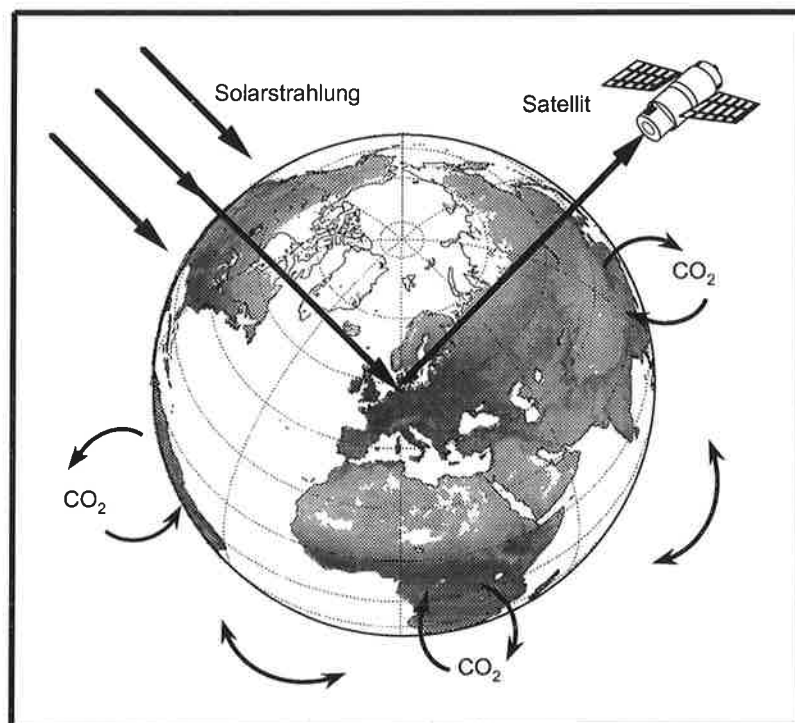




# Max-Planck-Institut für Meteorologie

## EXAMENSARBEIT Nr. 49



### SATELLITENGESTÜTZTE FERNERKUNDUNG UND MODELLIERUNG DES GLOBALEN CO<sub>2</sub>-AUSTAUSCHS DER LANDVEGETATION: EINE SYNTHESE

VON

Wolfgang Knorr

HAMBURG, November 1997

ISSN 0938-5177

Satellitengestützte Fernerkundung  
und  
Modellierung des globalen CO<sub>2</sub>-Austauschs  
der Landvegetation:  
Eine Synthese

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

vorgelegt von

Wolfgang Knorr

aus Braunschweig

Hamburg

1997

ISSN 0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. K. Hasselmann  
und Dr. M. Heimann

Hamburg, den 18. Juni 1997

Prof. Dr. J.O. Backhaus  
Stellv. Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften



*für Bettina*

Des Wassers Natur ist es, den Geschöpfen Nutzen zu bringen  
und ohne Widerstreben an der niedersten Stelle zu sein.

LAO-TSE

## Zusammenfassung

Die terrestrische Biosphäre spielt nach unserem heutigen Verständnis geochemischer Zusammenhänge eine bedeutende Rolle innerhalb des globalen Kohlenstoffkreislaufes auf Zeitskalen von einem Jahr bis einigen Jahrzehnten. Daher werden Modelle benötigt, die Vegetationsaktivität in globalem Maßstab simulieren und in der Lage sind, biogeochemische Flüsse von CO<sub>2</sub>, Bodenkohlenstoff und verschiedenen Isotopen vorherzusagen.

Verschiedene Vergleichsstudien von Biosphärenmodellen, etwa auf Initiative des Internationalen Biosphäre-Geosphäre Programms (IGBP), haben jedoch große Unterschiede bei den Ergebnissen dieser Simulationen zu Tage gefördert, etwa bei der Nettoprimärproduktion (NPP) oder beim Nettoaustausch von CO<sub>2</sub> zwischen Vegetation und Atmosphäre. Der Grund für solche Diskrepanzen liegt vermutlich in erheblichen konzeptionellen Schwierigkeiten und Differenzen darüber, wie Vegetationsaktivität in globalem Maßstab dargestellt und aus Feldstudien gewonnene Parameter räumlich extrapoliert werden sollen. Daher werden verlässliche Strategien zur Überprüfung derartiger Modelle benötigt, um Vertrauen in ihre Zuverlässigkeit zu gewinnen und um schließlich Vorhersagen zukünftiger Veränderungen zu ermöglichen.

Langfristige, globale Messungen des Reflexionsgrades der Erdoberfläche, von einer Serie polar-orbitaler Wettersatelliten der NOAA-Serie im sichtbaren und nah-infraroten Spektralbereich durchgeführt, stellen heute wohl den bestgeeigneten und umfassendsten Datensatz dar, um globale Vegetationsmodelle zu testen und zu verbessern. Bisher wurden solche Daten meist in Vegetationsindizes umgerechnet (z.B. NDVI) und diese direkt in verschiedene biophysikalische Größen übersetzt, etwa in LAI oder Biomasse. Die Genauigkeit des Verfahrens ist jedoch stark eingeschränkt, weil das Signal gleichzeitig von Beobachtungsrichtung, Sonnenstand, Farbe des Bodenhintergrundes und Zustand der Atmosphäre abhängt.

Diese Schwierigkeiten, die bisher eine quantitative Nutzung der Satellitendaten verhindern, werden in der vorliegenden Arbeit durch eine neuartige Strategie zum großen Teil vermieden. Anstatt solche Messungen direkt als Eingangsdaten zu verwenden, wird eine Synthese von Vegetationsmodellierung und Fernerkundungstechnik versucht. Dabei ist entscheidend, daß das dazu entwickelte Vegetationsmodell auch ohne Satellitendaten betrieben werden kann.

Die Strategie besteht nun darin, das Satellitensignal durch Kombination eines Vegetations- und eines Strahlengangmodells vorherzusagen und mit den Messungen zu vergleichen. Dabei können sowohl Fehler bei der Meßtechnik als auch Unsicherheiten bei der Vegetationsmodellierung berücksichtigt werden. Danach wird das Modell soweit eingeschränkt, daß Messungen und Simulationen innerhalb der geschätzten Genauigkeit übereinstimmen. Erst dieses Verfahren ermöglicht quantifizierbare Hinweise darauf, welcher Nutzen sich aus den Satellitendaten für die Diagnose des Vegetationsanteils des globalen Kohlenstoffkreislaufes ziehen lassen.

Das hier entwickelte Modell simuliert die Photosyntheserate der Landpflanzen eingebet-

tet in die volle Energie- und Wasserbilanz der atmosphärischen Grenzschicht, wobei der Zusammenhang zwischen CO<sub>2</sub>-Aufnahme und Transpirationsverlust über die Kontrolle der Blattspaltöffnungen explizit dargestellt wird. Zusätzlich werden noch pflanzeigene Respiration und Bodenrespiration berechnet. Die Ergebnisse mit zwei Photosyntheschemata und verschiedenen Klima- und Vegetationskarten werden verglichen und die Sensitivität des Modells gegenüber Unsicherheiten bei verschiedenen Parametrisierungen berechnet. Die mittlere globale NPP beträgt danach 76 GtC (Milliarden Tonnen Kohlenstoff) mit einem Fehler von  $\pm 50$  GtC. Der eingangs genannte weite Streubereich bei der Berechnung dieser Größe erscheint so als Konsequenz einer Fehlerakkumulation bei der mechanistischen Vegetationsmodellierung.

Ein Vergleich der simulierten Satellitendaten mit den Messungen zeigt gute Übereinstimmungen in den meisten Vegetationszonen. Abweichungen gibt es für boreale Nadelwälder (zu "grün" im Modell), für die Tundra (zu karg) und beim Kontrast zwischen Feucht- und Trockenperiode in den Tropen (zu groß). Daneben werden ansatzweise auch Eingriffe des Menschen sichtbar, wie Bewässerung, Bodenerosion und Waldzerstörung. Eine Einschränkung der Modellberechnungen durch Anpassung an die Satellitendaten verringert den globalen Fehler in der NPP auf  $\pm 36$  GtC und wirkt sich vor allem bei Nadelwäldern und in tropischen Savannen aus. In dieser Version bestätigt das Modell außerdem die Auffassung anderer Autoren, daß große Teile der tropischen Regenwälder auf bisher nicht berücksichtigte Bodenwasserreserven während der Trockenzeit angewiesen sind.

Die Ergebnisse werden anhand des Jahresganges der CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre überprüft. Dies geschieht über ein Modell des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Transports, das mit recht genauen Winddaten aus Routine-Wettervorhersagen arbeitet. Es zeigt sich, daß die mit Satellitendaten eingeschränkten Simulationen innerhalb ihres gesamten Unsicherheitsbereichs weitgehend mit den CO<sub>2</sub>-Messungen übereinstimmen – innerhalb der Fehler dieses Tests. Dagegen ist ohne diese zusätzliche Bedingung die Übereinstimmung im Mittel schlechter, und innerhalb des Unsicherheitsbereiches gibt es klare Abweichungen von den Messungen.

Daraus wird geschlossen, daß Satellitendaten auf globalem Maßstab mindestens den gleichen Wert bei der genaueren Bestimmung der globalen Vegetationsaktivität haben wie CO<sub>2</sub>-Messungen in der freien Atmosphäre. Gerade in den produktiven und durch mögliche Klimaänderungen bedrohten ariden Gebieten liefern sie wertvolle Erkenntnisse; eine quantitative Interpretation der Daten ist, wegen der vielfältigen meteorologischen und meßtechnischen Einflüsse, jedoch nur durch Synthese von Beobachtungen und Modellsimulationen möglich. Wahrscheinlich stellen die beiden genannten Datensätze die gegenwärtig wichtigste Einschränkung für globale Vegetationsmodelle dar.

## Abstract

The terrestrial biosphere is believed to play a prominent role in the global carbon cycle at time scales from one year to several decades. Consequently, models are required that simulate vegetation activity on a global scale and are able to predict biogeochemical fluxes of plant and soil carbon, CO<sub>2</sub> and various isotopes.

However, recent biosphere model intercomparisons, some initiated by the International Biosphere Geosphere Programme (IGBP), have shown large discrepancies in model results, such as net primary production (NPP) or the net vegetation-atmosphere CO<sub>2</sub> flux. Those discrepancies probably arise from considerable conceptual uncertainties regarding how vegetation activity should be represented on large spatial scales. As a consequence, reliable validation strategies are needed in order to increase confidence in global vegetation models and eventually allow predictions into the future.

Long-term and global measurements of visible and near-infrared reflectances of the earth's surface carried out on board a series of NOAA polar orbiting satellites constitute a particularly well suited data set to check and improve global vegetation models. Such data have often been converted to vegetation indices (e.g. NDVI) and then translated into biophysical quantities, such as LAI or biomass. This approach, however, leads to serious problems of accuracy, because viewing conditions, soil background colour and atmospheric conditions have a large impact on the signal.

Such difficulties have so far seriously impeded quantitative exploitation of satellite data. Therefore, a different strategy is adopted in the present work that is able to avoid such problems to a large extent. Instead of using satellite measurements directly as input data, the study aims at a synthesis of vegetation modelling and remote sensing technology. It is decisive that the vegetation model developed in this context can be run on its own, without reference to satellite data.

The strategy consists of predicting the satellite signal by a combination of vegetation and radiative transfer models. It is thus possible to consider both errors in the process of measurement and uncertainties of vegetation modelling. As a next step, the model is constrained such that measurements and simulations agree within the estimated range of uncertainties. Only with this approach, quantifiable indications of the usefulness of satellite data for vegetation carbon-cycle modelling can be delivered.

The model developed within the context of this work simulates the photosynthetic rate of land plants embedded within a full energy and water budget of the earth's surface. The link between CO<sub>2</sub> uptake and water loss by transpiration through stomatal control is represented explicitly. Plant and soil respiration are also calculated. Various results with two photosynthesis schemes and different vegetation maps are compared, and the sensitivity of the model against uncertainties implied in several parametrisations is assessed. Mean global NPP is thus calculated to be 76 GtC (billion tons of carbon) with an error estimate of  $\pm 50$  GtC. It appears that the large scatter range between models mentioned above is a

true result of cumulated uncertainties involved in a mechanistic description of vegetation activity.

A comparison of simulated satellite data with measurements shows good agreement for most vegetation zones. Deviations exist for boreal coniferous forests (too “green” in the model), tundra (too barren) and for the contrast between wet and dry season in the tropics (too large). Human impact can also be detected in some instances. A constraint of model calculations to fit the satellite data reduces the global error estimate in NPP to  $\pm 36$  GtC. The impact is largest for needle-leaved forests and tropical savannas. This version of the vegetation model agrees with conclusions by other authors that large parts of the tropical rainforests depend on large soil water storage during the dry season.

Results are checked against the seasonal cycle of atmospheric CO<sub>2</sub> concentration through an atmospheric tracer transport model. Transport is prescribed from routine weather forecasts of high accuracy. It appears that within the modelling uncertainties, the simulations that have been constrained by satellite data all agree with CO<sub>2</sub> measurements – within the error implied by this test. By comparison, there is less agreement for the mean unconstrained simulation, and some simulations within the uncertainty range of the unconstrained model versions clearly contradict the measurements.

The conclusion is, that on a global scale satellite data have at least the same value for determining vegetation activity as have CO<sub>2</sub> measurements in the free atmosphere. In highly productive but water limited areas, most threatened by human impact or a possible climate change, their usefulness is particularly large. Because a multitude of micrometeorological and optical factors can influence the signal, a quantitative interpretation of those data is made possible only by a synthesis of observations and vegetation model simulations. At present, these two data sets probably constitute the main constraint we have on vegetation models.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Wissenschaftlicher Hintergrund . . . . .	1
1.2	Ziel der Arbeit . . . . .	3
1.3	Der globale Kohlenstoffkreislauf . . . . .	3
1.4	Satellitenfernerkundung . . . . .	6
1.5	Methode und genaue Fragestellung . . . . .	7
<b>2</b>	<b>Das Vegetationsmodell BETHY</b>	<b>10</b>
2.1	Anforderungen an das Modell . . . . .	10
2.2	Übersicht über die Modellstruktur . . . . .	10
2.3	Eingangsdaten: Klima und Böden . . . . .	13
2.4	Vegetationskarten und vegetationsspezifische Parameter . . . . .	15
2.5	Energie- und Wasserbilanz . . . . .	24
2.6	Photosynthesemodelle: Monteith und Farquhar . . . . .	49
2.7	Kohlenstoffbilanz . . . . .	57
2.8	Phänologie . . . . .	61
<b>3</b>	<b>Modellergebnisse und Vergleich mit Feldstudien</b>	<b>64</b>
3.1	Übersicht und Definitionen . . . . .	64
3.2	Variabilität der Luftfeuchte . . . . .	68
3.3	Globale Ergebnisse und Sensitivität . . . . .	70
3.4	Tagesgang der Photosynthese und der Bestandsleitfähigkeit im Vergleich mit Feldmessungen . . . . .	83
3.5	Vergleich mit Messungen des Bodenwassergehalts . . . . .	86
3.6	Vergleich mit direkten Messungen der Nettoprimärproduktion . . . . .	86
<b>4</b>	<b>Modellvalidierung mit Fernerkundungsdaten</b>	<b>93</b>
4.1	Einführung . . . . .	93
4.2	Datenerfassung und Datenbereitstellung . . . . .	101
4.3	Versionen des Vegetationsmodells BETHY . . . . .	106
4.4	Erster Vergleich: LAI-GEMI . . . . .	107
4.5	Methode der Modellvalidierung . . . . .	112

4.6	Vergleich simulierter und gemessener Vegetationsindizes . . . . .	115
4.7	Schlußfolgerungen . . . . .	124
<b>5</b>	<b>Modelleinschränkung mit Fernerkundungsdaten</b>	<b>125</b>
5.1	Methode der Modelleinschränkung . . . . .	125
5.2	Berechnete Beziehungen FPAR-Vegetationsindex . . . . .	126
5.3	Strategie der Modelleinschränkung . . . . .	131
5.4	Ergebnisse . . . . .	135
5.5	Fehlerbetrachtung . . . . .	143
5.6	Zusammenfassung und Schlußfolgerungen . . . . .	148
<b>6</b>	<b>Überprüfung der Ergebnisse mit CO<sub>2</sub>-Messungen</b>	<b>150</b>
6.1	Methode und Modellversionen . . . . .	150
6.2	Ergebnisse . . . . .	155
6.3	Eignung der CO <sub>2</sub> -Daten zur Modelleinschränkung . . . . .	167
6.4	Erste Schlußbetrachtung . . . . .	169
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und weitere Anwendungen</b>	<b>172</b>
7.1	Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	172
7.2	Ausblick auf weitere Anwendungen . . . . .	174
7.3	Schlußbemerkung . . . . .	175



# Tabellenverzeichnis

2.1	Verwendete Vegetationstypen und Parameter. . . . .	17
2.2	Landbedeckungsarten und ihre Zuordnung zu den Vegetationstypen . . . . .	19
2.3	Landbedeckungsarten und Zuordnung bei der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Karte . . . . .	20
2.4	Werte der Bodenalbedo . . . . .	36
2.5	Ergebnisse einer Kurvenanpassung an Messungen der Bestandsleitfähigkeit	45
2.6	Parameter und Konstanten für die Berechnung der C3- und C4-Photosyntheserate . . . . .	52
3.1	Beschreibung der Standardversion "0" des Vegetationsmodells BETHY. . .	65
3.2	Beschreibung der Varianten des Vegetationsmodells BETHY . . . . .	66
3.3	Tagesmittel der Feuchte bei ausreichender und limitierter Verdunstung. . .	71
3.4	Brutto- (GPP) und Nettoprimärproduktion (NPP) nach dem Standardlauf "0" und NPP nach der Version "Pm" . . . . .	73
3.5	Vergleiche verschiedener Initialisierung und zeitlicher und räumlicher Auflösung: Jährliche NPP. . . . .	83
3.6	Mittel der Ergebnisse für die Bestandsphotosyntheserate und -leitfähigkeit.	85
4.1	Kanäle des AVHRR-Instruments an Bord von NOAA-11 mit den dazugehörigen Spektralbereichen und deren Bedeutung für die Fernerkundung von Landoberflächen. . . . .	101
4.2	Beschreibung weiterer Varianten des Vegetationsmodells BETHY. . . . .	106
4.3	Allgemeine Parameter bei der Berechnung synthetischer Satellitendaten. . .	114
4.4	Größenparameter und Blattwinkelverteilung der Vegetation bei der Berechnung synthetischer Satellitendaten. . . . .	115
5.1	Parameter, Korrelationskoeffizient und mittlerer Fehler der linearen Näherung von FPAR gegen GEMI, NDVI und SR. . . . .	128
5.2	Test der linearen Beziehung zwischen FPAR und GEMI für monatliche Maxima. . . . .	130
5.3	Prognostische und diagnostische NPP nach Vegetationstypen. . . . .	138

5.4	Mittel und geschätzter Fehlerbereich der jährlichen NPP in $\text{GtC a}^{-1}$ für verschiedene Klimazonen und global. . . . .	145
5.5	Mittel und geschätzter Fehlerbereich der jährlichen NPP differenziert nach Vegetationstypen. . . . .	146
6.1	Testvarianten für die Bodenrespiration. . . . .	154
6.2	Berücksichtigte $\text{CO}_2$ -Meßstationen von Nord nach Süd. . . . .	157
6.3	Mittlere normierte Abweichung der diagnostischen Standardversionen und der Testversionen der heterotrophen Respiration. . . . .	160
6.4	Mittlere Abweichung der $\text{CO}_2$ -Jahresgänge von den Beobachtungen für die prognostischen und diagnostischen Modellrechnungen mit BETHY. . . . .	166

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Verlauf der gemessenen CO <sub>2</sub> -Konzentration an der Station Mauna Loa . . . . .	4
1.2	Schema des globalen Kohlenstoffkreislaufes. . . . .	5
1.3	Prinzip der passiven Fernerkundung mit Satelliten . . . . .	6
2.1	Struktur des Modells BETHY mit Ein- und Ausgangsdaten. . . . .	11
2.2	Energie- und Wasserbilanz des Modells BETHY. . . . .	28
2.3	Respirationskosten der Vegetation und Kohlenstoffgehalt. . . . .	58
2.4	Respirationskosten der Vegetation und Stickstoffgehalt. . . . .	59
3.1	Position von Meßstationen und Feldmessungen. . . . .	69
3.2	Simuliertes und gemessenes Tagesmittel der absoluten Feuchte. . . . .	70
3.3	Karte der Vegetationstypen . . . . .	72
3.4	Flächentreue Karte der jährlichen NPP nach dem Standardlauf "0" in gC pro Jahr und m <sup>2</sup> . . . . .	74
3.5	Sensitivität des Modells gegenüber Photosyntheschema und Respirationskosten. . . . .	75
3.6	Sensitivität des Modells gegenüber verschiedenen Landbedeckungen. . . . .	76
3.7	Sensitivität des Modells gegenüber Variationen des Wettergenerators. . . . .	76
3.8	Sensitivität der globalen jährlichen NPP gegenüber verschiedenen Testversionen . . . . .	77
3.9	Karte der definierten Klimazonen. . . . .	78
3.10	Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der arktischen Zone. . . . .	79
3.11	Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der feucht-gemäßigten Zone. . . . .	79
3.12	Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der ariden Zone. . . . .	81
3.13	Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der feucht-tropischen Zone. . . . .	81
3.14	Gemessene und simulierte Bestandsphotosyntheserate. . . . .	84
3.15	Gemessene und simulierte Bestandsleitfähigkeit. . . . .	84
3.16	Gemessener und simulierter pflanzenverfügbarer Bodenwassergehalt. . . . .	87
3.17	Gemessene jährliche NPP aufgetragen gegen simulierte Werte. . . . .	88
3.18	Mittelwert und 90%-Konfidenzbereich der simulierten und gemessenen jährlichen NPP. . . . .	89

3.19	Simulierte und gemessene jährliche Nettoprimärproduktion für tropische Gräser . . . . .	89
3.20	Differenz und mittlere Abweichung aus simulierter und gemessener jährlicher NPP differenziert nach Modellversionen. . . . .	91
4.1	Spektrale Abhängigkeit des Reflexionsgrades für verschiedene Oberflächen. .	95
4.2	Verhältnis des Reflexionsgrades vom nahen Infrarot zu Rot simuliert mit einem bidirektionalen Reflexionsmodell für Boden und Vegetation. . . . .	96
4.3	Abhängigkeit der Vegetationsindizes GEMI, NDVI und SR vom Bedeckungsgrad für einige charakteristische Werte der Reflexion von Boden und dichter Vegetation. . . . .	100
4.4	GEMI-Beispiele aus Hamburg und der Welt . . . . .	105
4.5	Monatliche Zeitserie des GEMI am Äquator. . . . .	108
4.6	Gemessener GEMI für unbewachsene und dicht bewachsene Gebiete. . . . .	109
4.7	Meridional gemittelter GEMI für unbewachsene und dichtbewachsene Gebiete.	110
4.8	Diagramm zur Illustration der Modellverknüpfungen und Informationsflüsse bei der Validierung von Vegetationsmodellen mit Satellitendaten. . . . .	113
4.9	Gemessene und simulierte Werte des Vegetationsindex GEMI für März 1989.	116
4.10	Gemessene und simulierte Werte des Vegetationsindex GEMI für Juli 1989 .	117
4.11	Meridionales Mittel der gemessenen und simulierten monatlichen Maxima des GEMI über unbewachsene und dicht bewachsenen Gebieten. . . . .	118
4.12	Meridionales Mittel der gemessenen und simulierten monatlichen Maxima des GEMI bei verschiedener Wasserbilanz tropischer Vegetation. . . . .	120
4.13	Meridionales Mittel der gemessenen und simulierten monatlichen Maxima des GEMI bei verschiedener Wachstumsperiode. . . . .	120
4.14	Test des simulierten GEMI gegen den satellitengestützten Meßwert von 1989 für die Version "x0" des Vegetationsmodells. . . . .	122
4.15	Test des simulierten GEMI gegen den satellitengestützten Meßwert ohne tiefe Wurzeln beim immergrünen tropischen Regenwald. . . . .	123
5.1	Diagramm zur Illustration der Informationsflüsse bei der Einschränkung eines Vegetationsmodells mit Hilfe von Satellitendaten. . . . .	126
5.2	Zusammenhang zwischen FPAR und verschiedenen Vegetationsindizes berechnet mit NADIWAS. . . . .	128
5.3	Anzahl der gültigen monatlichen Werte des GEMI über 1 mal 1 Grad aus den Jahren 1989 und 1990. . . . .	132
5.4	Bei der diagnostischen Simulation angenommener Bedeckungsgrad. . . . .	133
5.5	Berechneter Zusammenhang zwischen FPAR und LAI. . . . .	134
5.6	Mittlere quadratische Abweichung aus simuliertem und fernerkundlich gemessenem FPAR ohne und mit Anpassung an die Satellitendaten. . . . .	136

