

**Zur Validierung der
Wolkenparametrisierung des Regionalmodells
HRM mit Satellitendaten des ISCCP**

-Entwicklung und Anwendung einer Methode

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Insa Meinke
aus
Bremen

Hamburg

2002

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Hans von Storch
und Dr. Stephan Bakan

Hamburg, den 10.12.2002

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan
des Fachbereiches Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

1	EINLEITUNG	1
2	STAND DER FORSCHUNG.....	4
3	ABLEITUNG EINER METHODE ZUR VALIDIERUNG.....	9
4	BASIS DER DURCHZUFÜHRENDEN VALIDIERUNG	12
4.1	ZUM BEGRIFF DER VALIDIERUNG	12
4.2	DAS HOCHAUFLÖSENDE REGIONALMODELL HRM	13
4.2.1	<i>Wolkenparametrisierungen im Regionalmodell HRM</i>	<i>14</i>
4.2.2	<i>Parametrisierung strahlungsrelevanter Wolkeneigenschaften.....</i>	<i>15</i>
4.2.3	<i>Anfangs- und Randdaten</i>	<i>17</i>
4.2.4	<i>Modellsimulationen.....</i>	<i>19</i>
4.3	ISCCP DATEN	20
4.3.1	<i>Zur Auswahl der Datenbasis</i>	<i>20</i>
4.3.2	<i>Beschaffenheit der ISCCP Daten</i>	<i>22</i>
4.3.3	<i>Ableitung von Wolkenparametern</i>	<i>24</i>
4.3.3.1	<i>Der Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP.....</i>	<i>24</i>
4.3.3.2	<i>Ableitung physikalischer Wolkeneigenschaften im ISCCP.....</i>	<i>27</i>
4.4	UNTERSUCHUNGSGEBIET UND –ZEITRAUM	27
4.4.1	<i>Das Untersuchungsgebiet</i>	<i>27</i>
4.4.2	<i>Der Untersuchungszeitraum</i>	<i>29</i>
5	ABSCHÄTZUNG MÖGLICHER UNSICHERHEITEN DER DATENBASIS	32
5.1	UN SICHERHEITSQUELLEN IM NUMERISCHEN MODELLSYSTEM.....	32
5.1.1	<i>Analysen.....</i>	<i>32</i>
5.1.2	<i>Landoberflächenmodell.....</i>	<i>37</i>
5.1.3	<i>Zusammenfassung</i>	<i>38</i>
5.2	UN SICHERHEITSQUELLEN DER DX-SATELLITENDATEN DES ISCCP	38
5.2.1	<i>Verfügbarkeit von Strahldichten verschiedener Spektralbereiche</i>	<i>39</i>
5.2.2	<i>Reduziertes Datenvolumen der ISCCP-DX-Daten.....</i>	<i>40</i>
5.2.3	<i>Wolkenerkennungsalgorithmus</i>	<i>41</i>
5.2.4	<i>Interpretation des Wolkenoberkantendruckes.....</i>	<i>47</i>
5.2.5	<i>Zusammenfassung</i>	<i>48</i>
5.3	ABLEITUNG VON KRITERIEN FÜR EINE AUSSAGEKRÄFTIGE VALIDIERUNG	49

6	LOKALISIERUNG VON MÄNGELN IM REGIONALMODELL HRM	52
6.1	REPRÄSENTATION DER SIMULIERTEN BEWÖLKUNG	52
6.1.1	<i>Zum Vergleich der Bewölkung aus simulierten und gemessenen Daten</i>	52
6.1.2	<i>Bedeckungsgrad</i>	53
6.1.2.1	Räumliche Verteilung.....	53
6.1.2.2	Zeitliche Variabilität.....	56
6.1.2.3	Tagesgang.....	58
6.1.3	<i>Häufigkeit der Wolken</i>	61
6.1.3.1	Räumliche Verteilung.....	61
6.1.3.2	Zeitliche Variabilität.....	62
6.1.3.3	Tagesgang.....	64
6.1.4	<i>Bewölkung in Verbindung mit Druckanomalien</i>	65
6.1.5	<i>Zusammenfassung</i>	68
6.2	HÄUFIGKEITSVERTEILUNG DER WOLKEN AUF EMISSIVITÄTSNIVEAUS	69
6.2.1	<i>Berechnung der Emissivitätsniveaus simulierter Bewölkung</i>	69
6.2.2	<i>Wolkenhäufigkeit</i>	70
6.2.3	<i>Tagesgang</i>	75
6.2.4	<i>Optische Dicke</i>	76
6.2.5	<i>Räumliche Merkmale</i>	77
6.2.5.1	Verteilung von Wolken auf Emissivitätsniveaus über Land- und Seeoberflächen	77
6.2.5.2	Unterschiede der vertikalen Wolkenverteilung in Verbindung mit Druckanomalien	78
6.2.6	<i>Zusammenfassung</i>	81
7	ZUORDNUNG DER MÄNGEL ZUR WOLKENPARAMETRISIERUNG	83
7.1	SEPARATION DER WOLKEN HINSICHTLICH IHRER PARAMETRISIERUNG	83
7.1.1	<i>Relative Verteilung auf Emissivitätsniveaus</i>	84
7.1.2	<i>Tagesgang</i>	86
7.1.3	<i>Optische Dicken</i>	88
7.1.4	<i>Räumliche Merkmale</i>	89
7.1.4.1	Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung über Land- und Wasserflächen	89
7.1.4.2	Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung in Verbindung mit Luftdruckanomalien	90
7.1.5	<i>Zusammenfassung</i>	91
7.2	HERLEITUNG VON LÖSUNGSANSÄTZEN	92
8	ZUSAMMENFASSUNG UND FAZIT	95
9	LITERATUR	98

10	ANHANG	108
	ANHANG I: ZIELE UND HINTERGRÜNDE VON BALTEX	108
	ANHANG II: WOLKENPARAMETRISIERUNGEN DES REGIONALMODELLS HRM	110
	<i>Parametrisierung der skaligen Bewölkung</i>	110
	<i>Parametrisierung der konvektiven Bewölkung</i>	112
	ANHANG III: ISCCP	115
	<i>Satelliten des ISCCP</i>	115
	<i>Strahlungskalibrierung des ISCCP</i>	116
	<i>Strahlungstransportmodell des ISCCP</i>	117
	<i>Übersicht bereits erfolgter Validierungen der ISCCP C-Daten</i>	119
	ANHANG IV: STATISTISCHE TESTS	121
	<i>Serielle Korrelation</i>	121
	<i>U-Test</i>	122
	<i>Trendtest nach Cox und Stuart</i>	123
	ANHANG V: BODENPARAMETER UND WASSERDAMPF IN ANALYSEN DES DWD UND DES ECMWF. 124	
	ANHANG VI: APOLLO WOLKENERKENNUNG	127
	ANHANG VII: ABKÜRZUNGEN	129
	ANHANG VIII: SYMBOLE	132
	ANHANG IX: ABBILDUNGS- UND TABELLENVERZEICHNIS	134
	<i>Abbildungen</i>	134
	<i>Tabellen</i>	136
	DANKSAGUNG	137

1 Einleitung

Wolken bestimmen in vielfacher Weise Wetter und Klima, da sie eine wichtige Komponente im hydrologischen Zyklus und im Strahlungshaushalt der Erde darstellen. Somit werden auch hydrologische und geomorphologische Prozesse durch Wolken indirekt beeinflusst. Dürren, Hitzewellen, Sturzfluten, Erdbeben, Murren, Lawinen oder großräumige Überschwemmungen sind die extremen Ausprägungen dieser Prozesse. Treten solche Extremereignisse in industrialisierten Gebieten auf, sind oft Menschenleben bedroht. Außerdem sind mit ihnen Sachschäden, häufig in Milliardenhöhe, verbunden. Im Hinblick auf wirtschaftliche Faktoren lenkt außerdem die Wasserverfügbarkeit die Ertragsfähigkeit von Böden und somit die Erzeugung von landwirtschaftlichen Rohstoffen. Auch in der Trinkwasserversorgung der Bevölkerung und in vielen Prozessen der verarbeitenden Industrie sowie in Handel und Tourismus ist die Wasserverfügbarkeit von großer Bedeutung (IPCC, 2001). Ein genaues Verständnis des Energie- und Wasserkreislaufes ist daher nicht nur von wissenschaftlichem Interesse, sondern auch von großer sozioökonomischer Relevanz.

Beim Durchlaufen des hydrologischen Kreislaufes wechselt der Phasenzustand des Wassers zwischen gasförmig, flüssig und fest. Wolken stellen dabei ein Zwischenstadium zwischen Wasserdampf und Niederschlag dar, wodurch ihnen eine Schlüsselrolle für die Entstehung von Niederschlag zukommt. Außerdem beeinflussen Wolken entscheidend den Strahlungshaushalt der Erde: Einerseits streuen und absorbieren sie sowohl die einfallende Solarstrahlung als auch die atmosphärische Gegenstrahlung. Andererseits emittieren Wolken thermische Strahlung, entsprechend ihres Emissionsvermögens und ihrer Temperatur. Tiefe und mittelhohe Wolken reflektieren aufgrund ihrer meist hohen optischen Dicken die einfallende solare Strahlung und führen so zur Abkühlung der Atmosphäre. Hohe Eiswolken sind hingegen aufgrund ihrer meist geringen optischen Dicke für die solare Strahlung nahezu transparent, reduzieren jedoch die langwellige thermische Ausstrahlung und bewirken so eine Erwärmung der Atmosphäre.

Die realitätsnahe Repräsentation von Wolken in numerischen Modellen ist daher für präzise Wettervorhersagen unabdingbar. Und nur auf der Basis verlässlicher Wettervorhersagen ist die Planung geeigneter wirtschaftlicher Maßnahmen sowie die rechtzeitige Warnung der Bevölkerung vor Extremereignissen zu bewerkstelligen. Deshalb haben internationale

Projekte des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) zum Ziel, räumliche Variabilitäten des Energie- und Wasserkreislaufes zu erfassen und zu erklären (GEWEX, 2002).

Wolken zeigen eine starke räumliche Variabilität hinsichtlich ihrer Entstehung, ihrer Verteilung und ihren optischen Eigenschaften. Somit trägt eine hoch aufgelöste numerische Simulation der Wolken einen wesentlichen Anteil zum Verständnis der beteiligten Prozesse und damit zur Quantifizierung des Energie- und Wasserkreislaufes bei. Die mikrophysikalischen Prozesse der Wolkenbildung und -auflösung sowie des Strahlungstransportes werden jedoch auch in den mesoskaligen Regionalmodellen nicht aufgelöst und müssen deshalb parametrisiert werden. Verschiedene Untersuchungen zeigen, dass ein Großteil der Unsicherheiten in numerischen Modellen überwiegend auf Wolkenparametrisierungen zurückzuführen ist (z.B. Jacob et al., 2001; Gates et al., 1999). Daher müssen insbesondere die Wolkenparametrisierungen sorgfältig validiert werden.

In bisherigen Validierungen von Wolkenparametrisierungen ist nur selten geklärt, wo die Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Parametern tatsächlich ihren Ursprung finden. Häufig werden sie ohne nähere Überprüfung der Wolkenparametrisierung zugeordnet (z. B.: Klein und Jakob, 1999; Zhang et al., 2000). Dabei besteht die Gefahr, die Güte der Parametrisierung falsch einzuschätzen und somit an einen unrealistischen Status anzupassen.

Die zentrale Bedeutung der Vertikalverteilung von Wolken für die Strahlungsbilanz ist zwar allgemein bekannt (z. B. Chevallier und Mockette 2000; Ryan et al. 2000). Im Verhältnis dazu ist die Vertikalverteilung von Wolken jedoch in Validierungen bislang nur unzureichend berücksichtigt worden. Bisherige Validierungen weisen aber darauf hin, dass auch in diesem Zusammenhang erhebliche Mängel auftreten können (Meijgaard et al., 2000; Ryan et al., 2000; Tselioudis et al., 2000). Eine häufig vertretene Unzulänglichkeit bei der Verwendung von Satellitendaten zur Validierung der vertikalen Wolkenverteilung ist die unzutreffende Interpretation des Wolkenoberkantendruckes. So ist davon auszugehen, dass ein Großteil der Messungen oberflächenabbildender Radiometer aus Mischsignalen besteht, welche *nicht* die physikalische Wolkenoberkante sondern die Emissivitätshöhen der vertikalen Wolkensäulen repräsentieren.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, eine Methode für eine aussagekräftige Validierung von Wolkenparametrisierungen abzuleiten und anzuwenden. Mit dieser Validierungsmethode sollen etwaige Mängel hinsichtlich der Simulation von Wolken in dem regionalen Wettervorhersagemodell HRM (High Resolution Regional Model) lokalisiert und der entsprechenden Wolkenparametrisierung zugeordnet werden können. Hierfür werden Daten

des Internationalen satellitenbasierten Wolkenklimatologie Projektes ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) verwendet.

Die Arbeit ist wie folgt strukturiert: Nach einer Zusammenfassung des aktuellen Forschungsstandes im *zweiten* Kapitel wird im *dritten* Kapitel zunächst die Methode der Validierung abgeleitet. Die Basis der nach dieser Methode durchzuführenden Validierung wird im *vierten* Kapitel vorgestellt: Hierzu zählen das mesoskalige Wettervorhersagemodell HRM, dessen Wolkenparametrisierung validiert werden soll, die Satellitendaten des ISCCP, die für die Validierung verwendet werden, sowie Untersuchungsgebiet und -zeitraum. Die Grundlage für eine aussagekräftige Validierung der Wolkenparametrisierung ist die Lokalisierung und Quantifizierung von Unsicherheiten der Datenbasis. Dies wird im *fünften* Kapitel für das Regionalmodell HRM und die ISCCP-DX-Daten durchgeführt. Aufgrund dieser Kenntnisse werden am Ende des fünften Kapitels Kriterien und Vorgehensweisen abgeleitet, die einerseits Vergleichbarkeit der Daten gewährleisten und andererseits der Identifikation der Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Wolkenparametern als Mängel in dem Regionalmodell HRM dienen. Anschließend werden im *sechsten* Kapitel auf der Basis dieser Kriterien die Mängel des Regionalmodells HRM mittels Vergleichen zwischen Simulationsergebnissen und Satellitendaten des ISCCP lokalisiert. Aufgrund ihres starken Einflusses auf den Strahlungshaushalt wird dabei besonderes Augenmerk auf die vertikale Verteilung von Wolken gerichtet. Die im Regionalmodell HRM identifizierten Mängel werden im *siebten* Kapitel durch Separation der simulierten Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung dem entsprechenden Teil der Wolkenparametrisierung zugeordnet. Anschließend werden Lösungsansätze für eine verbesserte Simulation von Wolkenparametern mit dem Regionalmodell HRM hergeleitet. Die Ergebnisse werden abschließend im *achten* Kapitel zusammengefasst.

2 Stand der Forschung

Zur Vertiefung der Kenntnisse über den Wasserkreislauf und die Energieflüsse in der Atmosphäre und an Land- und Ozeanoberflächen wurde im Rahmen des Weltklimaforschungsprogrammes (WCRP - World Climate Research Program) 1988 das globale Energie- und Wasserkreislaufexperiment GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) initiiert. Ziel von GEWEX ist es, den hydrologischen Kreislauf, dessen Einfluss auf die Dynamik der Atmosphäre und seine Variationen auf regionalen Skalen zu beschreiben. Aufgrund der starken regionalen Variabilität des Energie- und Wasserkreislaufes gibt es in GEWEX sechs Unterprogramme in klimatologisch unterschiedlichen Regionen: BALTEX (Baltic Sea Experiment) für das Ostsee-einzugsgebiet, GAME (GEWEX Asian Monsoon Experiment) in Asien, GAPP (GEWEX Americas Prediction Project) in den USA, LBA (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) im Amazonasgebiet, MAGS (Mackenzie GEWEX Study) im Mackenzie-einzugsgebiet Kanadas und MDB (Murray-Darling Basin Water Budget Project) in Australien. Neben dem hydrometeorologischen Teilbereich, zu dem diese sechs regionalen Experimente zählen, gibt es außerdem zwei weitere Teilbereiche in GEWEX. Der eine Teilbereich bündelt Projekte zur Modellierung und Vorhersage des Energie- und Wasserkreislaufes, der andere fasst Projekte zur Strahlung zusammen (GEWEX, 2002).

Ein Großteil der Studien, in denen Komponenten des Energie- und Wasserkreislaufes in numerischen Modellen validiert werden, steht in Verbindung mit mehreren Projekten dieser drei Teilbereiche von GEWEX. Dieses gilt auch für die vorliegende Arbeit (vgl. Abb. 2.1). Da die korrekte Simulation von Wolkeneigenschaften eine entscheidende Voraussetzung für die Modellierung des Energie- und Wasserkreislaufes ist, besteht durch die Zielsetzung der vorliegenden Untersuchung sowie durch die Wahl des Untersuchungsgebietes (vgl. Abb. 4.1, S. 28) und des Untersuchungszeitraumes (vgl. Kap. 4.4.2) ein direkter Bezug zu BALTEX (vgl. Anhang I, S. 108). Thematisch gibt es außerdem Verbindungen zur GCSS (GEWEX Cloud System Study). GCSS betreibt vor allem die Validierung von Wolkeneigenschaften in Globalmodellen und ist wiederum in fünf verschiedene Arbeitsgruppen untergliedert. Diese fünf Arbeitsgruppen befassen sich mit Grenzschichtbewölkung, Cirren, außertropischer Bewölkung sowie mit konvektiver und polarer Bewölkung. Die engste thematische Anlehnung der vorliegenden Arbeit besteht zur Arbeitsgruppe 3, die an der Parametrisierung und Validierung von außertropischen Wolken in Wettervorhersage- und Klimamodellen arbeitet.

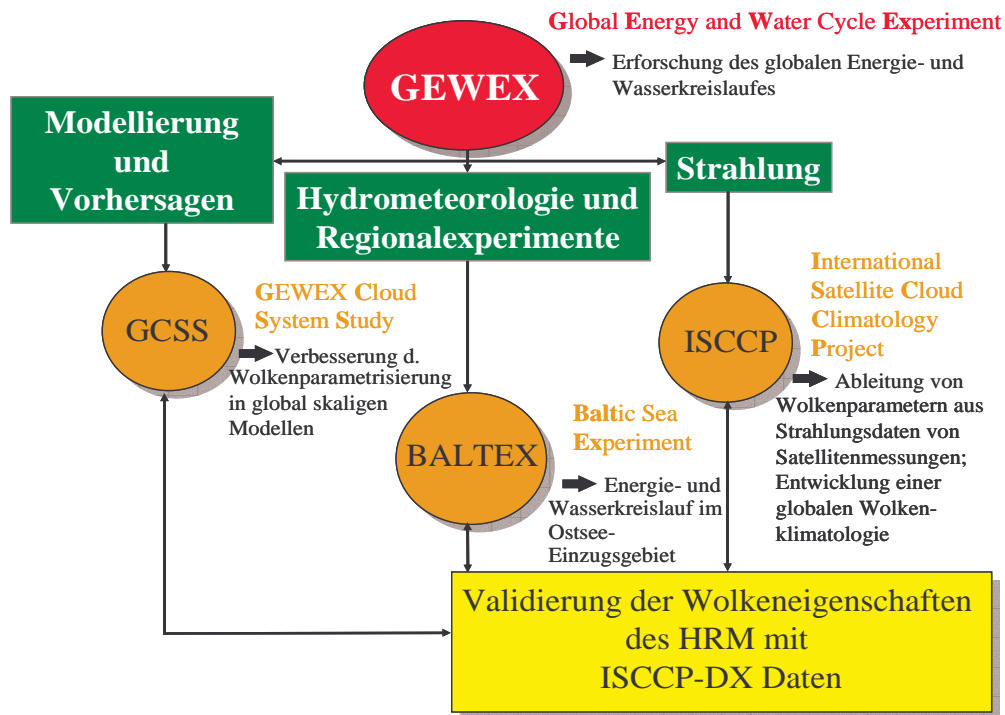


Abb. 2.1: Einbindung der vorliegenden Arbeit in aktuelle Forschungsbereiche.

Eine weitere Verbindung besteht durch die zur Validierung verwendeten Daten zu dem internationalen satellitenbasierten Wolkenklimatologieprojekt ISCCP. Die zentrale Zielsetzung von ISCCP ist es, aus Satellitendaten eine globale Wolkenklimatologie abzuleiten. Da die vorliegende Untersuchung im Rahmen von BALTEX stattgefunden hat, wird darauf näher im Anhang I, S. 108 eingegangen.

Eine übliche Methode zur Lokalisierung systematischer Mängel in der Simulation klimarelevanter Komponenten stellt der Vergleich der Simulationsergebnisse von Modellen mit unterschiedlicher Parametrisierung und Dynamik dar. Um dabei möglichst modellimmanente Mängel auszuloten, werden Anfangs- und bei Regionalmodellen außerdem Randbedingungen sowie horizontale und vertikale Auflösung und das Untersuchungsgebiet für alle Simulationen der verschiedenen Modellsysteme gleichgesetzt. Für Globalmodelle sind solche Vergleiche im Rahmen von AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) durchgeführt worden. AMIP wurde 1989 von der Arbeitsgruppe für Numerische Experimente (WGNE – Working Group on Numerical Experimentation) initiiert (Phillips, 2002). Die Projekte dieser Arbeitsgruppe stehen wie GEWEX unter der Schirmherrschaft des Weltklimaforschungsprogramms. Die globale Klimaentwicklung während der Dekade 1979–1988 wurde mit 31 verschiedenen Globalmodellen simuliert (Gates et al., 1999). Die Vergleiche zeigen, dass insbesondere im Bedeckungsgrad starke Differenzen zwischen den Simulationen der verschiedenen Modelle auftreten. Kein anderer Parameter, der innerhalb von

AMIP verglichen wurde, zeigt eine so hohe Variabilität zwischen den einzelnen Modellen, wie der Bedeckungsgrad. Besonders hoch ist die Variabilität des Bedeckungsgrades zwischen den Modellen in den außertropischen Breiten ($> 40^\circ$) (Gates et al., 1999). Eine der Hauptempfehlungen von AMIP ist es deshalb, die Entwicklung der Parametrisierung von Wolken und deren Wechselwirkungen mit Strahlungsprozessen voranzutreiben.

Im Rahmen von BALTEX fanden solche Vergleiche mit acht regionalen Atmosphärenmodellen in den Projekten NEWBALTIC (Numerical Studies of the Energy and Water Cycle of the Baltic Region) statt (Jacob et al., 2001). Die Komponenten des Energie- und Wasserkreislaufes dieser acht Modelle sind untereinander und mit Messdaten verglichen worden. Generell zeigen sich gute Übereinstimmungen bei den Läufen der acht verschiedenen Modelle: Zwischen dem vertikal integrierten Wasserdampfgehalt der Modelle und den bodenbasierten Messungen des GPS (Global Positioning System) bestehen beispielsweise gute Übereinstimmungen. Stärkere Streuung ist hier jedoch in Verbindung mit Zyklonen zu erkennen. Bezüglich des Niederschlages besteht allgemein eine Tendenz zur Überschätzung. Besonders hohe Standardabweichungen gehen mit konvektivem Niederschlag und dessen räumlicher und zeitlicher Variation einher. Im Rahmen von NEWBALTIC werden auch für regionale Atmosphärenmodelle die großen Unsicherheiten hinsichtlich der Simulation des Bedeckungsgrades ganz deutlich. Die mittlere Differenz des simulierten Bedeckungsgrades zwischen den acht verschiedenen Modellen variiert zwischen 20 % und 35 %. Modelle mit unterschiedlicher Dynamik und gleicher Wolkenparametrisierung unterscheiden sich in der Simulation des Bedeckungsgrades im Mittel noch um 10 % (Jacob et al., 2001). Insgesamt ist der modellierte Bedeckungsgrad im Vergleich zu dem von METEOSAT (Meteorological Satellite) abgeleiteten Bedeckungsgrad bei fast allen Modellen zu gering. Die systematische Überschätzung der kurzwelligen Ausstrahlung ist offensichtlich eine Folge des fehlenden Wolkeneinflusses. Hingegen weisen Modelle, mit denen der Bedeckungsgrad nicht so stark unterschätzt wird, zu geringe kurzwellige Einstrahlung auf. Dabei ist ungeklärt, ob es sich hierbei um die Folge eines zu hohen Gesamtflüssigwassergehaltes in der Atmosphäre oder um eine zu starke Absorption durch Wolken handelt (Jacob et al., 2001).

Die Arbeitsgruppe 3 der GCSS beschäftigt sich mit den Wolkensystemen der mittleren Breiten. In diesen Breiten treten Wolkensysteme häufig in Verbindung mit Frontalzyklonen auf. In diesem Kontext sind von der Arbeitsgruppe 3 Modellvergleiche durchgeführt worden, denen solche synoptischen Situationen zugrunde liegen (Ryan et al., 2000). Im Unterschied zu AMIP und NEWBALTIC werden hier Modelle mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung verglichen. Wie vermutet, zeigt sich dabei, dass höher auflösende Modelle eine vollständigere

Beschreibung der Fronten simulieren. Ein weiteres wichtiges Ergebnis ist, dass keines der Modelle verschiedener horizontaler Auflösung die vertikale Verteilung der Bewölkung richtig vorhersagt (Ryan et al., 2000).

Sollen die Mängel eines bestimmten Modells erkannt werden, müssen die allgemeinen Erkenntnisse, die durch die Modellvergleiche gewonnen wurden, in genaueren Validierungen des jeweiligen Modells vertieft werden. In den Studien, die sich speziell mit der Validierung von Wolkeneigenschaften in numerischen Modellen befassen, werden meistens Satellitendaten verwendet (z. B. Ahrens et al., 1998; Mocrette, 1990; Nolte-Holube et al., 1996; Stuhlmann et al., 1999; Zhang et al., 2001). Vereinzelt werden auch bodenbasierte Infrarot-Radiometer- und Lidardaten bzw. Radardaten zur Validierung verwendet (Hogan et al., 2000; Meijgard et al., 2000 und 2001 sowie Mace et al., 1998). Hauptsächlich wird der simulierte Bedeckungsgrad, teilweise werden aber auch andere Wolkenparameter, wie der Wolkenoberkantendruck, die Wolkenoberkantentemperatur und Wolkenwasserweg mit Satellitendaten verglichen (Ahrens et al., 1998; Mocrette, 1990; Nolte-Holube et al., 1996; Stuhlmann et al., 1999; Yu et al., 1997; Zhang et al., 2001). Dabei liegen den Validierungen hauptsächlich entweder Vergleiche von Mittelwerten (Gebiets- oder Monatsmittel) zugrunde oder es werden Differenzen anhand von einzelnen, meist eintägigen Fallstudien aufgezeigt. Validierungen, die für das Regionalmodell REMO durchgeführt wurden, stimmen darin überein, dass die Gebietsmittel des simulierten Bedeckungsgrades sich nicht signifikant von den Gebietsmitteln des Bedeckungsgrades der jeweiligen Vergleichsdaten unterscheiden (Ahrens et al., 1998; Nolte-Holube et al., 1996). Im Hinblick auf Validierungen von Globalmodellen des GISS (Goddard Institute for Space Studies) und des ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) scheinen die größten Probleme auf der Rückseite von Fronten aufzutreten, wo die Modelle signifikant weniger Bewölkung simulieren als die zur Validierung verwendeten Daten zeigen. Außerdem wird deutlich, dass die Modellergebnisse über Land schlechtere Übereinstimmungen mit gemessenen Daten zeigen als über Wasser (Klein und Jakob, 1999; Tselioudis et al., 1997). Chevallier und Mocrette (2000) zeigen vor allem den Einfluss von Wolken auf die Modellierung der Strahlungsbilanz. Sie validieren die kurz- und langwelligen Komponenten der Strahlungsbilanz für das Globalmodell des ECMWF (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) mit CERES-Daten (Cloud and the Earth's Radiant Energy System) und Bodenmessungen des ARM (Atmospheric Radiation Measurement). Die Ergebnisse zeigen, dass die simulierte langwellige Ausstrahlung in starkem Maße mit der simulierten hohen Bewölkung korreliert ist, während die simulierte kurzwellige Ausstrahlung eine stärkere

Korrelation mit tiefer und mittelhoher Bewölkung aufweist. Dabei wird vor allem die Bedeutung der Vertikalverteilung von Wolken für die Simulation der Strahlungsbilanz offensichtlich.

3 Ableitung einer Methode zur Validierung

Ausgangssituation für die Entwicklung dieser Methode ist der Umstand, dass in bisherigen Validierungen aufgetretene Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Wolkenparametern entweder gar nicht bezüglich ihrer Ursachen verfolgt werden oder ohne nähere Überprüfungen der Wolkenparametrisierung des jeweiligen Modells zugeordnet worden sind (z. B.: Ahrens et al. 1998; Klein und Jakob, 1999; Nolte-Holube et al. 1996; Zhang et al., 2000). Zumindest bei letzterer Vorgehensweise stellt sich die Frage, ob es sich bei den aufgetretenen Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Parametern tatsächlich um Mängel der Wolkenparametrisierung handelt oder ob sie durch andere Unsicherheitsquellen verursacht wurden. So kann es sich bei den Ursachen beispielsweise um Messungenauigkeiten bzw. Mängel in den Wolkenerkennungsalgorithmen der Daten handeln, die zur Validierung verwendet wurden. Aber auch modellsysteminterne Unsicherheitsquellen, die nicht mit der Wolkenparametrisierung und deren Wechselwirkung mit dem Atmosphärenmodell in direktem Zusammenhang stehen, kommen als Unsicherheitsquellen in Betracht. Zu diesen zählen z. B. das gekoppelte Landoberflächenmodell sowie die Anfangs- und Randbedingungen. Würden die Wolkenparametrisierungen tatsächlich auf der Basis dieser nicht näher spezifizierten Differenzen verändert werden, bestünde die Gefahr, die Wolkenparametrisierung an einen unrealistischen Status anzupassen. Deshalb müssen diese Unsicherheiten bei der Validierung von simulierten Wolkenparametern möglichst genau lokalisiert und quantifiziert werden.

Eine weitere bislang häufig aufgetretene Unzulänglichkeit besteht in der Art und Weise, wie Satellitendaten oberflächenabbildender Radiometer für die Validierung der vertikalen Verteilung simulierter Wolken verwendet worden sind. Dabei sind die aus Strahldichten abgeleiteten Parameter oft ungenau interpretiert worden (z. B.; Lau und Crane, 1995; Ryan et al. 2000; Rossow et al. 1996; Tselioudis et al., 2000). Hier ist von zentraler Bedeutung, dass es sich bei den Werten des Wolkenoberkantendruckes um ein Mischsignal handelt. Diese Mischsignale können von Wolken mit diffusen Oberkanten sowie sich vertikal überlagernden Wolkenschichten, subskaligen Wolken oder von Wolken mit geringen optischen Dicken stammen. Ein Wolkenoberkantendruck, der aus solchen Messungen abgeleitet wird, repräsentiert daher *nicht* zwangsläufig die physikalische Oberkante einer Wolke sondern vielmehr das Emissivitätsniveau einer vertikalen Wolkensäule. Würden diese Werte bei der Validierung der simulierten vertikalen Wolkenverteilung trotzdem mit den simulierten

physikalischen Wolkenoberkanten verglichen werden, bestünde auch hier die Gefahr von Fehlinterpretationen.

Zur Ableitung einer Methode für eine aussagekräftige Validierung müssen diese Aspekte berücksichtigt werden.

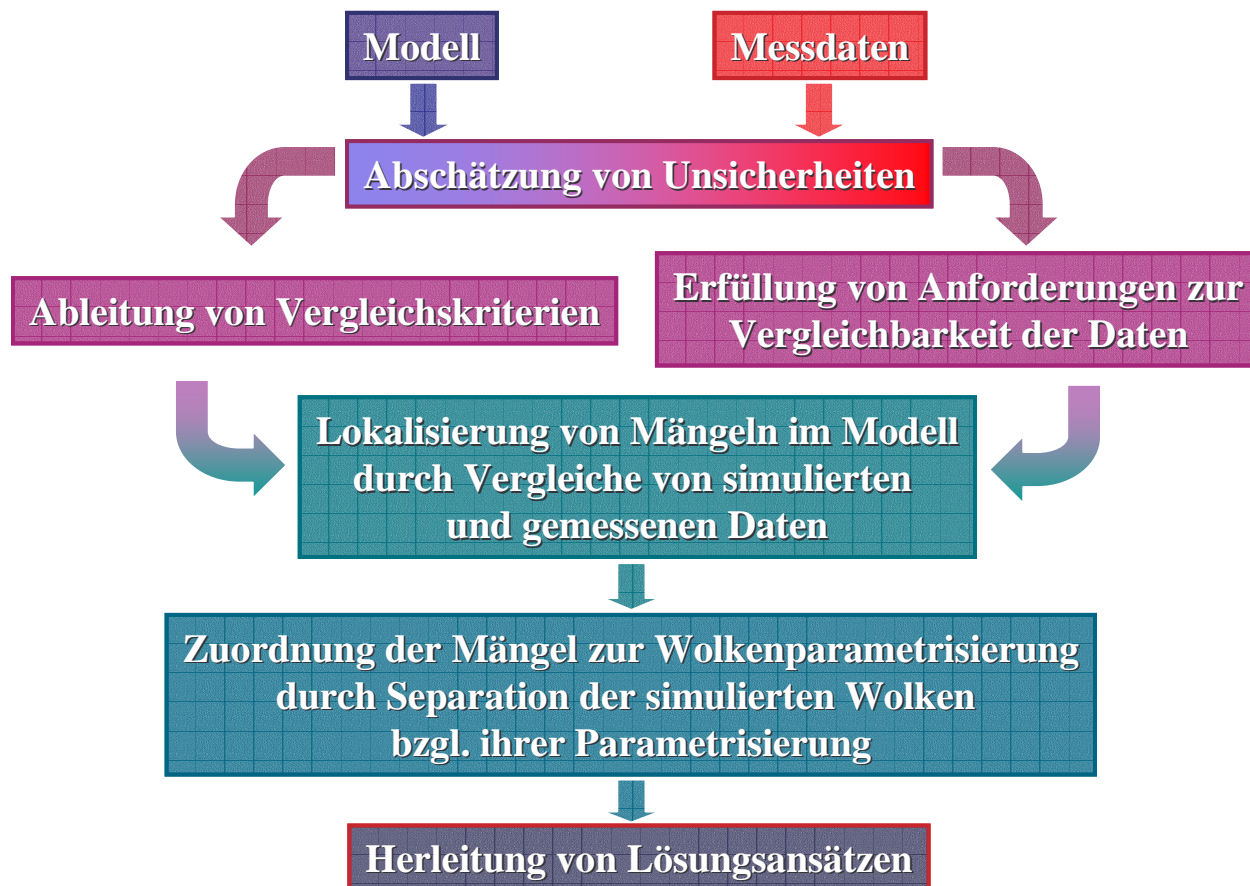


Abb. 3.1: Methode der Validierung.

Um eine fehlerhafte Güteabschätzung von Wolkenparametrisierungen zu vermeiden, werden zunächst Unsicherheiten des zu validierenden Modells und der für die Validierung verwendeten Daten lokalisiert und abgeschätzt (vgl. Abb. 3.1). Auf der Basis dieser Unsicherheitsbereiche werden dann Kriterien zum Vergleich von simulierten und gemessenen Daten abgeleitet. Außerdem müssen Anforderungen zur Vergleichbarkeit der Daten, insbesondere bei der vertikalen Verteilung von simulierten und gemessenen Wolken, sowie Anforderungen zur Homogenität bei der Erkennung von Wolken aus Satellitendaten erkannt und erfüllt werden. Auf diesen Grundlagen können dann die Mängel durch Vergleiche von simulierten und gemessenen Wolkenparametern eindeutig in dem Modell lokalisiert werden. Bei diesen Vergleichen wird berücksichtigt, dass die alleinige Untersuchung von Mittelwerten, wie Monats-, Tages- oder Gebietsmittel, nur ein ungenaues Maß für die Vorhersagefähigkeit des Modells von Wolken darstellt. Wichtige Informationen hinsichtlich

möglicher Mängel, beispielsweise im Tagesgang oder in der räumlichen Verteilung bestimmter Parameter, können so herausgemittelt und für die Interpretation verloren gehen. Andererseits ist die Auswertung einzelner, meist nur eintägiger Fallstudien wenig repräsentativ für die Güte eines Modells, Wolkeneigenschaften zu simulieren. Deshalb werden die Vergleiche für einen dreimonatigen Zeitraum und ein hinreichend großes Untersuchungsgebiet (vgl. Kap. 4.4) unter verschiedenen, sich gegenseitig ergänzenden Aspekten durchgeführt. Für die Zuordnung der lokalisierten Mängel des Modells zu dem entsprechenden Teil der Wolkenparametrisierung müssen die simulierten Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung separiert werden (vgl. Abb. 3.1). Anschließend werden die Emissivitätshöhen der skaligen sowie der subskalig-konvektiven und der subskalig-stratiformen Bewölkung jeweils getrennt berechnet und mit den ISCCP-DX-Daten verglichen. Dies ist ein weiterer wichtiger Bestandteil dieser Methode, da mit Hilfe der Separation der Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung eine Rückverfolgung der tatsächlichen Ursache von Mängeln im Modell erfolgen kann. Als Voraussetzung für einen physikalisch fundierten Lösungsansatz zur verbesserten Simulation der Bewölkung ist eine solche Rückverfolgung unabdingbar.

4 Basis der durchzuführenden Validierung

Aufgrund der unterschiedlichen Bezeichnung von Prüfverfahren numerischer Modelle wird zunächst auf den Begriff „Validierung“ eingegangen. Der übrige Teil des Kapitels befasst sich mit der Basis der Validierung, die in der vorliegenden Arbeit mit der zuvor abgeleiteten Methode durchgeführt wird. Dazu zählen das zu validierende Regionalmodell HRM und die für die Validierung verwendeten Satellitendaten des ISCCP sowie Gebiet und Zeitraum, in denen die Validierung durchgeführt wird.

4.1 Zum Begriff der Validierung

In der Literatur werden Prüfverfahren von numerischen Modellen sowohl mit "Validierung" als auch mit "Verifizierung" oder "Evaluierung" bezeichnet. Der Begriff Validierung leitet sich von *validus* (lat.) ab. *Validum facere* bedeutet gültig machen. - Etwas wird für gültig erklärt. Der Begriff Verifizierung ist auf *verus* (lat.) zurückzuführen, was mit wahr übersetzt wird. Hierbei geht es also um einen Wahrheitsnachweis. Der Begriff Evaluierung (oder auch Evaluation) hingegen taucht erst sehr viel später im Sprachgebrauch auf. Im Duden für Rechtschreibung und Fremdwörter von 1952 findet sich weder das Wort Evaluierung noch Evaluation (Klien, 1952). Obwohl diese Begriffe 50 Jahre später häufig in Verbindung mit Bewertungen oder Güteabschätzungen auftreten, sind in der Begriffsnorm der Qualitätsmanagementsysteme EN ISO 9000 (Europäisches Komitee für Normung, 2000) in diesem Zusammenhang nur die Begriffe Validierung und Verifizierung zu finden. Beide Begriffe werden als Bestätigungen definiert, die aufgrund einer Untersuchung und durch Bereitstellung eines Nachweises erbracht werden. Während sich die Validierung mit "besonderen Anforderungen" hinsichtlich eines speziellen Gebrauchs beschäftigt, geht es bei der Verifizierung um die Bestätigung "festgelegter Forderungen" hinsichtlich der Wahrheit.

Ziel der Prüfverfahren von numerischen Wettervorhersagemodellen ist es, einen speziellen Gebrauch, nämlich die Wettervorhersage oder die Simulation bestimmter Wechselwirkungen umfangreicher Prozesse zu prüfen. Dabei handelt es sich nicht um eine Wahrheitsüberprüfung. Denn numerische Modelle sind stets nur eine generalisierte Form der Realität. Auch die Daten, mit denen das Modell geprüft wird, repräsentieren nicht nur die Wahrheit. Neben den gemessenen Signalen der Wirklichkeit sind stets gerätspezifische Ungenauigkeiten in den Daten enthalten. Aus diesen Gründen sind Prüfverfahren von

numerischen Modellen zu den Validierungen zu zählen. Weiterhin wird die Nichterfüllung von Forderungen bezüglich des beabsichtigten Gebrauchs als “Mangel“ bezeichnet (Europäisches Komitee für Normung, 2000). Der Unterschied zum Fehler ist, dass sich der Mangel auf eine beabsichtigte Anwendung bezieht, welche ja durch die Validierung überprüft werden soll. Der Fehler hingegen bezieht sich auf festgelegte Forderungen, deren Prüfung durch die Verifizierung erfolgt. In diesem Kontext ist das Ziel dieser Untersuchung also die Vorhersagefähigkeit des Regionalmodells HRM hinsichtlich der Wolkeneigenschaften zu *validieren* und in diesem Zusammenhang etwaige *Mängel* zu aufzuzeigen.

4.2 Das hochauflösende Regionalmodell HRM

Bei dem hochauflösenden Regionalmodell HRM handelt es sich um ein numerisches dreidimensionales, hydrostatisches Wettersvorhersagemodell. Das HRM basiert weitgehend auf denselben physikalischen Parametrisierungen, wie das vom Deutschen Wetterdienst operationell betriebene Globalmodell GME. Einziger Unterschied zum Globalmodell GME ist die Parametrisierung subskaliger orographischer Effekte, die nur im Globalmodell GME enthalten ist. Das Regionalmodell HRM wird vom Deutschen Wetterdienst Forschungseinrichtungen und Wetterdiensten zu wissenschaftlichen und operationellen Zwecken zur Verfügung gestellt. Die Verbindung zur neuen Modellgeneration des Deutschen Wetterdienstes ist dadurch gewährleistet, dass Forschungs- und insbesondere Validierungsergebnisse sowie die gewonnenen Erfahrungen durch operationellen Einsatz in verschiedenen geographischen Regionen meistens direkt auf das Globalmodell GME übertragen werden können. Aktuelle Informationen über die jüngsten Erkenntnisse und Veränderungen hinsichtlich der operationellen Modelle des DWD werden vierteljährlich veröffentlicht (z. B. Schrodin, 1999).

Im Rahmen von BALTEX und in der vorliegenden Arbeit wird für das Regionalmodell HRM ein sphärisches Koordinatensystem mit einem rotierten Nordpol bei 32.5° N und 170° W verwendet. Durch diese Rotation wird der Modelläquator nach Mitteleuropa verschoben. Damit ist ein nahezu äquidistantes horizontales Gitter innerhalb des Modellgebietes vorhanden. Die horizontale Auflösung beträgt 0.125° (~ 14 km). Das Modellgebiet umfasst 241×241 Gitterpunkte (vgl. Abb. 4.1, S. 28). Die Atmosphäre ist auf ein hybrides Koordinatensystem mit 30 vertikalen Modellschichten diskretisiert. Das heißt, die bodennahen geländefolgenden Modellflächen gehen in der Höhe in Druckflächen über.

Bei hydrostatischen Modellen wird die Vertikalgeschwindigkeit anstatt durch eine prognostische Gleichung mittels der hydrostatischen Grundgleichung und der Kontinuitätsgleichung beschrieben. Dieser Ansatz ist dann gerechtfertigt, wenn die Vertikalbeschleunigungen gegenüber den Horizontalbeschleunigungen vernachlässigt werden können. Das ist in der Regel dann der Fall, wenn die horizontale Auflösung größer als 2 km ist, was bei dem Regionalmodell HRM zutrifft. Die prognostischen Modellvariablen sind der Bodendruck, die horizontalen Windkomponenten, die Temperatur, der Wasserdampf und das Wolkenwasser. Die prognostischen Gleichungen für diese Modellvariablen werden in advektiver Form beschrieben. Zur Diskretisierung der Modellvariablen wird ein Arakawa-C-Gitter benutzt. Auf dem gesamten äußeren Rand des Modellgebietes stimmen die Werte der prognostischen Variablen exakt mit den Antriebsdaten überein. Innerhalb des Modellgebietes werden die prognostischen Gleichungen gelöst. Das vertikale Differenzschema beruht auf Simmons et al. (1981). Die prognostischen Variablen sind vertikal im Massenschwerpunkt der Modellschichten definiert. Die Vertikalbewegung und die vertikalen turbulenten Flüsse werden den Schichtgrenzen zugeordnet. Die zeitliche Diskretisierung erfolgt nach dem Leap-Frog-Schema mit einem Zeitschritt von 90 Sekunden. Zur Vermeidung unerwünschter numerischer Effekte, wie die Herausbildung zweier Zeitfamilien, wird zusätzlich ein so genannter Asselin-Filter verwendet, der eine Glättung des zeitlichen Verlaufes bewirkt (DWD, 1995 b).

Physikalische Prozesse, deren charakteristische räumliche Skalen von geringerem Ausmaß sind als der zweifache Gitterpunktabstand des Modellgitters, werden vom Modell nicht aufgelöst und müssen daher parametrisiert werden. Zu den parametrisierten Prozessen des Regionalmodells HRM gehören die Landoberflächenprozesse, die subskaligen Bewegungsformen (Horizontaldiffusion und vertikal turbulente Flüsse) sowie die Bildung von konvektivem und skaligem Niederschlag, die skalige und subskalige Bewölkung und der Strahlungstransport.

Da die Parametrisierung der Bewölkung und ihre Wechselwirkung mit dem Strahlungstransportschema Gegenstand dieser Validierung ist, wird darauf nachfolgend und im Anhang II, S. 110 näher eingegangen.

4.2.1 Wolkenparametrisierungen im Regionalmodell HRM

Grundsätzlich lassen sich prognostische und diagnostische Verfahren zur Parametrisierung von Wolken unterscheiden. Ein prognostisches Wolkenschema fügt den prognostischen Gleichungen des Zirkulationsmodells eine weitere prognostische Beziehung

für die zeitliche Änderung des Flüssigwassergehaltes von Wolken zu. Damit stehen die Auswirkungen von Wolken auf Thermodynamik, Turbulenz und Strahlung in direkter Wechselwirkung zum prognostischen Flüssigwassergehalt. Bei den diagnostischen Verfahren handelt es sich um Parametrisierungen, die nur indirekt mit dem Atmosphärenmodell in Wechselwirkung stehen. Solche Verfahren nutzen die vom Modell für einen bestimmten Zeitpunkt berechneten Zustandsparameter als Eingangsdaten und diagnostizieren daraus Werte für Bedeckungsgrad und Flüssigwassergehalt. Diese Werte werden dann als Ergebnis dem Zirkulationsmodell zurückgegeben. Diagnostische Parametrisierungsansätze basieren auf empirischen oder willkürlichen Ansätzen, deren physikalische Grundlagen oft nicht mehr klar zu erkennen sind (Rockel, 1988).

Im Regionalmodell HRM setzt sich die Bewölkung aus einem skaligen Anteil, dessen Prozesse durch die Auflösung des Modells beschreibbar sind, und einem subskaligen Anteil zusammen. Innerhalb des subskaligen Anteils wird weiterhin unterschieden zwischen konvektiver und stratiformer Bewölkung, wobei letztere nur für das Strahlungstransportschema von Bedeutung ist. Während für die skalige und die konvektive Bewölkung und deren Flüssigwassergehalt prognostische Schemen im HRM enthalten sind, werden die Wolkenparameter, die in das Strahlungstransportmodell eingehen, mit einem diagnostischen Schema parametrisiert. Wie in der vorliegenden Arbeit noch aufgezeigt wird, kommt der Parametrisierung der strahlungsrelevanten Wolkeneigenschaften eine besondere Bedeutung zu. Sie wird daher nachfolgend beschrieben. Beschreibungen der Parametrisierungen von skaliger und konvektiver Bewölkung befinden sich in Anhang II, S. 110.

4.2.2 Parametrisierung strahlungsrelevanter Wolkeneigenschaften

Der Strahlungshaushalt des Modellgebietes wird mittels eines Zweistrom-Strahlungstransportschemas (Ritter und Geleyn, 1992) durch Berechnung der Strahlungsflüsse bestimmt.

Durch Wolken wird der Strahlungstransport in hohem Maße modifiziert. Dabei sind drei Bewölkungseigenschaften von Bedeutung (Rockel, 1988):

1. Der *Flüssigwassergehalt*, durch den sich die optische Dicke der Wolke ableitet.
2. Der *Bedeckungsgrad*, der ein Maß für die Stärke des Wolkeneinflusses in dem jeweiligen Gitterelement des Modells ist.

3. Die *Tropfengrößenverteilung*, welche die Streuungseigenschaften der Wolke bestimmt.

Auf der Grundlage entsprechender Zustandsparameter, die durch das Atmosphärenmodell geliefert werden, müssen für die Parametrisierung des Strahlungstransportes die obigen Größen bestimmt werden können. Die Streuungseigenschaften von Wolken werden in der Realität durch ihre Tropfengrößenverteilung bestimmt. In dem Strahlungstransportmodell des Regionalmodells HRM wird die Tropfengrößenverteilung als Funktion des Flüssigwassergehaltes parametrisiert. Das geschieht, indem über unterschiedliche Partikelgrößenspektren bei gleichem Flüssigwassergehalt gemittelt wird. Dabei werden der solare Spektralbereich in drei und der langwellige Spektralbereich in fünf spektrale Intervalle unterteilt (Ritter und Geleyn, 1992).

In das Strahlungstransportschema des Regionalmodells HRM gehen daher nur der zuvor berechnete strahlungsrelevante Flüssigwassergehalt und der Bedeckungsgrad ein. Diese strahlungsrelevanten Wolkenparameter werden diagnostisch berechnet. Bei der Berechnung des Bedeckungsgrades wird in jeder Modellschicht zwischen skaliger und subskaliger Bedeckung unterschieden. Enthält ein Gitterelement in einer bestimmten Schicht skaliges Wolkenwasser, wird ein Bedeckungsgrad von 100 % angenommen. Ist kein skaliges Wolkenwasser vorhanden, wird eine partielle Wolkenbedeckung berechnet. Dies geschieht nach der Relativen-Feuchte-Parametrisierung nach Geleyn (1981). Dazu muss die aktuelle relative Feuchte RH einen vom Druck abhängigen kritischen Wert RHC überschreiten:

$$RHC = 0.95 - UC1 \cdot \sigma(1 - \sigma) \cdot (1 + UC2 \cdot (\sigma - 0.5)) \quad (4.1)$$

mit $\sigma = p/p_s$, wobei p_s der Bodendruck und p der Druck der jeweiligen Modellschicht ist. UC1 und UC2 sind empirische Faktoren (UC1 = 0.8 sowie UC2 = 1.73).

Für die Präsenz konvektiver Bewölkung müssen in den entsprechenden Modellschichten außerdem die Voraussetzungen für konvektive Prozesse erfüllt sein (vgl. Anhang II, S. 112). Der partielle Bedeckungsgrad CLC ist eine Funktion der aktuellen relativen Feuchte RH und des kritischen Wertes RHC und berechnet sich aus

$$CLC = MAX\left(0, MIN\left[1, \frac{RH - RHC}{1 - RHC}\right]\right)^2. \quad (4.2)$$

Der Flüssigwassergehalt der subskaligen Bewölkung wird in dem Regionalmodell HRM auf 0.5 % der Sättigungsfeuchte in der jeweiligen Schicht gesetzt. Bei konvektiven Wolken beträgt der Flüssigwassergehalt 1 % der Sättigungsfeuchte, da konvektive Wolken einen

höheren Wassergehalt haben. Der skalige Wolkenwassergehalt wird um 50 % reduziert, da anderenfalls eine zu starke Reduktion des Tagesganges der bodennahen Temperaturen auftritt (vgl. DWD, 1995 b).

Neben dem Bedeckungsgrad und dem Flüssigwassergehalt geht in das Strahlungstransportschema auch eine Wolkenüberlappungsannahme ein, welche die Überlappung zweier vertikal aneinander grenzender Wolkenschichten beschreibt. Diese Spezifikation wird für die Strahlungstransportrechnungen benötigt. Die Annahmen basieren auf einfachen geometrischen Bedingungen und haben keine durch Messungen abgesicherte Grundlage (Tian und Curry, 1989). Im Regionalmodell HRM wird von einer maximalen-zufälligen Überlappung der bewölkten Schichten ausgegangen: Wenn zwei bewölkte Schichten durch eine unbewölkte Schicht getrennt sind, wird von einer zufälligen Wolkenüberlappung ausgegangen. Bei benachbarten Wolken in zwei Modellschichten wird angenommen, dass sie sich vollkommen überlappen (DWD, 1995 b).

