar vom Umland ab. Abbildung 3.12 zeigt die Wasserbedeckung auf diesen Reisflächen.

Auch zwischen den einzelnen Infrarotbändern gibt es Unterschiede hinsichtlich ihrer Eignung zur Erkennung von Oberflächengewässern. So liegen die Reflexionsgrade von Wasserflächen und vegetationsbewachsenem Untergrund bei Band 7 relativ nah beisammen (Abbildung 3.10). Daraus resultiert eine geringere Spanne an Graustufen und somit ein schwächerer Kontrast und eine schlechtere Differenzierbarkeit als bei Band 4 und 5 (Abbildung 3.11).

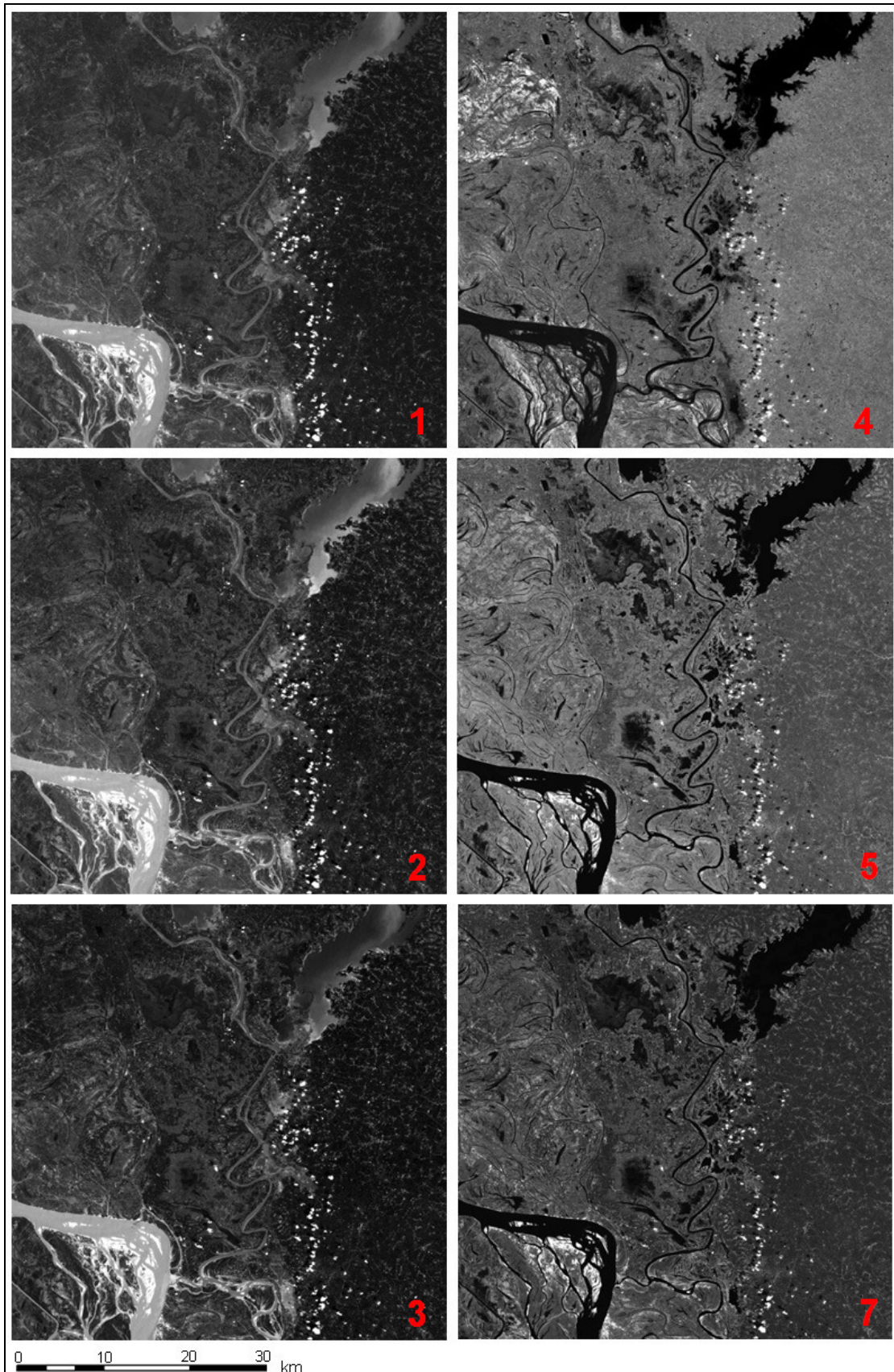


Abbildung 3.11: Aufnahmen der ETM+ Kanäle 1 bis 5 und 7 vom 26.10.2001. Dargestellt ist eine 0,5°-Zelle im Grenzgebiet zwischen Indien und Bangladesch. Im Südwesten verläuft eine Biegung des Ganges, im Nordosten befindet sich ein großflächig wasserbedecktes Reisanbaugebiet. In der Mitte des Bildes verläuft ein Zufluss des Ganges (Nord-Süd), östlich dieses Flusses erstreckt sich ein Wolkenband aus Cumulus-Wolken. Nördlich des Ganges befinden sich mehrere kleinere Flüsse und Seen. Das Umland ist weitestgehend landwirtschaftlich genutzt.

Band 4 ermöglicht zwar eine sehr deutliche Abgrenzung zwischen Wasser- und Vegetationsbedeckung, bei Gewässern mit einem hohen Anteil an Suspensionsfracht kann es allerdings zu Unterscheidungsschwierigkeiten mit vegetationslosen Oberflächen kommen; die Reflexionsgrade der beiden Landbedeckungen liegen nah beisammen, überschneiden sich sogar (Abbildung 3.10). Daraus resultieren ähnliche Grauwerte und ähnliche DNs. Abbildung 3.13 veranschaulicht diesen Sachverhalt anhand eines Vergleichs zwischen Band 4 und Band 5 während der Flut in Pakistan im Sommer 2010. Der Indus führt hier, verursacht durch starke Monsunniederschläge, große Mengen an erodiertem Bodenmaterial mit sich. Während in Band 5 die einzelnen Flussläufe des Indus nördlich der Staumauer deutlich voneinander zu unterscheiden sind, verschmelzen diese in Band 4 visuell mit den zwischengelagerten Sandbänken.

Band 5 ist demnach für die Detektion von Wasserflächen am besten geeignet. Zum einen ist die Differenz der Reflexionsgrade zwischen Wasser und anderen Landbedeckungen dort stärker ausgeprägt als bei Band 7, zum anderen ist der Einfluss der Suspensionsfracht auf den Reflexionsgrad einer Wasserfläche wesentlich geringer als bei Band 4 (FRAZIER & PAGE 2000). Aus diesem Grund wird im Rahmen der vorliegenden Methode das Bildmaterial von Band 5 des ETM+ Sensors für die Bestimmung der Wasserbedeckungen verwendet.

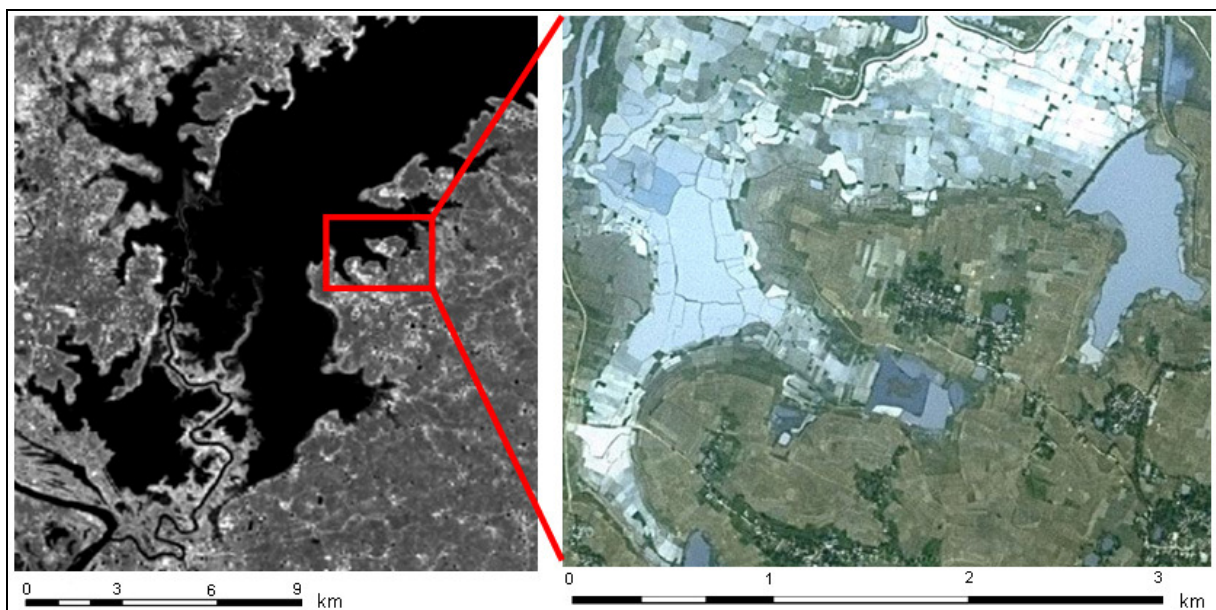


Abbildung 3.12: Intensiv bewässerte Reisanbauflächen im Grenzgebiet zwischen Indien und Bangladesh. Links eine ETM+ Aufnahme aus dem Spektralbereich des mittleren Infrarots (Band 5), rechts ein Ausschnitt größeren Maßstabs aus Goolge-Earth.

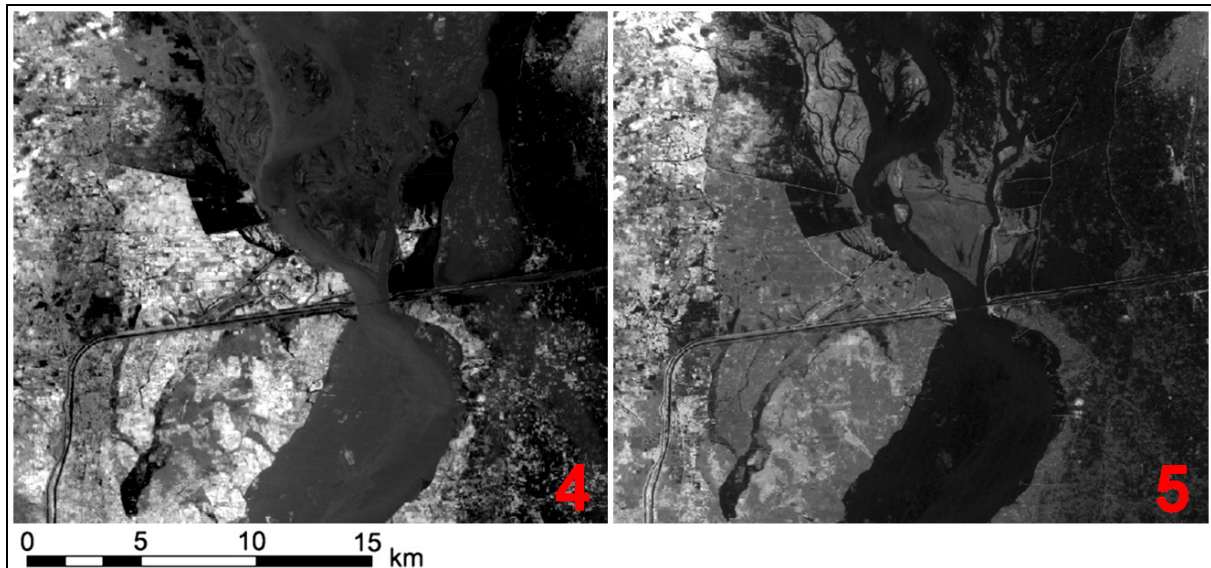


Abbildung 3.13: Aufnahme vom 12. August 2010 (TM5). Links: Band 4. Rechts: Band 5. Dargestellt ist eine Hochwassersituation an einem Staudamm des Indus nach starken Monsunniederschlägen (Fließrichtung von Norden nach Süden). Das stark mit Sedimenten beladene Wasser des Flusses ist nördlich des Staudamms in Band 4 nur sehr schwer von den Sandbänken zwischen den einzelnen Flussarmen zu differenzieren. In Band 5 fällt diese Unterscheidung erheblich leichter.

3.2.4 Abschätzung der Wasserbedeckung durch eine überwachte Doppelklassifikation von ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern

Die ETM+ (Band 5)-Satellitenbilder werden anhand einer überwachten Klassifikation (maximum likelihood) in *ERDAS Imagine V. 9.3* weiterverarbeitet (ERDAS 2010: 548f, 580f). Diese Klassifikation wird mit der Hilfe von manuell ausgewählten Trainingsgebieten durchgeführt und weist jedem Pixel des Bildes nach den Regeln eines Wahrscheinlichkeitsalgorithmus eine bestimmte Objektklasse zu. Ein Trainingsgebiet enthält (im Idealfall) ausschließlich die Pixel einer bestimmten Objektklasse und liefert somit Informationen über deren charakteristische DNs. Die Klassenzugehörigkeit der restlichen Pixel kann aus den so gesammelten Informationen abgeleitet werden (Abbildung 3.14).

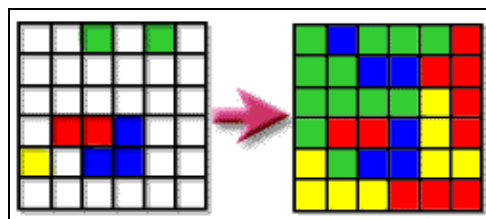


Abbildung 3.14: Vereinfachte Darstellung einer überwachten Klassifikation: Aus manuell ausgewählten Trainingsgebieten mit definierter Objektklasse (links) wird die Klassenzugehörigkeit der gesamten Bildpixel bestimmt (rechts). (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca>)

In der vorliegenden Methode wird eine Einteilung in zwei Objektklassen vorgenommen: in *Wasserflächen* und in *Landflächen* („Nicht-Wasserflächen“). Bei der Auswahl der Trainingsgebiete hilft das Vorwissen aus Kapitel 3.2.3, wonach Wasserflächen im mittleren Infrarot (Band 5) aufgrund ihres geringen Reflexionsgrades als sehr dunkle Pixel (mit relativ

niedriger DN) dargestellt werden, von denen sich die nicht wasserbedeckten Landflächen durch hellere Pixel (mit höherer DN) abheben. Unterstützt wird diese Einteilung durch die visuelle Interpretation der charakteristischen Konturen der Flussläufe und Seen.

Für jede Aufnahme einer 0,5°-Zelle wird durch die Auswahl der Trainingsgebiete die individuelle Spanne der DN's für die Wasser- und für die Landflächen unter den jeweiligen atmosphärischen Bedingungen festgelegt. Aus diesem Grund ist eine Korrektur der atmosphärischen Einflüsse nicht nötig (SONG et al. 2001); die aus den Trainingsgebieten erstellten Signaturen der Landbedeckungen und das zu klassifizierende Bildmaterial sind jeweils in gleichem Maße durch die Atmosphäre beeinflusst.

Neben Gebieten, die eindeutig als Wasser- bzw. als Landflächen zu interpretieren sind, gibt es allerdings auch Regionen, deren Zuordnung unsicher ist. Durch die Beteiligung mehrerer Landbedeckungen innerhalb eines Pixels (mixed pixel), können die Grauwerte heller als reine Wasser- und dunkler als reine Landflächen sein (Abbildung 3.15). Die DN's dieser Gebiete liegen zwischen den typischen DN's der beiden definierten Landbedeckungsklassen: $DN_{\text{wasser}} < DN_{\text{mix}} < DN_{\text{land}}$. Aus Mangel an sicheren Vergleichsdaten (ground truth data) ist eine zweifelsfreie Einordnung dieser mixed pixel-Gebiete in die eine oder die andere Klasse nicht möglich. In der praktischen Durchführung spiegelt sich diese Problematik in der Auswahl der Trainingsgebiete wider.

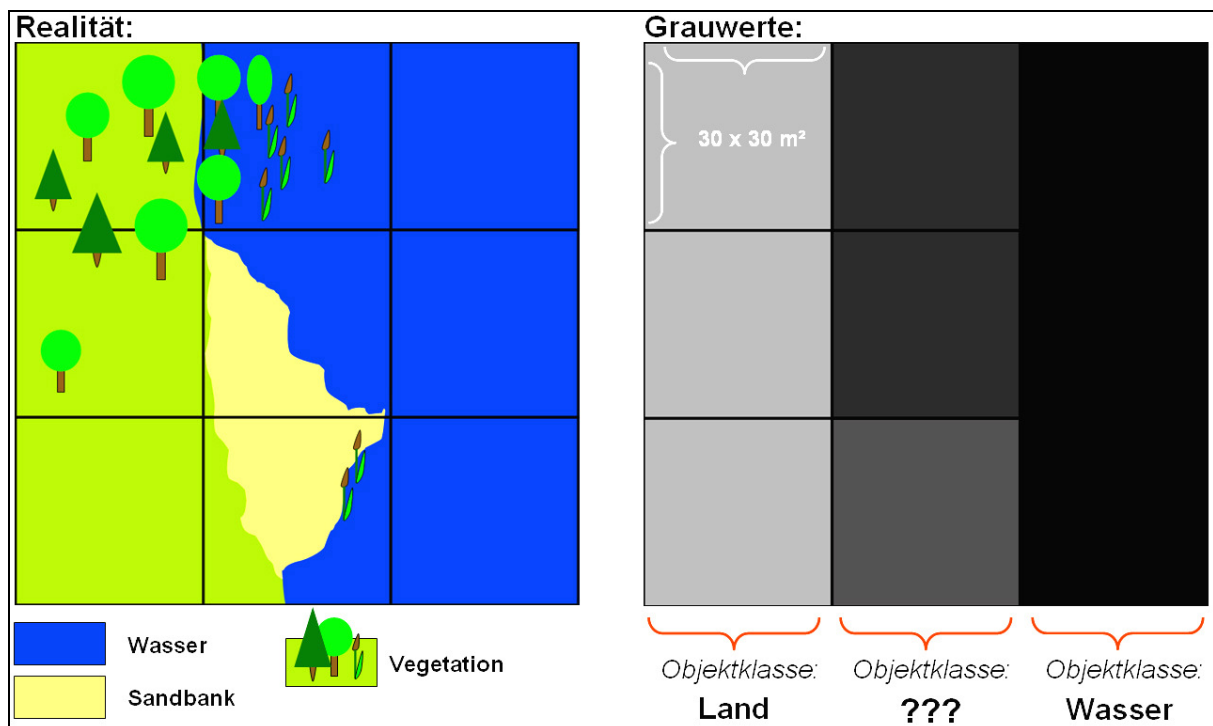


Abbildung 3.15: Schematische Darstellung von neun ETM+ (Band 5)-Pixeln. Reale Landbedeckung (links) und die Grauwerte, die sich aus der reflektierten Strahlung ergeben (rechts). Pixel, die sowohl von Wasserflächen und von Nicht-Wasserflächen bedeckt sind, lassen sich nicht eindeutig der Objektklasse der Wasser- oder der Landflächen zuweisen.

Aus diesem Grund werden im Rahmen der vorliegenden Methode zwei Klassifikationen pro Satellitenbild durchgeführt: Bei der ersten Klassifikation ($b5_{\min}$) sind ausschließlich sehr dunkle, eindeutig als wasserbedeckt anzusehende Pixel als Trainingsgebiete für Wasserflächen ausgewählt worden. Die Regionen zweifelhafter Zugehörigkeit werden hier der Objektklasse der Landflächen zugewiesen. Bei der zweiten Klassifikation ($b5_{\max}$) werden diese Gebiete der Klasse der Wasserflächen zugeschrieben, sodass hier die resultierende Wasserausdehnung größer ist als bei $b5_{\min}$ (Abbildung 3.16).

Die Anteile der Wasserbedeckungen, die aus den beiden Klassifikationen hervorgehen, definieren somit einen Bereich, der die Größenordnung eingrenzt, in der die tatsächliche Wasserbedeckung einzuordnen ist. $b5_{\min}$ beschreibt hierbei die Untergrenze und $b5_{\max}$ die Obergrenze einer realistisch vertretbaren Wasserausdehnung (Abbildung 3.17).

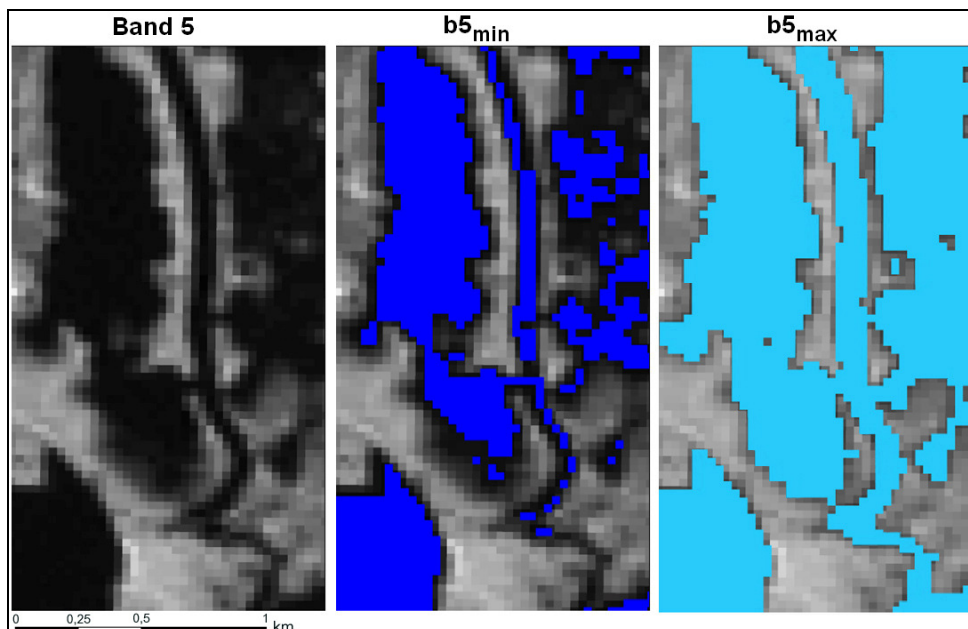


Abbildung 3.16: Ausschnitt eines ETM+ (Band 5)-Satellitenbildes. Die Klassifikationsergebnisse der Objektklasse Wasserflächen von $b5_{\min}$ und $b5_{\max}$ sind über das ursprüngliche Bild gelegt; die nicht blau bzw. türkis eingefärbten Pixel sind der Objektklasse der Landflächen zugehörig.