5.7	Mittelwerte und 90%-Konfidenzbereich der gemessenen Nettoprimärproduktion im Vergleich zu prognostischen und diagnostischen Simulationen. . . .	137
5.8	Diagnostisch berechnete jährliche NPP nach der Version "d0" des Vegetationsmodells BETHY und deren Differenz zur entsprechenden prognostischen Version, "x0". . . . .	140
5.9	Breitenkreismittel der NPP der prognostischen und diagnostischen Modellversionen mit Photosynthese nach Farquhar bzw. Monteith. . . . .	141
5.10	Sensitivität der prognostischen und diagnostischen Modellversionen gegenüber verschiedenen Unsicherheiten in Modellparametern. . . . .	142
5.11	Geschätzter Fehler der prognostischen und diagnostischen Modellberechnung der NPP. . . . .	144
5.12	Berechnetes Maximum des für Pflanzen zugänglichen Bodenwassers. . . . .	147
6.1	Diagramm zur Illustration der Informationsflüsse bei der Überprüfung von Vegetationsmodellen mit CO <sub>2</sub> -Messungen in der Atmosphäre. . . . .	151
6.2	Lage der CO <sub>2</sub> -Meßstationen . . . . .	153
6.3	Beobachteter Jahresgang der CO <sub>2</sub> -Konzentration und Simulationen für ozeanische Flüsse, fossile Brennstoffe und zwei Varianten des Vegetationsmodells. . . . .	156
6.4	Beobachteter und simulierter Jahresgang der CO <sub>2</sub> -Konzentration für drei Testvarianten der heterotrophen Respiration. . . . .	159
6.5	Beobachteter und simulierter Jahresgang für zwei weitere Testvarianten der heterotrophen Respiration. . . . .	160
6.6	Vergleich des Fehlerbereichs der diagnostischen Versionen im simulierten CO <sub>2</sub> -Jahresgang mit zwei extremen Varianten des Vegetationsmodells. . . . .	162
6.7	Einfluß der autotrophen Respiration auf den CO <sub>2</sub> -Jahresgang. . . . .	162
6.8	Einfluß der Wurzeltiefe auf den CO <sub>2</sub> -Jahresgang. . . . .	163
6.9	Einfluß der Phänologie auf den CO <sub>2</sub> -Jahresgang. . . . .	163
6.10	Mittel und Fehlerbereich des simulierten CO <sub>2</sub> -Jahresganges der prognostischen Versionen von BETHY. . . . .	164
6.11	Mittel und Fehlerbereich des simulierten CO <sub>2</sub> -Jahresganges der diagnostischen Versionen von BETHY. . . . .	165
6.12	Beitrag verschiedener Vegetationstypen zum Jahreszyklus an verschiedenen Stationen. . . . .	168
6.13	Breitengradsmittel des Nettoflusses und dessen jahreszeitlicher Verlauf für fünf komplexe Vegetationsmodelle und die diagnostische Standardversion . . . . .	170
A.1	Gemessene und simulierte Werte des Vegetationsindex GEMI für März 1990. . . . .	176
A.2	Gemessene und simulierte Werte des Vegetationsindex GEMI für Juli 1990 . . . . .	179
A.3	Test des simulierten GEMI gegen den satellitengestützten Meßwert von 1990. . . . .	179

# Glossar

- AVHRR:** *Advanced Very High Resolution Radiometer*, Instrument auf den Wettersatelliten der NOAA.
- BWV:** Blattwinkelverteilung.
- C3:** Photosyntheseweg der meisten Landpflanzen, mit  $\rightarrow$  Rubisco als primärem  $\text{CO}_2$ -fixierendem Enzym.
- C4:** Photosyntheseweg vieler Gräser in trockenen und warmen Gebieten, bei dem  $\text{CO}_2$  zunächst von dem hocheffizienten Enzym  $\rightarrow$  PEPcase gebunden und als Äpfelsäure zwischengespeichert wird, um dann in den Chloroplasten der Bündelscheidenzellen erneut wie bei  $\rightarrow$  C3-Pflanzen fixiert zu werden.
- CL:** Cramer-Leemans (Klimadatensatz).
- FI:** Feuchteindex, Niederschlag dividiert durch potentielle Verdunstung.
- FPAR:** Der von der Vegetation absorbierte Anteil an  $\rightarrow$  PAR.
- GEMI:** *Global Environment Monitoring Index*, weiterentwickelter Vegetationsindex für  $\rightarrow$  AVHRR-Daten.
- GPP:** Bruttoprimärproduktion (*gross primary production*), entspricht der Brutto-Photosyntheserate (ohne Photorespiration).
- IGBP:** *International Geosphere-Biosphere Programme*.
- ISCCP:** *International Satellite Cloud Climatology Project*.
- LAI:** Blattflächenindex, einseitige Blattfläche pro Grundfläche (*leaf area index*).
- NDVI:** *Normalized Difference Vegetation Index*, traditioneller Vegetationsindex.
- NADIWAS:** *New Advanced Discrete model With Anisotropic Soil*, Modell zur Simulation der Reflexion am Boden.
- NPP:** Nettoprimärproduktion (*net primary production*),  $\rightarrow$  GPP - pflanzeneigene Respiration.
- PAR:** *photosynthetically active radiation*, für die Photosynthese nützliche Strahlung im sichtbaren Spektralbereich.
- PEPcase:** Phosphoenolpyruvat-Carboxylase ( $\rightarrow$  C4-Photosynthese).
- RES:** Bodenrespiration, oder heterotropher Respiration.  $\text{CO}_2$ -Abgabe der Bodenorganismen bei der Zersetzung organischen Materials.
- Rubisco:** Ribulose-Bisphosphat-Carboxylase-Oxygenase ( $\rightarrow$  C3, C4)
- SR:** *Simple Ratio*, Vegetationsindex.
- TGS:** Tagesgradsumme.
- $a_b$ : Absorptionsgrad des Bodens (für gesamtes solares Spektrum).
- $a_{b,0}$ : Absorption des Bodens unterhalb dichter Vegetation.
- $a_v$ : Absorptionsgrad der Vegetation.
- $b_e$ : Parameter der Stomata-Kontrolle.
- $c_i$ : Simulierte  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der freien Atmosphäre.

$\bar{c}_i$ : Mittelwert der Simulationen von  $\rightarrow c_i$ .  
 $c_{i,obs}$ : Gemessene CO<sub>2</sub>-Konzentration in der freien Atmosphäre.  
 $c_p$ : Spezifische Wärme von Luft bei konstantem Druck ( $\approx 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).  
 $c_w$ : Maximale Versorgungsrate des Wurzelsystems (ca. 1 mm/Std.).  
 $d$ : Zeit in Tagen.  
 $d_{fr}$ : Tiefe des Bodenfrosts.  
 $d_{PAR}$ : Direkter Anteil an  $\rightarrow$  PAR.  
 $d_{top}$ : Tiefe bei Berechnung der Bodenalbedo (10 cm).  
 $d_i$ : Tiefe der  $i$ 'ten Bodenschicht.  
 $d_s$ : Direkter Anteil an  $\rightarrow R_s$ .  
 $d_w$ : Wurzeltiefe.  
 $e_a$ : Dampfdruck der Luft.  
 $e_{a0}$ : Tagesminimum des Luft-Dampfdrucks.  
 $e_s$ : Sättigungsdampfdruck.  
 $f_1^{Sand}$ : Sandanteil der obersten Bodenschicht.  
 $f_B$ : Baumanteil an der Gesamtvegetation.  
 $f_c$ : Bedeckungsgrad mit Vegetation, d.h. von Vegetation bewachsener Bodenanteil.  
 $f_c^{eff}$ : Effektiver Bedeckungsgrad, berücksichtigt Schattenwurf (Lichtabsorption).  
 $f_{c,max}$ : Maximaler Bedeckungsgrad.  
 $f_{C3}$ : Anteil der  $\rightarrow$  C3-Gräser.  
 $f_{C4}$ : Anteil der  $\rightarrow$  C4-Gräser.  
 $\bar{f}_n$ : Anteil der Regentage im Monatsmittel.  
 $f_e$ : Verhältnis aus tatsächlicher zu potentieller Verdunstung.  
 $f_{PAR}$ :  $\rightarrow$  FPAR  
 $f_{PAR,i}$ :  $\rightarrow$  FPAR-Anteil der immergrünen Vegetation.  
 $f_{PAR}^{max}$ : Maximum der monatlichen  $\rightarrow$  FPAR-Mittelwerte.  
 $f_{Rd}$ :  $\rightarrow R_{d,c} / \rightarrow A_{c,0}$ .  
 $f_{R,Blatt}$ : Anteil der Unterhaltsrespiration im Blatt am Gesamtwert.  
 $f_{R,W}$ : Wachstums-Respirationskosten.  
 $f_{N,Blatt}$ : Anteil der Blätter am Gesamtstickstoffgehalt.  
 $f_{R,0}$ : Umrechnungsfaktor von  $\rightarrow$  NPP zu  $\rightarrow A_{c,0}$ .  
 $f_S$ : Strauchanteil an der Gesamtvegetation.  
 $f_v$ : Anteil des  $v$ 'ten Vegetationstyps an der Gesamtvegetation.  
 $g$ : Erdbeschleunigung ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ).  
 $g_s$ : Stomatäre Leitfähigkeit.  
 $g_{s,0}$ : Stomatäre Leitfähigkeit ohne Wasserlimitierung.  
 $h$ : Höhe über N.N., Meereshöhe.  
 $h_v$ : Höhe der Vegetation.  
 $\hat{h}$ : Relative Amplitude des Luftdampfdrucks bei potentieller Verdunstung.

$h_0$ : Relative Feuchte bei Tagebeginn und maximaler Trockenheit.  
 $h_s$ : Schneehöhe.  
 $i$ : Immergrüner Vegetationsanteil.  
 $j^2$ : Nach  $\rightarrow \sigma_i^2$  normierte mittlere quadratische Abweichung zwischen  $\rightarrow c_i$  und  $\rightarrow c_{i,obs}$ .  
 $k$ : CO<sub>2</sub>-Spezifität von  $\rightarrow$  PEPcase ( $\rightarrow$  C4).  
 $k$ : von Karmann-Konstante (0,41).  
 $l$ : Kumulativer LAI vom Boden aus gerechnet (als z-Achse im Bestand).  
 $n$ : Relative Sonnenscheindauer.  
 $n_c$ : Bewölkungsgrad.  
 $n_s$ : Zahl der Bodenschichten (bei Berechnung der *bucket*-Größe).  
 $p$ : Luftdruck am Boden.  
 $p_0$ : Standardluftdruck auf Meereshöhe (101,3 hPa).  
 $p_{nn}$ : Wahrscheinlichkeit dafür, daß auf einen Regentag ein weiterer folgt.  
 $p_{nt}$ : Wahrscheinlichkeit dafür, daß auf einen Regentag ein trockener Tag folgt.  
 $r^2$ : Erklärte Varianz, Quadrat des Korrelationskoeffizienten.  
 $r_{C4}$ : Verhältnis der Menge an  $\rightarrow$  C4-Gräsern zur Gesamtmenge der Gräser.  
 $r_{PAR}$ : Verhältnis aus potentieller und tatsächlicher  $\rightarrow$  PAR.  
 $r_{PARn}$ : Das Verhältnis  $\rightarrow r_{PAR}$  an Regentagen.  
 $r_{PARt}$ : Das Verhältnis  $\rightarrow r_{PAR}$  an trockenen Tagen.  
 $r_{\odot}$ : Abstand Erde-Sonne.  
 $s$ : Steigung der Dampfdruckkurve,  $\rightarrow \partial e_s(T)/\partial T$ .  
 $s_i^2$ : Varianz der Simulationen von  $\rightarrow c_i$ .  
 $t$ : Zeit.  
 $t_b$ : Verdunstungszeit (Statusvariable beim Ritchie-Modell).  
 $t_{i,v}$ : Langwellige Transmissivität der Vegetation.  
 $t_{PAR}$ : Transmissivität der Atmosphäre für  $\rightarrow$  PAR.  
 $t_{PAR,D}$ : Transmissivität für den direkten Anteil von  $\rightarrow$  PAR.  
 $u$ : Windgeschwindigkeit über Bestand.  
 $w_{i,max}$ : Benetzungskapazität pro Blattfläche (0,1 kg m<sup>-2</sup>).  
 $A$ : Netto-Photosyntheserate, Assimilationsrate.  
 $A_0$ : Assimilationsrate ohne Wasserlimitierung.  
 $A_{c,0}$ : Bestands-Assimilationsrate ohne Wasserlimitierung.  
 $C_a$ : CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Luft.  
 $C_i$ : CO<sub>2</sub>-Konzentration im Blattinneren.  
 $C_{i,0}$ : CO<sub>2</sub>-Konzentration im Blattinneren ohne Wasserlimitierung.  
 $C_{i,min}$ : Minimale CO<sub>2</sub>-Konzentration im Blattinneren (beim Monteith-Photosyntheseschema).  
 $C_{Trm}$ : Kohlenstoffanteil der Trockenmasse (0,45 gC/g).  
 $D$ : Verdunstungsnachfrage, *demand*.  
 $E$ : Verdunstungsrate.



$E$ : Aktivierungsenergie für verschiedene Größen (Photosynthese).  
 $E_b$ : Bodenverdunstung.  
 $E_{b,max}$ : Potentielle Bodenverdunstung.  
 $E_{eq}$ : Gleichgewichtsverdunstung.  
 $E_i$ : Verdunstung von abgefangenem Wasser auf den Blättern.  
 $E_s$ : Schneeverdunstung.  
 $E_{s,max}$ : Potentielle Schneeverdunstung.  
 $E_t$ : Transpirationsrate, Verdunstung durch die Blattspaltöffnungen.  
 $E_v$ : Verdunstung von Vegetation ( $\rightarrow E_t + \rightarrow E_i$ ).  
 $E_{v,max}$ : Potentielle Verdunstung von Vegetation.  
 $E_{PAR}$ : Energiegehalt der  $\rightarrow$  PAR-Quanten (220 kJ/mol).  
 $\mathcal{F}$ : Konversionsfaktor von Solarstrahlung zu  $\rightarrow$  PAR.  
 $\mathcal{F}_i$ : Mittlerer täglicher Benetzungsgrad der Blätter.  
 $\mathcal{F}_{dir}$ : Konversionsfaktor für den direkten  $\rightarrow$  PAR-Anteil.  
 $G$ : Bodenwärmefluß.  
 $G_a$ : Aerodynamische Leitfähigkeit zwischen Vegetation und Referenzhöhe,  $\rightarrow h_v$ .  
 $G_c$ : Bestandsleitfähigkeit (in m/s).  
 $G_{c,0}$ : Bestandsleitfähigkeit ohne Wasserlimitierung.  
 $H$ : Fühlbarer Wärmefluß.  
 $H_b$ : Fühlbarer Wärmefluß vom Boden.  
 $H_{eq}$ : Fühlbarer Wärmefluß bei Gleichgewichtsverdunstung.  
 $H_v$ : Fühlbarer Wärmefluß von der Vegetation.  
 $I_{PAR}$ :  $\rightarrow$  PAR-Absorptionsrate.  
 $J$ : Elektronentransportrate.  
 $J^2$ : Mittel von  $\rightarrow j^2$  über den Fehlerbereich der Simulationen.  
 $J_C$ : Carboxylase-limitierte Assimilationsrate (Farquhar-Modell).  
 $J_E$ : Elektronentransport-limitierte Assimilationsrate (Farquhar-Modell).  
 $J_c$ : Carboxylase-limitierte Assimilationsrate ( $\rightarrow$  C4).  
 $J_e$ : Kombinierte Elektronentransport und  $\rightarrow$  Rubisco-limitierten Rate ( $\rightarrow$  C4).  
 $J_i$ : Elektronentransport-limitierte Assimilationsrate ( $\rightarrow$  C4).  
 $K$ : Extinktionskoeffizient (Lichtabsorption).  
 $K_{12}$ : Extinktionskoeffizient um 12 Uhr mittags (Lichtabsorption).  
 $K_C$ : Michaelis-Menten-Konstante der Carboxylierung.  
 $K_O$ : Michaelis-Menten-Konstante der Oxygenierung.  
 $\mathcal{L}$ : Vertikaler Temperaturgradient der Standardatmosphäre (6 K/km).  
 $M_a$ : molare Masse trockener Luft (28,964 g/mol).  
 $M_c$ : molare Masse des Kohlenstoffs (12 gC/mol).  
 $N_v$ : Zahl der Vegetationstypen an einem Gitterpunkt.  
 $N_i$ : Zahl der Schichten bei der Absorptionsberechnung der Vegetation.

$O_x$ : O<sub>2</sub>-Konzentration im Blattinnern.  
 $P$ : Niederschlagsrate.  
 $\bar{P}$ : Monatsmittel des Niederschlags.  
 $\bar{P}_n$ : Mittlerer Niederschlag an Regentagen.  
 $P_b$ : Niederschlagsrate am Boden.  
 $P_i$ : Interzipierter, d.h. von Vegetation abfangener, Niederschlag.  
 $P_s$ : Schneefallrate.  
 $Q$ : Wärmemenge in der Vegetation und der Luft des Bestandes.  
 $Q_B$ : Biochemische Wärme.  
 $Q_{10}$ : Faktor der Bodenrespiration bei Temperaturanstieg um 10°C.  
 $R$ : Allgemeine Gaskonstante (8,314 J K<sup>-1</sup>mol<sup>-1</sup>).  
 $R_{\uparrow}$ : Lichtfluß aufwärts beim 2-Fluß-Schema.  
 $R_{\downarrow}$ : Lichtfluß abwärts beim 2-Fluß-Schema.  
 $R_d$ : Blatt- oder Dunkelatmung.  
 $R_{d,c}$ : Bestandsintegral der Dunkelatmung.  
 $R_s$ : Solarstrahlung.  
 $R_{L\uparrow}$ : Langwellige Rückstrahlung von der Erdoberfläche.  
 $R_{L\downarrow}$ : Langwellige Strahlung der Atmosphäre zur Oberfläche.  
 $R_n$ : Nettostrahlungsbilanz.  
 $R_{nb}$ : Strahlungsbilanz des Bodens.  
 $R_{nv}$ : Strahlungsbilanz der Vegetation.  
 $R_{OA}$ : Solarstrahlung oberhalb der Atmosphäre.  
 $R_{PAR}$ : → PAR an der Oberfläche.  
 $R_U$ : Unterhaltsrespiration.  
 $R_W$ : Wachstumsrespiration.  
 $S$ : Wassernachfuhr von den Wurzeln, *supply*.  
 $S_0$ : Solare Konstante (1360 Wm<sup>-2</sup>).  
 $S_m$ : Schneeschmelzrate.  
 $T$ : Bodennahe Lufttemperatur.  
 $\bar{T}$ : Tagesmittel der Temperatur.  
 $\hat{T}$ : Tagesamplitude der Temperatur.  
 $T_{0,5}$ : Bodentemperatur in 0,5 m Tiefe.  
 $T_{0,5max}$ : Maximales Monatsmittel von →  $T_{0,5}$ .  
 $T_{1,5}$ : Bodentemperatur in 1,5 m Tiefe.  
 $T_K$ : Lufttemperatur in Kelvin.  
 $\bar{T}^a$ : Jahresmitteltemperatur.  
 $T_c$ : Mitteltemperatur des kältesten Monats.  
 $T_{min}$ : Tagesminimum der Temperatur.  
 $\hat{T}_n$ : Tagesamplitude der Temperatur an Regentagen.

$\hat{T}_i$ : Tagesamplitude der Temperatur an trockenen Tagen.  
 $T_v$ : Vegetationstemperatur.  
 $T_w$ : Mitteltemperatur des wärmsten Monats.  
 $T_\phi$ : Blattaustriebstemperatur zur Berechnung von  $\rightarrow \Lambda_w$ .  
 $\hat{T}_\phi$ : Temperatursättigung bei Berechnung von  $\rightarrow \Lambda_w$ .  
 $V_m$ :  $\rightarrow$  Rubisco-Kapazitätsmaximum.  
 $W$ : Gesamtwassermenge am Boden (Schnee, Boden und Skinreservoir).  
 $W_b$ : Pflanzenverfügbare Menge an Bodenwasser.  
 $W_b^{eff}$ : Effektive Bodenwassermenge bei Berechnung der Versorgung,  $\rightarrow S$ .  
 $W_{b,max}$ : Maximale pflanzenverfügbare Bodenwassermenge.  
 $W_i$ : Menge des Wassers auf der Vegetation.  
 $W_{i,max}$ : Benetzungskapazität der Vegetation.  
 $W_s$ : Schneemenge.  
 $\alpha$ : Effizienz der Lichtausnutzung (0,28).  
 $\alpha_c$ : Integrierte C4-Quanteneffizienz (0,04,  $\rightarrow$  C4-Photosynthese).  
 $\beta$ : Vorwärtsstrefaktor (Lichtabsorption).  
 $\beta_0$ : Vorwärtsstrefaktor des direkten Flusses (Lichtabsorption).  
 $\gamma$ : Psychrometrische Konstante ( $\approx 65 \text{ Pa K}^{-1}$ ).  
 $\epsilon$ : Lichtnutzungseffizienz nach dem Monteith-Photosynthesemodell (Abschnitt 2.6).  
 $\epsilon_O$ : Thermische Oberflächenemissivität (0,97).  
 $\epsilon_{AO}$ : Thermische Emissivität der wolkenfreien Atmosphäre.  
 $\eta$ : Höhenverhältnis der Vegetation (Lichtabsorption).  
 $\theta$ : Kurvenparameter für  $\rightarrow J_e$ .  
 $\theta_s$ : Solarer Zenitwinkel.  
 $\theta_o$ : Zenitwinkel der Beobachtung (Fernerkundung).  
 $\kappa_b$ : Desorptivität des Bodens (Ritchie-Modell).  
 $\lambda$ : Latente Verdampfungswärme ( $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$  bei  $20^\circ\text{C}$ ).  
 $\mu$ : Cosinus von  $\rightarrow \theta_s$ .  
 $\bar{\mu}$ : Heimsphärisches Mittel von  $\rightarrow \mu$  (2-Fluß-Schema).  
 $\mu_{12}$ : Cosinus des solaren Zenitwinkels um 12 Uhr mittags bis  $60^\circ$  (Schneealbedo).  
 $\xi_s^a$ : Altschneedichte.  
 $\xi_s^n$ : Neuschneedichte.  
 $\rho$ : Dichte der Luft ( $\approx 1,29 \text{ kg m}^{-3}$ ).  
 $\rho_O$ : Reflektivität der Erdoberfläche (für gesamtes solares Spektrum).  
 $\rho_b$ : Bodenreflektivität.  
 $\rho_b^{PAR}$ : Bodenreflektivität im  $\rightarrow$  PAR-Bereich.  
 $\rho_{b,f}$ : Reflektivität des feuchten Bodens.  
 $\rho_{b,t}$ : Reflektivität des trockenen Bodens.  
 $\rho_s$ : Reflektivität des Schnees.

$\rho_v$ : Albedo von dicht mit Vegetation bedeckten Oberflächen.  
 $\sigma$ : Stefan-Boltzmann-Konstante ( $5,6703 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).  
 $\sigma_B$ : Spezifische Blattfläche, in  $\text{m}^2$  pro kg Trockenmasse.  
 $\sigma_i^2$ : Varianz von  $\rightarrow c_{i,obs}$ .  
 $\tau$ : Tageslänge in Stunden.  
 $\phi$ : Geographische Breite.  
 $\omega$ : Einzelstreueralbedo der Blätter (im  $\rightarrow$  PAR-Bereich).  
 $\Gamma_*$ :  $\text{CO}_2$ -Kompensationspunkt ohne Blattatmung.  
 $\Delta e$ : Dampfdruckdefizit der Luft.  
 $\Delta t$ : Zeitschritt (1 Tag).  
 $\Lambda$ : Blattflächenindex,  $\rightarrow$  LAI.  
 $\hat{\Lambda}$ : Maximaler Blattflächenindex.  
 $\Lambda_0$ :  $\rightarrow$  LAI-Schwellwert bei der Berechnung von  $\rightarrow f_c$ .  
 $\Lambda_C$ : Wachstumslimitierter Blattflächenindex.  
 $\Lambda_{NPP_{opt}}$ : Blattflächenindex bei maximaler  $\rightarrow$  NPP.  
 $\Lambda_T$ : Temperaturlimitierter Blattflächenindex.  
 $\Lambda_W$ : Feuchtlimitierter Blattflächenindex.  
 $\Lambda_c$ :  $\rightarrow \Lambda / \rightarrow f_c$ .  
 $\Lambda_c^{eff}$ :  $\rightarrow \Lambda / \rightarrow f_c^{eff}$ .  
 $\Lambda_{max}$ : Maximum der monatlichen Werte von  $\rightarrow \Lambda$ .  
 $\Sigma E_1$ : Phase-1-Verdunstung (Ritchie-Modell).  
 $\Sigma E_b$ : Bodenverdunstungs-Summe (Statusvariable im Ritchie-Modell).  
 $\Phi$ : Regen- und Schmelzwasserabfluß.