4.2.3 Anfangs- und Randdaten

Die Anfangs- und Randdaten für die Modellläufe dieser Untersuchung stehen in Form von Analysen zur Verfügung und stammen vom ECMWF und vom DWD. Analysen sollen den tatsächlichen atmosphärischen Status zu einer gegebenen Zeit repräsentieren. Mathematisch gesehen ist die numerische Wettervorhersage ein Anfangswertproblem. Bevor mit der Vorausberechnung des Wetters begonnen werden kann, muss an allen Punkten des Rechengitters bekannt sein, wie hoch Temperatur und Luftfeuchte sind, welcher Luftdruck gerade herrscht und welche Windkomponenten daraus resultieren. Da Beobachtungsdaten räumlich und zeitlich sehr unregelmäßig verteilt sind, werden sie mittels der Datenassimilation in den Modellstatus überführt und als Anfangs- und Randdaten verfügbar gemacht. Während des Untersuchungszeitraumes (August bis Oktober 1995, vgl. Kap. 4.4.2) wurde sowohl vom DWD als auch vom ECMWF ein Datenassimilationsschema für numerische Modelle betrieben, das auf intermittierender statistischer Interpolation OI (Optimum Interpolation) beruht (Lönnerberg und Shaw, 1987): In den Assimilationszyklen werden zunächst mittels sechsständiger Vorhersagen (für 00:00, 06:00, 12:00 und 18:00 UTC) erste Näherungen für die Analysen erzeugt. Bei den ECMWF-Analysen werden diese Assimilationszyklen mit dem Globalmodell des ECMWF durchgeführt, während für die DWD-Analysen das Europamodell EM verwendet wird. Die ersten Näherungen werden durch alle Beobachtungen (Radiosondendaten, Satellitendaten und synoptische Beobachtungen) korrigiert, die innerhalb eines um den Analysezeitpunkt zentrierten, sechsständigen

Zeitfensters verfügbar sind. Dort wo die vorhandenen Beobachtungen auf Fehler in der ersten Näherung hinweisen, werden diese Fehler korrigiert.

Die analysierten atmosphärischen Variablen der Analysedaten des DWD umfassen die horizontalen Windkomponenten, den Bodendruck, die spezifische Feuchte, den spezifischen Wolkenwassergehalt, die Temperatur und das Geopotential. Die ECMWF Analysedaten enthalten dieselben Variablen mit Ausnahme des spezifischen Wolkenwassergehaltes. Die größte Schwierigkeit in der Datenassimilation besteht hinsichtlich der Analyse von Landoberflächengrößen. Sensitivitätsstudien haben gezeigt, dass Oberflächenprozesse - und damit auch deren Anfangsbedingungen - Wettervorhersagen signifikant beeinflussen können (Rowell und Blondin, 1990; Beljaars et al., 1996). Aufgrund des Mangels an operationellen Beobachtungen von Bodenfeuchte und Bodentemperatur gestaltet sich die Entwicklung exakter Analysen von Landoberflächenvariablen jedoch schwieriger als bei den anderen Parametern. Außerdem zeigt insbesondere die Bodenfeuchte starke Variabilität auf kleinräumigen Skalen (Wetzel und Chang, 1988). Grundsätzlich gibt es zwei Methoden, Bodenvariablen in Analysen zu integrieren. Einerseits können Landoberflächenvariablen an Klimatologien gekoppelt sein, was bei den Analysedaten des DWD zum Teil der Fall ist, oder sie werden vollständig von der ersten Näherung der sechsständigen Vorhersageschritte übernommen, wie es bei dem Assimilationsverfahren des ECMWF praktiziert wird.

Abgesehen von den Landoberflächenvariablen gibt es verschiedene Gründe, weshalb die Anfangs- und Randbedingungen die Vorhersage negativ beeinflussen können:

- Es gibt keine Daten für das betreffende Gebiet zu der gegebenen Zeit.
- Fehlerhafte Daten wurden zur Korrektur der Näherung benutzt. Das ist häufig der Fall, wenn die Näherung schlecht ist, aber gut mit fehlerhaften Daten übereinstimmt.
- Fehlerfreie, aber nicht repräsentative Daten wurden bei der Assimilation berücksichtigt. So können isolierte Messungen extreme oder sehr kleinskalige Wetterbedingungen repräsentieren.
- Fehlerfreie Daten wurden nicht berücksichtigt. Entweder war die erste Näherung so fehlerhaft, dass die Beobachtungen im Assimilationsverfahren nicht berücksichtigt wurden oder fehlerhafte Daten benachbarter Gebiete wurden stärker gewichtet.
- Fehlerfreie Daten haben die Analyse auf eine falsche Weise beeinflusst. Das kann zum Beispiel der Fall sein, wenn ein Wettersystem nur teilweise von Beobachtungen erfasst wird.

Analysefehler müssen nicht zwingend zu falschen Vorhersagen führen. Dennoch können kleinste Störungen in den Analysen zu signifikanten Beeinflussungen der Vorhersage führen.

4.2.4 Modellsimulationen

Der Untersuchungszeitraum von August bis Oktober 1995 (vgl. Kap. 4.4.2) wird zweimal mit jeweils unterschiedlichen Analysen als Initialisierungs- und Randwerten simuliert. Das Regionalmodell HRM wird im Vorhersagemodus betrieben: Die Initialisierung findet alle 24 Stunden statt und die Vorhersagedauer beträgt 30 Stunden. Für die Validierung liegen also zwei Kollektive von jeweils 92 Modellläufen für den Zeitraum August bis Oktober 1995 und das Untersuchungsgebiet (vgl. Kap. 4.4.1) vor. Sie unterscheiden sich ausschließlich in den verwendeten Anfangs- und Randdaten.

Mit der 30-stündigen Vorhersagedauer erfolgen die Simulationen in enger Anlehnung an den gemessenen Status des Untersuchungsgebietes, der durch die Analysen dem Modell vorgegeben wird. Die letzten sechs Stunden eines Modelllaufes berechnen denselben Zeitraum, wie die ersten sechs Stunden des darauf folgenden Modelllaufes. Um einem anfänglichen Spin-Up-Effekt vorzubeugen, werden jedoch die ersten sechs Stunden der Modellläufe nicht in die Auswertungen einbezogen (vgl. Karstens, 1996).

Die Analysedaten stammen von den Datenassimilationszyklen des Globalmodells des ECMWF und des Europamodells EM des DWD und stehen in sechsstündigen Zeitabschnitten als Initialisierungs- bzw. Randdaten zur Verfügung. Abgesehen von dem Gebietsausschnitt, handelt es sich hierbei um dieselben Analysedaten, die zur Initialisierung der operationell betriebenen Regionalmodelle verwendet werden. Allerdings stammen die Randwerte für die operationelle Wettervorhersage mit Regionalmodellen von den Vorhersagen des jeweils übergeordneten Modells. In der vorliegenden Arbeit stammen die Randwerte für das Regionalmodells HRM hingegen ebenfalls aus den Analysedaten. Durch räumliche Interpolation werden die Analysen an die Auflösung des Regionalmodells HRM angepasst. Zwischen den Analyse-Terminen wird außerdem zeitlich linear interpoliert um dem Modell stündliche Randdaten bereitzustellen. An den lateralen Rändern wird ein Relaxationsschema (Davies 1976) verwendet, um die Modellvariablen kontinuierlich an die großskalige antreibende Strömung anzupassen. Dabei nimmt die Gewichtung der interpolierten Daten des antreibenden übergeordneten Modells, mit dem die Analysezyklen durchgeführt wurden, gegenüber den prognostizierten Daten des Regionalmodells HRM innerhalb der Randzone des Modellgebietes von den äußeren seitlichen Modellrändern hin zum Inneren des Modellgebietes ab. Relaxationskoeffizienten, mit deren Hilfe die unterschiedliche Gewichtung erfolgt, sind für acht Gitterelemente der Randzonen definiert (DWD (b) 1995). Stammen die Randdaten des Modellgebietes aus Analysen eines anderen Modellsystems, kann es zu Inkonsistenzen in den Randzonen kommen. Dies ist bei Verwendung der

ECMWF-Analysen der Fall. Deshalb werden bei den Auswertungen die Randzonen des Modellgebietes von jeweils acht Gitterelementen nicht in die Auswertungen einbezogen.

Auch die Größe des Modellgebietes kann Einfluss auf die Simulationsergebnisse von Regionalmodellen haben. Vorab sind deshalb Fallstudien durchgeführt worden, mit denen der Einfluss der Größe des Modellgebietes auf die Simulation ausgelotet wurde. Dabei hat sich am Beispiel des Niederschlages gezeigt, dass die Simulationen umso besser mit den Messungen übereinstimmen, je größer das Modellgebiet gewählt wurde. Ab einer bestimmten Größe des Modellgebietes stellten sich jedoch keine nennenswerten Verbesserungen der Simulationen mehr ein. Die Auswahl des Modellgebietes (vgl. Kap. 4.4.1) stellt ein Optimum aus vertretbarer Rechenzeit und bestmöglicher Simulation aufgrund von Ausdehnung des Untersuchungsgebietes dar.

4.3 ISCCP Daten

4.3.1 Zur Auswahl der Datenbasis

Wichtige Faktoren für die Wahl der zur Validierung verwendeten Daten sind neben der Messqualität die räumliche und zeitliche Auflösung sowie die räumliche und zeitliche Verfügbarkeit (Gebietsüberdeckung) der Daten. Satellitendaten weisen hinsichtlich dieser Aspekte große Vorteile gegenüber Daten von bodenbasierten Messinstrumenten auf: Ihre räumliche Auflösung ist häufig größer als die der Modelle, zu deren Validierung sie verwendet werden sollen. Durch den meist operationellen Einsatz unterschiedlicher Satelliten ist außerdem sowohl eine hohe zeitliche Auflösung als auch eine gute räumliche und zeitliche Verfügbarkeit der Daten gewährleistet. Aus diesen Gründen eignen sich Satellitendaten besonders gut zur Modellvalidierung. In der Satellitenfernerkundung erfolgt die Wolkenerkennung im Wesentlichen aus zwei verschiedenen Datenquellen: erstens aus vertikal sondierenden Radiometern und zweitens aus oberflächenabbildenden Radiometern. Die Ableitung von Wolkenparametern erfolgt mittels Wolkenerkennungsalgorithmen, die auf die spektralen Strahldichten des jeweiligen Radiometers angewendet werden. Ihnen liegen in den meisten Fällen Schwellenwerttests zugrunde: Dabei werden die unterschiedlichen Strahlungseigenschaften von Wolken- und Erdoberflächen nutzbar gemacht. Wird ein zuvor festgelegter Schwellenwert der spektralen Strahldichte erreicht oder überschritten, so gilt die untersuchte Situation als bewölkt. Über einen längeren Zeitraum treten bei Verwendung

statischer Schwellenwerte Probleme auf. Die Ursache hierfür ist die zeitliche Variation des Emissions- und Reflektionsvermögens der Erdoberfläche. Neben den jahreszeitlichen Variationen ändern sich diese Eigenschaften auch mit den jeweils vorherrschenden Wetterlagen und dem damit verbundenen Niederschlagsgang. Diese Aspekte müssen zugunsten einer realitätsnahen Wolkenerkennung berücksichtigt werden. Eine Erweiterung der Schwellenwertmethode ist in diesem Zusammenhang durch die Verwendung dynamischer Hintergrundwerte der Strahldichten gegeben. Die Hintergrundwerte sind Strahldichten der unbewölkten Erdoberfläche während eines mehrtägigen Zeitraumes. Es wird stets der Wert mit der höchsten Helligkeitstemperatur bzw. mit den geringsten Reflektivitäten den jeweiligen Hintergrundwerten zugrunde gelegt. Die Schwellenwerttests werden dann in Relation zu den jeweiligen Hintergrundwerten durchgeführt. So wird der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Reflektivitäts- und Emissivitätseigenschaften der Erdoberflächen Rechnung getragen. Diese Methode wird häufig in unterschiedlichen Varianten auf die Daten oberflächenabbildender Radiometer angewendet.

Bei den vertikal sondierenden Radiometern gibt es andere Möglichkeiten, das Problem der variierenden Emissions- und Reflektionsvermögen zu minimieren. In dem I3 Algorithmus (Improved Initialization Inversion) zur Anwendung auf TOVS Instrumente (TIROS Operational Vertical Sounder) erfolgt die Wolkenerkennung unter gleichzeitiger Verwendung von Infrarot-Daten des HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) und von Mikrowellendaten des MSU (Microwave Sounding Unit), (Stubenrauch et al. 1999 a, b, c). Es werden insgesamt 8 Schwellenwerttests durchgeführt (Stubenrauch, 1999 a, b, c; Kidder und Vonder Haar, 1995). Dabei kommt der simultanen Nutzung dieser Daten eine entscheidende Bedeutung zu: Da Mikrowellen größtenteils Wolken transmittieren, repräsentieren die Messungen des MSU Helligkeitstemperaturen unter wolkenlosen Bedingungen. Die Messungen des MSU werden mit gleichzeitigen Messungen des HIRS Instruments mittels der Schwellenwerttests verglichen. Dabei wird jede Szene in Abhängigkeit von Über- oder Unterschreitung des Schwellenwertes als bewölkt oder unbewölkt klassifiziert. Um eine bessere Übereinstimmung der MSU und der HIRS Messungen hinsichtlich ihrer räumlichen Auflösung zu gewährleisten, werden alle Pixel der HIRS Messungen in einem Gebiet von $100 \times 100 \text{ km}^2$ gemittelt.

Gegenüber den vertikal sondierenden Radiometern haben die oberflächenabbildenden Radiometer eine bis 100-fach höhere räumliche Auflösung. Deshalb sind letztere für die Validierung von Regionalmodellen besonders gut geeignet. Es gehören folgende Wolkenerkennungsalgorithmen für oberflächenabbildende Radiometermessungen zu denen,

die in globalen Wolkenklimatologien eingebunden und über einen längeren Zeitraum operationell eingesetzt worden sind:

- **APOLLO** = AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) Processing Scheme Over cloud Land and Ocean (Saunders und Kriebel, 1988; Kriebel und Saunders, 1989; Gesell, 1989),
- **CLAVR** = NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) Cloud Advanced Very High Resolution Radiometer (Stowe et al., 1991) und
- **ISCCP** = International Satellite Cloud Climatology Project (Rossow et al., 1996).

Unter diesen Algorithmen ist ISCCP der einzige, der sowohl auf polarumlaufende als auch auf geostationäre Satellitendaten angewendet wird. Somit bieten die abgeleiteten Wolkenparameter höchstmögliche räumliche und zeitliche Auflösung in Verbindung mit maximaler Gebietsüberdeckung. Da diese Eigenschaften für Validierungen von Regionalmodellen hohe Priorität haben, werden auch in der vorliegenden Arbeit ISCCP Daten verwendet.

4.3.2 Beschaffenheit der ISCCP Daten

Das ISCCP wurde Anfang der 80er Jahre von der WMO initiiert, um zunächst für einen Zeitraum von 5 Jahren eine globale Wolkenklimatologie aus Satellitendaten abzuleiten. Ziel dabei ist es, einen kalibrierten und normierten globalen Datensatz des infraroten und sichtbaren Spektralbereichs zu produzieren. Aus diesen Daten sollen Basisinformationen bezüglich der Strahlungseigenschaften der Atmosphäre hervorgehen, die es ermöglichen, Wolkenparameter abzuleiten. Ein weiteres Anliegen ist es, grundlegende Forschungstechniken zur Ableitung physikalischer Wolkeneigenschaften zu koordinieren. Die operationelle Datenaufnahme des Internationalen Satelliten Wolkenklimatologieprojektes begann am 01. Juli 1983. Seitdem sind Strahldichten des infraroten und sichtbaren Spektralbereichs der operationellen geostationären und polarumlaufenden meteorologischen Satelliten fortlaufend prozessiert worden. Zu den datenliefernden Satelliten von ISCCP gehören GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), METEOSAT, GMS (Geostationary Meteorological Satellite) und NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Die räumliche Auflösung der verwendeten Radiometer variiert zwischen einem und vier Kilometern im sichtbaren Spektralbereich und zwischen vier und sieben Kilometern im infraroten Spektralbereich. Die zeitliche Auflösung variiert bei den geostationären Satelliten zwischen 14 und 48 Szenen pro Tag und Gebiet und zwei Szenen täglich bei den polarumlaufenden Satelliten. Für das Untersuchungsgebiet sind während des

Untersuchungszeitraumes (vgl. Kap. 4.4) die polarumlaufenden Satelliten NOAA-12 und NOAA-14 und der geostationäre METEOSAT-5 operationell betrieben worden. Eine Beschreibung dieser Satelliten sowie nähere Informationen zur Strahlungskalibrierung können im Anhang III, S. 115 eingesehen werden.

Im Rahmen von ISCCP werden verschiedene Datenprodukte entwickelt. Grundsätzlich sind drei verschiedene Datenstadien zu unterscheiden. Dabei handelt es sich um die Rohdaten (Status A), die den empfangenen Strahldichten entsprechen, die Rohdaten reduzierten Volumens (Status B) und um die daraus abgeleiteten Wolkenparameter (Status C bzw. D). Die Rohdaten werden fortlaufend von den geostationären und den polarumlaufenden Satelliten aufgenommen. Im Status A werden sie zu dreistündigen Datensätzen zusammengefasst, in welche alle Daten polarumlaufender Satelliten eingehen, die innerhalb eines um den jeweiligen Zeitpunkt zentrierten, dreistündigen Zeitfensters verfügbar sind. Die Daten der geostationären Satelliten gehen in dreistündigen Intervallen zu den jeweiligen Terminen ein. Um die Daten handhabbar zu machen, wird das Volumen der Rohdaten reduziert (Status B). Dabei werden zunächst die unterschiedlichen Auflösungen der verschiedenen Spektralbereiche aneinander angepasst. Dies geschieht, indem die Daten des sichtbaren Kanals (wenn notwendig) durch Mittelung an die Auflösung des infraroten Spektralbereiches angepasst werden. Die höchste Auflösung des infraroten Spektralbereiches haben die NOAA-AVHRR-Daten mit vier Kilometern. Die niedrigste Auflösung haben die Daten der GOES Satelliten mit sieben Kilometern. Daraus resultiert eine Auflösung der ISCCP-DX-Daten von vier bis sieben Kilometern. Im Untersuchungsgebiet beträgt die Auflösung vier bis fünf Kilometer, da die höchste Auflösung durch die NOAA-AVHRR-Daten mit vier Kilometern gegeben ist und die niedrigste durch die Daten des METEOSAT-5 mit fünf Kilometern. Zur Reduktion des Datenvolumens werden Datenelemente nach dem Zufallsprinzip extrahiert: In dem Gebiet des jeweiligen Abtastzyklus wird alle 25-30 km ein Datenelement extrahiert. Größe und Auflösung dieses Datenelementes entsprechen dem normierten Sichtfeld der Satelliten von vier bis sieben Kilometern, bzw. vier bis fünf Kilometern im Untersuchungsgebiet. Auf der Grundlage dieses reduzierten Datensatzes werden aus den Strahldichten die Wolkenparameter (Status C und D) abgeleitet. Status D ist eine Weiterentwicklung von Status C und ersetzt diesen seit 1991.

Aufgrund seiner hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung liegt der vorliegenden Untersuchung der DX-Datensatz zugrunde. Die DX-Daten sind die Ergebnisse der Wolkenerkennungs- und Strahlungsanalysen aller Datenelemente des Status' reduzierten Datenvolumens. Entsprechend Status B ist somit die zeitliche Auflösung der DX-Daten

dreistündlich, und räumlich ist je ein vier bis sieben Kilometer großes Datenelement auf 25-30 km des Gebietes in dem jeweiligen Abtastzyklus verteilt. Jeder DX-Datensatz enthält bis zu 45 Variablen für jedes Datenelement. Die Verfügbarkeit der Variablen, die im Datensatz enthalten sind, ist abhängig von der Tageszeit und teilweise davon, ob zusätzliche Messungen bestimmter Spektralbereiche, z. B. aus dem nah-infraroten Spektralbereich, vorhanden sind. Informationen über Bewölkung stehen zu jeder Tageszeit zur Verfügung. Dabei handelt es sich für jedes Datenelement um die Information „bewölkt“ oder „unbewölkt“. Die Informationen werden aus den jeweils verfügbaren Spektralbereichen abgeleitet, also tagsüber aus dem sichtbaren und infraroten Spektralbereich und nachts aus dem infraroten Spektralbereich. Auch Wolkenoberkantentemperatur und -druck sind zu jeder Zeit verfügbar, da sie aus dem infraroten Spektralbereich abgeleitet werden. Zu jeder Zeit stehen außerdem Informationen hinsichtlich der Erdoberflächeneigenschaften (Land, See, Küste, Topographie, Schnee- und Eisbedeckung), und Strahldichten im infraroten Spektralbereich sowie der Kosinus des Satellitenzenitwinkels zur Verfügung. Zu den Variablen, die naturgemäß nur tagsüber vorhanden sind, gehören die optischen Dicken von Wolken, die Reflektivität der Erdoberfläche im sichtbaren Spektralbereich und die Informationen bezüglich Situationen, in denen eine spiegelnde Reflektion der direkten Sonneneinstrahlung durch Wasseroberflächen vorliegt (Sunlint). Jedem Datenelement sind seine geographischen Koordinaten zur festen Kartenprojektion zugeordnet.

4.3.3 Ableitung von Wolkenparametern

4.3.3.1 Der Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP

Um den Einfluss der zeitlichen Variation des Emissions- und Reflektionsvermögens der Erdoberfläche in die Wolkenerkennung mit einzubeziehen, liegen den Strahldichten bei unbewölkten Verhältnissen dynamische Werte zugrunde (vgl. auch Kap. 4.3.1). Dieses bedeutet, dass für die Wolkenerkennung für jeden Ort und zu jeder Zeit (dreistündlich) Strahldichten unter unbewölkten Bedingungen benötigt werden. Da bewölkte Szenen in dem Untersuchungsgebiet jedoch sehr häufig vorkommen, ist der erste Schritt der Wolkenerkennung zunächst die Ableitung unbewölkter Szenen. Dabei ist die Genauigkeit dieser Analyse abhängig von der Frequenz bewölkter Situationen an jedem Ort (Rossow et al., 1989; Rossow und Garder, 1993 a).

Zur Erkennung unbewölkter Datenelemente werden verschiedene Annahmen zugrunde gelegt: (1.) Unbewölkte Szenen weisen geringere räumliche und zeitliche Variabilität auf.

Außerdem wird (2.) angenommen, dass unbewölkte Datenelemente höhere Temperaturen aufweisen als bewölkte. (3.) Die ersten beiden Kriterien variieren mit dem Erdoberflächentyp und dem jeweils vorherrschenden Witterungsregime. Kein einzelner Test kann verlässliche Auskunft über unbewölkte oder bewölkte Verhältnisse geben. Zunächst werden Tests im infraroten Spektralbereich durchgeführt. Die räumliche Variabilität wird analysiert, indem innerhalb kleiner Gebiete (100 x 100 km² über Land und 300 x 300 km² über See) alle Datenelemente als bewölkt klassifiziert werden, die um 6.5 K über Land und um 3.5 K über See kälter sind als das wärmste Datenelement in diesem Gebiet. Alle anderen Datenelemente verbleiben als unklassifiziert.

Im nächsten Schritt wird die zeitliche Variabilität analysiert. Hierfür werden die Daten eines dreitägigen Zeitraumes miteinander verglichen. Dabei wird die Temperatur jedes Datenelementes mit der entsprechenden Temperatur am vorherigen und am darauf folgenden Tag zur gleichen Tageszeit verglichen. Somit wird der Einfluss des Tagesganges minimiert. Es werden alle Datenelemente als bewölkt klassifiziert, deren Temperatur 8 K über Land und 3.5 K über See niedriger ist als die Temperatur der entsprechenden Datenelemente am vorherigen und am darauf folgenden Tag. Alle Datenelemente, die maximal 1.1 K über See bzw. 2.5 K über Land kälter sind als die Temperaturen der entsprechenden Datenelemente am vorherigen und am darauf folgenden Tag, werden als unbewölkt klassifiziert. Die restlichen Datenelemente verbleiben als unklassifiziert. Für den Fall, dass ein Datenelement aufgrund des Temperaturvergleichs mit dem Datenelement des vorherigen Tages als bewölkt klassifiziert wird, aber der Vergleich mit dem Datenelement des darauf folgenden Tages für eine Klassifizierung als unbewölkt spricht (oder umgekehrt), wird das Datenelement als gemischt deklariert (Rossow und Garder 1993 a).

		TEST RÄUMLICHE VARIABILITÄT	
		bewölkt	unklassifiziert
TEST ZEITLICHE VARIABILITÄT	bewölkt	bewölkt	bewölkt
	unklassifiziert	bewölkt	unklassifiziert
	gemischt	gemischt	gemischt
	unbewölkt	gemischt	unbewölkt

Tab. 4.1: Unterscheidung von bewölkten und unbewölkten Datenelementen durch räumliche und zeitliche Variabilitätstests, abschließende Testergebnisse sind rot (Quelle: Rossow et al., 1996).

Stehen die Ergebnisse der räumlichen und zeitlichen Variabilitätsanalyse im Kontrast zueinander, wird das Ergebnis der zeitlichen Variabilitätsanalysen stärker gewichtet, da es als verlässlicher gilt. Das Datenelement wird jedoch nur dann als unbewölkt klassifiziert, wenn der Test der zeitlichen Variabilität das Ergebnis „unbewölkt“ hatte und dasselbe Datenelement bei dem Test auf räumliche Variabilität nicht klassifiziert wurde (vgl. Tab. 4.1). Außerdem werden die Analysen durch Tests der räumlichen Variabilität im sichtbaren Spektralbereich ergänzt (Seze und Rossow, 1991; Rossow und Garder, 1993 a). Die auf diese Weise lokalisierten Strahldichten unter unbewölkten Verhältnissen liegen dem Wolkenerkennungsalgorithmus zugrunde (Rossow et al., 1996). Die Klassifizierung eines Datenelementes als bewölkt oder unbewölkt erfolgt mittels Schwellentests für jeden Spektralbereich. Um die Erkennung von Cirren und tiefen Wolken zu erleichtern, kann die Wolkenerkennung auch auf einzelnen Spektralbereichen beruhen. Das bedeutet, wenn die Strahldichte eines Datenelementes sich in einem beliebigen Spektralbereich hinreichend von der korrespondierenden Strahldichte unter unbewölkten Bedingungen unterscheidet, wird es als bewölkt klassifiziert. Das Ausmaß dieser benötigten Differenz entspricht dem Schwellenwert. Die Schwellenwerte variieren mit den Erdoberflächentypen. Sie sind sowohl im sichtbaren als auch im infraroten Spektralbereich am niedrigsten über Wasser und eisbedeckten Oberflächen, etwas höher in Küstengebieten und Landoberflächen mit schwacher räumlicher Variabilität und am höchsten über Landoberflächen, deren räumliche Variabilität hoch ist. Alle Datenelemente, die den Schwellenwert weder erreichen noch überschreiten, werden als unbewölkt klassifiziert.

Auf der Grundlage dieses ersten Schwellentests werden die Strahldichteanalysen unbewölkter Verhältnisse verfeinert. Dabei werden die Daten der polarumlaufenden Satelliten im nah-infraroten Spektralbereich mittels der Ergebnisse der Schwellentests hinsichtlich der Strahldichten unbewölkter Verhältnisse analysiert. Diese Verfeinerung dient einer besseren Erkennung tiefer Wolken in polaren Regionen bzw. in den höheren Breiten. Ein abschließender Schwellentest wird dann mit den verbesserten Strahldichten unbewölkter Verhältnisse durchgeführt. Dieser Schwellentest unterscheidet sich von dem ersten darin, dass (1.) der Schwellenwert im infraroten Bereich über Landoberflächen um 2.0 K reduziert wurde, dass (2.) sich die Schwellenwerte im sichtbaren Spektralbereich nun auf Reflektivitäten anstelle auf Strahldichten beziehen und dass (3.) über eis- und schneebedeckten Oberflächen außerdem ein Schwellentest im nah-infraroten Spektralbereich durchgeführt wird. Ein Datenelement wird als bewölkt klassifiziert, wenn sich das jeweilige Kriterium über den Schwellenwert hinaus von den korrespondierenden

Verhältnissen unter unbewölkten Bedingungen unterscheidet. Dabei ist es ausreichend, wenn dieses für einen Spektralbereich zutrifft.

4.3.3.2 Ableitung physikalischer Wolkeneigenschaften im ISCCP

Nachdem alle Datenelemente als bewölkt oder unbewölkt klassifiziert worden sind, werden die gemessenen Strahldichten mit Ergebnissen eines Strahlungstransportmodells (Rossow und Schiffer, 1991; Rossow et al. 1989) verglichen (Rossow, 1996). Die Strahldichten in dem Strahlungstransportmodell werden als Funktion der Satellitenzenitwinkel berechnet. Diese Rechnungen werden durchgeführt, um die Messungen der AVHR-Radiometer zu simulieren und um daraus physikalische Wolkeneigenschaften abzuleiten. Die Qualität der physikalischen Wolkenparameter, die mittels des Strahlungstransportmodells abgeleitet werden, ist abhängig von den zugrunde liegenden Annahmen. Zu diesen Annahmen zählen Charakteristika von Wolken, der Atmosphäre und der Erdoberfläche. Mit Hilfe des in Anhang III, S. 117 beschriebenen Strahlungstransportmodells werden folgende Berechnungen durchgeführt:

1. Ableitung der Erdoberflächentemperatur,
2. Ableitung der Erdoberflächenreflektivität,
3. Ableitung der Wolkenoberkantentemperatur und des Wolkenoberkantendruckes,
4. Ableitung der optischen Dicke sowie
5. Korrektur der Wolkenoberkantentemperatur bei geringen optischen Dicken.

4.4 Untersuchungsgebiet und –zeitraum

4.4.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst Nord-, Mittel- und Osteuropa sowie Nord- und Ostsee und den nordöstlichen Teil des Nordatlantiks. Die größten Ausdehnungen des Untersuchungsgebietes reichen von 23° West nach 55° Ost und von 73° Nord nach 40° Nord (vgl. Abb. 4.1). Aus dem Jahresgang des für diese Breiten spezifischen Strahlungshaushaltes ergibt sich ein Jahreszeitenklima. Aufgrund der großräumigen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes ist es jedoch nicht einheitlich ausgeprägt. Vielmehr herrscht ein Übergangsklima zwischen maritim und kontinental vor. Der ozeanische Einfluss nimmt von West nach Ost ab. Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes wird der Jahresgang der Klimaelemente (z. B. Temperatur, Niederschlag und Luftdruck) durch den ozeanischen Einfluss gedämpft. Demgegenüber kommt es im östlichen und nordöstlichen Teil des

Untersuchungsgebietes mit zunehmend kontinentalem Einfluss zu wesentlich stärker ausgeprägten Amplituden des Jahresganges. Aufgrund der geographischen Lage in den mittleren Breiten gehört das Untersuchungsgebiet zum Einflussbereich der zyklonalen Westwinddrift und des subtropischen Hochdruckgürtels.

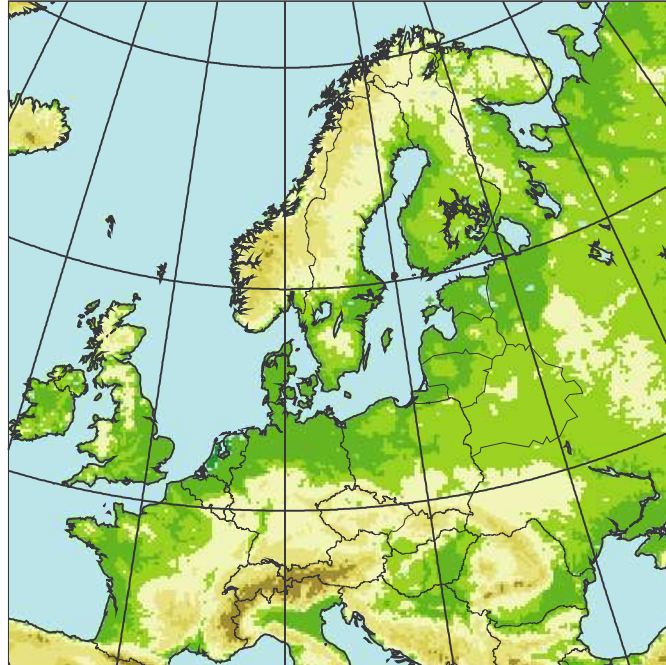


Abb. 4.1: Das Untersuchungsgebiet.

Die meisten Wolken treten in Verbindung mit Frontalzyklonen auf. Diese Wolken zählen zur Gruppe der Stratuswolken und entstehen im Bereich von Warmfronten durch Abkühlung infolge langsamen Aufgleitens ausgedehnter Luftschichten. Auf diese Weise entstandene Wolkenschichten haben oft Ausdehnungen von mehreren hunderttausend Quadratkilometern. Da die Aufgleitfläche in Verbindung mit Frontalzyklonen weit vor der Bodenwarmfront bis in das Stockwerk der hohen Wolken reicht, besteht der obere Rand des Aufgleitwolkensystems meistens aus Cirren. An diese anschließend bildet der Cirrostratus die erste Schichtwolke. Ihr folgen Altostratusschichten größerer Mächtigkeit, an die sich mit Annäherung an die Bodenwarmfront der Stratus anschließt. Charakteristisch für die herbstlichen und winterlichen kontinentalen Antizyklonen und der damit verbundenen lang anhaltenden stabilen Schichtung ist die Genese von Stratus durch Ausstrahlung einer feuchten Luftschicht unter einer Temperaturinversion. Es entstehen Wolken mit einer Ausdehnung von mehreren hundert Kilometern und einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern (je nach Höhe der Inversion). Andere Voraussetzungen zur Entstehung von Stratuswolken sind gegeben durch Abkühlung ausgedehnter Luftmassen z. B. bei Kontakt mit einer kalten Oberfläche oder durch Mischung feuchter warmer Luftmassen mit kühleren. Stratocumuli

zählen nach ihrer optischen Erscheinung ebenfalls zu den Stratuswolken. Sie sind typische Wolken der Außertropen. Ihre Entstehung kann auf sehr unterschiedliche Weise erfolgen: Durch Turbulenz in den unteren Luftschichten, durch schwache Konvektion in Stratusschichten, beim Zerfall von Nimbostratus nach Beendigung des Aufgleitens oder bei Rückbildung von Quellwolken nach Aufhören der Thermik.

Den genetischen Gegensatz zu Stratuswolken bilden die Konvektionswolken. Sie entstehen in instabil geschichteter Luft und sind gekennzeichnet durch ihre räumliche Begrenzung auf Thermikschläuche sowie durch starke Aufwärtsbewegung innerhalb dieser Thermikschläuche und schwächere, auf größerem Raum verteilte abwärts gerichtete Kompensationsströme. Die vertikale Erstreckung wird bestimmt durch die Mächtigkeit der instabilen Schicht und durch den Grad der Instabilität. Je nach Vertikalerstreckung wird unterschieden zwischen Cumulus humilis mit geringer Vertikalerstreckung bis 1500 m, dem Cumulus congestus (aufgetürmte Haufenwolken) mit zwei bis vier Kilometer Mächtigkeit und dem Cumulonimbus (hoch reichende Haufenwolken), der eine Vertikalerstreckung von drei bis sechs Kilometer aufweist. Die Genese der konvektiven Bewölkung unterliegt in den mittleren Breiten insbesondere über Land einem deutlichen Tages- und Jahresgang mit Mittags- und Sommermaximum und nächtlichem bzw. winterlichem Minimum. Über See ist der Tages- und Jahresgang der konvektiven Bewölkung vergleichsweise schwach ausgeprägt, da Wasserkörper auf veränderte Einstrahlung langsamer reagieren. Daher erwärmen sie sich langsamer und kühlen auch langsamer wieder ab. Letzteres kann im Jahresgang zu einem relativen winterlichen Maximum der konvektiven Bewölkung führen, da Seeflächen im Vergleich zu Landoberflächen als relative Heizkörper wirken.

4.4.2 Der Untersuchungszeitraum

Der Untersuchungszeitraum der vorliegenden Arbeit erstreckt sich von August bis Oktober 1995 und ist verbunden mit PIDCAP (Pilot Study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation), einer der Perioden zur intensiven Datenerhebung und -sammlung, die im Rahmen von BALTEX ausgeführt worden sind (vgl. Anhang I, S. 108; Isemer, 1996). Ein Vorteil, der sich durch die Verbindung des Untersuchungszeitraumes mit der PIDCAP Periode ergibt, ist die Möglichkeit des wissenschaftlichen Austausches, beispielsweise mit anderen Validierungsstudien, die diesen Zeitraum zugrunde legen (z. B. Jacob et al., 2000; Meijgaard et al., 2000; Rockel und Karstens, 2001). Ein weiterer interessanter Aspekt ist, dass dieser Zeitraum die Simulation von Wolken ganz unterschiedlicher Genese erfordert. Während im August bevorzugt Verhältnisse auftreten, welche die Entstehung konvektiver

Bewölkung begünstigen, nehmen im September und Oktober die Häufigkeit von Frontalzyklonen und die Ausprägung kontinentaler Antizyklonen zu. Dadurch wird die Genese von Stratusbewölkung begünstigt. Somit kann die Validierung aller wichtigen Wolkensysteme in diesen Breiten und der damit zusammenhängenden Prozesse erfolgen.

Inwieweit die PIDCAP Periode ebenfalls die für diese Monate typischen Witterungsregime aufweisen, verdeutlicht ein Häufigkeitsvergleich der zyklonalen Witterungsbedingungen von PIDCAP mit dem 30-jährigen Mittel von 1969 bis 1998: Auf Grundlage des Kataloges der Großwetterlagen nach Hess und Brezowky (Gerstengarbe und Werner, 1999) und des täglichen Europäischen Wetterberichtes (DWD, 1995 a) wurden die Wetterlagen der Monate August, September und Oktober in dem Zeitraum von 1969 bis 1998 hinsichtlich zyklonaler Einflüsse auf das Untersuchungsgebiet ausgewertet. Die Anzahl der Tage, an denen im Untersuchungsgebiet überwiegend zyklonale Witterungsbedingungen vorherrschten, sind monatlich über den 30-jährigen Zeitraum gemittelt und mit der Anzahl der Tage des jeweiligen Monats im PIDCAP Zeitraum verglichen worden. Dabei zeigt sich, dass sowohl im August 1995 mit acht Tagen als auch im Oktober 1995 mit neun Tagen die Häufigkeit zyklonaler Witterungsbedingungen unter dem 30-jährigen Durchschnitt liegt (vgl. Tab. 4.2). Diese Abweichung bewegt sich jedoch innerhalb des Bereiches der Standardabweichung. Im September 1995 hingegen liegt die Häufigkeit zyklonaler Witterungsbedingungen mit einer Häufigkeit von 26 Tagen über dem 30-jährigen Durchschnitt des Monats September. Dabei ist das Ausmaß der Differenz zum 30-jährigen Mittel größer als das der Standardabweichung des 30-jährigen Septembermittels (vgl. Tab. 4.2).

	PIDCAP	30-JÄHR. MITTEL	STANDARDABWEICHUNG
August	8	13,4	5,7
September	26	13,7	8,1
Oktober	9	12,9	7,4
Mittel (A/S/O)	14,3	13,3	7,1

Tab. 4.2: Anzahl der Tage mit überwiegend zyklonalen Witterungsverhältnissen im Untersuchungsgebiet.

Für die Wolkengese bedeutet dies, dass im August konvektive Wolkengese etwas seltener als üblich von zyklogenetischer Bewölkung überlagert wird. Dasselbe gilt auch für den Monat Oktober. Im Oktober 1995 befinden sich über einen Zeitraum von insgesamt 18 Tagen große Teile Mittel- und Osteuropas unter Hochdruckeinfluss. Diese Wetterlage hat auch normalerweise im Oktober ihr Häufigkeitsmaximum, was jedoch 1995 besonders ausgeprägt war. Wie zuvor beschrieben, können solche Wetterlagen in Verbindung mit lang anhaltenden Inversionen zu Stratusbewölkung infolge von Ausstrahlung führen. Durch die

erhöhte Zyklonalität im September ist auch die zyklonenetische Bewölkung ausreichend im PIDCAP Zeitraum vertreten. In diesem Zusammenhang ist insbesondere die Periode vom 28. August bis 7. September zu nennen, in der ausgeprägte und sehr niederschlagsreiche Zyklonen das Untersuchungsgebiet durchquerten (vgl. auch Isemer, 1996 sowie Rockel und Karstens, 2001). Für den gesamten Zeitraum August bis Oktober 1995 besteht bezüglich der zyklonalen Witterungsverhältnisse eine mittlere Häufigkeitsdifferenz von einem Tag zu 30-jährigen Mittel, während die Standardabweichung des 30-jährigen Mittels für diesen Zeitraum 7,1 Tage beträgt. Somit werden also typische Witterungsbedingungen des Zeitraumes August bis Oktober durch die PIDCAP Periode im Mittel gut repräsentiert.

5 Abschätzung möglicher Unsicherheiten der Datenbasis

Für eine aussagekräftige Validierung der Wolkenparametrisierung des Regionalmodells HRM ist es wichtig, die Unsicherheitsquellen zu bestimmen und zu quantifizieren. Anderenfalls können falsche Schlüsse bezüglich der Wolkenvorhersagefähigkeit des Regionalmodells HRM aus den Vergleichen mit dem ISCCP-DX-Datensatz resultieren. Besagte Unsicherheiten resultieren einerseits aufgrund der zur Validierung verwendeten Daten. Aber auch Einflüsse, die zwar in Verbindung mit dem Regionalmodell HRM stehen, jedoch nicht unmittelbar Bestandteil des Atmosphärenmodells sind, können Ursache der Differenz zwischen Modell und Daten sein.

In diesem Kapitel werden daher solche Faktoren und deren Unsicherheitsbereiche aufgezeigt und abgeschätzt. Aus den dabei gewonnenen Erkenntnissen werden Anforderungen und Kriterien für den Vergleich der HRM Wolkeneigenschaften mit ISCCP-DX-Daten abgeleitet. Dies dient dazu, Interpretationsfehler bei der Validierung zu vermeiden.

5.1 Unsicherheitsquellen im numerischen Modellsystem

In der vorliegenden Arbeit soll die Wolkenparametrisierung als Bestandteil des Modellsystems validiert werden. Unsicherheitsquellen des Regionalmodells HRM, die nicht in direktem Zusammenhang mit dem Atmosphärenmodell und seinen Parametrisierungen stehen, können z. B. durch das gekoppelte Landoberflächenmodell erzeugt werden. Außerdem stellen die Anfangs- und Randbedingungen, die als Antrieb der Modellläufe verwendet werden, mögliche Unsicherheitsquellen dar. Nachfolgend werden daher die verwendeten Analysen und das gekoppelte Landoberflächenmodell als Unsicherheitsquellen im Hinblick auf die Simulation von Wolkeneigenschaften untersucht.

5.1.1 Analysen

Die Vorhersagbarkeit wird maßgeblich durch die Anfangsbedingungen begrenzt: So haben Downton und Bell (1988) sowie Richardson (1998) in einem Vergleich von Vorhersagen der beiden operationellen Vorhersagesysteme des ECMWF und des britischen Wetterdienstes UKMO (United Kingdom Meteorological Office) gezeigt, dass grundlegende Vorhersagedifferenzen meistens auf unterschiedliche Datenassimilationsverfahren zur

Herstellung der Analysen zurückzuführen sind. Kleine Störungen in den Anfangsbedingungen einer Vorhersage wirken sich mit zunehmender Vorhersagedauer beträchtlich auf die Vorhersage aus. Innerhalb einer mehrtägigen Vorhersagedauer folgen Tage mit guten Vorhersagen solchen mit schlechten und umgekehrt. Anfangsbedingungen stellen somit einen dominanten limitierenden Faktor in der Vorhersagbarkeit dar, der nur schwer abzuschätzen ist (Buizza, 2000). Die Einführung der Ensemble Vorhersage (Ensemble Prediction System, EPS) in das operationelle Vorhersagesystem des ECMWF stellte einen wesentlichen Fortschritt in der numerischen Wettervorhersage dar. In dem Ensemble werden 50 Modellläufe für einen bestimmten, meist 15-tägigen Zeitraum durchgeführt. In allen 50 Fällen wird dasselbe Modell verwendet. Nur die Anfangsbedingungen weisen minimale Unterschiede in Form von Störungen auf. Dabei entsprechen die Störungen der Anfangsbedingungen dem Fehlerbereich der Messdaten bzw. der Analysen. Das Maß der Streuung zwischen den 50 verschiedenen Vorhersagen wird genutzt als Indikator für die Vorhersagbarkeit eines bestimmten atmosphärischen Status bzw. dessen Unsicherheitsbereich. Diese Methode liefert die bestmögliche Abschätzung der Unsicherheitsbereiche, die durch Anfangsbedingungen verursacht werden. Wie Downton und Bell (1988) und Richardson (1999) jedoch gezeigt haben, sind auch bei Läufen mit nur zwei unterschiedlichen Modellsystemen Rückschlüsse auf die Unsicherheitsquellen und deren Ausmaß möglich. Deshalb wurde der Untersuchungszeitraum im Hinblick auf die stets begrenzten Rechnerkapazitäten mit zwei verschiedenen Analysen simuliert, um durch Analysen bedingte Unsicherheitsbereiche auszuloten (vgl. Kap. 4.2.4). Diese Analysedaten stammen von den Datenassimilationszyklen des DWD und des ECMWF (Beschreibung der Analysen: Kap. 4.2.3).

Bei Regionalmodellen können die Simulationen außerdem durch die Randbedingungen beeinflusst werden. Diese stammen für die Modellläufe der vorliegenden Arbeit ebenfalls von den verwendeten Analysedaten. Der Einfluss der Randbedingung ist umso größer, je ausgeprägter die Advektion ist. Verglichen mit den Anfangsbedingungen nimmt ihr Einfluss außerdem mit zunehmender Vorhersagedauer zu. Dies gilt umso mehr, je kleiner das Modellgebiet ist. Der Einfluss der Randbedingungen ist aufgrund der kurzen Vorhersagedauer von jeweils 30 Stunden pro Modellauf (vgl. Kap. 4.2.4), in Kombination mit dem großen Ausmaß des Modellgebietes (vgl. Kap. 4.4.1) als Unsicherheitsfaktor gegenüber dem Einfluss der Anfangsbedingungen zu vernachlässigen. Die Vergleiche der beiden Kollektive, deren Modellläufe jeweils mit unterschiedlichen Analysen angetrieben wurden, verweisen jedoch auf die Summe der durch Anfangs- und Randbedingungen erzeugten Unsicherheiten. Dabei ist

der jeweilige Anteil von Rand- bzw. Anfangswerten an dem gesamten Unsicherheitsbereich der Analysedaten für die Fragestellung dieser Arbeit nicht relevant.

Da der Wolkenwassergehalt in dem Regionalmodell HRM durch die Schließungsannahme des Sättigungsgleichgewichtes (vgl. Anhang II, S. 110) und durch die Relative-Feuchte-Parametrisierung in direkter Wechselwirkung mit der relativen Feuchte steht, stellen Temperatur und Wasserdampfgehalt wichtige Anfangsbedingungen für die Vorhersage des Wolkenwassergehaltes dar. Ein wesentlicher Unterschied in den Assimilationsverfahren der Analysen des DWD und des ECMWF besteht hinsichtlich der Bodenfeuchte und -temperatur. Der Vergleich dieser Größen in den Analysen des DWD und des ECMWF ist daher durchgeführt worden und befindet sich in Anhang V, S. 124.

Um den Einfluss der zum Antrieb verwendeten Analysen auf die Simulation von Wolkenparametern abzuschätzen, wurden Gebietsmittel des Bedeckungsgrades von Läufen des Regionalmodells HRM mit unterschiedlichem Antrieb miteinander verglichen (Abb. 5.1).

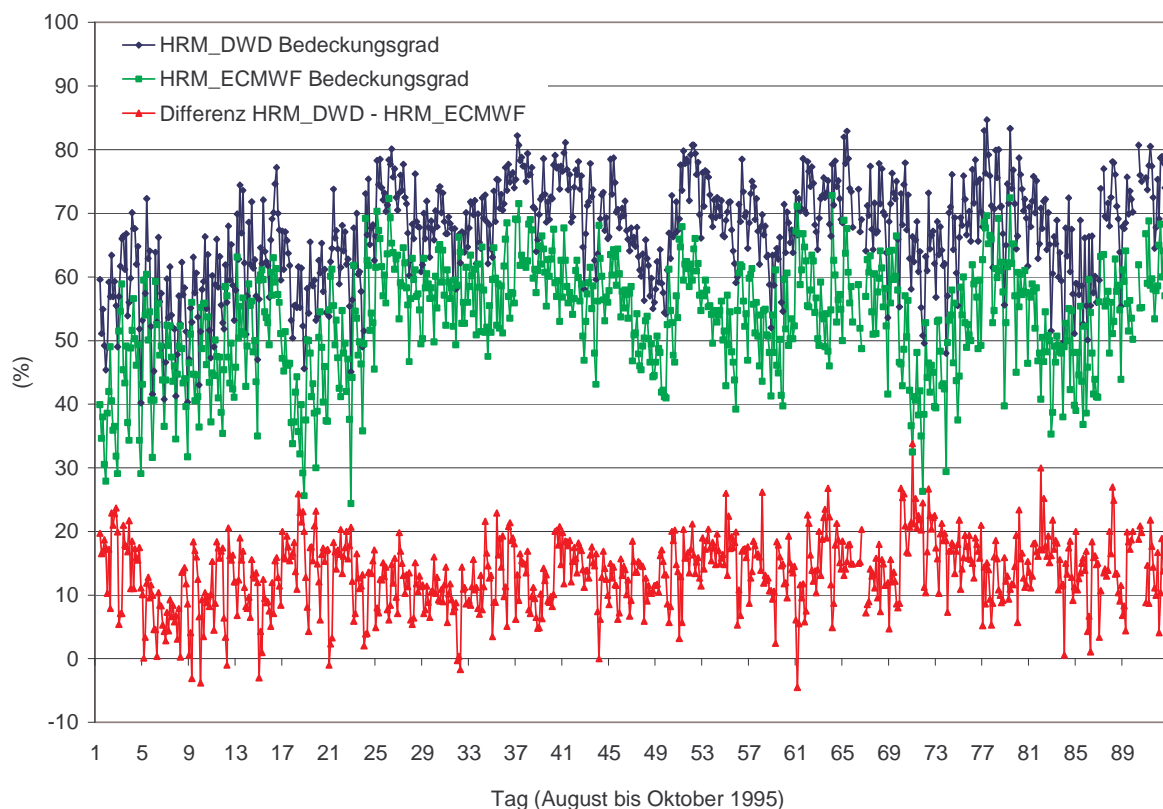


Abb. 5.1: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades von HRM Simulationen, initialisiert mit Analysen des DWD (blau) und mit Analysen des ECMWF (grün) und deren Differenz: HRM_DWD minus HRM_ECMWF (rot).

Einerseits wurden die Modellläufe mit Analysen des DWD und andererseits mit Analysen des ECMWF initialisiert. Die Gebietsmittelwerte des Bedeckungsgrades der beiden

Kollektive weisen signifikante Differenzen auf: Der mittlere Bedeckungsgrad der Modellläufe, die mit Analysen des DWD initialisiert wurden, liegt deutlich über dem Mittelwert der Modellläufe, deren Antrieb mit Analysen des ECMWF erfolgte. Während der räumlich und zeitlich gemittelte Bedeckungsgrad der ersteren bei 66.7 % liegt, beträgt dieser Wert bei den letzteren 55.4 %. Die Differenzen der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades zwischen den Läufen der beiden Kollektive beträgt somit durchschnittlich 11.3 %. Dieser Unterschied ist auf einem Niveau von 99 % signifikant, wie das Ergebnis des U-Tests (vgl. Anhang IV, S. 122) zeigt. Da sich die Läufe der beiden Kollektive nur in ihren Initialisierungs- und Randbedingungen unterscheiden, verdeutlicht dieser Sachverhalt den Einfluss der Analysedaten auf die Simulation des Bedeckungsgrades. Dasselbe wird auch durch den zeitlichen Korrelationskoeffizienten deutlich: Da für beide Läufe das gleiche Modell verwendet wurde, könnte eine hohe Korrelation zwischen den Simulationen des Bedeckungsgrades der beiden Kollektive vermutet werden. Der nur relativ geringe Korrelationskoeffizient von 0.79 zeigt jedoch, dass neben dem Modell die Anfangs- bzw. Randdaten einen dominanten Einfluss auf die Simulation haben. Außerdem folgt aus der hohen zeitlichen Variabilität der Differenzen im Bedeckungsgrad, dass (1.) sich die Gebietsmittelwerte des Bedeckungsgrades der beiden Kollektive in ihrem zeitlichen Verlauf unterscheiden und dass (2.), wie vermutet, kein direkter Zusammenhang zwischen den Differenzen und den Antriebsdaten besteht. Vielmehr scheint es Überlagerungen verschiedener Faktoren zu geben, die mit dem Assimilationsverfahren und der Initialisierung sowie mit dem Einfluss der Randdaten in Verbindung stehen können. Als Maß dieser Unsicherheit dient die Standardabweichung der Differenzen zwischen den Zeitreihen des Bedeckungsgrades der beiden Kollektive. Sie beträgt 5.4 %.