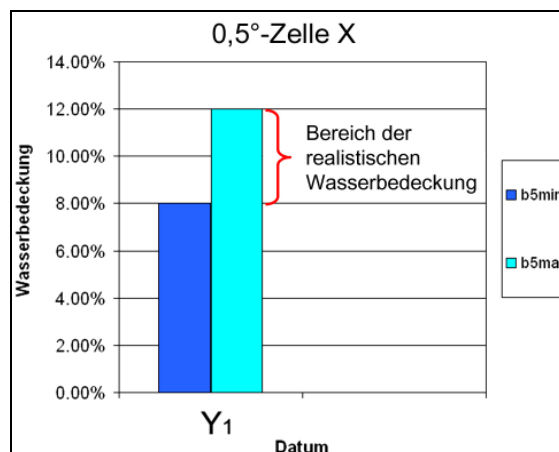


Abbildung 3.17: Wasserbedeckung einer $0,5^\circ$ -Zelle auf der Grundlage der Klassifikationsergebnisse von $b5_{\min}$ und $b5_{\max}$. Die Werte der beiden Klassifikationen definieren einen Bereich, in dem die tatsächliche Wasserbedeckung wahrscheinlich ist.

3.2.5 Arbeitsschritte zur Bestimmung der prozentualen Wasserbedeckung einer 0,5°-Gitterzelle mit ETM+ (Band 5)

Der erste Schritt auf dem Weg zur Bestimmung der prozentualen Wasserbedeckung einer 0,5°-Zelle ist die Auswahl von ETM+ Bildmaterial. Das Bild sollte nach Möglichkeit keine oder nur eine sehr geringe Bewölkung aufweisen, da Wolken zum einen durch eine sehr starke Reflexion an ihrer Oberseite, zum andern durch Schattenwurf die Bildinformationen beeinträchtigen. Das ausgewählte Satellitenbild kann in Form von *.tif-Rasterdateien (eine für jedes Band) in der Universal Transverse Mercator (UTM)-Projektion kostenfrei auf <http://glovis.usgs.gov> heruntergeladen werden.

Die Rasterdatei von Band 5 wird nun in *ERDAS Imagine V. 9.3* importiert und in das in dieser Software übliche *.img-Dateiformat konvertiert. Anschließend wird das Bild (mit der Ausdehnung von 183 km auf 170 km) auf die Maße einer vollständig enthaltenen 0,5°-Zelle zurechtgeschnitten. Diesem Arbeitsschritt geht eine Änderung der Projektion von UTM (metrische Koordinaten) in ein geographisches Koordinatensystem (Bezugsellipsoid: WGS84) voraus.

Nach einer Kontrastverbesserung durch die Streckung der im Originalbild enthaltenen Grauwerte auf den gesamten Bereich der 256 möglichen Grauwerte (Abbildung 3.18), wird die 0,5°-Zelle gemäß Kapitel 3.2.4 zweimal klassifiziert. Anschließend werden offensichtliche Fehlklassifikationen, beispielsweise verursacht durch den Schattenwurf von Wolken oder dem Relief (bei tief stehender Sonne), manuell nachbearbeitet und korrigiert.

Zum Schluss wird für die $b5_{\min}$ - und die $b5_{\max}$ -Klassifikation jeweils der prozentuale Anteil der Wasserflächen an der Gesamtfläche berechnet. Abbildung 3.19 fasst die einzelnen Verarbeitungsschritte graphisch zusammen. Nach diesem Muster wurden 30 Zellen in vier Untersuchungsgebieten zu jeweils mehreren Zeitpunkten untersucht, sodass insgesamt 262 Doppelklassifikationen ($b5_{\min}$ und $b5_{\max}$) durchgeführt wurden.

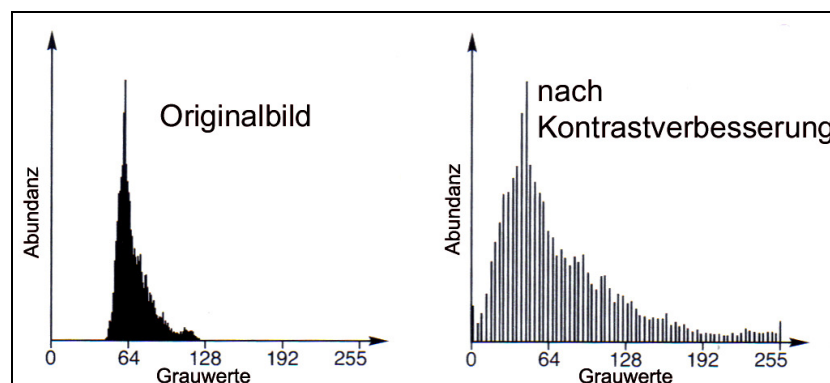


Abbildung 3.18: Kontrastverbesserung durch lineare Kontraststreckung. (verändert nach ALBERTZ 2007: 105)

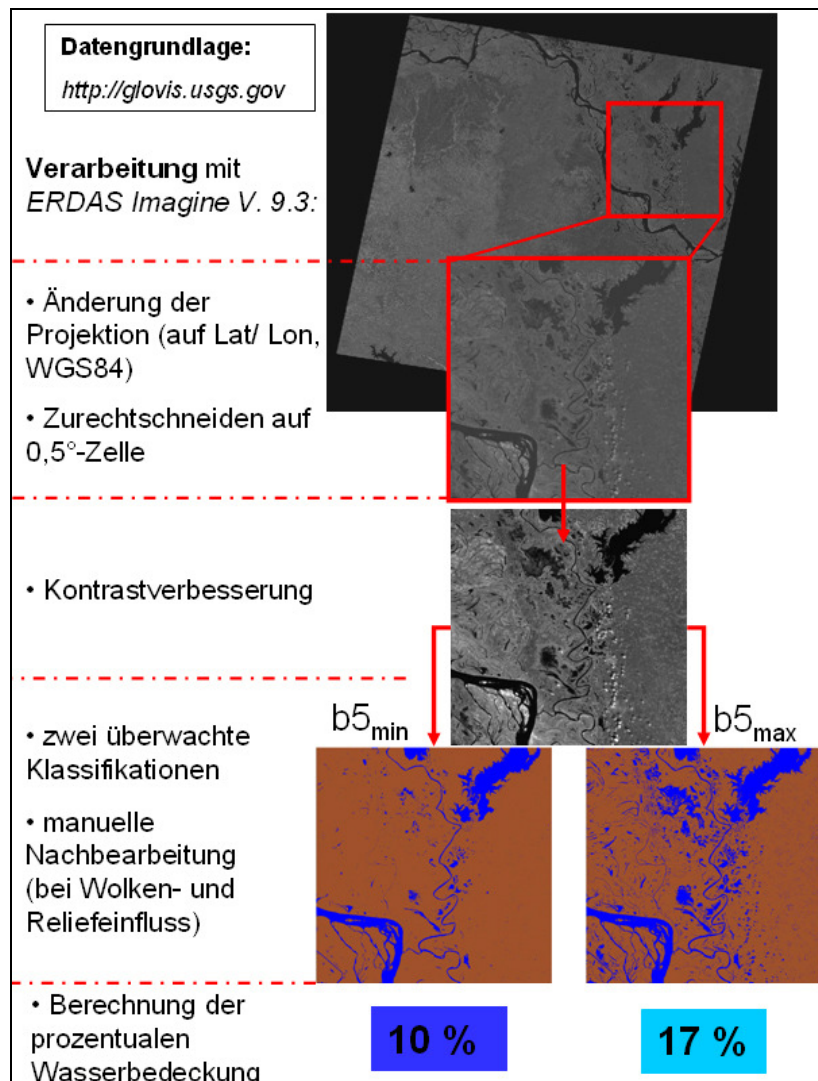


Abbildung 3.19: Schematische Darstellung der Arbeitsschritte zur Bestimmung der prozentualen Wasserbedeckung einer 0,5°-Gitterzelle mit ETM+ (Band 5).

3.2.6 Kritische Bewertung der ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen als Validierungsdaten für IA

Der ETM+ Sensor hat mit einer räumlichen Auflösung von 30 m eine deutlich höhere Präzision als die Sensoren des IA-Datensatzes (mit 25 km bzw. 8 km). Dennoch kann seine Genauigkeit durch dichte Vegetationsbestände, die Wasserflächen komplett verdecken, verringert werden; die Wellenlängen des ETM+ sind nicht in der Lage Vegetation zu durchdringen. Daher bleiben vollständig vegetationsverdeckte Oberflächengewässer unerkannt, wodurch die tatsächliche Wasserausdehnung unterschätzt wird.

Bei der Gegenüberstellung der Ergebnisse aus der IA- und der ETM+ (Band5)-Methode, ist darüber hinaus zu beachten, dass es sich bei IA um die Monatsmittelwerte der Wasserbedeckungen handelt, bei ETM+ (Band 5) jedoch um einzelne Tageswerte. Gerade bei Tageswerten am Anfang oder am Ende eines Monats sollte dieser Sachverhalt berücksichtigt werden.

4 Klimatische und hydrologische Charakterisierung der Untersuchungsgebiete

Das folgende Kapitel stellt die klimatischen und hydrologischen Gegebenheiten der einzelnen Untersuchungsgebiete vor, in denen die mit ETM+ (Band 5) erhobenen Wasserbedeckungen (Kapitel 3.2) mit den Werten aus dem IA-Datensatz (Kapitel 3.1) verglichen werden. Abbildung 4.1 beinhaltet die vier Untersuchungsgebiete sowie die globalen Wasserausdehnungen des Durchschnitts der Monatsmaxima aus IA. Bei der Auswahl der Gebiete wurde auf eine geringe Verbreitung von dichter Waldvegetation geachtet, da Wasserflächen, die gänzlich von Vegetationsbeständen verdeckt sind, im IA-Datensatz enthalten sind, in den ETM+ (Band 5)-Daten jedoch nicht. Eine ausgedehnte Bewaldung würde somit die Vergleichbarkeit der beiden Datensätze vermindern. Untersucht wurden daher folgende Regionen: Das Ganges-Brahmaputra-Einzugsgebiet in Nordindien und Bangladesch (Gb), die Sudd Sümpfe entlang des Bahr el Djebel im Süden des Sudans (Su), das Einzugsgebiet des Paraná im Nordosten Argentiniens (Pa) und das Pantanal Feuchtgebiet entlang des Paraguay Flusses (PI). Diese Untersuchungsgebiete beinhalten unterschiedliche Grade an maximalen Wasserbedeckungen mit einerseits geringen, andererseits hohen saisonalen Schwankungen.

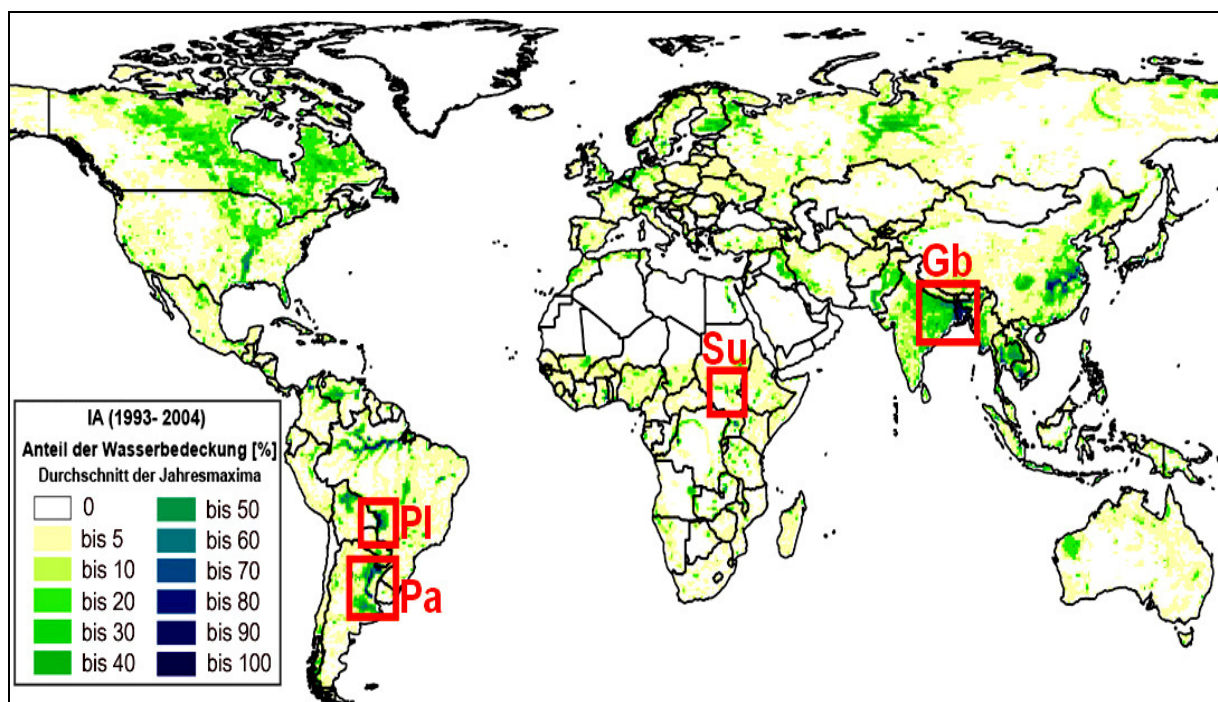


Abbildung 4.1: Durchschnitt der Jahresmaxima (1993-2004) der prozentualen Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Bezugsflächen sind 0,5°-Zellen. Rot hervorgehoben sind die Untersuchungsgebiete, in denen einige Wasserausdehnungen mit ETM+ (Band 5) Satellitenbildern bestimmt wurden: Ganges/ Brahmaputra (Gb), Sudd Sümpfe (Su), Parana (Pa) und Pantanal (PI).

4.1 Ganges-Brahmaputra

Das Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra (Gb) erstreckt sich von Nordindien, entlang der Gangesebene, bis in den Osten Bangladeschs auf ca. 26° nördlicher Breite (Abbildung 4.2). Es stellt von der Ausdehnung und der Anzahl der bearbeiteten 0,5°-Zellen das größte der vier Untersuchungsgebiete dar.

Klimatisch ist diese Region durch die tropische Monsunzirkulation geprägt. Mit dem Zenitstand der Sonne verlagert sich die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) und somit die gesamte planetarische Zirkulation im Sommer nach Norden und im Winter nach Süden. Daher steht der indische Subkontinent im Winter unter dem Einfluss des relativ kühlen und trockenen Nordostpassats aus Zentralasien. Im Sommer herrschen Winde aus Südwesten vor, die warme und sehr feuchte ozeanische Luftmassen mit sich führen. Die Südwestwinde kommen dadurch zustande, dass der Südostpassat, sobald er den Äquator von der Süd- auf die Nordhalbkugel überschreitet, aufgrund der sich ändernden Corioliskraft umgelenkt wird. Somit dreht sich die Hauptwindrichtung im Jahresgang um nahezu 180° (LAUER & BENDIX 2004: 193f).

Der Wechsel von trockener Luft im Winter und feuchter Luft im Sommer spiegelt sich auch in den Klimadiagrammen von Allahabad und Dhaka wider (Abbildung 4.3): der Sommer ist humid mit Monatsniederschlägen weit über 100 mm, die Wintermonate sind arid. In Dhaka sind die sommerlichen Niederschläge aufgrund der geringeren Distanz zum Ozean in ihrer zeitlichen Ausdehnung länger und in ihrer Intensität stärker als in Allahabad.

Die starken Sommerniederschläge sowie die ab März auftretenden Schmelzwässer aus dem Himalaja sorgen entlang des Ganges und des Brahmaputra alljährlich für Überflutungen. Der Scheitelpunkt des Durchflusses fällt beim Ganges meist auf die Monate August und September, beim Brahmaputra auf Juli und August. Wenn die Hochwasserspitzen der beiden Flüsse im August zeitgleich auftreten, kann es in Bangladesch, wo die Flüsse zusammenfließen, zu verheerenden Fluten kommen. 1998 wurde auf diese Weise ca. 70% der ansonsten nicht wasserbedeckten Landfläche Bangladeschs überflutet (MIRZA 2002).

Das Vegetationsbild ist sehr stark von landwirtschaftlichen Nutzpflanzen geprägt, wobei der Anbau von Weizen und Reis am weitesten verbreitet ist (PORTMANN et al. 2008). Bewaldete Flächen sind nur noch in sehr geringem Umfang vorhanden (<http://www.fsi.org.in>).

Die Monsunniederschläge im Sommer gehen stets mit einer starken Bewölkung einher. Aus diesem Grund ist verwertbares ETM+ Bildmaterial zu der Zeit der maximalen Niederschläge und der maximalen Ausdehnung der Oberflächengewässer sehr selten.

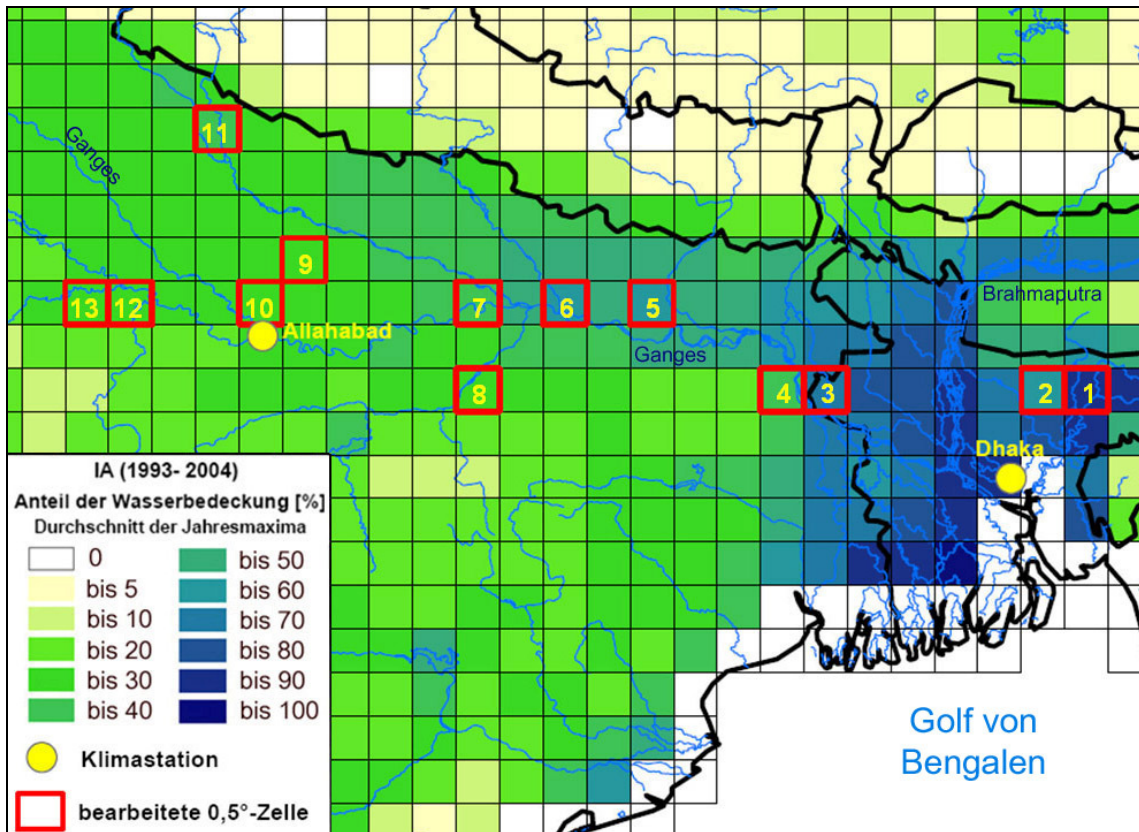


Abbildung 4.2: Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra (Gb) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Zellen mit Küstenkontakt wurden entfernt. Die mit ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.

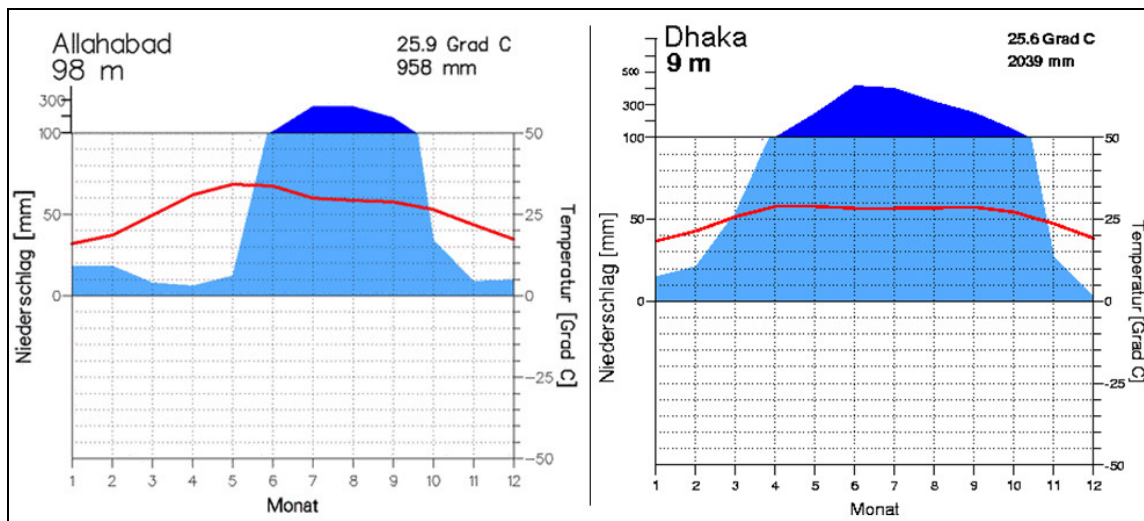


Abbildung 4.3: Klimadiagramme von Allahabad (links) und Dhaka (rechts). (verändert nach <http://www.klimadiagramme.de>)

4.2 Sudd Sümpfe

Die Sudd Sümpfe (Su) sind eines der größten Feuchtgebiete Afrikas. Sie erstrecken sich zwischen 5,5° und 9,5° nördlicher Breite entlang der Flüsse Bahr el Djebel, Bahr el Gazal und Sobat, die sich südlich von Malakal zum Weißen Nil vereinen (Abbildung 4.4). Die Sudd Sümpfe bestehen aus einem komplexen Netzwerk aus verzweigten Flussläufen, Seen und saisonal überflutetem Grasland (PETERSON et al. 2007). Durch ein geringes Gefälle und das Zusammenspiel von Sedimentations- und Erosionsprozessen ändern einzelne Flussläufe häufig ihre Fließwege (PETERSON et al. 2008).

Durch eine großflächige Verteilung der Gewässer kommt es in den Sudd Sümpfen zu hohen Evaporationsverlusten, sodass weniger als die Hälfte der einfließenden Wassermenge das Feuchtgebiet wieder verlässt (MOHAMED et al. 2004). Um diesen Wasserverlust zu vermindern, wurde 1978 mit dem Bau des Jonglei Kanals begonnen, der das Wasser, an den Sümpfen vorbei, direkt in den Weißen Nil bei Malakal leiten soll (HOWELL et al. 1988). Der Kanal konnte allerdings aufgrund von politischen Unruhen bis heute nicht fertig gestellt werden (PETERSON et al. 2008).