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Wissenschaftlicher Hintergrund

Der seit den späten 1950er Jahren bekannte anhaltende Anstieg des Kohlendioxyd-Gehalts der Atmosphäre (Keeling 1960) und die Befürchtung, daß dieser Anstieg eine nachhaltige Erwärmung des Klimas der Erde zur Folge haben könnte (Houghton et al. 1996), haben zu einem verstärkten Interesse an der Erforschung der verschiedenen Komponenten des globalen Kohlenstoffkreislaufes geführt. Eine wichtige Rolle spielt dabei die terrestrische Biosphäre, die sich aus Photosynthese betreibenden Pflanzen und den organischen Anteilen der Böden zusammensetzt. So gibt es heute Anzeichen für eine substantielle Senke innerhalb der nördlichen Biosphäre, die bis zu einem Drittel des vom Menschen in die Atmosphäre abgegebenen CO<sub>2</sub> aufnimmt (Schimel et al. 1996). Auch scheinen Fluktuationen im atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt innerhalb eines Jahres (Heimann und Keeling 1989) wie auch innerhalb von Jahrzehnten (Francey et al. 1995, Kaduk und Heimann 1994, Friedlingstein et al. 1995) zu einem großen Teil von der terrestrischen Vegetation verursacht zu sein. Für längere Zeiträume fallen die Änderungen im globalen Kohlenstoffbudget noch wesentlich größer aus: So wird geschätzt, daß das Reservoir der Landbiosphäre seit dem Höhepunkt der letzten Eiszeit vor etwa 21000 Jahren um den Faktor 1,5 bis 2 gewachsen ist (Crowley 1995, Adams et al. 1990). In dieser Zeit stieg der atmosphärische Gehalt von ca. 180 Millionstel Volumeneinheiten (ppm: *parts per million*) auf ca. 280 ppm (Barnola et al. 1987), bis mit der Industrialisierung schließlich ein dramatischer Anstieg auf heute ca. 360 ppm begann (Etheridge et. al. 1996, Abb. 1.1). Während heute das vom Menschen erzeugte CO<sub>2</sub> zu je etwa einem Drittel von Atmosphäre, Ozean und Landvegetation aufgenommen wird (s.u.), hat es also beim letzten Kalt-Warmzeit-Übergang einen bedeutenden Transfer vom Ozean in Atmosphäre und Landbiosphäre gegeben.

Bei der Erforschung des Kohlenstoffkreislaufes werden vor allem zwei Techniken angewendet (Heimann 1997): Zum einen wird mit Hilfe von Spurenstoffmessungen und verschiedener geologischer und biogeochemischer Verfahren eine Diagnose des gegenwärtigen und vergangenen Zustandes versucht. Die dabei verwendeten Modelle sind meist einfacher Na-

tur. Zum anderen werden komplexe Modelle konstruiert, die als allgemeingültig angesehene Gesetzmäßigkeiten repräsentieren. Mit diesen Modellen wird dann versucht, wenige vorhandene Messungen räumlich auf den gesamten Globus, und zeitlich vom gegenwärtigen auf zukünftige oder vergangene Zustände des Systems zu extrapolieren. Diese zweite Technik setzt jedoch ein entwickeltes Verständnis der zugrundeliegenden Prozesse und immer auch einen hohen Grad an Verallgemeinerung und Vereinfachung voraus. Eine solche Verallgemeinerung ist gerade das Wesen physikalischer Gesetze; bei biologischen Gesetzmäßigkeiten steht hingegen eine solche Entwicklung noch am Anfang (Walker und Steffen 1995, Körner 1991, Martin 1993). Daher unterliegt auch die Modellierung des globalen Kohlenstoffkreislaufs besonders in seiner biosphärischen Komponente noch großen Unsicherheiten, so daß, was die Landbiosphäre betrifft, für eine zuverlässige Prognose vor allem zwei Dinge wichtig sind:

1. Der gegenwärtige Zustand muß genauer bestimmt werden.
2. Es muß Klarheit darüber geschaffen werden, welche der beteiligten Prozesse entscheidend für eine Modellberechnung sind.

Einerseits existiert heute eine ganze Reihe mechanistischer, d.h. Prozesse erfassender Vegetationsmodelle, und es besteht weitgehende Einigkeit darüber, welche Prozesse in solchen Modellen dargestellt werden sollen. Andererseits liegen die mit diesen Modellen berechneten Ergebnisse z.T. weit auseinander, was ein Vergleich auf Initiative des Internationalen Geosphäre-Biosphäre Programms (IGBP) zeigt (Kicklighter et al. 1997, Ruimy et al. 1997). Eine andere Vergleichsstudie kommt zu ähnlichen Ergebnissen (Heimann et al. 1997). Wie bereits angedeutet, spiegeln diese Unsicherheiten vor allem konzeptionelle Probleme bei der Art wider, wie Befunde aus Labor- und kleinräumigen Feldstudien auf Flächen kontinentaler Ausmaße übertragen werden sollen. Bisher fehlt vor allem eine ungefähre Abschätzung des möglichen Fehlers bei diesen Modellstudien, bei denen in der Regel nur ein Wert für die Produktivität der Vegetation an jeweils einem Punkt berechnet wird.

Langfristige Messungen des optischen Reflexionsgrades der Erdoberfläche von Satelliten aus stellen einen besonders geeigneten Datensatz zur Überprüfung und möglicherweise zur Verbesserung solcher globaler Vegetationsmodelle dar. Daher wurde unter anderem die Archivierung solcher Daten global und mit hoher Auflösung als ein wichtiges Projekt innerhalb des IGBP beschlossen (Townshend et al. 1994). Solche Daten werden meist in sogenannte Vegetationsindizes umgerechnet, welche dann verschiedenen biophysikalischen Parametern zugeordnet werden. Dieses Verfahren führt jedoch zu erheblichen Problemen, da Beobachtungsbedingungen, Helligkeit des Bodenhintergrunds und der Zustand der Atmosphäre das Signal stark verändern können (Verstraete 1994). Ob mit Hilfe dieser Daten Vegetationsmodelle tatsächlich verbessert werden können, hängt also sowohl von der Genauigkeit bei der Vegetationsmodellierung als auch von der Genauigkeit der satellitengestützten Messung ab.

## 1.2 Ziel der Arbeit

Das Ziel der vorliegenden Arbeit orientiert sich an den oben dargelegten wissenschaftlichen Fragen. Es besteht zunächst in der Bestimmung der CO<sub>2</sub>-Flüsse zwischen der Landvegetation und der Atmosphäre in globalem Maßstab bei einem mittleren Klima und mit einer zeitlichen Auflösung von etwa einem Monat. Es soll also der Anteil der Landvegetation am globalen Kohlenstoffkreislauf auf kürzeren Zeitskalen aufgeklärt werden.

Neben der mittleren Größe dieser Flüsse besteht ein wichtiges Ziel darin, den bei der Berechnung entstehenden Fehler abzuschätzen. Gelingt dies konsistent innerhalb eines Modells (anstelle von Vergleichen verschiedener Modelle, s.o.), so lassen sich jene Prozesse angeben, deren Formulierung zu den größten Unsicherheiten führt. Solche Informationen sind wichtig für die Weiterentwicklung derartiger Modelle und zum besseren Verständnis der Ursachen für Veränderungen im globalen Kohlenstoffkreislauf.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist es, eine Methode zur Überprüfung und Verbesserung solcher Modellrechnungen mit Hilfe von globalen Beobachtungsdaten zu entwickeln. Der dafür verwendete Datensatz besteht aus Satellitenmessungen des von der Erdoberfläche reflektierten Sonnenlichts. Die Verwendung von CO<sub>2</sub>-Messungen in der freien Atmosphäre wird ebenfalls diskutiert. Daneben soll diese Arbeit auch für die Anwendung von Satellitendaten förderlich sein.

Die vorliegende Arbeit versteht sich als ein Teil umfassender Anstrengungen zur Entwicklung eines Modells des gesamten globalen Kohlenstoffkreislaufs mit dem Ziel, verlässliche Vorhersagen für die Zukunft machen zu können. Ähnlich wie bei Modellen der allgemeinen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation erscheint jedoch als Voraussetzung für ausreichend verlässliche Prognosen eine befriedigende Wiedergabe des gegenwärtigen Zustands. Aus dieser Motivation heraus beschränkt sich diese Studie auf die Gegenwart, wobei die Verwendung globaler Beobachtungsdaten zur Überprüfung von Modellen einen besonders breiten Raum einnimmt. Es handelt sich somit um eine "diagnostische" Studie des vegetationsbedingten Teils des Kohlenstoffkreislaufs der Erde.

## 1.3 Der globale Kohlenstoffkreislauf

Der globale Kohlenstoffkreislauf umfaßt im wesentlichen den Austausch von Kohlenstoff zwischen den vier Reservoirs Atmosphäre, Ozean, fossiler Kohlenstoff und Landbiosphäre. Der deutliche und weiterhin sich beschleunigende Anstieg des CO<sub>2</sub>-Gehalts der Atmosphäre – diese enthält z.Zt. etwa 750 GtC (Gigatonnen Kohlenstoff, 1 Gt = 10<sup>12</sup> kg) – stellt wohl die am besten dokumentierte vom Menschen verursachte Veränderung im globalen Kohlenstoffkreislauf dar. Dies zeigen besonders deutlich langjährige Messungen auf Hawaii, durchgeführt von der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) der U.S.A. (Keeling et al. 1996). Diesen Anstieg zeigt Abb. 1.1 zusammen mit jener Konzentration, die sich ergäbe, bliebe alles bei der Verbrennung fossiler Energieträger seit 1958 emittierte

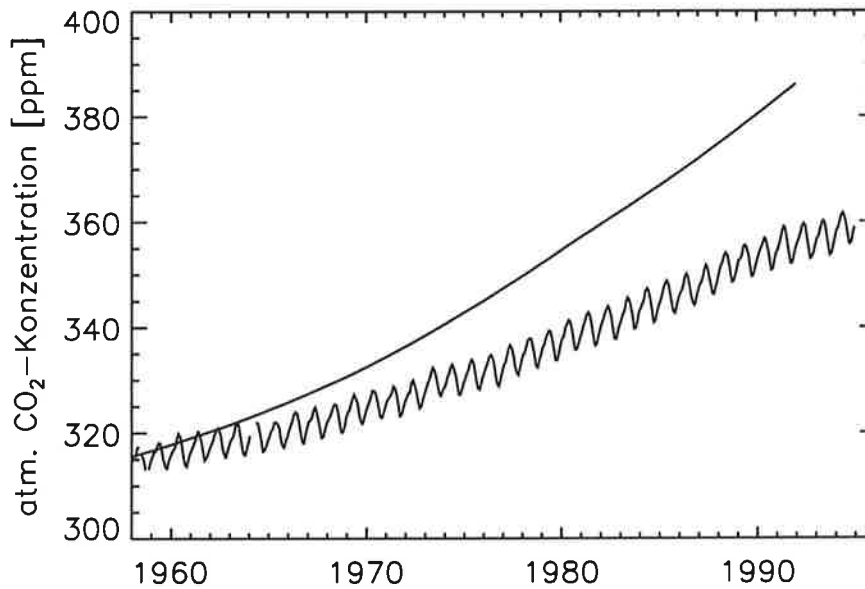


Abbildung 1.1: Verlauf der gemessenen CO<sub>2</sub>-Konzentration an der Station Mauna Loa auf Hawaii. Die obere Kurve bezeichnet zum Vergleich die kumulative CO<sub>2</sub>-Emission seit 1958 bei der Verbrennung fossiler Energieträger.

CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre, also seit dem Beginn der Messungen. Diese Emissionen beliefen sich während der achtziger Jahre auf durchschnittlich 5,5 GtC pro Jahr, während im gleichen Zeitraum der Gehalt der Atmosphäre nur um 3,2 GtC pro Jahr anstieg. Der Grund für diesen Unterschied liegt beim Ozean: Dessen Aufnahmerate wird auf etwa 2,0 GtC a<sup>-1</sup> geschätzt, mit einer Unsicherheit von 1 GtC a<sup>-1</sup> (Heimann 1997). Nach dieser Bilanz erscheint die Landbiosphäre nahezu im Gleichgewicht, jedoch wird aufgrund von Statistiken der Landrodungen eine zusätzliche menschengemachte Quelle von etwa 1,6±1,0 GtC a<sup>-1</sup> vor allem in den Tropen angenommen (Houghton 1995). Diese wird durch nachwachsende Wälder auf ehemaligem Ackerland in gemäßigten Breiten und eine nicht genau bekannte Senke, ebenfalls im Norden, ausgeglichen (Schimel 1997). Diese *missing sink* genannte Senke ist immer noch wichtiger Gegenstand der Forschung.

Im Gegensatz zu den eben erläuterten längerfristigen Flüssen sind die in Abb. 1.1 erkennbaren jährlichen Fluktuationen zum größten Teil Ausdruck der Photosynthese der Landpflanzen (vgl. Kapitel 6). Dabei werden jährlich etwa 100 GtC aufgenommen und etwa die Hälfte davon bei der pflanzeneigenen, sogenannten autotrophen Respiration wieder abgegeben. Diese Rate ist weit größer als die zuvor genannten, wenn auch über ihre Größe noch erhebliche Unsicherheit herrscht.

Einen Überblick über den globalen Kohlenstoffkreislauf bietet Abb. 1.2. Dabei ist zu bedenken, daß die Zahlen z.T. mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind, wie die oben-



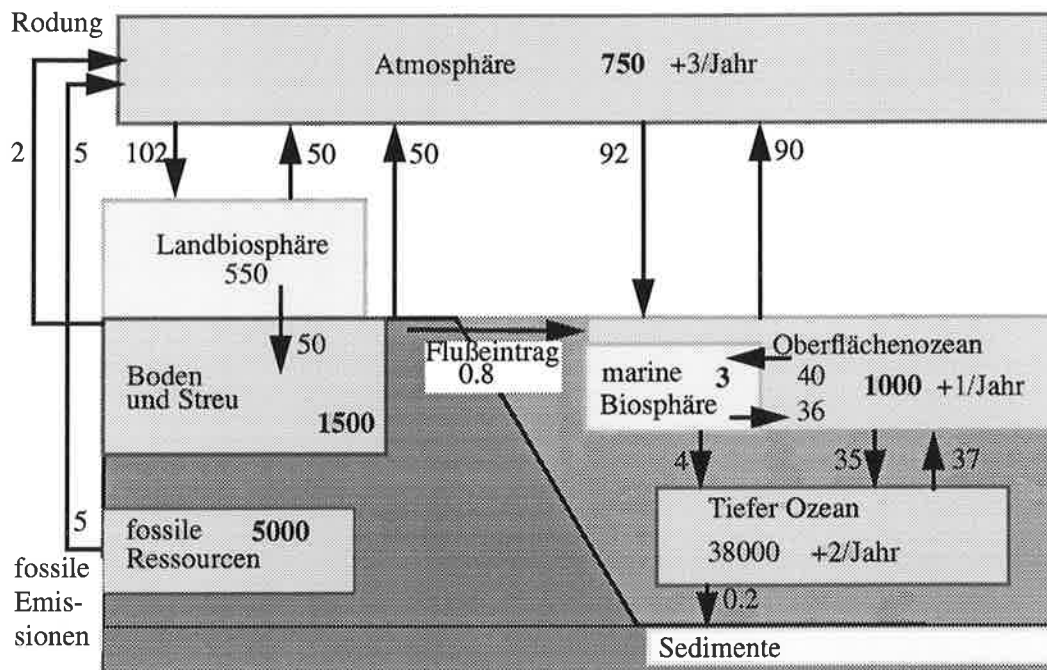


Abbildung 1.2: Schema des globalen Kohlenstoffkreislaufes.

genannten 100 GtC bei der Photosynthese. Fest steht jedoch, daß der tiefe Ozean mit etwa 38000 GtC den meisten Kohlenstoff enthält, wobei der Austausch mit dem Oberflächenozean (ca. 1000 GtC Reservoirgröße) durch die großskalige ozeanische Zirkulation bestimmt wird, die auf Zeitskalen von Jahrhunderten abläuft. Da der Oberflächenozean, d.h. die etwa 50 m tiefe, gut durchmischte ozeanische Deckschicht, in diffusivem Kontakt zur Atmosphäre steht (750 GtC), ergibt sich daraus, daß sich einige Jahrtausende nach Verbrauch aller fossiler Brennstoffe (einige Tausend GtC) ein neues Gleichgewicht zwischen Atmosphäre und tiefem Ozean einstellt, bei dem der größte Teil der anthropogenen Emissionen vom Ozean aufgenommen wird. Innerhalb noch längerer Zeitspannen spielt auch die Ablagerung von Kalksedimenten eine Rolle. Im Vergleich dazu stellt die Biosphäre innerhalb des Ozeans nur ein sehr kleines Reservoir dar (ca. 3 GtC), ist aber für den saisonalen Austausch von  $\text{CO}_2$  zwischen ozeanischer Deckschicht und Atmosphäre von großer Bedeutung (Six und Maier-Reimer 1996), auch beschleunigt sie den Transfer von Kohlenstoff in den tiefen Ozean.

Die Landbiosphäre stellt das zweitgrößte aktive Reservoir des Systems dar, das zu etwa einem Drittel aus den lebenden Pflanzen und zu zwei Dritteln aus Bodenkohlenstoff und Streu besteht. Wie schon erwähnt, hat sich die Größe dieses Reservoirs seit der letzten Eiszeit erheblichen geändert. Der kurzfristige Austausch wird hier von der  $\text{CO}_2$ -Aufnahme beim Wachstum der Pflanzen und durch die schnelle Dekompostierung der Streu verursacht. Längerfristige Veränderungen betreffen z.B. den Auf- und Abbau von Torfmooren, Wachstumszyklen der Wälder mit Bränden und Schädlingsbefall, Sukzessionen, wie etwa das Vordringen von Wald in Steppengebiete, u.a.m. Hierbei darf die Rolle des Menschen

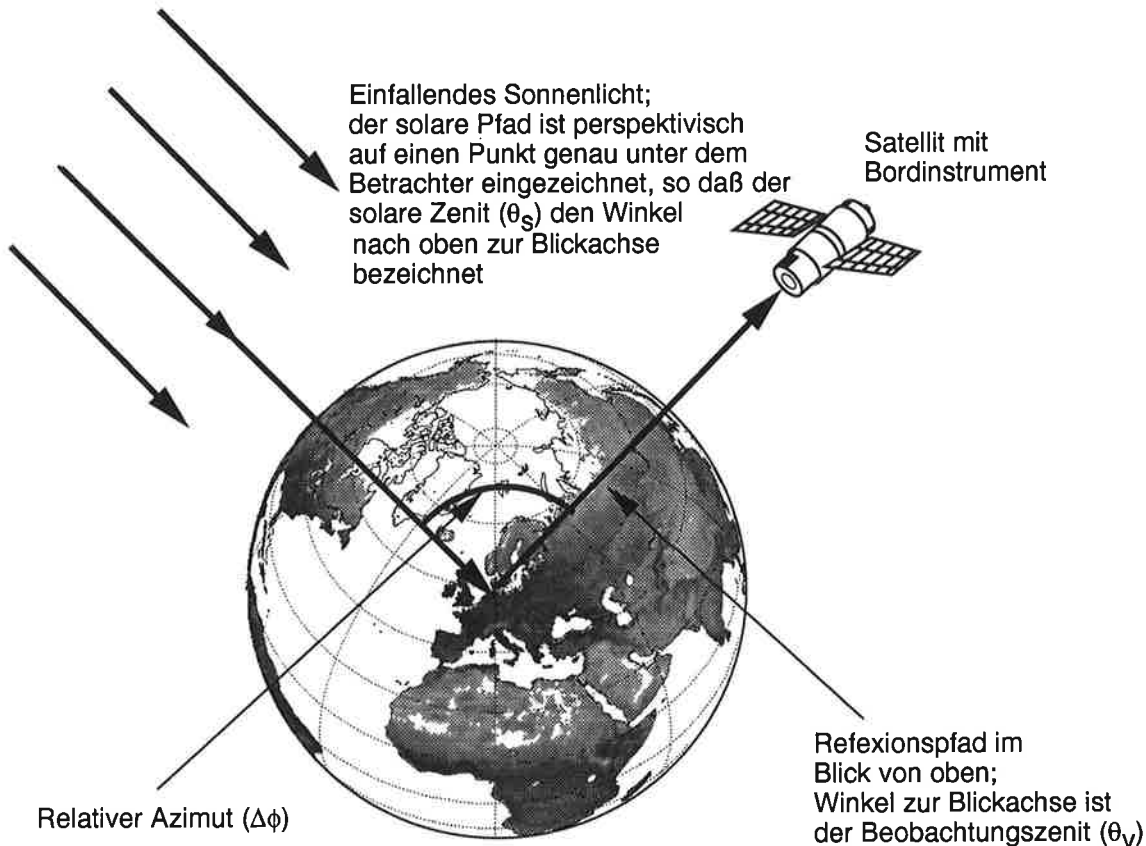


Abbildung 1.3: Prinzip der passiven Fernerkundung mit Satelliten. Die Flughöhe ist stark übertrieben (meist 800-900 km bei polarem Orbit).

nicht vernachlässigt werden, etwa bei Rodungen (s.o.) oder der Gewinnung von Ackerland.

Diese Veränderungen verursachen jedoch Flüsse, die nur klein sind im Vergleich zu der Aufnahme bei der Photosynthese (Bruttoprimärproduktion, GPP) oder der Nettoaufnahme beim Wachstum (Nettoprimärproduktion,  $NPP = GPP$  minus autotrophe Respiration). Daher kann in guter Näherung angenommen werden, daß sich NPP und Dekompostierung (auch heterotrophe Respiration genannt) ausgleichen. Da nur der kurzfristige Austausch untersucht wird, soll dies für diese Studie vorausgesetzt werden.

## 1.4 Satellitenfernerkundung

Die in dieser Studie betrachtete Art der passiven Fernerkundung, bei der das an der Erdoberfläche reflektierte Sonnenlicht gemessen wird, illustriert Abb. 1.3. Da eine ausführliche Einführung in Abschnitt 4.1 gegeben wird, soll an dieser Stelle nur erwähnt werden, daß die drei dargestellten Winkel ( $\theta_s$ ,  $\theta_v$  und  $\Delta\phi$ ) sowie die Atmosphäre zwischen Sensor und Boden das gemessene Signal erheblich beeinflussen, und daß der Kontrast in der Reflexion zwischen photosynthetisch aktivem Licht (rot) und photosynthetisch unbrauchbarem,

längerwelligem Licht (nahes Infrarot: NIR) mit der Menge der am Boden vorhandenen Vegetation in Zusammenhang gebracht werden kann.

Was die hier angestrebte Überprüfung von Vegetationsmodellen betrifft, so lassen sich grundsätzlich drei Methoden unterscheiden: Klassifizierung der Landbedeckung durch Zeitserienanalyse, Bestimmung der terrestrischen Energiebilanz oder einer ihrer Komponenten und Bestimmung des Anteils grüner Pflanzen an der Bodenbedeckung über den eben erwähnten optischen Kontrast. Da eine globale Klassifizierung mit Satellitendaten bereits existiert (DeFries und Townshend 1994), werden in Abschnitt 3.3 Berechnungen mit der zitierten Vegetationskarte mit solchen verglichen, bei den die Vegetationsart aus herkömmlichen Quellen abgeleitet wird. Die zweite Methode beruht darauf, daß die Energiebilanz und die mit ihr eng verknüpfte Wasserbilanz in großem Maße die mikrometeorologische Umgebung bestimmen, unter der Pflanzenwachstum und biologische Aktivität stattfinden. Insbesondere stellt die Verdunstungsrate eine wichtige Einschränkung der Photosynthese dar (siehe Abschnitt 2.5). Entsprechende auf verschiedene Satellitendaten gestützte Berechnungen wurden im Rahmen des *Earth Radiation Budget Experiment*, ERBE, durchgeführt (Barkström 1984). Eine Sensitivitätstest in Abschnitt 3.3 ergibt, daß die Nettostrahlung eine bei der Vegetationsmodellierung nicht zu vernachlässigende Größe darstellt.