Wie von den mittelfristigen (15-tägigen) Ensemble-Vorhersagen bekannt ist, nimmt die Streuung mit zunehmender Vorhersagedauer zu. Dieses tritt auch bei den Differenzen im Bedeckungsgrad zwischen den beiden Kollektiven der 30-stündigen Modellläufe auf: Abb. 5.2 zeigt die Differenzen der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades zwischen beiden Kollektiven (links). Auf der rechten Seite der Abbildung sind die Standardabweichungen der Differenzen dargestellt. Beides ist in Abhängigkeit von der Vorhersagedauer aufgetragen. Aus beiden Teilen der Abbildung ist die Zunahme der Standardabweichung mit zunehmender Vorhersagedauer ersichtlich. Regressionsanalysen der Standardabweichungen haben gezeigt, dass die höchste erklärte Varianz mit einem progressiv positiven Regressionsmodell zur Beschreibung des Zusammenhangs zwischen Standardabweichung und Vorhersagedauer erreicht wird (vgl. Abb. 5.2, rechts).

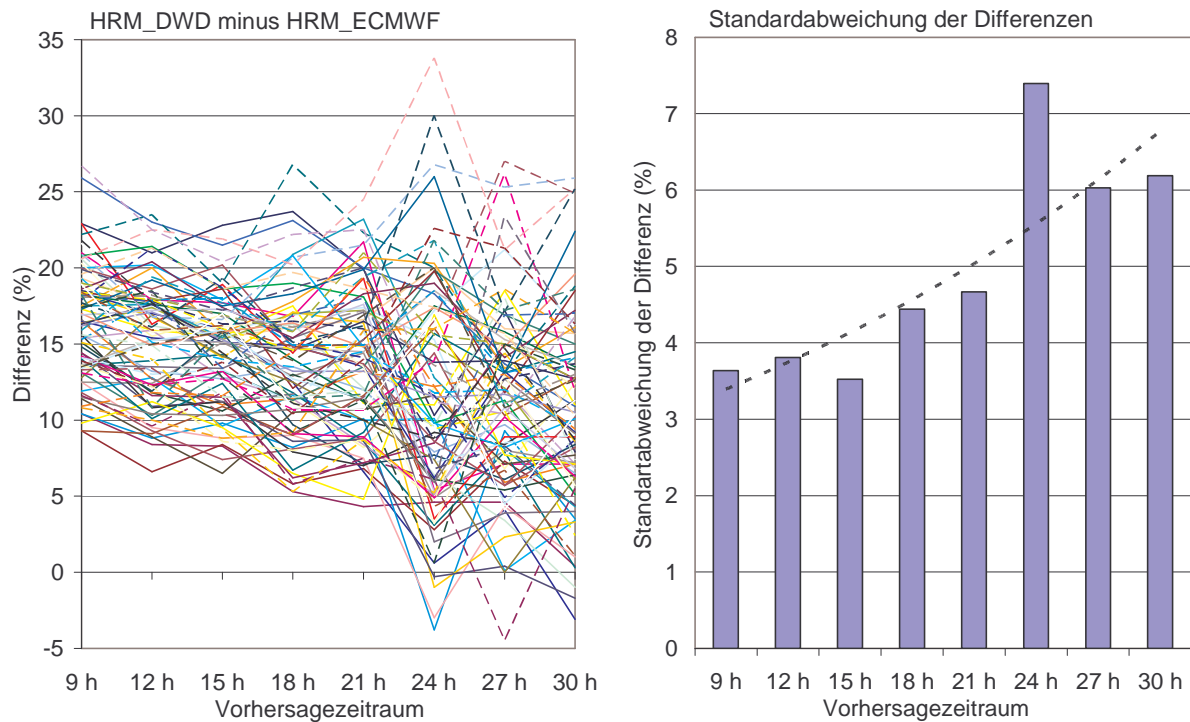


Abb. 5.2: Differenz des Bedeckungsgrades zwischen beiden Kollektiven (links) und die Standardabweichung dieser Differenzen (rechts) jeweils in Abhängigkeit von der Vorhersagedauer nach Initialisierung (August bis Oktober 1995).

Das Bestimmtheitsmaß dieses Regressionsmodells hat einen Wert von 0.7. Dies bedeutet, dass 70 % der Varianz innerhalb der Differenzen im Bedeckungsgrad zwischen den beiden Kollektiven durch die Vorhersagedauer erklärt wird. Zur Entstehung nicht-systematischer Unterschiede können jedoch außerdem die Unterschiede in den Assimilationsverfahren beitragen. Je nachdem, wie stark ein bestimmter Parameter von dem realen Status abweicht und inwieweit er für die Simulation des Bedeckungsgrades relevant ist, wird auch die jeweilige Simulation beeinflusst. Da das Bestimmtheitsmaß unter einem Wert von 0.9 liegt, ist die Dauer des Vorhersagezeitraumes jedoch nicht als signifikantes Signal zu werten. Deshalb wird dieser Zusammenhang bei der Validierung nicht berücksichtigt.

Da sich die Simulation des Bedeckungsgrades bei Verwendung unterschiedlicher Analysen signifikant unterscheidet, muss dies bei der Validierung berücksichtigt werden. Der Unsicherheitsbereich, der durch die Initialisierung mit unterschiedlichen Analysen entsteht, wird entsprechend der Standardabweichung der Differenzen auf ~5 % abgeschätzt.

5.1.2 Landoberflächenmodell

Zur Abschätzung des Einflusses des Landoberflächenmodells auf die Simulation des Bedeckungsgrades werden Gebietsmittel des Bedeckungsgrades von Läufen verglichen, bei denen das hochauflösende Regionalmodell HRM einerseits mit dem Landoberflächenmodell TERRA und andererseits mit dem Landoberflächenmodell SEWAB (Surface Energy and Water Balance), (Mengelkamp et al., 1999 und Warrach et al., 2002) gekoppelt wurde. Der Austausch des im Regionalmodell HRM standardmäßig gekoppelten Landoberflächenmodells TERRA gegen das Landoberflächenmodell SEWAB erfolgte im Rahmen eines BMBF-Projektes (BMBF-Fördernummer: 01LA9863/0 und Warrach et al. 2002).

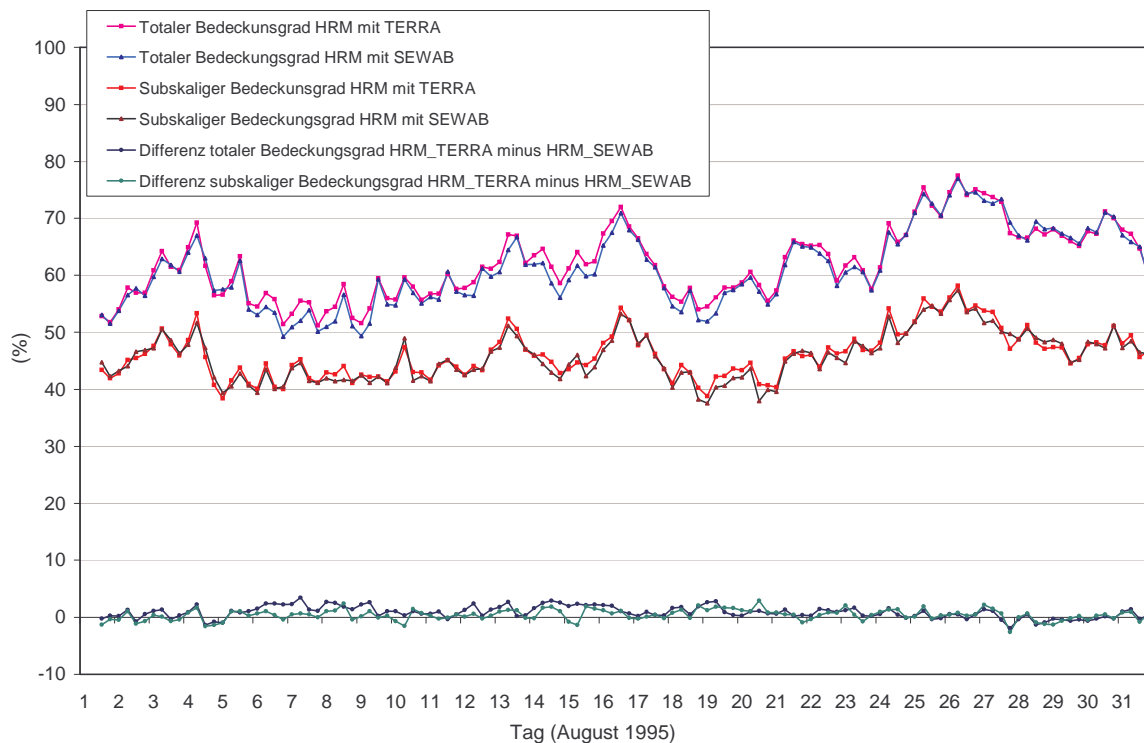


Abb. 5.3: Bedeckungsgrad aus HRM-Läufen mit gekoppeltem Landoberflächenmodell TERRA und aus HRM-Läufen mit gekoppeltem Landoberflächenmodell SEWAB und deren Differenz.

Die Ergebnisse dieses Modelllaufes stehen als Fallstudie dieser Arbeit zur Verfügung. Zum Vergleich liegen also zwei Kollektive von Läufen zweier verschiedener Modellsysteme vor, die mit denselben Initialisierungs- und Randdaten, nämlich den Analysen des DWD, durchgeführt worden sind. Da der stärkste Einfluss von Landoberflächenprozessen auf die Bewölkung im Sommer zu erwarten ist, wenn nach hohen Niederschlagsraten bei hohen Temperaturen hohe Evapotranspirationsraten einhergehen, werden die Gebietsmittel des simulierten Bedeckungsgrades beider Modellversionen im August verglichen (vgl. Abb. 5.3). Der Vergleich des Bedeckungsgrades der beiden Kollektive in Abb. 5.3 zeigt nur sehr geringe

Differenzen. Die Differenz des gesamten Bedeckungsgrades weist einen Mittelwert von 0.86 % auf. Die Standardabweichung beträgt 1.05 %. Auch nach dem U-Test (vgl. Anhang IV, S. 122) wird kein statistisch signifikanter Unterschied zwischen den beiden Kollektiven bestätigt. Der Vergleich der subskaligen Bewölkung in Abhängigkeit von dem gekoppelten Landoberflächenmodell zeigt ebenfalls eine sehr geringe mittlere Differenz von 0.95 %. Auch dieser Unterschied hat sich nicht als signifikant erwiesen. Mit diesen Vergleichen wird deutlich, dass modellinterne Mängel, die bei der Validierung möglicherweise lokalisiert werden, nicht dem Einfluss des Landoberflächenmodells zuzuschreiben sind.

5.1.3 Zusammenfassung

Hinsichtlich des numerischen Modellsystems galt es, Unsicherheiten zu lokalisieren und abzuschätzen, welche die Simulation der Bewölkung beeinflussen, jedoch nicht direkter Bestandteil des Atmosphärenmodells sind. Dabei hat sich folgendes gezeigt:

- Die Analysen, die als Anfangs- und Randbedingungen für das Regionalmodell HRM verwendet werden, haben einen signifikanten Einfluss auf die Simulationsergebnisse.
- Der Unsicherheitsbereich, der durch die Initialisierung mit unterschiedlichen Analysen entsteht, wurde mit ~5 % abgeschätzt.
- Die Simulationsergebnisse haben sich durch Kopplung unterschiedlicher Landoberflächenmodelle nicht signifikant verändert. Somit kann der Einfluss des Landoberflächenmodells als Unsicherheitsquelle ausgeschlossen werden.

5.2 Unsicherheitsquellen der DX-Satellitendaten des ISCCP

Für eine aussagekräftige Validierung müssen auch die Unsicherheitsquellen der zur Validierung verwendeten Daten bekannt sein. Bezüglich der DX-Satellitendaten des ISCCP werden daher nachfolgend sowohl die Güte der Wolkenerkennung abgeschätzt als auch Aufschluss über die vom Strahlungstransportmodell abgeleiteten physikalischen Wolkeneigenschaften gewonnen. Eine Zusammenfassung bereits erfolgter Validierungen der ISCCP-C-Daten, die den Vorgängerstatus der ISCCP-D-Daten darstellen, befindet sich in Anhang III, S.119.

5.2.1 Verfügbarkeit von Strahldichten verschiedener Spektralbereiche

Ein Unsicherheitsfaktor in der Wolkenerkennung ist durch die unterschiedliche Verfügbarkeit von Strahldichten verschiedener Spektralbereiche zur Tages- und zur Nachtzeit gegeben. Da nachts keine Strahldichten im sichtbaren Spektralbereich vorhanden sind, besteht ein systematischer Unterschied zwischen Tages- und Nachtzeit hinsichtlich der Wolkenerkennung. Dies zeigt sich in der Differenz der Wolkenerkennung des ISCCP-Wolkenerkennungsalgorithmus bei unterschiedlicher Verfügbarkeit von Spektralbereichen (vgl. Abb. 5.4).

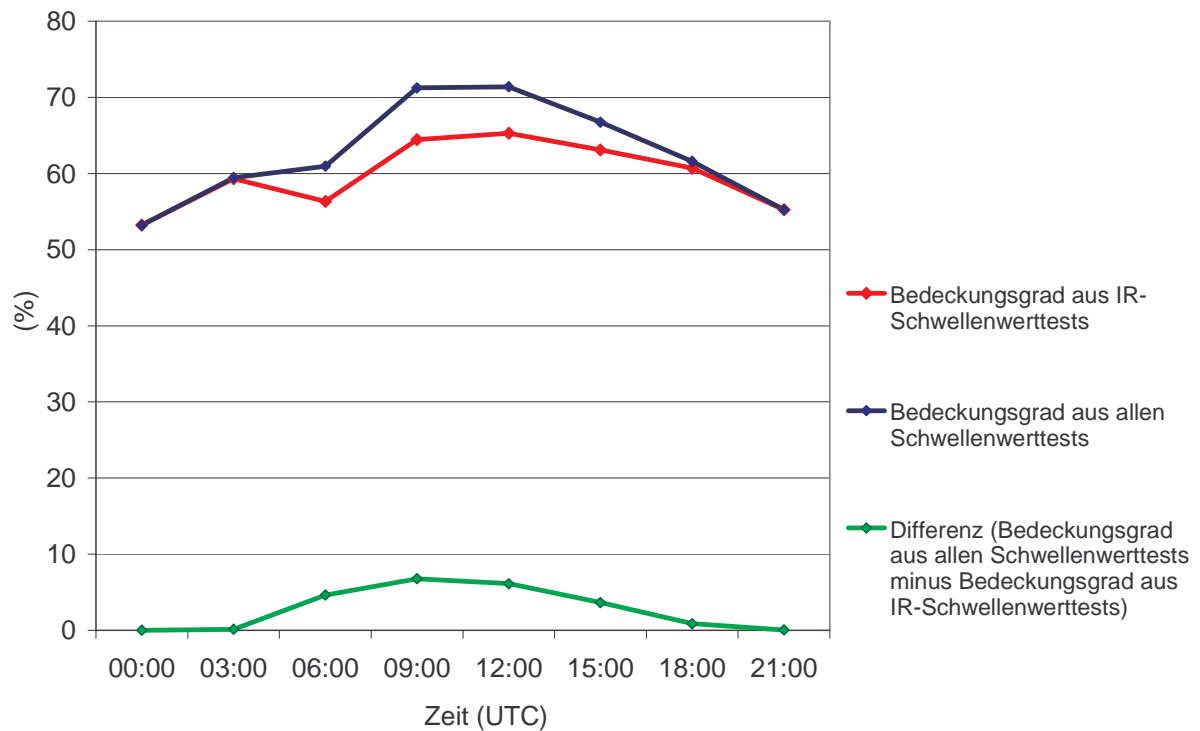


Abb. 5.4: Wolkenerkennung bei Zugrundelegung verschiedener Spektralbereiche; Mittelwerte von August bis Oktober 1995.

Liegen sowohl Daten des sichtbaren als auch des infraroten Spektralbereiches der Wolkenerkennung zugrunde, werden signifikant mehr Wolken detektiert als bei alleiniger Zugrundelegung des infraroten Spektralbereichs. So ist der Bedeckungsgrad bei Zugrundelegung der Strahldichten des sichtbaren und infraroten Spektralbereiches tagsüber im Mittel bis zu 7 % höher, bei alleiniger Zugrundelegung von Strahldichten aus dem infraroten Spektralbereich. Die geringe Standardabweichung von 0.9 % in den Differenzen zwischen den Zeitreihen des mittleren Bedeckungsgrades unter Zugrundelegung unterschiedlicher Spektralbereiche bestätigt, dass es sich bei den Unterschieden um systematische Differenzen handelt. Deshalb werden nachfolgend nur die Wolken den

Vergleichen zugrunde gelegt, die mit Schwellenwerttests im infraroten Spektralbereich detektiert wurden. Auf diese Weise wird Homogenität in der Wolkenerkennung hergestellt und ein systematischer Fehler durch wechselnde Verfügbarkeit von Daten in verschiedenen Spektralbereichen ausgeschlossen.

5.2.2 Reduziertes Datenvolumen der ISCCP-DX-Daten

Durch die Reduzierung des Datenvolumens in dem ISCCP-DX-Datensatz liegt dem Wolkenerkennungsalgorithmus von ISCCP nur ein vier bis fünf Kilometer großes Datenelement pro 25 - 30 km großem Gebietselement zu Grunde (vgl. Kap. 4.3.2). Zur Abschätzung der Unsicherheit, die daraus resultiert, werden NOAA-14 AVHRR Daten mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO prozessiert. Anschließend werden die APOLLO-Daten auf dieselbe Weise in ihrem Datenvolumen reduziert, wie es im ISCCP-DX-Datensatz der Fall ist.

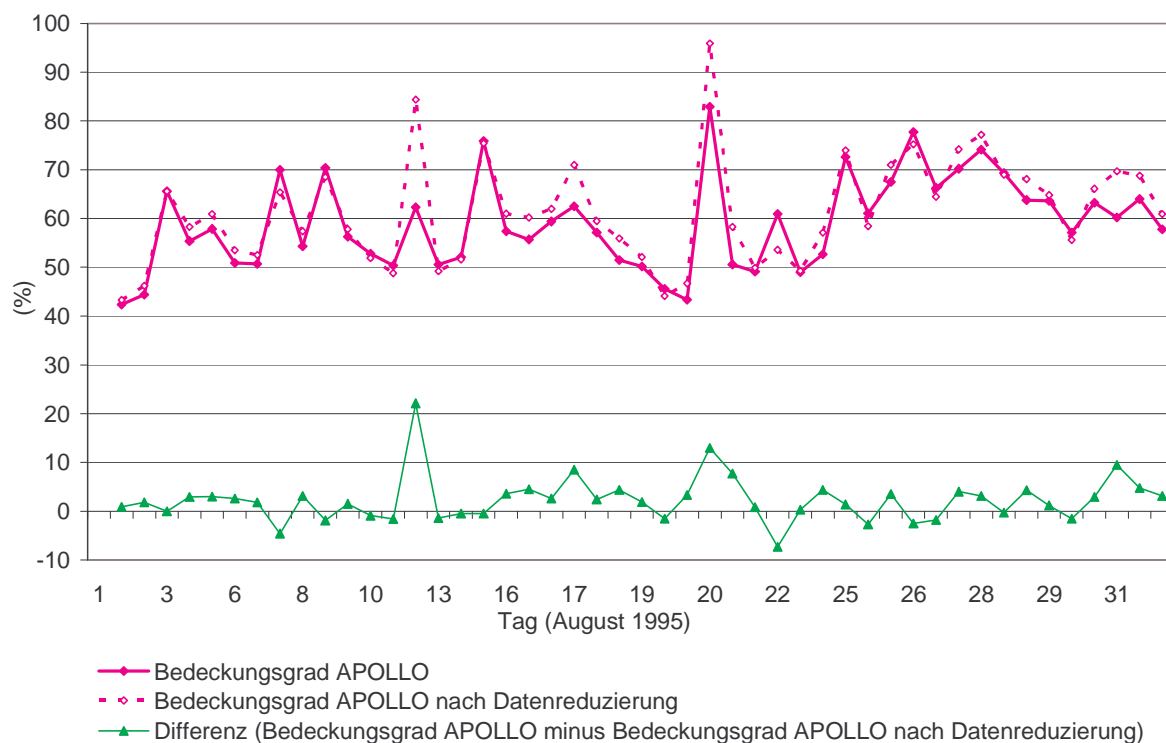


Abb. 5.5: Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO (durchgezogene Linie) und derselbe mit reduziertem Datenvolumen nach Methode des ISCCP-DX-Datensatzes (gestrichelte Linie) und Differenz (grün).

Dabei verbleiben die Datenelemente nur dann in dem APOLLO-Datensatz, wenn zu der entsprechenden Zeit an dem jeweiligen Ort auch ein Datenelement im ISCCP-DX-Datensatz vorhanden ist. Der Vergleich des Bedeckungsgrades aus dem vollständigen Datensatz mit

dem reduzierten Datensatz zeigt, dass die Anpassung der APOLLO-Daten an das reduzierte Datenvolumen der ISCCP-DX-Daten im Mittel eine Erhöhung der Gebietsmittelwerte um 2.64 % im Bedeckungsgrad hervorgerufen hat (vgl. Abb. 5.5). Der Unterschied vor und nach der Anpassung der APOLLO-Daten an das Datenvolumen des ISCCP-DX-Datensatzes wurde mit dem U-Test jedoch nicht als signifikant bestätigt. Dem entsprechen auch die größtenteils sehr geringen Veränderungen des Bedeckungsgrades, deren Mittelwert durch einige wenige „Ausreißer“ erhöht wird. Fallstudien an diesen „Ausreißern“ zeigen, dass solche Fälle eine vergleichsweise geringe Gebietsüberdeckung der jeweiligen Überflüge gemeinsam haben. Dieses verdeutlicht, dass die Datenreduktion der ISCCP-DX-Daten bei kleinen Gebieten Unsicherheiten erzeugen kann. Bei der Größe des Untersuchungsgebietes, das dieser Arbeit zugrunde liegt, hat die Datenreduktion der ISCCP-DX-Daten, wie der Signifikanztest zeigt, jedoch keine Auswirkung.

5.2.3 Wolkenerkennungsalgorithmus

Zur Unsicherheitsabschätzung des ISCCP-Wolkenerkennungsalgorithmus werden NOAA-14 AVHRR Daten sowohl mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP als auch mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO prozessiert. Nach der Reduzierung des APOLLO-Datensatzes nach der zuvor beschriebenen Methode wird der ISCCP-Bedeckungsgrad mit dem APOLLO-Bedeckungsgrad verglichen. Ziel dabei ist es nicht, aufzuzeigen, welcher der beiden Algorithmen besser zur Wolkenerkennung geeignet ist. Hierfür bräuchte man einen fehlerfreien Datensatz, der Aufschluss über die tatsächliche Bewölkung zu der jeweiligen Zeit an dem jeweiligen Ort gäbe. Da jedoch alle Datensätze gerätespezifische oder beobachterabhängige Unsicherheiten beinhalten, geht es bei diesem Vergleich vielmehr darum, aufzuzeigen inwieweit sich die Wolkenerkennung zweier Wolkenerkennungsalgorithmen für Satellitendaten von oberflächenabbildenden Radiometern unterscheidet, wenn beide auf dieselbe Datenquelle angewendet werden. Dieses gibt einen Einblick über Ausmaß und Ursachen der Unsicherheitsbereiche von Wolkenerkennungsalgorithmen für Satellitendaten von oberflächenabbildenden Radiometern. Informationen zu dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO können im Anhang VI, S. 127 eingesehen werden.

Die Gebietsmittelwerte des Bedeckungsgrades, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP, und die Gebietsmittelwerte des Bedeckungsgrades, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO, variieren in einem Bereich von 41 % bis 96 % (vgl. Abb. 5.6). Die Standardabweichung bei

dem mit APOLLO abgeleiteten Bedeckungsgrad fällt mit einem Wert von 10.7 % höher aus als bei dem Bedeckungsgrad, der mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP abgeleitet wurde. Hier weist die Standardabweichung einen Wert von 9.0 % auf (vgl. Abb. 5.6). Die Gebietsmittel des Bedeckungsgrades, der mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP abgeleitet wurde, weisen bis auf eine Ausnahme höhere Werte auf als die Gebietsmittel des Bedeckungsgrades, der mit dem APOLLO Wolkenerkennungsalgorithmus abgeleitet wurde. Das Mittel der Gebietsmittelwerte des mit dem ISCCP-Algorithmus abgeleiteten Bedeckungsgrades beträgt 73 %, während der entsprechende Wert, abgeleitet durch den APOLLO Algorithmus 62 % beträgt. Damit beträgt die mittlere Differenz zwischen den beiden Zeitreihen der Gebietsmittel des von ISCCP und APOLLO abgeleiteten Bedeckungsgrades 11 %.

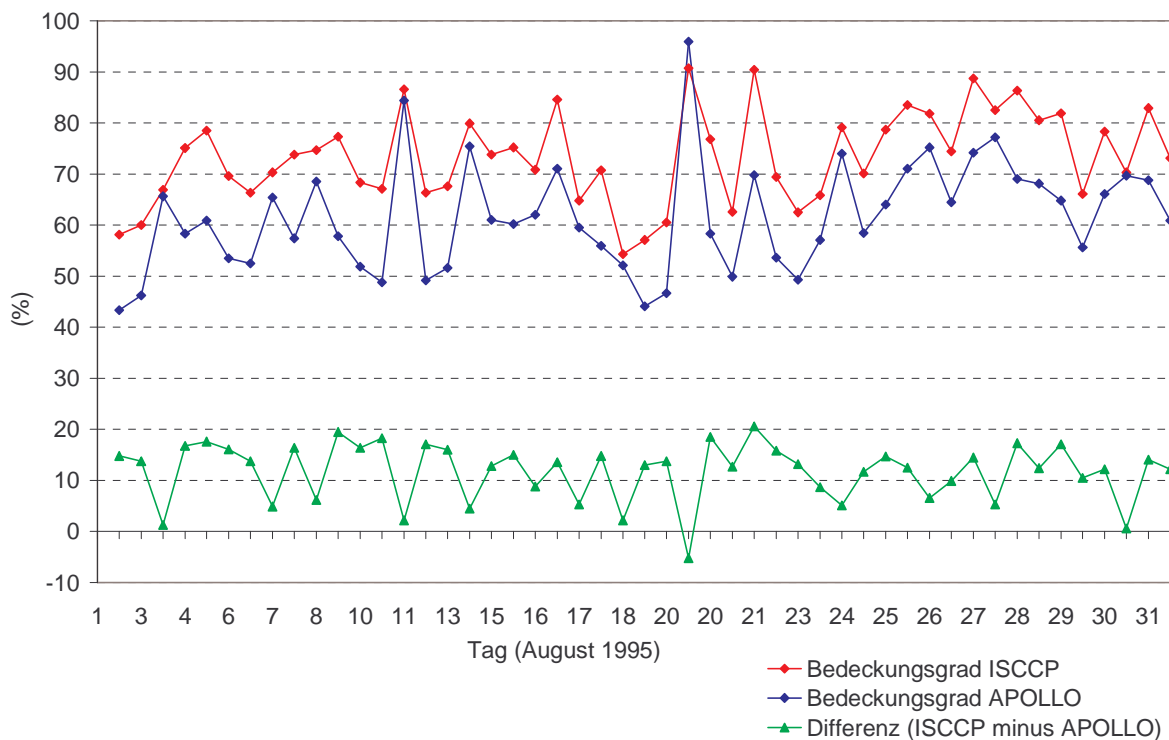


Abb. 5.6: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades aus NOAA-14 AVHRR Überflügen, prozessiert mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO (blau) und mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von ISCCP (rot) und die Differenz der Ergebnisse (grün).

Der U-Test weist auf dem Signifikanzniveau von 99 % einen positiven Testentscheid auf. Dieses beweist, dass die Unterschiede nicht zufällig sind. Für die Validierung bedeutet dies, dass der Unsicherheitsbereich, der durch den Wolkenerkennungsalgorithmus hervorgerufen wird, zu berücksichtigen ist. Da es sich um unterschiedliche Wolkenerkennungsalgorithmen handelt, wären systematische Unterschiede in den

Ergebnissen zu erwarten. Diese Unterschiede sollten sich systematisch mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus verändern, der dem jeweiligen Vergleich zugrunde liegt. Die zeitliche Variabilität der Differenzen zeigt jedoch, dass es sich nicht nur um systematische Unterschiede handelt. Vielmehr überlagern sich verschiedene Einflussfaktoren, deren Summe sich, je nach Beschaffenheit der instantanen Wolkenszenen im Untersuchungsgebiet, verschieden stark auswirkt. Als Maß dieser Unsicherheit dient die Standardabweichung der Differenzen zwischen den beiden Zeitreihen. Der auf diese Weise bestimmte Unsicherheitsbereich des ISCCP-Wolkenerkennungsalgorithmus in der Erkennung verschiedener Wolkenszenen beträgt im Mittel 5.7 %. Eine genauere Untersuchung der absoluten Differenzen ist sinnvoll, um die Einflüsse verschiedener Ursachen zu bestimmen und um auf dieser Grundlage eine Differenzierung der Unsicherheitsbereiche in Relation zu den relevanten Einflussfaktoren zu erzielen.

Bei besonders großen Differenzen tritt ein Großteil der positiven Differenzen an Datenelementen auf, denen im APOLLO-Datensatz ein partieller Bedeckungsgrad zugeteilt wurde, während im ISCCP-Datensatz diese Datenelemente als bewölkt klassifiziert werden und somit deren Bedeckungsgrad 100 % beträgt. Solche Situationen kommen an Wolkenrändern und bei konvektiver Bewölkung vor, deren räumliche Erstreckung kleiner ist als die räumliche Auflösung des Datenelements. Die zusätzliche Unterscheidung zwischen totaler und partieller Wolkenbedeckung kann ein zusätzlicher Informationsgewinn sein. Andererseits muss dieses jedoch nicht zwingend bedeuten, dass die Wolkenerkennung mit APOLLO genauer ist. So können die niedrigeren Werte des mittleren Bedeckungsgrades von APOLLO auch eine Folge ungenauer Strahldichten für unbewölkte Verhältnisse sein. Dieses kann sich im Gebietsmittel des Bedeckungsgrades ausprägen, indem zu viele Datenelemente als unbewölkt klassifiziert werden oder indem nicht alle unbewölkten Datenelemente auch als solche erkannt werden, sondern ihnen fälschlicherweise ein partieller Bedeckungsgrad zugeteilt wird. Die Häufigkeitsverteilung der Bedeckungsgradklassen in den Datensätzen des ISCCP und APOLLO gibt zusätzlich Aufschluss über diesen Sachverhalt (vgl. Abb. 5.7). Beide Häufigkeitsverteilungen weisen die für den Bedeckungsgrad typische U-Verteilung auf. Sie ist durch zwei Maxima in den Bedeckungsgradklassen 90-100 % und 0-10 % gekennzeichnet. Die größere Häufigkeit von ISCCP in der Bedeckungsgradklasse 0-10 % verweist darauf, dass eine weitere Quelle der Differenzen zwischen ISCCP und APOLLO in der Tat von der unterschiedlichen Erkennung unbewölkter Szenen herrührt. Hier weist der ISCCP-Datensatz 3.9 % mehr Datenelemente auf als der APOLLO-Datensatz. Die Tatsache, dass der Bedeckungsgrad des ISCCP-Datensatzes im Mittel trotzdem höhere Werte aufweist

als der Bedeckungsgrad des APOLLO-Datensatzes, ist darauf zurückzuführen, dass in dem ISCCP-Datensatz eine um 31.9 % größere Häufigkeit in der Bedeckungsgradklasse 90-100 % vorliegt als in dem APOLLO-Datensatz.

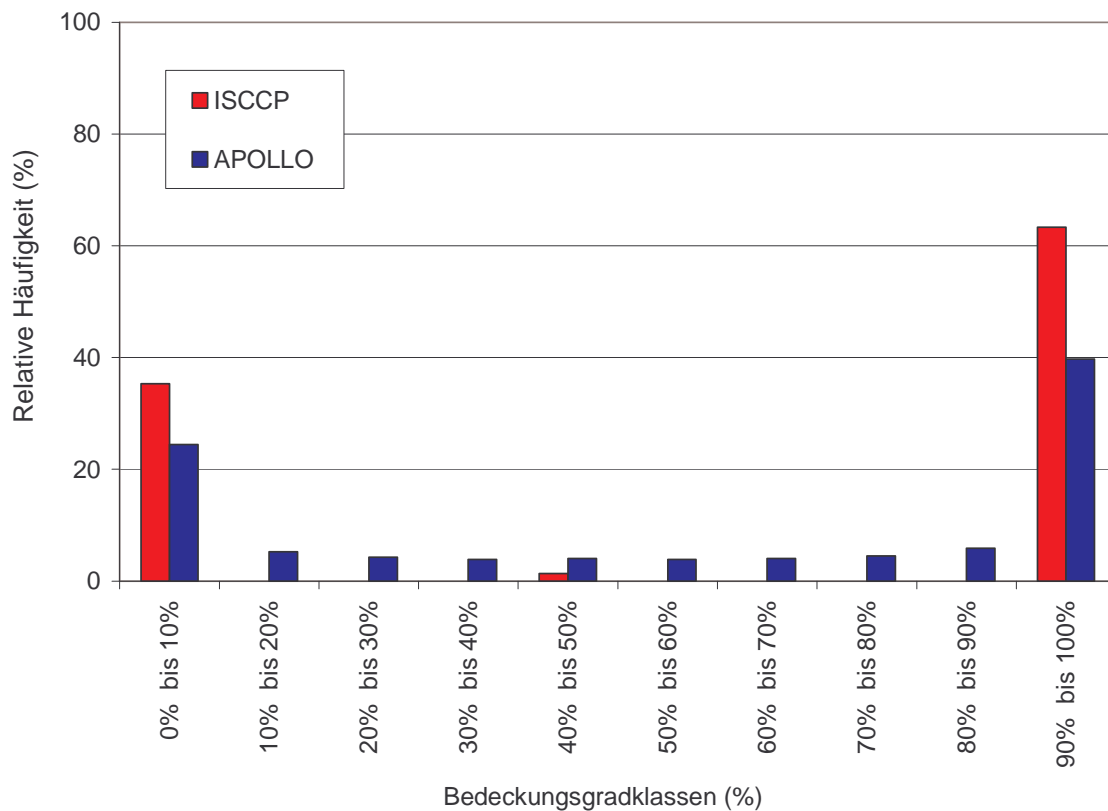


Abb. 5.7: Häufigkeitsverteilung des Bedeckungsgrades, abgeleitet mit dem ISCCP-Wolkenerkennungsalgorithmus (rot) und abgeleitet mit dem APOLLO-Wolkenerkennungsalgorithmus (blau), August 1995.

Ein Vergleich der mittleren räumlichen Verteilung der Differenzen des Bedeckungsgrades zwischen ISCCP und APOLLO verdeutlicht, dass die Unterschiede in Abhängigkeit vom Erdoberflächentyp verschiedene Ausmaße annehmen (vgl. Abb. 5.8). Die Differenz des zeitlich gemittelten Bedeckungsgrades variiert räumlich in einem Bereich von -35.7 % und +92.6 %. Es ist ein deutlicher Unterschied zwischen den Differenzen über Land zu denen über See vorhanden. Während die zeitlich gemittelten Differenzen über Seeoberflächen geringe Ausmaße haben, zeigt sich, dass besonders hohe positive Differenzen im Bedeckungsgrad zwischen ISCCP und APOLLO fast ausschließlich über Landoberflächen auftreten. Hier liegen sie im Mittel bei etwa 20 %. Dieses verdeutlicht den Zusammenhang zwischen dem Unsicherheitsbereich der Wolkenerkennungsalgorithmen und dem Maß der Inhomogenität von Strahlungseigenschaften der jeweiligen Erdoberfläche. Diese Inhomogenität ist bei Landoberflächen besonders hoch.

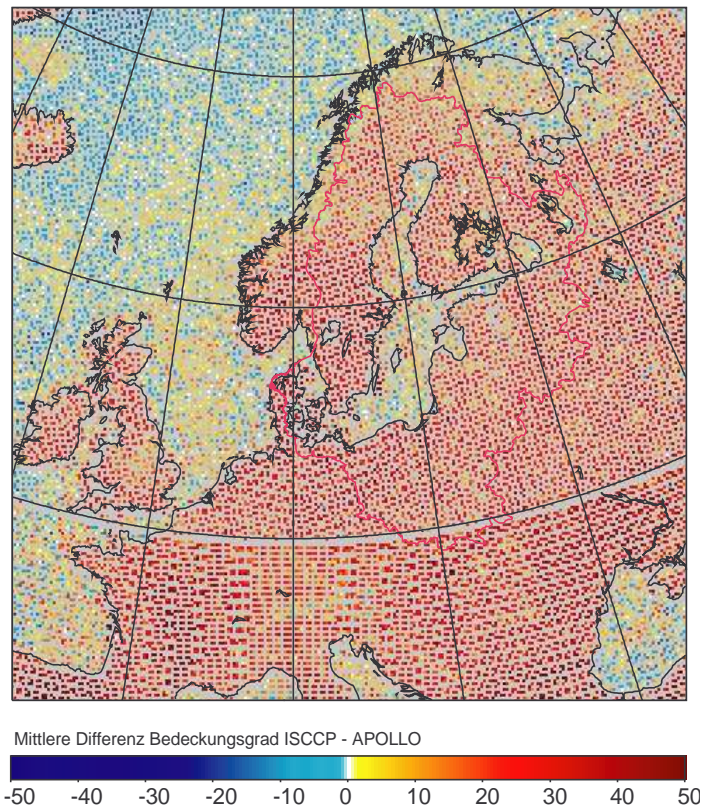


Abb. 5.8: Räumliche Verteilung der mittleren zeitlichen Differenz des Bedeckungsgrades, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP minus Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO; August 1995.

Über diesen Sachverhalt gibt außerdem der zeitliche Verlauf der Gebietsmittel der Bedeckungsgraddifferenzen in den Datensätzen von ISCCP und APOLLO über verschiedenen Erdoberflächen Aufschluss (vgl. Abb. 5.9). Die Differenzen des Bedeckungsgrades zwischen dem ISCCP-Datensatz und dem APOLLO-Datensatz (ISCCP minus APOLLO) weisen über See signifikant kleinere Werte auf als über allen anderen Erdoberflächentypen. Die zeitlichen Mittelwerte der Differenzen überschreiten über allen Landoberflächen 11 % (Land 23.5 %; Küste: 13.4 %; Gebirge: 19.1 %; Eisoberflächen: 11.3 %). Im Gegensatz zu Landoberflächen ist über See eine ausgesprochen gute Übereinstimmung zwischen dem ISCCP-Datensatz und dem APOLLO-Datensatz hinsichtlich des Bedeckungsgrades vorhanden. Hier beträgt der zeitliche Mittelwert der Differenzen nur 0.9 %. Die Standardabweichung der Differenzen der Gebietsmittel verdeutlicht den Einfluss der Inhomogenität von Strahlungseigenschaften des Erdoberflächentyps auf den Unsicherheitsbereich der Wolkenerkennung. Erwartungsgemäß ist die Standardabweichung der Differenzen über Landoberflächen mit einem Wert von 6.62 % (alle Landoberflächentypen) mehr als doppelt so hoch wie über See, wo sie nur 2.7 % beträgt. Am

höchsten ist die Standardabweichung der Differenzen über Eisoberflächen mit 11.09 %, gefolgt von den Differenzen über Gebirge (>1000 m) mit 10 %.

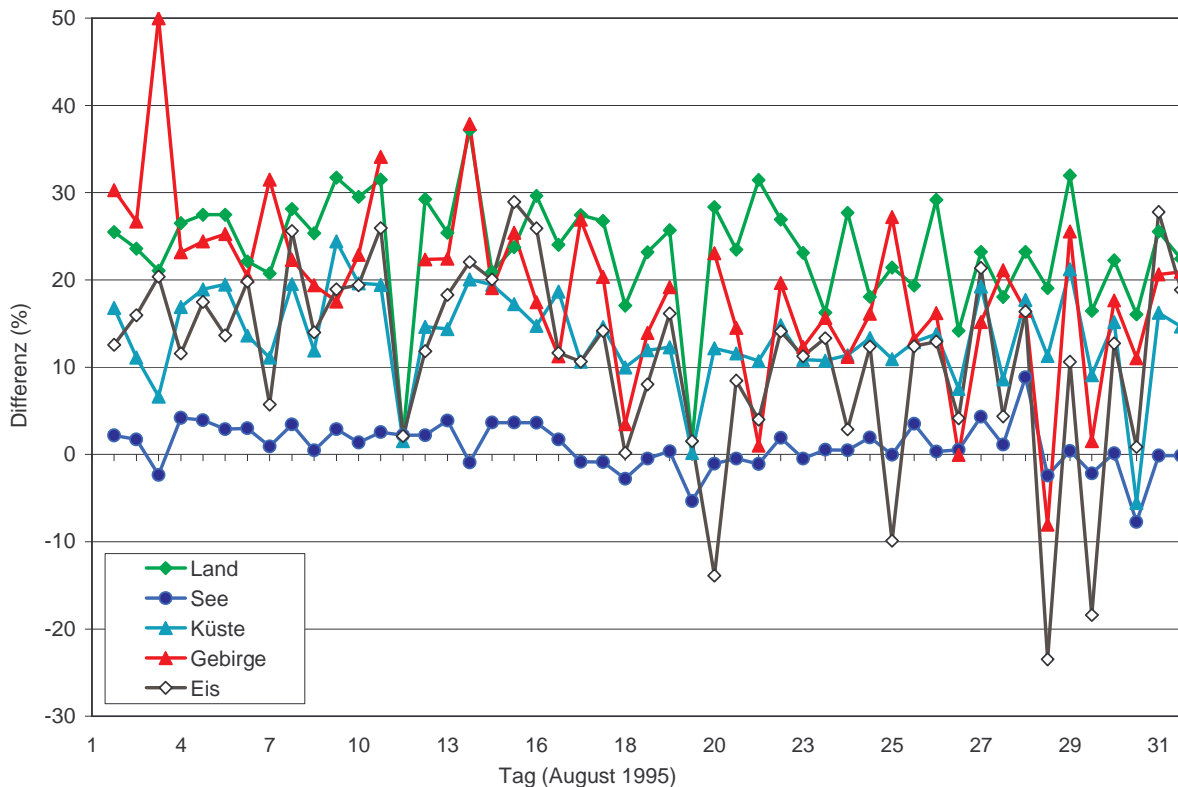


Abb. 5.9: Gebietsmittel der Differenzen zwischen dem Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von ISCCP und dem Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO über verschiedenen Erdoberflächen (ISCCP minus APOLLO).

Dieses verdeutlicht, dass Inhomogenitäten in den Strahlungseigenschaften von Erdoberflächen einen maßgeblichen Unsicherheitsfaktor für die Wolkenerkennung darstellen. Weiterhin folgt aus diesen Ergebnissen, dass der Einfluss (1.) der Reduzierung des Datenvolumens in den ISCCP-DX-Daten und (2.) der nur groben Unterteilung in „bewölkt“ und „unbewölkt“ als Unsicherheitsfaktoren nur eine untergeordnete Bedeutung zukommt. Anderenfalls müssten sich diese beiden Faktoren gleichermaßen auf die Wolkenerkennung über See auswirken. Dieses ist jedoch nicht der Fall, wie die geringen Differenzen zwischen ISCCP und APOLLO über Seeoberflächen und deren niedrige Standardabweichungen zeigen. Somit ist davon auszugehen, dass ein Großteil des Unsicherheitsbereiches der Wolkenerkennung mit der stärkeren Inhomogenität der Strahlungseigenschaften über Land verbunden ist. Die Tatsache, dass die Differenzen der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades über allen Landoberflächen im positiven Bereich liegen (ISCCP minus APOLLO), ist der

unterschiedlichen Behandlung des partiellen Bedeckungsgrades bei ISCCP und APOLLO zuzuschreiben. Durch stärker ausgeprägte Bildung konvektiver Bewölkung über Land wird der Unsicherheitsbereich über diesen Flächen zusätzlich erhöht.

Abschließend ist also festzuhalten, dass der Unsicherheitsbereich in der Wolkenerkennung maßgeblich durch die Wolkenerkennung über Land beeinflusst wird. Die Ursache hierfür liegt im Wesentlichen in der stärker ausgeprägten räumlichen und zeitlichen Variabilität der Strahlungseigenschaften von Landoberflächen. Entsprechend der Standardabweichung der Differenzen beträgt der abgeschätzte Unsicherheitsbereich in der Summe aller Einflüsse ~6 % im Mittel über allen Erdoberflächen, ~7 % über Land und ~3 % über See (Werte sind jeweils gerundet).

5.2.4 Interpretation des Wolkenoberkantendruckes

Für die Validierung der vertikalen Wolkenverteilung ist die Interpretation des Wolkenoberkantendruckes von entscheidender Bedeutung. Die Unsicherheitsbereiche des Wolkenoberkantendruckes entstehen maßgeblich durch die Meßmethode oberflächenabbildender Radiometer. Am genauesten ist dabei die Bestimmung des Wolkenoberkantendruckes bei Wolken mit klaren Oberkanten und hohen optischen Dicken (>5). In diesen Fällen resultieren Fehlerquellen nur aus der Kalibrierung der Radiometer und aus den Annahmen, die dem Strahlungstransportmodell hinsichtlich der Emissivität, der Streuung von Wolken und der Wasserdampfabsorption zugrunde liegen. Wesentlich höher sind die Unsicherheitsbereiche bei Wolken mit diffusen Oberkanten (vgl. Anhang III, S. 119). Diffus bedeutet in diesem Zusammenhang, dass die optische Dicke der Wolke langsam von der physikalischen Wolkenoberkante nach unten hin zunimmt. Auch bei subskaligen Wolken und Wolken mit geringer optischer Dicke bestehen große Unsicherheitsbereiche hinsichtlich der exakten Repräsentation der Wolkenoberkanten durch Temperatur oder Druck, da die Strahlungseigenschaften der betreffenden Wolke durch sich darunter befindende Schichten (Wolken oder Erdoberfläche) beeinflusst werden. Aus diesen Gründen sind Wolkenoberkantentemperatur und -druck an der exakten physikalischen Wolkenoberkante schwer zu ermitteln.

Die Auswertung von Radiosondendaten (Wang et al., 2000) hat gezeigt, dass der Anteil mehrschichtiger Wolken im Mittel 42 % an der Gesamtbewölkung beträgt. Liao et al. (1995 a und b) haben außerdem verdeutlicht, dass Wolken mit diffusen Oberkanten an der gesamten Bewölkung der mittleren Breiten einen Anteil von 30-40 % im Winter und von 40-50 % im Sommer aufweisen. Somit trifft eines der vier genannten Kriterien (mehrschichtig, subskalig,

geringe optische Dicke oder diffuse Oberkanten) mit hoher Wahrscheinlichkeit auf gemessene Wolken im Untersuchungsgebiet zu. Dies bedeutet, dass die Fälle, in denen der abgeleitete Wolkenoberkantendruck die physikalische Wolkenoberkante repräsentiert, eine Seltenheit sind. Vielmehr wird durch den Wolkenoberkantendruck, der aus diesen Messungen abgeleitet wird, das Emissivitätsniveau der vertikalen Wolkensäule repräsentiert.

5.2.5 Zusammenfassung

Hinsichtlich möglicher Unsicherheiten bei der Ableitung von Wolkenparametern des ISCCP hat sich folgendes gezeigt:

- Die unterschiedliche Verfügbarkeit von Strahldichten verschiedener Spektralbereiche bewirkt einen systematischen Unterschied bei der Wolkenerkennung zur Tages- und zur Nachtzeit.
- Zur Gewährleistung einer homogenen Wolkenerkennung wird die Wolkenerkennung deshalb auf der Basis von Strahldichten des infraroten Spektralbereiches durchgeführt.
- Der Einfluss der Reduzierung des Datenvolumens des ISCCP-DX-Datensatzes hat sich nicht als signifikant erwiesen und wird daher nicht als Unsicherheitsquelle bei der Validierung berücksichtigt.
- Das Ergebnis der Wolkenerkennung weist unter Zugrundelegung gleicher Ausgangsdaten signifikante Unterschiede bei Verwendung unterschiedlicher Wolkenerkennungsalgorithmen auf und gilt deshalb als Unsicherheitsquelle.
- Der Unsicherheitsbereich des Wolkenerkennungsalgorithmus wird maßgeblich durch die räumliche und zeitliche Variabilität der erdoberflächeneigenen Strahlungseigenschaften beeinflusst.
- Im Mittel über allen Erdoberflächen wurde der Unsicherheitsbereich des Wolkenerkennungsalgorithmus auf ~6 % abgeschätzt. Über Landoberflächen liegt er bei ~7 % und über Wasseroberflächen bei ~3 %.
- Hinsichtlich des Wolkenoberkantendruckes der ISCCP-DX-Daten wurde fixiert, dass es sich bei den Messungen oberflächenabbildender Radiometer um ein Mischsignal handelt, welches das Emissivitätsniveau sich vertikal überlagernder Wolkenstrukturen repräsentiert.

5.3 Ableitung von Kriterien für eine aussagekräftige Validierung

Zusammenfassend sind also vier wesentliche Unsicherheitsquellen der Datenbasis zu berücksichtigen (vgl. Tab. 5.1): Bezüglich der numerischen Modellierung stellen (1.) die Anfangs- und Randbedingungen, die für den Antrieb des Regionalmodells HRM verwendet werden, einen signifikanten Unsicherheitsfaktor dar. Hinsichtlich der Satellitendaten von ISCCP, die zur Validierung verwendet werden, wirken (2.) die wechselnde Verfügbarkeit von Strahldichten in verschiedenen Spektralbereichen, sowie (3.) der Wolkenerkennungsalgorithmus als signifikante Unsicherheitsquellen.

QUELLE	UNSICHERHEITSBEREICH
<i>HRM: Anfangsbedingungen</i>	5 %
<i>HRM: Bodenparametrisierung</i>	nicht signifikant
<i>ISCCP: Reduzierung des Datenvolumens</i>	nicht signifikant
<i>ISCCP: Verfügbarkeit von Spektralbereichen</i>	3 %, systematischer Unterschied
<i>ISCC:P Wolkenerkennungsalgorithmus</i>	6 % über allen Erdoberflächen 7 % über Land, 3 % über Wasser
<i>ISCCP: Wolkenoberkantendruck</i>	Mischsignale, die Emissivitätsniveaus entsprechen

Tab. 5.1: Unsicherheitsquellen und deren Ausmaß (blau: Unsicherheitsquellen des numerischen Modells; rot: Unsicherheitsquellen der Wolkenparameter von ISCCP).

Von zentraler Bedeutung für das Ausmaß von Unsicherheiten in Validierungen ist außerdem (4.) die Interpretation des von ISCCP abgeleiteten Wolkenoberkantendrucks. Die Summe der Unsicherheitsbereiche setzt sich aus der Verwendung verschiedener Analysen zur Initialisierung der Modellläufe, abgeschätzt mit ~5 %, und aus den Unsicherheiten des ISCCP-Wolkenerkennungsalgorithmus, abgeschätzt mit ~6 %, zusammen (vgl. Tab. 5.2).

	MODELL	ISCCP	SUMME
<i>Alle Oberflächen</i>	5 %	6 %	11 %
<i>Landoberflächen</i>	5 %	7 %	12 %
<i>Wasseroberflächen</i>	5 %	3 %	8 %

Tab. 5.2: Summe der Unsicherheitsbereiche und deren Zusammensetzung.

Somit beträgt die Summe der abgeschätzten Unsicherheitsbereiche im Mittel ~11 % über allen Erdoberflächen. Wie zuvor aufgezeigt, liegen dabei signifikante Unterschiede zwischen der Wolkenerkennung über Land zu der über Wasser vor. Deshalb werden die Unsicherheitsbereiche über Land und Wasser gesondert festgestellt: Über Land beträgt die Summe der Unsicherheitsbereiche im Mittel ~12 % und über Wasser ~8 % (vgl. Tab. 5.2). Die Unsicherheit durch wechselnde Verfügbarkeit von Strahldichten in verschiedenen Spektralbereichen geht nicht in die Summe der Unsicherheitsbereiche ein, da sie durch den

Wechsel von Tag und Nacht erzeugt wird. Somit handelt es sich hierbei um systematische Unterschiede, die gesondert behandelt werden.

Für eine aussagekräftige Validierung der simulierten Wolkeneigenschaften müssen alle Unsicherheitsbereiche berücksichtigt werden. Um Differenzen zwischen den Modellergebnissen und dem ISCCP-DX-Datensatz sicher als Mangel des Regionalmodells HRM identifizieren zu können müssen deshalb verschiedene Kriterien erfüllt sein (vgl. Tab. 5.3): Zunächst müssen die Unterschiede zwischen simulierten und gemessenen Parametern statistisch signifikant sein, da sie anderenfalls zufälligen Ursprungs sein können. Außerdem kommen nur solche Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Wolkenparametern als Mängel des Regionalmodells HRM in Betracht, deren Vorzeichen sich nicht durch Verwendung unterschiedlicher Analysen zur Initialisierung der Modellläufe verändern. Liegt ein Vorzeichenwechsel der Differenzen vor, ist davon auszugehen, dass die Simulation des verglichenen Parameters maßgeblich durch die Anfangsbedingungen beeinflusst wird. Die Ursache dieser Differenz kann somit nicht als Mangel des Regionalmodells HRM identifiziert werden. Zusätzlich muss das Ausmaß der signifikanten Differenzen die Summe der Unsicherheitsbereiche überschreiten. Ist dies nicht der Fall, besteht die Möglichkeit, dass die Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Parametern durch die zuvor beschriebenen Unsicherheitsquellen erzeugt worden sind. Nur wenn alle drei Kriterien erfüllt sind, können die Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Daten als Mangel des Regionalmodells HRM identifiziert werden.