Das Klima ist von Mai bis Oktober durch den Einfluss der Konvektionsniederschläge der ITCZ humid, von Juni bis September übersteigen die Monatsniederschläge im langjährigen Mittel 100 mm. In den Wintermonaten sorgen der trockene Nordostpassat und die Hochdruckgebiete der Subtropen für stark ausgeprägte aride Bedingungen (Abbildung 4.5). Die Temperaturen liegen im Monatsdurchschnitt ganzjährig über 25°C. Die saisonalen Überflutungen werden neben den intensiven Niederschlägen in der Regenzeit auch durch den Ausfluss aus dem Victoria-See (stromaufwärts) gesteuert. Die Ausdehnung der Oberflächengewässer ist in den Sudd Sümpfen im September maximal und nimmt in den nachfolgenden ariden Monaten bis zum Eintreten der nächsten Regenzeit sukzessive ab (EL MOGHRABY et al. 2006).

An den Randgebieten der permanenten Oberflächengewässer ist das Vegetationsbild von Sumpfvegetation wie der Papyrusstaude und von schwimmenden Wasserpflanzen geprägt. Das saisonal überflutete Grasland schließt direkt an die immerfeuchten Gebiete an und wird in der Trockenzeit häufig als Weideland genutzt. Gehölzformationen beschränken sich auf die höheren, seltener überfluteten Lagen (EL MOGHRABY et al. 2006).

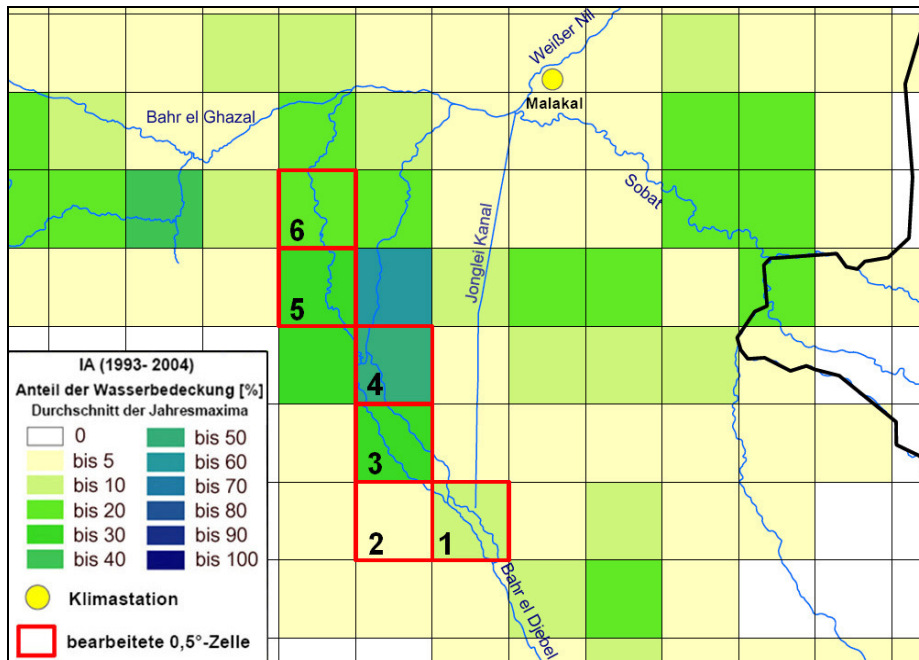


Abbildung 4.4: Untersuchungsgebiet Sudd Sümpfe (Su) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Die mit ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.

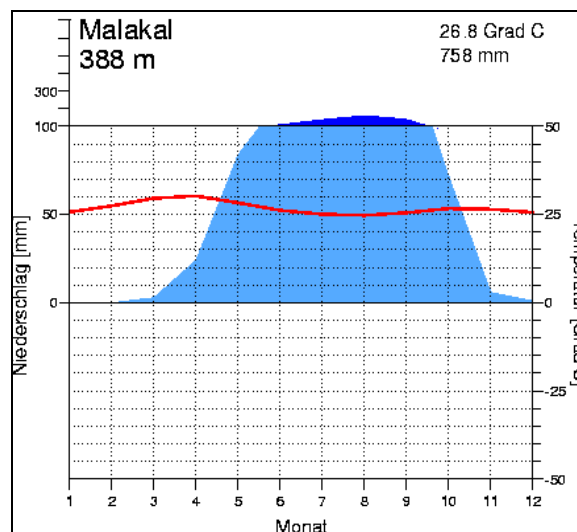


Abbildung 4.5: Klimadiagramm von Malakal. (verändert nach <http://www.klimadiagramme.de>)

4.3 Paraná

Das Untersuchungsgebiet Paraná (Pa) befindet sich im Nordosten von Argentinien (Abbildung 4.6). Nördlich von Corrientes vereint sich der Paraná mit dem Paraguay (Fluss) und mündet zusammen mit dem Uruguay (Fluss) in den Rio de la Plata Ästuar (Atlantik). Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich zwischen 28,5° und 33,5° südlicher Breite. Das Klima ist ganzjährig humid, mit stärkeren Monatsniederschlägen (>100 mm) von Oktober bis April (Abbildung 4.7). In den Monaten von April bis Juli, nach Ende der Regenzeit, führt der Paraná das meiste Wasser (ORFEO & STEVAUX 2002), weshalb es in diesem Zeitraum häufig zu ausgedehnten Überflutungen kommt (DEPETTRIS et al. 2000).

Das Vegetationsbild ist in flussnahen Gebieten durch Sumpfvegetation, ansonsten durch Busch- und Grasland geprägt. Der Südosten des Untersuchungsgebiets wird intensiv ackerbaulich bewirtschaftet (EVA et al. 2002).

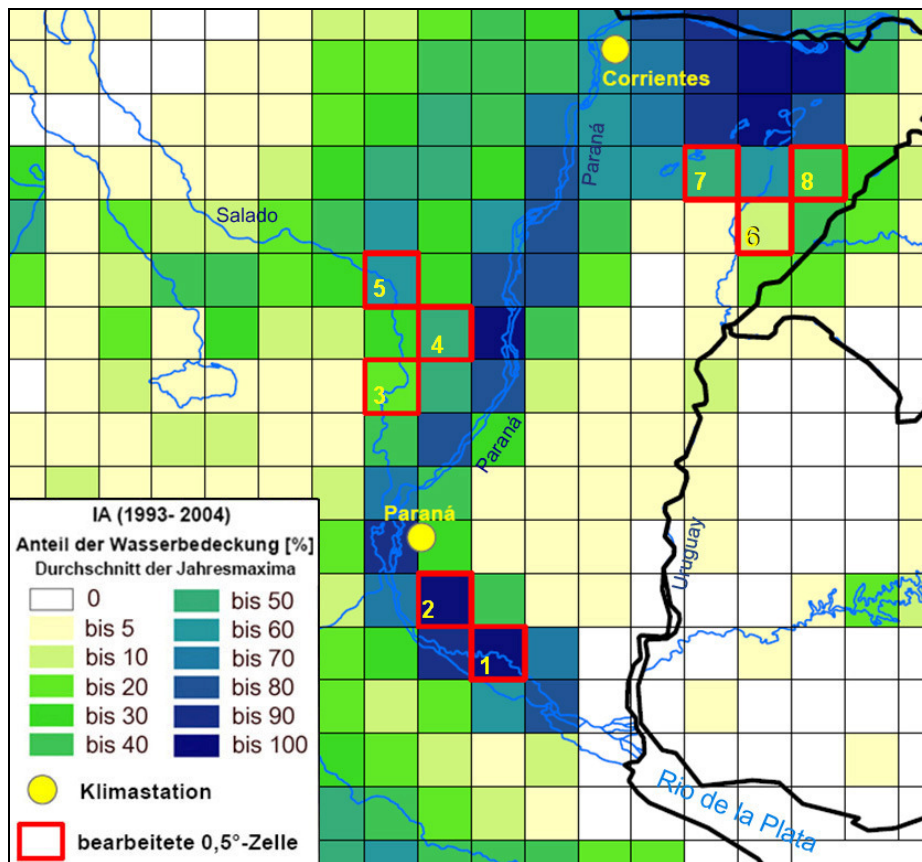


Abbildung 4.6: Untersuchungsgebiet Paraná (Pa) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Zellen mit Küstenkontakt wurden entfernt. Die mit ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.

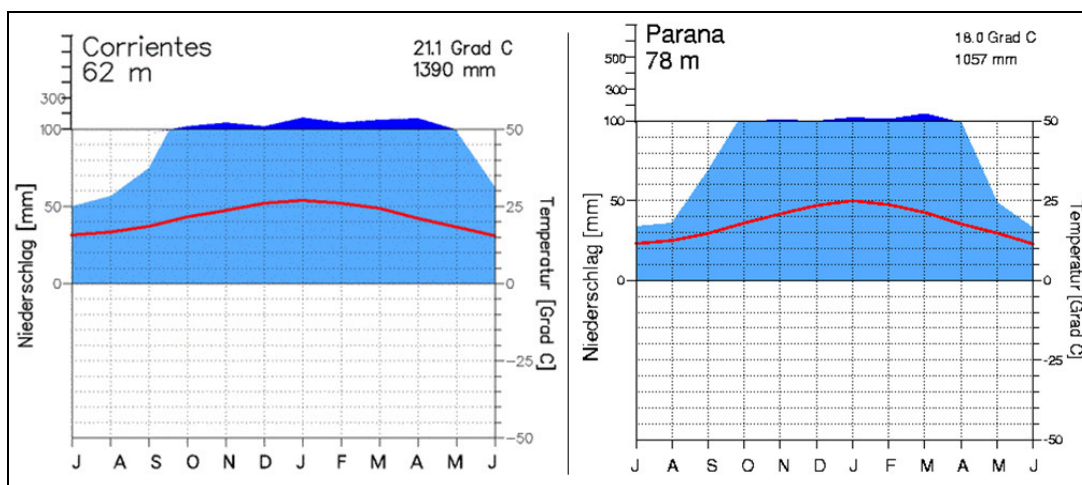


Abbildung 4.7: Klimadiagramme von Corrientes (links) und Paraná (rechts). (verändert nach <http://www.klimadiagramme.de>)

4.4 Pantanal

Das Pantanal (PI) ist ein Feuchtgebiet entlang des Paraguay (Flusses) und seiner Nebenflüsse (Abbildung 4.8). Es erstreckt sich zwischen 15° und 21° südlicher Breite in einer Beckenlage und befindet sich auf den Staatsgebieten von Brasilien, Bolivien und Paraguay. Von Oktober bis Mai sind die klimatischen Bedingungen humid, mit Monatsniederschlägen >100 mm (Abbildung 4.9). Zwischen Januar und Mai kommt es immer wieder zu Überflutungen, da die Aufnahmekapazität der Flussläufe in Folge der Niederschläge überschritten wird. Nach der Regenzeit fallen weite Teile des Pantanal wieder trocken (ASSINE & SOARES 2004, HAMILTON 1999).

Die Vegetation des Pantanal setzt sich überwiegend aus Busch- und Grasland zusammen. In den höher gelegenen Regionen, die nur für kurze Zeit überflutet werden, sind auch immergrüne Waldbestände vertreten (EVA et al. 2002, ROCHA 1997)

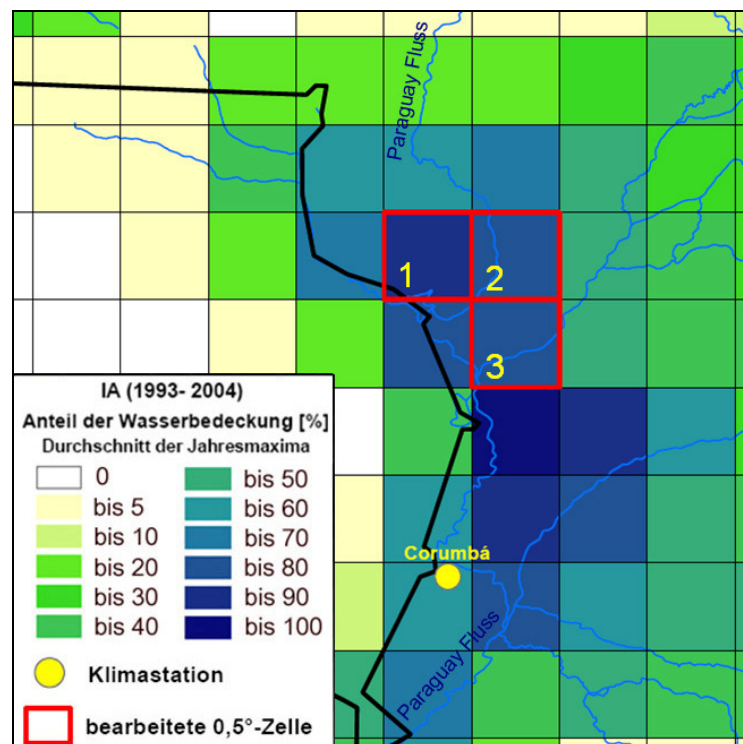


Abbildung 4.8: Untersuchungsgebiet Pantanal (PI) mit den Werten der gemittelten Jahresmaxima der Wasserbedeckungen aus dem IA-Datensatz. Die mit ETM+ (Band5)-Satellitenbildern bearbeiteten 0,5°-Zellen sind durchnummeriert, um die Ergebnisse in Kapitel 5 verorten zu können.

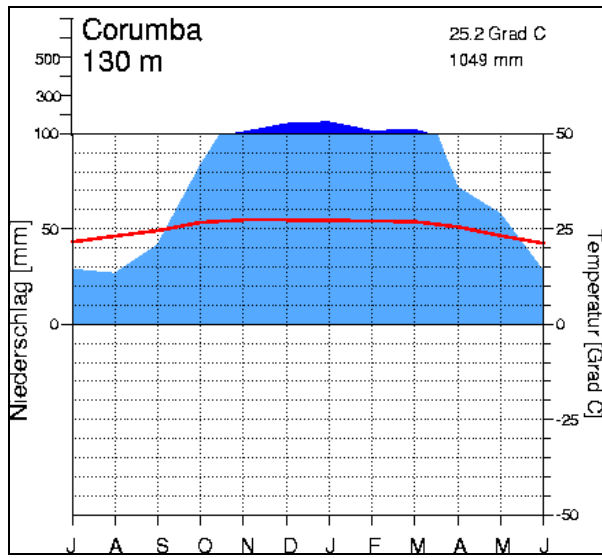


Abbildung 4.9: Klimadiagramm von Corumbá. (verändert nach <http://www.klimadiagramme.de>)

5 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse aus dem Vergleich zwischen den Wasserbedeckungen des IA-Datensatzes und den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen vorgestellt. Die vollständigen Ergebnisse sind in tabellarischer Form dem Anhang beigelegt. Es wurden 30 Zellen zu mehreren Zeitpunkten verglichen. Von den insgesamt 262 durchgeführten Gegenüberstellungen hat IA die Ergebnisse der $b5_{min}$ -Klassifikation in 77 Fällen (29,4%) unterschätzt; davon wurde bei IA 61-mal gar keine Wasserbedeckung registriert, obwohl bei ETM+ (Band 5) Oberflächengewässer vorhanden waren. 169-mal (64,5%) überschätzte der IA-Wert die Wasserbedeckung der $b5_{max}$ -Klassifikation. Lediglich in 16 Fällen (6,1%) lag IA zwischen $b5_{min}$ und $b5_{max}$, also in dem Bereich, in dem die Wasserbedeckung als realistisch definiert wurde (Abbildung 3.17, Seite 35). Die maximale absolute Überschätzung ($IA - b5_{max}$) beläuft sich auf 67,6% und tritt in der Zelle Gb5 im September 2000 auf. Die maximale absolute Unterschätzung ($b5_{min} - IA$) beträgt 5% in der Zelle Su1 im Juli 2002, bzw. 11% ($b5_{max} - IA$) in der Zelle Pa5 im Januar 2001.

Es folgt eine nach Untersuchungsgebieten unterteilte, detailliertere Darstellung der Ergebnisse. Der Fokus liegt hierbei auf der saisonalen Beziehung zwischen IA und den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen. Zunächst wird der Jahresverlauf der von IA überschätzten, unterschätzten und übereinstimmenden Vergleiche für das gesamte Untersuchungsgebiet betrachtet, anschließend werden einzelne Zellen des Untersuchungsgebiets herausgegriffen, für die ausreichend Daten zur Verfügung stehen, um den saisonalen Verlauf der absoluten Wasserbedeckungen durch mehrere Monatswerte repräsentativ darzustellen.

5.1 Ganges-Brahmaputra

In dem Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra (Gb) wurden 125 Klassifikationen in 13 $0,5^\circ$ -Zellen durchgeführt. In 43 Fällen (34,4%) unterschätzt IA die Wasserbedeckung aus $b5_{min}$. 79-mal (63,2%) wird $b5_{max}$ überschätzt. In 3 Fällen (2,4%) stimmen die Werte überein ($b5_{min} < IA < b5_{max}$).

Betrachtet man die saisonale Verteilung der Anteile der verglichenen Monate, bei denen IA unterschätzt ($IA < b5_{min}$), überschätzt ($IA > b5_{max}$) oder mit den Ergebnissen aus ETM+ (Band 5) übereinstimmt, so zeichnet sich für das gesamte Untersuchungsgebiet Gb ein Trend ab (Abbildung 5.1): In den Monaten während und nach den Monsunniederschlägen überschätzt IA die $b5_{max}$ -Werte sehr häufig, mit zunehmendem zeitlichen Abstand nimmt der Anteil der überschätzten Monatswerte ab Februar deutlich ab, bis im April schließlich 100% der mit ETM+ (Band 5) ermittelten Wasserbedeckungen von IA unterschätzt werden. Mit steigenden

Niederschlagssummen im Mai nimmt auch der Anteil der überschätzten Monatswerte wieder zu.

Der durchschnittliche Faktor, mit dem IA die $b5_{max}$ -Ergebnisse überschätzt ($IA/b5_{max}$), ist in den Monaten Juli und August mit Werten von 17,9 und 14,5 maximal (Abbildung 5.1: rote Zahlen über den Balken). Der Faktor der restlichen Monate ist mit Werten zwischen 1,9 und 3,7 deutlich geringer. Es ist hierbei allerdings zu beachten, dass im Juli und August, aufgrund der starken Bewölkung während des Sommermonsuns, nur eine sehr geringe Zahl an ETM+ (Band 5)-Klassifikationen durchgeführt werden konnten.

Der Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) liegt stets bei Werten nahe oder gleich 0 (Abbildung 5.1: schwarze Zahlen über den Balken). Das kommt daher, dass IA bei Unterschätzung in 41 von 43 Fällen gar keine Wasserflächen erkennt, die prozentuale Wasserbedeckung von IA also 0% beträgt, $b5_{min}$ jedoch stets Werte größer 0% annimmt.

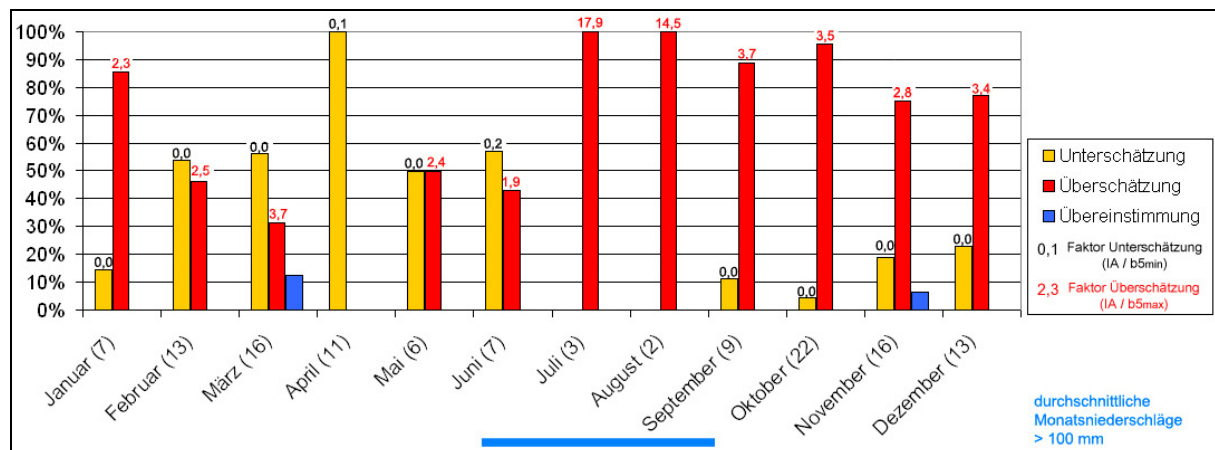


Abbildung 5.1: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen > 100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra (Gb).

Nach dieser allgemeinen Analyse, die alle untersuchten Zellen des Untersuchungsgebietes Gb beinhaltet, werden im Anschluss die absoluten Beträge der Wasserbedeckungen für einzelne $0,5^\circ$ -Zellen betrachtet. Die Lage der Zellen innerhalb des Untersuchungsgebietes kann mithilfe von Abbildung 4.2 (S. 40) nachvollzogen werden.

Abbildung 5.2 beinhaltet den saisonalen Verlauf der prozentualen Wasserbedeckungen von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA in der Zelle Gb1 im Osten Bangladeschs. Die maximale Wasserausdehnung fällt bei IA mit einem Wert von 98,7% auf den Monat Mai, bei der $b5_{max}$ -Klassifikation mit 79,5% auf den Monat Juni. Kurz vor Eintreten der Monsunniederschläge ist die Wasserbedeckung bei IA im März und April deutlich geringer als in den restlichen Monaten. Der Märzwert aus der ETM+ (Band 5)-Klassifikation bestätigt diese saisonale

Dynamik. Der Rückgang der Wasserbedeckung in den Monaten nach den Monsunniederschlägen verläuft in den beiden Datensätzen unterschiedlich: Während IA von September bis Januar nahezu gleich bleibt, nehmen die ETM+ (Band 5)-Ergebnisse sukzessive ab. Erst ab Februar fallen die Wasserbedeckungen aus IA ebenfalls deutlich, bis sie im März ungefähr das Niveau von $b_{5_{max}}$ erreichen. Mit Ausnahme der Monate März und Juni liegt IA stets deutlich über $b_{5_{max}}$.