Bei der dritten Methode, die in dieser Studie zur Anwendung kommt, werden aus den Daten meist verschiedene Vegetationsindizes gebildet, z.B. NDVI (*normalized difference vegetation index*), definiert als Reflexionsgrad  $(\text{NIR}-\text{Rot})/(\text{NIR}+\text{Rot})$ . Mit welcher Größe ein solcher Index jedoch in Zusammenhang gebracht werden soll, dafür gibt es bis heute keine einheitliche Methode. Verwendet werden je nach Autor Biomasse, Blattfläche, absorbierte photosynthetisch aktive Solarstrahlung, potentielle Photosyntheserate, Verhältnis aus tatsächlicher und potentieller Verdunstung u.a. Ein einziger Wert kann natürlich nicht all diese Informationen liefern, es sei denn, die Größen sind streng korreliert. Es handelt sich bei den Beziehungen auch meist um ungefähre Näherungen, ohne daß eine Genauigkeit spezifiziert werden könnte. Dieses Thema wird in Kapitel 4 noch genauer behandelt, wobei gezeigt wird, daß der Anteil absorbierter roter (d.h. photosynthetisch aktiver) Strahlung die am besten geeignete Größe ist, und daß mit einem moderneren Vegetationsindex als NDVI, dem *Global Environment Monitoring Index* (GEMI, Pinty und Verstraete 1992a) bessere Ergebnisse erzielt werden können.

## 1.5 Methode und genaue Fragestellung

Das im Abschnitt 1.2 gesetzte Ziel soll im weiteren Verlauf dieser Untersuchung anhand einer exemplarischen Fragestellung behandelt werden:

Wie verändert sich die Unsicherheit bei der mathematischen Modellierung der globalen Vegetationsaktivität, wenn das Modell gezwungen wird, die hier verwendeten Satellitenbeobachtungen – innerhalb ihrer Genauigkeit – zu erfüllen?

Die Methode zur Beantwortung dieser Frage besteht aus einer Synthese von globalen Vegetationsmodellen mit Fernerkundungsdaten. Dabei muß eine Reihe von Schritten durchgeführt werden:

- (1) Zuerst werden relevante Datensätze zusammengetragen und ein Vegetationsmodell konstruiert, daß sowohl die Größen Nettoprimärproduktion (NPP) und heterotrophe Respiration (RES) berechnet, als auch solche, die für die fernerkundliche Beobachtung der Vegetation relevant sind. Dieses Modell sollte den gegenwärtigen Stand der mechanistischen Modellierung berücksichtigen, wobei durchaus verschiedene Konzeptionen austauschbar im Modell untergebracht sein dürfen (Kapitel 2).
- (2) Die Sensitivität der Ergebnisse wird gegenüber Variationen von Eingangsdaten, Modellparametern und verschiedenen Modellkonzeptionen berechnet und daraus der erwartete Fehler abgeleitet. Diese Simulationen werden "prognostisch" genannt (Kapitel 3).
- (4) Es wird ein Zusammenhang zwischen Berechnungen des Vegetationsmodells und Satellitenbeobachtungen hergestellt. Dazu dient ein weiteres Modell der Beobachtungsoptik. Die dabei möglichen Fehler werden ebenfalls betrachtet (Abschnitte 4.5 und 5.2).
- (5) Das Vegetationsmodell wird mit den Satellitendaten zuerst getestet (Kapitel 4) und dann so angepaßt, daß vorausberechnete und gemessene Werte innerhalb der Meßgenauigkeit übereinstimmen (Kapitel 5). Danach werden Sensitivitäts- und Fehlerberechnung mit dem eingeschränkten Modell wiederholt, was als "diagnostische" Modellberechnung bezeichnet werden soll.
- (6) Die Fehlerbereiche vor und nach der Anpassung mit Satellitendaten werden verglichen (Abschnitt 5.5) und so der Gewinn bei der Vegetationsmodellierung evaluiert. Zur Überprüfung der Ergebnisse mit weiteren global umfassenden Messungen werden die berechneten CO<sub>2</sub>-Flüsse über ein Modell des Transports in der Atmosphäre anhand von CO<sub>2</sub>-Messungen an verschiedenen Stationen verglichen (Kapitel 6).

Bei der Konstruktion des Modells ließe sich natürlich auf bereits existierende zurückgreifen. So seien als Beispiele für relativ mechanistische Modelle SiB2 (Sellers et al. 1996), CARAIB (Warnant et al. 1994), Hybrid 3.0 (Friend et al. 1996), DOLY (Woodward et al. 1995) und SILVAN (Kaduk 1996) genannt. Von diesen Modellen berücksichtigen jedoch nur SiB2, Hybrid 3.0 und DOLY die volle Energie- und Wasserbilanz (vgl. Abschnitt 2.5), ohne die eine Fehlerabschätzung bei der Photosyntheseberechnung nicht sinnvoll ist. Bei Hybrid 3.0 handelt es sich eher um ein Modell der Sukzession von Pflanzentypen, so daß dieses für die hier behandelte Frage zu schwer zu handhaben ist, während SiB2 nur innerhalb eines Klimamodells global lauffähig ist, was ebenfalls zu Problemen des Rechenaufwandes führt. Eine Entscheidung gegen das Modell DOLY beruht schließlich darauf, daß in diesem

ein Zusammenhang zwischen Blattfläche und potentieller Verdunstung angenommen wird, der durch Messungen nicht belegt werden kann (Kelliher et al. 1995, vgl. Abschnitt 2.5). Es sollte schließlich noch erwähnt werden, daß alle diese Modelle die CO<sub>2</sub>-Aufnahme mit einem biochemischen Modell berechnen, das auf das von Farquhar et al. (1980) zurückgeht (vgl. Abschnitt 2.6); diese Modell wird auch in dieser Studie verwandt.

Ein vereinfachtes Photosynthesemodells, daß auf enzymkinetische Parametrisierungen verzichtet, wird in den Modellen TEM (Raich et al. 1991), BIOME-BGC (Running und Hunt 1993) und FBM (Lüdeke et al. 1994) verwendet. Daneben gibt es noch eine wichtige Gruppe ebenfalls halb-mechanistischer Modelle, bei denen die Photosynthese nach einem Konzept von Monsi und Saeki (1953) und Monteith (1965a) berechnet wird (CASA: Potter et al. 1993, TURC: Ruimy et al. 1996, GLO-PEM: Prince und Goward 1996). Danach wird NPP als Produkt der absorbierten Solarstrahlung und einer meist vegetationsabhängigen Lichtnutzungseffizienz berechnet (vgl. ebenfalls Abschnitt 2.6), wobei der Grad der Absorption durch Vegetation – im Gegensatz zum Boden – aus Satellitendaten abgeschätzt wird. Da dieser Absorptionsgrad jedoch prognostisch berechnet werden soll, können diese Modelle nicht direkt verwendet werden; das dort verwendete Monteith'sche Photosyntheschema soll jedoch als zusätzliche Möglichkeit neben dem Farquhar-Modell in dem hier entwickelten Modell eingesetzt werden.

Einige korrelative Modelle seien noch genannt, bei denen NPP direkt aus Klimavariablen berechnet wird: Das MIAMI Modell (Lieth 1975, S. 238 ff.; darauf beruhend OBM, Esser 1991, HRBM, Esser et al. 1994 und Modelle von Dai und Fung 1993, und Friedlingstein et al. 1995) sowie das Grasland-Modell von Sala et al. (1988). Diese Modelle verzichten auf die Repräsentation durch Fernerkundung erfaßbarer Größen, insbesondere auf Blattfläche, und auf jede mechanistische Beschreibung von Prozessen überhaupt. Dies bedeutet allerdings nicht, daß sie weniger genaue Ergebnisse liefern.

Zum Schluß dieser Einleitung sei noch erwähnt, daß die hier entwickelte Methode neben einer Antwort auf die gestellte Frage noch einige weitere Ergebnisse liefern könnte, die über die Erforschung des Kohlenstoffkreislaufes z.T. hinausgehen:

- Die Sensitivitätsstudien sollen Anhaltspunkte für Ökophysiologen über die Wichtigkeit verschiedener physiologischer und mikrometeorologischer Prozesse in globaler Perspektive liefern.
- Die Fehlerabschätzung dient allgemein der Frage nach der Modellierbarkeit von Vegetationsprozessen zur Untersuchung des Kohlenstoffkreislauf.
- Im Interesse der angewandten Fernerkundung soll die quantitative Erfassung von Vegetation gefördert werden.

## Kapitel 2

# Das Vegetationsmodell BETHY

### 2.1 Anforderungen an das Modell

Aus den im vorangehenden Kapitel dargelegten Zielen und dem daraus entwickelten Programm ergeben sich nun folgende Anforderungen an das Vegetationsmodell:

- (1) Das Modell berechnet Nettoprimärproduktion (NPP) und Bodenrespiration (RES) monatlich und mit einer räumlichen Auflösung, die der globaler Fernerkundungsdaten zumindest nahe kommt.
- (2) Zustandsgrößen der Vegetation, die mittels Fernerkundung erfaßbar sind, werden explizit dargestellt. Dies sind vor allem Bedeckungsgrad und Blattflächenindex (LAI). Dies schließt korrelative Modelle aus.
- (3) Die Beschreibung der Prozesse sollte möglichst mechanistisch sein und den gegenwärtigen Stand der Ökosystemmodellierung widerspiegeln. Dadurch soll eine Übertragbarkeit der Ergebnisse auf geänderte Bedingungen und eine einfache Erweiterbarkeit des Modells gewährleistet werden.
- (4) Die Unsicherheiten im simulierten Mikroklima sollten durch Parametervariation quantifiziert werden können. Unsicherheiten in der Art der Prozeßbeschreibung werden durch mögliches Umschalten zwischen Modellteilen berücksichtigt.

Im folgenden soll ein Modell beschrieben werden, das diesen Anforderungen entspricht, soweit dies bei vertretbarem Aufwand möglich ist. Nach einer Übersicht über die verschiedenen Modellkomponenten werden diese in den sich anschließenden Abschnitten im Detail beschrieben.

### 2.2 Übersicht über die Modellstruktur

Das hier gewählte Modell trägt dem Namen "Biosphären-Energietransfer-Hydrologiemodell",

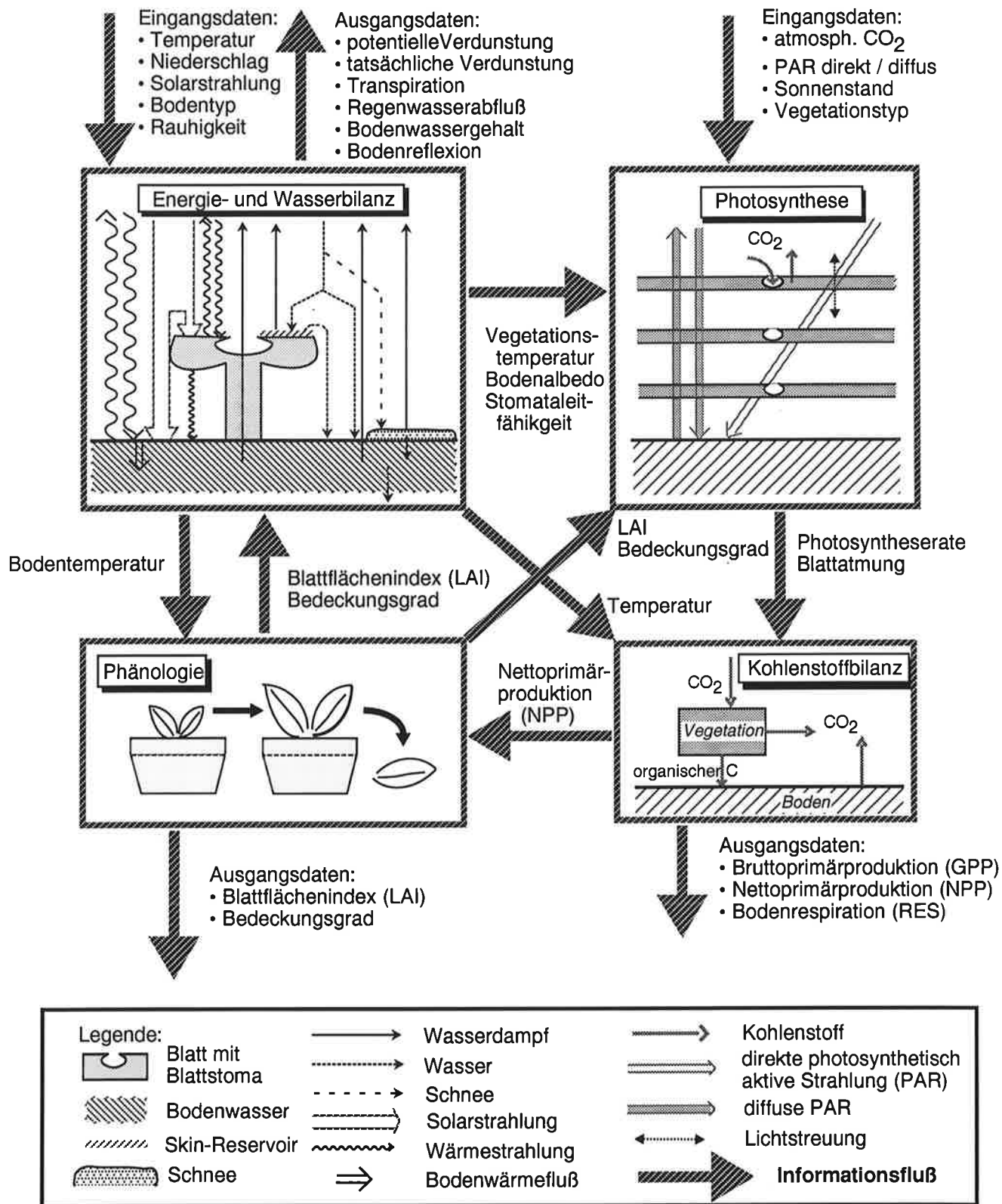


Abbildung 2.1: Struktur des Modells BETHY mit Ein- und Ausgangsdaten sowie dem Informationsfluß zwischen den vier Modellteilen. Dargestellt sind noch die verschiedenen berechneten Flüsse von Wasser, Licht und Kohlenstoff.

abgekürzt BETHY. Es simuliert die CO<sub>2</sub>-Aufnahme der Vegetation als einen Prozeß, der gleichzeitig limitiert ist durch Licht, Wärme, Bodenwasser und Stickstoff. Lichtlimitierung wird berücksichtigt durch Berechnung einfallender und absorbierter photosynthetisch aktiver Strahlung (PAR) und Wärmelimitierung über die Strahlungs- und Energiebilanz an der vegetationsbedeckten Erdoberfläche. Weiterhin wird Wasserlimitierung zeitabhängig durch ein Bodenwassermodell mit täglichen Zeitschritten berechnet, während Stickstofflimitierung, als ein langfristiger Prozeß mit Zeitskalen außerhalb des Bereichs dieser Studie, durch feste Werte der mit dem Blattstickstoffgehalt zusammenhängenden photosynthetischen Kapazität berücksichtigt wird.

Abb. 2.1 gibt eine Übersicht über die Struktur des Vegetationsmodells, das aus den Teilen Energie- und Wasserbilanz, Photosynthese, Kohlenstoffbilanz und Phänologie besteht.

In die *Energiebilanz* gehen Daten über Temperatur, Niederschlag, Solarstrahlung, Bodentextur, Bodenalbedo und Rauigkeitslänge ein. Dazu kommen LAI und Bedeckungsgrad aus dem Phänologieteil. Daraus werden Oberflächenalbedo, Nettostrahlung, latente und fühlbare Wärmeflüsse, Luftfeuchte, sowie Bodenwasser- und Schneebilanz berechnet. Die Energiebilanz wird stündlich, die Wasser- und Schneebilanz täglich gerechnet. Dazu kann die Energiebilanz entweder für jeden Tag oder für eine feste Zahl von Tagen pro Monat berechnet werden.

Im *Photosyntheseteil* werden aus PAR, Sonnenstand, Bodenalbedo und CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre als Eingangsdaten, LAI und Bedeckungsgrad vom Phänologieteil, Luftfeuchte und Transpirationsrate aus dem Energiebilanzteil sowie vom Vegetationstyp abhängigen Parametern (Photosynthesekapazität, Photosyntheseweg) die PAR-Absorption, der CO<sub>2</sub>-Gehalt im Blatt und die Brutto-CO<sub>2</sub>-Aufnahme ( $GPP = \textit{gross primary productivity}$ ) berechnet. Wie bei der Energiebilanz beträgt der Zeitschritt eine Stunde und wird entweder für jeden Tag oder nur für einige Tage pro Monat berechnet.

Der *Kohlenstoffbilanzteil* erhält GPP vom Photosyntheseteil, Daten über Bodenwassergehalt und Blattemperatur vom Energiebilanzteil und aus Eingangsdaten Lufttemperatur und vegetationsspezifischen Blattstickstoffgehalt. Daraus wird die autotrophe Respiration, also die Pflanzenatmung, und die heterotrophe oder Bodenrespiration (RES) berechnet. NPP ist dann die Differenz GPP minus autotrophe Respiration. Ihre Jahressumme ist gleich dem jährlichen Kohlenstoffeintrag von der Vegetation in den Boden. RES, also die Kohlenstoffabgaberate des Bodens, wird täglich berechnet und NPP immer nach Aufruf des Photosyntheseteils.

Der *Phänologieteil* berechnet aus Lufttemperatur und vegetationsspezifischen phänologischen Parametern (immergrün / laubabwerfend) sowie aus NPP die gleichzeitig wärme- und wassergesteuerte Phänologie, d.h. den zeitlichen Verlauf des LAI. Im wasserlimitierten Fall wird dabei der LAI so bestimmt, daß über eine Vegetationsperiode der Blattzuwachs optimal ist, wobei diese Optimierung über eine Rückkopplungsschleife vom Phänologieteil über den Photosynthese- und Kohlenstoffbilanzteil zurück zum Phänologieteil geschieht. Eine Kohlenstofflimitierung des Blattzuwachses wird ebenfalls berücksichtigt. Die Phänologie



wird in zeitlich gleichen Abständen ein oder mehrere Male pro Monat neu bestimmt.

Das Modell berechnet für jeden Gitterpunkt getrennt die Wasser-, Energie- und Kohlenstoffbilanz, so daß es mit beliebiger räumlicher Auflösung betrieben werden kann. Die volle Auflösung beträgt  $0,5^\circ$  geographische Länge und Breite mit insgesamt 62.438 Landpunkten außerhalb der Antarktis. Dies entspricht auch der räumlichen Auflösung der Eingangsdaten. Aus Gründen der Rechenzeit wird jedoch für die meisten Studien eine flächentreue Projektion mit einer äquatorialen Auflösung von 1 Grad Länge wie Breite gewählt, wobei die Zahl der Punkte nur noch 11.069 beträgt. Das Modell berechnet nach einer Einschwingphase von in der Regel 2 Jahren GPP, NPP, RES, LAI, Bedeckungsgrad, Bodenreflexion, pflanzenverfügbares Bodenwasser, tatsächliche und potentielle Verdunstung, Transpiration, Bodenverdunstung und Regenwasserabfluß und gibt diese als monatliche Mittelwerte aus. Als Eingabedaten dienen neben Vegetations- und Bodenkarten das mittlere Klima an jedem Gitterpunkt mit monatlicher Auflösung. Wird der tägliche Niederschlag stochastisch simuliert, so wird der mittlere Jahresgang einer vordefinierten Zahl von Jahren ausgegeben, bei periodischem Niederschlag das erste Jahr nach Einschwingen der Bodenwasserbilanz.

## 2.3 Eingangsdaten: Klima und Böden

Aktivität und Verbreitung der Landvegetation werden in erster Linie durch das mittlere Klima und durch die Eigenschaften des Substrats bestimmt, auf dem die Pflanzen wachsen. Dementsprechend benötigt das vorgestellte Modell, wie im vorangehenden Abschnitt beschrieben, Monatsmittel von Temperatur, Niederschlag, Zahl der Regentage und Sonneneinstrahlung entsprechend dem mittleren Klima sowie eine Karte der Bodentypen.

Für *Niederschlag und bodennahe Lufttemperatur*, und zwar sowohl Tagesmittel als auch Tagesamplitude, werden Klimatologien von Cramer und Leemans (CL) verwendet (Cramer 1995, pers. Mitteilung, Leemans und Cramer 1991). Diese liegen auf einem Gitter von  $0,5$  Grad Länge mal Breite für alle Landflächen außerhalb der Antarktis vor (62.483 Punkte, s. oben). Das verwendete Interpolationsschema für die Temperatur zeichnet sich dadurch aus, daß die Temperaturabnahme mit der Höhe nicht vorgeben ist, sondern aus den Daten selbst abgeleitet wird. Die Klimatologien von Cramer und Leemans sind wahrscheinlich die zur Zeit besten verfügbaren für die globale bewachsene Landfläche.

Zur stochastischen Simulation des täglichen Niederschlags benötigt das Modell außerdem den *Anteil der Regentage* im Monatsdurchschnitt. Die verwendeten Datenfelder wurden von Andrew Friend berechnet (Friend 1997) und sind aus einer Regression der Zahl der Regentage gegen die Niederschlagsmenge für 896 Stationen aus dem Datensatz von Müller (1982) abgeleitet. Diese Regressionsparameter wurden dann räumlich interpoliert und mit der CL-Klimatologie in eine globale Klimatologie für die Zahl der Regentage umgerechnet.

Als weitere Eingangsgröße dient das Verhältnis von potentieller zu tatsächlicher *Solarstrahlung* im photosynthetisch aktiven Bereich zur Berechnung von Energiebilanz und Photosynthese. Da es zu wenige direkte Messungen der Solarstrahlung am Boden gibt, wird

ein von Satellitenmessungen abgeleiteter Datensatz der globalen PAR für 1987 mit einer räumlichen Auflösung von 2,5 Grad verwendet (International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP, Pinker und Laszlo 1992). Potentielle PAR wird außerdem nach der Methode von Weiss und Norman (1985) berechnet (siehe Abschnitt 2.5) und das Verhältnis  $r_{PAR}$  = potentielle PAR / ISCCP-PAR mit einer Auflösung von 2,5 Grad gebildet.

Um die Auflösung von 2,5 Grad auf standardisierte 0,5 Grad zu erhöhen, wird der Datensatz über relative Sonnenscheindauer,  $n$ , von Cramer und Leemans herangezogen. Ein Vergleich zeigt folgenden Zusammenhang:

$$r_{PAR} \approx 0,5 + 0,4n \quad (1)$$

Die 0,5-Grad-Version von  $r_{PAR}$ ,  $r'_{PAR}$ , wird demnach folgendermaßen berechnet:

$$r'_{PAR} = r_{PAR} \frac{0,5 + 0,4n'}{0,5 + 0,4n} \quad (2)$$

Dabei stehen  $r_{PAR}$  und  $n$  für die bilinear auf 0,5 Grad interpolierten 2,5-Grad-Datensätze, während  $n'$  der Originaldatensatz mit 0,5-Grad-Auflösung ist. (Zur Berechnung von  $n$  wird  $n'$  zunächst auf 2,5 Grad gemittelt und dann bilinear auf 0,5 Grad interpoliert.)

Außerdem verwendet das Modell noch die der Cramer-Leemans-Klimatologie zugrundeliegende *Meereshöhe* zur Bestimmung des Bodenluftdrucks und des optischen Pfades bei der Berechnung der potentiellen Solarstrahlung.

Als *Bodenkarte* dient ein Datensatz von Dunne und Willmott (1996), der eine Weiterentwicklung eines früheren Datensatzes von Webb et al. (1991) darstellt, wobei die Auflösung von 1 auf 0,5 Grad erhöht wurde. Beiden liegt die Bodenkarte der Food and Agricultural Organization (FAO) zugrunde, wohl zur Zeit die einzige verbreitete globale Karte von Bodentypen. Die Bodenkarte von Dunne und Willmott ordnet jedem Landgitterpunkt einen von 128 Bodentypen zu. Zu jedem Bodentyp geben Dunne und Willmott eine feste Bodentiefe und -schichtung sowie für jeden von maximal fünf Horizonten die relativen Anteile von Lehm, Schluff und Sand an (entsprechend einer Korngröße von kleiner als 2  $\mu\text{m}$ , 2 bis 50  $\mu\text{m}$  und 50 bis 2000  $\mu\text{m}$  nach der US-Nomenklatur). Aus dieser Verteilung der sogenannten Bodentextur berechnet das Modell schließlich die Wasserspeicherkapazität des Bodens (siehe Abschnitt 2.5).

Außer den hydrologischen Eigenschaften des Bodens benötigt das Modell noch die Bodenbedo. Diese wird aus einem globalen Datensatz von hellen, mittleren und dunklen Böden von Wilson und Henderson-Sellers (1985) abgeleitet. Die Berechnung der Bodenbedo aus dieser Klassifizierung wird in Abschnitt 2.5 erläutert.