KRITERIEN UND ANFORDERUNGEN	NUTZEN
Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Daten müssen statistisch signifikant sein.	Ausschluss zufälliger Unterschiede.
Kein Vorzeichenwechsel der Differenzen durch Wechsel der Analysen.	Differenz wird nicht vorrangig durch Analysen beeinflusst.
Ausmaß der Differenzen müssen Summe des Unsicherheitsbereiches überschreiten (11 % insges.; 12 % über Land; 8 % über Wasser).	Differenz wird nicht durch Unsicherheitsquellen erzeugt.
Wolkenerkennung erfolgt auf Datenbasis des infraroten Spektralbereiches.	Homogenität in der Wolkenerkennung; keine systematischen Fehler.
Emissivitätsniveaus der simulierten Wolken müssen berechnet werden.	Herstellung der Vergleichbarkeit von simulierter und gemessener vertikaler Wolkenverteilung.

Tab. 5.3: Kriterien und Anforderungen für die Validierung und deren Nutzen.

Wie zuvor in Kapitel 5.2.1 abgeleitet, basiert die Wolkenerkennung, die den ISCCP-DX-Daten zugrunde liegt, auf Daten des infraroten Spektralbereiches. Somit wird Homogenität in der Wolkenerkennung hergestellt und systematische Fehler aufgrund der wechselnden Verfügbarkeit von Daten in verschiedenen Spektralbereichen ausgeschlossen.

Hinsichtlich der Validierung der simulierten vertikalen Wolkenverteilung muss bei der Verwendung von ISCCP-DX-Daten beachtet werden, dass der Wolkenoberkantendruck, der aus Messungen oberflächenabbildender Radiometer mit dem Strahlungstransportmodell von ISCCP abgeleitet wird, das Emissivitätsniveau der vertikalen Wolkensäule repräsentiert. Zur Validierung der simulierten vertikalen Wolkenverteilung müssen deshalb entsprechende Berechnungen der Emissivitätsniveaus der simulierten Wolken des Regionalmodells HRM erfolgen (vgl. Kap. 6.2.1). Abgesehen von der damit hergestellten Vergleichbarkeit, besteht der Vorteil bei der Validierung von Emissivitätsniveaus darin, dass es sich somit um eine direkte Validierung der Strahlungseigenschaften von Wolken handelt.

6 Lokalisierung von Mängeln im Regionalmodell HRM

In diesem Kapitel werden Mängel im Regionalmodell HRM hinsichtlich der Simulation von Wolkeneigenschaften lokalisiert. Dies erfolgt mittels Vergleichen von simulierten und gemessenen Wolkeneigenschaften unter Berücksichtigung der im vorigen Kapitel beschriebenen Unsicherheitsquellen und den daraus abgeleiteten Kriterien und Anforderungen. Das Kapitel beinhaltet zwei Teilbereiche: Im ersten Teil wird die Repräsentation der Bewölkung durch Simulationen des Regionalmodells HRM untersucht. Anschließend wird die Verteilung dieser Wolken auf Emissivitätsniveaus analysiert.

6.1 Repräsentation der simulierten Bewölkung

6.1.1 Zum Vergleich der Bewölkung aus simulierten und gemessenen Daten

Die Anpassung der mit dem APOLLO-Erkennungsalgorithmus abgeleiteten Daten an das reduzierte Datenvolumen des ISCCP-DX-Datensatzes hat gezeigt, dass der Einfluss der ISCCP-Datenreduzierung auf den Informationsgehalt nicht als signifikant einzustufen ist (vgl. Kap. 5.2.2). Dies ist jedoch nur dann der Fall, wenn es sich um dieselbe Gebietsüberdeckung der Daten handelt. Da die Gebietsüberdeckung der ISCCP Daten je nach Überflugzeit und Präsenz der jeweiligen Satelliten variiert, werden die Modelldaten den Satellitendaten angepasst, um Vergleichbarkeit herzustellen. So gehen nur Daten der Modellgitterzellen in die Auswertungen ein, wenn gleichzeitig für die entsprechenden Koordinaten im ISCCP-DX-Datensatz Daten verfügbar sind. Graue Flächen in den Abbildungen Abb. 5.8, Abb. 6.1, Abb. 6.2, Abb. 6.3, Abb. 6.9, Abb. 6.10 kennzeichnen dementsprechend Gebiete, in denen während des Untersuchungszeitraumes keine Daten im ISCCP-DX-Datensatz vorhanden sind.

Die von ISCCP aus Satellitendaten abgeleitete Information hinsichtlich der Bewölkung kann in Form von Gebietsmitteln oder zeitlichen Mittelwerten der räumlichen Verteilung gleichermaßen als Bedeckungsgrad oder als Bewölkungshäufigkeit interpretiert werden. Dabei entspricht die Interpretation als Bewölkungshäufigkeit eher der Beschaffenheit der ISCCP-DX-Daten. Denn wie zuvor beschrieben, wird bei der Wolkenerkennung nur zwischen bewölkt und unbewölkt unterschieden. Andererseits ist davon auszugehen, dass der mittlere Bedeckungsgrad durch räumliche oder zeitliche Mittelung mit der Genauigkeit des zuvor

bestimmten Unsicherheitsbereiches von ~6 % (bzw. ~7 % über Land und ~3 % über Wasser) wiedergegeben wird. Dieses haben zuvor die Vergleiche mit dem durch APOLLO abgeleiteten Bedeckungsgrad gezeigt, bei dem auch partielle Bewölkung definiert wird (vgl. Anhang VI, S. 127). Die Ursache dieses recht geringen Unsicherheitsbereiches liegt in der U-Verteilung, die dem Bedeckungsgrad zugrunde liegt (vgl. Abb. 5.7). Da mit der U-Verteilung des Bedeckungsgrades bzw. der Wolkenhäufigkeit erhebliche Abweichungen zur Gaußschen Normalverteilung vorliegen, werden statistische Hypothesenprüfungen mit dem verteilungsfreien U-Test nach Wilcoxon, Man und Whitney durchgeführt. Zeitliche Trends werden mit dem Trendtest nach Cox und Stuart unter Berücksichtigung der seriellen Korrelation analysiert. Eine Beschreibung dieser Tests kann in Anhang IV, S. 121 eingesehen werden.

6.1.2 Bedeckungsgrad

6.1.2.1 Räumliche Verteilung

Zur Validierung des Bedeckungsgrades ist zunächst von Bedeutung, in welcher Güte seine räumliche Verteilung repräsentiert wird. Ein Maß hierfür ist das statistische Mittel über den Untersuchungszeitraum. Abb. 6.1 zeigt die mittlere räumliche Verteilung des simulierten Bedeckungsgrades (links: Initialisierung mit DWD-Analysen; mitte: Initialisierung mit ECMWF-Analysen) und des aus Satellitendaten abgeleiteten Bedeckungsgrades von ISCCP (rechts). Die Mittelwerte sind für den Zeitraum August bis Oktober 1995 erzeugt worden. Dabei sind zu einem bestimmten Zeitpunkt immer nur die Gitterelemente zur Mittelbildung eingegangen, für die zur selben Zeit auch Daten in dem ISCCP Datensatz vorhanden sind (vgl. Kap. 4.3.2 und Kap. 6.1.1). Der aus Satellitendaten abgeleitete mittlere Bedeckungsgrad von ISCCP zeigt ein Nord-Süd-Gefälle. Außerdem besteht durch den meist höheren mittleren Bedeckungsgrad über Wasserflächen ein Land-See-Kontrast. Beide Charakteristika werden von dem simulierten mittleren Bedeckungsgrad in etwa wiedergegeben. Erfolgte die Initialisierung des HRM mit DWD-Analysen, ist sowohl das Nord-Süd-Gefälle als auch der Land-See Kontrast des mittleren Bedeckungsgrades etwas schwächer ausgeprägt. Dieses wird hauptsächlich durch einen zu hohen mittleren Bedeckungsgrad über den Landmassen Nord- und Mitteleuropas hervorgerufen. Bei Initialisierung des HRM mit ECMWF-Analysen ist hingegen sowohl das Nord-Süd-Gefälle als auch der Land-See-Kontrast stärker ausgeprägt. Die Randzonen des Modellgebietes von je acht Gitterelementen werden jeweils nicht in die Auswertungen miteinbezogen (vgl. Kap. 4.2.4).

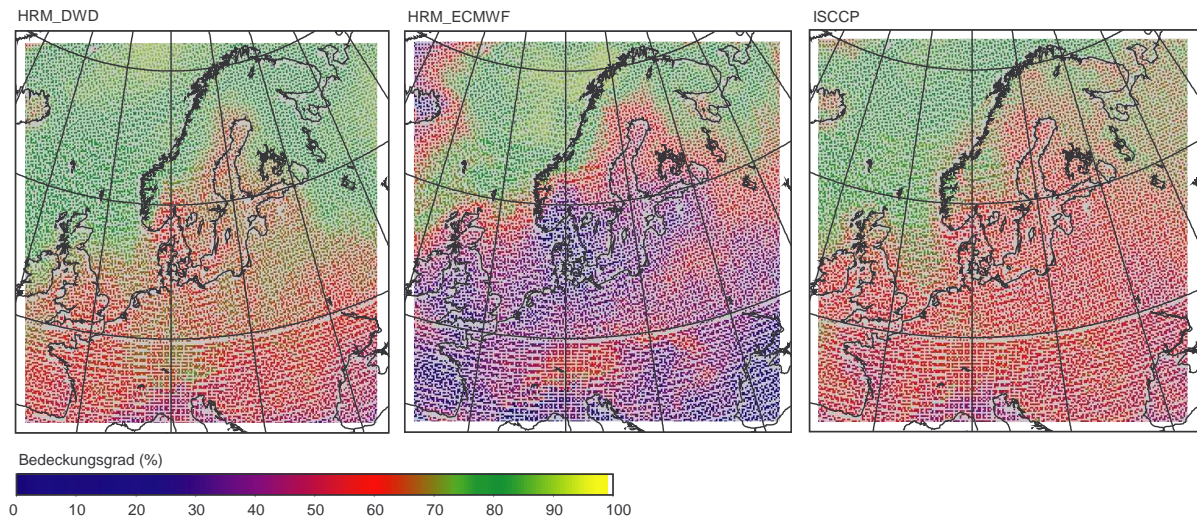


Abb. 6.1: Räumliche Verteilung des mittleren Bedeckungsgrades: HRM-Simulationen, initialisiert mit DWD Analysen (links); mit ECMWF Analysen (mitte) und ISCCP (rechts); Mittel von August bis Oktober 1995.

Der linke Teil der Abb. 6.2 zeigt die mittlere Differenz zwischen dem Bedeckungsgrad des HRM, initialisiert mit Analysen des DWD, abzüglich des von ISCCP abgeleiteten Bedeckungsgrades aus Satellitendaten. Im rechten Teil der Abb. 6.2 wurden die Modellsimulationen mit ECMWF-Analysen initialisiert.

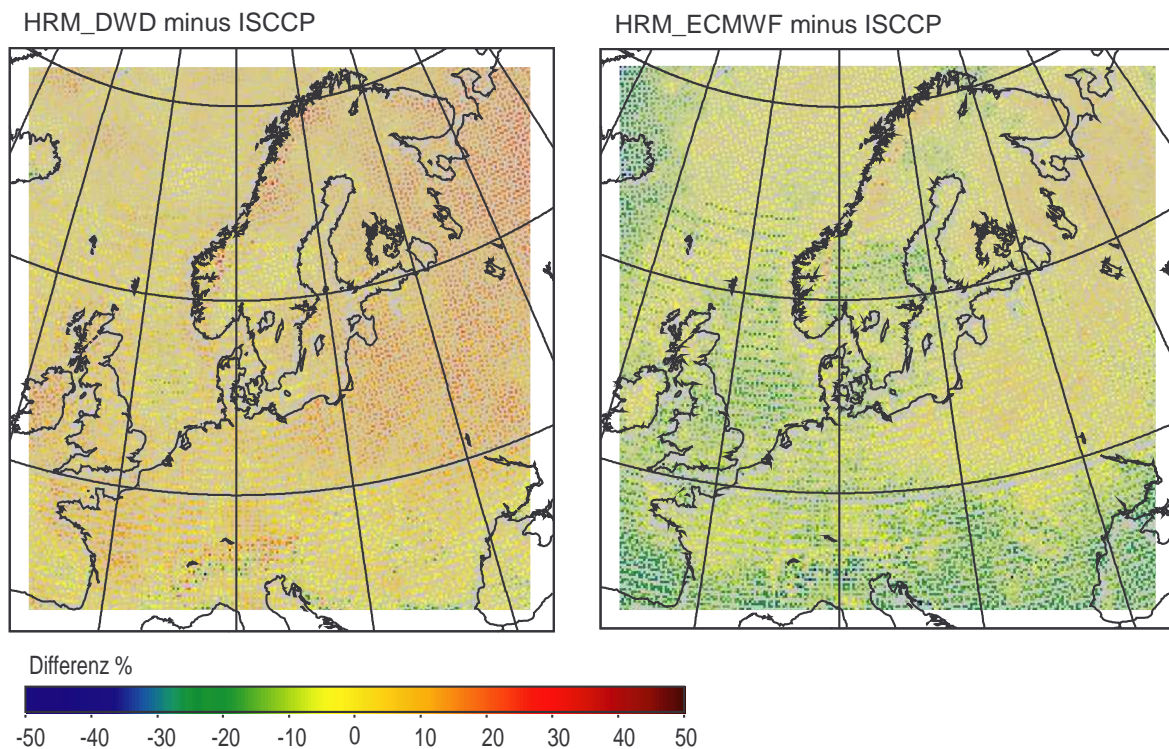


Abb. 6.2: Mittlere Differenzen im Bedeckungsgrad; Mittel von August bis Oktober 1995 (links: HRM, initialisiert mit DWD Analysen minus ISCCP; rechts: HRM, initialisiert mit ECMWF Analysen minus ISCCP).

Generell besteht für den gesamten Untersuchungszeitraum gute Übereinstimmung zwischen simuliertem und gemessenem mittlerem Bedeckungsgrad. Erfolgt die Initialisierung der Simulationen mit DWD-Analysen, ist die mittlere Differenz positiv und beträgt etwa 4 %. Das bedeutet, der simulierte Bedeckungsgrad ist um 4 % höher als der Bedeckungsgrad der ISCCP-DX-Daten, wenn die Initialisierung mit Analysen des DWD erfolgt. Werden die Läufe jedoch mit ECMWF-Analysen initialisiert (rechter Teil Abb. 6.2), wird deutlich, dass Ausmaß und Vorzeichen der Differenz zwischen simuliertem Bedeckungsgrad und dem aus Satellitendaten abgeleiteten Bedeckungsgrad von ISCCP maßgeblich durch die zur Initialisierung verwendeten Analysen beeinflusst wird: Im Gegensatz zu den positiven Differenzen, die sich bei der Initialisierung mit DWD-Analysen im Vergleich zu dem abgeleiteten Bedeckungsgrad von ISCCP zeigen, liegt zwischen dem mittleren Bedeckungsgrad von HRM, initialisiert mit ECMWF-Analysen, und den von ISCCP abgeleiteten Bedeckungsgrad eine negative mittlere Differenz von 8 % vor. Unabhängig von den zur Initialisierung verwendeten Analysen besteht jedoch in beiden Fällen ein leichter Land-See-Unterschied bezüglich der Differenzen. Insbesondere über Nordeuropa und Westrussland zeigen sich positive Differenzen, deren Ausmaß größer ist als in benachbarten Gebieten über See (vgl. Abb. 6.2).

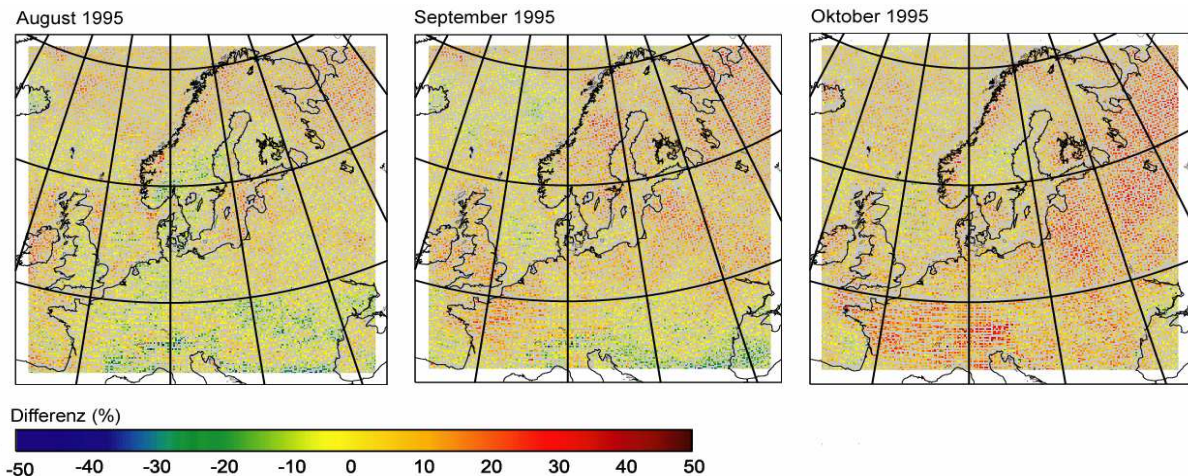


Abb. 6.3: Mittlere Differenzen im Bedeckungsgrad in monatlichen Zeitabschnitten (HRM, initialisiert mit Analysen des DWD minus ISCCP).

Werden die mittleren Differenzen des Bedeckungsgrades in monatliche Zeitfenster unterteilt (vgl. Abb. 6.3), wird deutlich, dass positive Differenzen über den Landmassen Nordost- und Mitteleuropas und Westrusslands von August bis Oktober zunehmen. Dies ist unabhängig von den zur Initialisierung verwendeten Analysen. Über Wasseroberflächen scheint es hingegen keine zeitliche Änderung mit eindeutig positiver bzw. negativer Tendenz zu geben.

6.1.2.2 Zeitliche Variabilität

Da sich zeitliche Variabilitäten durch Mittelung längerer Zeitabschnitte herausmitteln können, werden die Unterschiede zwischen simuliertem und aus Satellitendaten abgeleitetem Bedeckungsgrad von ISCCP auch hinsichtlich ihrer zeitlichen Variabilität genauer analysiert.

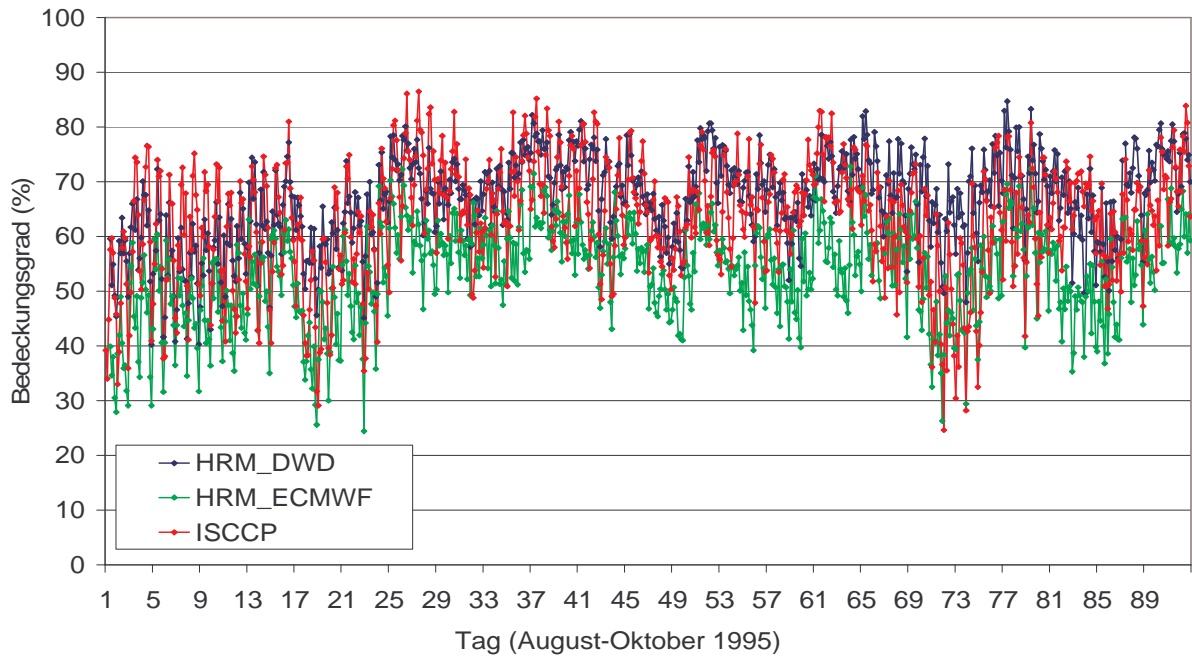


Abb. 6.4: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades von August bis Oktober 1995; (dreistündlich).

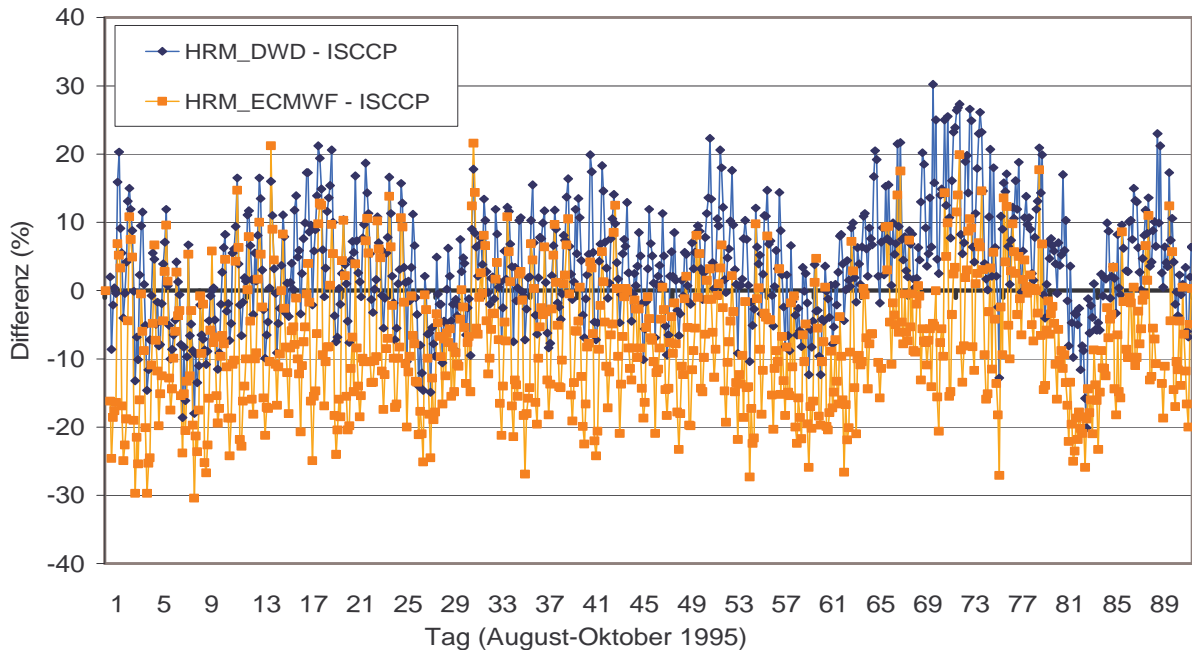


Abb. 6.5: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Differenzen zwischen simuliertem und aus Satellitendaten abgeleitetem Bedeckungsgrad von ISCCP; August bis Oktober; (dreistündlich).

Hierfür werden Gebietsmittel des simulierten und gemessenen Bedeckungsgrades mit einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden für den Zeitraum August bis Oktober 1995 in Abb. 6.4 aufgetragen. Über den gesamten Untersuchungszeitraum zeigt sich, dass die niedrigsten Werte der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades in großer Mehrheit von den HRM-Läufen stammen, die mit ECMWF-Analysen initialisiert worden sind. In Abb. 6.5 sind die Differenzen der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades aufgetragen. Es werden die gegensätzlichen Vorzeichen der Differenzen beider Kollektive, verglichen mit ISCCP, auch in der zeitlichen Variabilität deutlich. Wie bereits im vorigen Kapitel gezeigt wurde, beträgt die Differenz im Bedeckungsgrad zwischen den Simulationen, deren Initialisierung mit DWD-Analysen erfolgte, und den ISCCP-DX-Daten +4 % und bei Initialisierung mit ECMWF-Analysen -8 %. Diese Differenzen sind signifikant. Da sich jedoch mit der Verwendung unterschiedlicher Initialisierungs- und Randdaten ein Wechsel der Vorzeichen dieser signifikanten Differenzen vollzieht und außerdem die Summe der Unsicherheitsbereiche von 11 % (vgl. Kap. 5.3) in beiden Fällen nicht überschritten wird, werden zwei der zuvor abgeleiteten Kriterien (vgl. Kap. 5.3) nicht erfüllt. Somit können die aufgetretenen Differenzen zwischen simuliertem und aus Satellitendaten abgeleitetem Bedeckungsgrad nicht als Mangel des Regionalmodell HRM lokalisiert werden. Vielmehr ist festzustellen, dass die Verwendung verschiedener Analysen zur Initialisierung maßgeblich den Mittelwert des Bedeckungsgrades beeinflusst. Wie sich in der Untersuchung der räumlichen Verteilung des mittleren Bedeckungsgrades herausgestellt hat, liegt im Vergleich zu dem von ISCCP abgeleiteten Bedeckungsgrad aus Satellitendaten ein Unterscheid in der Simulation des Bedeckungsgrades über Land- und über Wasseroberflächen vor. Deshalb werden die Differenzen des Bedeckungsgrades über diesen Oberflächen in ihren zeitlichen Variabilitäten separat untersucht. Abb. 6.6 zeigt die Differenzen der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades über Land (links) und über Wasser (rechts). Über Landoberflächen ist die mittlere Differenz zwischen simuliertem Bedeckungsgrad und ISCCP bei Initialisierung mit DWD-Analysen positiv und beträgt 4.4 %. Erfolgte die Initialisierung mit Analysen des ECMWF, fällt die mittlere Differenz mit einem Wert von 7.1 % negativ aus. Über Wasseroberflächen beträgt die mittlere Differenz zwischen dem simulierten Bedeckungsgrad und ISCCP 2.2 % bei Initialisierung mit DWD-Analysen und -8.7 %, wenn die Initialisierung mit ECMWF-Analysen erfolgt ist. Hinsichtlich des Bedeckungsgrades liegen also sowohl über Landoberflächen als auch über Wasseroberflächen gegensätzliche Vorzeichen der Differenzen der beiden Kollektive verglichen mit ISCCP vor. Die Daten der Modellläufe beider Kollektive haben über Landoberflächen einen positiven zeitlichen Trend innerhalb des

Untersuchungszeitraumes von August bis Oktober 1995 gemeinsam. Da die zeitliche Variabilität jedoch zu hoch ist, konnte der positive Trend mit dem Trendtest nach Cox und Stuart (vgl. Anhang IV, S. 123) jedoch nicht als signifikant bestätigt werden. Die Gebietsmittelwerte über Wasser zeigen ebenfalls keinen Trend, der sich als signifikant erwiesen hat.

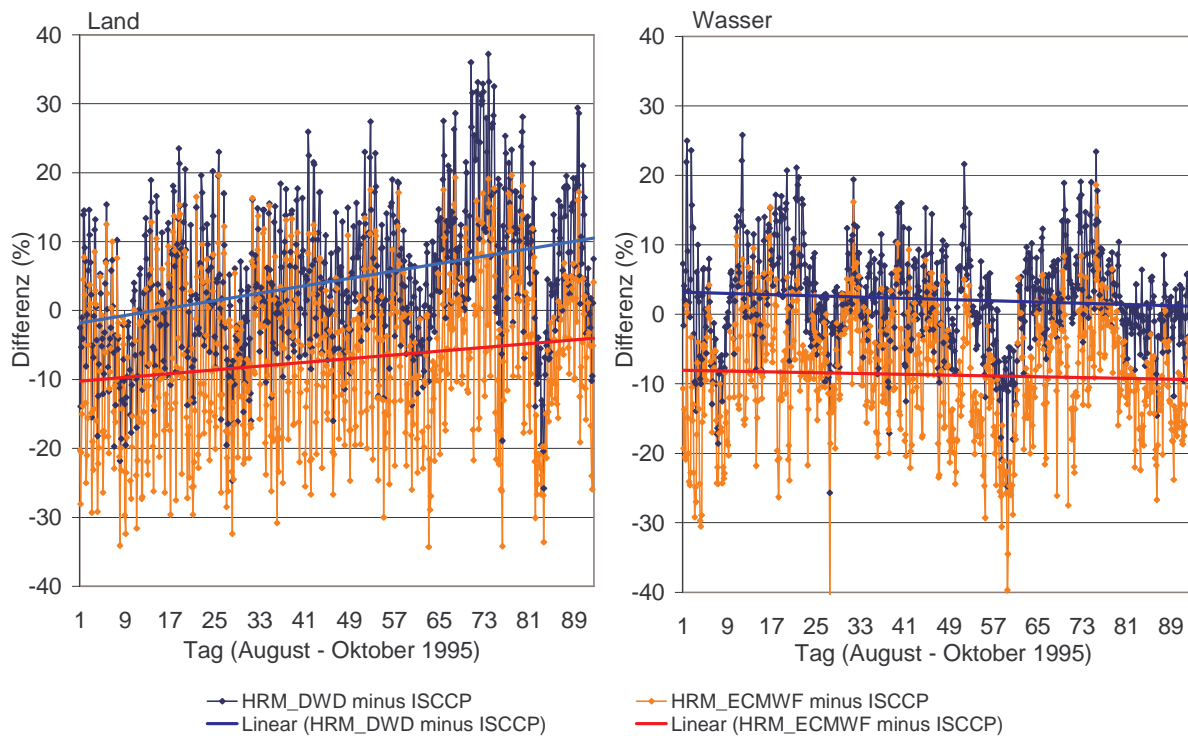


Abb. 6.6: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Differenzen im Bedeckungsgrad über Land (links) über Wasser (rechts); August bis Oktober 1995; dreistündlich).

Da hinsichtlich des Bedeckungsgrades sowohl über Land- als auch über Wasseroberflächen beide Kollektive verglichen mit dem ISCCP-DX-Datensatz Differenzen mit entgegengesetzten Vorzeichen aufweisen und außerdem das Ausmaß der mittleren Differenzen die Summe der Unsicherheitsbereiche von 8 % über Wasseroberflächen bzw. von 12 % über Landoberflächen (vgl. Tab. 5.2) nicht überschreitet, kann ein Mangel in dem Regionalmodell HRM hinsichtlich des Bedeckungsgrades auch nicht in Verbindung mit bestimmten Erdoberflächen lokalisiert werden. Vielmehr ist festzustellen, dass der simulierte Bedeckungsgrad über allen Erdoberflächen maßgeblich von den zur Initialisierung verwendeten Analysen beeinflusst ist.

6.1.2.3 Tagesgang

Unabhängig von Ausmaß, Vorzeichen und der jeweiligen Erdoberfläche ist den Differenzen zwischen beiden Kollektiven und ISCCP die hohe zeitliche Variabilität

gemeinsam. Um mögliche Ursachen für die hohe zeitliche Variabilität zu lokalisieren, wird daher nachfolgend der Tagesgang des Bedeckungsgrades näher untersucht. Abb. 6.7 zeigt den Verlauf des mittleren Tagesganges des Bedeckungsgrades im Untersuchungsgebiet während des Untersuchungszeitraumes. Es wird deutlich, dass -verglichen mit dem aus Satellitendaten abgeleiteten Tagesgang des Bedeckungsgrades von ISCCP- die Tagesschwankung des simulierten Bedeckungsgrades beider Kollektive zu gering ausfällt.

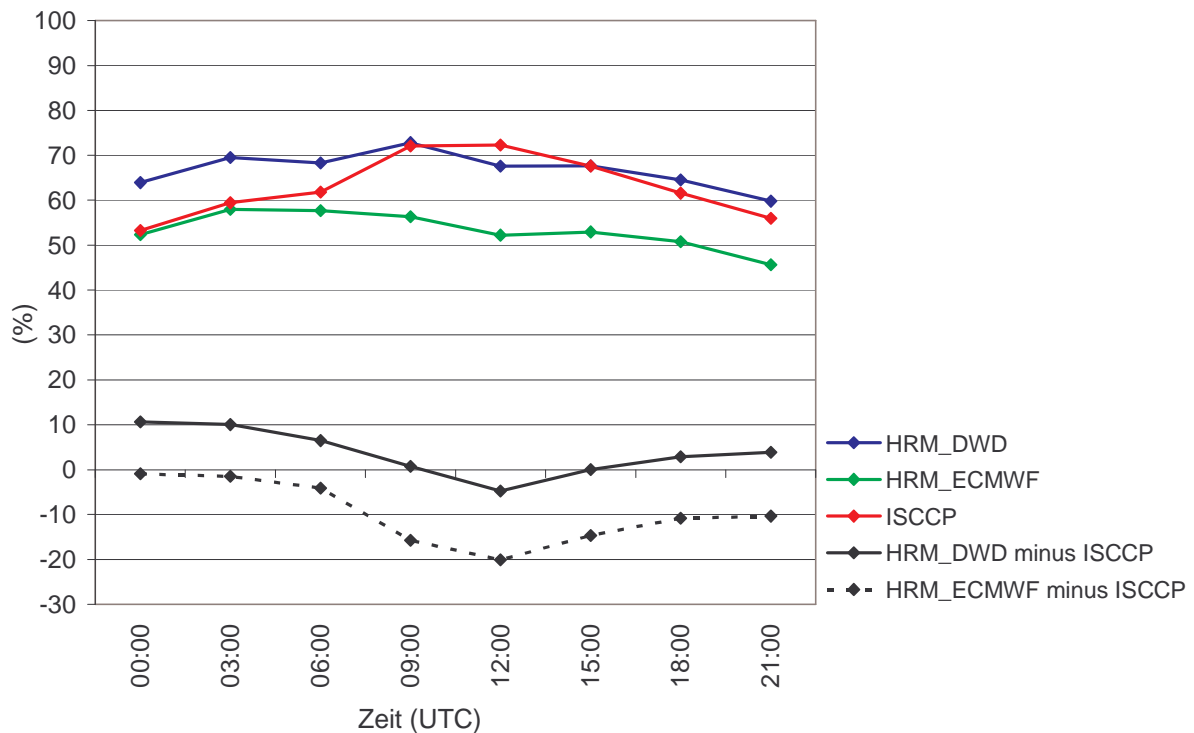


Abb. 6.7: Tagesgang des Bedeckungsgrades und der Differenzen zwischen HRM und ISCCP; zeitliches Mittel der Gebietsmittelwerte von August bis Oktober 1995.

Die Größe der mittleren Tagesschwankung in den Differenzkurven überschreitet im Mittel bei beiden Kollektiven die Summe der zuvor abgeschätzten Unsicherheitsbereiche von 11 % (vgl. Kap. 5.3). Erfolgt die Initialisierung mit Analysen des DWD, beträgt die Tagesschwankung 15.5 %, während sie bei Initialisierung mit Analysen des ECMWF einen Wert von 19.2 % hat (vgl. Abb. 6.7). Die Werte der Differenzen weisen in Abhängigkeit von den zur Initialisierung verwendeten Analysen gegensätzliche Vorzeichen auf. Bei Initialisierung mit DWD-Analysen sind fast ausschließlich positive Differenzen vorhanden (außer dem 12:00 UTC Wert), wohingegen die Initialisierung mit ECMWF-Analysen im Vergleich zu den von ISCCP abgeleiteten Bedeckungsgrad durchgängig negative Differenzen hervorruft. Ausgehend von diesem Gegensatz kann hinsichtlich der Wolkenparametrisierung deshalb lediglich abgeleitet werden, dass der Tagesgang des Bedeckungsgrades zu gering ausfällt.

Wird der Tagesgang des Bedeckungsgrades über Land und über Wasser getrennt analysiert (vgl. Abb. 6.8), wird deutlich, dass die Größe der mittleren Tagesschwankung der Differenzen zwischen dem Bedeckungsgrad beider Kollektive und dem von ISCCP abgeleiteten Bedeckungsgrad über Land größer ist als über Wasseroberflächen: Über Land beträgt die Tagesschwankung der mittleren Differenzen 19.8 % bei Initialisierung mit DWD-Analysen und 26.1 % bei Initialisierung mit Analysen des ECMWF (vgl. Abb. 6.8, links). Aber auch über Wasseroberflächen wird der Unsicherheitsbereich von 8 % überschritten: So beträgt die Größe der Tagesschwankung der mittleren Differenzen im Bedeckungsgrad 9.3 % bei Initialisierung mit DWD-Analysen und 10.0 % bei Initialisierung mit ECMWF-Analysen (vgl. Abb. 6.8, rechts).

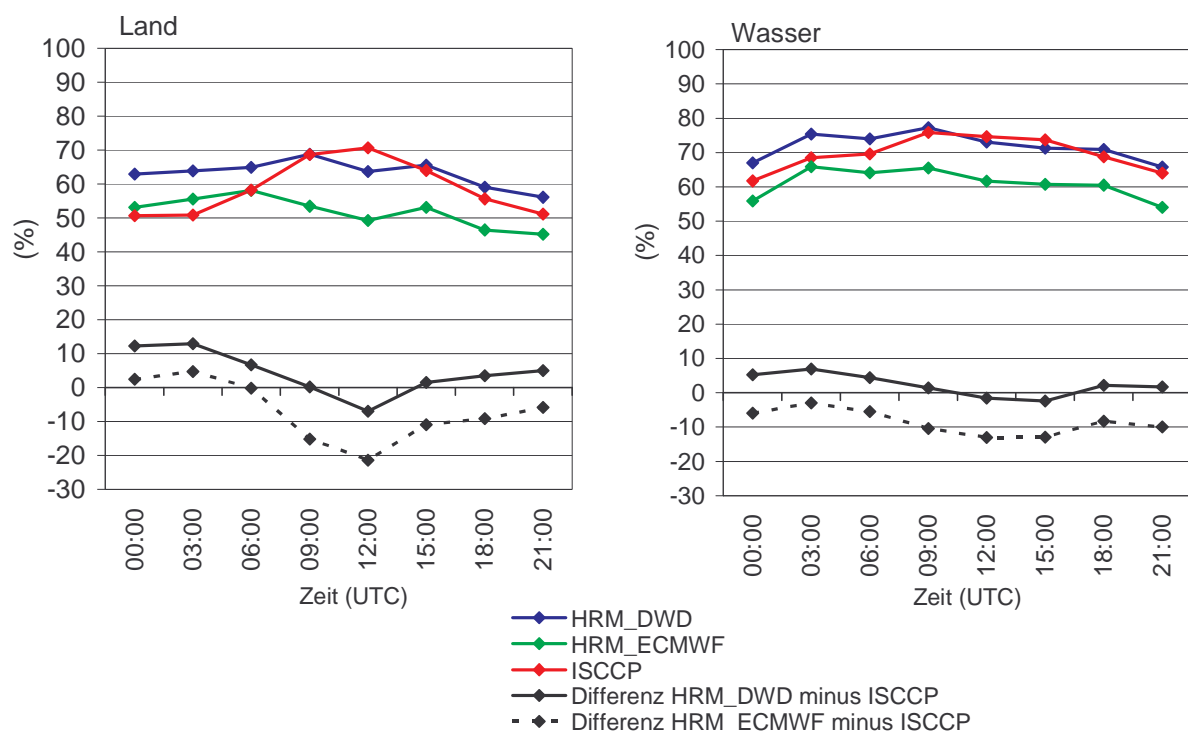


Abb. 6.8: Tagesgang des Bedeckungsgrades und der Differenzen zwischen HRM und ISCCP über Landoberflächen (links) und über Wasseroberflächen (rechts); zeitliches Mittel der Gebietsmittelwerte von August bis Oktober 1995.

Somit ist abzuleiten, dass zwar insbesondere über Landoberflächen der Tagesgang des simulierten Bedeckungsgrades zu gering ausfällt, dieser Mangel ist jedoch auch über Wasseroberflächen lokalisiert worden und daher unabhängig von der jeweiligen Erdoberfläche. Wie auch im Mittel über das gesamte Untersuchungsgebiet, weisen die beiden Kollektive über Wasseroberflächen im Vergleich zu den aus Satellitendaten abgeleiteten Werten von ISCCP Werte mit gegensätzlichen Vorzeichen auf. Wohingegen über Landoberflächen beide Kollektive im Vergleich zu den von ISCCP abgeleiteten Werten

gleiche Vorzeichen in den Differenzen aufweisen: Zu Mitternacht (00:00 UTC) und in den frühen Morgenstunden liegen positive Differenzen vor, während um 12:00 UTC beide Kollektive im Vergleich zu ISCCP negative Differenzen aufweisen. Ausgehend von diesen Ergebnissen kann jedoch nicht unterschieden werden, ob die im Mittel höheren Werte des simulierten Bedeckungsgrades zu Mitternacht und in den frühen Morgenstunden tatsächlich von einem im Mittel zu hohen Bedeckungsgrad verursacht worden ist.

6.1.3 Häufigkeit der Wolken

Eine weitere Ursache für zu hohe Werte des simulierten Bedeckungsgrades kann eine zu hohe Wolkenhäufigkeit bei gleich bleibendem oder gering verändertem Bedeckungsgrad darstellen. Deshalb wird nachfolgend die Häufigkeit der simulierten Wolken im Vergleich zu der aus ISCCP-Daten abgeleiteten Wolkenhäufigkeit untersucht.

6.1.3.1 Räumliche Verteilung

Die Differenz der mittleren räumlichen Häufigkeitsverteilung zwischen den simulierten Wolken der beiden Kollektive und den von ISCCP abgeleiteten Wolken wird in Abb. 6.9 gezeigt: Unabhängig von den Analysen, die zur Initialisierung des Regionalmodells HRM verwendet wurden, zeigen sich signifikante positive Differenzen im Vergleich zu der Wolkenhäufigkeit der ISCCP-DX-Daten. Bei den Differenzen beider Kollektive wird außerdem die Summe der Unsicherheitsbereiche von 11 % überschritten. Somit sind alle Kriterien zur Lokalisierung eines Mangels in dem Regionalmodell HRM erfüllt. Damit ist die Häufigkeit der vom Regionalmodell HRM simulierten Wolken zu hoch. Dieses gilt nahezu für das gesamte Untersuchungsgebiet.

Ein einheitlicher Unterschied zwischen Land- und Seeoberflächen im Ausmaß der Differenzen in der Häufigkeit von Wolken ist nicht festzustellen. Jedoch ist bei beiden Kollektiven das Ausmaß der Differenzen über Nord-Ost Europa und Westrussland besonders ausgeprägt, wie es sich auch bei dem Bedeckungsgrad gezeigt hat.

Anders als bei dem Bedeckungsgrad zeigt der Vergleich der Wolkenhäufigkeit in monatlichen Zeitfenstern keine Zunahme im Ausmaß der Differenzen. Außerdem konnte auch in monatlichen Zeitabschnitten kein signifikanter Unterschied zwischen den Differenzen über Land- und Wasseroberflächen bestätigt werden (vgl. Abb. 6.10).

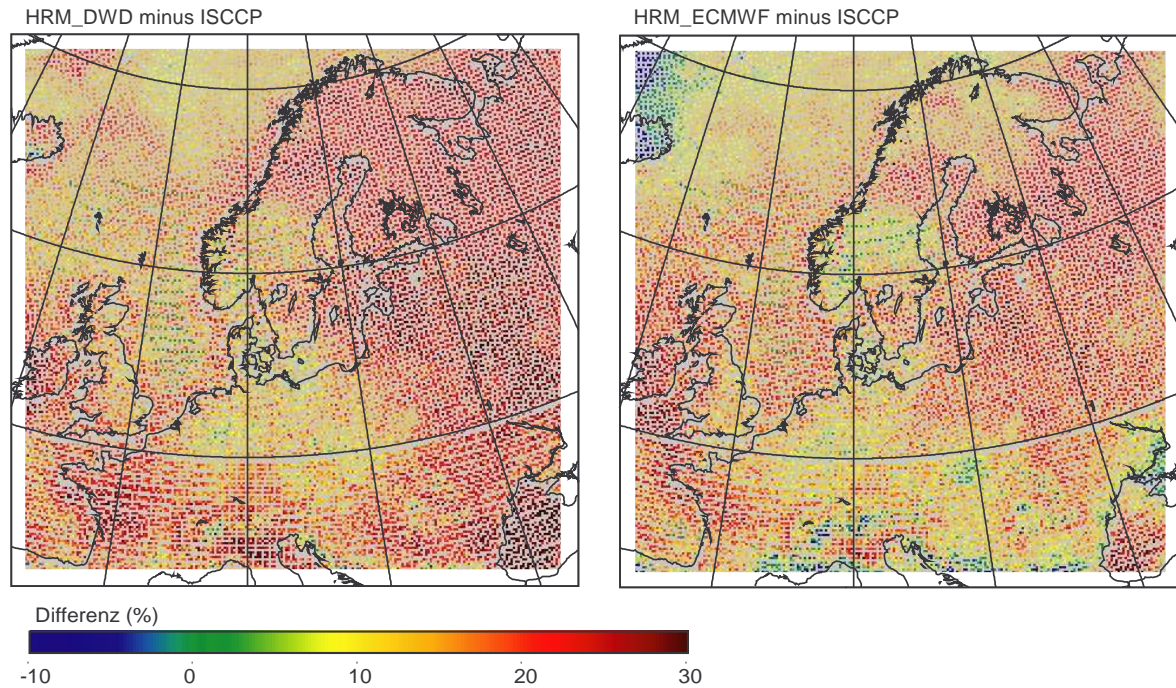


Abb. 6.9: Mittlere Differenz in der Wolkenhäufigkeit; zeitliches Mittel von August bis Oktober 1995 (links: HRM, initialisiert mit Analysen des DWD minus ISCCP, rechts: HRM, initialisiert mit Analysen des ECMWF minus ISCCP).

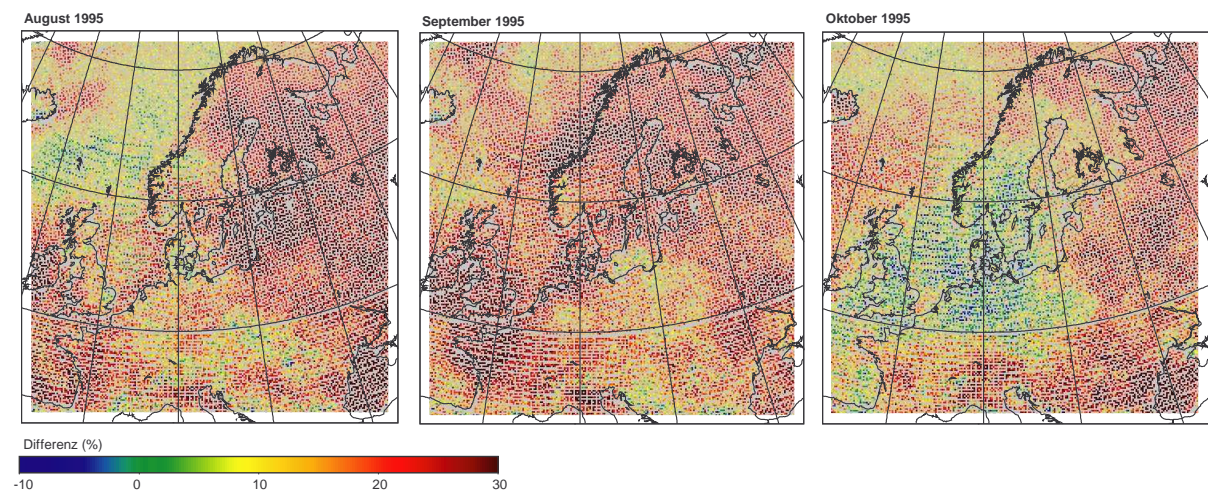


Abb. 6.10: Mittlere Differenz der Wolkenhäufigkeit in monatlichen Zeitabschnitten (HRM, initialisiert mit DWD-Analysen minus ISCCP).

6.1.3.2 Zeitliche Variabilität

Auch in der zeitlichen Variabilität der Gebietsmittel der Wolkenhäufigkeit zeigen sich andere Eigenschaften als bei der zeitlichen Variabilität des Bedeckungsgrades. In Abb. 6.11 ist der zeitliche Verlauf der Gebietsmittel der simulierten und gemessenen Wolkenhäufigkeit dargestellt.

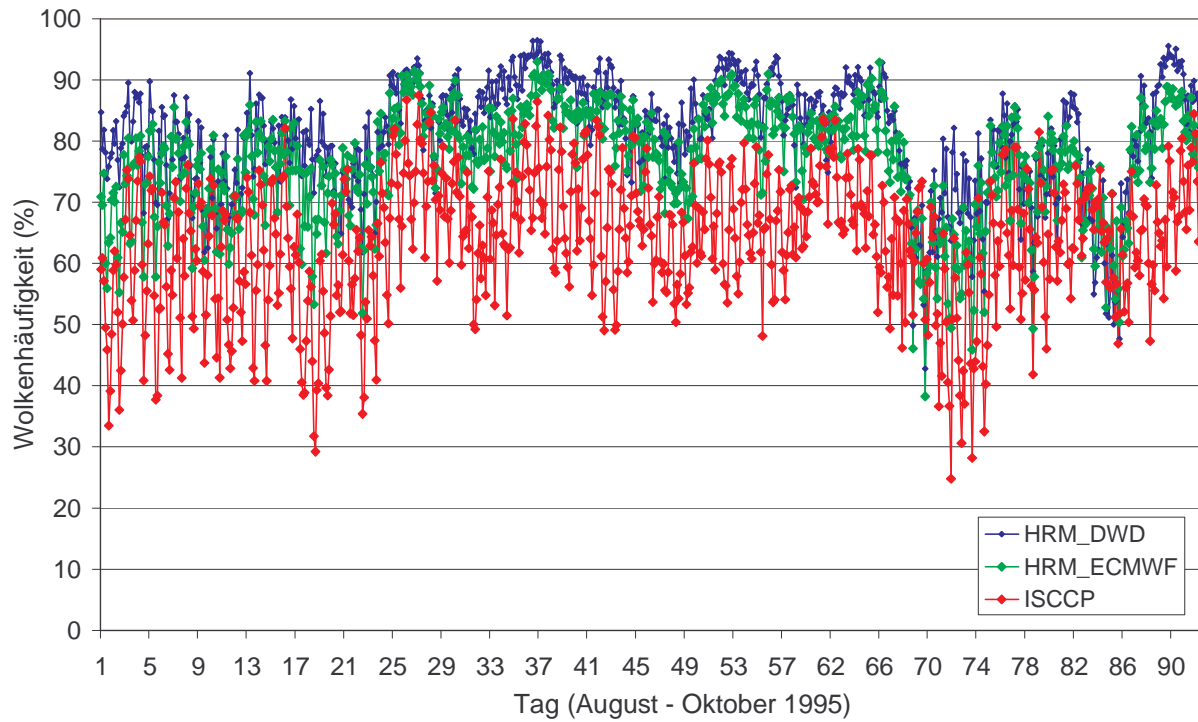


Abb. 6.11: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Wolkenhäufigkeit von August bis Oktober 1995; (dreistündlich).