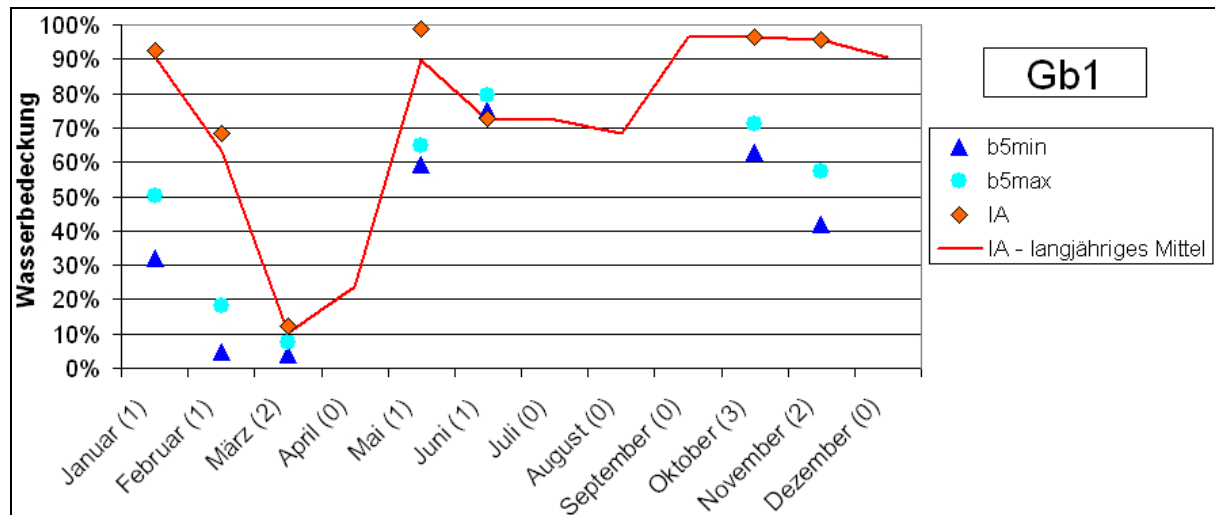


Abbildung 5.2: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Gb1. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b_{5_{min}}$, $b_{5_{max}}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

Die Zelle Gb6 (Abbildung 5.3) liegt nördlich des Ganges im Osten Indiens. Die maximalen Wasserbedeckungen (um 90%) treten im langjährigen Mittel (IA) in den Monaten Juli, August und September auf. In dieser Zeit liegen aufgrund der Bewölkung keine ETM+ (Band 5)-Klassifikationen vor. Von Oktober bis Januar detektiert IA deutlich höhere Wasserbedeckungen als $b_{5_{max}}$. Im März unterschätzt der IA-Wert $b_{5_{min}}$ und fällt im April, dem Monat mit den geringsten Niederschlägen, auf 0% ($b_{5_{min}}$ liegt dort bei 4%). Ab Mai nimmt IA wieder zu und überschätzt die $b_{5_{max}}$ -Wasserbedeckung. Die Dynamik der IA- und der $b_{5_{max}}$ -Wasserbedeckungen stimmt nur teilweise miteinander überein: Von Oktober zu November nehmen sowohl IA als auch $b_{5_{min}}$ und $b_{5_{max}}$ ab, im Dezember nehmen die ETM+ (Band 5)-Klassifikationen weiter ab, IA behält allerdings den Wert des Vormonats bei. Von Dezember bis März kann erneut eine Übereinstimmung der Dynamik der beiden Daten konstatiert werden; in den Folgemonaten von März bis Juni ist das nicht mehr der Fall: Auf eine Zunahme der ETM+ (Band 5)-Klassifikationen reagiert IA mit einer Abnahme und umgekehrt.

Die Zelle Gb12 (Abbildung 5.4) befindet sich im vergleichsweise trockeneren Osten des Untersuchungsgebiets. Die maximalen Wasserbedeckungen treten bei IA in den Monaten Juli, August und September mit Werten um 45% auf. Während der Anstieg der IA-

Wasserausdehnung von Juni auf Juli sehr abrupt geschieht, nimmt die Wasserbedeckung bei den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen allmählich zu und erreicht ihren maximalen Wert erst im September. Den Rest des Jahres, von November bis Juni, beträgt IA 0%, während $b5_{min}$ bei Werten um 1% liegt.

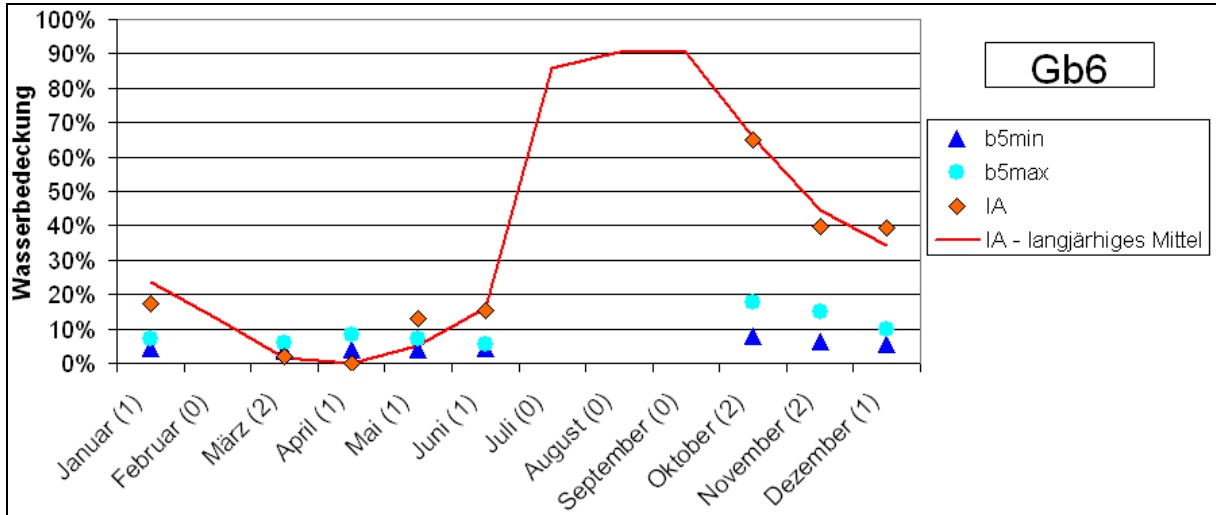


Abbildung 5.3: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Gb6. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

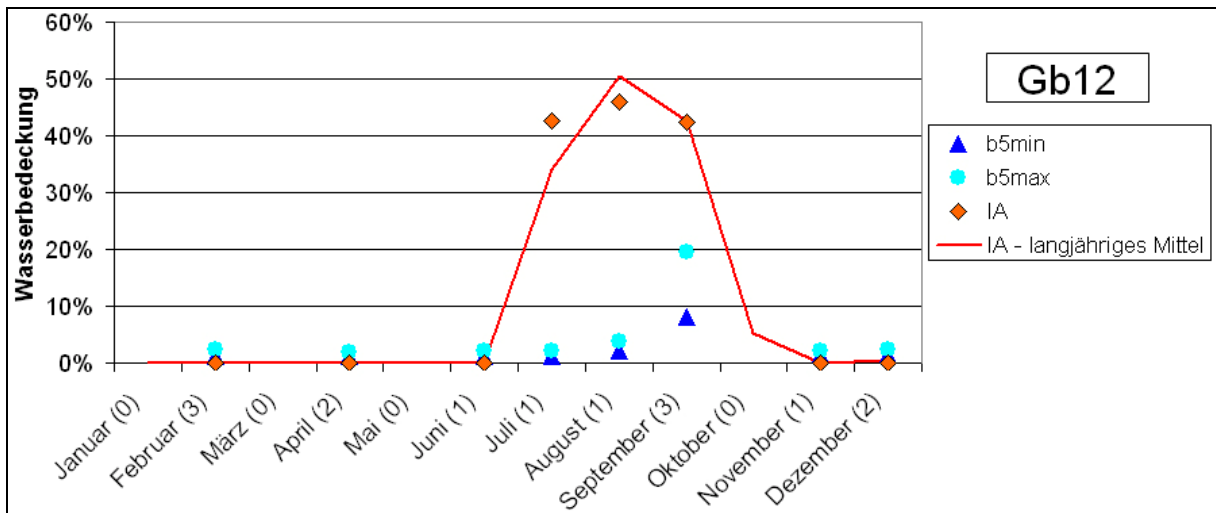


Abbildung 5.4: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Gb12. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

5.2 Sudd Sümpfe

In dem Untersuchungsgebiet Sudd Sümpfe (Su) wurden 6 Zellen bearbeitet, wobei insgesamt 41 ETM+ (Band 5)-Klassifikationen durchgeführt und mit den IA-Wasserbedeckungen verglichen wurden. 12-mal (29,3%) unterschätzt IA den $b5_{min}$ -Wert. In 24 Fällen (58,5%) wird $b5_{max}$ überschätzt. 5-mal (12,2%) liegt IA zwischen $b5_{min}$ und $b5_{max}$.

Betrachtet man die Anteile der verglichenen Monate, bei denen IA unterschätzt, überschätzt oder mit den Ergebnissen aus ETM+ (Band 5) übereinstimmt, ergibt sich für das Untersuchungsgebiet Su eine Tendenz zur Überschätzung in den Monaten nach der Regenzeit (Oktober, November und Dezember) (Abbildung 5.5). Den Rest des Jahres ist kein expliziter Trend einer Über- oder Unterschätzung zu erkennen. Es ist hierbei allerdings zu beachten, dass die Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) im Schnitt deutlich geringer ist als im Untersuchungsgebiet Gb; im Juni und August wurden aus Mangel an verwertbarem Bildmaterial keine ETM+ (Band 5)-Klassifikationen durchgeführt.

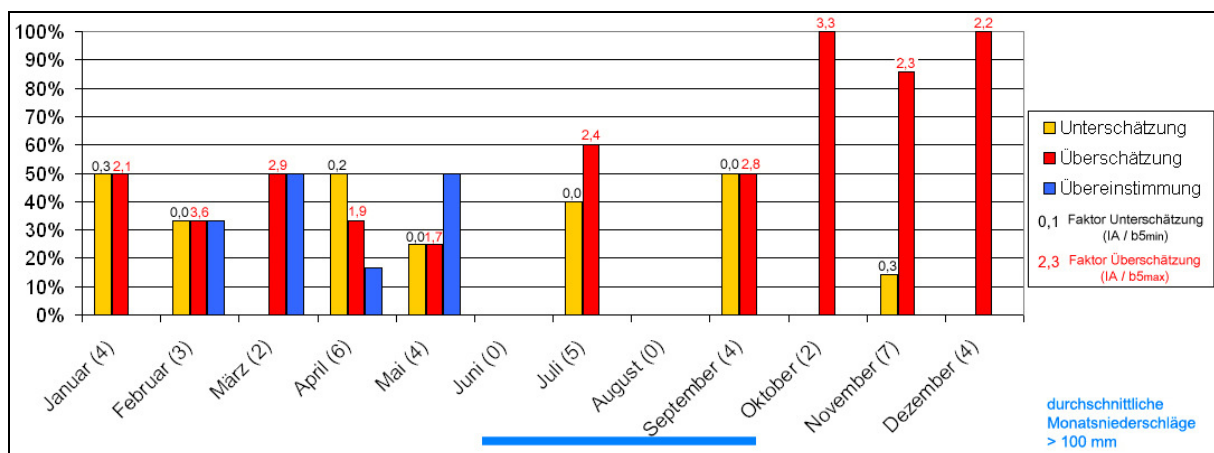


Abbildung 5.5: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen > 100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Sudd Sümpfe (Su).

Der Faktor der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) schwankt in Su zwischen 1,7 und 3,6; eine saisonale Abhängigkeit ist nicht zu erkennen. Der Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) schwankt zwischen 0 und 0,3; bei 10 der 12 unterschätzten Zellen beträgt die IA-Wasserbedeckung 0%, obwohl $b5_{min}$ Oberflächengewässer beinhaltet.

In Abbildung 5.6 ist der saisonale Verlauf der prozentualen Wasserbedeckungen von IA, $b5_{min}$ und $b5_{max}$ für die Zelle Su3 dargestellt (Lage der Zelle: Abbildung 4.4, Seite 42). Die maximale Wasserausdehnung liegt bei IA mit einem Wert von 20% im Dezember, bei $b5_{max}$

mit 9% im September. Insgesamt kommt es bei IA zu starken relativen Schwankungen, die sich auch deutlich vom langjährigen Mittel abheben. Von ETM+ (Band 5) wird diese Dynamik meist nicht bestätigt.

In der Zelle Su5 (Abbildung 5.7) ist die Wasserbedeckung sowohl bei IA als auch bei ETM+ (Band 5) im Oktober maximal; allerdings übersteigt IA, mit einem Wert von 40%, den $b5_{max}$ -Wert, mit 12%, um mehr als das Dreifache. In den Monaten April, Mai und Dezember liegen IA und $b5_{max}$ relativ nah beisammen, ansonsten überschätzt IA sehr stark. In den Monaten Oktober bis Dezember wird der von IA detektierte Rückgang der Wasserausdehnung von den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen in seiner Dynamik bestätigt: Zuerst nimmt die Wasserbedeckung stärker ab (Oktober/November), dann schwächer (November/Dezember). Von März auf April nehmen die Wasserflächen bei IA allerdings um die Hälfte ab, obwohl sie bei ETM+ (Band 5) gleich bleiben.

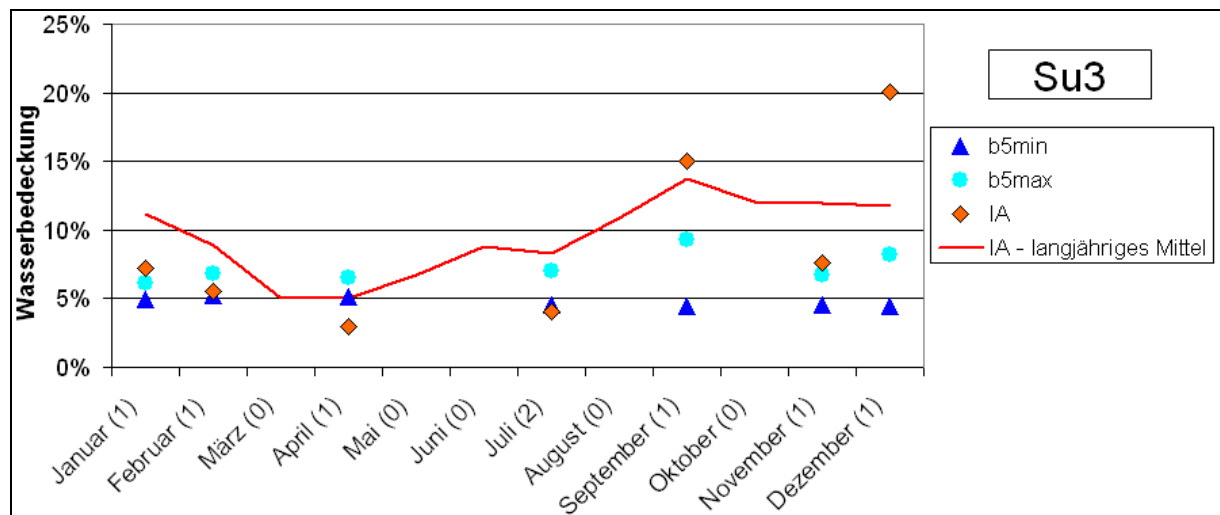


Abbildung 5.6: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Su3. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

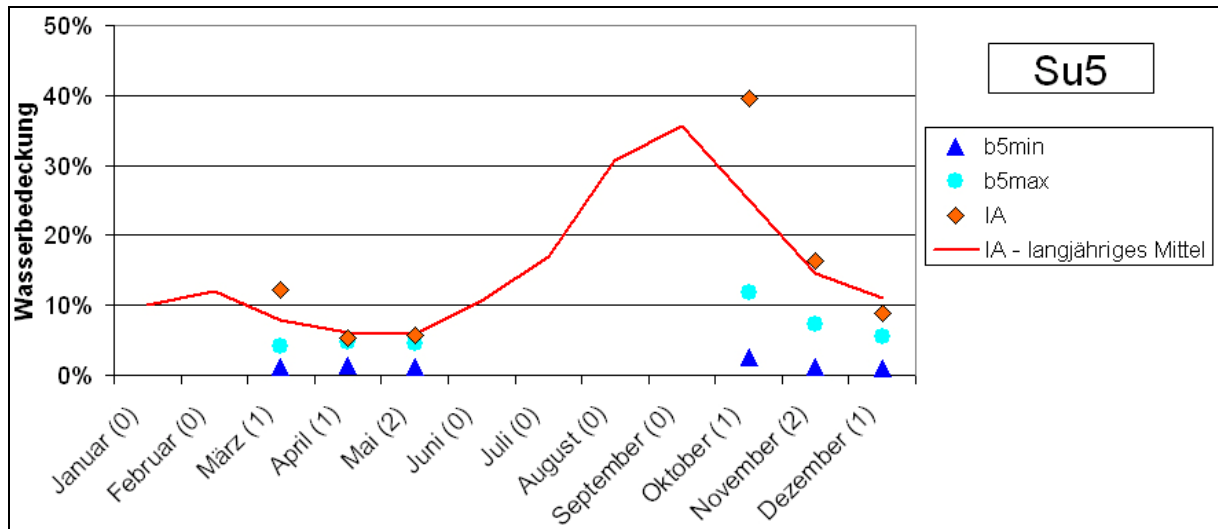


Abbildung 5.7: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Su5. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

5.3 Paraná

In dem Untersuchungsgebiet Paraná (Pa) wurden 8 Zellen bearbeitet, wobei insgesamt 69 Klassifikationen durchgeführt wurden. In 22 Fällen (31,9%) unterschätzt IA die $b5_{min}$ -Wasserbedeckung. 39-mal (56,5%) wird $b5_{max}$ überschätzt. 8-mal (11,6%) stimmen die IA-Werte mit den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen überein.

Die saisonale Verteilung der von IA unterschätzten, überschätzten oder übereinstimmenden Wasserbedeckungen in Abbildung 5.8 lässt eine Tendenz zur Überschätzung der IA-Werte zu Beginn und am Ende der Regenzeit erkennen. Die Anzahl der durchgeführten Vergleiche ist in manchen Monaten allerdings sehr gering, sodass bei der Interpretation dieser Daten Vorsicht geboten ist. Zu einem höheren Anteil an Unterschätzungen kommt es in den Monaten August und September (unmittelbar vor der Regenzeit) und im Januar (in der Regenzeit).

Der durchschnittliche Faktor der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) variiert zwischen 1,7 und 3,9; ein klarer saisonaler Zusammenhang ist hier abermals nicht zu erkennen. Der Faktor der durchschnittlichen Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) liegt zwischen 0 und 0,4, wobei IA bei nur 11 von insgesamt 22 unterschätzten Vergleichen einen Wert von 0% einnimmt, was einen bedeutend geringeren Anteil ausmacht als in den Untersuchungsgebieten Gb und Su.

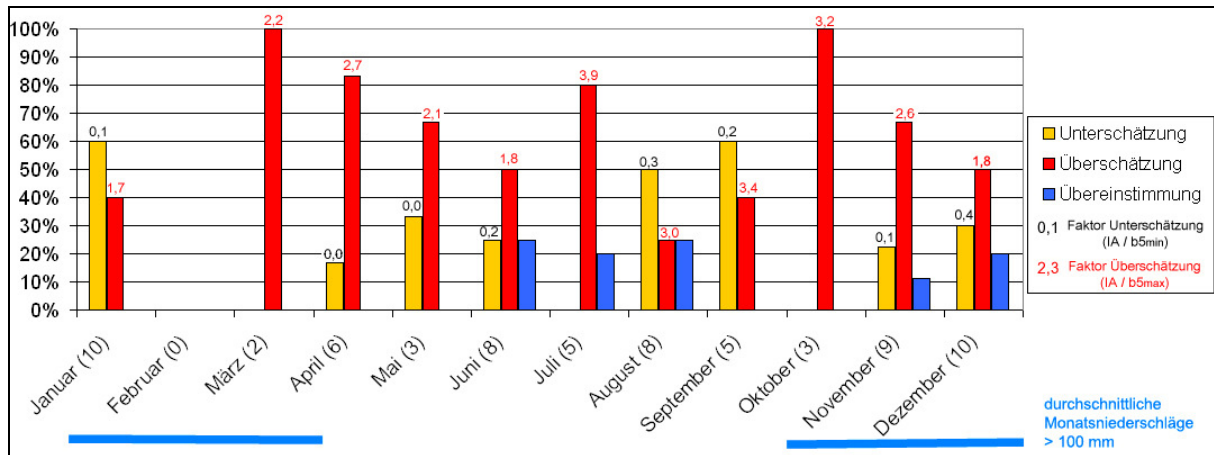


Abbildung 5.8: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen >100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Paraná (Pa).

In Abbildung 5.9 ist der saisonale Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung von IA, $b5_{min}$ und $b5_{max}$ für die Zelle Pa2 im Süden des Untersuchungsgebiets dargestellt (Lage der Zelle: Abbildung 4.6, Seite 43). Die maximale Wasserausdehnung fällt sowohl bei IA mit 93% als auch bei $b5_{max}$ mit 66% auf den Monat Juni. Die saisonale Dynamik der ETM+ (Band 5)-Klassifikationen wird in groben Zügen von IA nachempfunden, allerdings mit einer generell sehr viel höheren prozentualen Wasserbedeckung. In den Monaten Januar und März weichen die IA-Monatswerte stark vom langjährigen Mittel ab.

Die maximale Wasserbedeckung in der Zelle Pa4 (Abbildung 5.10) fällt bei IA und ETM+ (Band 5) auf den Monat April. Erneut überschätzt IA diesen Maximalwert sehr stark (um mehr als das Dreifache). Die Dynamik der Wasserbedeckungen ist in beiden Datensätzen ähnlich ausgeprägt, mit guter Übereinstimmung der absoluten Beträge bei geringen Wasserbedeckungen ($IA < 10\%$), allerdings mit deutlicher Überschätzung bei Wasserbedeckungen $>10\%$.

Auch in der Zelle Pa7 (Abbildung 5.11), im Norden des Untersuchungsgebiets, fällt die maximale Wasserbedeckung bei IA und ETM+ (Band 5) auf den gleichen Monat (Dezember), wiederum mit starker Überschätzung von IA (um das Doppelte). In dieser Größenordnung werden auch die restlichen Monate überschätzt, mit Ausnahme des Januars, in dem IA und $b5_{max}$ ungefähr die gleichen Werte annehmen. Die saisonalen Schwankungen der Wasserbedeckungen der $b5_{max}$ -Klassifikation werden von IA gut nachvollzogen.