Weitere Bodeneigenschaften, wie Nährstoffgehalt oder Lateritverkrustung bei tropischen Böden (Walter und Breckle 1990) werden in dem Modell nicht berücksichtigt. Wie im vorangehenden Abschnitt erwähnt, spielen Nährstoffkreisläufe auf den untersuchten Zeitskalen nur eine geringe Rolle. Soweit sich die Bodenqualität auf die Verteilung der Vegetationstypen auswirkt, sollte dies mit der Verwendung von Vegetationskarten bereits berücksichtigt

worden sein (siehe nächster Abschnitt). Was den Zusammenhang aus NPP und Bodennährstoffgehalt anbelangt, so ist noch zu bemerken, daß in vielen Fällen der größte Teil der in einem Ökosystem vorhandenen Nährstoffe in den Pflanzen gespeichert ist und nur ein relativ kleiner Anteil in den Böden verbleibt. Dadurch läßt sich ein Zusammenhang zwischen Produktivität und Bodennährstoffgehalt nur schwer herstellen. In Kapitel 5 wird schließlich noch gezeigt, daß sich Satellitendaten zur Quantifizierung eines verringerten Wachstums, etwa durch Nährstofflimitierung, heranziehen lassen.

## 2.4 Vegetationskarten und vegetationspezifische Parameter

Neben den Klima- und Bodenfaktoren bestimmt, gewissermaßen in zweiter Ordnung, auch der vorherrschende Vegetationstyp die Produktivität eines Ökosystems. Dies liegt daran, daß verschiedene Anpassungsstrategien an die Umweltbedingungen auch verschieden große Produktivität verlangen. So können sich an bestimmten Standorten immergrüne Spezies mit geringerer Produktivität gegen laubabwerfende Arten durchsetzen, weil sie weniger neues Blattmaterial produzieren müssen, mit der Konsequenz, daß immergrüne Pflanzen meist eine geringere Lichtnutzungseffizienz haben als laubabwerfende (s. Tabelle 2.1). Auch kann durch die Tätigkeit des Menschen die Produktivität ganzer Regionen erheblich verändert werden, da landwirtschaftliche Nutzpflanzen i.a. deutlich besser mit Nährstoffen versorgt sind und somit eine deutlich höhere Wachstumsraten erreichen als natürliche Vegetation am gleichen Standort. Dementsprechend berücksichtigt das hier entwickelte Vegetationsmodell eine Reihe von vegetationspezifischen Parametern, die sowohl Art der Phänologie bei Kälte und Dürre, als auch die Produktivität bei vorgegebenem Blattflächenindex (LAI) bestimmen. Was allerdings, mit Ausnahme der Bedeckungsart "Eis", nicht durch Vegetationskarten bestimmt wird ist die Verteilung des LAI selbst, also die Menge der Vegetation an einem gegebenem Ort.

Drei Möglichkeiten, die vorherrschende Vegetationsart zu bestimmen, werden in dieser Modellstudie verwendet: (1) nach Atlanten; (2) nach zeitlicher Profilanalyse von Satellitendaten des Vegetationsindex NDVI; (3) nach dem mittleren Klima. Im dritten Fall handelt es sich um eine potentielle, in den anderen um beobachtete Verteilungen. Die Verwendung mehrerer Landbedeckungskarten soll vor allem der Unsicherheit Rechnung tragen, die bei der Klassifizierung der globalen Vegetation besteht. Alle drei Karten haben eigene Vorteile und Limitierungen: So erlaubt die NDVI-gestützte Methode unter (2) eine global konsistente Klassifizierung, während Karte (1) mehr Informationen enthält. Der Vorteil der aus dem Klima abgeleiteten Karte (3) ist dagegen die Konsistenz des Vegetationstyps mit dem angenommenen Klima. Dadurch wird verhindert, daß durch Ungenauigkeiten der Karten oder der Klimadaten Vegetation an Orten simuliert wird, an denen diese nach Kenntnis ihrer Ökologie und Verbreitung nicht anzutreffen wären.

Es gibt im Modell 14 natürliche und 9 landwirtschaftliche Vegetationstypen, deren Auswahl sich vor allem an den vorliegenden Daten orientiert. Jedem dieser Typen wird ein Satz

vegetationsspezifischer Parameter aus Tab. 2.1 zugeordnet. Dies sind Lichtnutzungseffizienz (Ruimy et al. 1994 und Abschnitt 2.6), Parameter der photosynthetischen Kapazität ( $V_m$  und  $J_m$ , Beerling und Quick 1995, siehe Abschnitt 2.6), spezifische Blattfläche (Schulze et al. 1994), typische Vegetationshöhe zur Berechnung der aerodynamische Leitfähigkeit (nach Kelliher et al. 1993) und Wurzeltiefe (Kelliher et al. 1993).

Die Photosyntheseparameter  $V_m$  und  $k$  für C4-Pflanzen (vgl. Abschnitt 2.6) werden nach Collatz et al. (1992) gewählt. Die dort enthaltenen Werte für Mais werden für die Typen Mais und Rohrzucker direkt übernommen. Dagegen sind für natürliche C4-Gräser nur sehr wenige Daten vorhanden, so z.B. nur ein Meßwert für den Stickstoffgehalt in Schulze et al. (1994). Das Verhältnis aus  $V_m$  und  $k$  sollte jedoch konservativ sein, wie das aus  $V_m$  und  $J_m$  bei C3-Pflanzen (Wullschläger 1993, Berling und Quick 1995). Die in Tab. 2.1 angegebenen Werte sind daher durch gleiches Herunterskalieren jener für Mais bestimmt, und zwar durch Anpassen an die Produktivität koexistierender C3-Gräser.  $V_m$  und  $k$  werden, neben  $R_d/V_m$  (Abschnitt 2.6) dabei so definiert, daß an bestimmten Modellgitterpunkten sowohl GPP als auch NPP der C3- und C4-Gräser gleich sind. Für diese Gitterpunkte gilt: (1) C3- und C4-Gräser sind die beiden häufigsten Vegetationstypen; und (2) das C3/C4-Verhältnis der Gräser nach Glg. 3 liegt zwischen 0,45 und 0,55.

Weitere Angaben in Tab. 2.1 betreffen den Photosyntheseweg sowie die Art der Phänologie, also kalt-immergrün (alle immergrünen Nadelbäume) oder warm-immergrün (tropisch-immergrüne und Hartlaubgewächse), falls nicht laubabwerfend.

Die Wurzeltiefe beträgt für alle Vegetationstypen 1 m, außer in Savannen, wo sie 1 m für Gräser und 3 m für Bäume beträgt. Diese Wurzeltiefen entsprechen in etwa denen in den Biosphärenmodelle TEM (Raich et al. 1991), CASA (Potter et al. 1993) und SILVAN (Kaduk 1996).

In einigen Fällen ist es nicht möglich, die definierten Vegetationstypen eindeutig den Kategorien von Berling und Quick oder den Werten von Ruimy et al. zuzuordnen. Daher folgt nun eine detaillierte Beschreibung der Zuordnung der dabei zugrundegelegten Annahmen. Dabei ist zu bedenken, daß im Gegensatz zu Ruimy et al. (1994) die Werte der Lichtnutzungseffizienz für Bedingungen ausreichender Wasserversorgung gelten, da Trockenheitsstreß im Modell explizit berücksichtigt wird. (Die Abkürzungen bedeuten: BQ Berling und Quick 1995; R&a Ruimy et al. 1994; S&a Schulze et al. 1994)

2  $\epsilon$  wie 4

3  $V_m, J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote e, multipliziert mit 12,7/10,8 ( $A_{max}$  nach S&a für gemäßigt-immergrüne Bäume /  $A_{max}$  nach BQ in der genannten Zeile)

6  $V_m, J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote h, multipliziert mit 12,0/12,4 ( $A_{max}$  nach S&a für laubabwerfende Nadelbäume /  $A_{max}$  nach BQ)

7  $\epsilon$  wie 4;  $V_m, J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote i, multipliziert mit 9,9/25,7 ( $A_{max}$  nach S&a für immergrüne Sträucher /  $A_{max}$  nach BQ)

8  $V_m, J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote i

9, 10  $V_m, J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote k

11, 12  $\epsilon$  wie 9 multipliziert mit dem C4/C3-Effizienzverhältnis für Nutzpflanzen aus R&a (3,51/2,71);  $V_m, k$  für C4-Pflanzen siehe oben

Tabelle 2.1: Die verwendeten Vegetationstypen mit den dazugehörigen Parametern.  $\epsilon$ : Lichtnutzungseffizienz in g Trockenmasse pro MJ PAR,  $V_m$ : maximale Carboxylierungsrate bei 25°C in  $\mu\text{mol}(\text{CO}_2)\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ,  $J_m$ : maximale Elektronentransportrate bei 25°C in  $\mu\text{mol}(\text{CO}_2)\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$  (C3) bzw.  $k$ :  $\text{CO}_2$ -Spezifität bei 25°C in  $\text{mmol}(\text{CO}_2)\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$  (C4),  $\sigma_B$ : spezifische Blattfläche in  $\text{m}^2\text{kg}^{-1}$  (Trockenmasse),  $h_v$ : Höhe in m, C4: C4-Photosyntheseweg, sonst C3, Ph.: Phänologie, wenn nicht laubabwerfend. Weitere Abkürzungen sind IG: immergrün, LA: laubabwerfend, TS: trockensaisonal, gem.: gemäßigt, trop.: tropisch, K-I: kalt-immergrün, W-I: warm-immergrün und B-F: bewässert oder Feuchtgebiet; -: nicht benutzt.

Nummer	Vegetationstyp	$\epsilon$	$V_m$	$J_m/k$	$\sigma_B$	$h_v$	C4	Ph.
1	Trop. IG Laubbäume	0,62	62	118	-	30,0		W-I
2	Trop. TS Laubbäume	1,01	90	179	13,2	15,0		
3	Gem. IG Laubbäume	0,62	41	82	-	15,0		W-I
4	Gem. LA Laubbäume	1,01	35	70	11,4	15,0		
5	IG Nadelbäume	1,57	29	52	-	15,0		K-I
6	LA Nadelbäume	1,57	53	95	11,3	15,0		
7	IG Sträucher	0,62	52	102	-	1,0		W-I
8	LA Sträucher	1,01	160	266	11,4	1,0		
9	C3-Kurzgras	1,26	42	80	16,9	0,3		
10	C3-Langgras	1,26	42	80	16,9	2,0		
11	C4-Kurzgras	1,63	8	140	16,9	0,3	x	
12	C4-Langgras	1,63	8	140	16,9	2,0	x	
13	Tundra-Vegetation	0,62	20	37	-	0,3		K-I
14	Sumpf-Vegetation	1,26	20	37	16,9	0,3		B-F
15	Getreide	2,71	117	220	24,5	0,6		
16	Bewässerungskulturen	2,71	123	227	23,6	0,6		B-F
17	Trop. Baumkultur	1,74	60	106	-	2,0		W-I
18	Zitruskulturen	1,71	60	106	-	2,0		W-I
19	Gem. Laubbaumkultur	2,72	123	227	10,1	2,0		
20	Rohrzucker	3,51	39	700	9,0	2,0	x	
21	Mais	3,51	39	700	26,3	2,0	x	
22	Reis	2,71	98	190	16,6	0,3		
23	Baumwolle	2,71	123	227	20,0	2,0		

13  $\epsilon$ ,  $V_m$ ,  $J_m$  wie 9, R&a folgend

14  $\epsilon$ ,  $V_m$ ,  $J_m$  wie 9, R&a folgend

15, 16 mittleres  $\epsilon$  der C3-Nutzpflanzen aus R&a;  $V_m$ ,  $J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote l (15) bzw. m (16)

17  $\epsilon$  für tropisch/subtropisch/feuchte Baumkulturen aus R&a;  $V_m$ ,  $J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote n

18  $\epsilon$  für mediterrane Baumkulturen, wie in R&a angenommen (keine Meßwerte);  $V_m$ ,  $J_m$  wie 17

19  $V_m$ ,  $J_m$  wie 16 (eine Kategorie in BQ)

20,21  $\epsilon$  für C4-Nutzpflanzen aus R&a;  $J_m$  und  $V_m$  siehe oben

22  $\epsilon$  für C3-Nutzpflanzen aus R&a;  $V_m$ ,  $J_m$  nach BQ, Tab. 1, Fußnote q

23  $\epsilon$  für C3-Nutzpflanzen aus R&a;  $V_m$ ,  $J_m$  wie 16 (eine Kategorie in BQ)

In den nun folgenden Unterabschnitten wird beschrieben, wie einer bestimmten Bedeckungsart oder einem bestimmten Klima genau definierte Anteile der verschiedenen Vegetationstypen zugeordnet werden. Zu einem Bedeckungs- oder Klimatyp gehören  $N_v \leq 3$

verschiedene Vegetationstypen mit einem eigenen Satz von Parametern nach Tab. 2.1. Ist  $N_v > 1$ , so läuft das Modell entweder  $N_v$  mal am gleichen Gitterpunkt mit dem gleichen Klima, und die Ergebnisse werden danach gemäß der relativen Anteile  $f_v$  der  $N_v$  Vegetationstypen gemittelt; oder es wird ein Vegetationstyp aus den  $N_v$  mit Hilfe eines Zufallszahlengenerators ausgewählt, wobei die Wahrscheinlichkeit, Typ  $v$  auszuwählen, gerade  $f_v$  beträgt.

### Traditionelle Vegetationskarte (1)

Die "traditionelle", also aus Atlanten zusammengetragene Karte von Wilson und Henderson-Sellers (1985) kennt insgesamt 52 verschiedene Landbedeckungsarten. Diesen werden von den Autoren relative Anteile von 19 Vegetationstypen und 5 nichtbewachsenen Landtypen zugeordnet. Um den vorhandenen vegetationspezifischen Daten Rechnung zu tragen, wurde diese Liste auf 23 Vegetationstypen erweitert, die auch für die anderen Karten gelten (siehe oben und Abb. 2.1). Entsprechend wurde auch die Aufteilung der Typen nach Wilson und Henderson-Sellers modifiziert (siehe Tab. 2.2).

Da der Datensatz von Wilson und Henderson-Sellers es nicht erlaubt, zwischen C3- und C4-Gräsern zu unterscheiden, wird der Anteil der Kurz- und Langgräser (Typen 9/11 und 10/12) nochmals aufgeteilt. Dabei wird der Anteil der C4-Gräser an der Gesamtmenge der Gräser,  $r_{C4}$ , nach folgender Regression gegenüber der mittleren Temperatur des wärmsten Monats,  $T_w$  (in °C), berechnet:

$$r_{C4} = -1,185 + 0,0731T_w \quad (3)$$

Bei der Herleitung der Regressionsgleichung wurde dem Wert  $r_{C4}$  aus insgesamt 61 Ökosystemstudien aus Nordamerika mit einem Grasanteil von mehr als 20% (Paruelo und Laurenroth 1995) der Wert  $T_w$  aus der CL-Klimatologie zugeordnet. Die Korrelation ist mit  $r^2 = 0,47$  verhältnismäßig gut. Eine Einbeziehung des Jahresniederschlags, der allein genommen 15% der Variation in  $r_{C4}$  erklärt, wird nicht in Betracht gezogen, da der multiple Korrelationskoeffizient  $r^2$  mit 0,49 nur geringfügig höher liegt und da die Anwendung auf Klimagebiete mit wesentlich verschiedener jährlicher potentieller Verdunstung fragwürdig erscheint.

Für die Zuordnung der Wurzeltiefe wird noch die Information benötigt, ob es sich bei einer Bedeckungsart um Savanne handelt. Diese ist hier definiert durch die Codes 23, 26, 32, 37 und 73.

Zur Anpassung der Vegetationskarte von Wilson und Henderson-Sellers an die CL-Klimatologie wurde der Datensatz noch auf das 0,5-Grad-Gitter übertragen und fehlende Landpunkte auf den Wert des am häufigsten vorkommenden Nachbargitterpunktes gesetzt. An einigen Orten war eine Setzung "von Hand" nötig, die sich dann auf andere Quellen stützte. (Da dies für die globale Modellierung von sehr geringer Bedeutung ist, soll darauf nicht näher eingegangen werden.)

## 2.4. VEGETATIONSKARTEN UND VEGETATIONSSPEZIFISCHE PARAMETER 19

Tabelle 2.2: Die Landbedeckungsarten aus dem Datensatz von Wilson und Henderson-Sellers (1985) und ihre Zuordnung zu den Vegetationstypen. D dicht, O offen (offener Wald engl. *woodland*), LA laubabwerfend, IG immergrün, TS trockensaisonal (laubabwerfend in der Trockenzeit); "Lärchenwälder" (lat. *larix*) steht für LA Nadelwälder.

Code	Bezeichnung	Typ 1	Anteil	Typ 2	Anteil	Typ 3	Anteil
2	Feuchtgebiet	14	1,00				
4	Reis	22	1,00				
5	Mangroven	1	0,60	7	0,40		
10	D Nadelwald	5	1,00				
11	O Nadelwald	5	0,65	9/11	0,35		
12	D Mischwald	5	0,50	4	0,50		
13	O Mischwald	5	0,35	4	0,35	9/11	0,30
14	O IG Laubwald	3	0,65	9/11	0,35		
15	IG Laubbaum-Anbau	19	0,75	9/11	0,25		
16	IG Laubsträucher	7	0,70	9/11	0,30		
17	O Lärchenwald	6	0,70	9/11	0,30		
18	D Lärchenwald	6	1,00				
19	D IG Laubwald	3	1,00				
20	D Laubwald	4	0,90	9/11	0,10		
21	O Laubwald	4	0,65	9/11	0,35		
22	Laubbaum-Anbau	19	0,65	9/11	0,35		
23	O tropischer Wald	10/12	0,40	2	0,30	1	0,30
24	O Wald + Sträucher	4	0,65	8	0,35		
25	D TS Laubwald	2	1,00				
26	O TS Laubwald	2	0,75	10/12	0,25		
27	LA Sträucher	8	0,65	9/11	0,35		
28	Dornbusch	7	0,75	10/12	0,25		
30	Gem. Wiesen + Weiden	9/11	1,00				
31	Gem. extensive Weiden	9/11	0,85	8	0,15		
32	Trop. Gräser + Sträucher	10/12	0,75	8	0,25		
33	Trop. Weiden	10/12	0,75	9/11	0,25		
34	Extensive Weiden + Sträucher	9/11	0,75	8	0,25		
35	Weiden + Bäume	9/11	0,80	4	0,20		
36	Semiaride extensive Weiden	10/12	0,60	7	0,40		
37	Trop. Savanne	10/12	0,80	2	0,10	1	0,10
39	Weiden + Sträucher	9/11	0,85	8	0,15	7	
40	Ackerland	15	0,75	9/11	0,25		
41	Trockenes Ackerland	15	0,75	9/11	0,25		
42	Gartenbau	15	1,00				
43	Zuckerrohr	20	0,90	10/12	0,10		
44	Mais	21	0,60	15	0,40		
45	Baumwolle	23	0,90	15	0,10		
46	Kaffee	17	0,75	15	0,25		
47	Weinbau	8	0,75	15	0,25		
48	Bewässertes Ackerland	16	0,85	9/11	0,15		
49	Tee	8	0,75	10/12	0,25		
50	Äquatorialer Regenwald	1	0,90	2	0,10		
51	Äquatorialer Baum-Anbau	17	0,80	10/12	0,10	14	0,10
52	Trop., leicht TS Laubwald	1	0,50	2	0,35	10/12	0,15
61	Tundra	13	1,00				
62	Zwergsträucher	13	0,45	7	0,35	8	0,20
70	Sandwüste und unbewachsen	7	1,00				
71	Strauch- und Halbwüste	7	0,75	10/12	0,25		
73	Halbwüste + wenige Bäume	2	0,65	10/12	0,35		
80	Bebauung	4	1,00				

Tabelle 2.3: Landbedeckungsarten aus dem Datensatz von DeFries und Townshend und ihre Zuordnung zu den Vegetationstypen wie in Tab. 2.1 definiert. Es wird nur ein Typ von Kulturpflanzen berücksichtigt (15), die Typen 16 bis 23 kommen nicht vor, ebenso wie 14 (Sumpf) und 10 (C3-Langgras).

Code	Bezeichnung	Typ 1	Anteil	Typ 2	Anteil
1	Tropischer Wald	1	0,90	2	0,10
2	Laubwald	4	0,80	9	0,20
3	Mischwald	4	0,50	5	0,50
4	Nadelwald	5	0,80	9	0,20
5	nördl. laubabw. Wald	6	0,60	9	0,40
6	C4-Gras, bewaldet	12	0,70	2	0,30
7	C4-Gras	11	1,00		
9	Busch	8	1,00		
10	Tundra	13	1,00		
11	Wüstenvegetation	7	1,00		
12	Kulturland	15	0,70	9	0,30
14	C3-Gras, bewaldet	9	0,70	4	0,30
15	C3-Gras	9	1,00		

Bei der anschließenden Zuordnung von maximal  $N_v = 3$  Vegetationstypen zu jeder 0,5-Grad-Gitterzelle wird angenommen, daß die primäre Bedeckung nach Wilson und Henderson-Sellers 70% der Landfläche ausmacht, die sekundäre 30%. Von den maximal 8 Vegetationstypen (nach der C3/C4-Unterteilung) werden zunächst jene ausgeschlossen, die weniger als 5% der Gesamtvegetation ausmachen, dann werden die  $N_v \leq 3$  häufigsten Typen ausgewählt und die Summe der Anteile  $f_v$  auf 100% normiert.

### NDVI-abgeleitete Vegetationskarte (2)

Als weitere Landbedeckungskarte wird jene von DeFries und Townshend (1994) verwendet, die aus einer Kombination von Atlas- und Satellitendaten erstellt ist. Dabei wurden zunächst Gebiete definiert, für die mehrere Quellen in der Bedeckungsart übereinstimmen. Für diese Typen wird dann ein typischer Jahresgang des Vegetationsindex NDVI festgelegt. Die übrigen, nicht vordefinierten Landpunkte werden dann dem Bedeckungstyp zugeordnet, dessen zeitliches NDVI-Profil dem des Landpunktes am ähnlichsten ist. Ähnlichkeit wird dabei über eine die Variationsbreite berücksichtigende Metrik definiert. Die Methode stellt eine auf dem NDVI basierende Interpolationstechnik für traditionelle Bodendaten dar.

Da die Karte von DeFries und Townshend nur eine Auflösung von 1 Grad hat, werden jedem 1-Grad-Punkt zunächst vier 0,5-Grad-Punkte des CL-Gitters zugeordnet. Nichtdefinierte Landpunkte werden dem unter den Nachbarpunkten am häufigsten vorkommenden



Typ zugeordnet. Für einen Rest von 234 Landpunkten ohne eindeutige Zuordnung wird zusätzlich die Vegetationskarte von Matthews (1983) berücksichtigt, oder die Zuordnung erfolgt willkürlich (21 Punkte).

Den insgesamt 13 bewachsenen Bedeckungsarten werden 10 verschiedene Vegetationstypen nach Tabelle 2.3 zugeordnet. Einigen wird nur ein Vegetationstyp zugeordnet, anderen zwei. In diesem Fall sind Savannen (tiefere Wurzeln) durch Bedeckungstyp 6 definiert. Da die Karte von DeFries und Townshend nur wenige recht allgemeine Landbedeckungsarten angibt, wird Kulturland einheitlich als 70% C3-Ackerkulturen und 30% C3-Gräser angenommen. C4-Kulturpflanzen werden nicht berücksichtigt, ebensowenig wie die Koexistenz von C3- und C4-Gräsern.

### Klimaabgeleitete Vegetationskarte (3)

Als dritte Möglichkeit kann eine allein vom Klima abgeleitete Karte der potentiellen Vegetation gewählt werden. Potentiell bedeutet hier eine Vegetationsverteilung, die sich mit dem standorteigenen Klima im Gleichgewicht befindet, ohne Eingriffe des Menschen. Dementsprechend kommen in dieser Karte keine Kulturpflanzen vor. Ebenfalls nicht berücksichtigt werden Sukkulenten und andere unbedeutende Vegetationstypen. Die globale Vegetation wird daher in 4 funktionale Typen eingeteilt, und zwar in Bäume, Sträucher, C3- und C4-Gräser.