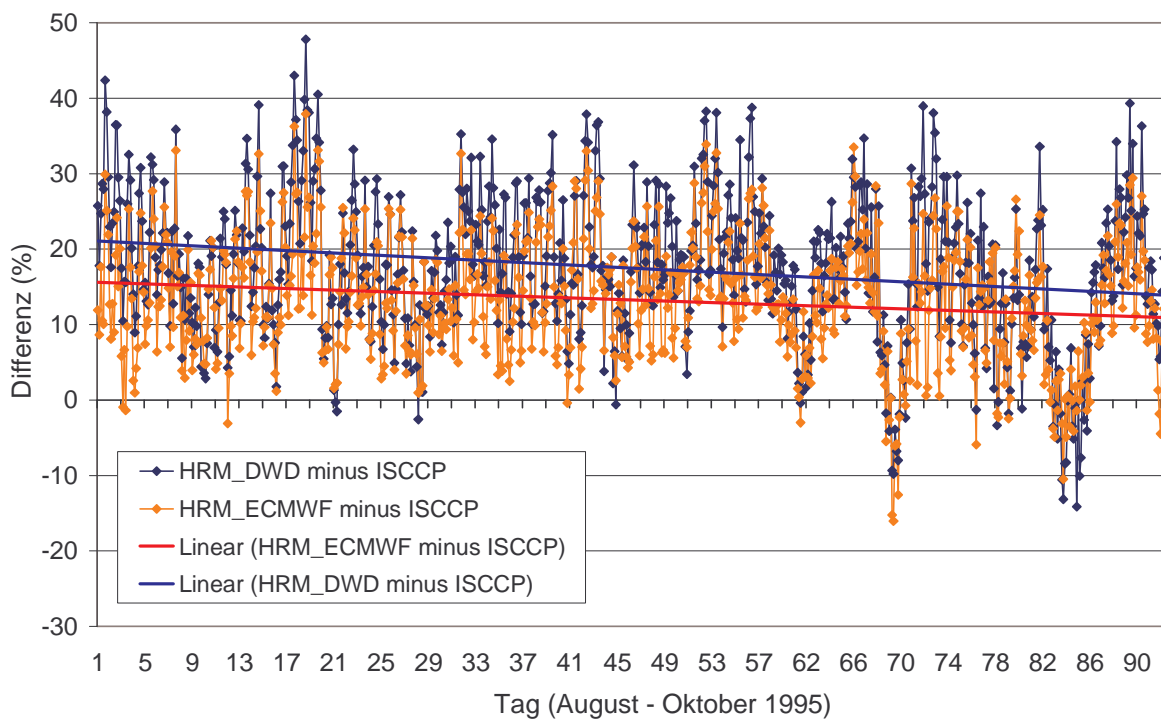


Abb. 6.12: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Differenzen zwischen simulierter und aus Satellitendaten abgeleiteter Wolkenhäufigkeit von August bis Oktober 1995; (dreistündlich).

Die simulierten Wolkenhäufigkeiten beider Kollektive weisen bis auf wenige Ausnahmen über den gesamten Untersuchungszeitraum höhere Werte auf als die Werte von ISCCP. Die höchsten Werte stammen fast ausschließlich von dem Kollektiv der Modellläufe, deren Initialisierung mit Analysen des DWD erfolgte. Der zeitliche Verlauf der mittleren simulierten Wolkenhäufigkeit weist mit einer Standardabweichung von 9 % für die Modellläufe beider Kollektive eine geringere zeitliche Variabilität auf als die von ISCCP abgeleitete Wolkenhäufigkeit, deren Standardabweichung 11 % beträgt.

Die Läufe beider Kollektive beinhalten im Mittel signifikant höhere Wolkenhäufigkeiten als die aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP. Die mittleren Differenzen zwischen der simulierten Wolkenhäufigkeit und der von ISCCP abgeleiteten Wolkenhäufigkeit haben einen Wert von 17.5 % bei Initialisierung mit DWD-Analysen und von 13.3 % bei Initialisierung mit den Analysen des ECMWF (vgl. Abb. 6.12). Im zeitlichen Verlauf der Differenzen ist ein leicht negativer Trend vorhanden, der jedoch aufgrund der hohen Standardabweichung von 9.9 % bei Initialisierung mit DWD-Analysen bzw. von 8.3 % bei Initialisierung mit ECMWF-Analysen nicht als signifikant zu werten ist, wie der Trendtest nach Cox und Stuart zeigt (vgl. Anhang IV, S. 123).

6.1.3.3 Tagesgang

Aufgrund der unterschiedlichen zeitlichen Variabilität der von ISCCP abgeleiteten Wolkenhäufigkeit und der simulierten Wolkenhäufigkeit ergibt sich eine hohe zeitliche Variabilität in den Differenzen (vgl. Kap. 6.1.3.2). Deshalb ist es auch bei der Analyse der Wolkenhäufigkeit sinnvoll, den Tagesgang zu untersuchen.

Abb. 6.13 zeigt den mittleren Tagesgang des Gebietsmittels der simulierten und gemessenen Wolkenhäufigkeit. Wie bei dem Tagesgang des Bedeckungsgrades zeigt sich, dass auch der Tagesgang der simulierten Wolkenhäufigkeit zu gering ausfällt. Dies ist unabhängig von den zur Initialisierung verwendeten Analysen. Denn die Größe der mittleren Tagesschwankung beider Differenzkurven überschreitet die Summe der Unsicherheitsbereiche von 11 %. Außerdem zeigen die Differenzen der Wolkenhäufigkeit beider Kollektive im Vergleich zu den ISCCP-DX-Daten gleiche Vorzeichen. Durch Erfüllung dieser Kriterien kann der zu gering ausfallende Tagesgang der simulierten Wolkenhäufigkeit eindeutig als Mangel des Regionalmodells HRM identifiziert werden. Da allein von 18:00 bis 06:00 UTC die Differenzen zwischen der Wolkenhäufigkeit beider Kollektive und der Wolkenhäufigkeit von ISCCP positiv und signifikant sind und außerdem die Summe der Unsicherheitsbereiche von 11 % (vgl. Kap. 5.3) überschreiten, lässt sich

ableiten, dass die zu geringe Ausprägung des Tagesganges aus zu hohen Werten der simulierten nächtlichen Wolkenhäufigkeit resultiert.

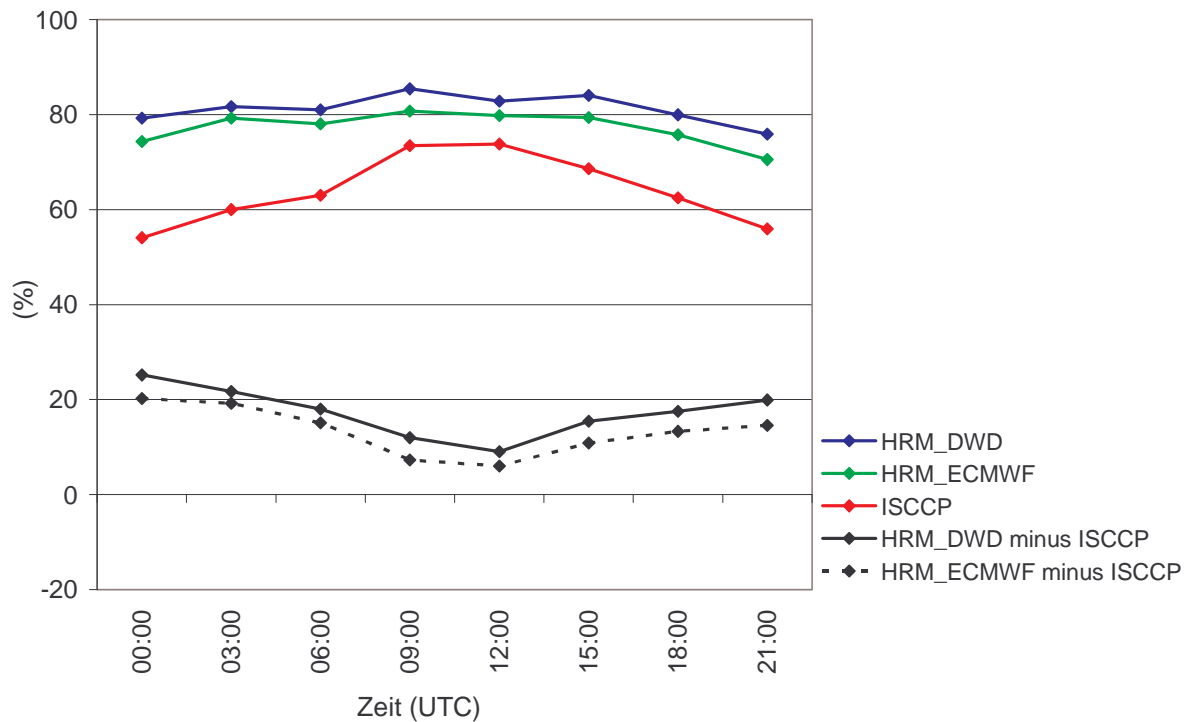


Abb. 6.13: Tagesgang der Wolkenhäufigkeit und der Differenz zwischen HRM und ISCCP; zeitliches Mittel der Gebietsmittel von August bis Oktober 1995.

6.1.4 Bewölkung in Verbindung mit Druckanomalien

Neben dem Tagesgang kann es außerdem in Verbindung mit Druckanomalien Unterschiede in der Wolkenhäufigkeit geben. Dies haben bereits vorherige Untersuchungen mit anderen Modellen gezeigt (z.B.: Ryan et al. 2000; Tselioudis et al. 2000; vgl. auch Kap. 2 und für Niederschlag: Klepp, 2001). Deshalb wird die simulierte Wolkenhäufigkeit des Regionalmodells HRM, die in Verbindung mit positiven und negativen Druckanomalien auftritt, mit den entsprechenden Wolkenhäufigkeiten von ISCCP verglichen. Zur Identifizierung der maximalen positiven und negativen Druckanomalien im Untersuchungsgebiet werden zunächst Gebietsminima (rote Kurve, Abb. 6.14) und Gebietsmaxima (grüne Kurve, Abb. 6.14) des Luftdruckes auf Meeresspiegelniveau in sechsstündigen Zeitabständen extrahiert. Anschließend werden aus der Differenz zwischen diesen Extremwerten und dem fünftägig übergreifenden Gebietsmittel des Luftdruckes auf Meeresspiegelniveau (rosa Kurve, Abb. 6.14) die maximalen positiven und negativen Gebietsanomalien berechnet. Aus diesen positiven und negativen Gebietsanomalien wird jeweils 50 % der höchsten Werte extrahiert. Zu diesen Terminen liegen für die

vorherrschende Wetterlage besonders hohe positive bzw. negative Druckanomalien im Untersuchungsgebiet vor. Für jeden der ermittelten Termine werden die Gebiete ausgewertet, deren Werte jeweils zu den höchsten (bzw. niedrigsten) 50 % der Luftdruckanomalien im Untersuchungsgebiet gehören. Mit der Wahl der 50. Perzentile ist ein Kompromiss gegeben, zwischen der Repräsentation der Besonderheiten hinsichtlich der Bewölkung in Verbindung mit Luftdruckanomalien und einem hinreichend großen Gebiet, das gegeben sein muss, um die Genauigkeit der ISCCP-DX-Daten aufgrund des reduzierten Datenvolumens nicht zu mindern.

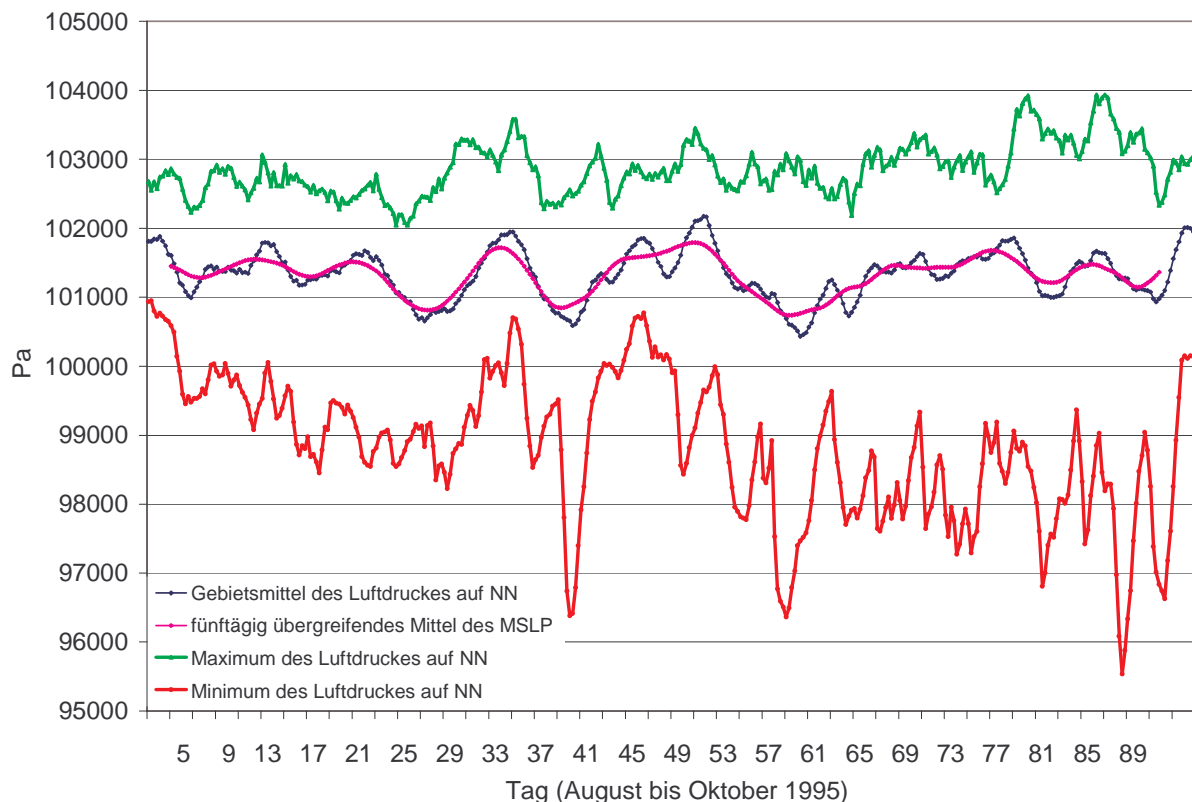


Abb. 6.14: Luftdruck (auf Meeresspiegelniveau) im Untersuchungsgebiet (Gebietsmittel, -minima und -maxima von August bis Oktober 1995, dreistündlich).

Unterschiede zwischen der Wolkenhäufigkeit, die mit positiven Druckanomalien einhergehen, wurden, verglichen mit der Wolkenhäufigkeit, die in Verbindung mit negativen Druckanomalien auftritt, nicht als signifikant bestätigt: Die mittlere Wolkenhäufigkeit der aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP, die mit positiven Druckanomalien verbunden ist, beträgt 61 %, während sie bei negativen Druckanomalien im Mittel einen Wert von 63 % hat.

Abb. 6.15 zeigt die Wolkenhäufigkeit in Verbindung mit positiven (links) und negativen (rechts) Druckanomalien. Bei den Differenzen der Häufigkeiten zwischen simulierten und aus

Satellitendaten abgeleiteten Wolken, in Verbindung mit positiven Druckanomalien konnten mit dem U-Test keine signifikanten Unterschiede zu den Häufigkeitsdifferenzen bestätigt werden, die mit negativen Druckanomalien auftreten. Sowohl bei positiven als auch in Verbindung mit negativen Druckanomalien werden zu viele Wolken simuliert. Dies ist unabhängig von den zur Initialisierung verwendeten Analysen. Die Differenzen scheinen mit zunehmender Wolkenhäufigkeit geringer zu werden, wobei dieser Zusammenhang ein Bestimmtheitsmaß von 40 % jedoch nicht überschreitet und somit statistisch nicht gesichert ist.

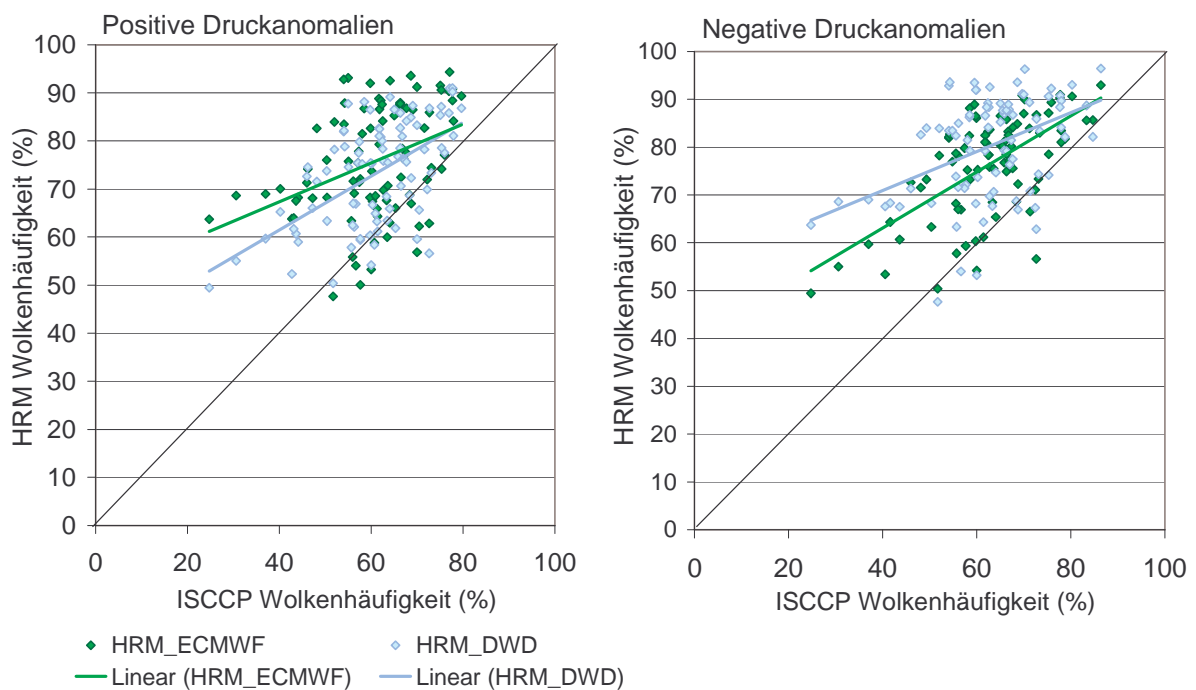


Abb. 6.15: Wolkenhäufigkeit in Verbindung mit positiven (links) und negativen (rechts) Druckanomalien; August bis Oktober 1995.

Die mittlere Wolkenhäufigkeit lässt keine Aussage über die tatsächliche Übereinstimmung der Bewölkungsverhältnisse an einem bestimmten Ort zu einer bestimmten Zeit zu. Deshalb wird außerdem die mittlere Übereinstimmung hinsichtlich des Status „bewölkt“ und „unbewölkt“ analysiert. Übereinstimmung ist dann gegeben, wenn sowohl im simulierten Datensatz als auch in den aus Satellitendaten abgeleiteten Daten ein Gitterelement entweder bewölkt oder unbewölkt ist. Es zeigt sich, dass auch in der mittleren Übereinstimmung keine signifikanten Unterschiede zwischen den positiven und den negativen Druckanomalien bestätigt werden können: Erfolgte die Initialisierung mit DWD-Analysen, liegt die Übereinstimmung der simulierten Daten mit den Daten von ISCCP bei 66 % in Verbindung mit negativen Druckanomalien. Bei positiven Druckanomalien liegt die Übereinstimmung bei 65 %. Erfolgte die Initialisierung mit ECMWF-Analysen, besteht im

Mittel höhere Übereinstimmung mit den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolkenhäufigkeiten. Auch hier ist dies unabhängig von den vorherrschenden Druckanomalien: Die Übereinstimmung liegt sowohl bei positiven als auch bei negativen Druckanomalien bei 71 %.

Zur Ergänzung dieser Aussagen sind außerdem Fallstudien durchgeführt worden. Um den Einfluss des Tagesganges in der simulierten Bewölkung zu minimieren, wurden ausschließlich Fälle zur Mittagszeit ausgewählt, da zu dieser Zeit (bezogen auf den Tagesgang) die Differenzen zwischen simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolkenhäufigkeit am geringsten ausfallen und sich außerdem nicht als signifikant erwiesen haben. Die Fallstudien einzelner Druckanomalien zeigen eine homogene Überschätzung der Häufigkeit simulierter Wolken. Es ist kein Zusammenhang dieser Überschätzung in Verbindung mit Fronten oder mit Gebieten besonders hohen oder tiefen Luftdruckes erkennbar.

6.1.5 Zusammenfassung

Aus den Vergleichen von simulierter und gemessener Bewölkung unter Zugrundelegung der zuvor abgeleiteten Kriterien hat sich folgendes gezeigt:

1. Die Simulation des Bedeckungsgrades über allen Erdoberflächen wird maßgeblich durch die verwendeten Anfangs- und Randbedingungen beeinflusst.
2. Eindeutige Mängel im Regionalmodell konnten hinsichtlich der Simulation der Wolkenhäufigkeit lokalisiert werden:
 - Es liegt eine signifikante Überschätzung der simulierten Wolkenhäufigkeit vor.
 - Der Tagesgang der simulierten Wolkenhäufigkeit fällt zu schwach aus.
 - Die geringe Ausprägung des Tagesganges resultiert aus der starken nächtlichen Überschätzung der simulierten Wolkenhäufigkeit.
 - In Verbindung mit positiven und negativen Druckanomalien liegt eine homogene Überschätzung der simulierten Bewölkung vor. Dabei ist kein Zusammenhang in Verbindung mit Fronten oder Gebieten besonders hohen oder tiefen Luftdruckes nachweisbar.

6.2 Häufigkeitsverteilung der Wolken auf Emissivitätsniveaus

Bisherige Untersuchungen haben bereits die Bedeutung der Vertikalverteilung von Wolken für die Simulation der Strahlungsbilanz verdeutlicht (z. B. Chevallier und Mocrette, 2000). Weiterhin hat sich gezeigt, dass die Simulation der vertikalen Verteilung von Wolken, unabhängig von der horizontalen Auflösung des verwendeten Modells, starke Mängel aufweisen kann (Ryan et al., 2000). Wie zuvor beschrieben, repräsentiert der von ISCCP abgeleitete Wolkenoberkantendruck nicht die physikalische Oberkante einer Wolke (vgl. Kap. 5.2.4). Vielmehr gibt dieser Parameter Aufschluss über die Höhe, aus der einzelne oder sich vertikal überlagernde Wolkenschichten im infraroten Spektralbereich emittieren. Diese Höhe wird als Emissivitätsniveau bzw. Emissivitätshöhe bezeichnet. Sie resultiert aus Mischsignalen und variiert mit der Beschaffenheit der Wolkenoberkante, den optischen Eigenschaften einer Wolkenschicht, dem Bedeckungsgrad und mit der Art und Weise, ob und wie sich einzelne Wolkenschichten vertikal überlagern. Dies gilt außerdem auch für alle anderen Wolkenoberkantendrucke, die aus Messungen oberflächenabbildender Radiometer abgeleitet werden.

6.2.1 Berechnung der Emissivitätsniveaus simulierter Bewölkung

Zur Herstellung der Vergleichbarkeit mit dem aus Satellitendaten abgeleiteten Wolkenoberkantendruck muss ein entsprechender Parameter für die simulierten Wolken berechnet werden. Hierfür muss das Druckniveau bestimmt werden, dessen Temperatur der Helligkeitstemperatur der simulierten vertikalen Wolkensäule entspricht.

Zur Bestimmung der Helligkeitstemperatur der simulierten Wolkensäule müssen die strahlungsrelevanten Wolkeneigenschaften des zu validierenden Modells exakt übernommen werden. Für das Regionalmodell HRM erfolgen die Berechnungen somit lediglich auf der Grundlage von Flüssigwasser, also ohne Wolkeneis. In diesem Zusammenhang ist auch zu beachten, dass sich der strahlungsrelevante Flüssigwassergehalt der Wolken von dem Wolkenflüssigwassergehalt des ausgegebenen Simulationsergebnisses unterscheidet (vgl. Kap. 4.2.1). So geht in den strahlungsrelevanten Flüssigwassergehalt von Wolken nur 50 % des berechneten skaligen Wolkenwassergehaltes ein. Hinzu kommen Anteile aus subskalig-konvektivem und subskalig-stratiformen Wolkenwasser. Außerdem wird die maximal-zufällige Wolkenüberlappungsannahme (vgl. Kap. 4.2.2) des Regionalmodells HRM übernommen und auf den simulierten Bedeckungsgrad der 30 Modellschichten in der jeweiligen Gitterzelle des Modells angewendet.

Diese strahlungsrelevanten Informationen der simulierten Wolken gehen in ein Strahlungstransportmodell ein. Die Parametrisierung der kurzwelligigen Strahlungseigenschaften basiert auf der Delta-Eddington Approximation (Wiscombe, 1977), weiterentwickelt nach Slingo (1988) und Slingo und Schrecker (1982). Dabei werden die Strahlungseigenschaften aus den Standard-Zweistrom-Gleichungen für homogene Schichten abgeleitet (Slingo, 1988).

Der effektive Tropfenradius an der Wolkenoberkante wird nach Martin et al. (1994) berechnet. Transmissivität und Emissivität der jeweiligen Gitterzelle werden mit einem Überlappungsfaktor gewichtet, der aus dem simulierten Bedeckungsgrad in den Modellschichten und der Überlappungsannahme für die Wolkenschichten abgeleitet wurde. Aus den gewichteten Werten der Emissivität und Transmissivität der 30 Modellschichten sowie der Schwarzkörperemissivität werden die Strahldichten im infraroten Spektralbereich bei $10.5 \mu\text{m}$ am Oberrand der Atmosphäre für bewölkte und wolkenlose Verhältnisse berechnet. Diese Strahldichten dienen dann zur Ableitung von Helligkeitstemperaturen. Anschließend werden die Druckschichten bestimmt, deren Temperaturen mit den Helligkeitstemperaturen des jeweiligen bewölkten Gitterelementes übereinstimmen. Diese Druckschichten sind die Emissivitätsniveaus der jeweiligen Wolkensäule.

6.2.2 Wolkenhäufigkeit

Da die Wolkenhöhen des HRM jeweils bezogen auf die Modellschichtmitten berechnet werden, können entsprechend der 30 vertikalen Modellschichten, die im Regionalmodell HRM vorhanden sind, höchstens 30 Emissivitätsniveaus unterschieden werden. Zur Analyse der vertikalen Verteilung auf die Emissivitätsniveaus wird der mittlere Druck der Modellschichtgrenzen während des gesamten Untersuchungszeitraumes berechnet. Dem hybriden Koordinatensystem des Regionalmodells HRM entsprechend (vgl. Kap. 4.2), variieren die auf 5 hPa gerundeten Schichtdicken zwischen 10 und 60 hPa.

Zunächst wird der Unterschied in der vertikalen Verteilung der simulierten Wolkenhäufigkeit aufgezeigt, der sich je nach Zugrundelegung entweder von physikalischen Wolkenoberkanten oder von Emissivitätsniveaus der Wolken ergibt. Abb. 6.16 zeigt die relative prozentuale Häufigkeitsdifferenz zwischen der vertikalen Verteilung von Wolken, bezogen auf Emissivitätsniveaus und der vertikalen Verteilung von Wolken, bezogen auf physikalische Wolkenoberkanten. Negative Häufigkeitsdifferenzen innerhalb eines Druckniveaus bedeuten, dass es mehr Wolken gibt, deren physikalische Wolkenoberkanten sich auf diesen Druckniveaus befinden. Positive Differenzen bedeuten, dass es innerhalb des

entsprechenden Druckniveaus mehr Wolken gibt, deren Emissivitätshöhen auf diesem Druckniveau liegen. Es zeigt sich, dass insbesondere bei den Druckniveaus oberhalb der 270 hPa Grenze eine starke negative Häufigkeitsdifferenz vorhanden ist. Dies bedeutet, dass wesentlich weniger Wolken vorhanden sind, deren Emissivitätsniveaus in dieser Höhe liegen als Wolken, deren physikalische Wolkenoberkanten in diesen Höhen angesiedelt sind. In dem Bereich zwischen 270 hPa und 800 hPa liegt im Gegensatz dazu eine positive Häufigkeitsdifferenz vor. Diese wird durch eine höhere Anzahl von Wolken hervorgerufen, deren Emissivitätsniveaus in diesem Bereich angesiedelt sind. Die Druckniveaus unterhalb der 800 hPa Grenze weisen bis auf die bodennahen Druckniveaus negative Häufigkeitsdifferenzen auf. Dementsprechend sind in diesem Bereich weniger Wolken vorhanden, deren Emissivitätsniveaus sich dort befinden, als Wolken, deren physikalische Wolkenoberkanten in diesem Bereich liegen.

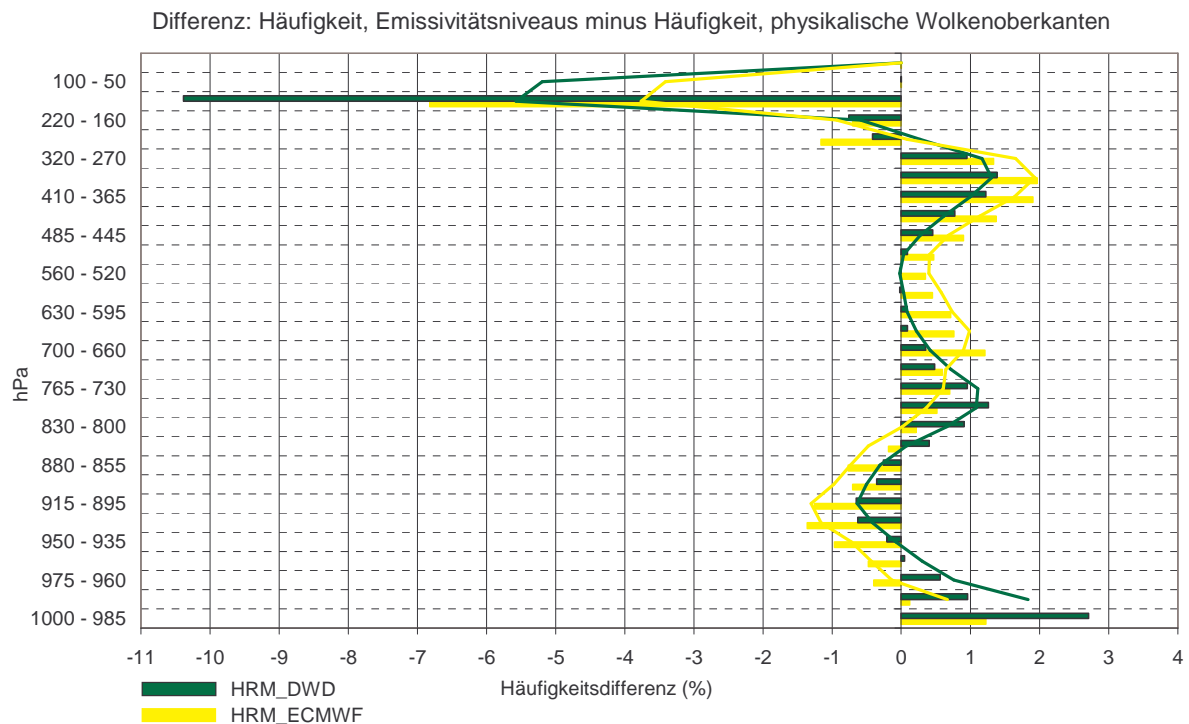


Abb. 6.16: Häufigkeitsdifferenz zwischen simulierten Wolken, bezogen auf Emissivitätsniveaus (hPa) und simulierten Wolken, bezogen auf physikalische Wolkenoberkanten (hPa); Mittelwerte August bis Oktober 1995.

Im vertikalen Mittel befinden sich die zeitlich gemittelten Emissivitätshöhen der simulierten Wolken auf einem tieferen Druckniveau als die physikalischen Oberkanten der simulierten Wolken. Der mittlere Höhenunterschied zwischen physikalischen Wolkenoberkanten und Emissivitätshöhen beträgt 7 hPa bei Initialisierung mit DWD-Analysen und 52 hPa bei Initialisierung mit ECMWF-Analysen. Signifikante Unterschiede

der mittleren physikalischen Wolkenoberkanten zwischen den simulierten Wolken der Läufe aus den beiden Kollektiven konnten nicht bestätigt werden: Erfolgt die Initialisierung mit Analysen des DWD, beträgt das mittlere Druckniveau der physikalischen Wolkenoberkanten 684 hPa. Bei Initialisierung mit ECMWF-Analysen beträgt sie 693 hPa. Bei den mittleren Emissivitätshöhen der Wolken besteht hingegen ein signifikanter Unterschied in Abhängigkeit von den zur Initialisierung verwendeten Analysen: So beträgt das mittlere Druckniveau der Emissivitätshöhen 691 hPa bei Initialisierung mit DWD-Analysen, wohingegen es 745 hPa beträgt, wenn die Initialisierung mit ECMWF-Analysen erfolgt.

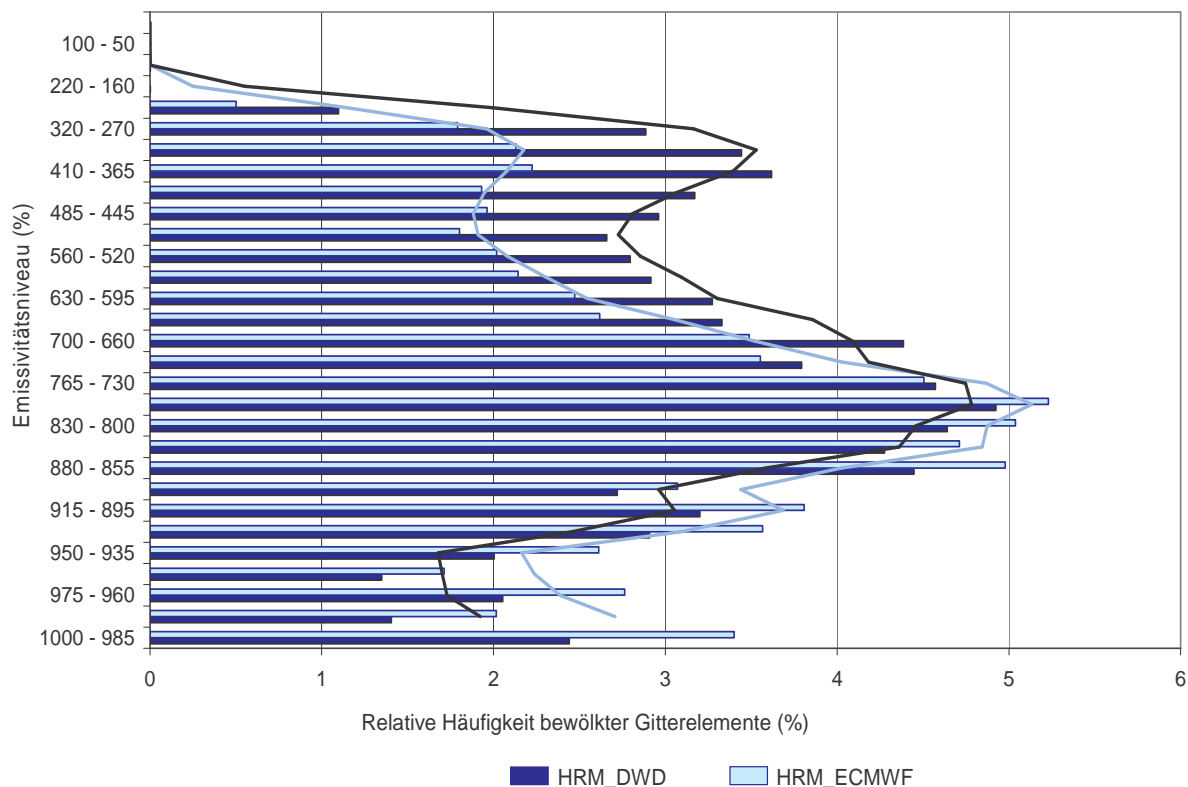


Abb. 6.17: Häufigkeitsverteilung von simulierten Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.

Wird die mittlere Häufigkeitsverteilung der simulierten Wolken beider Kollektive bezogen auf Emissivitätsniveaus verglichen (vgl. Abb. 6.17), sind zwei Häufigkeitsgruppen zu unterscheiden: Unterhalb der 765 hPa Grenze sind in den Emissivitätsniveaus mehr Wolken des Kollektivs vertreten, dessen Läufe mit ECMWF-Analysen erfolgte. Dieser Unterschied erweist sich jedoch nicht als signifikant. Oberhalb der 765 hPa Grenze befinden sich in den Emissivitätsniveaus mehr Wolken des Kollektivs, dessen Läufe mit Analysen des DWD initialisiert wurden. Dieser Häufigkeitsunterschied ist auf einem Niveau von 95 % signifikant, wobei der Unterschied hauptsächlich durch die Differenzen der beiden Kollektive

in den obersten Schichten ausgelöst wird. Das bedeutet, dass die Häufigkeit der Wolken in diesen Schichten maßgeblich durch die zur Initialisierung verwendeten Analysen beeinflusst wird.

Im Vergleich zu den aus Strahldichten abgeleiteten Wolkenemissivitätshöhen von ISCCP zeigen sich signifikante Unterschiede zu den Emissivitätshöhen der simulierten Wolken. Unabhängig von der Initialisierung besteht auf einem Signifikanzniveau von 90 % ein überzufälliger Unterschied (vgl. Abb. 6.18).

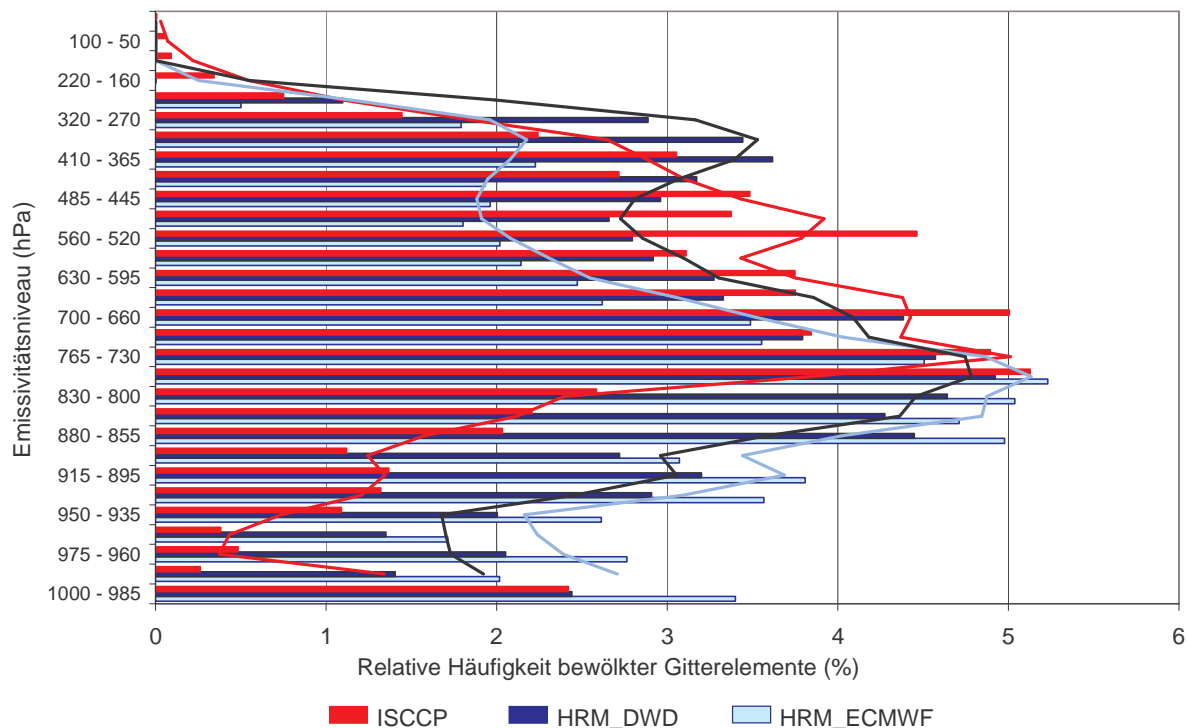


Abb. 6.18: Häufigkeitsverteilung von simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.

Hinsichtlich der vertikalen Verteilung sind drei verschiedene Differenzgruppen zu unterscheiden (vgl. Abb. 6.19). Als Kriterien für diese Unterteilung dienen gleiche Vorzeichen der Differenzen. Dies gilt einerseits für die Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Wolkenhäufigkeiten und andererseits für die Differenzen zwischen den beiden Kollektiven. Die erste Gruppe umfasst die tiefen Emissivitätsniveaus zwischen 1000 hPa und 800 hPa. Die Häufigkeit der simulierten Wolken in diesen Emissivitätsniveaus ist durch eine Überschätzung gekennzeichnet. Erfolgt die Initialisierung der Läufe mit Analysen des ECMWF, ist diese Überschätzung etwas höher als es der Fall ist, wenn die Initialisierung mit Analysen des DWD erfolgt. Dieser Unterschied zwischen den beiden Kollektiven hat sich jedoch, wie zuvor aufgezeigt, nicht als signifikant bestätigt. Verglichen mit der Wolkenhäufigkeit von ISCCP kommen die simulierten Wolken in diesen Emissivitätsniveaus

auf einem Signifikanzniveau von 99 % häufiger vor. Die zweite Gruppe umfasst die mittelhohen Emissivitätshöhen zwischen 800 hPa und 445 hPa. Die simulierten Wolken der Läufe beider Kollektive weisen in diesem Bereich, verglichen mit der Wolkenhäufigkeit von ISCCP, weniger bewölkte Gitterelemente auf. Dieses zeigt sich insbesondere bei Initialisierung der Läufe mit ECMWF-Analysen. Verglichen mit der Wolkenhäufigkeit von ISCCP ist die Häufigkeit der simulierten Wolken in diesen Emissivitätsniveaus auf einem Signifikanzniveau von 95 % geringer.

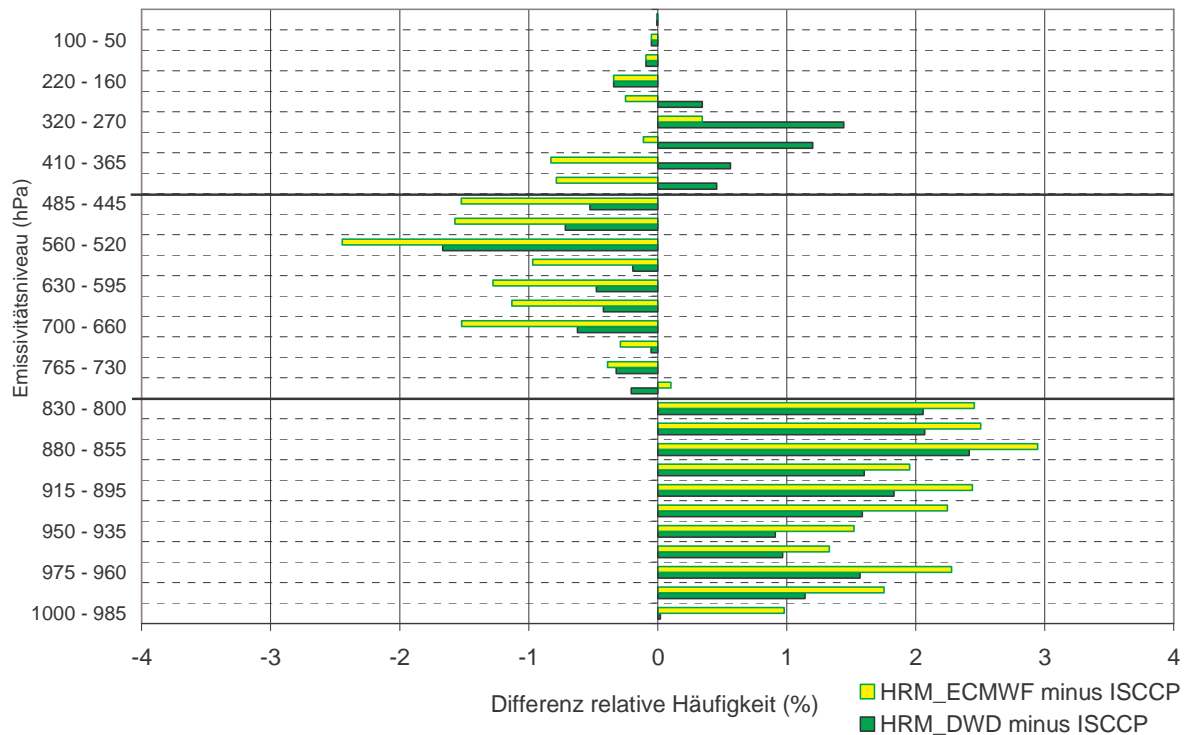


Abb. 6.19: Differenzen in der vertikalen Häufigkeitsverteilung zwischen simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.

Die dritte Gruppe repräsentiert die hohen Emissivitätsniveaus oberhalb von 445 hPa. Bei der Wolkenhäufigkeit der beiden Kollektive im Vergleich zu ISCCP ist hier keine Differenz mit einheitlichen Vorzeichen festzustellen. Deshalb können die Differenzen in den hohen Emissivitätshöhen nicht dem Regionalmodell HRM zugeschrieben werden. Vielmehr variieren sie maßgeblich mit den Anfangsbedingungen. Aus diesem Grund werden die hohen Emissivitätsniveaus in den nachfolgenden Auswertungen nicht tiefergehend berücksichtigt.

6.2.3 Tagesgang

Durch die Analyse des Tagesganges der gesamten Wolkenhäufigkeit ist bereits bekannt, dass die Modellläufe beider Kollektive nachts eine zu große Häufigkeit bewölkter Gitterelemente aufweisen (vgl. Kap. 6.1.3.3). Dies hat eine zu geringe Ausprägung des Tagesganges der simulierten Wolkenhäufigkeit zur Folge. Ausgehend von diesen Informationen wird der Tagesgang der Verteilung der simulierten Wolken beider Kollektive auf Emissivitätsniveaus mit der Verteilung der von ISCCP abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus verglichen. Abb. 6.20 zeigt die Differenzen der simulierten Wolkenhäufigkeit abzüglich der aus Satellitendaten abgeleiteten Wolkenhäufigkeit von ISCCP in der Verteilung auf Emissivitätsniveaus.

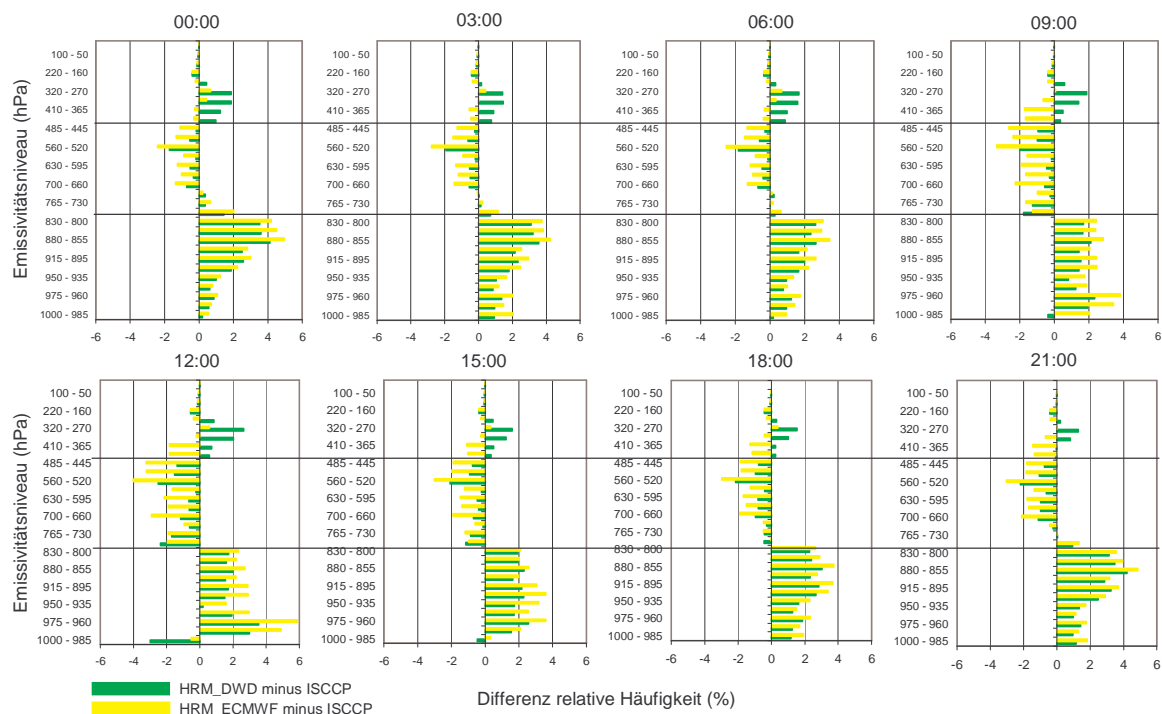


Abb. 6.20: Tagesgang der Differenzen zwischen simulierter und aus Satellitendaten abgeleiteter Wolkenhäufigkeit in der vertikalen Verteilung auf Emissivitätsniveaus; Mittel August bis Oktober 1995.

Es wird deutlich, dass die nächtliche Überschätzung der Häufigkeiten bewölkter Gitterelemente in den Modellläufen beider Kollektive durch zu große Häufigkeiten bewölkter Datenelemente in tiefen Emissivitätsniveaus zwischen 1000 hPa und 800 hPa ausgelöst wird. Der Überschuss der simulierten Wolkenhäufigkeit in diesen Emissivitätshöhen ist tagsüber ebenfalls signifikant, jedoch nicht so stark ausgeprägt wie nachts. In den mittelhohen Emissivitätsniveaus zwischen 800 hPa und 445 hPa zeigt sich nachts eine geringe Häufigkeitsunterschätzung der simulierten Wolken. Zu Tageszeiten ist sie stärker ausgeprägt,

was in der Summe mit der Überschätzung der Wolkenhäufigkeiten in den tiefen Emissivitätsniveaus zu einem Ausgleich in der gesamten Wolkenhäufigkeit führt. Damit ist die mittäglich geringe Häufigkeitsdifferenz aller bewölkten Gitterelemente zwischen simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken eine Folge von Differenzen mit unterschiedlichen Vorzeichen in den verschiedenen Emissivitätsniveaus, die sich in der Summe herausmitteln. Oberhalb der 445 hPa Grenze zeigen die simulierten Wolkenhäufigkeiten der beiden Kollektive im Vergleich zu der Wolkenhäufigkeit von ISCCP meistens unterschiedliche Tendenzen. Somit ist auch im Hinblick auf den Tagesgang der Wolkenhäufigkeit in den hohen Emissivitätsniveaus keine Aussage bezüglich des Regionalmodells HRM möglich.

6.2.4 Optische Dicke

Zusätzliche Einsicht in die Beschaffenheit der Unterschiede zwischen simulierten und von Satellitendaten abgeleiteten Wolken des ISCCP wird durch einen Vergleich der optischen Dicke innerhalb der verschiedenen Differenzgruppen erwirkt. Wie der Wolkenoberkantendruck basiert bei oberflächenabbildenden Radiometerdaten auch die Ableitung der optischen Dicke auf einem Mischsignal. Damit variiert die optische Dicke vor allem mit den optischen Eigenschaften einer Wolkenschicht, dem Bedeckungsgrad und mit der Art und Weise, ob und wie sich einzelne Wolkenschichten vertikal überlagern. Daher wurde auch die optische Dicke der simulierten Wolken mittels eines Strahlungstransportmodells (vgl. Kap. 6.2.1) berechnet. Somit ist Vergleichbarkeit mit den optischen Dicken der ISCCP-DX-Daten hergestellt worden. Dieser Vergleich ist in Abb. 6.21 dargestellt. Sowohl bei Initialisierung mit Analysen des DWD als auch mit ECMWF-Analysen ist die Häufigkeit der simulierten Wolken mit hohen optischen Dicken (>23) zu groß. Demgegenüber ist ein Defizit von simulierten Wolken mit geringen optischen Dicken (<23) vorhanden. Die Überschätzung der simulierten Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus wird ausschließlich durch Wolken mit sehr hohen optischen Dicken verursacht. Die Unterschätzung von Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus resultiert ausschließlich aus dem Fehlen von Wolken mit geringeren optischen Dicken (< 23) in diesen Emissivitätsniveaus. Diese Sachverhalte zeichnen sich unabhängig von den zur Initialisierung verwendeten Analysen ab.