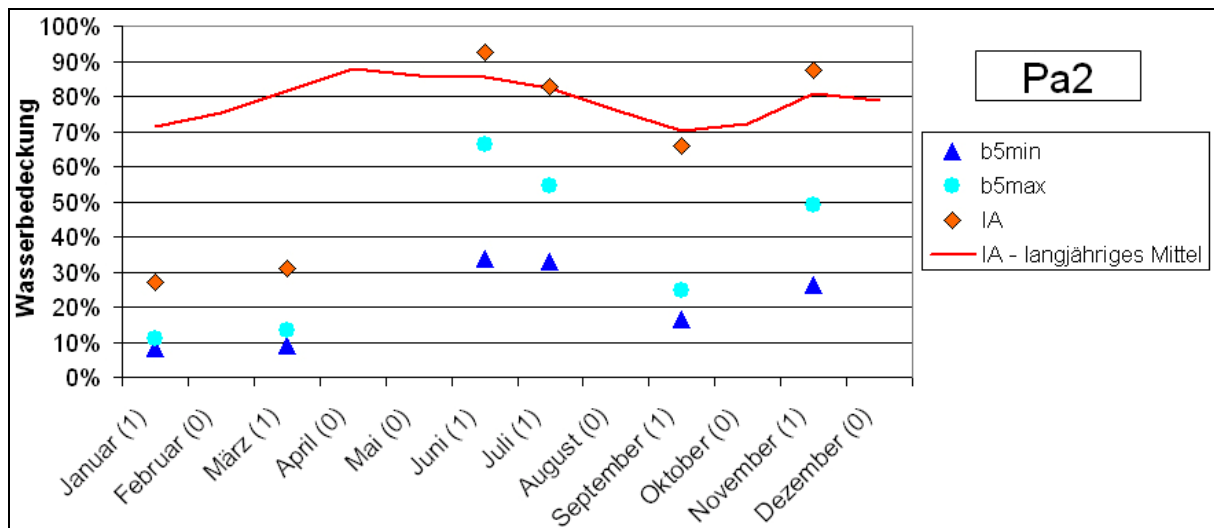


Abbildung 5.9: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Pa2. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

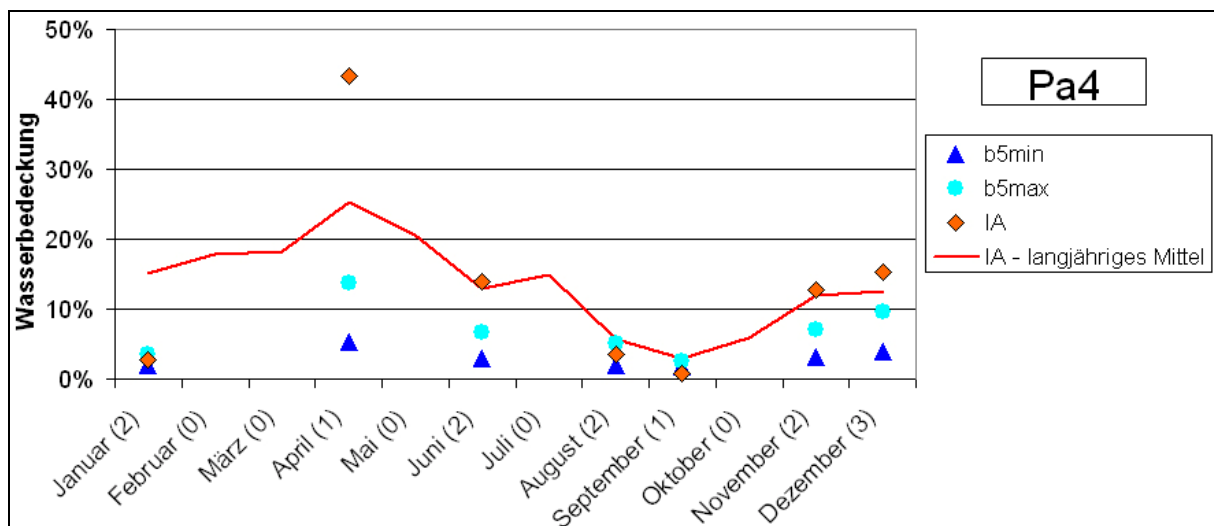


Abbildung 5.10: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Pa4. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

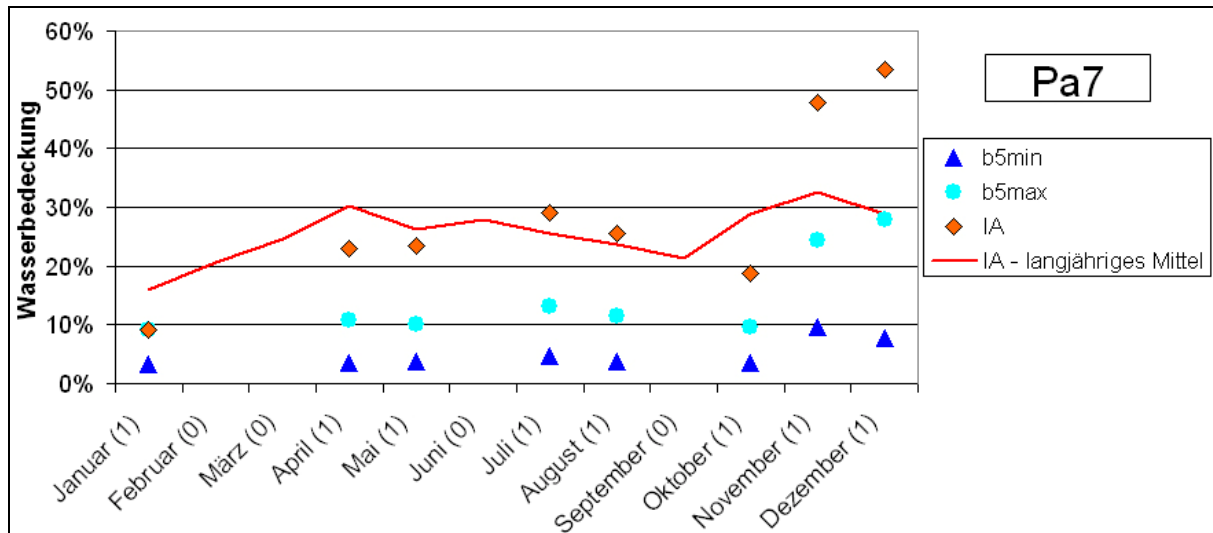


Abbildung 5.11: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle Pa7. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

5.4 Pantanal

In dem Untersuchungsgebiet Pantanal (PI) wurden 27 Vergleiche in 3 Zellen durchgeführt. IA überschätzt hier die Wasserbedeckung aus $b5_{max}$ ausnahmslos (Abbildung 5.12). Der Faktor der durchschnittlichen monatlichen Überschätzung ($IA/b5_{max}$) schwankt im Jahrgang zwischen 1,8 und 2,7 und ist somit im Vergleich zu den anderen Untersuchungsgebieten relativ ausgeglichen; das liegt vermutlich daran, dass die drei bearbeiteten Zellen in PI räumlich sehr nah beisammen liegen und sich in ihren hydrologisch-klimatischen Eigenschaften ähnlich sind. Eine saisonale Abhängigkeit des Faktors der durchschnittlichen monatlichen Überschätzung ist nicht zu erkennen. Diese Beobachtungen stützen sich allerdings auf nur sehr wenige Gegenüberstellungen, die sich zudem auf einen sehr kleinen Teil des Pantanal beschränken.

Der Jahrgang der prozentualen Wasserbedeckung ist für die Zelle PI1 in Abbildung 5.13 dargestellt (Lage der Zelle: Abbildung 4.8, Seite 44). Die Daten von IA und ETM+ (Band 5) stimmen in ihrem dynamischen Verhalten sehr gut miteinander überein. Die Beträge der Wasserausdehnungen von IA liegen allerdings stets um ca. das Doppelte über $b5_{max}$.

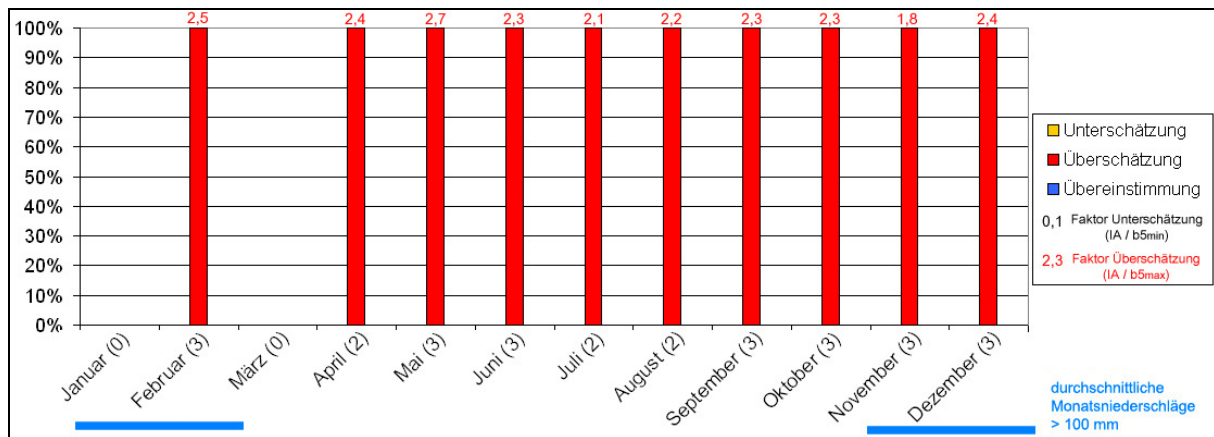


Abbildung 5.12: Anteile der von IA unterschätzten ($IA < b5_{min}$), überschätzten ($IA > b5_{max}$) und übereinstimmenden ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) Vergleiche zwischen IA und ETM+ (Band 5) an der Gesamtzahl der in den einzelnen Monaten durchgeführten Gegenüberstellungen. Die Gesamtzahl der Vergleiche in einem Monat ist jeweils in Klammern angeführt (Abszisse). Die Zahlen über den Balken geben den gemittelten Faktor der Unterschätzung ($IA/b5_{min}$) bzw. der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) an. Die Monate mit durchschnittlichen Niederschlägen > 100 mm (langjähriges Mittel) sind durch eine blaue Linie gekennzeichnet. Die Angaben beziehen sich auf die bearbeiteten Zellen im Untersuchungsgebiet Pantanal (PI).

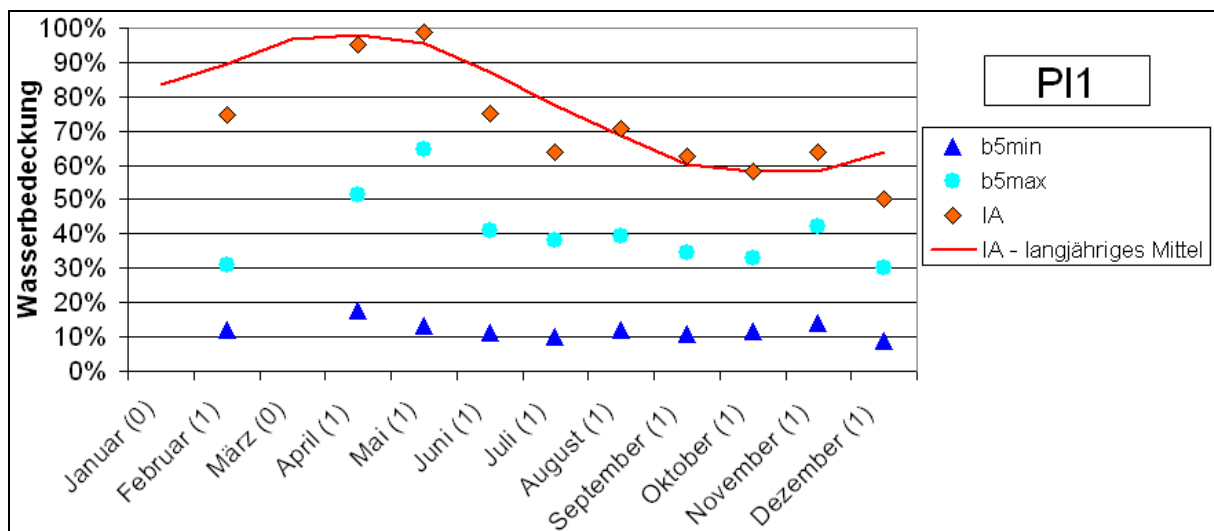


Abbildung 5.13: Saisonaler Verlauf der prozentualen Wasserbedeckung aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen und dem IA-Datensatz in der 0,5°-Zelle PI1. Wurden in einem Monat mehrere Klassifikationen durchgeführt, sind die Mittelwerte von $b5_{min}$, $b5_{max}$ und IA dargestellt; die Anzahl der zugrunde liegenden Monatswerte ist in Klammern auf der Abszisse beigefügt. Details können dem Anhang A entnommen werden. Das langjährige Mittel (1993-2004) der Monate Januar bis Dezember aus IA wird als durchgezogene Linie dargestellt.

6 Diskussion

Um zu überprüfen, ob der IA-Datensatz (Kapitel 3.1) hinsichtlich seiner Genauigkeit für die Kalibrierung und Validierung eines Floodplain-Modells geeignet ist, wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit die prozentuale Wasserbedeckung mehrerer 0,5°-Gitterzellen in dem Zeitraum von April 1999 bis Mai 2003 mithilfe von ETM+ (Band 5)-Satellitenbildern bestimmt (Kapitel 3.2) und mit der Wasserbedeckung aus dem IA-Datensatz verglichen. Dadurch konnten erstmals innerhalb einer Studie sowohl die saisonalen Schwankungen (Dynamik) als auch die absoluten Beträge der IA-Wasserausdehnung für insgesamt 30 Zellen in vier verschiedenen Untersuchungsgebieten validiert werden.

Die Ergebnisse aus dem Vergleich zwischen den IA- und den ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen aus Kapitel 5 lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Die **Dynamik** der ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen wird von IA häufig gut wiedergegeben. Dies zeigt sich vor allem in den Zellen der Untersuchungsgebiete Paraná (Pa) und Pantanal (PI): Pa2 (Abbildung 5.9, S. 54), Pa4 (Abbildung 5.10, S. 54), Pa7 (Abbildung 5.11, S. 55) und PI1 (Abbildung 5.13, S. 56). In den Untersuchungsgebieten Ganges-Brahmaputra (Gb) und Sudd Sümpfe (Su) kommt es allerdings auch zu Unstimmigkeiten in der saisonalen Dynamik zwischen IA und ETM+ (Band 5). Diese Unstimmigkeiten zeigen sich in den Zellen Gb1 (Abbildung 5.2, S. 48: Mai/Juni), Gb6 (Abbildung 5.3, S. 49: März bis Juni), Gb12 (Abbildung 5.4, S. 49: Juni/Juli), Su3 (Abbildung 5.6, S. 51: Januar bis Juli) und Su5 (Abbildung 5.7, S. 52: März/April).

Die **Wasserbedeckung** von IA liegt bei deutlich mehr als der Hälfte (64,5%) der durchgeführten Vergleiche über der $b5_{max}$ -Wasserbedeckung. Bei fast jeder dritten Gegenüberstellung (29,4%) liegt IA unter $b5_{min}$. Der Anteil der Übereinstimmungen ($b5_{min} < IA < b5_{max}$) beschränkt sich auf 6,1%. Bei den ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen, die kleiner sind als 10%, neigt IA dazu, $b5_{min}$ zu unterschätzen; meist erkennt IA dann gar keine Wasserflächen. Bei Wasserbedeckungen, die größer als 10% sind, liegt eine Tendenz zur Überschätzung vor. Die maximale absolute Überschätzung ($IA - b5_{max}$) beträgt 67,6%, die maximale absolute Unterschätzung ($b5_{min} - IA$) 5%; $b5_{max}$ wird maximal um 11% (absoluter Wert) unterschätzt.

Es kann eine **Saisonalität der Über- bzw. Unterschätzungen** festgestellt werden: In den Monaten während und nach intensiven Niederschlägen (>100 mm) neigt IA zur Überschätzung. Eine erhöhte Wahrscheinlichkeit der Unterschätzung tritt hingegen in der Zeit nach anhaltender Trockenheit auf. Am deutlichsten zeigt sich dieser Zusammenhang in dem Untersuchungsgebiet Ganges-Brahmaputra (Abbildung 5.1, S. 47).

Um die Aussagekraft dieser Ergebnisse bewerten zu können, werden sie zunächst im Kontext der IA- und der ETM+ (Band 5)-Methode diskutiert. Anschließend werden sie mit den Resultaten aus vorangegangenen IA-Validierungen verglichen.

6.1 Bewertung der Ergebnisse vor dem Hintergrund der ETM+ (Band 5)- und der IA-Methode

Im Folgenden soll geklärt werden, inwiefern die Ergebnisse aus Kapitel 5 durch methodische Mängel der ETM+ (Band 5)-Validierungsdaten beeinflusst sein könnten. So muss mitunter berücksichtigt werden, dass es sich bei den IA-Wasserbedeckungen um Monatsmittelwerte, bei ETM+ (Band 5) hingegen um Tageswerte handelt. Wenn ETM+ (Band 5) beispielsweise die Wasserbedeckung am Anfang eines Monats detektiert, in der Monatsmitte allerdings ein Überflutungsereignis einsetzt, dann ist eine Überschätzung der $b_{5_{max}}$ -Klassifikation vonseiten des IA-Datensatzes durchaus nachvollziehbar. In der Regel sollte diese Fehlerquelle jedoch nur kleinere Fehler verursachen, die durch die Mittelwertbildung bei IA stets geringer sind als die maximale innermonatliche Schwankung; absolute Abweichungen von über 60% zwischen IA und ETM+ (Band 5) lassen sich dadurch nur sehr schwer erklären.

Eine weitere Fehlerquelle in der ETM+ (Band 5)-Methode stellen dichte Vegetationsbestände dar, die, wenn sie Wasserflächen verdecken, zu einer Verminderung der ETM+ (Band 5)-Wasserausdehnungen führen (ALSDORF et al. 2007). Dadurch kann eine Überschätzung ($IA > b_{5_{max}}$) verursacht werden, da IA auch die vegetationsverdeckten Wasserflächen beinhaltet (PAPA et al. 2010). Allerdings wurden die Untersuchungsgebiete so ausgewählt, dass der Einfluss der dichten Vegetation auf die Funktionsweise der ETM+ (Band 5)-Methode nur sehr gering sein sollte (Kapitel 4, S. 38). Zudem neigt die $b_{5_{max}}$ -Klassifikation dazu, die tatsächliche Wasserbedeckung leicht zu überschätzen, da sie auch jene Pixel als (komplett) Wasserbedeckt klassifiziert, die nur teilweise von Oberflächengewässern bedeckt sind (Kapitel 3.2.4, S. 33); dadurch könnte eine vegetationsbedingte Minderung der von ETM+ (Band 5) erhobenen Wasserbedeckungen (zumindest teilweise) ausgeglichen werden.

Die vorgestellten Fehlerquellen innerhalb der ETM+ (Band 5)-Methode können lediglich für geringe Abweichungen zwischen den IA- und der ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen verantwortlich gemacht werden. Hohe absolute Überschätzungen ($IA - b_{5_{max}}$) von über 60%, wie sie in den Ergebnissen aus Kapitel 5 dokumentiert sind, auf der Basis eines Methodenfehlers von ETM+ (Band 5), können daher als unwahrscheinlich angesehen werden. Ebenso lässt sich die Beobachtung aus Kapitel 5, dass IA häufig gar keine Wasserflächen detektiert, obwohl $b_{5_{min}}$ Gewässer erkennt, nicht durch einen Fehler in der ETM+ (Band 5)-Methode erklären. Lediglich die Unstimmigkeiten im dynamischen Verhalten der IA- und der ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen, könnten bei geringen Schwankungen

der Wasserausdehnungen auf die hier beschriebenen Fehlerquellen in der ETM+ (Band 5)-Methode zurückgeführt werden (z.B. in Su3: Abbildung 5.6, S. 51).

Im Folgenden werden mögliche Fehlerquellen in der IA-Methode und deren Einfluss auf die Ergebnisse in Kapitel 5 diskutiert. Die geringe räumliche Auflösung (25 km bzw. 8 km) der am IA-Datensatz beteiligten Sensoren kann beispielsweise zu Ungenauigkeiten der IA-Wasserbedeckungen führen. Diese auflösungsbedingten Ungenauigkeiten könnten dafür verantwortlich gemacht werden, dass relativ kleine Wasserbedeckungen (<10%) unterschätzt bzw. gar nicht von IA erkannt werden (PRIGENT et al. 2007). Auf die gleiche Fehlerquelle könnten die Unstimmigkeiten der saisonalen Dynamik bei relativ geringen Schwankungen der Wasserbedeckungen zurückgeführt werden. Die sehr starken absoluten Überschätzungen ($IA - b5_{max}$) von über 60% lassen sich dadurch allerdings nicht erklären.

Die Umskalierung der IA-Daten von 773 km²- auf 0,5°-Gitterzellen durch eine flächengewichtete Mittlung kann ebenfalls eine Fehlerquelle in IA-Methode darstellen (Kapitel 3.1.3, S. 25 und 3.1.4, S. 27). Obgleich sich dieser Fehler mit zunehmender Anzahl zusammenhängender Zellen ausgleicht, ist er bei der isolierten Betrachtung einzelner Zellen, wie sie im Rahmen dieser Diplomarbeit vorliegt, nicht zu vernachlässigen. Allerdings sollten höhere Fehlerbeträge aufgrund dieser Umskalierung eine Ausnahme darstellen.

ADAM et al. 2010 weisen auf eine weitere mögliche Fehlerquelle in der IA-Methode hin: Sehr feuchte Böden könnten durch den SSM/I-Sensor als offene Wasserflächen fehlinterpretiert werden, da beide Landbedeckungen ähnliche ΔT_{37} - und $T_{37(H)}$ -Signale emittieren (SIPPEL et al. 1994). Diese Fehlinterpretation würde den abrupten Anstieg der Wasserausdehnung von Juni auf Juli in der Zelle Gb12 erklären (Abbildung 5.4, S. 49): Die einsetzenden Monsunniederschläge durchfeuchten die oberen Bodenschichten und benetzen zudem die Vegetation mit einem Wasserfilm. Aus diesem Grund detektiert der SSM/I eine großflächige Zunahme der Wasserbedeckung, die von den Klassifikationen des ETM+ (Band 5)-Bildmaterials jedoch nicht nachvollzogen werden kann. Daher steigt IA bereits im Juli stark an, die Wasserbedeckungen aus den ETM+ (Band 5)-Klassifikationen allerdings erst im September, vermutlich infolge der nun eintreffenden Wassermassen aus den umliegenden Gebirgen. Die Fehlinterpretation feuchter Böden als Wasserflächen könnte somit die verstärkte Tendenz zur Überschätzung ($IA > b5_{max}$) in den Monaten während und nach intensiven Niederschlägen erklären. Darüber hinaus ließen sich durch diese Ungenauigkeit der IA-Methode die sehr hohen absoluten Überschätzungen ($IA - b5_{max}$) von über 60% nachvollziehen.