Der Anteil der Bäume wird nach Box (1981) aus dem jährlichen Feuchteindex (FI) berechnet. Dieser ist definiert als der Quotient aus Jahresniederschlag und jährlicher potentieller Verdunstung (Berechnung siehe Abschnitt 2.5). Es wird angenommen, daß bei einem FI von 1,0 der Baumanteil,  $f_B$ , 100% beträgt und dieser linear bis zu einem FI von 0,6 auf 0% zurückgeht. Zur Abgrenzung des Verbreitungsgebietes in kalten Regionen wird nach Woodward (1987) außerdem angenommen, daß Bäume für eine volle Entfaltung eine Tagesgradsumme auf der Basis von 5°C ( $TGS_5$ ) von 900 benötigen und der Baumanteil bei  $TGS_5 = 350$  Null wird ( $TGS_5$  ist definiert als die Summe der Temperatur aller Tage über 5 °C abzüglich 5°C, in Einheiten von °C×Tage):

$$f_B = f(\text{FI})f(\text{TGS}_5) \quad (4a)$$

$$f(\text{FI}) = \begin{cases} 0 & \text{für } \text{FI} < 0,6 \\ (\text{FI} - 0,6)/0,4 & \text{für } 0,6 < \text{FI} < 1,0 \\ 1 & \text{für } \text{FI} > 1 \end{cases} \quad (4b)$$

$$f(\text{TGS}_5) = \begin{cases} 0 & \text{für } \text{TGS}_5 < 350 \\ (\text{TGS}_5 - 350)/550 & \text{für } 350 < \text{TGS}_5 < 900 \\ 1 & \text{für } \text{TGS}_5 > 900 \end{cases} \quad (4c)$$

Die nördliche Baumgrenze verläuft in diesem Modell etwas nördliche der James Bay in Kanada, nahe der finnisch-norwegischen Grenze und entlang des Polarkreises in Sibirien. Die aride Baumgrenze verläuft etwa entlang des Mississippi in den USA, während im Mittelmeergebiet Nordspanien, Südfrankreich, der Appennin und der Balkan mit Ausnahme

Ostgriechenlands bewaldet sind. In Afrika werden das Kongogebiet und der guineische Regenwald korrekt vorhergesagt, dazu das äthiopische Hochland sowie Ost-Madagaskar. In Asien erscheinen Indonesien sowie das gesamte Monsungebiet von Burma bis Korea und Japan als bewaldet. Bewaldet erscheint auch der größte Teil Südamerikas, mit Ausnahme Guayanas und Nordvenezuelas, der Cerrados, des Andenhochlands, Patagoniens und der Steppen- und Graszone Nordargentinens und Paraguays bis zum Mato Grosso. Inkorrekt wird der nördliche Teil der argentinischen Pampas als zu 50% bewaldet vorhergesagt, was auch von anderen Modellen bekannt ist (z.B. Box 1981).

Der Anteil der übrigen funktionalen Typen wird nach einem empirischen korrelativen Modell von Paruelo und Lauenroth (1995) berechnet, das ursprünglich für die nicht bewaldeten Gebiete Nordamerikas entwickelt und später anhand von Daten aus Südamerika erfolgreich getestet wurde (Paruelo et al. 1997). Obwohl für diese Gebiete nicht speziell entwickelt, berechnet es für die Winterregengebiete des Mittelmeerraums bis zum Iran, des südlichen Afrika und Australiens korrekt einen hohen Strauchanteil und in tropisch-ariden Gebieten mit Sommerregen eine Dominanz von C4-Gräsern. In der baumlosen Tundra werden etwa drei Viertel C3-Gräser und ein Viertel Sträucher berechnet.

Die Regressionen von Paruelo und Lauenroth stützen sich auf die Werte Jahresmitteltemperatur,  $\bar{T}^a$ , Jahresniederschlag,  $P_a$ , und Anteil des Niederschlags während der drei Sommer- sowie Wintermonate,  $P_{som}$  bzw.  $P_{win}$  (Sommer für die Nordhemisphäre: Juni bis August, Winter: Dezember bis Februar; umgekehrt für die Südhemisphäre):

$$f_S = 1,7105 - 0,2918 \ln P_a + 1,5451 P_{win} \quad (5a)$$

$$f_{C4} = -0,9837 + 0,000954 P_a + 1,3528 P_{som} + 0,2710 \ln \bar{T}^a \quad (5b)$$

$$f_{C3} = 1,1905 - 0,02909 \bar{T}^a + 0,1781 \ln P_{win} - 0,2383 n_{BIOM} \quad (5c)$$

$f_S$ ,  $f_{C3}$  und  $f_{C4}$  bezeichnen den Strauch-, C3-Gras- und C4-Gras-Anteil, respektive. Die Niederschläge ( $P_a$ ,  $P_{som}$  und  $P_{win}$ ) sind in mm, die Temperatur  $\bar{T}^a$  in °C angenommen. Der Wert für  $n_{BIOM}$  beträgt 2, wenn  $f_S > 0,2$ , sonst 1.

Um der Tatsache Rechnung zu tragen, daß im ozeanischen Klima Westeuropas die Sommer bei gleichen Jahresmitteltemperaturen wesentlich kühler sind als in Nordamerika oder Argentinien, wird  $\bar{T}^a$  nicht direkt verwendet, sondern aus einer linearen Regression mit  $T_w$  (Mitteltemperatur des wärmsten Monats) errechnet, die für die 73 untersuchten Orte aus Paruelo und Lauenroth (1996) gilt:

$$\bar{T}^a = -19,1337 + 1,26893 T_w \quad (6)$$

Die Korrelation ist mit  $r^2 = 0,88$  sehr hoch und wurde mit der CL-Klimatologie errechnet. Die Vorhersage der C3- und C4-Gras-Verteilung wird für kontinentale und tropische Gebiete durch die Verwendung von  $T_w$  kaum beeinflusst.

Nach Anwendung der Glg. 5a bis 5c werden die Anteile  $f_S$ ,  $f_{C3}$  und  $f_{C4}$  so normiert, daß ihre Summe gerade  $1 - f_B$  ergibt. Die Anteile  $f_{C3}$  und  $f_{C4}$  werden entweder den Typen 9

und 11 (Kurzgras) oder den Typen 10 und 12 (Langgras) zugeordnet. Die Grenze zwischen beiden wird bei einem Feuchteindex (FI, s.o.) von 0,5 angenommen, und zwar Langgras bei  $FI > 0,5$ . In den Prärien Nordamerikas entspricht dies dem beobachteten Verlauf etwas entlang des 100ten Längengrades (Walter und Breckle 1991). Weiterhin zählt der Anteil  $f_S$  zu Typ 7 (immergrüne Sträucher), wenn  $TGS_5 > 900$ , sonst zu Typ 12 (Tundra-Vegetation). Die Vegetationstypen 8 (laubabwerfende Sträucher), 14 (Sumpf-Vegetation) sowie 15 bis 23 (Kulturpflanzen) werden nicht verwendet.

Die Zuordnung des Baumanteils,  $f_B$ , zu den Typen 1 bis 6 richtet sich weitgehend nach der Arbeit von Woodward (1987), nach der bestimmte absolute Tiefsttemperaturen die Ausbreitung anspruchsvollerer Arten behindern und so die Ansiedlung kälteresistenterer Arten zur Folge haben. Anstelle der absoluten Temperaturminima, wie in der Arbeit von Woodward, wird hier nach Prentice et al. (1992) die Mitteltemperatur des kältesten Monats,  $T_c$ , verwendet, basierend auf einer Regression der Temperaturdaten von Müller (1982). Nach Box (1981, S.42, Tabelle 8) wird außerdem noch der Feuchteindex (FI) verwendet, um zwischen tropisch-immergrünen und tropisch-laubabwerfenden Bäumen zu unterscheiden. Box gibt einen Schwellwert von etwa 1,1 für das Auftreten von immergrünem Regenwald an, jedoch 1,0 für das Auftreten von Wald generell. Da im immergrünen Regenwald jedoch auch laubabwerfende Spezies vorkommen können (Box 1981, Walter und Breckle 1990), wird hier angenommen, daß der Anteil immergrüner Bäume linear von 0% bei  $FI=1,0$  bis 100% bei  $FI=1,2$  ansteigt. Die Zuordnungen im einzelnen:

**Typ 1:** tropisch-immergrüne Laubbäume bei  $T_c > 15,5^\circ\text{C}$  und ab einem FI von 1,0;

**Typ 2:** tropisch-trockensaisonale Laubbäume bei  $T_c > 15,5^\circ\text{C}$  bei einem FI von mehr als 1,0 und bis zu einem FI von 1,2; für FI zwischen 1,0 und 1,2 nimmt der Anteil des Typs 2 linear ab, der des Typs 1 in gleichem Maße zu;

**Typ 3:** gemäßigt-immergrüne Laubbäume bei  $T_c$  zwischen  $5^\circ\text{C}$  und  $15,5^\circ\text{C}$ ;

**Typ 4:** gemäßigt-sommergrüne Laubbäume bei  $T_c$  zwischen  $-15^\circ\text{C}$  und  $+5^\circ\text{C}$  und  $TGS_5 > 1300$ ;

**Typ 5:** immergrüne Nadelbäume bei  $T_c$  zwischen  $-15^\circ\text{C}$  und  $-35^\circ\text{C}$ , oder bei höheren Werten, wenn  $TGS_5 < 1300$ ;

**Typ 6:** laubabwerfende Nadelbäume (Lärchen) bei  $T_c < -35^\circ\text{C}$ .

Wie bei der Verwendung der Landbedeckungskarte nach Wilson und Henderson-Sellers bleiben die Anteile, die weniger als 5% betragen, unberücksichtigt und von den übrigen werden die maximal 3 häufigsten ausgewählt. Die Zuordnung der vegetationspezifischen Parameter zu den Vegetationstypen geht aus Tabelle 2.1 hervor. Savannen (tiefere Wurzeln) sind in diesem Fall definiert als die Gebiete, in denen der FI zwischen 0,6 und 1,0 liegt und  $T_c$  mindestens  $15,5^\circ\text{C}$  beträgt.

## 2.5 Energie- und Wasserbilanz

Die Energiebilanz an der Erdoberfläche läßt sich folgendermaßen niederschreiben:

$$R_n - G - H - \lambda E = \dot{Q} + \dot{Q}_B \quad (7)$$

Links des Gleichheitszeichens stehen die Nettostrahlung,  $R_n$  (eintreffende Sonnenstrahlung plus langwellige Strahlung der Atmosphäre minus langwellige Abstrahlung der Oberfläche), der Bodenwärmefluß,  $G$ , verursacht durch Wärmeleitung, der sensible Wärmefluß,  $H$ , zwischen Oberfläche und umgebender Luft, verursacht hauptsächlich durch turbulente Durchmischung warmer und kalter Luft, und die Verdunstung,  $E$ , multipliziert mit der latenten Verdunstungswärme ( $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$  bei  $20^\circ\text{C}$ ). Die Bilanz wird geschlossen durch die zeitliche Veränderung (gekennzeichnet mit einem darüberstehenden Punkt) der beiden Wärmemengen  $Q$  und  $Q_B$ .  $Q$  steht dabei für die gespeicherte Wärme sowohl in der Vegetation selbst als auch in der innerhalb der Vegetationsdecke befindlichen Luft.  $Q_B$  schließlich bezeichnet die in biochemischer Form gespeicherte Wärme.  $\dot{Q}_B$  ist daher gleich dem biochemischen Energiegewinn bei der Photosynthese minus der Wärmeerzeugung bei der Atmung der Pflanzen und der Bodenorganismen. Beide Größen auf der rechten Seite der Gleichung machen fast immer weniger als 10% von  $R_n$  aus und werden daher meistens vernachlässigt (Jones 1983, S. 85).

Die Wasserbilanz läßt sich dagegen folgendermaßen notieren:

$$P - E - \Phi = \dot{W} \quad (8)$$

$P$  ist dabei die Niederschlagsrate,  $W$  bezeichnet die im Boden, auf der Vegetation oder im Schnee vorhandene Wassermenge, und  $\Phi$  ist der (ober- oder unterirdische) Abfluß.

Energie- und Wasserbilanz der Erdoberfläche sind eng miteinander verknüpft. Dies ist eine Folge der hohen Verdampfungswärme,  $\lambda$ , die bewirkt, daß ein erheblicher Teil der Nettostrahlung an der Oberfläche zur Verdunstung von Wasser verwendet wird – und zwar mehr als die Hälfte im Durchschnitt aller Landflächen (Budyko 1974). Die Bedeutung der Energiebilanz für den Kohlenstoffkreislauf liegt daher weniger in dem relativ kleinen Energiebedarf der Photosynthese ( $\approx \dot{Q}_B$  bei Tage), sondern hauptsächlich im Einfluß der Energiebilanz auf die Temperatur der Vegetation. Diese bestimmt dann einerseits in erheblichem Maße die Transpirationsrate und zwingt die Pflanzen so, durch schließen der Spaltöffnungen ihre Photosyntheserate zu reduzieren (siehe unten); andererseits hat die Temperatur auch Auswirkungen auf die biochemische Aktivität, und zwar sowohl bei der Photosynthese als auch bei der Pflanzenatmung.

### Bedeutung der Stomata und ihre Modellierung

Da Pflanzen bei der Photosynthese auf einen Gasaustausch mit der Umgebungsluft angewiesen sind, wobei Kohlendioxyd mit der Luft durch Spaltöffnungen oder Stomata ins

Blattinnere diffundiert, verlieren sie ständig Wasser durch in umgekehrte Richtung diffundierenden Wasserdampf, also durch Transpiration. Die Transpiration macht in der Regel den größten Teil der Verdunstung,  $E$ , an der Oberfläche aus, und zwar sowohl bei trockenem Boden als auch bei einem Blattflächenindex (LAI) von mehr als zwei (Ritchie 1972, Kelliher et al. 1995). Um ein Austrocknen zu verhindern, sind die meisten Pflanzen in der Lage, die diffusive Leitfähigkeit ihrer Stomata zu regulieren, so daß sich ein enger Zusammenhang aus Photosynthese und Transpiration ergibt, der in komplizierter Weise von verschiedenen Umweltfaktoren abhängt (Farquhar und Sharkey 1982).

Wegen der großen Bedeutung der Transpiration für die Energiebilanz der Landflächen wurden Modelle entwickelt, die das Verhalten der Stomata simulieren. Diese sogenannten SVAT-Modelle (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*) sollen die Energiebilanz der Landflächen in Modellen der atmosphärischen Zirkulation verbessern (also von Klima- oder Wettervorhersagemodellen; siehe Dickinson et al. 1991 für eine Übersicht). Die stomatäre Leitfähigkeit,  $g_s$ , wird meist in einer empirischen Form vorgeschrieben, wie sie zuerst von Jarvis (1976) vorgeschlagen wurde (z.B. SiB, Sellers et al. 1986, und BATS, Dickinson et al. 1993):

$$g_s = g_s^{max} f(D) f(R_s) f(T) f(W) \quad (9)$$

Die Funktionen  $f(\dots)$  nehmen in Abhängigkeit von Dampfdruckdefizit ( $D$ ), Solarstrahlung ( $R_s$ ), Temperatur ( $T$ ) und Bodenwassergehalt ( $W$ ) Werte zwischen 0 und 1 an. Modelle dieser Art wurden mit Erfolg an lokale Messungen angepaßt (z.B. Stewart 1988, Dolman et al. 1991, Kim und Verma 1991a). Es wurde weiterhin gezeigt, daß die Einbeziehung einer solchen Stomata-Formulierung in mesoskalige (d.h. regionale) Klimamodelle großen Einfluß auf simulierte Verdunstungsraten hat (z.B. Avissar und Pielke 1991, Mascart et al. 1991). Jedoch fehlt bisher die Grundlage für die Bestimmung der notwendigen Konstanten auf globalem Maßstab, so daß eine Formulierung innerhalb „vernünftiger“ Grenzen gewählt werden muß (Dickinson et al. 1991). Auch ist es unwahrscheinlich, daß verschiedene Umweltfaktoren  $g_s$  unabhängig voneinander beeinflussen (Friend 1995).

Eine von dem Jarvis'schen Ansatz abweichende Formulierung von Collatz et al. (1991) wird in einer weiterentwickelten Version des SiB-Modells mit eingebundenem Kohlenstoffkreislauf verwendet (SiB2, Sellers et al. 1992). Es wird dabei eine Abhängigkeit der stomatären Leitfähigkeit,  $g_s$ , von der relativen Feuchte an der Blattoberfläche und der Photosyntheserate angenommen, die selbst wieder von  $g_s$  abhängt, so daß  $g_s$  in einem iterativen Verfahren berechnet werden muß. Jedoch besitzt das Schema nicht immer stabile Lösungen, was in manchen Fällen zu einem unrealistischen Verhalten führen kann (Collatz et al. 1991, S. 127 oben). Auch fehlt diesem Modell, insbesondere der Abhängigkeit der Stomata-Leitfähigkeit von der relativen Feuchte (vgl. Schulze et al. 1987), eine konsistente funktionale Begründung. Auch eine mit diesem Modell simulierte Rückkopplung zwischen Photosynthese und laminarem Grenzschichtwiderstand der Blätter entspricht nicht den Befunden pflanzenphysiologischer Studien (Zeiger et al. 1987). Damit stützt sich dieses Modell vor allem auf die angeführten Messungen und fällt damit in die gleiche empirische Kategorie

wie das Jarvis'sche.

Ein Modell, das allein von ökophysiologischen Annahmen ausgeht, ist das von Cowan und Farquhar (1977). Danach kann der Tagesgang der stomatären Leitfähigkeit durch die Bedingung bestimmt werden, daß der marginale Gewinn an Kohlenstoffaufnahme pro investierter Menge an transpiriertem Wasser über den Tag konstant bleibt (d.h.  $\partial A/\partial E = \text{const.}$ , wobei  $A$  für die Photosyntheserate steht), was zu einer maximalen Kohlenstoffaufnahme bei gegebenem Wasserverlust führt. Unbestimmt bleibt jedoch die Größe der täglich transpirierten Wassermenge. Wie Cowan (1982) in einer späteren Studie feststellt, hängt ein optimales Verhalten der Pflanze außerdem stark von der Konkurrenzsituation mit anderen Pflanzen ab.

In einem ähnlichen konzipierten Modell (PGEN) nimmt Friend (1995) an, daß nicht die Kohlenstoffaufnahme, sondern die Sproß-Expansionsrate optimiert wird, die bei sinkendem Blattwasserpotential stärker abnimmt als die Photosyntheserate (vgl. auch Luxmoore 1991). Ein stark negatives Blattwasserpotential ergibt sich immer dann, wenn bei niedrigem Bodenwasserpotential die Transpirationsrate zu stark zunimmt. Während im Cowan-Modell optimales Verhalten bei begrenzter Wasserverfügbarkeit eine erhöhte Transpirationsrate vor allem morgens bedeutet, gilt nach PGEN eine zu starke Verlagerung von den Mittags- in die Morgenstunden als ungünstig, da eben diese erhöhte Transpiration bei trockenem Boden zu stark negativem Blattwasserpotential führt.

Damit nähert sich der Tagesgang der Transpirationrate in PGEN dem in einem wesentlich einfacheren Modell von Federer (1979, 1982), das sich mathematisch folgendermaßen formulieren läßt:

$$E = \min\{S; D\} \quad (10)$$

Dabei steht  $S$  für die Versorgungsrate (*supply*), also für die von den Wurzeln lieferbare Wassermenge pro Zeiteinheit, und  $D$  für die atmosphärische Nachfrage (*demand*), das ist die Transpirationrate bei unbegrenzter Wasserzufuhr. Die Betonung liegt bei diesem Modell weniger bei dem Verhalten der Stomata als bei der Wasseraufnahme der Wurzeln und den die Nachfrage bestimmenden meteorologischen Größen.

Dies entspricht auch der Theorie der Gleichgewichtsverdunstung (Jarvis und McNaughton 1986, McNaughton und Jarvis 1991), nach der mit zunehmender Längenskala der Wechselwirkung Vegetation – Atmosphäre der Einfluß der Stomata auf die Transpirationsrate abnimmt. Auf der Ebene des Bestandes ist daher bei ausreichender Bodenfeuchte die Nettostrahlung in guter Näherung für die Transpirationsrate bestimmend, bei trockenem Boden hingegen die Wasseraufnahme durch die Wurzeln. Auf regionaler Ebene, entsprechend etwa einer Gitterzelle eines globalen Zirkulationsmodells, wirken noch negative Rückkopplungsschleifen über die gesamte planetarische Grenzschicht, so daß die Bedeutung des Stomataverhaltens noch weiter abnimmt. Dies wurde mit gekoppelten Vegetations-Grenzschicht-Modellen demonstriert (McNaughton und Jarvis 1983). Die Transpirationsrate nähert sich dadurch einer Gleichgewichtsrate, die nur von Nettostrahlung und Temperatur abhängt. Tatsächlich fand Shuttleworth (1988) eine Abweichung von nur 5-10% der

jährlichen Verdunstung von diesem Wert für einen Wald im Amazonasgebiet bei größeren Abweichungen an individuellen Tagen.

Die in der vorliegenden Studie gewählte Parametrisierung der Stomata-Leitfähigkeit kombiniert eine reduzierte Form des Jarvis-Modells (mit nur einer Funktion mit variabler Abhängigkeit) mit der Kopplung an die Photosyntheserate wie in Collatz et al. (1991) und dem Konzept einer wurzelbedingten Versorgungsrate nach Federer. Dabei werden mehrere Ergebnisse aus der Physiologie der Stomataregulierung berücksichtigt: Erstens ist Licht der primäre regulierende Faktor, wahrscheinlich bedingt durch den damit verbundenen CO<sub>2</sub>-Bedarf der Photosynthese (Sharkey und Ogawa 1987). Als Folge davon bleibt zweitens der blattinterne CO<sub>2</sub>-Gehalt über weite Bereiche annähernd konstant (Morison 1987). Drittens ist für das Schließen der Stomata bei Trockenheit wahrscheinlich ein Wurzelsignal verantwortlich, so daß ein Dampfdruckdefizit der Luft bei ausreichender Versorgung durch die Wurzeln allein noch keine Reduktion der Stomata-Leitfähigkeit bewirkt (Gollan et al. 1985, Schulze et al. 1987). Dies entspricht auch dem weiter oben erwähnten Befund Cowans (1982), daß Pflanzen aus Gründen der Konkurrenz vorhandenes Bodenwasser zur Erhöhung der Produktion weitgehend ausschöpfen, also nicht damit haushalten.

Eine direkte Übernahme des Modells von Friend scheitert daran, daß eine globale Modellierung des Wurzel- und Blattwasserpotential nicht sinnvoll erscheint und mit dem verwendeten Bucket-Modell (s.u.) auch nicht möglich ist. Daher wird eine einfache empirische Abhängigkeit vom Dampfdruckdefizit der Luft gewählt, mit einer variablen, vom täglichen Bodenwassergehalt abhängigen Form. Die genaue Berechnung wird im Unterabschnitt "Verdunstung von Vegetation" dieses Abschnittes erläutert.