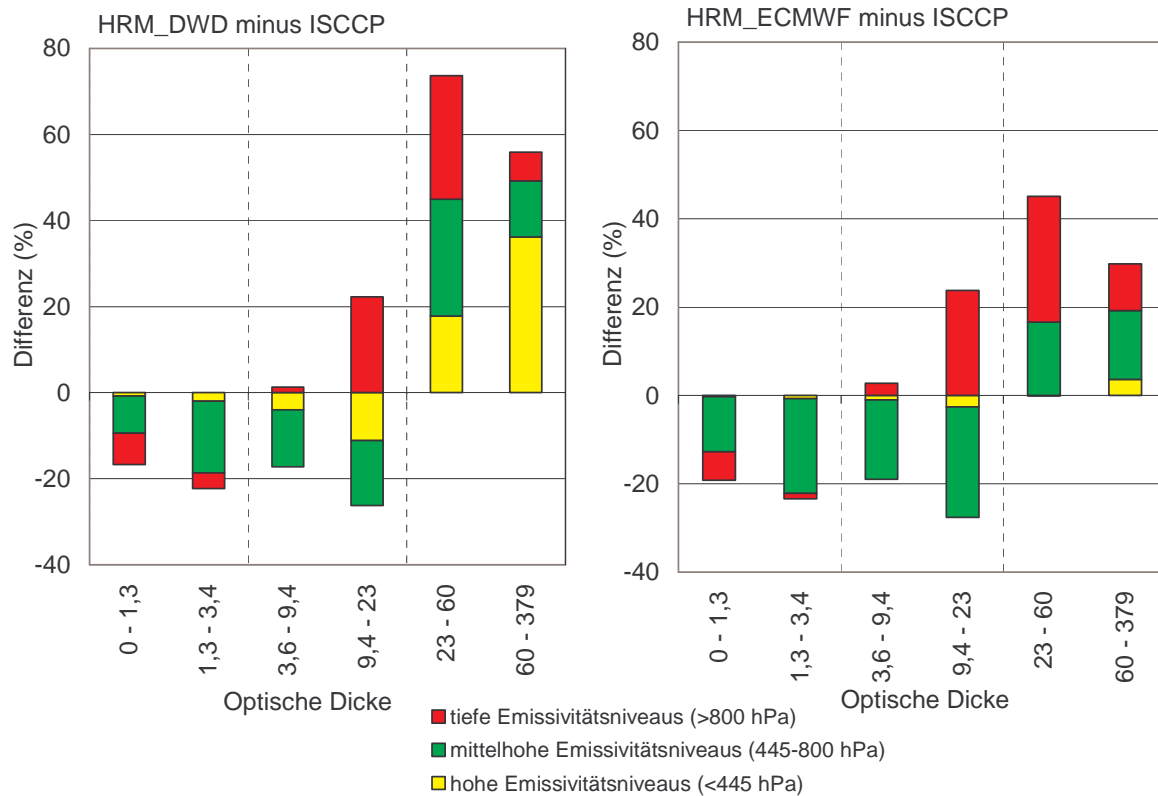


Abb. 6.21: Differenzen zwischen simulierter und aus Satellitendaten abgeleiteter Wolkenhäufigkeit in verschiedenen optische-Dicke-Klassen, aufgegliedert nach Emissivitätsniveaus (Mittelwerte, August bis Oktober 1995).

6.2.5 Räumliche Merkmale

Wie zuvor aufgezeigt, ist in den Differenzen der simulierten und gemessenen Wolkenhäufigkeit zwischen Land- und Seeoberflächen kein eindeutig positiver oder negativer Unterschied erkennbar. In Verbindung mit Luftdruckanomalien hat sich der Unterschied solcher Differenzen zwischen positiven oder negativen Anomalien nicht als signifikant erwiesen. Wie sich nun jedoch gezeigt hat, können sich signifikante Unterschiede in der Verteilung von Wolken auf vertikale Emissivitätsniveaus gegenseitig herausmitteln. Da dieses in unterschiedlichem Maße der Fall sein kann, wird nachfolgend die vertikale Verteilung von Wolken über Land- und Wasseroberflächen sowie in Verbindung mit Druckanomalien verglichen.

6.2.5.1 Verteilung von Wolken auf Emissivitätsniveaus über Land- und Seeoberflächen

Sowohl über Landoberflächen als auch über Wasseroberflächen ist die Häufigkeit der simulierten Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus signifikant höher als bei den aus Satelliten abgeleiteten Wolken von ISCCP (vgl. Abb. 6.22).

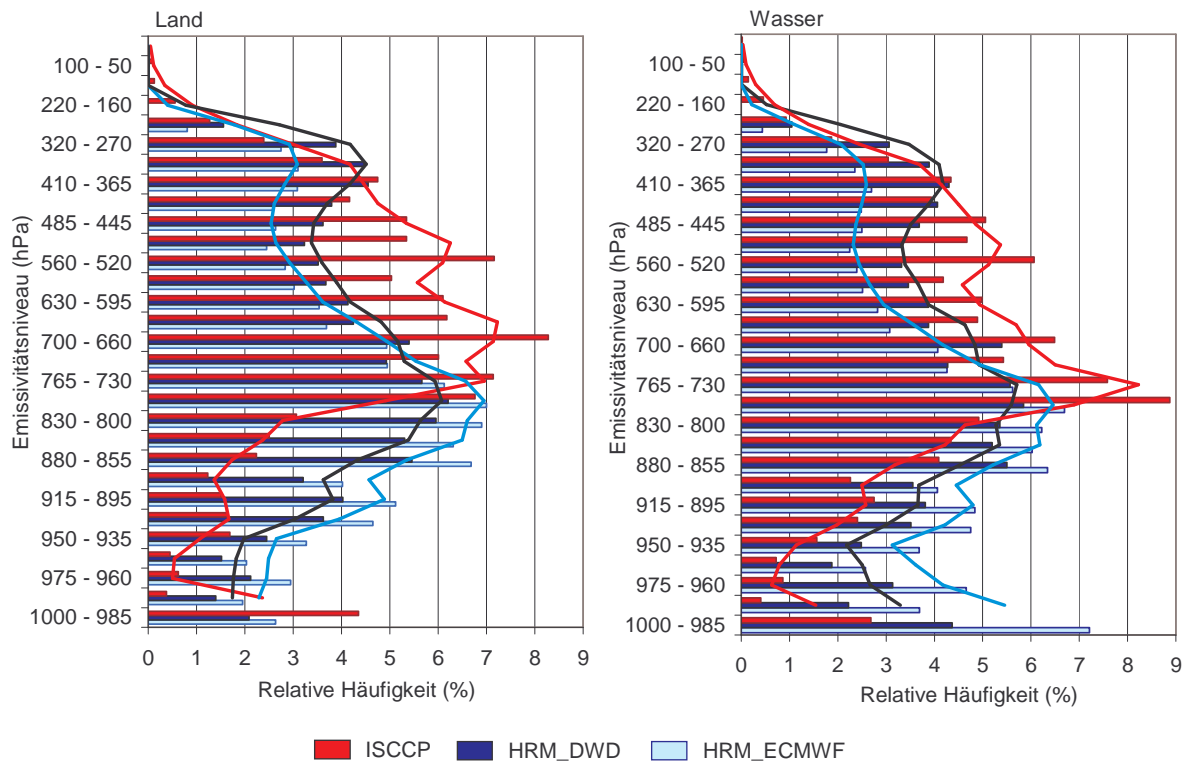


Abb. 6.22: Verteilung von simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus über Land- und Wasseroberflächen; Summe von August bis Oktober 1995.

Ein Vergleich der Häufigkeitsdifferenzen zwischen den simulierten und den von Satellitendaten abgeleiteten Wolken über Landoberflächen mit den Differenzen über Wasseroberflächen zeigt, dass die Überschätzung der simulierten Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus über Landoberflächen stärker ausfällt als über Wasser. Dieser Unterschied hat sich jedoch nicht als signifikant erwiesen. Auch in den mittelhohen Emissivitätsniveaus zwischen 800 hPa und 445 hPa ist die zuvor festgestellte Unterschätzung der simulierten Wolken sowohl über Land- als auch über Wasseroberflächen signifikant. Es ist zu erkennen, dass das Ausmaß der Unterschätzung über Landoberflächen stärker ausgeprägt ist als über Wasseroberflächen. Der Unterschied über Land- und über Wasseroberflächen konnte jedoch auch in diesen Emissivitätshöhen nicht als signifikant bestätigt werden.

6.2.5.2 Unterschiede der vertikalen Wolkenverteilung in Verbindung mit Druckanomalien

Die Druckanomalien innerhalb des Untersuchungszeitraumes wurden nach der Methode lokalisiert, die zuvor in Kapitel 6.1.4 beschrieben worden ist.

In Abb. 6.23 sind die Verteilungen von Wolken auf Emissivitätsniveaus in Verbindung mit Druckanomalien aufgetragen.

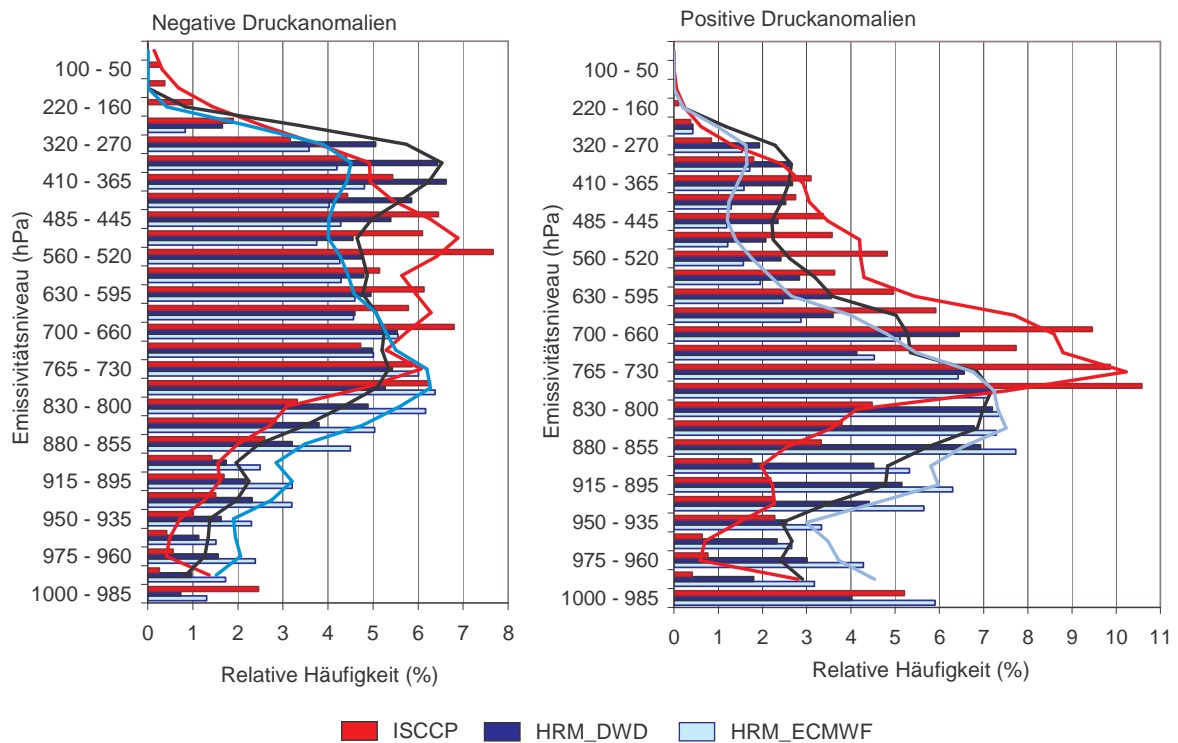


Abb. 6.23: Verteilung von simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus in Verbindung mit negativen und positiven Druckanomalien; Mittel von August bis Oktober 1995.

Insgesamt sind die Differenzen in der vertikalen Verteilung zwischen simulierten und den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken in Verbindung mit positiven Druckanomalien signifikant größer als in Verbindung mit negativen Druckanomalien. Der Häufigkeitsüberschuss der simulierten Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus fällt in Verbindung mit negativen Druckanomalien geringer aus als der Überschuss, der in diesen Emissivitätsniveaus mit positiven Druckanomalien einhergeht. Dabei hat sich diese Differenz in diesen Emissivitätshöhen zwischen simulierten und von Satellitendaten abgeleiteten Wolken des ISCCP im Zusammenhang mit negativen Druckanomalien nicht als signifikant erwiesen. Demgegenüber ist sie in Verbindung mit positiven Druckanomalien auf einem Niveau von 99 % signifikant. Die Häufigkeitsdifferenzen zwischen simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus sind sowohl bei negativen als auch bei positiven Druckanomalien signifikant. Die Häufigkeitsunterschätzungen von simulierten Wolken in mittelhohen Emissionsniveaus treten

dabei ebenfalls häufiger in Verbindung mit positiven Druckanomalien auf. Das Signifikanzniveau dieses Unterschiedes liegt bei 95 %.

Zusätzliche Informationen hinsichtlich der Bewölkung in Verbindung mit Druckanomalien können durch den Vergleich der optischen Dicken der Wolken gewonnen werden. Diese sind in Abb. 6.24 dargestellt. Dabei ist anzumerken, dass die Differenzen in dieser Abbildung (Abb. 6.24) nicht direkt mit den Differenzen der Abbildung Abb. 6.23 vergleichbar sind, da für die Bildung der Differenzen in Verbindung mit der optischen Dicke Strahldichten im kurzwelligen Spektralbereich verfügbar sein müssen. Somit liegen den beiden Abbildungen unterschiedliche Datenmengen und Datenquellen zugrunde. In der relativen Häufigkeitsverteilung wurde jedoch kein signifikanter Unterschied bestätigt.

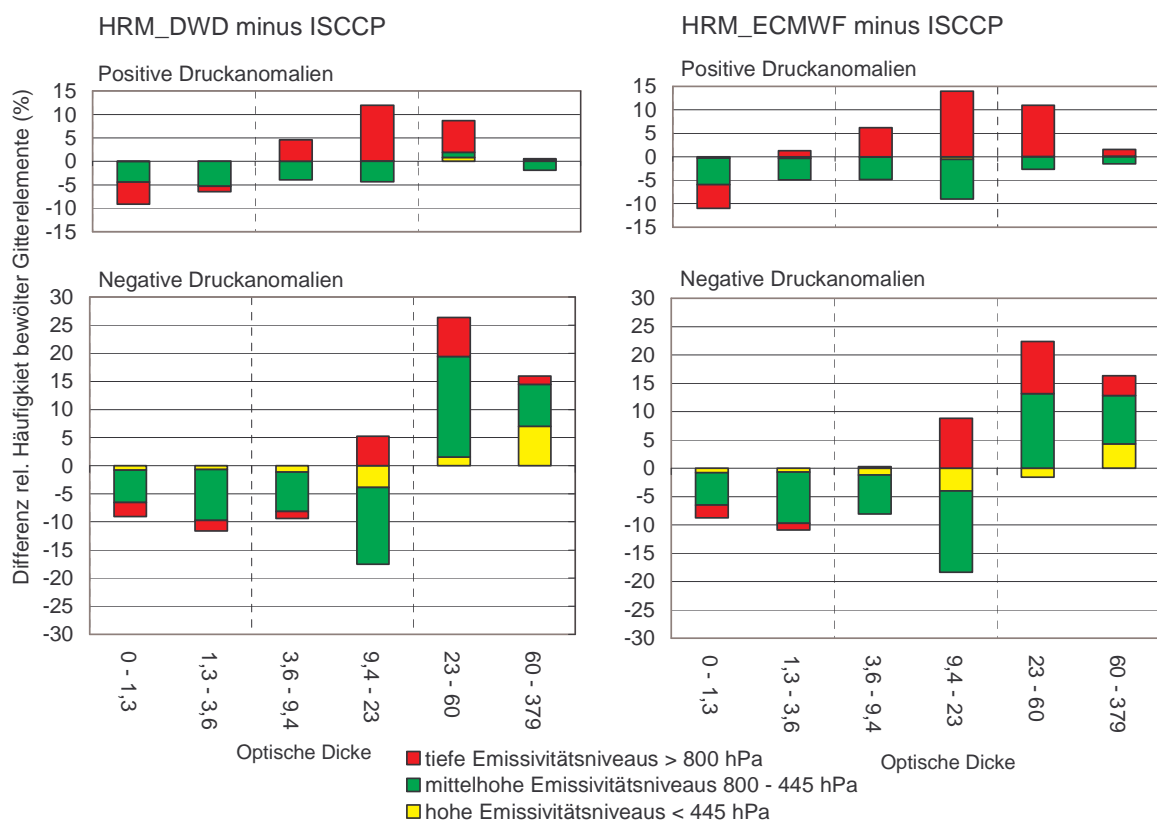


Abb. 6.24: Differenzen zwischen simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken in verschiedenen optische-Dicke-Klassen in Verbindung mit Druckanomalien, aufgegliedert nach Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.

In Verbindung mit positiven Druckanomalien ist abzuleiten, dass die Überschätzung der simulierten Wolkenhäufigkeit in tiefen Emissivitätsniveaus durch Wolken mit optischen Dicken zwischen 3,6 und 60 hervorgerufen wird. Wolken in mittelhohen Emissivitätsniveaus werden in Verbindung mit positiven Druckanomalien in allen Bereichen der optischen Dicken unterschätzt (einzige Ausnahme: Modellläufe, initialisiert mit DWD-Analysen mit optischen

Dicken von 23-60). In Verbindung mit negativen Druckanomalien tritt die Unterschätzung von Wolken in mittelhohen Emissivitätsniveaus ausschließlich in Bereichen geringer optischer Dicke (0,3 - 23) auf. In Bereichen mit hohen optischen Dicken treten hingegen auch Überschätzungen in den mittelhohen Emissivitätsniveaus im Zusammenhang mit negativen Druckanomalien auf. Die Überschätzung der Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus wird in Verbindung mit negativen Druckanomalien wesentlich von Wolken mit sehr hohen optischen Dicken ausgelöst.

6.2.6 Zusammenfassung

Mit der Berechnung der Emissivitätsniveaus der simulierten Wolken hat sich zunächst gezeigt, dass der mittlere Höhenunterschied zwischen Emissivitätsniveaus der vertikalen Wolkensäule und physikalischen Wolkenoberkanten 7 hPa bei Initialisierung mit DWD-Analysen bzw. 52 hPa bei Initialisierung mit ECMWF-Analysen beträgt. Dabei ist zu beachten, dass sich größere Differenzen in unterschiedlichen Höhen vertikal herausmitteln.

Im Vergleich mit den Emissivitätsniveaus der Wolken des ISCCP-DX-Datensatzes konnten folgende Mängel in dem Regionalmodell HRM lokalisiert, bzw. näher spezifiziert werden:

- Die Überschätzung der simulierten Wolkenhäufigkeit im Regionalmodell HRM wird durch eine Überschätzung von Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus (1000-800 hPa) ausgelöst.
- Die Häufigkeit der simulierten Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus (800-445 hPa) wird unterschätzt.
- Die Simulation der Wolken oberhalb 445 hPa wird maßgeblich durch die verwendeten Anfangs- und Randbedingungen für die Modellläufe beeinflusst.
- Auch die nächtliche Überschätzung der Häufigkeit simulierter Wolken wird durch zu große Häufigkeit der simulierten Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus (1000-800 hPa) ausgelöst.
- Die geringe mittägliche Häufigkeitsdifferenz aller bewölkten Gitterelemente zwischen simulierten und gemessenen Wolken ist eine Folge von unterschiedlichen Vorzeichen der Differenzen, die sich vertikal herausmitteln.
- Die Überschätzung der Häufigkeit simulierter Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus ist ausschließlich mit Wolken verbunden, die sehr hohe optische Dicken (>23) aufweisen.

- Die Unterschätzung der simulierten Wolken in mittelhohen Emissivitätsniveaus ist mit einem Mangel an simulierten Wolken mit geringeren optischen Dicken (<23) verbunden.
- Es liegt ein signifikanter Unterschied in der Güte der simulierten vertikalen Wolkenverteilung in Verbindung mit positiven und negativen Druckanomalien vor: Mit positiven Druckanomalien treten signifikant höhere Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Wolken auf.
- Unterschiede der vertikalen Wolkenverteilung über Land- und Wasseroberflächen wurden nicht als signifikant bestätigt.

7 Zuordnung der Mängel zur Wolkenparametrisierung

Nachdem nun die Mängel bezüglich der Simulation von Wolkenparametern im Regionalmodell HRM lokalisiert worden sind, sollen sie nachfolgend dem entsprechenden Teil der Wolkenparametrisierung zugeordnet werden. Dies geschieht mittels Separation der Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung.

7.1 Separation der Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung

Wie bei den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP, basiert die Verteilung der simulierten Wolken auf verschiedene Emissivitätsniveaus auf einem Mischsignal. In die Berechnung der Emissivitätsniveaus von simulierten Wolken des Regionalmodells HRM gehen die Modellvariablen der Wolkeneigenschaften auf dieselbe Weise ein, wie sie auch in die Strahlungstransportrechnungen des Regionalmodells HRM eingehen. Diesen Modellvariablen liegt die diagnostische Parametrisierung strahlungsrelevanter Wolkeneigenschaften zugrunde (vgl. Kapitel 4.2.2). Wie zuvor beschrieben, werden in dieser Parametrisierung die Prognosen des Bulk-Schemas (Anhang II, S. 110, skalige Bewölkung) und des Konvektionsschemas nach Tiedtke (1989), (Anhang II, S. 112, konvektive Bewölkung) verwendet, um in Verbindung mit der Relativen-Feuchte-Parametrisierung die strahlungsrelevanten Wolkeneigenschaften zu berechnen. Dementsprechend wird das Mischsignal, aus dem die Emissivitätsniveaus der jeweiligen vertikalen Wolkensäule berechnet werden, von drei verschiedenen Wolkentypen erzeugt: Dies sind die skaligen Wolken, die subskalig-konvektiven Wolken und die subskalig-stratiformen Wolken.

Die zuvor lokalisierten Mängel des Regionalmodells HRM sollen nun den verschiedenen Wolkenparametrisierungen zugeordnet werden. Deshalb sind skalige, subskalig-konvektive und subskalig-stratiforme Wolken voneinander getrennt worden. Anschließend ist die separate Berechnung ihrer Emissivitätsniveaus erfolgt. Wie zuvor beschrieben, werden die Emissivitätsniveaus aus der Summe des Flüssigwassergehaltes und aus der Überlappung aller Wolkentypen berechnet (vgl. Kap. 6.2.1). Bei Separation der drei verschiedenen Wolkentypen gehen jedoch nur der entsprechende Flüssigwassergehalt des jeweiligen Wolkentyps und dessen vertikale Überlappung in die Berechnung der Emissivitätshöhen ein. Deshalb kann mittels der Separation der Wolkentypen keine exakte quantitative Zuordnung auf die einzelnen Emissivitätsniveaus erfolgen. Vielmehr wird

hierdurch die Gewichtung der verschiedenen Wolkentypen in ihrer Verteilung auf verschiedene Emissivitätsniveaus deutlich.

7.1.1 Relative Verteilung auf Emissivitätsniveaus

Die relative Häufigkeitsverteilung von den simulierten skaligen, subskalig-konvektiven und subskalig-stratiformen Wolken im Vergleich zu der relativen Häufigkeitsverteilung von den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP ist in Abb. 7.1 dargestellt. Es zeigt sich, dass die drei verschiedenen Wolkentypen zu unterschiedlichen Anteilen vorhanden sind. Den größten Anteil stellen die subskalig-stratiformen Wolken mit 57 %, gefolgt von den skaligen Wolken mit einem Anteil von 29 %. Die konvektiven Wolken haben einen Anteil von 14 % an allen Wolken. Die drei Wolkentypen sind unterschiedlich auf die Emissivitätsniveaus verteilt. Die zuvor ermittelten Differenzgruppen der tiefen, mittelhohen und hohen Emissivitätsniveaus (vgl. Kap. 6.2.2) sind auch nach Separation der Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung durch ihre Verteilung auf die Emissivitätsniveaus zu unterscheiden. In den tiefen Emissivitätsniveaus unterhalb der Grenze von 800 hPa setzten sich die simulierten Wolken zu 91 % aus subskaligen Wolken zusammen. Skalige Wolken stellen nur einen geringen Anteil von 9 %. Subskalig-konvektive Bewölkung ist am häufigsten in den erdoberflächennahen Emissivitätsniveaus vertreten. Bis zu einer Grenze von 935 hPa überschreitet die Häufigkeit allein dieses Wolkentyps die Häufigkeit der aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP. Mit zunehmender Höhe nimmt die Häufigkeit der subskalig-konvektiven Wolken kontinuierlich ab. Die subskalig-stratiformen Wolken sind innerhalb aller tiefen Emissivitätsniveaus unterhalb der Grenze von 800 hPa häufiger vertreten als die aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP. Die simulierten Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus zwischen 800 und 445 hPa setzten sich zu 30 % aus skaligen und zu 68 % aus subskalig-stratiformen Wolken zusammen. Der Anteil der konvektiven Bewölkung beträgt lediglich 2 %. Oberhalb der 445 hPa Grenze sind die skaligen Wolken mit 97 % am häufigsten vertreten. Subskalige Wolken haben in dieser Höhe nur einen Anteil von 3 %. Oberhalb von 365 hPa ist außer den skaligen Wolken kein anderer Wolkentyp vertreten.

Die Überschätzung der Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus lässt sich somit eindeutig den subskaligen Wolken zuordnen, da schon die Häufigkeit der beiden einzelnen Wolkentypen (subskalig-stratiform und subskalig-konvektiv) die der ISCCP Wolken in diesen Emissivitätsniveaus überschreiten. Die Unterschätzung der Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus ist demgegenüber nicht eindeutig zuzuordnen. So ist anzunehmen, dass

vor allem die konvektive Bewölkung in diesen Emissivitätsniveaus häufiger vertreten sein müsste. Andererseits könnte auch eine Unterschätzung der skaligen Wolken oder der subskalig-stratiformen Wolken zu der generellen Unterschätzung der Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus führen. Wie die Auswertungen des vorigen Kapitels gezeigt haben, zeigt die Häufigkeit der simulierten Wolken oberhalb der 445 hPa Grenze im Vergleich zu ISCCP keine einheitlichen Differenzen. Wie sich mit der Separation der verschiedenen Wolkentypen hinsichtlich ihrer Parametrisierung herausstellt, bestehen die Wolken in den hohen Emissivitätsniveaus fast ausschließlich aus skaligen Wolken. Demzufolge ist das Simulationsergebnis des Bulk-Schemas maßgeblich von den zur Initialisierung verwendeten Analysen abhängig.

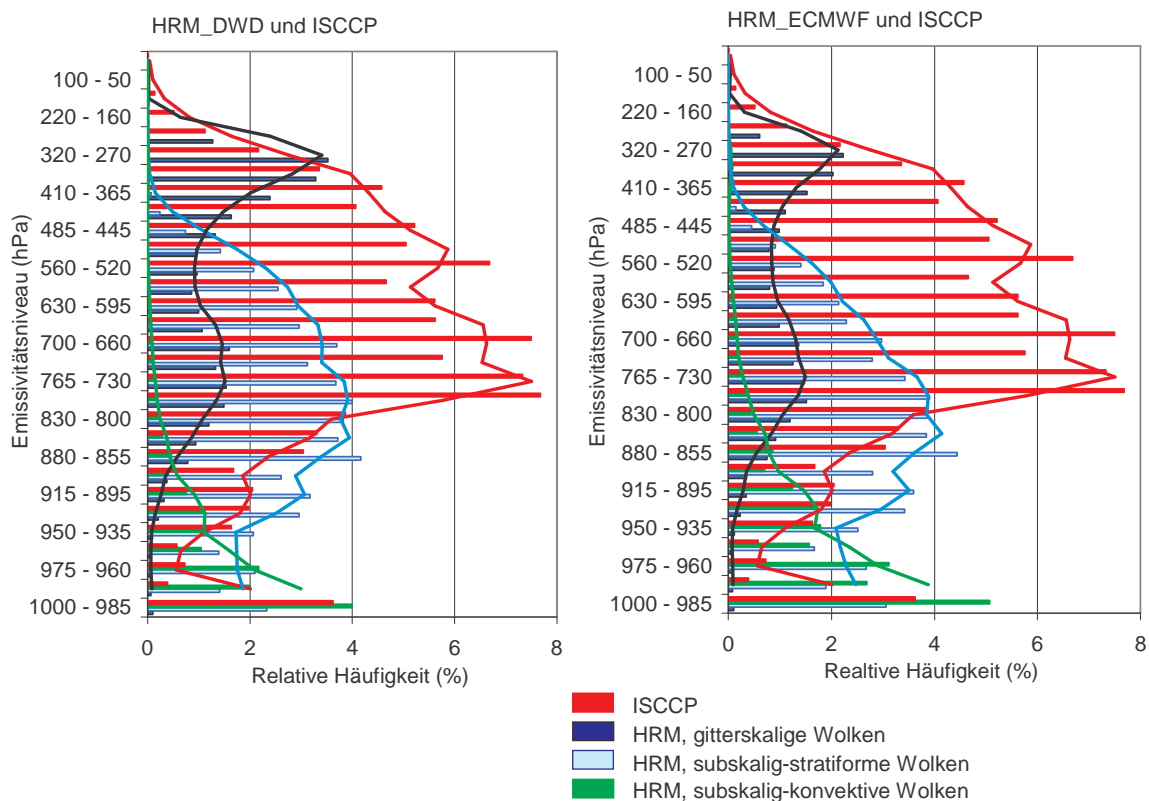


Abb. 7.1: Relative Häufigkeitsverteilung von Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und von ISCCP-Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.

In Abhängigkeit von den zur Initialisierung verwendeten Analysen konnte in der Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung, bezogen auf alle Emissivitätsniveaus, kein signifikanter Unterschied festgestellt werden. Deshalb werden die nachfolgenden Auswertungen am Beispiel der Daten des Kollektivs dargestellt, dessen Läufe mit DWD-Analysen initialisiert wurden.

7.1.2 Tagesgang

Die Vergleiche des Tagesganges der Wolkentypen unterschiedlicher Parametrisierung mit den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP zeigen, dass die nächtliche Häufigkeitsüberschätzung der Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus hauptsächlich durch subskalig-stratiforme aber auch durch konvektive Bewölkung hervorgerufen wird (vgl. Abb. 7.2). Dabei ist allein der Anteil der subskalig-stratiformen Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus größer als der Anteil der aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP. Dies ist von 0:00 bis 9:00 UTC und von 15:00 bis 21:00 UTC der Fall. In diesem Zeitraum treten auch die signifikanten Überschätzungen der Wolkenhäufigkeit in den tiefen Emissivitätsniveaus auf. Die subskalig-konvektive Bewölkung zeigt in den tiefen Emissivitätsniveaus einen ausgeprägten Tagesgang in ihrer Häufigkeitsverteilung. Das Häufigkeitsmaximum tritt zur Mittagszeit (12:00 UTC) auf, das Häufigkeitsminimum zu Mitternacht (00:00 UTC). Der alleinige Anteil der subskalig-konvektiven Bewölkung ist in den Emissivitätsniveaus unterhalb der 935 hPa Grenze außer um 00:00 zu jeder Tageszeit größer als der Anteil der aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP in diesen Emissivitätsniveaus.

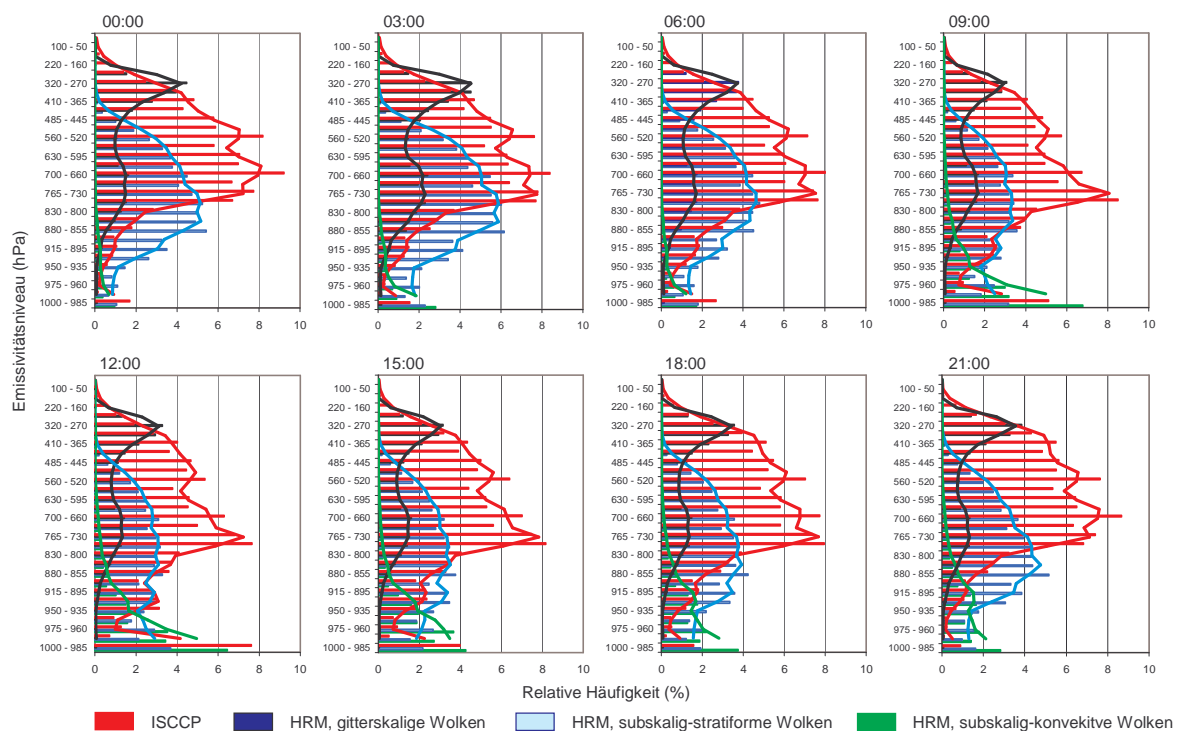


Abb. 7.2: Tagesgang der relativen Häufigkeitsverteilung von Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und ISCCP-Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.

Bezüglich der Unterschätzung in den mittelhohen Emissivitätsniveaus kann mittels der Separation der Wolkentypen hinsichtlich ihrer Parametrisierung keine eindeutige Aussage durch den Vergleich mit den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP abgeleitet werden. Es besteht jedoch ein quantitativer Zusammenhang zwischen dem maximalen mittäglichen Ausmaß der Unterschätzung in den mittelhohen Emissivitätsniveaus und der Häufigkeitsabnahme zwischen 00:00 und 12:00 UTC, sowie der Häufigkeitszunahme zwischen 12:00 und 00:00 UTC in diesen Emissivitätshöhen (vgl. Abb. 7.3). Die Häufigkeitsabnahme von 00:00 bis 12:00 UTC, die bei den simulierten Wolken auf zu tiefen Emissivitätshöhen stattfindet, wird größtenteils von den subskalig-stratiformen Wolken, aber auch von den skaligen Wolken, verursacht (vgl. Abb. 7.3).

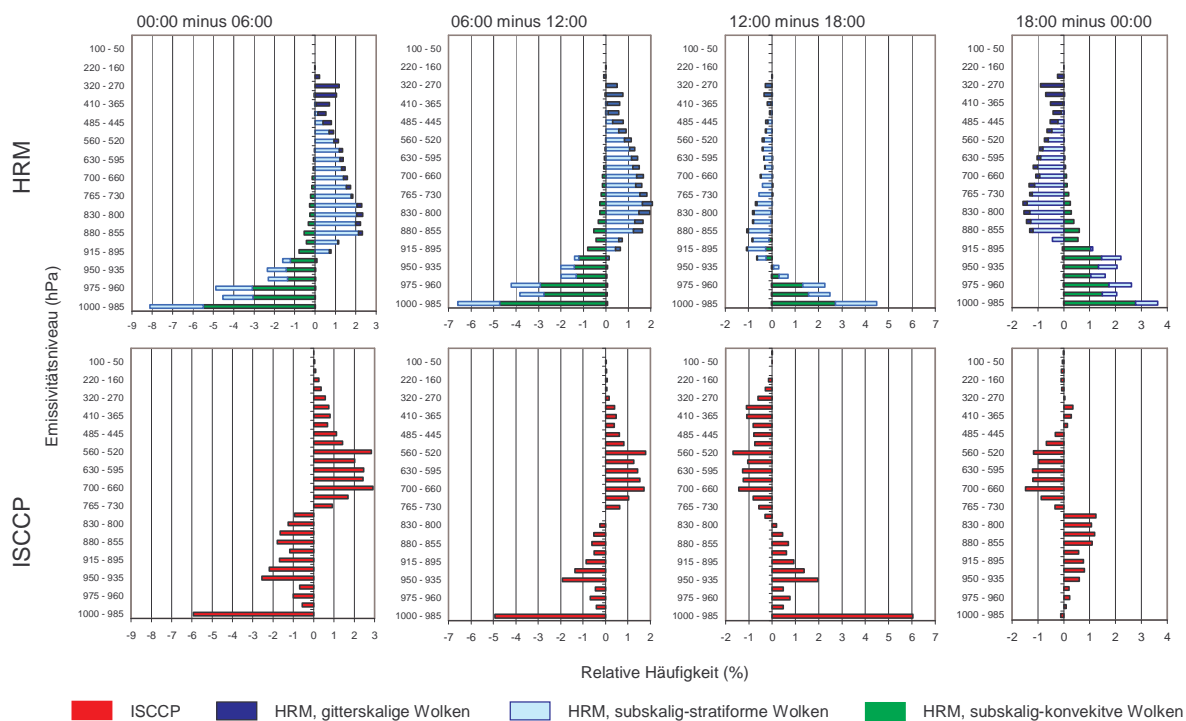


Abb. 7.3: Änderung der relativen vertikalen Häufigkeitsverteilung von Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und von ISCCP-Wolken auf Emissivitätsniveaus innerhalb 6-stündiger Perioden; Mittel von August bis Oktober 1995.

Die Häufigkeitsentwicklung der subskalig-konvektiven Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus ist gegenüber den anderen Wolkentypen gegenläufig und findet in geringerem Ausmaß statt: So ist bei diesem Wolkentyp in der Zeit von 00:00 bis 12:00 UTC eine Häufigkeitszunahme und von 12:00 bis 00:00 UTC eine Häufigkeitsabnahme in den tiefen, hineinreichend in die mittelhohen Emissivitätsniveaus, zu verzeichnen. Damit kommen auch zu geringe Häufigkeitsänderungen der konvektiven Bewölkung durch zu geringe oder fehlende Vertikalbewegungen als Ursache der Häufigkeitsunterschätzung in den

mittelhohen Emissivitätsniveaus infrage. Letztendlich kann die Ursache von Häufigkeitsunterschätzungen von simulierten Wolken durch einen Vergleich mit ISCCP-DX-Daten nicht eindeutig geklärt werden.

7.1.3 Optische Dicken

Hinsichtlich der optischen Dicken von Wolken zeigt sich, dass die zuvor festgestellte Überschätzung von Wolken mit hohen optischen Dicken ebenfalls fast ausschließlich durch subskalige Bewölkung hervorgerufen wird (vgl. Abb. 7.4).

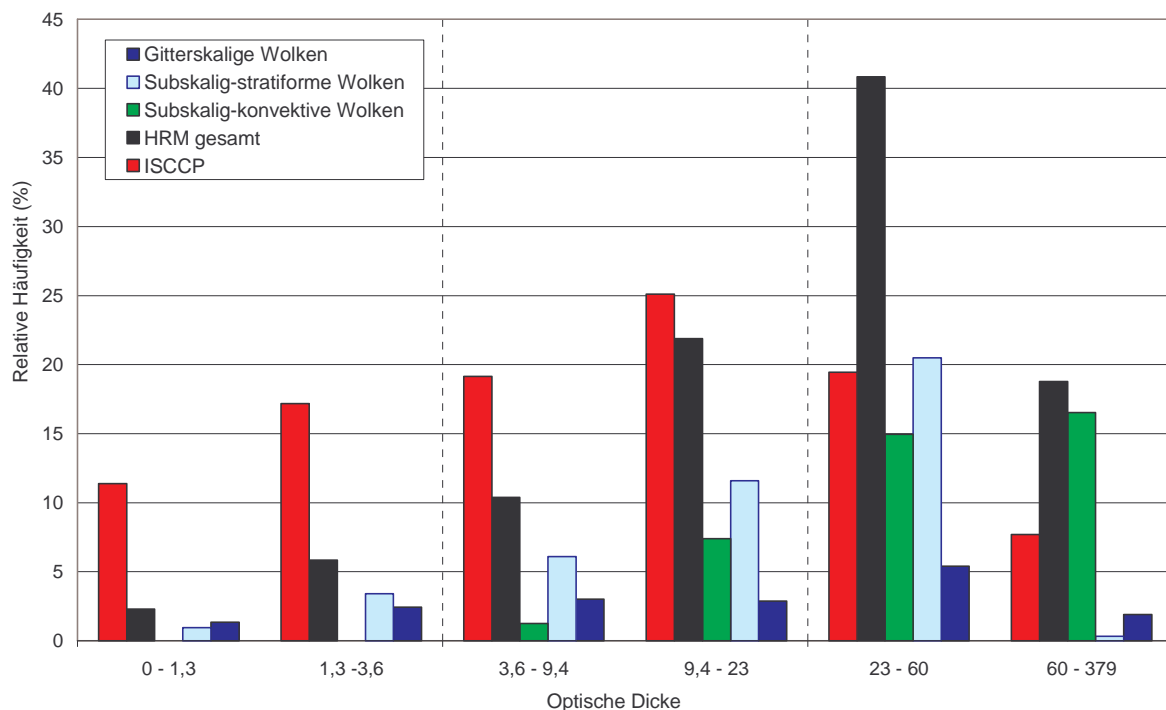


Abb. 7.4: Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und der ISCCP-Wolken auf verschiedene optische-Dicke-Klassen; Mittel von August bis Oktober 1995.

In der optischen-Dicke-Klasse 60-379 hat allein die Gruppe der subskalig-konvektiven Wolken eine größere Häufigkeit als die aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP. In der optischen-Dicke-Klasse von 23-60 ist allein die Häufigkeit der subskalig-stratiformen Wolken höher als die Häufigkeit der aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP. Die Ursachen der Häufigkeitsunterschätzung von Wolken mit geringen optischen Dicken ist hingegen nicht eindeutig einer bestimmten Wolkengruppe zuzuordnen. Alle drei verschiedenen Wolkentypen sind im Vergleich zu den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken von ISCCP zu gering vertreten. Mit der vertikalen Unterscheidung von tiefen, mittelhohen und hohen Emissivitätsniveaus wird außerdem deutlich, dass sich die

Häufigkeitsüberschätzung der subskaligen Wolken mit hohen optischen Dicken am häufigsten in den tiefen Emissivitätshöhen auftreten.

7.1.4 Räumliche Merkmale

7.1.4.1 Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung über Land- und Wasseroberflächen

Wie sich zuvor gezeigt hat, fällt die Überschätzung der Wolkenhäufigkeit in tiefen Emissivitätsniveaus und die Unterschätzung der simulierten Wolkenhäufigkeit in mittelhohen Emissivitätsniveaus über Landoberflächen größer aus. Bei diesem Unterschied zwischen Land- und Wasseroberflächen wird jedoch das Signifikanzniveau von 90 % nicht überschritten. Der Vergleich der verschiedenen Wolkentypen unterschiedlicher Parametrisierung über Land- und über Wasseroberflächen verdeutlicht jedoch, dass die stärker ausgeprägte Überschätzung der tiefen Wolken über Landoberflächen ebenfalls ausschließlich von subskaligen Wolken ausgelöst wird (vgl. Abb. 7.5).

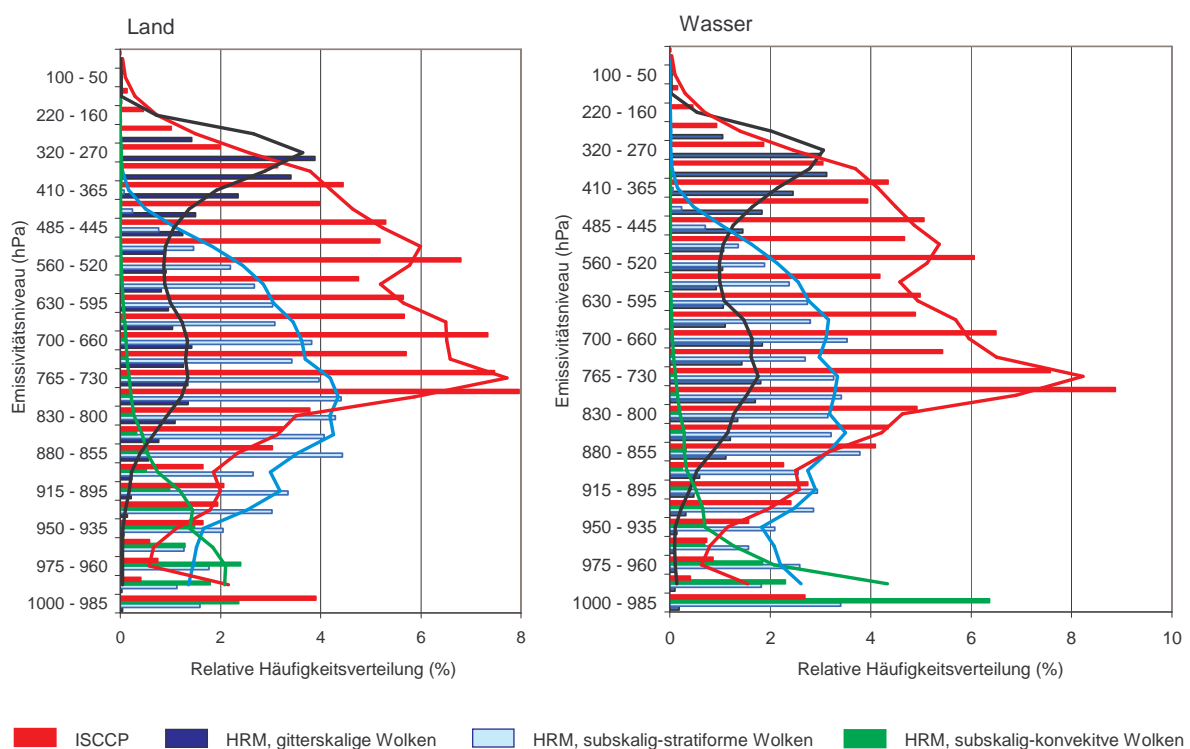


Abb. 7.5: Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und der ISCCP-Wolken über Land- und Wasseroberflächen; Mittel von August bis Oktober 1995.

Dabei ist der Anteil von subskalig-konvektiven und subskalig-stratiformen Wolken an der Überschätzung in etwa gleich. Über Wasseroberflächen haben die subskalig-konvektiven

Wolken insbesondere in den erdoberflächennahen Emissivitätsniveaus einen deutlich größeren Anteil. Ein weiterer Unterschied besteht in der vertikalen Verteilung der subskalig-stratiformen Bewölkung. Über Land zeigt sich in der vertikalen Verteilung ein Maximum in dem Emissivitätsniveau 880 bis 855 hPa. Ausgehend von diesem Emissivitätsniveau, nimmt die Häufigkeit dieses Wolkentyps sowohl in darunter liegenden als auch in darüber liegenden Emissivitätshöhen ab. Über Wasseroberflächen ist die vertikale Verteilung der Emissivitätsniveaus schwächer ausgeprägt und weist kein deutliches Maximum auf.

7.1.4.2 Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung in Verbindung mit Luftdruckanomalien

Wie die vorigen Vergleiche ergeben haben, sind die Differenzen in der vertikalen Verteilung zwischen simulierten und den aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken in Verbindung mit positiven Druckanomalien signifikant größer als in Verbindung mit negativen Druckanomalien. Dies ist sowohl für die tiefen Emissivitätsniveaus als auch für die mittelhohen Emissivitätsniveaus der Fall. Durch die Separation der Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung wird deutlich, dass dieser signifikante Unterschied in den tiefen Emissivitätsniveaus ausschließlich auf die subskalig-stratiformen Wolken zurückzuführen ist (vgl. Abb. 7.6).

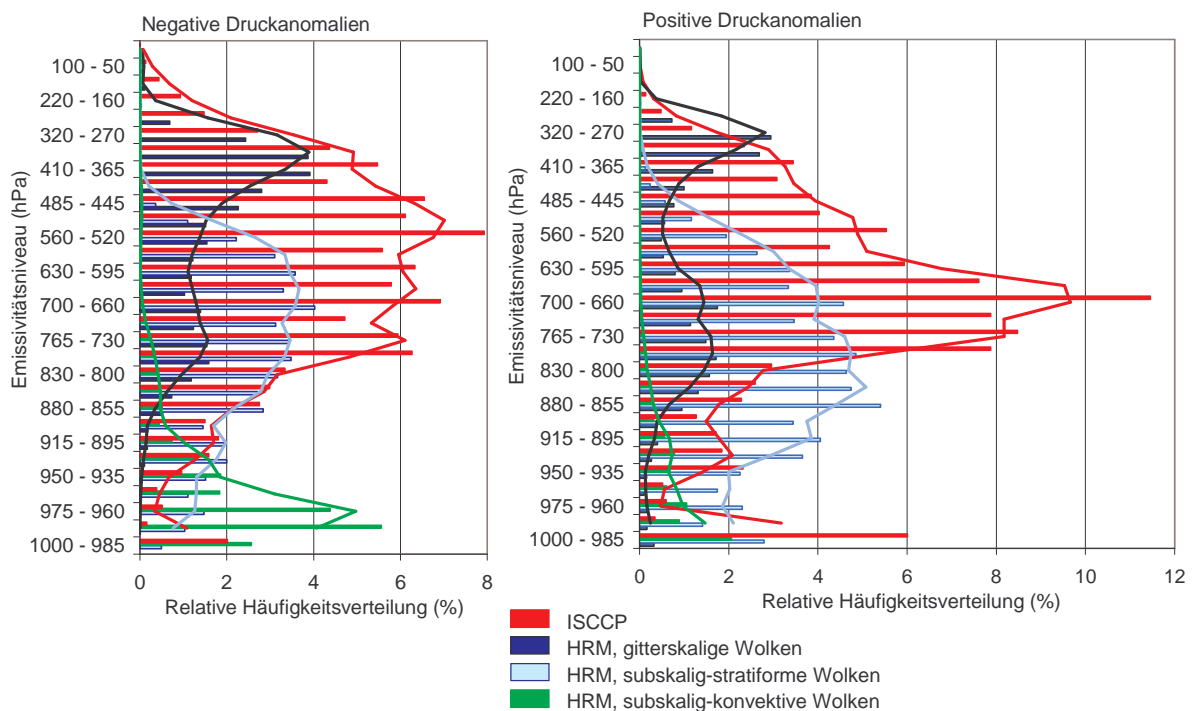


Abb. 7.6: Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und der ISCCP-Wolken in Verbindung mit Luftdruckanomalien; Mittel von August bis Oktober 1995.

Diese treten in Verbindung mit den positiven Druckanomalien wesentlich häufiger auf als mit negativen Druckanomalien. Außerdem ist in Verbindung mit positiven Druckanomalien, wie bei der Häufigkeitsverteilung dieses Wolkentypes über Landoberflächen, ein Häufigkeitsmaximum in dem Emissivitätsniveau 880 bis 855 hPa festzustellen. Ausgehend von diesem Maximum nimmt die Häufigkeit in höheren und tieferen Emissivitätsniveaus stark ab.

Die Überschätzung der simulierten Wolken in Verbindung mit den negativen Druckanomalien wird hauptsächlich durch konvektive Bewölkung in den tiefen erdoberflächennahen Emissivitätsniveaus ausgelöst. Mittelhohe Konvektion, die in Verbindung mit Fronten und daher mit negativen Luftdruckanomalien zu erwarten wäre, ist praktisch nicht vertreten. Dies ist dem Umstand zuzuordnen, dass mehrfach geschichtete Konvektion im Regionalmodell HRM nicht simuliert werden kann und der Simulation von flacher sowie hochreichender Konvektion bei entsprechenden Voraussetzungen gegenüber der Simulation von mittelhoher Konvektion Vorrang eingeräumt wird. Dies ist auch dann der Fall, wenn zeitgleich die Voraussetzungen für die Simulation mittelhoher Konvektion vorhanden sind (vgl. Anhang II, S. 112). Da der Anteil der subskalig-stratiformen Bewölkung in den tiefen Emissivitätsniveaus in Verbindung mit den negativen Druckanomalien ausreichend hoch ist, würde auch dann kein Häufigkeitsdefizit in diesen Emissivitätsniveaus auftreten, wenn subskalig-konvektive Bewölkung nicht vorhanden wäre. Unter diesem Aspekt erscheint es sinnvoll, in der numerischen Beschreibung der Konvektion im Regionalmodell HRM der Bildung mittelhoher Konvektion bei gegebenen Voraussetzungen den Vorrang einzuräumen.

7.1.5 Zusammenfassung

Für die Zuordnung der im Regionalmodell HRM lokalisierten Mängel zur entsprechenden Wolkenparametrisierung sind die simulierten Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung separiert worden. Anschließend wurden die Emissivitätsniveaus der skaligen sowie der subskalig-konvektiven und der subskalig-stratiformen Wolken voneinander getrennt berechnet. Aus dem Vergleich mit den Wolken des ISCCP-DX-Datensatzes ist folgendes abzuleiten:

- Die Überschätzung der simulierten Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus (1000-800 hPa) lässt sich eindeutig den subskaligen Wolken und damit der Relativen-Feuchte-Parametrisierung zuordnen.

- Hinsichtlich der Häufigkeitsunterschätzung der simulierten Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus (800-445 hPa) kann mit den ISCCP-DX-Daten keine eindeutige Zuordnung zur Wolkenparametrisierung erfolgen.
- Wie zuvor abgeleitet, wird die Simulation von Wolken in hohen Emissivitätsniveaus (< 445 hPa) maßgeblich durch die zur Initialisierung verwendeten Analysen beeinflusst. Da diese Wolken größtenteils aus skaligen Wolken bestehen, ist zu folgern, dass die Simulationsergebnisse des Bulk-Schemas maßgeblich durch die verwendeten Anfangs- und Randbedingungen beeinflusst werden.
- Der Vergleich des Tagesganges hat ergeben, dass die nächtliche Häufigkeitsüberschätzung der simulierten Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus sich ebenfalls eindeutig der subskaligen, insbesondere der subskalig-stratiformen Bewölkung, und damit der Relativen-Feuchte-Parametrisierung zuordnen lässt.
- Die Häufigkeitsüberschätzung der Wolken mit zu hohen optischen Dicken ist ebenso den subskaligen Wolken, d. h. der Relativen-Feuchte-Parametrisierung, zuzuordnen.
- Auch die stärker ausgeprägte Überschätzung der tiefen Wolken über Landoberflächen wird ausschließlich durch subskalige Wolken ausgelöst.
- Die signifikant größeren Häufigkeitsüberschätzungen von Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus, die mit positiven Druckanomalien auftreten, ist fast ausschließlich auf subskalig-stratiforme Bewölkung zurückzuführen.
- Mittelhohe Konvektion in Verbindung mit negativen Druckanomalien fehlt fast vollständig. Demgegenüber tritt mit negativen Druckanomalien eine Überschätzung der konvektiven Bewölkung in den tiefen Emissivitätsniveaus auf.