6.2 Vergleich der Ergebnisse mit den Resultaten aus anderen IA-Validierungen

Im Folgenden werden Resultate aus anderen IA-Validierungen vorgestellt und mit den Ergebnissen aus Kapitel 5 verglichen. Abbildung 6.1 beinhaltet eine Validierung der Dynamik der IA-Wasserausdehnungen (räumliche Auflösung: 773 km²-Gitterzellen). Die saisonalen und zwischenjährlichen Schwankungen der IA-Wasserbedeckungen werden hierbei mit Änderungen der Wasserstände an drei Flüssen verglichen. Die Wasserstände leiten sich aus den Messungen eines Topex-Poseidon Radar-Altimeters ab. Topex-Poseidon wird von einem Satelliten getragen und misst den Abstand zur Erd- bzw. Wasseroberfläche mithilfe der Laufzeiten ausgesendeter Radarwellen; durch genaue Kenntnisse über die Lage des Satelliten und die Topographie des Gerinnebetts können daraus die Wasserstände mit Genauigkeiten bis zu 10 cm berechnet werden (PAPA et al. 2010, GENNERO et al. 2005).

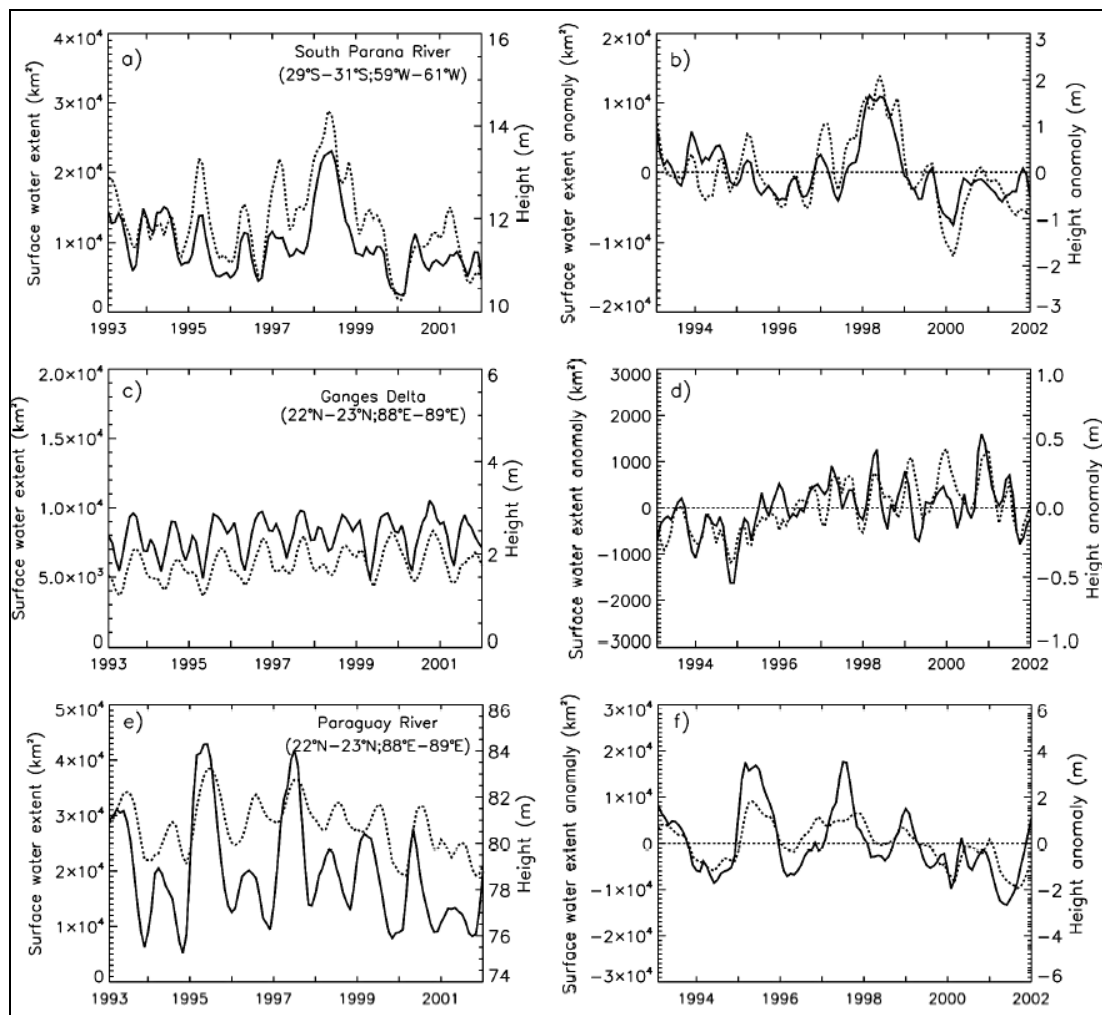


Abbildung 6.1: Gegenüberstellung der Wasserausdehnungen (IA-Datensatz) mit den Wasserstandshöhen (Topex-Poseidon Messungen) an drei Flüssen. a), c) und e) zeigen die Monatsmittelwerte der Wasserausdehnungen (durchgezogene Linie, linke Ordinate) und der Wasserstände (gepunktete Linie, rechte Ordinate). b), d) und f) zeigen die Anomalien der beiden Größen (berechnet durch die Subtraktion der Monatsmittelwerte von den einzelnen Monatswerten). (PAPA et al. 2010)

Die saisonalen und zwischenjährlichen Schwankungen der Wasserbedeckungen spiegeln sich sehr gut in den jeweiligen Höhen der Wasserstände wider. Die beiden Größen korrelieren mit einer zeitlichen Verschiebung von \pm einem Monat in allen drei Flussläufen mit $r \approx 0,8$ (PAPA et al. 2010). Allerdings können auch vereinzelte Divergenzen festgestellt werden: So nimmt beispielsweise die IA-Wasserbedeckung in der Mitte des Jahres 2000 am Paraná deutlich ab, während die Wasserstände zunehmen (Abbildung 6.1, a). Vergleicht man diese Beobachtungen mit den Ergebnissen der vorliegenden Diplomarbeit, so kann in beiden Fällen festgehalten werden, dass der IA-Datensatz die Dynamik der Validierungsdaten relativ gut wiedergibt, allerdings mit vereinzelten Unstimmigkeiten.

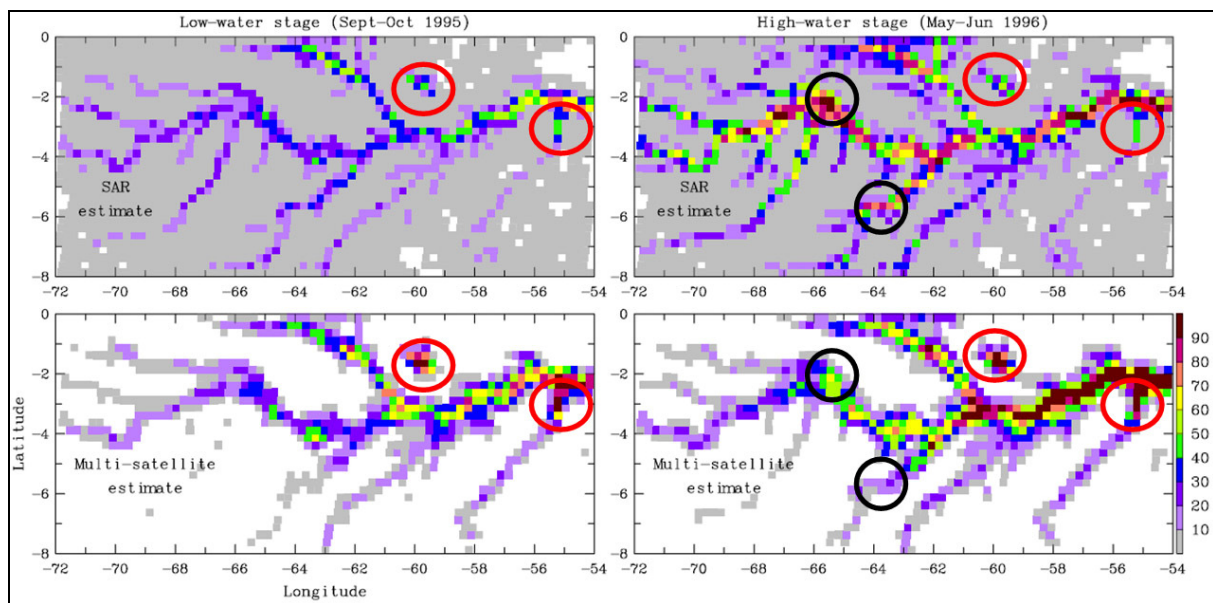


Abbildung 6.2: Vergleich der Wasserbedeckungen aus IA (unten) mit den Wasserausdehnungen aus SAR-Daten (oben). Links wird ein relativ trockener (Sept.-Okt. 1995), rechts ein relativ feuchter Zustand (Mai-Juni 1996) des Amazonas-Einzugsgebiets dargestellt. Angaben in Prozent der Pixelfläche, bei 773 km²-Gitterzellen. Die Zellen mit maximaler Überschätzung ($IA-SAR$) sind rot, mit maximaler Unterschätzung ($SAR-IA$) sind schwarz gekennzeichnet. (verändert nach PRIGENT et al. 2007)

PRIGENT et al. (2007) stellen eine weitere Validierung von IA (räumliche Auflösung: 773 km²-Gitterzellen) in dem Einzugsgebiet des Amazonas vor. Hierbei werden die IA-Wasserausdehnungen mit den prozentualen Wasserbedeckungen aus klassifizierten synthetic aperture radar (SAR)-Bildern verglichen (HESS et al. 2003). Die SAR-Bilder eignen sich sehr gut zur Erfassung von Wasserflächen; auch bei dichter Bewölkung und unter dem Einfluss einer geschlossenen Vegetationsdecke liefern sie zuverlässige Ergebnisse, die jedoch nicht immer eindeutig zu interpretieren sind (HESS et al. 1990, MELACK et al. 1994). Die Gegenüberstellung der IA- und der SAR-Wasserbedeckungen wurde zu zwei Zeitpunkten unter trockenen (September/Oktober 1995) und unter feuchten Bedingungen (Mai/Juni 1996) durchgeführt. Die Ergebnisse dieses Vergleichs (Abbildung 6.2) lassen sich (vereinfacht) folgendermaßen zusammenfassen:

- Die grobe Verteilung von Bereichen hoher und Bereichen niedriger Wasserbedeckung stimmt überein.
- Bei relativ geringen partiellen Wasserbedeckungen unterschätzt IA die SAR-Daten. Häufig werden dann bei IA gar keine Wasserflächen erkannt.
- Bei relativ hohen partiellen Wasserbedeckungen neigt IA zur Überschätzung der SAR-Daten.
- Die maximale absolute Überschätzung ($IA-SAR$) sowie die maximale absolute Unterschätzung ($SAR-IA$) betragen jeweils ca. 70%.

Vergleicht man diese Ergebnisse mit den Resultaten der ETM+ (Band 5)-Validierung, sind in fast allen Punkten Übereinstimmungen festzustellen. Sogar die maximale absolute Überschätzung bei den in Kapitel 5 dargestellten Ergebnissen stimmt mit 67,6% sehr gut mit den Resultaten der IA-Validierung durch SAR-Satellitenbilder überein (mit ca. 70%). Einzig die maximale absolute Unterschätzung beträgt bei der IA-Validierung durch ETM+ (Band 5) nur 5% ($b5_{min}-IA$) bzw. 11% ($b5_{max}-IA$), bei der Validierung mit SAR hingegen 70%.

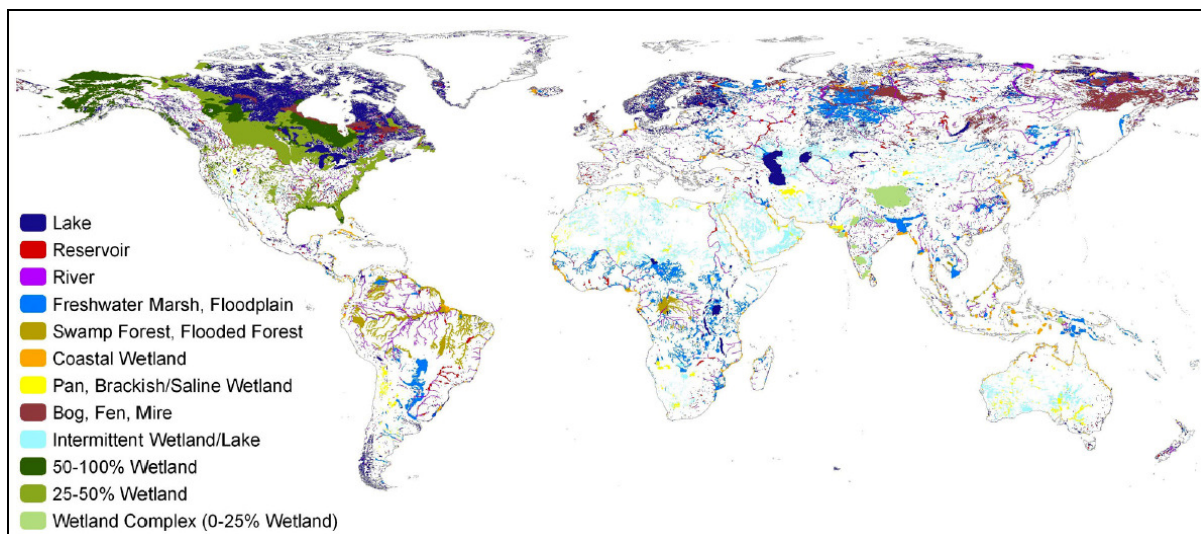


Abbildung 6.3: Der GLWD-Datensatz beinhaltet die maximale Ausdehnung von verschiedenen Oberflächengewässertypen. (LEHNER & DÖLL 2004b)

ADAM et al. 2010 haben die maximalen Wasserbedeckungen des IA-Datensatzes mit den Wasserausdehnungen aus der Global Lakes and Wetlands Database (GLWD) verglichen (LEHNER & DÖLL 2004a). GLWD ist ein statischer Datensatz, der die maximale Ausdehnung der weltweiten Oberflächengewässer beinhaltet; Reisanbauflächen sind hierin nicht enthalten (Abbildung 6.3). Die Ausdehnungen der GLWD-Gewässer liegen im Rahmen dieses Vergleichs in prozentualen Flächenanteilen, bezogen auf 0,5°-Gitterzellen, vor.

Da IA die Wasserflächen des Reisanbaus beinhaltet, GLWD jedoch nicht, wurden die Reisflächen von den IA-Daten subtrahiert, um die Vergleichbarkeit der beiden Datensätze zu gewährleisten. Die hierfür benötigten Daten liefert der MIRCA2000-Datensatz (PORTMANN et

al. 2010). Der veränderte IA-Datensatz (ohne die Wasserflächen des Reisanbaus) wird als naturally inundated areas (NIA) angesprochen (ADAM et al. 2010). Da GLWD die maximalen Ausdehnungen der Oberflächengewässer beinhaltet, werden die absoluten Maximalwerte bzw. die gemittelten Jahresmaxima (1993 bis 2004) von NIA für den NIA-GLWD-Vergleich herangezogen. Das Ergebnis der Gegenüberstellung ist in Abbildung 6.4 dargestellt und zeigt teilweise sehr starke Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen. In Regionen wie Bangladesch liegt GLWD über den NIA-Werten. Das kommt daher, dass weite Teile Bangladeschs in GLWD vereinfacht als eine große zusammenhängende Überflutungsfläche ausgewiesen sind und somit Wasserbedeckungen von 100% für die dort befindlichen 0,5°-Gitterzellen beinhalten. In Indien oder Ostchina hat NIA hingegen bedeutend größere Wasserbedeckungen als GLWD. ADAM et al. (2010) erklären dies zum einen damit, dass der satellitengestützte NIA-Datensatz möglicherweise stark durchfeuchtete Böden als offene Wasserflächen fehlinterpretiert, zum anderen dass in GLWD einige Oberflächengewässer fehlen.

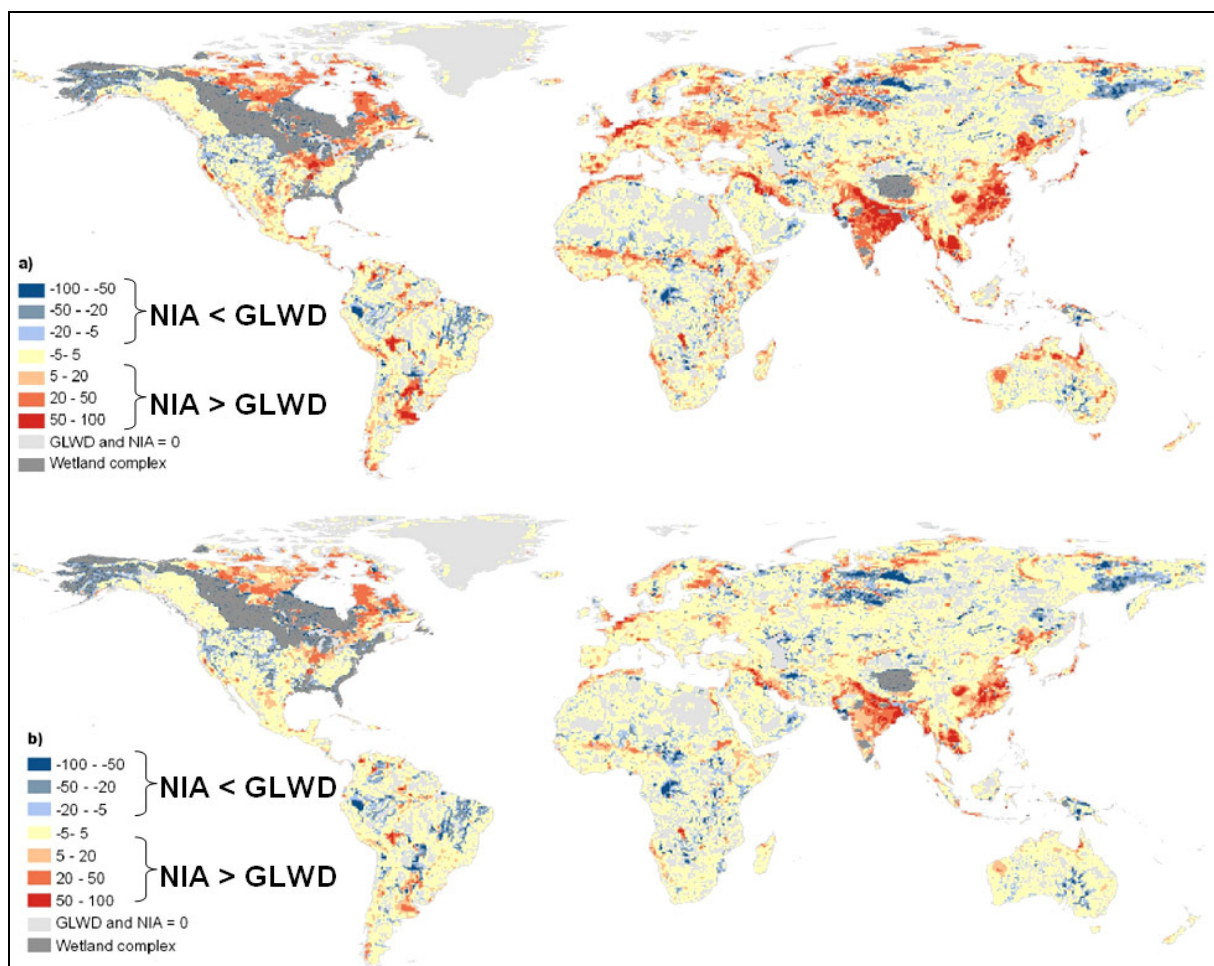


Abbildung 6.4: Differenz zwischen der prozentualen Wasserbedeckung von NIA und GLWD. Bezugsflächen sind 0,5°-Gitterzellen. Die GLWD-Wasserbedeckungen wurden von den absoluten Maximalwerten (1993 bis 2004) (a), bzw. von den Mittelwerten der Jahresmaxima (1993 bis 2004) der NIA-Daten subtrahiert (b). Gebiete, in denen GLWD größer ist als NIA, sind blau, in denen NIA größer ist als GLWD, sind rot eingefärbt. (verändert nach ADAM et al. 2010)

Die Ergebnisse des NIA-GLWD-Vergleichs lassen sich allerdings nur schwer mit den Resultaten der IA-Validierung durch ETM+ (Band 5) vergleichen. Das liegt daran, dass sowohl bei NIA als auch bei GLWD größere Ungenauigkeiten in den angegebenen Wasserbedeckungen möglich sind (ADAM et al. 2010). Es ist nicht immer klar, inwiefern die in Abbildung 6.4 dargestellten Differenzen zwischen den Datensätzen durch Fehler in NIA oder in GLWD verursacht werden (oder durch Fehler in beiden Datensätzen). Es kann jedoch festgehalten werden, dass sowohl die absoluten Beträge, mit denen NIA die GLWD-Wasserausdehnungen überschätzt, als auch die absoluten Beträge der Unterschätzung jeweils sehr hohe Werte annehmen können (50-100%). Vergleicht man diese Werte mit den Ergebnissen der IA-Validierung durch ETM+ (Band 5), so werden die hohen absoluten Beträge der Überschätzung ($IA-b5_{max}$) von über 60% bestätigt. Ein deutlicher Unterschied ist hingegen bei den Unterschätzungen zu erkennen: In Regionen wie Bangladesch und dem Pantanal liegt NIA deutlich unter den Werten von GLWD (Abbildung 6.4). Die ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen werden in diesen Gebieten hingegen von IA stets überschätzt (als einzige Ausnahme ist der Juni in Gb1 zu nennen, Abbildung 5.2, S. 48). Diese Divergenz in den Ergebnissen der beiden Validierungen lässt sich durch die zu hohen partiellen Wasserbedeckungen (von ca. 100%) bei GLWD in den Regionen Bangladesch und Pantanal erklären.

Eine weitere Validierung der IA-Wasserbedeckungen, die sich auf das Staatsgebiet Bangladeschs beschränkt, wird durch die Daten des „Bangladesh Water Development Board“ (BDWB) ermöglicht (www.ffwc.gov.bd); die Validierung wurde ebenfalls im Rahmen dieser Diplomarbeit durchgeführt. Die BDWB-Daten beinhalten die maximale jährliche Überflutungsfläche in Bangladesch, wobei alle Flächen, die mindestens einmal im Jahr überflutet worden sind, berücksichtigt werden (die Überflutung muss nicht zwingend zeitgleich stattgefunden haben). Die Daten wurden auf der Grundlage von Schadensmeldungen der Bevölkerung sowie von Radar-Satellitenbildern erhoben (www.bwdb.gov.bd).

Abbildung 6.5 vergleicht die BWDB- mit den IA-Wasserbedeckungen für die Jahre 1993 bis 2004. Der IA-Wert eines Jahres wird hierbei durch die Daten des Monats August (größte Wasserausdehnung) aller jener 0,5°-Zellen repräsentiert, die sich ganz oder teilweise auf bengalischem Staatsgebiet befinden; die Zellen mit Küstenkontakt werden hierbei nicht berücksichtigt, da es zu Fehlinterpretationen durch die Wasserflächen der Ozeane kommen kann.