### Übersicht über Flüsse und Reservoirs

Eine Übersicht über die modellierten Energieflüsse, Wasserflüsse und Wasserreservoirs gibt Abb. 2.2. Das Modell berücksichtigt insgesamt drei Wasserreservoirs: das Bodenwasser ( $W_b$ ), einen auf Blättern und anderen Pflanzenteilen befindlichen Wasserfilm, Benetzungs- oder Interzeptionswasser genannt ( $W_i$ ) und Schnee ( $W_s$ ). Die gesamte am Boden befindliche Wassermenge,  $W$ , aus Glg. 8 wird damit in drei Anteile aufgeteilt (vgl. Glg. 51, 55 und 59):

$$W = W_b + W_i + W_s \quad (11)$$

Dabei ist  $W_b$  der bei weitem bedeutendste Anteil. Auch die Niederschlagsrate,  $P$ , und die Verdunstungsrate,  $E$ , werden in weitere Größen unterteilt:

$$P = P_b + P_i + P_s \quad (12)$$

und

$$E = E_b + E_s + E_i + E_t \quad (13)$$

$P_b$  ist der direkt auf den Boden fallende Regen,  $P_i$  der von der Vegetation interzipierte Anteil und  $P_s$  der Schneefall. Die Aufteilung des Gesamtniederschlags,  $P$ , in Schnee ( $P_s$ )

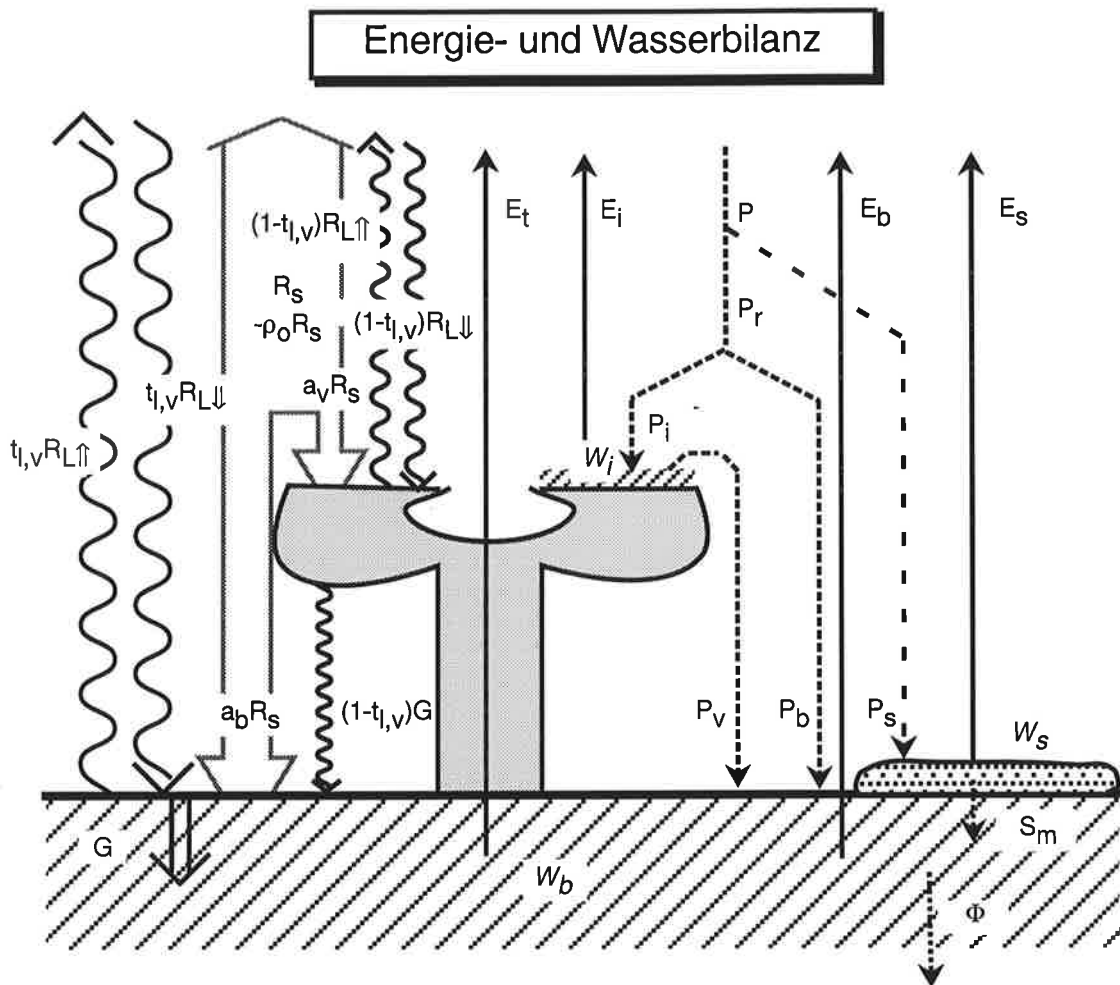


Abbildung 2.2: Energie- und Wasserbilanz des Modells BETHY mit den dazugehörigen Bezeichnungen für die Flüsse (Normalschrift) und Reservoir (kursiv).

und Regen ( $P_r = P_b + P_i$ ) wird nach Glg. 60 (siehe Abschnitt "Schneebilanz") und die Interzeptionsrate,  $P_i$ , nach Glg. 56 berechnet (siehe folgender Unterabschnitt). Weiterhin ist  $E_s$  die Schneeverdunstung (Glg. 88),  $E_i$  die Verdunstung des Benetzungswassers (Glg. 70),  $E_t$  die Transpiration (Glg. 72) und  $E_b$  die Bodenverdunstung (Glg. 91).

Die Nettostrahlung,  $R_n$ , bestimmt über die Energiebilanz (Glg. 7) in hohem Maße die Oberflächentemperatur und damit die Verdunstungs- oder Transpirationsrate. Für Pflanzen ist es daher günstig, einerseits das Sonnenlicht zwecks Photosynthese möglichst effektiv zu absorbieren, andererseits die absorbierte Strahlungsenergie,  $R_n$ , möglichst gering zu halten. Hilfreich ist dabei, daß lebende Blätter photosynthetisch aktives Licht zu fast 90% absorbieren und Licht im für die Photosynthese nutzlosen nahen Infrarot zu etwa 90% reflektieren oder streuen (siehe Abschnitt 2.9). Daneben kann Vegetation durch "Klumpung" und Aufrechtstellen der Blätter die Lichtabsorption in den Mittagsstunden verringern und



in den Morgen- und Abendstunden bei geringer atmosphärischer Verdunstungsnachfrage erhöhen. Um solche Effekte simulieren zu können, wird die Nettostrahlung und damit die Energiebilanz in einen Vegetationsanteil,  $R_{nv}$ , und einen Bodenanteil,  $R_{nb}$ , aufgeteilt. Die Energiebilanz für beide Teile lautet dann:

$$R_{nv} = H_v + \lambda(E_t + E_i) \quad (14)$$

und

$$R_{nb} - G = H_b + \lambda(E_b + E_s) \quad (15)$$

Es gibt also zwei Verdunstungsflüsse, die von  $R_{nv}$  gesteuert werden (Transpiration und Verdunstung von Benetzungswasser) und zwei, die von  $R_{nb}$  abhängen (Boden- und Schneeverdunstung). Beide Teilsysteme sind dadurch verbunden, daß für die dominierenden Flüsse,  $E_t$  und  $E_b$ , ein gemeinsames Bodenwasserreservoir,  $W_b$ , zur Verfügung steht.

### Niederschlag

Zur Simulation des täglichen Niederschlags,  $P$ , stehen zwei verschiedene Modelle zur Verfügung. Dabei sind  $\bar{P}$  die mittlere monatliche Niederschlagsrate in mm/Tag,  $\bar{P}_n$  die Niederschlagsrate an Regentagen (=“nassen” Tagen, einschließlich Tagen mit Schneefall) im Monatsmittel und  $\bar{f}_n$  der Anteil der Regentage im Monatsmittel mit  $\bar{P} = \bar{f}_n \times \bar{P}_n$ :

- Periodischer Niederschlagsmodus: Die monatlichen Niederschlagsraten werden linear interpoliert und es regnet alle  $1/f_n$  Tage. Für  $f_n$  wird der Wert des jeweiligen Monats,  $\bar{f}_n$ , genommen.
- Stochastischer Niederschlagsmodus: Der tägliche Niederschlag wird mit einem stochastischen Wettergenerator nach Geng et al. (1986) mit Hilfe der Gamma-Verteilung und einer Markow-Kette erster Ordnung simuliert. Die Wahrscheinlichkeit eines Regentages nach einem trockenen Tag ist dabei  $p_{nt} = 0,75f_n$  und nach einem Regentag  $p_{nn} = 0,25 + p_{nt} \cdot f_n$  wird in diesem Fall linear interpoliert (wie die Niederschlagsrate im periodischen Modus). Die Niederschlagsmenge an Regentagen hat die Wahrscheinlichkeitsverteilung  $f(P_n) = e^{-P_n/\beta} \beta^{-\alpha} P_n^{\alpha-1} / \Gamma(\alpha)$  mit  $\alpha = P_n/\beta$  und  $\beta = -2,16 + 1,83P_n$  für  $P_n \geq 3$  und  $\beta = 1,11P_n$  für  $P_n < 3$ .

### Temperatur

Die Monatsmitteltemperatur und das Monatsmittel der täglichen Temperaturamplitude werden analog der Niederschlagsrate im periodischen Modus linear zu täglichen Werten,  $\bar{T}$  und  $\hat{T}$ , interpoliert.

In einem zusätzlichen Wettergeneratormodus wird der tägliche Temperaturbereich an Regentagen verringert ( $\hat{T}_n$ ) und an trockenen erhöht ( $\hat{T}_t$ ):

$$\hat{T}_n = \hat{T} / (x + (1 - x)f_n) \quad (16)$$

$$\hat{T}_t = \hat{T} / (1 + (1/x - 1)f_n) \quad (17)$$

Der Wert für  $x = \hat{T}_t / \hat{T}_n$  wird für Sensitivitätsstudien in Kapitel 3 (Version "V+") auf  $x = 2$  gesetzt, d.h. trockene Tage haben die doppelte Temperaturamplitude von Regentagen. (In ähnlicher Weise wird in dem gleichen Modus die solare Strahlung variiert, siehe Unterabschnitt "Strahlung".)

Für den täglichen Temperaturverlauf wird angenommen, daß die Tagesmitteltemperatur,  $\bar{T}$ , in der Mitte zwischen Tagesmaximum und Tagesminimum liegt und daß das Tagesminimum bei Sonnenaufgang und das Tagesmaximum um 14 Uhr solarer Zeit erreicht wird. In der Zeit von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang wird dabei ein sinusförmiger Temperaturverlauf und nach Sonnenuntergang ein linearer Temperaturrückgang angenommen (Rosenberg 1974, S.91):

$$T(t) = \begin{cases} \bar{T} + \hat{T} \cos\left(\pi \frac{t-14}{\tau/2+2}\right) & \text{für } 12 - \tau/2 < t < 12 + \tau/2 \\ T(12 + \tau - 2) + x \left(T(12 - \tau/2) - (\bar{T} - \hat{T})\right) & \text{sonst.} \end{cases} \quad (18)$$

mit

$$x = \begin{cases} \frac{t - (\tau/2 + 2)}{24 - \tau} & \text{für } t > 12 + \tau/2 \\ \frac{t + 24 - (\tau/2 + 2)}{24 - \tau} & \text{für } t < 12 - \tau/2 \end{cases} \quad (19)$$

Dabei steht  $t$  für solare Zeit in Stunden und  $\tau$  für Tageslänge. Wenn die Tageslänge weniger als 4 Stunden oder mehr als 20 Stunden beträgt, wird eine konstante Lufttemperatur angenommen:  $T = \bar{T}$ .

### Luftfeuchtigkeit

Da keine verlässlichen Daten der bodennahen Luftfeuchte für eine globale Modellierung existieren, muß diese geschätzt werden. In solchen Fällen (z.B. Running et al. 1987) wird häufig angenommen, daß das Tagesmittel des Feuchte-Dampfdrucks gleich dem Sättigungsdampfdruck der Tagesminimumtemperatur ist. Friend (1997) hat diese Annahme anhand des Klimadatensatzes von Müller (1982) überprüft und eine sehr gute Übereinstimmung für Europa und Nordamerika gefunden. Für Wetterstationen in ariden Gebieten ist die Übereinstimmung jedoch deutlich schlechter, so daß die Korrelation für 805 Stationen aus dem Müller-Datensatz insgesamt  $r^2 = 0,87$  beträgt. Eine Überschätzung des Dampfdrucks ergibt sich, wenn die Luft beim Temperaturminimum,  $T_{min}$ , nicht gesättigt ist, was bei großer Trockenheit der Fall ist (Running et al. 1987), eine Unterschätzung hingegen, wenn durch Verdunstung der Dampfdruck im Tagesverlauf ansteigt (Rosenberg 1974, S. 132ff.).

Um diese Zusammenhänge zu berücksichtigen, wird der Tagesgang des Wasserdampfdrucks,  $e_a(t)$ , aus dem momentanen Sättigungsdampfdruck,  $e_s(T)$ , dem Sättigungsdampfdruck bei Sonnenaufgang,  $e_s(T_{min})$  und dem Verhältnis  $f_e$  aus Tagesmittel der Verdunstung und Tagesmittel der Verdunstungsnachfrage abgeschätzt (siehe Unterabschnitt "Bodenwasserbilanz"). Um die Abhängigkeit zu variieren, werden noch die Parameter  $h_0$  und  $\hat{h}$  eingeführt:  $h_0$  ist die relative Feuchte bei Sonnenaufgang ( $T = T_{min}$ ) und völliger Trockenheit

( $f_e = 0$ ), während  $\hat{h}$  die Tagesamplitude des Dampfdrucks relativ zum Fall konstanter Sättigung bei feuchtem Boden ( $f_e = 1$ ) bestimmt:

$$e_a = e_{a0} + f_e \hat{h} (e_s(T) - e_{a0}) \quad (20)$$

wobei

$$e_{a0} = (h_0 + (1 - h_0)f_e) e_s(T_{min}) \quad (21)$$

und

$$f_e(t) = \frac{E(t - \Delta t)}{E_{t,max}(t - \Delta t) + E_{s,max}(t - \Delta t)} \quad (22)$$

$f_e$  ist hier definiert als das Verhältnis von aktueller Verdunstung (Glg. 13) zu potentieller Verdunstung von Vegetation (Glg. 81) und Boden (Glg. 87). Zur Berechnung von  $e_a$  wird dabei der Wert des vorherigen Zeitschritts von  $\Delta t = 1$  Tag genommen. Der Sättigungsdampfdruck über Wasser oder Eis,  $e_s(T)$ , wird nach Murray (1967) berechnet:

$$e_s(T) = \begin{cases} 610,78 \exp(17,269T/(237,3 + T)) & \text{für } T > 0 \\ 610,78 \exp(22,33T/(271,15 + T)) & \text{für } T < 0 \end{cases} \quad (23)$$

Dabei hat  $e_s$  die Einheit Pa und  $T$  die Einheit °C.

Anstelle einer Abhängigkeit des Dampfdrucks von der Verdunstung hat Friend (1997) anhand der Müller-Daten eine empirische Beziehung für das Tagesmittel in Abhängigkeit von der Niederschlagsrate mit eigenen Koeffizienten für 704 untersuchte Stationen entwickelt. Zur Anpassung an die Messungen wird daher der vom Modell berechnete Dampfdruck mit dem nach der Friend'schen Beziehung  $\bar{e}_a = (a + bP)e_s(T_{min})$  – für die Orte der einzelnen Stationen verglichen und die Parameter  $h_0$  und  $\hat{h}$  in geeigneter Weise bestimmt (siehe Abschnitt 3.2).

## Strahlung

Die Strahlungsbilanz an der Oberfläche wird in drei Schritten berechnet:

1. Aus geographischer Breite, Tag und Stunde wird der Sonnenstand, der Erde-Sonne-Abstand und der Solarstrahlungsfluß oberhalb der Atmosphäre berechnet.
2. Unter Berücksichtigung des Verhältnisses  $r_{PAR}$  aus potentieller zu tatsächlicher photosynthetisch aktiver Strahlung (PAR) werden die an der Oberfläche eintreffenden Strahlungsanteile von PAR und gesamter Sonnenstrahlung sowie der direkten und diffusen Strahlung berechnet. Die Werte für PAR werden bei der Berechnung der Photosyntheserate verwendet.
3. Aus der eintreffenden Gesamt-Solarstrahlung sowie Oberflächenalbedo, Feuchtedampfdruck, Temperatur und aus  $r_{PAR}$  abgeschätzter Bewölkung wird die Strahlungsbilanz an der Oberfläche berechnet.

In dem zuvor erwähnten zuschaltbaren Wettergenerator-Modus wird außerdem die Eingangsgroße  $r_{PAR}$  nach trockenen und Regentagen differenziert. Dabei wird zunächst ein Wert von  $r_{PAR,n} = 0,3$  für Regentage angenommen, was in etwa dem Verhältnis der Solarstrahlung von 100% zu 0% Bewölkung nach Linacre (1968) entspricht. Der Wert  $r_{PAR,t}$  für trockene Tage wird dann so bestimmt, daß das Mittel aller Tage wieder  $r_{PAR}$  beträgt, also  $r_{PAR} = r_{PAR,n}f_n + r_{PAR,t}(1 - f_n)$ . Ist dieser Wert größer als 1, so wird hingegen  $r_{PAR,t} = 1$  angenommen und umgekehrt  $r_{PAR,n}$  aus der vorangehenden Gleichung bestimmt.

Der erste Schritt der Strahlungsrechnung beginnt mit der Bestimmung des inversen Abstandes Erde-Sonne zum Quadrat in astronomischen Einheiten,  $r_{\odot}^{-2}$  (d.h. in Einheiten des mittleren Abstandes). Dieser wird nach Paltridge und Platt (1976) berechnet:

$$r_{\odot}^{-2} = 1,00011 + 0,034221 \cos(\alpha_0) + 0,0128 \sin(\alpha_0) + 0,000719 \cos(2\alpha_0) + 0,000077 \sin(2\alpha_0) \quad (24)$$

mit  $\alpha_0 = 2\pi(d - 1)/365$  und der Tageszahl  $d$  (1: 1. Januar; 365: 31. Dezember). Der Sonnenstand,  $\mu$ , definiert als der Cosinus des Winkels zwischen Zenit und der Richtung der Sonne (d.h.  $\mu = 1$  wenn die Sonne im Zenit steht und  $\mu = 0$  bei Sonnenuntergang), wird folgendermaßen berechnet:

$$\mu = \sin(\phi) \sin(\delta) - \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(\pi t/12) \quad (25)$$

Dabei ist  $\phi$  die geographische Breite und  $\delta = -23,4(\pi/180) \cos(2\pi(d+10)/365)$  die Position der Sonne innerhalb der Ekliptik. Der solare Strahlungsfluß oberhalb der Atmosphäre durch eine zur Erdoberfläche parallele Fläche,  $R_{OA}$ , wird dann berechnet als

$$R_{OA} = S_0 r_{\odot}^{-2} \mu \quad (26)$$

mit der solaren Konstanten  $S_0 = 1360 \text{ W m}^2$ .

Im zweiten Schritt wird nach Weiss und Norman (1985) zunächst PAR an der Oberfläche berechnet:

$$R_{PAR} = 0,44 t_{PAR} r_{PAR} R_{OA} \quad (27)$$

mit

$$t_{PAR} = 0,4 + 0,6 t_{PAR,D} \quad (28)$$

und

$$t_{PAR,D} = \exp\left(\frac{0,185 p}{\mu p_0}\right) \quad (29)$$

Der Anteil der direkten Strahlung,  $d_{PAR}$ , wird ebenfalls nach Weiss und Norman berechnet (der indirekte Anteil ist der diffuser Strahlung von Wolken und Atmosphäre):

$$d_{PAR} = \begin{cases} 0 & \text{für } r_{PAR} < 0,2 \\ \left(1 - \left(\frac{0,9 - r_{PAR}}{0,7}\right)^{2/3}\right) \frac{t_{PAR,D}}{t_{PAR}} & \text{für } 0,2 < r_{PAR} < 0,9 \\ 1 & \text{für } r_{PAR} > 0,9 \end{cases} \quad (30)$$

Dabei ist  $p$  der bodennahe Luftdruck und  $p_0 = 1,01325 \times 10^5$  Pa.  $p$  wird aus der Meereshöhe  $h$  in m und der Tagesmitteltemperatur  $\bar{T}$  in K mit dem vertikalen Temperaturgradienten der Standardatmosphäre,  $\mathcal{L}$ , von  $6 \times 10^{-3}$  K/m berechnet (Houghton 1986):

$$p = p_0 \left( \frac{1}{1 + h\mathcal{L}/\bar{T}} \right)^{gM_a/(R\mathcal{L})} \quad (31)$$

mit der allgemeinen Gaskonstante,  $R$  ( $8,314 \text{ J K}^{-1}\text{mol}^{-1}$ ), der Erdbeschleunigung,  $g$  ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ), und  $M_a$ , der molaren Masse von Luft ( $28,964 \times 10^{-3} \text{ kg/mol}$ ). (Die Verwendung des Wertes für trockene Luft bedingt einen im Vergleich zu den Unsicherheiten der Strahlungsrechnung nur kleinen Fehler.) Die Verwendung des Verhältnisses  $r_{PAR}$  in Glg. 27 stellt sicher, daß das Monatsmittel von  $R_{PAR}$  den aus Satellitendaten berechneten Werten von Pinker und Laszlo (1992) entspricht. Die gesamte solare Einstrahlung,  $R_s$ , die noch den photosynthetisch passiven Anteil im Bereich  $0,7$  bis  $4,0 \mu\text{m}$  enthält, wird aus  $R_{PAR}$  und dem Konversionsfaktor,  $\mathcal{F}$ , nach Pinker und Laszlo berechnet:

$$R_s = R_{PAR}/\mathcal{F} \quad (32)$$

Im wesentlichen hängt der Konversionsfaktor von dem Sonnenstand,  $\mu$ , und der optischen Dicke der Wolken,  $\chi$ , ab. Um eine geeignete Abhängigkeit von  $r_{PAR}$  zu formulieren, wird angenommen, daß  $r_{PAR}$  von  $\chi$  nach  $r_{PAR} = (1 + 0,1\chi)^{-1}$  abhängt. (Die ist die Lösung der Zweistromgleichung mit einer Einzelstreueralbedo von 1, d.h. Wolken absorbieren keine Strahlung im PAR-Bereich, und einem Vorwärtstreuanteil von 0,9, siehe Houghton 1986, S. 84f.) Mit dieser Annahme wurde folgende Gleichung an Simulationsergebnisse von Pinker und Laszlo angepaßt, die  $\mathcal{F}$  in Abhängigkeit von  $\chi$  und  $\mu$  darstellen:

$$\mathcal{F} = \frac{1}{1 + (1,185 - 0,437r - 0,494r^2) \exp\{(0,0305 - 0,208r + 0,495r^2)/\mu\}} \quad (33)$$

mit  $r = 1 - r_{PAR}$ . Die Abweichung dieser Kurvenanpassung beträgt deutlich weniger als 5% für  $\mu \geq 0,2$  ( $\approx 78^\circ$  vom Zenit). Die Form der Abhängigkeit von  $\mu$  in dieser Gleichung ergibt sich aus der Annahme, daß für die Verringerung des PAR-Anteils bei großem Zenitwinkel in erster Linie die größere Rayleigh-Streuung der höherfrequenten PAR-Strahlung verantwortlich ist:

$$\mathcal{F} \approx \frac{ae^{b/\mu}}{ae^{b/\mu} + (1-a)e^{c/\mu}}$$

mit den zu bestimmenden Konstanten  $a$ ,  $b$  und  $c$ .

Der direkte Anteil der gesamten Solarstrahlung,  $d_s$ , wird aus dem direkten Anteil an PAR,  $d_{PAR}$ , dem Konversionsfaktor für Gesamtstrahlung,  $\mathcal{F}$ , und dem Konversionsfaktor für den direkten Anteil,  $\mathcal{F}_{dir}$ , berechnet:

$$d_s = d_{PAR}\mathcal{F}/\mathcal{F}_{dir} \quad (34)$$

wobei folgende Gleichung für  $\mathcal{F}_{dir}$  an Daten aus Ross (1975) angepaßt wurde:

$$\mathcal{F}_{dir} = \frac{1}{1 + 1,184e^{0,1061/\mu}} \quad (35)$$

Im dritten Schritt wird schließlich die Strahlungsbilanz an der Oberfläche berechnet, also

$$R_n = R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} + (1 - \rho_O)R_s \quad (36)$$

wobei  $\rho_O$  die Oberflächenalbedo,  $R_{L\downarrow}$  die langwellige Wärmestrahlung von der Atmosphäre zur Oberfläche und  $R_{L\uparrow}$  die langwellige Rückstrahlung von der Oberfläche ist. Wie oben erläutert, wird die Nettostrahlung nochmal in einen Vegetations- und einen Bodenanteil aufgeteilt ( $R_n = R_{nv} + R_{nb}$ ):

$$R_{nv} = (1 - t_{l,v})(R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - G) + a_v R_s \quad (37a)$$

und

$$R_{nb} = t_{l,v}(R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}) + a_b R_s + (1 - t_{l,v})G \quad (37b)$$

$t_{l,v}$  ist die langwellige (thermisch-infrarote) Transmissivität der Vegetation,  $a_v$  und  $a_b$  der kurzwellige (solare) effektive Absorptionsgrad von Vegetation und Boden (mit  $1 - \rho_O = a_v + a_b$ , siehe unten) und  $G$  der Bodenwärmestrom, der nach Verma et al. (1986) als konstanter Anteil der Nettostrahlung berechnet wird (vgl. auch Rosenberg 1974, S.179ff.):

$$G = 0,036R_n \quad (38)$$

Es wird angenommen, daß der Anteil  $(1 - t_{l,v})$  des Bodenwärmestroms gleich der Wärmestrahlung von der Vegetation zum Boden ist, so daß dieser Betrag in die Strahlungsbilanz der Vegetation und des Bodens (negativ bzw. positiv) eingeht (siehe oben).

Die Wärmerückstrahlung der Oberfläche,  $R_{L\uparrow}$ , wird aus der Lufttemperatur mit einer einheitlichen Oberflächenemissivität,  $\varepsilon_O$ , von 0,97 berechnet (mittlerer Wert für Landoberflächen, Brutsaert 1982, S. 137):

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_O \sigma T_K^4 \quad (39)$$

mit der Stefan-Boltzmann-Konstante  $\sigma$  ( $5,6703 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ) und der Lufttemperatur in Kelvin ( $T_K = T + 273,16$ ).