7.2 Herleitung von Lösungsansätzen

In Kapitel 6 konnte mit den Vergleichen von simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Parametern unter Zugrundelegung zuvor abgeleiteter Kriterien eine zu große Wolkenhäufigkeit als Mangel im Regionalmodell HRM lokalisiert werden. Dabei hatte sich gezeigt, dass diese Häufigkeitsüberschätzung hauptsächlich nachts und in den tiefen Emissivitätsniveaus auftritt. Ferner wurde deutlich, dass diese Überschätzung besonders ausgeprägt in Verbindung mit positiven Druckanomalien auftritt und dass es sich bei den überschätzten Wolken ausschließlich um Wolken mit hohen optischen Dicken handelt. Mit der Separation der Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierungen ist nun deutlich geworden,

dass all diese Merkmale der Differenzen zwischen simulierter und gemessener Wolkenhäufigkeit eindeutig durch die subskalige Bewölkung, insbesondere der subskalig-stratiformen Bewölkung, erzeugt werden. Da die strahlungsrelevanten Wolkeneigenschaften der subskaligen Bewölkung im Regionalmodell HRM durch die Relative-Feuchte-Parametrisierung beschrieben werden, lassen sich die zuvor lokalisierten Mängel nun dieser Parametrisierung zuordnen.

Daher können die Mängel entweder (1.) aus den empirisch gesetzten Faktoren der Relativen-Feuchte-Parametrisierung resultieren oder (2.) aus den Parametern, die zuvor prognostisch berechnet wurden und in die Relative-Feuchte-Parametrisierung eingehen. Die Ursache für die zu hohe Häufigkeit der subskaligen Wolken ist, bezogen auf die empirisch gesetzten Faktoren in der Relativen-Feuchte-Parametrisierung, der druckabhängigen Berechnung des Schwellenwertes zuzuschreiben, bei dessen Erreichen oder Überschreiten subskalige Bewölkung berechnet wird (vgl. Kap. 4.2.2). Die zu hohen Werte der optischen Dicken, insbesondere bei den Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus, resultieren aus einem zu hohen Flüssigwassergehalt der Wolken. Damit werden sowohl die Aufwärtsbewegungen der Wolken als auch die Auflösung der Wolken verlangsamt. Die Ursache im Zusammenhang mit den empirisch gesetzten Parametern ist der Faktor zur Berechnung des Flüssigwassergehaltes der subskaligen Wolken (vgl. Kap. 4.2.2). Dieser ist im Hinblick auf die eingehenden prognostizierten Parameter zu hoch.

Hinsichtlich der prognostizierten Parameter, die in die Relative-Feuchte-Parametrisierung eingehen, sind zwei weitere Fehlerquellen zu unterscheiden: Eine Fehlerquelle kann das Konvektionsschema sein (vgl. Anhang II, S. 112). Die vertikale Verteilung von konvektiven Wolken in Verbindung mit negativen Luftdruckanomalien hat gezeigt, dass die Simulation von mittelhoher Konvektion zu Gunsten der Simulation von flacher Konvektion fast vollständig zurücktritt, obwohl die Voraussetzung für die Simulation von mittelhoher Konvektion durch Fronten in Verbindung mit negativen Druckanomalien vorhanden ist. Eine andere Fehlerquelle kann aus dem vertikalen Profil der relativen Feuchte resultieren. Hier kann sowohl die Simulation des Wasserdampfgehaltes als auch die Simulation der Temperatur zu Mängeln führen. Für die nächtliche Überschätzung von tiefen simulierten Wolken kommen unter anderem zu starke Kälteinversion im Modell und damit einhergehende zu stabile Temperaturschichtungen der Atmosphäre in Betracht. Diese können durch eine zu starke nächtliche Auskühlung der bodennahen Temperaturschichten und durch dynamische Absinkvorgänge z. B. in Verbindung mit Antizyklonen entstehen. Die Wahrscheinlichkeit dieser Hypothese wird durch die Tatsache verstärkt, dass die Überschätzungen tiefer Wolken,

nachts, über Land und in Verbindung mit positiven Druckanomalien besonders stark ausfallen. Außerdem gehen mit ihnen immer hohe Unterschätzungen der Wolken in mittelhohen Emissivitätsniveaus einher. Dies kann ein Indiz dafür sein, dass mit der Temperaturinversion Vertikalbewegungen unterbunden werden.

Als kurzfristige Lösung können die entsprechenden empirisch gesetzten Faktoren in der Relativen-Feuchte-Parametrisierung so angeglichen werden, dass Wolkenhäufigkeit und optische Dicken reduziert werden.

Langfristig muss jedoch eine in sich stimmige physikalische Lösung gefunden werden. Hierfür ist zunächst die Validierung des vertikalen Wasserdampf- und Temperaturprofils notwendig. Sollte sich herausstellen, dass es diesbezüglich keine Mängel im Regionalmodell HRM gibt, kann die einfache Angleichung mittels der empirischen Faktoren in der Relativen-Feuchte-Parametrisierung beibehalten werden. Anderenfalls müssen die Ursachen für die Unterschiede durch weitere Validierungen lokalisiert werden. Nach deren Behebung muss abermals eine Validierung der Wolkenparametrisierungen in aufgezeigter Weise durchgeführt werden. Bleiben die Mängel hinsichtlich der Simulation von Wolken bestehen, müssen zweifelsfrei die empirischen Faktoren der Relativen-Feuchte-Parametrisierung angeglichen werden. Sollte auch weiterhin die mittelhohe Konvektion in Verbindung mit negativen Druckanomalien nahezu fehlen, sollte außerdem der Simulation von mittelhoher Konvektion bei gegebenen Voraussetzungen der Vorrang gegenüber der Simulation von flacher Konvektion eingeräumt werden.

8 Zusammenfassung und Fazit

In der vorliegenden Arbeit ist eine Methode für eine aussagekräftige Validierung von Wolkenparametrisierungen in numerischen Modellen abgeleitet und für das Regionalmodell HRM unter Verwendung von Satellitendaten des ISCCP durchgeführt worden.

Ausgangssituation für die Entwicklung dieser Methode war die Gegebenheit, dass in bisherigen Validierungen von Wolkenparametrisierungen die tatsächlichen Ursachen der aufgetretenen Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Wolkenparametern nur selten zurückverfolgt wurden. Zusätzlich bestanden häufig Probleme in der Vergleichbarkeit der simulierten Daten mit Messungen oberflächenabbildender Radiometer.

Die Methode beinhaltet daher zunächst die Abschätzung von Unsicherheiten der Datenbasis der durchzuführenden Validierung. Basierend darauf werden Kriterien und Anforderungen abgeleitet, mit deren Hilfe (1.) Vergleichbarkeit der simulierten und gemessenen Daten gewährleistet ist und (2.) eine Lokalisierung der Mängel im Modell mittels Vergleichen erfolgen kann. Nach den Vergleichen erfolgt dann die Separation der simulierten Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung. Damit kann eine Zuordnung der zuvor lokalisierten Mängel zu der entsprechenden Wolkenparametrisierung erfolgen. Durch diese Rückverfolgung der Ursachen von Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Wolkenparametern können Lösungsansätze abgeleitet werden, die eine Verbesserung der Simulation von Wolken mit dem jeweiligen Modell ermöglichen.

Bei der Anwendung dieser Methode auf das Regionalmodell HRM unter Verwendung der ISCCP-DX-Daten wurde die Summe aller Unsicherheitsbereiche im Mittel über allen Erdoberflächen mit ~11 % abgeschätzt. Über Wasseroberflächen beträgt der abgeschätzte Wert ~8 %, über Landoberflächen hingegen ~12 %. Auf der Basis zuvor abgeleiteter Kriterien haben die Vergleiche zwischen simulierten und gemessenen Wolkenparametern gezeigt, dass die Simulation des Bedeckungsgrades signifikant von den Anfangs- und Randbedingungen der Modellläufe beeinflusst werden. Ein Mangel in dem Regionalmodell HRM wurde hinsichtlich der simulierten Wolkenhäufigkeit festgestellt. Hier liegt eine signifikante Überschätzung vor, welche die Summe der Unsicherheitsbereiche überschreitet. Dies gilt sowohl für Land- als auch für Wasseroberflächen. Genauere Untersuchungen der zeitlichen Variabilität zeigen, dass diese Häufigkeitsüberschätzung der simulierten Wolken vor allem aus einer zu starken nächtlichen Überschätzung resultiert. Außerdem zeigt der Vergleich der vertikalen Verteilung von Wolken auf Emissivitätsniveaus, dass sich die Häufigkeitsüberschätzung der simulierten Wolken ausschließlich auf Wolken in tiefen

Emissivitätsniveaus zwischen 1000 und 800 hPa beschränkt. Ein weiterer signifikanter Unterschied zeigt sich in den mittelhohen Emissivitätsniveaus zwischen 800 hPa und 445 hPa, wo die Häufigkeiten der simulierten Wolken unterschätzt werden. In den Emissivitätshöhen oberhalb 445 hPa sind, bezogen auf die zur Initialisierung verwendeten Analysen, keine einheitlichen Tendenzen, verglichen mit den ISCCP-DX-Daten, vorhanden. Das bedeutet, dass die Häufigkeiten der Wolken in diesen Höhen maßgeblich durch die Anfangs- und Randbedingungen beeinflusst werden.

Der Vergleich des Tagesganges der vertikalen Verteilung von simulierten und gemessenen Wolken auf Emissivitätshöhen zeigt, dass die nächtliche Überschätzung aller simulierten Wolken ausschließlich auf den simulierten Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus basiert. Gleichzeitig ist die Häufigkeitsunterschätzung der simulierten Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus nachts nur schwach ausgeprägt. Die geringen Unterschiede, die sich bei der Häufigkeit aller simulierten Wolken tagsüber gezeigt haben, sind darauf zurückzuführen, dass sich die Differenzen mit vertikal gegensätzlichen Vorzeichen zu dieser Zeit herausmitteln.

Der Vergleich der simulierten und gemessenen optischen Dicken hat gezeigt, dass die Überschätzung der simulierten Wolken in den tiefen Emissivitätsniveaus hauptsächlich aus Wolken mit hohen optischen Dicken resultiert. Demgegenüber ist der Mangel an Wolken in den mittelhohen Emissivitätsniveaus mit einem Defizit an Wolken mit geringen optischen Dicken verbunden. In Verbindung mit positiven Druckanomalien liegen außerdem signifikant höhere Differenzen in der vertikalen Häufigkeitsverteilung zwischen simulierten und gemessenen Wolken vor, als bei negativen Druckanomalien.

Durch Separation der simulierten Wolken hinsichtlich ihrer Parametrisierung wird deutlich, dass ein Großteil der Mängel, die zuvor durch die Vergleiche im Regionalmodell HRM lokalisiert worden sind, durch die subskalige Bewölkung erzeugt wird. Da die strahlungsrelevanten Wolkeneigenschaften der subskaligen Bewölkung durch die Relative-Feuchte-Parametrisierung beschrieben werden, lassen sich die Mängel dieser Parametrisierung zuordnen.

Lösungsansätze bieten sich daher einerseits in der Anpassung empirisch gesetzter Faktoren der Relativen-Feuchte-Parametrisierung an. Die Anpassung müsste dahingehend erfolgen, dass Wolkenhäufigkeit und optische Dicke subskaliger Wolken reduziert werden. Für eine physikalische Lösung müssen jedoch weitere Validierungen erfolgen. Dies gilt insbesondere für die simulierte relative Feuchte. Die Tatsachen, dass die Überschätzungen von Wolken in tiefen Emissivitätsniveaus, nachts, über Landoberflächen und in Verbindung mit positiven

Druckanomalien besonders groß ausfallen, deuten auf zu stabile Temperaturschichtungen der simulierten Atmosphäre hin. Sollte sich bei diesen Validierungen jedoch herausstellen, dass diesbezüglich keine Mängel vorhanden sind, müssen die empirischen Faktoren der Relativen-Feuchte-Parametrisierung zweifelsfrei angepasst werden. Anderenfalls müssen die identifizierten Mängel bei der Simulation der relativen Feuchte rückverfolgt und behoben werden.

Die vorliegende Arbeit leistet einerseits einen Beitrag zur Verbesserung der Validierungsmethodik von Wolkenparametrisierungen, insbesondere unter der Verwendung von Satellitendaten oberflächenabbildender Radiometer: So werden mit der abgeleiteten Methode Fehlinterpretationen hinsichtlich der Güte der Wolkenparametrisierung vermieden. Lokalisierte Mängel im Modell bei der Simulation von Wolkeneigenschaften können mit der Methode außerdem der entsprechenden Wolkenparametrisierung zugeordnet und somit bezüglich ihrer Ursachen rückverfolgt werden.

Durch die Anwendung dieser Methode liegt nun eine fundierte Grundlage für eine realitätsnähere Simulation von Wolkeneigenschaften mit dem Regionalmodell HRM vor. Zukünftige Arbeiten mit dem Regionalmodell HRM sollten vorrangig die Validierung der simulierten relativen Feuchte beinhalten.

9 Literatur

- Ahrens, B.; Karstens, U.; Rockel, B.; Stuhlmann, R. (1998):** On the validation of the atmospheric model REMO with ISCCP data and precipitation measurements using simple statistics. In: *Meteorology and Atmospheric Physics*; 68; 127-142.
- Beljaars, A.; Viterbo, P.; Miller, M.; Betts, A. (1996):** The anomalous sensitivity over USA during July 1993: sensitivity to land surface parametrization. In: *Monthly Weather Review*; 124; 362-383.
- Brest, C.; Roiter, D. (1997):** Update of radiance calibrations for ISCCP. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*; 14; 387-399.
- Brest, C.; Rossow, W. (1992):** Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR data for ISCCP. In: *International Journal of Remote Sensing*; 13; 235-273.
- Buizza, R. (2000):** Chaos and weather prediction. Internal-Report ECMWF Research Department; April 2002; 1-41.
- Chevallier, F.; Mocrete, J.-J. (2000):** Comparison of model fluxes with surface and top of the atmosphere observations. ECMWF Technical Memorandum; 300; 25 S.
- Davies, H. (1976):** A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*; 102; 405-418.
- Descloîtres, J.; Buries, F.; Parol, F.; Fouquart, Y. (1998):** POLDER observations of cloud bidirectional reflectance compared to plan parallel model using the International Satellite Cloud Climatology Project cloud phase function. In: *Journal of Geophysical Research*; 103; 11411-11418.
- Desormeaux, Y.; Rossow, W.; Brest, C.; Campbell, G. (1993):** Normalization and calibration of geostationary satellite radiances for ISCCP. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*; 10; 304-325.
- Deutscher Wetterdienst, Hrsg. (1995 a):** Europäischer Wetterbericht. Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach / Main; Nr. 213-304.
- Deutscher Wetterdienst; Hrsg. (1995 b):** Dokumentation des EM/DM Systems. DWD, Abteilung Forschung, Offenbach / Main; Juni, 1995.

-
- Deutscher Wetterdienst; Hrsg. (2002):** High Resolution Model (HRM). <http://www.dwd.de/de/FundE/Analyse/Modellierung/hrm.htm>; (09.09.2002).
- Doms, G. (1993):** Parametrisierung von Wolken und Niederschlagsprozessen in numerischen Wettervorhersagemodellen. In: *Promet*; 3; 72-79.
- Downton, R.; Bell, R. (1988):** The impact of analysis differences on a medium range forecast. In: *Meteorological Magazin*; 117; 279-285.
- Europäisches Komitee für Normung (2000):** EN ISO 9000 Qualitätsmanagementsysteme Grundlagen und Begriffe; Beuth Verlag; Berlin, Zürich, Wien; 192 S.
- Gates, L.; Boyle, J.; Covey, C.; Dease, C.; Doutriaux, M.; Drach, R.; Fiorino, M.; Gleckler, J.; Hnilo, J.; Marlais, S.; Phillips, T.; Potter, G.; Santer, B.; Sperber, K.; Taylor, K.; Williams, D. (1999):** An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). In: *Bulletin of the American Meteorological Society*; 80; 29-55.
- Gelyen, J. (1981):** Some diagnostics of the cloud / radiation interaction in ECMWF forecasting model. In: *Workshop proceeding on radiation and cloud radiation interaction in numerical modelling*; 135-162.
- Gerstengarbe, F.; Werner, P. (1999):** Katalog der Großwetterlagen (1881 – 1998) Nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. Potsdam; 5. Auflage; 138 S.
- GEWEX (2002):** Global Energy and Water Cycle Experiment. <http://www.gewex.org>; (26.07.2002).
- Hogan, R.; Jakob, C, Illingworth A. (2001):** Comparison of ECMWF cloud fraction with radar derived values. In: *Journal of Applied Meteorology*; Bd. 40; Nr. 3; 513-525.
- IPCC (2001):** Climate change 2001: Impacts, adaptation and vulnerability. Hrsg.: McCartney, J.; Cambridge University Press; 1032 S.
- Isemer, H. (1996):** Weather patterns and selected precipitation records in the PIDCAP period, August to November 1995. *GKSS Externer Bericht*; 55; 92 S.
- Jacob, D.; Vand den Hurk, B.; Andrae, U.; Elgered, G.; Fortelius, C.; Graham, L.; Jackson, S.; Karstens, U.; Köpken, C.; Lindau, R.; Podsun, R.; Rockel, B.; Rubel, F.; Sass, B.; Smith, R.; Yang, X. (2001):** A comprehensive model intercomparison

- study investigating the water budget during the BALTX-PIDCAP period. In: *Meteorology and Atmospheric Physics*; 77; 17-43.
- Jacobsen, I; Heise, E. (1982):** A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models. In: *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*; 55; 128-141.
- Johnsen, K.; Rockel, B. (2001 b):** Validation of the NWP model HRM with groundbased GPS data. In: *Physics and Chemistry of the Earth (A)*; Bd. 26; Nr. 6-8; 463-466.
- Johnsen, K.-P. (2002):** NWP model specific humidities compared with CHAMP/GPS and TERRA/MODIS data. In: *Proceedings of the 1st CHAMP science meeting, Geoscience Series*; accepted.
- Johnsen, K.-P.; Rockel, B. (2001 a):** Validation of a regional weather forecast model with GPS data. In: *Physics and Chemistry of the Earth (B)*; Bd. 26; Nr. 5-6; 415-419.
- Karstens, U.; Nolte-Holube, R.; Rockel, B. (1996):** Calculation of the water budget over the Baltic Sea catchment area using the regional forecast model REMO for June 1993. In: *Tellus*; 48A; 684 – 692.
- Kessler; E. (1969):** On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. In: *Meteorological Monographs*; Bd. 10; Nr. 32; 84 S.
- Kidder, S.; Vonder Haar, T. (1995):** *Satellite meteorology – An Introduction*. Academic Press San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto; 466 S.
- Klein, S.; Jakob, C. (1999):** Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model. In: *Monthly Weather Review*; 127; 2514-2531.
- Klepp, C.-P. (2001):** *Komponenten des Wasserkreislaufs in Zyklonen aus Satellitendaten – Niederschlagsfallstudien*. Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften; Max-Planck-Institut-Examensarbeit; 82; 161 S.
- Klien, H. Hrsg. (1952):** *Duden, Rechtschreibung der deutschen Sprache und Fremdwörter*; Wiesbaden; 13. Auflage; 690 S.
- Kriebel, K.; Gesell, G.; Kästner, M. (1999):** The cloud analysis tool APOLLO: Improvements and validations. In: *Berichte des Instituts für Physik der Atmosphäre, der Deutschen Gesellschaft für Luft und Raumfahrt*; 126; 24 S.

-
- Kriebel, K.; Saunders, R. (1989):** Optical properties of clouds derived from fully cloudy pixels. In: Contributions to Physics of the Atmosphere; 62; 165 – 171.
- Lau, N.; Crane, M. (1995):** A satellite view of the synoptic-scale organization of cloud properties in midlatitude and tropical circulation systems. In: Monthly Weather Review; 123; 1984-2006.
- Liao, X.; Rossow, W.; Rind, D. (1995):** Comparison between SAGE II and ISCCP high level clouds. (1): Global and zonal mean cloud amounts. In: Journal of Geophysical Research; 100; 1121-1135.
- Liao, X.; Rossow, W.; Rind, D. (1995):** Comparison between SAGE II and ISCCP high level clouds. (2): Locating cloud top. In: Journal of Geophysical Research; 100; 1135-1147.
- Lin, B.; Rossow, W. (1996):** Seasonal variation of liquid and ice water path in nonprecipitating clouds over oceans. In: Journal of Climate; 9; 2890-2902.
- Lin, Y.; Farley, R.; Orville, H. (1983):** Bulk parametrization of the snow field in a cloud model. In: Journal of Climate and Applied Meteorology; 22, 1065-1092.
- Lönnerberg, P.; Shaw, D. (1987):** ECMWF data assimilation – Scientific documentation 2nd revised edition; ECMWF Research Manual; 10/87.
- Mace, G.; Jakob, C.; Moran, K. (1998):** Validation of hydrometeor occurrences predicted by the ECMWF model using millimetre wave radar data. In: Geophysical Research Letters; Bd. 25; Nr. 10; 1645-1648.
- Macke, A. (1994):** Scattering of light by irregular ice crystals in three-dimensional inhomogeneous cirrus clouds. In: Eighth Conference on Atmospheric Radiation; Nashville, Tennessee (USA); January 23-28; 304-306.
- Majewski, D. (2000):** HRM – User's Guide. DWD, Offenbach/Main; 64 S.
- Mann, H.; Whitney, D. (1947):** On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. In: Annales of Mathematics and Statistics; 18; 50 – 60.
- Martin, G.; Johnson, D.; Spice, A. (1994):** The measurement and parametrization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. In: Journal of Atmospheric Sciences; Bd. 51; Nr. 13; 1823 – 1835.

- Meijgaard van, E.; Andrae, U.; Rockel, B. (2001):** Comparison of model predicted cloud parameters and surface radiative fluxes with observations on 100 km scale. In: *Meteorology and Atmospheric Physics*; 77; 109-130.
- Meijgaard van, E.; Konings, J.; Feijt, A.; Lammeren van, A. (2000):** Comparison of model predicted cloud cover profiles with observations from ground and satellite. In: *Meteorologische Zeitschrift*; Bd. 9; Nr. 1; 21-30.
- Minnis, P. (1989):** Viewing zenith angle dependence of cloudiness determined from coincident GOES EAST and GOES WEST data. In: *Journal of Geophysical Research*; 94; 2303-2320.
- Minnis, P.; Liou, K.; Takano, Y. (1993):** Inference of cirrus cloud properties using satellite-observed visible and infrared radiances. Part I: Parametrization of radiance fields. In: *Journal of Atmospheric Sciences*; 50; 1279-1304.
- Mischenko, M.; Rossow, W.; Macke, A.; Lacis, A. (1996):** Sensitivity of cirrus cloud albedo, bidirectional reflectance, and optical thickness retrieval accuracy to ice-particle shape. In: *Journal of Geophysical Research*; 101; 16973-16985.
- Morcrette, J. (1990):** Evaluation of model-generated cloudiness: Satellite-observed and model-generated diurnal variability of brightness temperature. In: *Monthly Weather Review*; 119; 1205-1223.
- Nolte-Holube, R.; Karstens, U.; Lohmann, D.; Rockel, B.; Stuhlmann, R. (1996):** Regional scale atmospheric and hydrological modelling: Results and validation for the Baltic Sea and Weser catchments. *GKSS Externer Bericht*; 96; 38 S.
- Nolte-Holube, R.; Stuhlmann, R.; Karstens, U.; Rockel, B. (1997):** Comparison of ISCCP-DX cloud parameters with regional atmospheric model results over the BALTEX area; In: *GEWEX-Newsletter*; 7; 6-8.
- Phillips, T. (2002):** AMIP - Atmospheric Model Intercomparison Project. <http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/>; (31.07.2002).
- Raschke, E.; Karstens, U.; Nolte-Holube, R.; Brand, R.; Isemer, H.; Lohmann, D.; Lobmeyr, M.; Rockel, B.; Stuhlmann, R. (1998):** The Baltic Sea Experiment: A brief overview and some selected results of the authors. In: *Surveys in Geophysics*; 19; 1-22.

- Raschke, E.; Meywerk, J.; Warrach, K.; Andrae, U.; Bergström, S.; Beyrich, F.; Bosveld, K.; Bumke, K.; Fortelius, C.; Graham, L.; Gryning, S.; Halldin, S.; Hasse, L.; Heikinheimo, M.; Isemer, H.; Jacob, D.; Jauja, I.; Karlson, G.; Keevallik, S.; Koistinen, J.; van Lammeren, A.; Lass, U.; Launiainen, J.; Lehmann, A.; Liljebladh, M.; Lobmeyr, M.; Matthäus, W.; Mengelkamp, T.; Michelson, D.; Mapiorkowski, J.; Omstedt, A.; Piechura, J.; Rockel, B.; Rubel, F.; Ruprecht, E.; Smedman, A.; Stigebrand, A. (2001):** BALTEX (Baltic Sea Experiment): A European contribution to investigate the energy and water cycle over a large drainage basin. In: Bulletin of the American Meteorological Society; Bd. 82; Nr. 11; 2389-2413.
- Richardson, D. (1998):** The relative effect of model and analyses differences on ECMWF and UKMO operational forecasts. In: Proceedings of the ECMWF Workshop on Predictability; ECMWF; Shinfield Park; Reading, UK.
- Ritter, B.; Geleyn, J. (1992):** A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential application in climate simulations. In: Monthly Weather Review; 2; 303-325.
- Rockel, B. (1988):** Parametrisierung von Eis- und Wasserwolken und ihrer Strahlungseigenschaften für Großräumige Atmosphärenmodelle. In: Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln.; 115 S.
- Rockel, B.; Karstens, U. (2001):** Development of the water budget for three extra-tropical cyclones with intense rainfall over Europe. In: Meteorology and Atmospheric Physics; 77; 75-83.
- Rossow, W. (1989):** Measuring cloud properties from space: A review. In: Journal of Climate; 2; 201-213.
- Rossow, W., Garder, C.; Lacis, A. (1989):** Global seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part I: Sensitivity of Analysis. In: Journal of Climate; 2; 419-458.
- Rossow, W.; Desormeaux, C.; Brest, C.; Walker, A. (1992):** International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) radiance calibration report. In: WMO/TD; Nr. 520; 104 S.
- Rossow, W.; Garder, C. (1993):** Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. In: Journal of Climate; 6; 2341-2369.

- Rossow, W.; Garder, C. (1993 b):** Validation of ISCCP cloud detections. In: Journal of Climate; 6; 2370-2393.
- Rossow, W.; Roiter, M.; Brest, C. (1996 b):** International Satellite Clouds Climatology Project (ISCCP) updated description of reduced resolution radiance data. WMO/TD; Nr. 58; 163 S.
- Rossow, W.; Schiffer, R. (1991):** ISCCP cloud data products. In: Bulletin of the American Meteorological Society; 72; 2-20.
- Rossow, W.; Schiffer, R. (1999):** Advances in understanding clouds from ISCCP. In: Bulletin of the American Meteorological Society; Bd. 80; Nr. 11; 2261-2287.
- Rossow, W.; Walker, A.; Roiter, M. (1996):** International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of new Cloud Datasets. WMO/TD – Nr.737; 115 S.
- Rowell, D.; Blondin, C. (1990):** The influence of soil wetness distribution on short range rainfall in West African Sahel. In: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society; 116; 1471-1485.
- Ryan, B.; Katzfey, J.; Abbs, D.; Jacob, C.; Lohmann, U.; Rockel, B.; Rotstayan, L.; Stewart, R.; Szeto, K.; Tselioudis, G.; Yau, M. (2000):** Simulations of a cold front by cloud-resolving, limited-area, and large-sale models, and a model evaluation using in sito and satellite observations. In: Monthly Weather Review; 128; 3218 – 3235.
- Sachs, L. (1978):** Angewandte Statistik – Statistische Methoden und ihre Anwendungen. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York; 5. Auflage.
- Saunders, R. W. (1986):** An automated scheme for the removal of cloud contamination from AVHRR radiances over western Europe. In: International Journal of Remote Sensing; 7; 867-886.
- Saunders, R.; Kriebel, K. (1988):** An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. In: International Journal of Remote Sensing; 9; 123-150.
- Schönwiese, C. (1992):** Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.; Gebr. Bornträger; Berlin, Stuttgart; 2. Auflage.
- Schönwiese, C. (2000):** Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart; 3. Auflage;.

-
- Schrodin, R. Hrsg. (1999):** Quarterly report of the operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst. DWD, Offenbach/Main; 20; 63 S.
- Seze, G.; Rossow, W. (1991):** Time-cumulated visible and infrared radiance histograms used as descriptors of surface and cloud variations. In: International Journal of Remote Sensing; 12; 877-920.
- Simmons, A.; Burridge, D. (1981):** An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. In: Monthly Weather Review; 109; 758-766.
- Slingo, A. (1988):** A GCM parametrization for the shortwave radiative properties of water clouds. In: Journal of Atmospheric Science; Bd. 46; Nr.10; 1419-1427.
- Slingo, A.; Schrecker, H. (1982):** On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds. In: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society; 108, 407-426.
- Stove, L.; McClain, E.; Carey, R.; Pellegrino, P.; Gutman, G.; Davis, P.; Long, C.; Hard, S. (1991):** Global distribution of cloud cover derived from NOAA/AVHRR operational satellite data. In: Advanced Space Research; 11; 51-54.
- Stove, L.; Vemury, S.; Rao, A. (1994):** AVHRR clear sky radiation data sets at NOAA/NESDIS. In: Advanced Space Research; 14; 113-116.
- Stubenrauch, C.; Rossow, W.; Cheruy, F.; Scott, N.; Chedin A. (1999 a):** Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP) I: Evaluation of cloud parameters. In: Journal of Climate; 12; 2189-2213.
- Stubenrauch, C.; Scott, N.; Chedin A.; Armante, R.; Scott, N. (1999 b):** Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP) II: A new approach for cloud parameter determination. In: Journal of Climate; 12; 2214-2223.
- Stubenrauch, C.; Rossow, W.; Scott, N.; Chedin A. (1999 c):** Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP) III: Spatial heterogeneity and radiative effects. In: Journal of Climate; 12; 3419-3442.
- Stuhlmann, R.; Ahrens, B.; Karstens, U.; Rockel, B. (1999):** ISCCP-DX cloud products in support of BALTEX. In: Advances in space research; 24; 949-954.

- Stuhlmann, R.; Nolte-Holube, R.; Karstens, U.; Rockel, B.; Hollmann, R.; (1997):** Comparison of cloud parameters with results of the regional model, REMO over the BALTEX area. In: Workshop report EUROCLIVAR; 63-63.
- Tian, L.; Curry, J. (1989):** Cloud overlap statistics. In: Journal of Geophysical Research; 94; 9925-9935.
- Tiedtke, M. (1989):** A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in large scale models. In: Monthly Weather Review; 117; 1779-1800.
- Tselioudis, G.; Zhang, Y.; Rossow, W. (2000):** Cloud and radiation variations associated with northern midlatitude low and high sea level pressure regimes. In: Journal of Climate; 13; 312-327.
- von Storch, H.; Zwiers, F. (1999):** Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press; 484 S.
- Wang, J.; Rossow, W.; Zhang, Y. (2000):** Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global Rawinsonde dataset. In: Journal of Climate; 13; 3041-3055.
- Warrach, K.; Stieglitz, M.; Megelkamp, H.; Raschke, E. (2002):** Advantages of a topographically controlled runoff simulation in a soil-vegetation-atmosphere transfer model. In: Journal of Hydrometeorology; Bd. 3; Nr. 2; 131-148.
- Wetzel, P.; Chang, J. (1988):** Evapotranspiration from uniform surfaces: A first approach for short-term numerical weather prediction. In: Monthly Weather Review; 116; 600-621.
- Wilcoxon, F. (1945):** Individual comparisons by ranking methods. In: Biometrics; 1; 80-83.
- Wiscombe, W. (1977):** The Delta-Eddington approximation for a vertically inhomogeneous atmosphere. In: NCAR Technical Note; NCAR/TN-121*STR; 66.
- Yanai, M; Esbensen, S.; Chu, J. (1973):** Determination of Bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. In: Journal of Atmospheric Society; 30; 611-627.
- Yu, W.; Grand, L.; Dastoor, P. (1997):** Evaluation of model clouds and radiation at 100 km scale using GOES data. In: Tellus; 49A; 246-262.

Zhang, Y.; Rockel, B.; Stuhmann, R.; Hollmann, R.; Karstens, U. (2001): REMO cloud modelling: Improvements and validation with ISCCP DX data. In: Journal of Applied Meteorology; 40; 389-408.

10 Anhang

Anhang I: Ziele und Hintergründe von BALTEX

BALTEX ist eines der sechs kontinental-skaligen Experimente von GEWEX, dem Globalen Energie- und Wasserkreislauf Experiment. Ziel von BALTEX ist es, ein besseres Verständnis hinsichtlich der verschiedenen Prozesse des Klimasystems zu gewinnen. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Analyse des Energie- und Wasserkreislaufes des Ostsee-Einzugsgebietes. Mehr als 50 Forschungsgruppen aus insgesamt 14 europäischen Staaten nehmen an BALTEX teil, indem sie Bestandteile des Energie- und Wasserkreislaufes im Ostsee-Einzugsgebiet modellieren und messen (Raschke et al., 2001). In diesem Zusammenhang kommt der Validierung und Weiterentwicklung von numerischen Regionalmodellen eine Schlüsselrolle zu. Die Modelle wurden von verschiedenen nationalen Wetterdiensten, Forschungszentren und Universitäten entwickelt. Mit genauen Simulationen der Variablen des Energie- und Wasserkreislaufes und korrekten Kopplungen von atmosphärischen, hydrologischen und ozeanographischen Prozessen wird eine entscheidende Voraussetzung für ein fundiertes Verständnis des Energie- und Wasserkreislaufes erfüllt, (Raschke et al., 1998; 2001). Ferner sollen die Mechanismen des Energie- und Wasserkreislaufes regionaler Skalen in Relation zu großskaligen Zirkulationssystemen der Atmosphäre und des Ozeans gesetzt werden. Eine wichtige Voraussetzung hierfür ist die Übertragbarkeit der Erkenntnisse, die mittels der Validierung und Weiterentwicklung von Modellen im Rahmen von BALTEX gewonnen wurden. Dieses stellt demzufolge ein weiteres Ziel von BALTEX dar. Mit diesen Zielen wird zusammen mit den anderen Unterprojekten von GEWEX ein Beitrag für verlässlichere Wettervorhersagen und genauere Klimaprognosen geleistet. Koordiniert und begutachtet werden die Aktivitäten von BALTEX durch eine wissenschaftliche Beratergruppe. Über ein internationales BALTEX-Sekretariat, das am GKSS-Forschungszentrum angesiedelt ist, werden alle Forschungsgruppen und deren Aktivitäten verbunden.

Die zur Analyse und Validierung benötigten Daten sind sowohl in-situ Daten als auch Satellitendaten. Sie stammen einerseits aus operationellen Meßsystemen. Darüber hinaus hat es innerhalb von BALTEX auch verschiedene Perioden der intensiven Datensammlung gegeben. PIDCAP (Pilot study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation) ist eine von ihnen und fand von August bis Oktober 1995 statt (vgl. Kap. 4.4.2). BRIDGE ist

eine weitere von GEWEX koordinierte intensive Messperiode, die ebenfalls im Rahmen von BALTEX stattfindet. An ihr sind außerdem alle anderen kontinentalen Unterprogramme von GEWEX beteiligt. Sie startete 1999 und soll bis 2005 fortgeführt werden. Durch PIDCAP und BRIDGE stehen umfangreiche Datensätze für die Validierung von numerischen Modellen zur Verfügung. Hydrologische Daten und Radardaten werden vom SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institut) archiviert. Das FIMR (Finnish Institute of Marine Research) übernimmt die Archivierung ozeanographischer Daten und der DWD (Deutscher Wetterdienst) ist für die Archivierung meteorologischer Datensätze verantwortlich.

Anhang II: Wolkenparametrisierungen des Regionalmodells HRM

Parametrisierung der skaligen Bewölkung

Das prognostische Verfahren für die skalige Bewölkung des Regionalmodells HRM berücksichtigt den Wolkenwassergehalt explizit als eigenständige Zustandsgröße. Mit diesem Verfahren werden wolkenmikrophysikalische Prozesse, ihre thermodynamischen Rückwirkungen und die instationären Effekte der Wolkenbildung und –auflösung beschrieben. Die Einflüsse des Verdriftens von Wolken mit der zugehörigen räumlichen Umverteilung latenter Energie werden ebenfalls erfasst. Außerdem existiert eine modellinterne Kopplung von Wolken und Strahlung, indem der prognostische Wassergehalt zum Teil in den Wolkenwassergehalt eingeht, der zur Berechnung des Strahlungstransportes verwendet wird (vgl. Kap. 4.2.2).

Das Parametrisierungsschema für skalige Bewölkung beruht auf der Lösung von Bilanzgleichungen für die kondensierten Wasserphasen. Es ist in die Gruppe der Bulk-Verfahren einzuordnen (Kessler, 1969; Lin et al., 1983). Folgende Wasserphasen werden im skaligen Teil des hydrologischen Zyklus berücksichtigt: Wasserdampf D , Wolkenwasser W sowie Regen R und Schnee S . Graupel, Hagel und die Wolkeneisphase werden im hydrologischen Zyklus nicht berücksichtigt. Die Bilanzgleichungen für die spezifischen Werte q_α der Partialdichten der einzelnen Wasserphasen lauten in allgemeiner Form

$$\rho S_\alpha = \frac{\partial(\rho q_\alpha)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho q_\alpha \underline{v}) + \nabla \cdot \underline{F}_\alpha + \nabla \cdot \underline{D}_\alpha, \quad (10.1)$$

wobei α für die jeweilige Wasserphase steht. S_α sind ihre Erzeugungs- und Vernichtungsraten. \underline{F}_α ist der turbulente Fluss der jeweiligen Wasserphase (D , W , R , S). \underline{D}_α beschreibt den diffusiven Fluss dieser Komponente. Die Quellraten des spez. Wasserdampfgehaltes S_D , des spez. Wolkenwassergehaltes S_W , des spez. Regengehaltes S_R und des spez. Schneegehaltes S_S erfüllen die Bedingung zur Erhaltung des Gesamtwassergehaltes:

$$S_D + S_W + S_R + S_S = 0. \quad (10.2)$$

Dabei wird die Entstehung der verschiedenen Wasserphasen unter Berücksichtigung folgender wolkenmikrophysikalischer Prozesse ausgedrückt:

- S_c : Kondensation, wenn $S_c > 0$ und Verdunstung wenn $S_c < 0$ von Wolkenwasser
- S_{au} : Autokonversion - die primäre Bildung von Regentropfen durch Koaleszenzwachstum von Wolkentropfen
- S_{ac} : Akkreszens - Wachstum von Regentropfen durch Koaleszens mit Wolkentropfen

S_{ev}	: Evaporation von Regen
S_{nuc}	: Nukleation von Schnee aus der unterkühlten Wolkenwasserphase
S_{dep}	: Depositionswachstum von Schnee, wenn $S_{dep} > 0$; Sublimation, wenn $S_{dep} < 0$
S_{rim}	: Bereifen von Schnee - Kollision mit unterkühlten Wolkentropfen
S_{shed}	: Shedding - Bildung von Regenwasser durch Abtropfen des von schmelzenden Eiskristallen aufgesammelten Wolkenwassers
S_{melt}	: Schmelzen von Schnee

Diese mikrophysikalischen Prozesse werden ihrerseits ebenfalls parametrisiert. Zur Behandlung der Kondensation und Verdunstung wird Sättigungsgleichgewicht innerhalb von Wolken als Schließungsannahme vorausgesetzt, d. h. wenn in einem Gitterelement Übersättigung auftritt, werden Temperatur und Feuchte so justiert, dass ein gerade gesättigter Zustand erreicht wird. Durch die Abnahme der Sättigungsfeuchte, die daraus resultiert, wird die Wolkenwassermenge definiert, die in dem jeweiligen Zeitschritt kondensiert. Bei Untersättigung findet ein entgegen gesetzter Prozess statt. Diese Schließungsannahme ist auch als Methode der Sättigungsjustierung bekannt (DWD, 1995 b). Die Vernachlässigung von Eisphasen ist wegen ihrer dominierenden Rolle bei der Niederschlagsbildung in den mittleren Breiten nicht gerechtfertigt (Doms, 1993). Für die Parametrisierung ist der Wachstumsprozess von Wolkeneis deshalb als hinreichend schnell angenommen worden, so dass Wolkeneis als Zustandsgröße vernachlässigt und primäre Bildung großer Schneekristalle durch Eisnukleation als Quellrate proportional zu Wolkenwasser ausgedrückt werden kann.

Um die primäre Bildung von Niederschlag in Form von Regen und Schnee (Autokonversion und Nukleation) aus der Wolkenwasserphase zu beschreiben, müssen empirische Ansätze angewandt werden. Mittels einer temperaturabhängigen Funktion wird der Anteil des Wolkenwassers bestimmt, der sich oberhalb eines Schwellenwertes in Regentropfen oder Schnee umwandeln kann. Dabei werden die entsprechenden Bildungsraten proportional zu dem so bestimmten Wokenwasseranteil gesetzt. Der Akreszenzrate bzw. der Wachstumsrate der Schneepartikel durch Bereifung mit unterkühlten Wolkentropfen liegt das kontinuierliche Modell für Tropfenwachstum durch Schwerekoaleszens zugrunde (DWD, 1995 b). Die Verdunstungsrate von Regen, das Depositionswachstum und das Schmelzen von Schnee werden durch die Howell-Wachstumsgleichungen beschrieben (DWD, 1995 b).

Die spezifischen Erzeugungs- und Vernichtungsraten der Wasserphasen werden ausgedrückt durch

$$\begin{aligned}
S_D &= -S_c + S_{ev} - S_{dep} \\
S_W &= S_c - S_{au} - S_{ac} - S_{nuc} - S_{rim} - S_{shed} \\
S_R &= -S_{ev} + S_{au} + S_{ac} + S_{melt} + S_{shed} \\
S_S &= S_{nuc} + S_{rim} - S_{melt} + S_{dep}
\end{aligned} \tag{10.3}$$

Da für Wasserdampf und Wolkenwasser der Beitrag der molekularen Diffusion vernachlässigt wird, verkürzt sich die prognostische Bilanzgleichung für Wolkenwasser auf

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} = A_W + S_W \tag{10.4}$$

A_W drückt hier alle Beiträge adiabatischer (Advektion, dynamische Hebungsabkühlung) sowie diabatischer Prozesse (Turbulenz, Strahlung, Horizontaldiffusion, Feuchtekonvektion) aus. Die zeitliche Änderung des spezifischen Wolkenwassergehaltes wird beschrieben durch die Summe von A_W und den wolkenmikrophysikalischen Quellen und Senken S_W , die bei dem Wolkenwasser aus Kondensation (bzw. Verdunstung) und verschiedenen Niederschlagsbildungsraten bestehen (vgl. Gleichung 10.3).

Parametrisierung der konvektiven Bewölkung

Die subskalig-konvektive Bewölkung wird im Regionalmodell HRM durch das Massenflussschema nach Tiedtke (1989) beschrieben. Ein Massenflussschema ist eine Methode zur Beschreibung des großskaligen Einflusses von konvektiven Prozessen. Somit ist der Massenfluss der konvektiven Bewölkung der Schlüsselparameter für die Vorhersage von großskaligen Effekten der Konvektion auf die vertikale Struktur der Temperatur und der Feuchte. Massenflussschemen beschreiben keine Schließungsmethoden für konvektive Aktivität, sondern zielen darauf ab, den Massenfluss an den Wolkenunterkanten zu beschreiben. Die Wirkung der subskalig-konvektiven Zirkulation und den damit verbundenen Energieumsetzungen wird mittels eines stationären Wolkenmodells berücksichtigt. Für die prognostischen Tendenzgleichungen der zeitlichen Änderung skaliger Größen durch Konvektion werden mikroturbulente Gleichungen für Wärme, Feuchte und Impuls über ein hinreichend großes Gebiet gemittelt, in dem ein Ensemble von konvektiven Wolken potentiell enthalten sein kann. Dabei wird vorausgesetzt, dass der Flächenanteil der konvektiven Bewölkung im Vergleich zum Mittelungsgebiet klein ist und somit das Wolkenensemble durch einen Bulkansatz nach Yanai et al. (1973) repräsentiert werden kann.

In dem Wolkenmodell wird zwischen einem Aufwind- (Updraft) und einem Abwindbereich

(Downdraft) unterschieden. Die allgemeine Gleichung für den repräsentativen Aufwindbereich des Wolkenensembles lautet

$$\frac{\partial M_u}{\partial z} = E_u + D_u \quad (10.5)$$

Darin wird die Änderung des Massenflusses M_u , in der Vertikalkoordinate z , durch die lateralen Austauschprozesse an den Wolkenrändern (Entrainment E_u und Detrainment D_u) beschrieben. Während im Aufwindbereich zwischen turbulenten und dynamischen Austauschvorgängen unterschieden wird, werden für den Abwindbereich ausschließlich turbulente Mischungsvorgänge berücksichtigt.

Der Wolkenwassergehalt ℓ im Aufwindbereich wird wie folgt beschrieben:

$$\frac{\partial}{\partial z}(M_u \ell) = -D_u \ell + \rho(c_u - G_p). \quad (10.6)$$

Dabei beschreibt G_p die Umwandlungsrate des Wolkenwassers in Regenwasser und c_u die Kondensation im Aufwindbereich. Sie berechnet sich wie bei der skaligen Bewölkung über das Sättigungsgleichgewicht. Treten beim Aufstieg eines Luftpaketes Übersättigungen auf, wird die spezifische Feuchte unter Berücksichtigung der freiwerdenden Wärme auf ihren Sättigungswert justiert und die Feuchtedifferenz als kondensiertes Wasser interpretiert.

Analog zum Aufwindbereich lautet die allgemeine Gleichung für den Abwindbereich

$$\frac{\partial M_d}{\partial z} = E_d + D_d. \quad (10.7)$$

Der Abwindbereich wird als wolkenwasserfrei vorausgesetzt. Die Berechnung der Niederschlagsverdunstung erfolgt wie bei der skaligen Bewölkung mittels Sättigungsjustierung. Im Abwärtsbereich wird Wassersättigung vorausgesetzt und die dazu erforderliche Wasserdampfmenge dem Niederschlag entzogen, wobei entsprechende Verdunstungsabkühlung berücksichtigt wird.

Im Parametrisierungsverfahren werden drei verschiedene Konvektionstypen unterschieden:

1. Hochreichende Konvektion
2. Flache Konvektion
3. Mittelhohe Konvektion.

In einer Modellgittersäule kann immer nur ein Konvektionstyp auftreten (Unimodalität). Mehrfach geschichtete Konvektion, wie zum Beispiel mittelhohe Konvektion über flacher Konvektion, ist somit nicht beschreibbar. Flache und hochreichende Konvektion haben ihre Fußpunkte in der bodennahen Grenzschicht und unterscheiden sich durch ihre vertikale Erstreckung, die wiederum durch die Mächtigkeit der thermisch instabilen Schichtung

vorgegeben ist. Hochreichende Konvektion tritt häufig in Gebieten großskaliger Konvergenz in der unteren Troposphäre auf. Flache Konvektion kann auch bei flach divergenter Strömung entstehen und wird durch Verdunstung am Erdboden oder über Wasser angetrieben. Die Fußpunkte der mittelhohen Konvektion liegen demgegenüber in der freien Atmosphäre. Dieser Konvektionstyp ist mit skaligen Hebungsprozessen an Fronten in Bereichen thermischer Instabilität verknüpft. Bei der Bestimmung des Konvektionstyps wird zunächst geprüft, ob an einem Gitterpunkt freie Konvektion aus der bodennahen Grenzschicht auftreten kann. Dafür wird ein Luftpaket mit den skaligen Werten der Temperatur, der spezifischen Feuchte und den horizontalen Windkomponenten definiert und dessen Hebungskondensationsniveau über den adiabatischen Aufstieg berechnet. Falls Labilität auftritt, wird dieses Kondensationsniveau als Wolkenuntergrenze flacher bzw. hochreichender Kondensation definiert. Kann auf diese Weise keine Wolkenbasis identifiziert werden, wird der Gitterpunkt anschließend auf das Vorliegen mittelhoher Konvektion in der freien Atmosphäre geprüft.

Anhang III: ISCCP

Satelliten des ISCCP

Die NOAA Satelliten befinden sich in 850 km Höhe auf einer polarnahen, sonnensynchronen Umlaufbahn mit einem Winkel von 99° zum Äquator. Eine Umlaufzeit beträgt 102 Minuten. Wie auch während des Untersuchungszeitraumes, sind immer mindestens zwei NOAA-Satelliten in den Umlaufbahnen positioniert. Die Überflugzeiten dieser beiden Satelliten sind, bezogen auf ein bestimmtes Gebiet, immer tageszeitlich versetzt. Durch die sonnensynchronen Überflugszeiten variieren die Überflugszeiten von Monat zu Monat nur innerhalb weniger Stunden, so dass bezogen auf die lokale Zeit einer der beiden Satelliten immer vormittags, der andere immer nachmittags ein bestimmtes Gebiet überfliegt. Das oberflächenabbildende Radiometer von NOAA ist das AVHRR. Auf NOAA-12 und NOAA-14, die während des Untersuchungszeitraumes in operationellen Einsatz waren, besitzt das AVHR-Radiometer fünf spektrale Kanäle. Ihre Spektralbereiche sind um die zentralen Wellenlängen 0.65, 0.85, 3.7, 10.7 und 11.7 μm lokalisiert. Die räumliche Auflösung der Rohdaten beträgt 1.1 km im Nadir (Local Area Coverage - LAC). Bei globaler Gebietsüberdeckung (Global Area Coverage – GAC) beträgt die Auflösung sowohl im sichtbaren als auch im infraroten Spektralbereich vier Kilometer. Ein kompletter Abtastzyklus des Instrumentes dauert $1/6$ Sekunde und erfasst bei dieser Auflösung 2048 Bildelemente bei einem Winkelbereich von 110° . Das entspricht über 2000 km auf der Erdoberfläche. Am Äquator werden durch aufeinander folgende Überflüge benachbarte Gebiete abgetastet, während sich die abgetasteten Flächen mit zunehmender Breite verstärkt überlagern.

Der Satellit METEOSAT befindet sich in 36000 km Höhe. Er ist über dem Schnittpunkt von Äquator und Nullmeridian positioniert. Da in dieser Höhe die Winkelgeschwindigkeit des Satelliten der Winkelgeschwindigkeit der Erde entspricht, bleibt die Position zur Erde unverändert. Daher spricht man von einer geostationären Bahn. Im Untersuchungszeitraum der vorliegenden Arbeit (vgl. Kap. 4.4.2) war METEOSAT-5 im operationellen Einsatz. METEOSAT hat ebenfalls ein multispektrales, oberflächenabbildendes Radiometer an Bord. Dieses liefert Daten in drei verschiedenen Spektralbereichen: bei $\sim 0.75 \mu\text{m}$ im sichtbaren sowie bei $\sim 6.7 \mu\text{m}$ und bei $\sim 11.3 \mu\text{m}$ im infraroten Bereich. Gegenüber den polarumlaufenden Satelliten haben geostationäre Satelliten eine wesentlich höhere zeitliche Auflösung. Halbstündlich wird -ausgehend von der Position des METEOSAT- ein $12500 \times 12500 \text{ km}^2$ großes Gebiet abgetastet, was etwa einem Drittel der Erdoberfläche entspricht. Mit 100

Umdrehungen pro Abtastzyklus um die eigene Achse wird dabei die Erdoberfläche zeilenweise abgetastet. Beginnend auf der Südhalbkugel wird nach 26 Minuten der nördlichste Punkt des abzutastenden Gebietes erreicht. Vier Minuten werden zur Rückstellung des Spiegelsystems im Satelliten benötigt. Anschließend beginnt die nächste Abtastung der Erdoberfläche. Die Auflösung der METEOSAT-Daten beträgt im Nadir fünf Kilometer im infraroten Spektralbereich und 2.5 km im sichtbaren Spektralbereich. In die ISCCP-Datensätze gehen METEOSAT-Daten bis zum 50. Breitengrad Nord bzw. Süd ein.