Abgesehen von dem Jahr 1998 überschätzt IA die BWDB-Wasserausdehnungen deutlich. Die zwischenjährlichen Schwankungen werden in den Jahren 1993 bis 1996 von IA gut nachvollzogen, allerdings stark gedämpft. Ab 1998 ist eine Übereinstimmung der Dynamik

nur in Einzelfällen zu erkennen. Der Faktor der Überschätzung ($IA/BWDB$) schwankt zwischen 1,4 (2004) und 3,7 (2001); die maximale absolute Abweichung beträgt 56,1% (2001). In den Monaten der maximalen Wasserausdehnung liefert die in dieser Arbeit durchgeführte IA-Validierung mittels ETM+ (Band 5) ganz ähnliche Faktoren der Überschätzung ($IA/b5_{max}$) sowie ähnliche absolute Abweichungen ($IA-b5_{max}$) wie die Gegenüberstellung zwischen den IA- und den BWDB-Wasserbedeckungen (Abbildung 6.5).

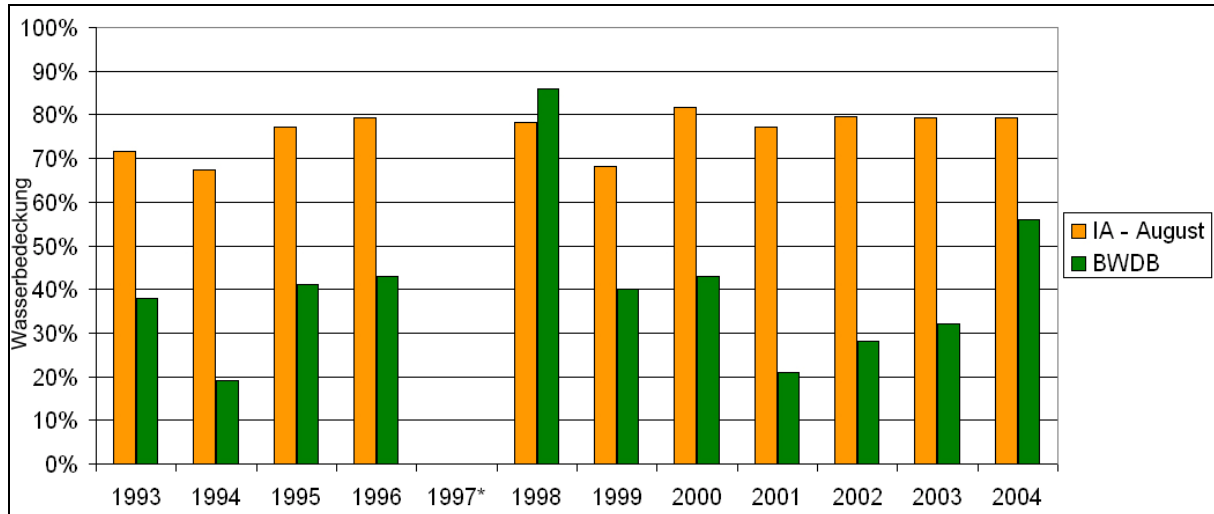


Abbildung 6.5: Maximalwerte der prozentualen Wasserbedeckung in IA und BWDB für die Jahre 1993 bis 2004. Bezugsfläche ist die Landesfläche Bangladeschs. Für das Jahr 1997 liegen bei BWDB keine Daten vor.

7 Schlussfolgerungen und Ausblick

ETM+ (Band 5)-Satellitenbilder stellen ein zuverlässiges Mittel zur Bestimmung der Ausdehnung von Oberflächengewässern dar. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde auf der Grundlage dieses Bildmaterials die prozentuale Wasserbedeckung mehrerer 0,5°-Gitterzellen zu verschiedenen Zeitpunkten bestimmt und mit den Wasserausdehnungen des IA-Datensatzes verglichen. Auf diese Weise konnten die IA-Wasserflächen erstmals sowohl in ihren absoluten Beträgen als auch in ihrer saisonalen Dynamik validiert werden. Anhand dieser Gütevalidierung soll geklärt werden, inwiefern die IA-Daten für die Kalibrierung und Validierung eines Floodplain-Modells geeignet sind.

Aus den Ergebnissen der IA-Validierung mittels ETM+ (Band 5) geht hervor, dass der IA-Datensatz die saisonale Dynamik relativ gut wiedergibt, allerdings mit vereinzelt Unstimmigkeiten. Bei den absoluten Beträgen der Wasserbedeckungen weicht IA jedoch häufig von den ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen ab. Dabei kommt es teilweise zu sehr starken Überschätzungen, die möglicherweise durch die Fehlinterpretation feuchter Böden vonseiten der IA-Methode zustande kommen. Geringe Wasserbedeckungen (<10%) werden von IA häufig unterschätzt oder gar nicht erkannt.

Diese Ergebnisse decken sich in ihrem Kern mit den Resultaten vorangegangener IA-Validierungen. Einzig die maximale absolute Unterschätzung fällt bei der Validierung von IA durch ETM+ (Band 5) sehr viel geringer aus als bei den Validierungen durch SAR-Daten oder durch GLWD.

Gemäß den Ergebnissen in dieser Diplomarbeit ist der IA-Datensatz in der vorliegenden Form nur sehr eingeschränkt als Validierungsdatensatz für das WGHM-Floodplain-Modell geeignet. Die häufigen und unregelmäßigen Abweichungen der IA-Wasserbedeckungen von den präziseren ETM+ (Band 5)-Validierungsdaten verweisen auf teilweise sehr hohe Ungenauigkeiten in der IA-Methode. Lediglich die saisonalen Schwankungen der IA-Wasserbedeckungen könnten zur Validierung der Dynamik des Floodplain-Modells verwendet werden.

In einer weiterführenden Studie könnte untersucht werden, inwiefern sich die relativ einheitliche Überschätzung vonseiten der IA-Wasserbedeckungen in den drei bearbeiteten 0,5°-Zellen des Untersuchungsgebiets Pantanal (PI) (Kapitel 5.4, S. 55) auf die gesamte Fläche des Feuchtgebiets übertragen lässt. Wenn dies der Fall ist, könnten die IA-Werte für das Untersuchungsgebiet Pantanal mit einem entsprechenden Faktor (<1) multipliziert und regional als Validierungsdaten für das Floodplain-Modell verwendet werden.

Des Weiteren könnte die hier angewendete Methode zur Validierung von IA, die sich auf den Zeitraum April 1999 bis Mai 2003 beschränkt, zeitlich ausgeweitet werden. Zu diesem Zweck

wäre das Bildmaterial des Thematic Mapper (TM)-Sensors an Bord der Satelliten Landsat 4 und Landsat 5 geeignet. Der TM ist der Vorgängersensor des ETM+ und besitzt daher ähnliche Sensorattribute. Mit Hilfe des TM könnte der gesamte von den IA-Daten abgedeckte Zeitraum (1993 bis 2004) untersucht werden. Dadurch wäre eine Analyse der zwischenjährlichen Dynamik von IA möglich.

Darüber hinaus könnte analysiert werden, inwiefern sich die in dieser Diplomarbeit ermittelten Abweichungen zwischen den IA- und den ETM+ (Band 5)-Wasserbedeckungen durch Einflussgrößen wie die Bodenfeuchte, die Monatsniederschlagssumme bzw. die Anzahl der Regentage in einem Monat beschreiben lassen. Im Idealfall könnten dadurch die IA-Werte in Abhängigkeit einer oder mehrerer dieser Größen korrigiert werden.

8 Literaturverzeichnis

ABDO, M.S.A. & DA SILVA, C.J. 2004: Limnological characteristics of water bodies of the Corutuba Nesting Site in Brasil's Pantanal. In: Acta Limnol. Bras. 16. 359-368.

ADAM, L., DÖLL, P., PRIGENT, C. & PAPA, F. 2010: Global-scale analysis of satellite-derived time series of naturally inundated areas as a basis for floodplain modeling. In: Advances in Geoscience. 27. 45-50.

ALBERTZ, J. 2007: Einführung in die Fernerkundung – Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. Darmstadt. 254 S.

ALCAMO, J., DÖLL, P., HENRICH, T., KASPAR, F., LEHNER, B., RÖSCH, T. & SIEBERT, S. 2003: Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability. In: Hydrological Sciences Journal. 48. 317-337.

ALSDORF, D.E., RODRIGUEZ, E. & LETTENMAIER, D.P. 2007: Measuring Surface Water from Space. Reviews of Geophysics. 45. 24 S.

ARMSTRONG, R.L. & BRODZIK M.J. 2005: Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow and sea ice extent version 3. National Snow and Ice Data Center. Boulder – Colorado – USA.

ASSINE, M.L. & SOARES, P.C. 2004: Quaternary of the Pantanal, west-central Brasil. In: Quaternary International. 114. 23-34.

DECHARME, B., DOUVILLE, H., PRIGENT, C., PAPA, F. & AIRES, F. 2008: A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. In: Journal of Geophysical Research. 113. 11 S.

DEPETTRIS, C.A., MENDIONDO, E.M, NEIFF, J.J. & ROHRMANN, H.R. 2000: Flood defence strategy at the confluence of the Parana-Paraguay Rivers. In: F. Tönsmann & M. Koch "River Flood Defence". Herkules Verlag. Kassel. Germany.

DÖLL, P., KASPAR, F. & LEHNER, B. 2003: A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. In: Journal of Hydrology. 270. 105-134.

EL MOGHRABY, A.I., SINADA, F.A., RIAK, K.M. & TOMOR, B.M. (2006): Information Sheet on Ramsar Wetlands: Sudd.

ERDAS 2010: ERDAS Field Guide. Online verfügbar: <http://www.erdas.com/Resources/ERDASFieldGuide.aspx> (Zugriff: 11.11.2010)

- EVA, H.D., DE MIRANDA, E.E., DI BELLA, C.M, GOND, V., HUBER, O. et al. 2002: A Vegetation Map of South America. European Commission – Joint Research Centre. 48 S.
- FRAPPART, F., PAPA, F., FAMIGLIETTI, J.S., PRIGENT, C., ROSSOW, W.B. & SEYLER, F. 2008: Interannual variations of river water storage from multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin. In: J. Geophys. Res. 113. 12 S.
- FRAZIER, P.S. & PAGE K.J. 2000: Water Body Detection and Delineation with Landsat TM Data. In: Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. 66. 1461-1467.
- FRISON, P.L. & MOUGIN, E. 1996: Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind scatterometer data. In: Int. Journal of Remote Sensing. 17. 3201-3218.
- GENNERO, M.C., CRETAUX, J.F., BERGE-NGUYEN, M., MAHEU, C., DO MINH, K., CALMANT, S., & CAZENAVE A. 2005: Surface water monitoring by satellite altimetry. Laboratoire d'Etudes en Géodésie et Oceanographie Spatiale, Toulouse, France.
- HÄCKEL, H. 2008: Meteorologie. UTB – Verlag Eugen Ulmer. Stuttgart. 447 S.
- HAMILTON, S.K. 1999: Potential effects of a major Navigation Project (Paraguay-Paraná Hidrovía) on Inundation in the Pantanal Floodplains. In: Regulated Rivers: Research and Management. 15. 289-299.
- HESS, L.L., MELACK, J.M. & SIMONETT, D.S. 1990: Radar detection of flooding beneath the forest canopy: a review. In: Int. J. Remote Sensing. 11. 1313-1325.
- HESS, L.L., MELACK, J.M., NOVO, E.M.M., BARBOSAC, C.C.F. & GASTIL, M. 2003: Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. In: Remote. Sens. Environ. 87. 404-428.
- HOWELL, P.P., LOCK, J.M. & COBB, S.M. 1988: The Jonglei Canal: impact and opportunity. Cambridge University Press. Cambridge. 501 S.
- JAMES, M.E. & KALLURI S.N.V. 1994: The Pathfinder AVHRR land data set: An improved coarse resolution data set for terrestrial monitoring. In: Int. Journal of Remote Sensing. 15. 3347-3364.
- JENSEN, J.R. 2007: Remote Sensing of the Environment – An Earth Resource Perspective. Prentice Hall. Upper Saddle River, NJ. 592 S.

- JUNK, W.J., BAYLEY, P.B. & SPARKS, R.E. 1989: The Flood Pulse Concept on River-Floodplain Systems. In: Dodge, D.P. (Hrsg.) Proceedings of the International Large River Symposium (LARS). Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 106. 110-127.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R. 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. In: Bull. Am. Meteorol. Soc. 77. 437-470.
- KOHONEN, T. 1984: Self-Organization an Associative Memory. Springer Series in Information Sciences. Springer. Berlin – Heidelberg – New York.
- KUCHLING, H. 2004: Taschenbuch der Physik. Fachbuchverlag – Carl Hanser Verlag. Leipzig. 711 S.
- LAUER, W. & BENDIX, J. 2004: Klimatologie. Westermann. Braunschweig. 352 S.
- LEHNER, B. & DÖLL, P. 2004a: Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. Journal of Hydrologie. 296. 22 S.
- LEHNER, B. & DÖLL, P. 2004b: Global Lakes and Wetland Database GLWD. Online verfügbar: http://www.worldwildlife.org/science/data/GLWD_Data_Documentation.pdf (Zugriff: 11.10.2010)
- LILLESAND, T.M., KIEFER, R.W. & CHIPMAN, J.W. 2008: Remote Sensing and Image Interpretation. John Wiley & Sons. USA. 756 S.
- LU, D., MAUSEL, P., BRONDIZIO, E. & MORAN, E. 2002: Assessment of atmospheric correction methods for Landsat TM data applicable to Amazon basin LBA research. In: International Journal of Remote Sensing. 23. 2651-2671.
- MELACK, J.M., HESS L.L. & SIPPEL S. 1994: Remote Sensing of Lakes and Floodplains in the Amazon Basin. In: Remote Sensing Reviews. 10. 127-142.
- MESCHÉDE, D. (Hrsg.) 2006: Gerthsen Physik. Springer Verlag. Berlin – Heidelberg. 1162 S.
- MIRZA, M.M.Q. 2002: Global warming and changes in the probability of occurrence of floods in Bangladesh and implications. In: Global Environmental Change. 12. 127-138.
- MOHAMED, Y.A, BASTIAANSEN W.G.M & SAVENIJE H.H.G 2004: Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. In: Journal of Hydrologie. 289. 145-164.
- ORFEO, O. & STEVAUX, J. 2002: Hydrologic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). In: Geomorphology. 44. 309-322.

OZESMI, S.L. & BAUER, M.E. 2002: Satellite remote sensing of wetlands. In: *Wetlands Ecology and Management*. 10. 381-402.

PAPA, F., PRIGENT, C., DURAND, F. & ROSSOW W.B. 2006: Wetland dynamics using a suite of satellite observations: A case study of application and evaluation for the Indian Subcontinent. In: *Geophysical Research Letters*. 33. 4 S.

PAPA, F., PRIGENT, C., JIMENEZ, C., AIRES, F., ROSSOW, W.B. & MATTHEWS, E. 2010: Interannual variability of surface water extent at global scale, 1993-2004. In: *Journal of Geophysical Research*. 115. 17 S.

PETERSEN, G., ABEYA, J.A. & FOHRER, N. 2007: Spatio-temporal water body and vegetation changes in the Nile swamps of southern Sudan. In: *Advances in Geosciences*. 11. 113-116.

PETERSEN, G., SUTCLIFFE, J.V. & FOHRER, N. 2008: Morphological analysis of the Sudd region using land survey and remote sensing data. In: *Earth Surface Processes and Landforms*. 33. 1709-1720.

PRIGENT, C., ROSSOW, W.B. & MATTHEWS, E. 1997: Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. In: *Journal of Geophysical Research*. 102. 21867-21890.

PRIGENT, C., MATTHEWS, E., AIRES, F. & ROSSOW, W.B. 2001a: Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. In: *Geophysical Research Letters*. 28. 4631-4634.

PRIGENT, C., AIRES, F., ROSSOW, W.B. & MATTHEWS, E. 2001b: Joint characterization of vegetation by satellite observations from visible to microwave wavelengths: A sensitivity analysis. In: *Journal of Geophysical Research*. 106. 20665-20685.

PRIGENT, C., PARDO, J.R., MISHCHENKO, M.I. & ROSSOW, W.B. 2001c: Microwave polarized signatures generated within cloud systems: Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) observations interpreted with radiative transfer simulations. In: *Journal of Geophysical Research*. 106. 28343-28258.

PRIGENT, C., PAPA, F., AIRES, F., ROSSOW, W.B. & MATTHEWS, E. 2007: Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000. In: *Journal of Geophysical Research*. 112. 13 S.

PORTMANN, F.T., SIEBERT, S., BAUER, C. & DÖLL, P. 2008: Global dataset of monthly growing areas of 26 irrigated crops. Frankfurt Hydrologie Paper 6. Institut für Physische Geographie, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main. 400 S.

PORTMANN, F.T., SIEBERT, S. & DÖLL, P. 2010: MIRCA2000 – Global monthly irrigated and rainfed crop areas around the year 2000: A new high-resolution data set for agricultural and hydrological modeling. In: Global Biochemical Cycles. 24. 24 S.

ROCHA, G.S. 1997: Information Sheet on Ramsar Wetlands: Pantanal.

ROSSOW, W.B., & SCHIFFER, R.A. 1999: Advances in understanding Clouds from ISCCP. In: Bull. Am. Meteorol. Soc. 80. 2261-2287.

SIPPEL, S.J., HAMILTON, S.K., MELACK, J.M. & CHOUDHURY B.J. 1994: Determination of Inundated Area in the Amazon River Floodplain Using the SMMR 37 GHz Polarisation Difference. In: Remote Sens. Environ. 48. 70-76.

SIPPEL, S.J., HAMILTON, S.K., MELACK, J.M. & NOVO E.M.M. 1998: Passive microwave observations of inundation area and area/stage relation in the Amazon River floodplain. In: Int. J. Remote Sensing. 19. 3055-3074.

SMITH, L.C. 1997: Satellite Remote Sensing of River Inundation Area, Stage and Discharge: A Review. In: Hydrological Processes. 11. 1427-1439.

SONG, C., WOODCOCK, C.E., SETO, K.C., LENNY, M.P. & MACOMBER, S.A. 2001: Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects? In: Remote Sensing of Environment. 75. 230-244.

Internetquellen

<http://earth.esa.int/object/index.cfm?fobjectid=4000> (Zugriff: 21.10.2010)

<http://earthexplorer.usgs.gov> (Zugriff: 05.11.2010)

<http://edc2.usgs.gov> (Zugriff: 07.10.2010)

<http://glovis.usgs.gov> (Zugriff: 05.11.2010)

<http://landsat.gsfc.nasa.gov/about/etm+.html> (Zugriff: 02.10.2010)

<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov> (Zugriff: 06.10.2010)

http://landsat.usgs.gov/tools_viewer.php (Zugriff: 07.11.2010)

http://landsat.usgs.gov/products_data_at_no_charge.php (Zugriff: 05.11.2010)

<http://speclab.cr.usgs.gov> (Zugriff: 02.10.2010)

<http://www.bwdb.gov.bd> (Zugriff: 12.12.2010)

http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/glossary/index_e.php?id=600 (Zugriff: 12.11.2010)

<http://www.fsi.org.in> (Zugriff: 02.12.2010)

<http://www.ffwc.gov.bd> (Zugriff: 12.12.2010)

<http://www.klimadiagramme.de/> (Zugriff: 26.11.2010)

<http://www.ifremer.fr/cersat/en/general/satellites/ssmi/program.htm> (Zugriff: 20.10.2010)

Anhang A: Tabelle mit allen ermittelten Wasserbedeckungen

Erläuterungen:

USG: Untersuchungsgebiet, in dem sich die bearbeitete 0,5°-Gitterzelle befindet.

ArcID: Die im WGHM gebräuchliche ID der 0,5°-Gitterzelle.

Lon./Lat.: Geographische Länge und Breite in ° der linken oberen Ecke der 0,5°-Gitterzelle.

Datum: Aufnahmedatum des ETM+ Satellitenbildes.

b5min: Anteil der Wasserbedeckung an der Gesamtfläche der 0,5°-Gitterzelle nach der b5_{min}-Klassifikation.

nb_{min}: Manuelle Nachbearbeitung der b5_{min}-Klassifikation (*keine Angabe* – nicht nachbearbeitet; *Bew.* – Nachbearbeitung aufgrund von Bewölkung; *Rel.* – Nachbearbeitung aufgrund von Schattenwurf des Reliefs).

b5max: Anteil der Wasserbedeckung an der Gesamtfläche der 0,5°-Gitterzelle nach der b5_{max}-Klassifikation.

nb_{max}: Manuelle Nachbearbeitung der b5_{max}-Klassifikation (*keine Angabe* – nicht nachbearbeitet; *Bew.* – Nachbearbeitung aufgrund von Bewölkung; *Rel.* – Nachbearbeitung aufgrund von Schattenwurf des Reliefs).

IA: Anteil der Wasserbedeckung an der Gesamtfläche der 0,5°-Gitterzelle nach dem IA-Datensatz (Monatsmittelwert).