Strahlungskalibrierung des ISCCP

Obwohl alle Radiometer der datenliefernden Satelliten des ISCCP einen Kanal im infraroten (bei etwa 11 μm) und einen im sichtbaren (bei etwa 0.7 μm) Spektralbereich haben, sind kleine Unterschiede in den jeweiligen Messungen vorhanden. Deshalb wurde im Rahmen von ISCCP eine intensive Kalibrierung durchgeführt, mit dem Ziel, einen homogenen Datensatz der Strahlungswerte über einen langen Zeitraum zu erhalten. Dabei sind 25 verschiedene Radiometer untereinander kalibriert worden (Rossow et al., 1992 und 1996 b; Brest und Rossow, 1992; Desormeaux et al., 1993; Brest und Roiter, 1997). Als Standardreferenzinstrumente diente zunächst das Radiometer des NOAA-7, das zu einem späteren Zeitpunkt durch das des NOAA-9 ersetzt wurde. Es hat sich jedoch in den abgeleiteten Wolken- und Oberflächenparametern gezeigt, dass trotz der umfangreichen Kalibrierung Probleme in diesem Zusammenhang bestehen blieben. Dieses hat sich hinsichtlich der abgeleiteten Wolken- und Oberflächeneigenschaften gezeigt: Systematische globale Änderungen traten immer dann plötzlich auf, nachdem ein AVHR-Radiometer durch ein neues ersetzt wurde. Dieses verursachte scheinbare Langzeitveränderungen in Wolkeneigenschaften und in der Mengenverteilung bestimmter Wolkentypen, die es in der Realität aber nicht gab. Der Bereich dieser Unsicherheit betrug etwa 10 %. Da jedoch ein Ziel von ISCCP die Reduzierung von solchen Unsicherheiten ist, musste eine neue Methode gefunden werden. In diesem Zusammenhang hat sich gezeigt, dass Unsicherheiten bei einer Kalibrierung mittels der gegebenen Radiometergenauigkeiten größer ausfallen, als bei einer Kalibrierung, die auf der Annahme basiert, dass sich die Strahlungseigenschaften der Erdoberfläche nicht verändert. Um die Kalibrierungen der verschiedenen Radiometer untereinander zu normalisieren, wurde daraufhin vorausgesetzt, dass sich die gesamte Erdoberfläche (bewölkte Gebiete ausgenommen) durch verschiedene ausgewählte Gebiete repräsentieren lässt. Diesen Gebieten war eine geringe zeitliche Variabilität hinsichtlich ihrer Strahlungseigenschaften gemeinsam (Rossow und Schiffer, 1999). Auf der Grundlage dieser

Gebiete wurden die Radiometermessungen mittels statistischer Prüfverfahren auf Homogenität geprüft und kalibriert. Der zurückgebliebene systematische Fehler beträgt seitdem weniger als 3 % innerhalb kürzerer Zeitskalen für die Strahlung im sichtbaren Spektralbereich und weniger als 1 % für die Strahlung in infraroten Spektralbereich. Diese Fehler werden durch die Summe aller Veränderungen der Erdoberfläche verursacht (Brest und Roiter, 1997).

Strahlungstransportmodell des ISCCP

Das Strahlungstransportmodell des ISCCP besteht aus einem Modell im infraroten Spektralbereich und einem Modell im sichtbaren Spektralbereich (vgl. Rossow et al., 1996 und Rossow et al., 1989). Den Datenelementen im Strahlungstransportmodell wird horizontale Einheitlichkeit und Planparallelität zugrunde gelegt. Außerdem wird angenommen, dass die Strahlung jedes Datenelementes unabhängig von dem jeweiligen Nachbardatenelement ist, so dass es keinen lateralen Austausch oder Transport von Photonen gibt. Variationen können also von einem Datenelement zum nächsten auftauchen. Aerosoleffekte werden in diesem Modell nicht berücksichtigt, wobei aber die mittleren Eigenschaften der Erdoberfläche, die in das Modell eingehen, den klimatologischen Einfluss von Aerosolen beinhalten. Aerosolvariabilitäten, welche die Strahlung im starken Maße beeinflussen, wie beispielsweise Staubstürme, werden durch die Schwellenwerttests als Wolken erkannt. Die abgeleiteten physikalischen Eigenschaften sind über die Größe des Datenelementes gewichtete Mittelwerte und somit innerhalb des jeweiligen Datenelementes homogen.

Im Modell des infraroten Spektralbereiches wird die Atmosphäre durch sieben Schichten absorbierender Gase repräsentiert. Diese Schichten befinden sich über einer Erdoberfläche mit Schwarzkörpereigenschaften. Die Absorption hängt vom Wasserdampfgehalt ab. Dessen Gesamtmenge ist in jeder Schicht durch ein vertikal konstantes Mischungsverhältnis vorgegeben. Bei unbewölkten Verhältnissen werden im Modell des infraroten Spektralbereiches die Erdoberflächentemperaturen berechnet. Aufgrund der Schwarzkörpereigenschaften der Erdoberfläche entsprechen die abgeleiteten Temperaturen dabei Helligkeitstemperaturen. Aus den simulierten Strahldichten des infraroten Spektralbereichs werden bei bewölkten Verhältnissen so genannte Wolkenoberkantentemperaturen abgeleitet. Auch Wolken werden im Infrarotmodell als undurchlässige Schwarzkörper behandelt und es wird davon ausgegangen, dass es sich bei den Wolken stets um einzelne, physikalisch dünne Schichten handelt, in denen kein vertikaler

Temperaturgradient vorhanden ist. Mittels eines atmosphärischen Temperaturprofils von TOVS (TIROS (Television Infrared Observation Satellite) Operational Vertical Sounder) wird dann der so genannte Wolkenoberkantendruck bestimmt (vgl. Kap. 5.2.4). Es ist jeweils ein Temperaturprofil pro Tag verfügbar. Die räumliche Auflösung beträgt 2.5° .

Im Modell für den sichtbaren Spektralbereich wird die Atmosphäre unter unbewölkten Verhältnissen durch drei Gasschichten repräsentiert. Durch die oberste, absorbierende Schicht wird der Einfluss der Ozonschicht berücksichtigt. In zwei weiteren Schichten wird die Streuung nach Rayleigh beschrieben. Eine dieser Schichten befindet sich über, die andere unter der bewölkten Schicht, sofern diese vorhanden ist. Die drei Gasschichten befinden sich über einer reflektierenden Erdoberfläche. Eisbedeckte Flächen werden als isotrope Reflektoren behandelt, während Wasseroberflächen als anisotrope Reflektoren behandelt werden (Minnis et al., 1984; Rossow et al., 1989 b). Bei wolkenlosen Verhältnissen wird die Reflektivität der Erdoberfläche berechnet. Wolken werden auch in diesem Modell als einzelne, physikalisch dünne Schichten behandelt, welche die Strahlung im sichtbaren Spektralbereich vollständig reflektieren. Absorption oder Streuung durch Gase wird innerhalb der bewölkten Schichten nicht berücksichtigt. Der Gasgehalt außerhalb der bewölkten Schicht wird aus der Gasmenge über der Wolkenoberkante und durch die verbleibende Gasmenge unter der bewölkten Schicht bestimmt. Die Reflektivität der bewölkten Schichten wird mit zwei verschiedenen Modellen für Wolkenpartikelgrößen berechnet. Dabei wird je nach Wolkenoberkantentemperatur zwischen Flüssigwassertropfen und Eiskristallen unterschieden. Überschreitet die Wolkenoberkantentemperatur 260 K, werden die Ergebnisse des Modells für Flüssigwassertropfen der Reflektivität zugrunde gelegt (Rossow, 1996; 2000). Die Streuung in diesem Modell wird als Mie-Streuung berechnet. Dabei wird für die Tropfen ein effektiver Radius von $10 \mu\text{m}$ mit einer effektiven Varianz von 0.15 zugrunde gelegt (vgl. Rossow, 1996). Befindet sich die Wolkenoberkantentemperatur unter 260 K werden die Ergebnisse des Eiskristallmodells der Reflektivität zugrunde gelegt (Rossow, 1996; 2000). In diesem Modell basiert die Streuung auf einer fraktalen Phasenfunktion (Macke, 1994; Mischenko et al., 1996). Dabei haben die Eiskristalle eine effektive Größe von $30 \mu\text{m}$ mit einer effektiven Varianz von 0.1. Der Wert 260 K zur Trennung von Eis und Wasserwolken basiert auf der Untersuchung von Lin und Rossow (1996), in der gezeigt wird, dass bei dieser Temperatur der Anteil von Flüssigwasser am gesamten Wolkenwassergehalt unter 50 % fällt.

Übersicht bereits erfolgter Validierungen der ISCCP C-Daten

Die Ableitung von Wolkenparametern im Rahmen von ISCCP unterliegt der ständigen Validierung und Weiterentwicklung. Das verdeutlicht insbesondere der Wechsel von Status C auf Status D, der durch eben solche Validierungsvorgänge notwendig geworden war und zur Reduzierung systematischer Fehler in der Wolkenerkennung vorgenommen wurde.

Die Ergebnisse der Validierung zeigen, dass die größten Quellen systematischer Erkennungsfehler die Ableitung von Strahldichten unter unbewölkten Verhältnissen darstellen oder mit den Schwellenwerttests verbunden sind. Vergleiche der von ISCCP abgeleiteten Temperaturen bei unbewölkten Verhältnissen mit Messungen an der Erdoberfläche bei unbewölkten Verhältnissen über See zeigen sowohl im sichtbaren als auch im infraroten Spektralbereich gute Übereinstimmungen. Dies weist auch darauf hin, dass die Schwellenwerte, die zur Wolkenerkennung des C-Datensatzes verwendet wurden, gute Ergebnisse liefern (Rossow und Garder, 1993 b). Über Land hingegen, wo die Strahlungseigenschaften der Erdoberfläche wesentlich stärker in Raum und Zeit variieren, wurde eine Differenz von \pm vier Kelvin zwischen den von ISCCP abgeleiteten Temperaturen und den Messungen festgestellt. Außerdem waren die Temperaturen der Landoberflächen bei unbewölkten Verhältnissen im Winter systematisch um ca. zwei bis drei Kelvin zu niedrig. Somit war im Verhältnis dazu der Schwellenwert im infraroten Spektralbereich über Land zu hoch (Rossow und Garder, 1993 b). Dieses war außerdem bei dem Schwellenwert im sichtbaren Spektralbereich über schnee- und eisbedeckten Flächen über Land der Fall. Daraus resultierte eine unzureichende Erkennung von Wolken in diesen Gebieten um fünf bis zehn Prozent, wie Vergleiche mit Bodenbeobachtungen zeigten (Rossow und Garder, 1993 b).

Mit dem Wechsel von Status C auf Status D wurde der systematische Fehler über Landoberflächen reduziert, indem der Schwellenwert zur Erkennung bewölkter Datenelemente im infraroten Spektralbereich von sechs auf vier Kelvin abgesenkt wurde. Dieses hat vor allem bei der Erkennung von Cirren eine Verbesserung bewirkt. Mit den neuen herabgesetzten Schwellenwerten können nun auch tiefere und optisch dünnere Wolken besser erkannt werden.

Hinsichtlich des Bedeckungsgrades hat sich gezeigt, dass trotz Reduzierung des Datenvolumens und der Tatsache, dass lediglich zwischen bewölkt und unbewölkt unterschieden wird, im Mittel gute Übereinstimmungen zwischen dem Bedeckungsgrad der Gebietsmittel von ISCCP (280 x 280 km²) und den Bodenbeobachtungen vorhanden sind (Rossow und Garder, 1993 b).

Bezüglich der vertikalen Verteilung von Wolken wurden Vergleiche mit SAGE II Daten (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) und Messungen im Infrarotbereich mit dem HIRS-Instrument durchgeführt. Die Vergleiche haben gezeigt, dass mittels der Wolkenerkennung der C-Daten zu wenig hohe Wolken erkannt werden. Der Fehler liegt bei 5 fünf bis zehn Prozent. Er entsteht durch fehlende Erkennung optisch sehr dünner Wolken (Rossow und Schiffer, 1999).

Weitere Unsicherheiten werden außerdem durch dünne Wolken hervorgerufen, die optisch dickere überlagern. Die Auswertung von Radiosondendaten (Wang et al., 2000) hat gezeigt, dass der Anteil mehrschichtiger Wolken im Mittel 42 % an der Gesamtbewölkung beträgt. In den mittleren Breiten haben die Vergleiche mit SAGE II Daten gezeigt, dass die Oberkanten dieser optisch dünneren Wolkenschicht bei ISCCP um durchschnittlich 150 hPa tiefer liegen als die physikalischen Wolkenoberkanten in den SAGE II Daten (Liao et al., 1995 a und b). Außerdem hat die Auswertung der SAGE II Daten ergeben, dass Wolken mit diffusen Oberkanten an der gesamten Bewölkung der mittleren Breiten einen Anteil von 30-40 % im Winter und von 40-50 % im Sommer aufweisen. Im Durchschnitt liegen bei ISCCP die Wolkenoberkanten dieser Wolken in den mittleren Breiten um 100 hPa tiefer als die physikalischen Wolkenoberkanten der SAGE II Daten (Liao et al., 1995 a und b).

Bei den abgeleiteten Werten der optischen Dicke in den C-Daten resultierte der Hauptfehler aus den Unterschieden zwischen den tatsächlichen mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken und den Annahmen, die bezüglich dieser Eigenschaften dem Strahlungstransportmodell zugrunde gelegt wurden. Unter diesen stellt die einheitliche Partikelgröße von 10 μm die größte Fehlerquelle dar. Sie bewirkte einen Unsicherheitsbereich von 15 % (Rossow und Schiffer, 1999). Entscheidend war dabei, dass Strahlungseigenschaften von EISwolken nicht berücksichtigt wurden. So konnten Minnis et al. (1993) und Desclotres et al. (1998) zeigen, dass die Ergebnisse eines Strahlungstransportmodells, in dem nur Flüssigwasser berücksichtigt wird, sich 10 % bis 20 % von Cirrus-Messungen unterscheiden. Ausgehend von diesen Untersuchungen besteht die größte Änderung in dem Strahlungstransportmodell darin, dass für die D-Daten ein separates Eiswolkenmikrophysikmodell entwickelt wurde, um die optische Dicke und die Oberkantentemperatur kälterer Wolken realitätsnäher zu berechnen. Alle Wolken mit einer Temperatur von unter 260 K werden nun als reine Eiswolken identifiziert. Es wird angenommen, dass sich die Eiswolken aus fraktalen Polykristallen zusammensetzen. Der mittlere effektive Radius liegt bei 30 μm (vgl. Kap. 4.3.3.2).

Anhang IV: Statistische Tests

Serielle Korrelation

Da sich die Ausprägung des Wetters mit den Wetterlagen und somit in Abhängigkeit von der Zeit ändert, liegen bei meteorologischen Parametern oft serielle Korrelationen vor. Dies hat zur Folge, dass innerhalb der Stichproben, die einen Parameter eines bestimmten Zeitausschnittes enthalten, keine Datenunabhängigkeit vorliegt. Es gibt Prüfverfahren, die Datenunabhängigkeit innerhalb einer Stichprobe voraussetzen. Dazu zählen insbesondere Korrelationstests sowie Untersuchungen von Trends in Zeitreihen. Ist Datenunabhängigkeit innerhalb der Stichproben gefordert, so kann das durch die Bildung einer Unterstichprobe erfolgen. Hierfür werden Zeitlücken erzeugt. Diese müssen so groß gewählt werden, dass Datenunabhängigkeit der verbleibenden Stichprobenelemente weitgehend ausgeschlossen werden kann (Storch und Zwiers, 1999). Es ist jedoch zu bedenken, dass mit der Verkleinerung des Stichprobenumfangs generell ein Informationsverlust einhergeht. Die Qualität des Prüfverfahrens erhöht sich jedoch nicht im Gegenzug. So ist die Schätzung, die aus solchen Unterstichproben berechnet wird, generell unsicherer als solche, die von der Ausgangsstichprobe erfolgen (Storch und Zwiers, 1999). Probleme, die in Verbindung mit seriellen Korrelationen stehen, können insbesondere dann auftreten, wenn die Daten nicht äquidistant in der zu untersuchenden Zeitreihe vorliegen. Dies kann zu systematischen Fehlern führen (Storch und Zwiers, 1999). Da dies für die Stichproben der vorliegenden Arbeit jedoch nicht zutrifft, können solche systematischen Fehler ausgeschlossen werden.

Nachfolgend werden die statistischen Tests beschrieben, die in dieser Arbeit verwendeten. Zur Untersuchung der Differenzen zwischen zwei Stichproben wird der U-Test verwendet. Bei dem U-Test handelt es sich um einen Rangtest. Daher steht das Testergebnis nicht in Verbindung mit dem zeitlichen Verlauf des zu untersuchenden Parameters. Dementsprechend wird Datenunabhängigkeit innerhalb der Stichproben auch nicht vorausgesetzt. Bei der Untersuchung von zeitlichen Trends wird in dieser Arbeit der Trendtest nach Cox und Stuart verwendet. Bei diesem Test ist Datenunabhängigkeit innerhalb der Stichproben gefordert. Deshalb wurde zur Durchführung dieses Tests jeweils eine Unterstichprobe der eigentlichen Stichprobe gebildet. Da Wetterlagen im Mittel fünf Tage andauern, wurde aus dem dreimonatigen Untersuchungszeitraum jeder fünfte Tag dem Trendtest zu Grunde gelegt. Vergleiche der Testergebnisse auf der Basis dieser

Unterstichprobe mit den Testergebnissen, die auf der Grundlage der gesamten Stichprobe durchgeführt wurden, zeigen jedoch keine Unterschiede in der zu treffenden Aussage.

U-Test

Durch den U-Rangtest nach Wilcoxon (1945), Mann und Whitney (1947) wird geprüft, ob der Erwartungswert einer Grundgesamtheit (z. B. simulierte Wolkenparameter) größer (bzw. kleiner) ist als der Erwartungswert einer anderen Grundgesamtheit (z. B. gemessene Wolkenparameter) oder ob der vorhandene Unterschied zufällig ist (Nullhypothese). Der U-Test ist eines der schärfsten verteilungsfreien Prüfverfahren (Sachs, 1978; Schönwiese 1992, 2000) und ist besonders gegenüber Mediantdifferenzen empfindlich. Zur Berechnung der Prüfgröße U müssen die Daten der beiden Stichprobenhäufigkeitsverteilungen in eine gemeinsame Rangordnung gebracht werden. Dabei wird zu jeder Rangzahl vermerkt, aus welcher der beiden Stichproben der zugehörige Wert stammt. Die Summe der Rangzahlen, die auf die Stichprobe 1 (z. B. simulierte Parameter) entfallenden sei R_1 , die Summe der Rangzahlen, die auf die Stichprobe 2 (z. B. gemessene Parameter) entfallenden sei R_2 . Die Prüfgröße U wird mit

$$U_1 = n_a \cdot n_b + \frac{n_a(n_a + 1)}{2} - R_1 \quad U_2 = n_a \cdot n_b + \frac{n_a(n_a + 1)}{2} - R_2 \quad (10.8)$$

berechnet. Dabei sind n_a und n_b die Stichprobenumfänge. Die gesuchte Prüfgröße U ist die kleinere der beiden Werte U_1 und U_2 :

$$U = \text{Min}(U_1, U_2). \quad (10.9)$$

Mit der Prüfgröße U wird die Schranke z mit

$$z = \frac{U - \frac{n_a \cdot n_b}{2}}{\sqrt{\frac{n_a \cdot n_b (n_a + n_b + 1)}{12}}} \quad (10.10)$$

berechnet, die je nach Wert verschiedenen Signifikanzniveaus zugeordnet ist. Die Nullhypothese wird verworfen, wenn das Signifikanzniveau von 90 % weder erreicht noch überschritten wurde (vgl. Sachs, 1978 und Schönwiese, 1992; 2000).

Trendtest nach Cox und Stuart

Bei dem Trendtest nach Cox und Stuart handelt es sich um einen Vorzeichentest, der speziell auf Zeitreihen zugeschnitten ist. Dabei soll festgestellt werden, ob der in einer Zeitreihe beobachtete steigende oder fallende Trend zufällig ist (Nullhypothese) oder nicht. Die Prüfgröße für diesen Trendtest lautet:

$$z = \frac{\left| S - \frac{n}{6} \right| - 0,5}{\sqrt{\frac{n}{12}}}, \quad (10.11)$$

wobei der Term „-0,5“ bei einem Stichprobenumfang > 30 entfallen kann. Zur Durchführung des Trendtests wird die zu untersuchende Zeitreihe in drei gleichgroße Teile unterteilt. Dabei wird festgestellt, ob die Datenwerte des ersten Drittels der zu untersuchenden Zeitreihe kleiner bzw. größer sind als die des letzten Drittels. Der in Gleichung (10.11) benötigte Wert S ist die größere Summe gleicher Vorzeichen (Schoenwiese, 1992 und 2000).

Anhang V: Bodenparameter und Wasserdampf in Analysen des DWD und des ECMWF

Wie in Kapitel 4.2.3 beschrieben, besteht ein Unterschied der Assimilationsverfahren der Analysen des DWD und des ECMWF in der Ableitung der Bodenparameter spezifische Feuchte und Bodentemperatur. Diese Parameter stehen durch Evapotranspiration, Kondensation und Niederschlag mit dem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre in Wechselwirkung.

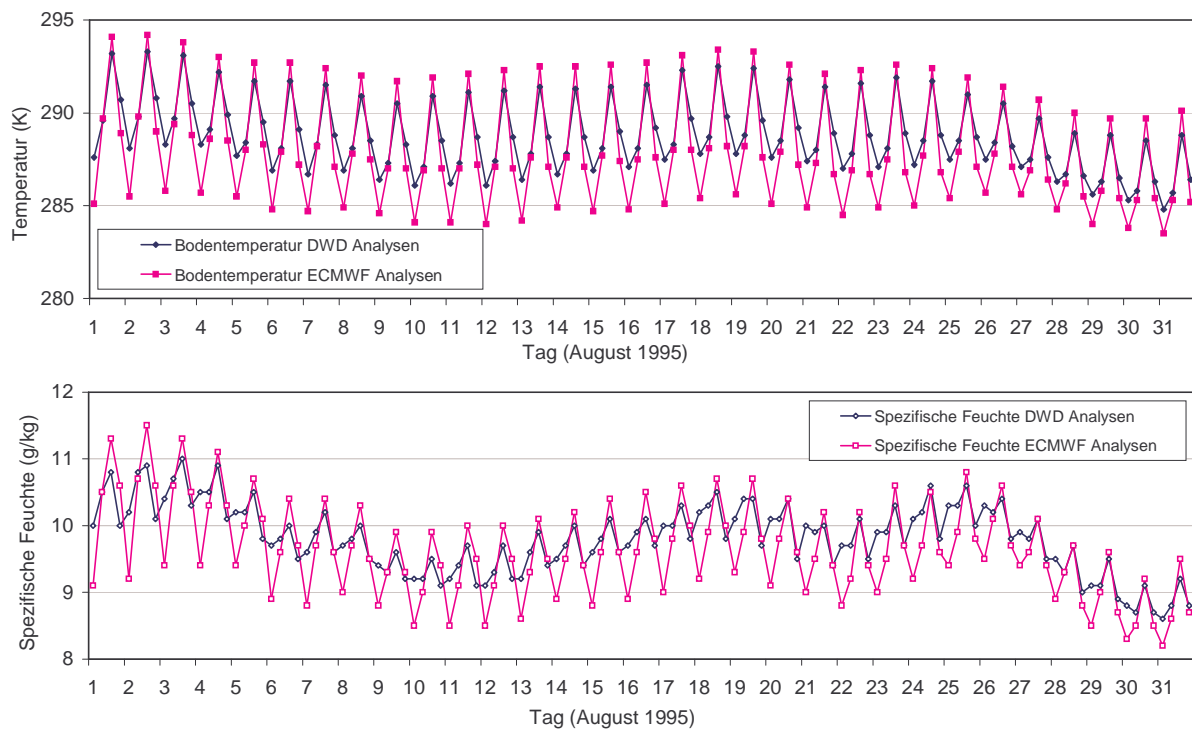


Abb. 10.1: Bodentemperatur (oben) und spezifische Feuchte des Bodens (unten) der Analysen des DWD (blau) und des ECMWF (rot).

Der Vergleich in Abb. 10.1 zeigt, dass der Tagesgang beider Parameter in den Analysedaten des ECMWF stärker ausgeprägt ist. Dabei ist die negative Differenz zwischen ECMWF- und DWD-Parametern zu den 00:00 UTC Terminen für beide Parameter größer als die positive Differenz zu den 12:00 UTC Terminen. Dies trägt dazu bei, dass die Analysedaten des DWD sowohl hinsichtlich der Bodentemperatur als auch bezüglich der spezifischen Feuchte des Bodens im Mittel höhere Werte aufweisen als die Analysedaten des ECMWF.

Ein Vergleich des Wasserdampfgehaltes der Analysedaten mit GPS-Messungen soll Aufschluss über den Unsicherheitsbereich der Analysedaten hinsichtlich ihres

Wasserdampfgehaltes geben. In Abb. 10.2 ist der vertikal integrierte Wasserdampfgehalt der im Untersuchungsgebiet vorliegenden GPS-Messungen verschiedener Bodenstationen sowie der vertikal integrierte Wasserdampfgehalt der beiden Analysen des zur jeweiligen Messstation am nächsten gelegenen Gitterelementes gemittelt worden und in ihrem zeitlichen Verlauf aufgetragen: Der Vergleich des vertikal integrierten Wasserdampfgehaltes der beiden verschiedenen Analysen mit GPS-Messungen zeigt, dass der Wasserdampfgehalt der Analysen einen ähnlichen zeitlichen Verlauf wie die GPS-Messungen aufweisen (vgl. Abb. 10.2). Die Standardabweichung der GPS-Messungen beträgt 4.4 kg/m^2 . Bei dem Wasserdampfgehalt der Analysen liegt sie bei 5.3 kg/m^2 (DWD-Analysen) bzw. bei 5.0 kg/m^2 (ECMWF-Analysen) und unterscheidet sich somit in beiden Fällen nicht wesentlich von der Standardabweichung der GPS-Messungen. Ein Unterschied besteht jedoch im absoluten Wert des vertikal integrierten Wasserdampfgehaltes.

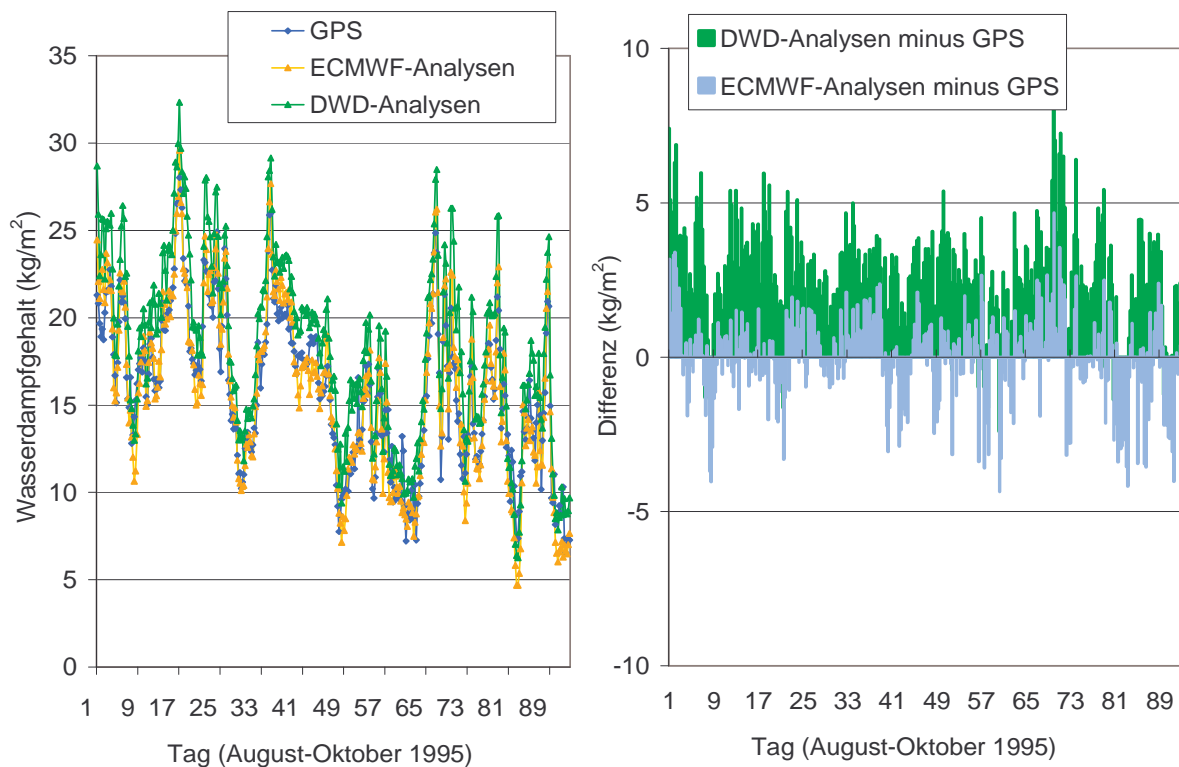


Abb. 10.2: Vertikal integrierter Wasserdampfgehalt der Analysen des DWD und des ECMWF sowie der GPS-Messungen (links) und Differenzen zwischen Analysen und GPS (rechts); Jeweils Mittel der GPS-Messstationen und Mittel der zugehörigen Modellgitterelemente (GPS Datenquelle: Johnsen und Rockel, 2001).

So ist der vertikal integrierte Wasserdampfgehalt der Analysen des DWD im Mittel um 2.5 kg/m^2 höher als bei den GPS Messungen. Demgegenüber beträgt die Differenz im mittleren Wasserdampfgehalt zwischen den Analysedaten des ECMWF und den GPS-

Messungen nur 0.1 kg/m^2 . Dabei sind die Werte der Analysen des ECMWF im Mittel um diesen Betrag niedriger als die der GPS-Messungen. Der ähnliche zeitliche Verlauf lässt einen systematischen Fehler vermuten, was auf einen geringen Unsicherheitsbereich der Analysedaten hinsichtlich des Wasserdampfgehaltes hindeutet. Die absoluten Differenzen weisen darauf hin, dass die Analysen des DWD insgesamt einen zu hohen Wasserdampfgehalt haben. Wie zusätzliche Auswertungen ergeben haben, zeigen die Vertikalprofile der Temperaturen der beiden Analysen gute Übereinstimmung. Deshalb ist die Wahrscheinlichkeit für die Entstehung von Wolkenwasser bei den Modellläufen höher, die mit DWD-Analysen initialisiert werden. In diesem Zusammenhang zeigten Johnsen und Rockel (2001 b), dass die Differenzen zwischen den Simulationsergebnissen des Regionalmodells HRM und der GPS-Messungen hinsichtlich des Wasserdampfes maßgeblich durch die verwendeten Analysen bestimmt werden.

Anhang VI: APOLLO Wolkenerkennung

APOLLO ist ein Algorithmus, mit dem Rohdaten der AVHR-Radiometer hinsichtlich der Strahlungseigenschaften von Wolken, Land und Ozean ausgewertet werden. Dieser Algorithmus war der erste, mit dem die Rohdaten auf der Grundlage aller fünf Spektralbereiche des AVHR-Radiometers ausgewertet wurden. Auf die Daten werden Tests angewendet um (1.) bewölkte von unbewölkten Datenelementen und (2.) vollständig bewölkte Datenelemente von partiell bewölkten zu unterscheiden. Außerdem werden (3.) Datenelemente innerhalb der bewölkten Klassen identifiziert, die eis- bzw. schneebedeckte Erdoberflächen beinhalten (Kriebel et al., 1999).

Zur Unterscheidung von wolkenfreien und bewölkten Datenelementen werden insgesamt fünf verschiedene Schwellenwerttests auf der Grundlage der fünf verschiedenen AVHRR Kanäle durchgeführt. Der Schwellenwerttest im sichtbaren Spektralbereich wird als Dynamical Visible Threshold Test (DVT) bezeichnet und im infraroten Spektralbereich als Infrared Gross Temperature Test (IGT). Die Grundlage des dynamisch sichtbaren Schwellenwerttests basiert auf der Tatsache, dass die meisten Wolken eine höhere Reflektivität im sichtbaren Spektralbereich aufweisen, als Erdoberflächen. Da Signale von größeren Wellenlängen weniger von Aerosolen (Rayleigh-Streuung) beeinflusst werden, wird dieser Test über Meeresoberflächen auf die Rohdaten des 2. Kanals angewendet. Über Land werden die Daten des 1. Kanals verwendet, da in diesem Spektralbereich stärkere Kontraste zwischen Landoberflächen und Wolken zu erwarten sind. Durch die Einbeziehung von je zwei Kanälen, sowohl im sichtbaren als auch im infraroten Spektralbereich, können außerdem aus dem Verhältnis der Reflektivitäten der beiden sichtbaren Spektralbereiche (Ratiotest, Kanal 1 und 2) sowie aus den Temperaturdifferenzen der beiden infraroten Spektralbereiche (Kanal 4 und 5) Informationen hinsichtlich der Bewölkung gewonnen werden. Dabei weist das Verhältnis der Kanäle 1 und 2 bei bewölkten Situationen einen Wert von etwa 0.9 auf. Über Ozeanen beträgt es aufgrund der Rayleigh-Streuung 0.6, während es über vegetationsbedeckten Landoberflächen einen Wert von etwa 1.5 hat. Eine Schwierigkeit bei diesem Test besteht darin, Landoberflächen ohne Vegetation von Wolken zu unterscheiden, da das Verhältnis zwischen den Kanälen 1 und 2 in beiden Fällen sehr ähnlich ist. Der fünfte Test besteht aus einem räumlichen Kohärenztest der Temperatur, bei dem die Standardabweichung der Temperatur eines Gebietes von 3 x 3 Datenelementen als Schwellenwert zugrunde gelegt wird. Dieser Test wird jedoch nur über Ozeandatenelementen angewendet, da über Land die Standardabweichung zu hoch ist.

Ein entscheidender Unterschied zwischen dem ISCCP- und dem APOLLO-Wolkenerkennungsalgorithmus besteht in der Ableitung von Strahldichten bei unbewölkten Verhältnissen: Während APOLLO sowohl im sichtbaren als auch im infraroten Spektralbereich statische Werte zugrunde legt, werden diese Werte bei ISCCP dynamisch bestimmt, wodurch eine Anpassung an die räumliche und zeitliche Inhomogenität der Strahlungseigenschaften der Erdoberflächen gewährleistet ist. Dieses ist insofern von besonderer Bedeutung, als die Validierungsergebnisse der ISCCP C-Daten den großen Einfluss der Strahldichten bei unbewölkten Verhältnissen auf die Wolkenerkennung verdeutlicht haben (vgl. Kap. Anhang III, S. 119). Ein weiterer Unterschied in der Erkennung unbewölkter Datenelemente zwischen ISCCP und APOLLO besteht darin, dass bei ISCCP Datenelemente dann als unbewölkt klassifiziert werden, wenn der zeitliche Variabilitätstest eine unbewölkte Szene erkannt hat und dasselbe Datenelement außerdem durch den räumlichen Variabilitätstest nicht klassifiziert wurde. Bei APOLLO müssen die fünf zuvor beschriebenen Schwellenwerttests negative Ergebnisse aufweisen, damit das jeweilige Datenelement als unbewölkt klassifiziert wird (Saunders und Kriebel, 1988). Als bewölkt gelten bei APOLLO dann alle Datenelemente, bei denen mindestens ein Testergebnis positiv ausgefallen ist. Im Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP werden demgegenüber separate Schwellenwerttests zur Erkennung bewölkter Datenelemente durchgeführt (vgl. Kap. 3.3.3.1).

Ein weiterer Unterschied zur Wolkenerkennung von ISCCP besteht durch die Unterscheidung vollständig bewölkter von partiell bewölkten Datenelementen bei APOLLO. Sie erfolgt unter erneuter Anwendung des Ratiotests auf den 1. und 2. AVHRR Kanal. Liegt der Wert zwischen 0.8 und 1.1, deutet dieses auf ein vollständig bewölktes Datenelement hin. Zusätzlich wird der räumliche Kohärenztest durchgeführt. Für diesen Zweck ist der Test auch über Land anwendbar, da angenommen wird, dass vollständig bewölkte Datenelemente ein homogeneres Temperaturfeld als partiell bewölkte Datenelemente liefern. Dabei wird der Schwellenwert auf 1 K gesetzt. Ein Datenelement wird als vollständig bewölkt klassifiziert, wenn eines der beiden Testkriterien erfüllt ist. Alle anderen verbleiben in der Klasse der partiell bewölkten Datenelemente. Der Bedeckungsgrad jedes Wolkentyps wird ermittelt, indem eine Relation zwischen der jeweiligen Reflektivität des betreffenden Datenelementes zu der Reflektivität des nächsten vollständig bewölkten Datenelementes hergestellt wird. Für die infraroten Spektralbereiche werden entsprechend Relationen zu den jeweiligen Temperaturen hergestellt. Datenelemente, die aufgrund von Eisbedeckung fälschlicherweise als bewölkt klassifiziert worden sind, werden mittels Schwellenwerttests im nahinfraroten Spektralbereich identifiziert.

Anhang VII: Abkürzungen

Abkürzungen werden bei erstmaligem Auftreten erklärt. Anschließend wird nur die Abkürzung verwendet.

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
APOLLO	AVHRR Processing scheme Over cLoud Land and Ocean
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BRIDGE	Periode intensiver Datensammlung in BALTEX
CERES	Cloud and the Earth's radiant Energy System
CHAMP	Challenging Micro Satellite Payload
CLAVR	NOAA Cloud Advanced Very High Resolution Radiometer
DVT	Dynamical Visible Threshold Test
DWD	Deutsche Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecast
EPS	Ensemble Prediction System
EM	Europamodell des DWD
FIMR	Finish Institute of Marine Research
GAC	Global Area Coverage
GAME	GEWEX Asian Monsoon Experiment
GAPP	GEWEX Americas Prediction Project
GCSS	Global Cloud System Studies
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GISS	Goddard Institute for Space Studies
GKSS	Forschungszentrum Geesthacht GmbH; Mitglied der Hermann von Helmholtzgesellschaft

GME	Globalmodell des DWD
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPS	Geo Positioning System
HIRS	High Resolution Infrared Radiation Sounder
HRM	High resolution Regional Model
I3	Improved Initialization Inversion
IGT	Infrared Gross Temperature Test
ISCCP	International Cloud Climatology Project)
LAC	Local Area Coverage
LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
MAGS	Mackenzie GEWEX Study
MDB	Murray-Darling Basin Water Budget Project
METEOSAT	Meteorological Satellite
MSU	Microwave Sounding Unit
NEWBALTIC	Numerical Studies of the Energy and Water Cycle of the Baltic Region
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PIDCAP	Pilot study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation
REMO	Regional Modell
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SWEWAB	Surface Energy and Water Balance
TERRA	Landoberflächenmodell des operationellen HRM
TIROS	Television Infrared Observing Satellites
TOVS	TIROS Operational Vertical sounder

UKMO	United Kingdom Meteorological Office
WCRP	World Climate Research Program
WGNE	Working Group on Numerical Experimentation

Anhang VIII: Symbole

A_w	Beitrag adiabatischer und diabatischer Prozesse in der prognostischen Bilanzgleichung für Wolkenwasser ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
CLC	Bedeckungsgrad (-)
c_u	Kondensation im Aufwindbereich ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
D	Wasserdampf ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
D_d	Detrainmentrate im Aufwindbereich ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
D_u	Detrainmentrate im Aufwindbereich ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
\underline{D}_α	diffusiver Fluss der jeweiligen Wasserphase α (kg m^3)
E_d	Entrainmentrate im Aufwindbereich ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
E_u	Entrainmentrate im Aufwindbereich ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
\underline{F}_α	turbulenter Fluss der jeweiligen Wasserphase α ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
G_p	Umwandlungsraten des Wolkenwassers in Regenwasser ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
MAX	Maximum (-)
M_d	Massenfluss im Abwindbereich ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
MIN	Minimum (-)
M_u	Massenfluss im Aufwindbereich ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
n_a	Stichprobenumfänge
n_b	Stichprobenumfänge
P	Druck in der jeweiligen Modellschicht (Pa)
P_s	Bodendruck (Pa)
q_α	spezifische Feuchte der jeweiligen Wasserphase α (kg m^{-3})
R	Regen (kg/kg)
RH	relative Feuchte (%)
RHC	druckabhängiger kritischer Wert der relativen Feuchte (%), bei dessen Überschreitung partielle Wolkenbedeckung angenommen wird
S	Schnee (kg/kg)
S_{ac}	Akkreszens - Wachstum von Regentropfen durch Koaleszens mit Wolkentropfen ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_{au}	Autokonversion - die primäre Bildung von Regentropfen durch Koaleszenswachstum von Wolkentropfen ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_c	Kondensation, wenn $S_c > 0$ und Verdunstung wenn $S_c < 0$ von Wolkenwasser ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

S_{dep}	Depositionswachstum von Schnee, wenn $S_{\text{dep}} > 0$; Sublimation, wenn $S_{\text{dep}} < 0$ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_{ev}	Evaporation von Regen ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_{melt}	Schmelzen von Schnee ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_{nuc}	Nukleation von Schnee aus der unterkühlten Wolkenwasserphase ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_{rim}	Bereifen von Schnee - Kollision mit unterkühlten Wolkentropfen ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_{shed}	Shedding - Bildung von Regenwasser durch Abtropfen des von schmelzenden Eiskristallen aufgesammelten Wolkenwassers ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
S_{α}	Quell- und Vernichtungsrate der jeweiligen Wasserphase α ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
U	Prüfgröße im U-Test
W	Wolkenwasser (kg/kg)
α	Wasserphase: Wasserdampf, Wolkenwasser, Regen oder Schnee
ℓ	Wolkenwassergehalt im Aufwindbereich (kg m^{-3})
ρ	Dichte (kg m^{-3})
σ	p/p_s

Anhang IX: Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildungen

Abb. 2.1: Einbindung der vorliegenden Arbeit in aktuelle Forschungsbereiche.	5
Abb. 3.1: Methode der Validierung.	10
Abb. 4.1: Das Untersuchungsgebiet.	28
Abb. 5.1: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades von HRM Simulationen, initialisiert mit Analysen des DWD (blau) und mit Analysen des ECMWF (grün) und deren Differenz: HRM_DWD minus HRM_ECMWF (rot).	34
Abb. 5.2: Differenz des Bedeckungsgrades zwischen beiden Kollektiven (links) und die Standardabweichung dieser Differenzen (rechts) jeweils in Abhängigkeit von der Vorhersagedauer nach Initialisierung (August bis Oktober 1995).	36
Abb. 5.3: Bedeckungsgrad aus HRM-Läufen mit gekoppeltem Landoberflächenmodell TERRA und aus HRM-Läufen mit gekoppeltem Landoberflächenmodell SEWAB und deren Differenz.	37
Abb. 5.4: Wolkenerkennung bei Zugrundelegung verschiedener Spektralbereiche; Mittelwerte von August bis Oktober 1995.	39
Abb. 5.5: Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO (durchgezogene Linie) und derselbe mit reduziertem Datenvolumen nach Methode des ISCCP-DX-Datensatzes (gestrichelte Linie) und Differenz (grün).	40
Abb. 5.6: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades aus NOAA-14 AVHRR Überflügen, prozessiert mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO (blau) und mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von ISCCP (rot) und die Differenz der Ergebnisse (grün).	42
Abb. 5.7: Häufigkeitsverteilung des Bedeckungsgrades, abgeleitet mit dem ISCCP-Wolkenerkennungsalgorithmus (rot) und abgeleitet mit dem APOLLO-Wolkenerkennungsalgorithmus (blau), August 1995.	44
Abb. 5.8: Räumliche Verteilung der mittleren zeitlichen Differenz des Bedeckungsgrades, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP minus Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO; August 1995.	45
Abb. 5.9: Gebietsmittel der Differenzen zwischen dem Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von ISCCP und dem Bedeckungsgrad, abgeleitet mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus von APOLLO über verschiedenen Erdoberflächen (ISCCP minus APOLLO).	46
Abb. 6.1: Räumliche Verteilung des mittleren Bedeckungsgrades: HRM-Simulationen, initialisiert mit DWD Analysen (links); mit ECMWF Analysen (mitte) und ISCCP (rechts); Mittel von August bis Oktober 1995.	54
Abb. 6.2: Mittlere Differenzen im Bedeckungsgrad; Mittel von August bis Oktober 1995 (links: HRM, initialisiert mit DWD Analysen minus ISCCP; rechts: HRM, initialisiert mit ECMWF Analysen minus ISCCP).	54
Abb. 6.3: Mittlere Differenzen im Bedeckungsgrad in monatlichen Zeitabschnitten (HRM, initialisiert mit Analysen des DWD minus ISCCP).	55
Abb. 6.4: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel des Bedeckungsgrades von August bis Oktober 1995; (dreistündlich).	56

Abb. 6.5: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Differenzen zwischen simuliertem und aus Satellitendaten abgeleitetem Bedeckungsgrad von ISCCP; August bis Oktober; (dreistündlich).....	56
Abb. 6.6: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Differenzen im Bedeckungsgrad über Land (links) über Wasser (rechts); August bis Oktober 1995; (dreistündlich).....	58
Abb. 6.7: Tagesgang des Bedeckungsgrades und der Differenzen zwischen HRM und ISCCP; zeitliches Mittel der Gebietsmittelwerte von August bis Oktober 1995.....	59
Abb. 6.8: Tagesgang des Bedeckungsgrades und der Differenzen zwischen HRM und ISCCP über Landoberflächen (links) und über Wasseroberflächen (rechts); zeitliches Mittel der Gebietsmittelwerte von August bis Oktober 1995.....	60
Abb. 6.9: Mittlere Differenz in der Wolkenhäufigkeit; zeitliches Mittel von August bis Oktober 1995 (links: HRM, initialisiert mit Analysen des DWD minus ISCCP, rechts: HRM, initialisiert mit Analysen des ECMWF minus ISCCP).....	62
Abb. 6.10: Mittlere Differenz der Wolkenhäufigkeit in monatlichen Zeitabschnitten (HRM, initialisiert mit DWD-Analysen minus ISCCP).....	62
Abb. 6.11: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Wolkenhäufigkeit von August bis Oktober 1995; (dreistündlich).....	63
Abb. 6.12: Zeitlicher Verlauf der Gebietsmittel der Differenzen zwischen simulierter und aus Satellitendaten abgeleiteter Wolkenhäufigkeit von August bis Oktober 1995; (dreistündlich).....	63
Abb. 6.13: Tagesgang der Wolkenhäufigkeit und der Differenz zwischen HRM und ISCCP; zeitliches Mittel der Gebietsmittel von August bis Oktober 1995.....	65
Abb. 6.14: Luftdruck (auf Meeresspiegelniveau) im Untersuchungsgebiet (Gebietsmittel, -minima und -maxima von August bis Oktober 1995, dreistündlich).....	66
Abb. 6.15: Wolkenhäufigkeit in Verbindung mit positiven (links) und negativen (rechts) Druckanomalien; August bis Oktober 1995.....	67
Abb. 6.16: Häufigkeitsdifferenz zwischen simulierten Wolken, bezogen auf Emissivitätsniveaus (hPa) und simulierten Wolken, bezogen auf physikalische Wolkenoberkanten (hPa); Mittelwerte August bis Oktober 1995.....	71
Abb. 6.17: Häufigkeitsverteilung von simulierten Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.....	72
Abb. 6.18: Häufigkeitsverteilung von simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.....	73
Abb. 6.19: Differenzen in der vertikalen Häufigkeitsverteilung zwischen simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.....	74
Abb. 6.20: Tagesgang der Differenzen zwischen simulierter und aus Satellitendaten abgeleiteter Wolkenhäufigkeit in der vertikalen Verteilung auf Emissivitätsniveaus; Mittel August bis Oktober 1995.....	75
Abb. 6.21: Differenzen zwischen simulierter und aus Satellitendaten abgeleiteter Wolkenhäufigkeit in verschiedenen optische-Dicke-Klassen, aufgliedert nach Emissivitätsniveaus (Mittelwerte, August bis Oktober 1995).....	77
Abb. 6.22: Verteilung von simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus über Land- und Wasseroberflächen; Summe von August bis Oktober 1995.....	78
Abb. 6.23: Verteilung von simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken auf Emissivitätsniveaus in Verbindung mit negativen und positiven Druckanomalien; Mittel von August bis Oktober 1995.....	79

Abb. 6.24: Differenzen zwischen simulierten und aus Satellitendaten abgeleiteten Wolken in verschiedenen optische-Dicke-Klassen in Verbindung mit Druckanomalien, aufgegliedert nach Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.....	80
Abb. 7.1: Relative Häufigkeitsverteilung von Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und von ISCCP-Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.....	85
Abb. 7.2: Tagesgang der relativen Häufigkeitsverteilung von Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und ISCCP-Wolken auf Emissivitätsniveaus; Mittel von August bis Oktober 1995.	86
Abb. 7.3: Änderung der relativen vertikalen Häufigkeitsverteilung von Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und von ISCCP-Wolken auf Emissivitätsniveaus innerhalb 6-stündiger Perioden; Mittel von August bis Oktober 1995.	87
Abb. 7.4: Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und der ISCCP-Wolken auf verschiedene optische-Dicke-Klassen; Mittel von August bis Oktober 1995.....	88
Abb. 7.5: Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und der ISCCP-Wolken über Land- und Wasseroberflächen; Mittel von August bis Oktober 1995.	89
Abb. 7.6: Verteilung der Wolken unterschiedlicher Parametrisierung und der ISCCP-Wolken in Verbindung mit Luftdruckanomalien; Mittel von August bis Oktober 1995.	90
Abb. 10.1: Bodentemperatur (oben) und spezifische Feuchte des Bodens (unten) der Analysen des DWD (blau) und des ECMWF (rot).....	124
Abb. 10.2: Vertikal integrierter Wasserdampfgehalt der Analysen des DWD und des ECMWF sowie der GPS-Messungen (links) und Differenzen zwischen Analysen und GPS (rechts); Jeweils Mittel der GPS-Messstationen und Mittel der zugehörigen Modellgitterelemente (GPS Datenquelle: Johnsen und Rockel, 2001).	125

Tabellen

Tab. 4.1: Unterscheidung von bewölkten und unbewölkten Datenelementen durch räumliche und zeitliche Variabilitätstests, abschließende Testergebnisse sind rot (Quelle: Rossow et al., 1996)	25
Tab. 4.2: Anzahl der Tage mit überwiegend zyklonalen Witterungsverhältnissen im Untersuchungsgebiet	30
Tab. 5.1: Unsicherheitsquellen und deren Ausmaß (blau: Unsicherheitsquellen des numerischen Modells; rot: Unsicherheitsquellen der Wolkenparameter von ISCCP)	49
Tab. 5.2: Summe der Unsicherheitsbereiche und deren Zusammensetzung	49
Tab. 5.3: Kriterien und Anforderungen für die Validierung und deren Nutzen	50

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Hans von Storch möchte ich für die Übernahme des Erstgutachtens und für die wertvollen Anregungen in der Schlussphase dieser Arbeit danken.

Dr. Stefan Bakan danke ich für die Übernahme des Zweitgutachtens.

Mein Dank gilt außerdem Herrn Prof. Dr. Ehrhard Raschke für die Anregung dieser Arbeit und für sein Vertrauen, das er mir entgegenbrachte. Er begleitete meine Doktorandenzeit mit vielen Gesprächen und Diskussionen und war stets an dem den Fortgang dieser Arbeit interessiert.

Dr. Burkhardt Rockel und Dr. Rolf Stuhlmann danke ich für viele kritische Diskussionen.

Für die vielen konstruktiven Anregungen und Diskussionen möchte ich außerdem Dr. Kirsten Warrach sowie Dipl.-Met. Beate Müller, Dr. Ute Karstens und Dr. Klaus-Peter-Johnsen ganz herzlich danken.

Ebenfalls danke ich Dr. Rainer Hollmann für technische Hilfen und fachliche Gespräche. Sie waren mir ebenso, wie die wöchentlichen Diskussionen mit den Mitgliedern der Arbeitsgruppe Regionale Modellierung eine große Hilfe.

Dr. Bill Rossow vom NASA Goddard Institute for Space Studies (USA) möchte ich für die vielen bereichernden Impulse danken, die ich aus unseren Diskussionen ziehen konnte. Er ermöglichte mir außerdem die Nutzung der ISCCP-DX-Daten, obwohl diese zu Beginn der Arbeit noch nicht öffentlich zugänglich waren.

Außerdem danke ich Dr. George Tselioudis vom NASA Goddard Institute for Space Studies (USA) und den übrigen Mitgliedern der Arbeitsgruppe für außertropische Bewölkung der GCSS für die hilfreichen Diskussionen.

Mein aufrichtiger Dank gilt meinem Freund Claus Winter für seine unermüdliche Unterstützung.