USG	ArcID	Lon./Lat.	Datum	b5min	nb _{min}	b5max	nb _{max}	IA
Gb1	43387	91/25	23.10.1999	66.48%		69.16%		96.72%
Gb1	43387	91/25	28.02.2000	4.90%		18.10%		68.53%
Gb1	43387	91/25	03.06.2000	75.23%		79.51%		72.57%
Gb1	43387	91/25	25.10.2000	67.36%		74.88%		96.69%
Gb1	43387	91/25	26.11.2000	33.74%		51.95%		96.18%
Gb1	43387	91/25	02.03.2001	4.78%		9.25%		10.14%
Gb1	43387	91/25	08.05.2002	59.33%		64.97%		98.96%
Gb1	43387	91/25	31.10.2002	55.00%		69.26%		96.26%
Gb1	43387	91/25	16.11.2002	49.88%		63.02%		95.44%
Gb1	43387	91/25	03.01.2003	31.87%		50.00%		92.36%
Gb1	43387	91/25	24.03.2003	2.80%		5.73%		14.53%
Gb2	43386	90,5/25	03.06.2000	14.72%		43.19%		44.09%
Gb2	43386	90,5/25	02.03.2001	2.20%		6.94%		19.78%
Gb2	43386	90,5/25	08.05.2002	15.67%		22.83%		89.86%
Gb2	43386	90,5/25	31.10.2002	9.28%		15.99%		47.73%
Gb2	43386	90,5/25	16.11.2002	9.51%		17.72%		44.66%
Gb2	43386	90,5/25	03.01.2003	9.90%		15.96%		62.23%
Gb2	43386	90,5/25	24.03.2003	0.87%		4.26%		35.21%
Gb3	43381	88/25	06.11.1999	9.12%		13.77%	Bew.	64.60%

Gb3	43381	88/25	29.03.2000	3.25%		5.85%		21.44%
Gb3	43381	88/25	10.12.2000	4.84%		6.97%		29.64%
Gb3	43381	88/25	27.01.2001	6.75%		12.05%		34.63%
Gb3	43381	88/25	17.04.2001	2.29%		7.92%		0.00%
Gb3	43381	88/25	26.10.2001	9.67%		17.46%		75.16%
Gb3	43381	88/25	29.12.2001	4.71%		9.15%		36.26%
Gb3	43381	88/25	15.02.2002	9.00%		12.49%		41.64%
Gb3	43381	88/25	29.10.2002	5.47%		9.02%		63.27%
Gb4	43380	87,5/25	06.11.1999	4.98%		7.12%		27.30%
Gb4	43380	87,5/25	29.03.2000	3.38%		4.48%		4.28%
Gb4	43380	87,5/25	10.12.2000	3.73%		4.69%	Rel.	12.76%
Gb4	43380	87,5/25	27.01.2001	2.98%		4.33%	Rel.	11.27%
Gb4	43380	87,5/25	17.04.2001	3.09%		4.16%		2.70%
Gb4	43380	87,5/25	26.10.2001	4.08%		5.89%		36.45%
Gb4	43380	87,5/25	29.12.2001	3.39%		4.90%	Rel.	16.73%
Gb4	43380	87,5/25	15.02.2002	3.05%		6.15%	Rel.	14.17%
Gb4	43380	87,5/25	29.10.2002	3.77%		5.21%		31.02%
Gb5	42812	86/26	28.10.1999	14.58%		30.09%		90.91%
Gb5	42812	86/26	29.11.1999	4.00%		9.67%		64.74%
Gb5	42812	86/26	01.02.2000	2.46%		6.43%		19.47%
Gb5	42812	86/26	28.09.2000	17.10%		28.77%		96.36%
Gb5	42812	86/26	14.10.2000	4.77%		15.32%		65.23%
Gb5	42812	86/26	01.12.2000	3.00%		11.49%		21.36%
Gb5	42812	86/26	03.02.2001	1.99%		4.95%		6.07%
Gb5	42812	86/26	07.03.2001	1.23%		4.56%		0.00%
Gb5	42812	86/26	10.03.2002	2.43%		5.67%		0.00%
Gb5	42812	86/26	07.12.2002	3.10%		9.71%		28.66%
Gb6	42810	85/26	04.11.1999	6.89%		16.06%		51.20%
Gb6	42810	85/26	27.03.2000	3.35%		6.02%		4.30%
Gb6	42810	85/26	21.10.2000	7.21%		16.00%		51.31%
Gb6	42810	85/26	22.11.2000	5.67%		13.54%		28.26%
Gb6	42810	85/26	25.01.2001	4.24%		7.25%		17.18%
Gb6	42810	85/26	14.03.2001	3.43%		5.75%		0.00%
Gb6	42810	85/26	24.10.2001	8.52%		19.78%		78.26%
Gb6	42810	85/26	27.12.2001	5.48%		10.00%		39.34%
Gb6	42810	85/26	04.05.2002	3.92%	Bew.	7.06%	Bew.	13.04%
Gb6	42810	85/26	05.06.2002	4.15%		5.45%		15.21%
Gb6	42810	85/26	21.04.2003	4.03%		8.27%		0.00%
Gb7	42808	84/26	04.11.1999	3.82%		6.46%		17.45%
Gb7	42808	84/26	27.03.2000	2.43%		3.34%		0.00%
Gb7	42808	84/26	21.10.2000	3.78%		6.21%		20.01%
Gb7	42808	84/26	22.11.2000	4.21%		5.47%		6.85%
Gb7	42808	84/26	25.01.2001	2.60%		3.90%		6.48%
Gb7	42808	84/26	14.03.2001	2.29%		2.95%		0.00%
Gb7	42808	84/26	24.10.2001	3.94%		11.44%		37.83%
Gb7	42808	84/26	27.12.2001	2.57%		4.81%		16.18%
Gb7	42808	84/26	04.05.2002	2.21%		3.55%	Bew.	0.00%
Gb7	42808	84/26	05.06.2002	3.09%		4.57%		0.00%
Gb7	42808	84/26	21.04.2003	2.41%		4.31%		0.00%
Gb8	43373	84/25	04.11.1999	1.89%	Bew.	3.74%	Bew.	4.43%
Gb8	43373	84/25	27.03.2000	1.54%		2.77%		0.00%
Gb8	43373	84/25	05.10.2000	2.15%		4.37%	Bew.	6.04%

Gb8	43373	84/25	13.02.2002	1.28%		2.62%	Bew.	0.00%
Gb8	43373	84/25	01.03.2002	1.38%		2.13%		0.00%
Gb8	43373	84/25	04.05.2002	1.63%		4.10%	Rel.	0.00%
Gb8	43373	84/25	05.06.2002	1.87%		2.99%	Rel.	0.00%
Gb8	43373	84/25	27.10.2002	1.58%		6.55%		21.62%
Gb8	43373	84/25	14.12.2002	1.34%		4.07%	Rel.	0.00%
Gb8	43373	84/25	31.01.2003	0.91%		1.89%	Rel.	0.00%
Gb8	43373	84/25	04.03.2003	1.36%		2.61%	Rel.	0.00%
Gb8	43373	84/25	21.04.2003	1.52%		2.61%	Rel.	0.00%
Gb9	42510	82/26,5	17.10.1999	0.60%		2.06%		8.36%
Gb9	42510	82/26,5	03.10.2000	0.51%		2.25%		0.00%
Gb9	42510	82/26,5	20.11.2000	0.43%		1.05%		0.00%
Gb9	42510	82/26,5	29.04.2001	0.55%		0.65%		0.00%
Gb9	42510	82/26,5	20.09.2001	0.71%		5.37%		0.00%
Gb9	42510	82/26,5	27.02.2002	0.50%		0.72%		0.00%
Gb9	42510	82/26,5	25.10.2002	0.47%		0.96%		3.96%
Gb10	42803	81,5/26	17.10.1999	1.14%		2.48%		14.46%
Gb10	42803	81,5/26	04.12.1999	0.92%		1.93%		8.79%
Gb10	42803	81,5/26	25.03.2000	0.67%		1.20%		0.00%
Gb10	42803	81,5/26	03.10.2000	1.17%		3.90%		5.78%
Gb10	42803	81,5/26	20.11.2000	0.74%		1.60%		1.27%
Gb10	42803	81,5/26	29.04.2001	0.37%		0.99%		0.00%
Gb10	42803	81,5/26	20.09.2001	0.84%		2.11%		7.17%
Gb10	42803	81,5/26	09.12.2001	0.51%		2.64%		7.13%
Gb10	42803	81,5/26	27.02.2002	0.53%		1.05%		0.00%
Gb10	42803	81,5/26	25.10.2002	0.71%		5.29%		10.25%
Gb10	42803	81,5/26	05.05.2003	0.52%		1.06%		0.00%
Gb11	41612	81/28	02.02.2002	0.80%		4.17%		5.06%
Gb11	41612	81/28	23.04.2002	1.32%		2.49%		0.00%
Gb11	41612	81/28	28.07.2002	3.52%		10.74%		64.86%
Gb11	41612	81/28	14.09.2002	4.44%		8.60%		39.78%
Gb11	41612	81/28	30.09.2002	2.43%		6.47%		39.78%
Gb11	41612	81/28	01.11.2002	1.71%		6.42%		13.78%
Gb12	42800	80/26	18.02.1999	1.01%		2.22%		0.00%
Gb12	42800	80/26	07.04.1999	1.26%		1.79%		0.00%
Gb12	42800	80/26	04.06.1999	1.16%		2.24%		0.00%
Gb12	42800	80/26	22.09.1999	15.08%		34.99%		58.40%
Gb12	42800	80/26	09.11.1999	1.45%		2.21%		0.00%
Gb12	42800	80/26	11.12.1999	1.40%		2.07%		0.00%
Gb12	42800	80/26	29.02.2000	1.36%		2.50%		0.00%
Gb12	42800	80/26	17.04.2000	1.34%		1.91%		0.00%
Gb12	42800	80/26	07.08.2000	2.25%		3.79%		45.92%
Gb12	42800	80/26	24.09.2000	2.99%		6.28%		34.20%
Gb12	42800	80/26	02.02.2002	1.23%		2.62%		0.00%
Gb12	42800	80/26	28.07.2002	1.21%		2.15%		42.59%
Gb12	42800	80/26	14.09.2002	6.38%		17.19%		34.30%
Gb12	42800	80/26	19.12.2002	1.31%		2.70%		0.00%
Gb13	42799	79,5/26	04.06.1999	0.79%		1.09%		0.00%
Gb13	42799	79,5/26	09.11.1999	1.49%		2.04%		0.00%
Gb13	42799	79,5/26	17.04.2000	1.32%		1.49%		0.00%
Gb13	42799	79,5/26	07.08.2000	1.52%		2.21%		37.52%
Gb13	42799	79,5/26	02.02.2002	1.18%		1.44%		0.00%

Gb13	42799	79,5/26	28.07.2002	0.77%		1.02%		28.31%
Gb13	42799	79,5/26	14.09.2002	3.55%		6.50%		19.07%
Su1	51391	31/7	06.09.2001	3.92%		8.42%		0.00%
Su1	51391	31/7	12.01.2002	4.04%		6.46%		1.23%
Su1	51391	31/7	13.02.2002	4.18%		5.80%		0.00%
Su1	51391	31/7	18.04.2002	4.40%		5.60%		0.00%
Su1	51391	31/7	07.07.2002	4.95%		7.23%		0.00%
Su2	51390	30,5/7	06.09.2001	0.89%		1.76%		0.00%
Su2	51390	30,5/7	09.11.2001	0.95%		1.19%		0.31%
Su2	51390	30,5/7	12.01.2002	0.83%		1.95%		0.20%
Su2	51390	30,5/7	18.04.2002	1.05%		1.21%		0.00%
Su3	51203	30,5/7,5	06.12.1999	4.47%		8.20%		20.05%
Su3	51203	30,5/7,5	04.07.2001	4.56%	Bew.	6.93%		8.04%
Su3	51203	30,5/7,5	06.09.2001	4.49%		9.32%		15.00%
Su3	51203	30,5/7,5	09.11.2001	4.56%		6.71%		7.64%
Su3	51203	30,5/7,5	12.01.2002	4.96%		6.10%		7.18%
Su3	51203	30,5/7,5	13.02.2002	5.19%		6.83%		5.53%
Su3	51203	30,5/7,5	18.04.2002	5.16%		6.56%		2.99%
Su3	51203	30,5/7,5	07.07.2002	4.61%		7.12%		0.00%
Su4	51014	30,5/8	06.12.1999	5.77%		10.30%		34.19%
Su4	51014	30,5/8	04.07.2001	3.87%		9.41%		31.66%
Su4	51014	30,5/8	06.09.2001	4.41%		9.35%		37.03%
Su4	51014	30,5/8	09.11.2001	5.54%		7.60%		28.11%
Su4	51014	30,5/8	12.01.2002	5.79%		8.38%		26.00%
Su4	51014	30,5/8	13.02.2002	5.94%		7.62%		27.35%
Su4	51014	30,5/8	18.04.2002	6.56%		7.96%		21.45%
Su4	51014	30,5/8	07.07.2002	5.95%		11.51%		29.61%
Su5	50818	30/8,5	26.10.1999	2.51%		11.77%		39.59%
Su5	50818	30/8,5	27.11.1999	1.23%		8.58%		17.57%
Su5	50818	30/8,5	02.03.2000	1.17%		4.23%		12.26%
Su5	50818	30/8,5	05.05.2000	1.45%		4.38%		7.36%
Su5	50818	30/8,5	29.11.2000	1.27%		6.15%		15.00%
Su5	50818	30/8,5	02.12.2001	1.08%		5.58%		8.86%
Su5	50818	30/8,5	09.04.2002	1.38%		4.70%		5.39%
Su5	50818	30/8,5	08.05.2002	1.11%		4.82%		4.25%
Su6	50618	30/9	26.10.1999	1.07%		9.94%		31.83%
Su6	50618	30/9	27.11.1999	0.83%		5.04%		12.63%
Su6	50618	30/9	02.03.2000	1.01%		5.23%		3.07%
Su6	50618	30/9	05.05.2000	0.90%		3.82%		3.07%
Su6	50618	30/9	29.11.2000	1.23%		8.33%		14.18%
Su6	50618	30/9	02.12.2001	0.85%		6.82%		10.71%
Su6	50618	30/9	09.04.2002	0.93%		5.51%		0.97%
Su6	50618	30/9	08.05.2002	0.83%		4.52%		0.00%
Pa1	65255	-60/-33	26.01.2000	5.32%		9.35%		19.45%
Pa1	65255	-60/-33	14.03.2000	4.39%		7.33%		15.11%
Pa1	65255	-60/-33	02.06.2000	14.40%		46.80%		90.29%
Pa1	65255	-60/-33	20.07.2000	12.13%		31.59%		86.30%
Pa1	65255	-60/-33	06.09.2000	7.40%		19.07%		78.34%
Pa1	65255	-60/-33	25.11.2000	9.08%		15.53%		61.67%
Pa2	65135	-60,5/-32,5	26.01.2000	8.25%		11.14%		27.08%
Pa2	65135	-60,5/-32,5	14.03.2000	9.12%		13.38%		31.12%
Pa2	65135	-60,5/-32,5	02.06.2000	33.72%		66.38%		92.64%

Pa2	65135	-60,5/-32,5	20.07.2000	33.08%		54.43%		82.70%
Pa2	65135	-60,5/-32,5	06.09.2000	16.29%		24.76%		65.94%
Pa2	65135	-60,5/-32,5	25.11.2000	26.35%		48.88%		87.65%
Pa3	64570	-61/-30,5	01.01.2000	0.01%		0.51%		0.00%
Pa3	64570	-61/-30,5	25.06.2000	0.12%		1.80%		0.42%
Pa3	64570	-61/-30,5	28.08.2000	0.05%		0.90%		0.00%
Pa3	64570	-61/-30,5	29.09.2000	0.08%		1.54%		0.00%
Pa3	64570	-61/-30,5	16.11.2000	0.07%		1.06%		0.00%
Pa3	64570	-61/-30,5	15.06.2002	2.84%		5.50%		0.00%
Pa3	64570	-61/-30,5	24.12.2002	4.55%		9.69%		4.67%
Pa3	64570	-61/-30,5	15.04.2003	6.33%		11.29%		16.04%
Pa4	64422	-60,5/-30	26.08.1999	1.98%		6.95%		6.03%
Pa4	64422	-60,5/-30	01.01.2000	1.38%		2.48%		0.25%
Pa4	64422	-60,5/-30	25.06.2000	2.45%		5.16%		7.90%
Pa4	64422	-60,5/-30	28.08.2000	1.94%		3.12%		1.19%
Pa4	64422	-60,5/-30	29.09.2000	1.78%		2.63%		0.73%
Pa4	64422	-60,5/-30	16.11.2000	1.82%		2.71%		7.47%
Pa4	64422	-60,5/-30	02.12.2000	4.04%		11.78%		7.09%
Pa4	64422	-60,5/-30	18.12.2000	2.54%		5.46%		7.09%
Pa4	64422	-60,5/-30	28.01.2001	2.61%		4.58%		5.07%
Pa4	64422	-60,5/-30	03.11.2001	4.58%		11.60%		17.96%
Pa4	64422	-60,5/-30	15.06.2002	3.51%		8.32%		19.83%
Pa4	64422	-60,5/-30	24.12.2002	5.29%		11.63%		31.87%
Pa4	64422	-60,5/-30	15.04.2003	5.37%		13.63%		43.25%
Pa5	64269	-61/-29,5	26.08.1999	5.55%		14.98%		7.51%
Pa5	64269	-61/-29,5	01.01.2000	0.62%		0.99%		0.00%
Pa5	64269	-61/-29,5	25.06.2000	7.16%		10.74%		2.28%
Pa5	64269	-61/-29,5	28.08.2000	5.26%		9.04%		2.16%
Pa5	64269	-61/-29,5	29.09.2000	3.74%		7.11%		0.56%
Pa5	64269	-61/-29,5	16.11.2000	2.92%		5.32%		0.33%
Pa5	64269	-61/-29,5	02.12.2000	3.82%		9.90%		0.59%
Pa5	64269	-61/-29,5	18.12.2000	3.14%		8.84%		0.59%
Pa5	64269	-61/-29,5	28.01.2001	6.27%		13.97%		2.90%
Pa5	64269	-61/-29,5	03.11.2001	10.13%		22.95%		21.15%
Pa5	64269	-61/-29,5	15.06.2002	11.04%		21.01%		20.05%
Pa5	64269	-61/-29,5	24.12.2002	12.64%		30.09%		32.84%
Pa5	64269	-61/-29,5	15.04.2003	13.56%		26.99%		59.49%
Pa6	64123	-57,5/-29	19.01.2000	0.19%		0.64%		0.00%
Pa6	64123	-57,5/-29	24.04.2000	0.27%		0.98%		0.00%
Pa6	64123	-57,5/-29	13.07.2000	0.97%		3.28%		2.70%
Pa6	64123	-57,5/-29	30.08.2000	0.31%		0.98%		0.00%
Pa6	64123	-57,5/-29	01.10.2000	0.30%		0.69%		0.99%
Pa6	64123	-57,5/-29	13.05.2001	0.32%		1.09%		0.00%
Pa6	64123	-57,5/-29	26.12.2002	3.33%		8.29%		3.23%
Pa7	63964	-58/-28,5	19.01.2000	3.18%		9.03%		9.12%
Pa7	63964	-58/-28,5	24.04.2000	3.51%		10.89%		22.92%
Pa7	63964	-58/-28,5	13.07.2000	4.63%		13.11%		29.06%
Pa7	63964	-58/-28,5	30.08.2000	3.63%		11.44%		25.65%
Pa7	63964	-58/-28,5	01.10.2000	3.45%		9.57%		18.64%
Pa7	63964	-58/-28,5	13.05.2001	3.84%		10.18%		23.54%
Pa7	63964	-58/-28,5	08.11.2002	9.69%		24.40%		47.78%
Pa7	63964	-58/-28,5	26.12.2002	7.73%		27.80%		53.48%

Pa8	63966	-57/-28,5	19.01.2000	0.23%		1.18%		0.00%
Pa8	63966	-57/-28,5	24.04.2000	0.46%		1.79%		8.29%
Pa8	63966	-57/-28,5	13.07.2000	0.47%		1.90%		17.37%
Pa8	63966	-57/-28,5	30.08.2000	0.20%		2.29%		8.61%
Pa8	63966	-57/-28,5	01.10.2000	1.27%		3.26%		20.04%
Pa8	63966	-57/-28,5	13.05.2001	1.09%		2.87%		5.24%
Pa8	63966	-57/-28,5	08.11.2002	4.12%		10.05%		32.80%
Pa8	63966	-57/-28,5	26.12.2002	6.07%		12.55%		24.92%
PI1	59889	-58/-17	10.08.1999	12.03%		39.54%		70.79%
PI1	59889	-58/-17	14.11.1999	13.86%		42.10%		63.77%
PI1	59889	-58/-17	02.02.2000	11.90%		30.86%		74.57%
PI1	59889	-58/-17	18.12.2000	8.85%		30.09%		50.29%
PI1	59889	-58/-17	09.04.2001	17.62%		51.44%		94.99%
PI1	59889	-58/-17	12.06.2001	11.20%		40.88%		74.92%
PI1	59889	-58/-17	14.07.2001	9.86%		38.26%		63.71%
PI1	59889	-58/-17	03.09.2002	10.93%		34.66%		62.56%
PI1	59889	-58/-17	05.10.2002	11.60%		32.84%		58.21%
PI1	59889	-58/-17	01.05.2003	13.15%		64.81%		98.85%
PI2	59890	-57,5/-17	14.11.1999	8.55%		23.62%		35.42%
PI2	59890	-57,5/-17	02.02.2000	6.12%		15.84%		34.42%
PI2	59890	-57,5/-17	18.12.2000	5.66%		9.00%		27.55%
PI2	59890	-57,5/-17	09.04.2001	7.05%		15.30%		45.43%
PI2	59890	-57,5/-17	12.06.2001	6.14%		15.15%		36.41%
PI2	59890	-57,5/-17	03.09.2002	7.16%		16.58%		42.53%
PI2	59890	-57,5/-17	05.10.2002	8.11%		12.96%		34.90%
PI2	59890	-57,5/-17	01.05.2003	7.15%		25.31%		89.68%
PI3	60072	-57,5/-17,5	10.08.1999	11.91%		23.51%		59.16%
PI3	60072	-57,5/-17,5	14.11.1999	11.79%		17.44%		43.00%
PI3	60072	-57,5/-17,5	02.02.2000	9.79%		17.79%		48.96%
PI3	60072	-57,5/-17,5	18.12.2000	8.01%		14.13%		33.11%
PI3	60072	-57,5/-17,5	12.06.2001	9.62%		19.71%		52.47%
PI3	60072	-57,5/-17,5	14.07.2001	8.75%		17.89%		43.85%
PI3	60072	-57,5/-17,5	03.09.2002	11.29%		20.78%		53.64%
PI3	60072	-57,5/-17,5	05.10.2002	10.94%		19.97%		46.17%
PI3	60072	-57,5/-17,5	01.05.2003	8.64%		29.93%		88.64%

Anhang B: Dokumentation der hinterlassenen Daten

Die im Rahmen dieser Diplomarbeit verwendeten Dateien wurden auf dem Server der Arbeitsgruppe Hydrologie (Institut für Physische Geographie, Fachbereich 11) der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main hinterlegt: *X:\theses\Diploma\Koenig*.

Es befinden sich dort folgende Ordner:

- **GIS-Daten:** Enthält *.mxd-, *.shp- und *.dbf-Dateien.
- **Literatur:** Enthält eine Auswahl der in der Diplomarbeit verwendeten Literatur.
- **Landsat 7 (ETM+)-Originalbilder:** Enthält die Bänder 1 bis 7 der ETM+ Satellitenbilder im *.tif-Format (heruntergeladen von <http://glovis.usgs.gov/>), sortiert nach Untersuchungsgebiet und Datum.
- **Klassifikationen (b5_{min} und b5_{max}):** Enthält das Bildmaterial (*.img) der einzelnen Verarbeitungsschritte (vgl. Kapitel 3.2.5, S. 36), sortiert nach Untersuchungsgebiet, 0,5°-Zelle und Datum, sowie eine Excel-Tabelle (vgl. Anhang A) mit den Wasserbedeckungen von b5_{min}, b5_{max} und IA.

Anhang C: Eigenständigkeitserklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Frankfurt am Main 19.01.2011

Matthias König