Die abwärts gerichtete Wärmestrahlung,  $R_{L\downarrow}$ , wird mit einer temperatur- und feuchteabhängigen Emissivität der wolkenfreien Atmosphäre,  $\varepsilon_{A0}$ , und einem bewölkungsabhängigen Korrekturterm,  $r_{\varepsilon A}$ , berechnet:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_A r_{\varepsilon A} \sigma T_K^4 \quad (40)$$

mit (Brutsaert 1982, S. 139)

$$\varepsilon_A = \varepsilon_{A0} \left( \frac{e_a}{T_K} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (41)$$

mit  $e_a$  in Pa und  $T_K$  in K, und einem mittleren Korrekturterm für Bewölkung (Bolz 1949),

$$r_{\varepsilon A} = 1 + 0,22n_c^2 \quad (42)$$

wobei die Bewölkung,  $n_c$ , aus  $r_{PAR}$  entsprechend dem Verhältnis aus Abschnitt 2.3, Glg. 1 (mit  $n_c = 1 - n$ ) abgeschätzt wird:

$$n_c = \begin{cases} 1 & \text{für } r_{PAR} < 0,5 \\ (0,9 - r_{PAR})/0,4 & \text{für } 0,5 < r_{PAR} < 0,9 \\ 0 & \text{für } r_{PAR} > 0,9 \end{cases} \quad (43)$$

Der Standardwert für  $\varepsilon_{A0}$  beträgt nach Brutsaert 0,64.

Die Wärmestrahlung wird jeweils bei Lufttemperatur,  $T$ , berechnet, so daß der Effekt einer Erwärmung oder Abkühlung der Vegetations- oder Bodenoberfläche gegenüber der Luft vernachlässigt wird. Dieser kann jedoch mit Hilfe des Konzepts der isothermischen Leitfähigkeit berücksichtigt werden, was im folgenden Abschnitt "Verdunstung" besprochen wird. Die Transmission der Wärmestrahlung durch die Vegetationsdecke wird dann nach der Zweistromgleichung mit  $\omega = 0$  berechnet (vgl. Abschnitt 2.9):

$$t_{l,v} = f_c \exp(-\bar{\mu}\Lambda/f_c) + (1 - f_c) \quad (44)$$

mit  $\bar{\mu} = 1$  und  $f_c$  nach Glg. 137 in Abschnitt 2.9. Weiterhin wird angenommen, daß der Teil  $(1 - t_{l,v})$  des Bodenwärmestroms aus der Nettostrahlung der Vegetation stammt, damit ein thermisches Gleichgewicht zwischen Vegetation und Boden gewährleistet bleibt.

Der Absorptionsgrad von Vegetation und Boden,  $a_v$  und  $a_b$ , hängt in komplizierter Weise von Struktur und Verteilung der Vegetation, insbesondere der Blätter, sowie den optischen Eigenschaften von Boden und Blättern ab. Beide Werte sollen hier aus  $f_{PAR}$  geschätzt werden, dem PAR-Absorptionsgrad, der im Photosyntheseteil des Modells berechnet wird (vgl. Abschnitt 2.6, Glg. 125):

$$a_b = (1 - \rho_b) - (1 - \rho_b - a_{b,0})f_{PAR} \quad (45)$$

mit  $a_{b,0} = 0,05$ , dem durch den Boden absorbierte Anteil bei dichter Vegetation, und

$$a_v = (1 - \rho_v - a_{b,0})f_{PAR} \quad (46)$$

wobei  $\rho_v$  die Albedo von dicht mit Vegetation bedeckten Oberflächen ist (Standardwert: 0,15, Brutsaert 1982, S.136). Damit beträgt die Oberflächenalbedo:

$$\rho_O = 1 - a_v - a_b = \rho_b + (\rho_v - \rho_b)f_{PAR} \quad (47)$$

Der angegebene Wert für  $a_{b,0}$  wurde bei mittlerer Bodenalbedo (0,15 und 0,25) und einem LAI von 3 mit Hilfe der 2-Fluß-Gleichungen für PAR und NIR berechnet (vgl. Abschnitt 2.6). Da die geforderte Genauigkeit bei der Nettostrahlung geringer ist als bei der PAR-Absorption zu Berechnung der Photosynthese, sollte diese Abschätzung für den gesamten Bereich von  $f_{PAR}$  ausreichen. Damit wird vermieden, daß die 2-Strom-Gleichungen außer für PAR noch für den NIR-Anteil gelöst werden müssen.

Tabelle 2.4: Werte der Bodenalbbedo für drei verschiedene Helligkeitsklassen nach Wilson und Henderson-Sellers (1985), differenziert nach feuchten ( $\rho_{b,f}$ ) und trockenen ( $\rho_{b,t}$ ) Böden.

	feucht	trocken
	$\rho_{b,f}$	$\rho_{b,t}$
hell	0,18	0,35
mittel	0,10	0,20
dunkel	0,07	0,15

Der Wert für die Bodenalbbedo,  $\rho_b$ , hängt entweder vom Bodenwassergehalt,  $W_b$ , und der Helligkeitsklasse des Bodens ab, oder, wenn Schnee vorhanden ist ( $h_s > 0$ , siehe Abschnitt "Schneebilanz", Glg. 64), von der Schnealbbedo  $\rho_s$ , die bei geringen Schneehöhen auch den Albedowert des Bodenhintergrunds berücksichtigt. Zusätzlich wird der Einfluß des Sonnenstands,  $\mu$ , und der Bewölkung,  $n_c$ , auf die Schnealbbedo berücksichtigt (Loth und Graf 1996):

$$\rho_b = \begin{cases} x\rho_{b,f} + (1-x)\rho_{b,t} & \text{wenn } h_s = 0 \\ \rho_s & \text{wenn } \mu_{12} \leq 0 \\ \rho_s + (1-\rho_s)\rho_s^3 \left( n_c^2 + (1-1,3n_c^2)e^{1-(1-\mu_{12})^{-2}} \right) & \text{wenn } \mu_{12} > 0 \end{cases} \quad (48)$$

Die Albedowerte für feuchten und trockenen Boden,  $\rho_{b,f}$  und  $\rho_{b,t}$ , richten sich nach der Helligkeitsklassifizierung von Wilson und Henderson-Sellers (1985), die als Eingangsgröße vorliegt (siehe Abschnitt 2.3). Die dazugehörigen Werte gehen aus Tabelle 2.4 hervor. Es wird angenommen, daß, wenn der pflanzenverfügbare Wassergehalt des Bodens,  $W_b$ , bei Feldkapazität liegt, ( $W_b = W_{b,max}$ ), die Bodenalbbedo den Wert für feuchten Boden hat ( $x = 1$ ). Ist der Boden bis zu einer Tiefe  $d_{top} = 10$  cm ausgetrocknet, so wird der Wert für trockenen Boden angenommen ( $x = 0$ ), während bei Zwischenwerten des Bodenwassergehalts zwischen den beiden Albedowerten interpoliert wird ( $0 \leq x \leq 1$ ). Da die vertikale Verteilung des Bodenwassers nicht simuliert wird, wird angenommen, daß der Boden gleichmäßig von oben nach unten austrocknet, wobei das Bodenwasser nur bis zur angenommenen Wurzeltiefe,  $d_w$ , erfaßt wird (siehe Unterabschnitt "Bodenwasserbilanz"). Dementsprechend wird  $x$  durch folgende Gleichung berechnet:

$$x = \max \left\{ 1 - \frac{d_w}{d_{top}} \left( 1 - \frac{W_b}{W_{b,max}} \right); 0 \right\} \quad (49)$$

Ist Schnee vorhanden ( $h_s > 0$ ), richtet sich der Wert für  $\rho_b$  nach der Schnealbbedo,  $\rho_s$ , die wie in dem Schneemodell von Loth und Graf (1996) berechnet wird.  $\rho_s$  ist eine Statusvariable, die zu Beginn auf den Wert des feuchten Bodens,  $\rho_{b,f}$ , gesetzt wird. Fällt Schnee (siehe nachfolgender Abschnitt "Schneebilanz"), so wird nach einem Tageszeitschritt  $\rho_s$  um den Wert  $P_s/\xi_s^n \times 10 \text{ m}^{-1}$  erhöht, wobei  $P_s$  der tägliche Schneefall in  $\text{kg m}^{-2}$  ist und  $\xi_s^n$  die Dichte des Neuschnees nach Glg. 65. Dabei kann  $\rho_s$  einen Maximalwert von 0,8 erreichen,



der Albedo von Neuschnee. Um die Albedoabnahme des Schnees bei Alterung zu simulieren, wird diese nach jedem Tageszeitschritt verringert, wobei die Rate davon abhängt, ob die Tagesmitteltemperatur,  $\bar{T}$ , über oder unter  $0^\circ\text{C}$  liegt. Bei  $\bar{T} < 0$  wird eine konstante Rate von 0,006 pro Tag angenommen; bei Temperaturen über Null wird der Albedorückgang zusätzlich durch Schmelzen des Schnees beeinflusst und hängt von der Schneehöhe,  $h_s$ , ab. Liegt diese über einem kritischen Wert von 25 cm, so beträgt die tägliche Albedoabnahme  $0,107 - 0,214\rho_s$ , während sie unterhalb  $h_{s,crit}$  0,071 beträgt. Weiterhin wird sichergestellt, daß der Wert des schneefreien Bodens nicht unterschritten wird.

Zur Korrektur der Schneealbedo wird in Glg. 48 noch der Sonnenstand um 12 Uhr mittags und die Bewölkung,  $n_c$ , benötigt. Der Bewölkungsgrad wird nach Glg. 43 aus  $r_{PAR}$  berechnet und  $\mu_{12}$  nach Glg. 25 mit  $t = 12$  nach der Bedingung:

$$\mu_{12} = \min\{\mu(t = 12); \cos(60^\circ)\} \quad (50)$$

An dieser Stelle sollen die bisher erklärten Berechnungen noch einmal rekapituliert werden: Von den Größen der Energiebilanzgleichung (Glg. 7) wurden bisher  $R_n$  (Glg. 36) und  $G$  (Glg. 38) vollständig beschrieben; die dabei berechneten Hilfsgrößen sind Lufttemperatur,  $T$ , Feuchtedampfdruck,  $e_a$ , sowie Oberflächenalbedo,  $\rho_O$ . Eingangsgrößen, deren Berechnung noch nicht beschrieben wurde, sind Blattflächenindex,  $\Lambda$ , (siehe Abschnitt 2.8), pflanzenverfügbares Bodenwasser,  $W_b$ , die gleiche Größe bei Feldkapazität,  $W_{b,max}$  (siehe folgender Abschnitt), die Schneehöhe,  $h_s$  (siehe Unterabschnitt "Schneebilanz", Glg. 64) und das Nachfrage/Versorgungsverhältnis der Verdunstung,  $f_e$  (folgende Unterabschnitte). Da die Wärmespeicherterme  $\dot{Q}$  und  $\dot{Q}_B$  in Glg. 7 vernachlässigt werden, verbleiben noch die Größen  $H$  (fühlbarer Wärmefluß) und  $E$  (Verdunstungsrate). Dazu kommen noch die in der Wasserbilanzgleichung (Glg. 8) vorkommenden Größen  $\Phi$  (Abfluß) und  $\dot{W}$  (Änderungsrate des Gesamtwassergehalts). Die Berechnung dieser Größen wird in den anschließenden Unterabschnitten erläutert, danach die der Verdunstungsflüsse und, zur Schließung der Energiebilanz, die des fühlbaren Wärmeflusses.

## Bodenwasserbilanz

Die Bodenwasserbilanz läßt sich nun folgendermaßen formulieren:

$$W_b(t) - W_b(t - \Delta t) = (P_b(t) + P_v(t) + S_m(t) - E_t(t) - E_b(t) - \Phi(t))\Delta t \quad (51)$$

mit dem Zeitschritt  $\Delta t$ , der in dem Modell einen Tag beträgt. Die Flußterme auf der rechten Seite der Gleichung sind daher Tagesmittelwerte in  $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ .  $P_b$  und  $P_v$  sind jeweils der Niederschlag, der direkt am Boden eintrifft bzw. erst von Vegetation aufgefangen wird und dann zum Boden durchtropft.  $P_b$  ergibt sich aus  $P_b = P - P_s - P_i$  mit  $P_s$  nach Glg. 60 und  $P_i$  nach Glg. 56;  $P_v$  ist dagegen durch Glg. 57 gegeben (nächster Unterabschnitt).  $S_m$ , die Schneeschmelze, wird nach Glg. 61 berechnet (Unterabschnitt "Schneebilanz"), während  $E_t$

(Transpiration, Glg. 72) und  $E_b$  (Bodenverdunstung, Glg. 91) auf die Teile "Verdunstung von Vegetation" und "Verdunstung vom Boden" aufgeteilt sind.

Zu erklären bleibt die Größe  $\Phi$ , die für die Summe aus oberirdischem Abfluß des Regen- und Schmelzwassers und unterirdischer Drainage des Bodenwassers steht. Davon läßt sich der oberirdische Abfluß auch als Differenz aus Regen- und Schmelzwassereintrag ( $P_b + P_v + S_m$ ) einerseits und Infiltrationsrate andererseits ausdrücken. Bei der Infiltration handelt es sich um einen komplexen und schwer modellierbaren Prozeß, der außer vom Wassergehalt des Bodens noch von dessen vertikaler wie horizontaler Heterogenität, etwa der Existenz von Rinnen, Rissen, u.a., sowie von der kurzzeitigen Intensität und räumlichen Verteilung der Niederschlagsereignisse abhängt (Hillel 1980). Daher gibt es trotz der großen Bedeutung der Infiltration für Agrarökosysteme bis heute kein allgemein anwendbares Modell, das in der Lage ist, die genannten Prozesse in befriedigender Weise zu beschreiben.

Aus diesem Grund soll hier ein einfaches sogenanntes *bucket*-Modell für die Wasserspeicherung des Bodens verwendet werden. Ein solches Modell beruht auf der Beobachtung, daß Böden unterhalb eines als Feldkapazität bezeichneten Wassergehaltes dieses Wasser so fest binden, daß vertikale Bewegungen praktisch zum Stillstand kommen. Dagegen nimmt die Wasserleitfähigkeit oberhalb dieses Wertes rasch zu, und es kommt zu einer unterirdischen Drainage des Bodenwassers. Daher wird angenommen, daß jeder Wassereintrag über die Feldkapazität hinaus zum Abfluß,  $\Phi$ , beiträgt, wobei unbestimmt bleibt, ob es sich dabei um nicht infiltrierendes Regen- oder Schmelzwasser handelt, oder um, innerhalb des Grundzeitschrittes von einem Tag als instantan angenommenen, unterirdischen Abfluß. Zur Bestimmung der Größe des "Eimers" wird außerdem noch der Bereich des Bodens berücksichtigt, den Pflanzen über ihre Wurzeln überhaupt erreichen, und es bleibt jener Bodenwasseranteil unberücksichtigt, der für die Pflanzen nicht mehr extrahierbar ist. Bei einem solchen Wassergehalt spricht man auch vom permanenten Welkepunkt.

Bei der Bilanz des Bodenwasser wird also nur das pflanzenverfügbare Bodenwasser,  $W_b$ , modelliert, das den Wert der Feldkapazität innerhalb der Wurzelzone, bezeichnet mit  $W_{b,max}$ , nicht überschreiten kann. Damit läßt sich der Abfluß,  $\Phi$ , folgendermaßen berechnen:

$$\Phi(t)\Delta t = \max \{W_b(t - \Delta t) + (P_b + P_v + S_m - E)\Delta t - W_{b,max}; 0\} \quad (52)$$

Die Wasserspeicherfähigkeit des Bodens,  $W_{b,max}$ , wird an jedem Gitterpunkt wie folgt berechnet: Nach dem Datensatz von Dunne und Willmott (1996, vgl. Abschnitt 2.3) wird jedem Gitterpunkt ein Bodenprofil mit bis zu fünf Bodenhorizonten und den für die einzelnen Horizonte geltenden Anteilen von Lehm, Schluff und Sand zugeordnet. Um eine spätere Erweiterung des Bodenwassermodells auf mehrere Schichten zu erleichtern, wird das Bodenprofil mit variablen Abständen zwischen den Horizonten auf eine Schichtstruktur mit festen Abständen abgebildet, wobei sowohl die Zahl der Schichten als auch die Abstände frei gewählt werden können. Die Standardeinstellung liegt bei 5 Schichten mit Schichtübergängen in einer Tiefe von 10, 30, 70 und 150 cm. Hierbei erstreckt sich die fünfte Schicht von 150 cm bis zur Tiefe des gesamten Bodenprofils. Ist der Boden flacher als

150 cm, so werden entsprechend weniger Schichten angenommen, mit der untersten Schicht bis zur Gesamttiefe des Bodenprofils. Daraufhin wird jeder Schicht der Lehm-, Schluff- und Sandanteil jenes Bodenhorizontes zugeordnet, mit dem die vordefinierte Schicht den größten Überlapp hat. (Geht z.B. der erste Horizont bis in eine Tiefe von 25 cm, so werden dessen Eigenschaften den Schichten 1 und 2 zugeordnet.)

Da in sehr flachgründigen Gebirgsböden die Wurzeln häufig in das darunterliegende Substrat eindringen (Walter und Breckle 1994, S.115), wird eine minimale Wurzeltiefe von 30 cm angenommen. Ist der Boden flacher als dieser Wert, so wird die Tiefe des untersten (meist des einzigen) Horizontes auf diesen Wert erweitert.

Die Berechnung von  $W_{b,max}$  erfolgt nach den bodenhydraulischen Gleichungen von Saxton et al. (1986). Dazu wird einerseits der volumetrische Bodenwassergehalt am Welkepunkt,  $\Theta_w$ , andererseits bei Feldkapazität,  $\Theta_f$ , berechnet. Der Welkepunkt ist durch eine Bodensaugspannung von 1,8 MPa und die Feldkapazität durch eine hydraulische Leitfähigkeit von 2 mm/Tag definiert (Federer 1979).  $W_{b,max}$  wird dann berechnet nach:

$$W_{b,max} = \sum_{i=1}^{n_s} d_i (\Theta_f - \Theta_w) \quad (53)$$

Dabei ist  $n_s$  die Zahl der Schichten und  $d_i$  die Dicke dieser Schichten, soweit sie noch in der Wurzelzone liegen:

$$d_i = \min\{l_{i-1}; d_w\} - \min\{l_i; d_w\} \quad (54)$$

wobei  $l_i$  die Tiefe des unteren Rands der  $i$ 'ten Schicht (mit  $l_0 = 0$ ) und  $d_w$  die Wurzeltiefe nach der verwendeten Vegetationskarte ist (Abschnitt 2.4).

Einen Sonderfall der Wasserbilanz stellen bewässerte landwirtschaftliche Gebiete und Feuchtgebiete dar (F-B in Tabelle 2.1). Für diese wird immer  $W_b = W_{b,max}$  angenommen.

### Bilanz des Benetzungswassers

Die Bilanzgleichung für das Benetzungswasser,  $W_i$ , lautet

$$W_i(t) - W_i(t - \Delta t) = (P_i(t) - E_i(t) - P_v(t))\Delta t \quad (55)$$

Fällt Regen auf dichte Vegetation (etwa  $LAI > 3$ ), so trifft der größte Teil auf Blätter oder Äste. Ein erheblicher Teil dieses Regenwassers verbleibt zunächst als dünner Film auf der Vegetation, ein anderer Teil, abhängig von der Größe der Regentropfen und der Benetzungsfähigkeit der Pflanzen, gelangt auf den Erdboden. Bei anhaltendem Regen erreicht die Menge des auf der Vegetation gespeicherten Benetzungswassers,  $W_i$ , ein Maximum und das Regenwasser beginnt, auf den Erdboden durchzutropfen. Ein gutes Maß für die LAI-Abhängigkeit der Interzeption ist die vertikale Projektion der Blattfläche geteilt durch die Bodenfläche. Nähert sich dieser Wert 1, so soll angenommen werden, daß 100% des Regenwassers von der Vegetation abgefangen wird:

$$P_i = f_c \left(1 - e^{-0,5\Delta/f_c}\right) P_r \quad (56)$$

Dabei ist  $f_c$  der Bedeckungsgrad von Vegetation und  $\Lambda$  der LAI der Gesamtfläche (bewachsen und unbewachsen). Schließlich wird die tägliche durch die Vegetationsdecke hindurchtropfende Regenmenge (*throughfall*),  $P_v\Delta t$ , berechnet:

$$P_v\Delta t = \max \{W_i(t - \Delta t) + P_i\Delta t - W_{i,max}; 0\} \quad (57)$$

Dabei wird angenommen, daß sich das Benetzungsreservoir bis zu der Kapazität  $W_{i,max}$  auffüllt und daß bei Regenfall keine Verdunstung stattfindet. Die Benetzungskapazität der Vegetation,  $W_{i,max}$ , wird hier, wie im BATS-Modell (Dickinson et al. 1993), proportional zum LAI angenommen:

$$W_{i,max} = w_{i,max}\Lambda \quad (58)$$

mit einer flächenspezifischen Kapazität,  $w_{i,max}$ , von  $0,1 \text{ kg m}^{-2}$ . Schließlich ist wegen  $W_i(t) \geq 0$  die tägliche Verdunstung des Benetzungswassers noch durch die Summe aus Regeneintrag und Reservoirgröße begrenzt:

$$E_i\Delta t \leq (P_i - P_v)\Delta t + W(t - \Delta t)$$

Dies wird in Glg. 70 bei der Berechnung von  $E_i$  berücksichtigt.

### Schneebilanz

Schneefall wirkt sich auf die Energie- und Wasserbilanz in zweierlei Weise aus: einerseits wird durch Schnee die maximale Wassermenge erhöht, die am Boden gespeichert werden kann; andererseits hat Schnee, insbesondere Neuschnee, eine sehr geringe Albedo, was die Nettostrahlung an der Oberfläche (Glg. 36) und damit die Verdunstung verringert (Glg. 88). Da in die Berechnung der Schneeralbedo auch die Schneehöhe eingeht (siehe Unterabschnitt "Strahlung"), wird auch eine einfache Berechnung dieser Größe miteinbezogen.

Folgende Gleichung beschreibt zunächst die Schneebilanz:

$$W_s(t) - W_s(t - \Delta t) = (P_s(t) - S_m(t) - E_s(t))\Delta t \quad (59)$$

Die Schneefallrate,  $P_s$ , richtet sich dabei nach dem Tagesmittel der Lufttemperatur,  $\bar{T}$ , und der Niederschlagsrate,  $P$  (Wigmosta et al. 1994):

$$P_s = \begin{cases} P & \text{für } \bar{T} \leq -1,1^\circ\text{C} \\ \frac{3,3-\bar{T}}{4,4} P & \text{für } -1,1^\circ\text{C} < \bar{T} < 3,3^\circ\text{C} \\ 0 & \text{für } \bar{T} \geq 3,3^\circ\text{C} \end{cases} \quad (60)$$

Für die Schneeschmelze wird eine einfache Temperaturfunktion gewählt (in  $\text{kg m}^{-2}\text{Tag}^{-1}$ , Hagemann und Dümenil 1996):

$$S_m = 3,22 \max\{T/^\circ\text{C}; 0\} \text{ kg m}^{-2}\text{Tag}^{-1} \quad (61)$$

mit  $T$  in  $^\circ\text{C}$ . Da  $W_s(t)$  nach Glg. 59 keine negativen Werte annehmen darf, beträgt der maximale Werte für  $S_m$ :

$$S_m(t)\Delta t \leq W_s(t - \Delta t) + (P_s(t) - E_s(t))\Delta t \quad (62)$$

Der Wert für die Schneeverdunstung,  $E_s$ , wird nach der Formel für die Gleichgewichtsverdunstung mit der latenten Sublimationswärme und der Steigung der Dampfdruckkurve über Eis berechnet (Glg. 88, Unterabschnitt "Schneeverdunstung"), darf aber aus Bilanzgründen folgenden Wert nicht überschreiten:

$$E_s(t)\Delta t \leq W_s(t - \Delta t) + P_s(t)\Delta t \quad (63)$$

Bei der Berechnung der Schneebilanz wird zunächst die Schneefallrate bestimmt ( $P_s$ , Glg. 60), dann die Verdunstung  $E_s$  nach Glg. 87 und unter Berücksichtigung der Beziehung 63. Sind diese beiden Größen bekannt, so kann die Schneeschmelzrate,  $S_m$ , nach Glg. 61 durch die Beziehung 62 begrenzt werden. Schließlich wird der neue Wert des Schneereservoirs,  $W_s$ , nach Glg. 59 berechnet.

Die Schneehöhe,  $h_s$ , wird aus der Dichte des Altschnees,  $\xi_s^a$ , und der Dichte des Neuschnees,  $\xi_s^n$  berechnet:

$$h_s = \frac{W_s - P_s}{\xi_s^a} + \frac{P_s}{\xi_s^n} \quad (64)$$

mit der Neuschneedichte in  $\text{kg m}^{-3}$  (Loth und Graf 1996):

$$\xi_s^n = \begin{cases} 30 & \text{für } \bar{T} \leq -22,5^\circ\text{C} \\ 10 + \frac{8}{3}(\bar{T} + 30) & \text{für } -22,5^\circ\text{C} < \bar{T} < -15^\circ\text{C} \\ 50 + 1,7(\bar{T} + 15)^{1,5} & \text{für } \bar{T} \geq -15^\circ\text{C} \end{cases} \quad (65)$$

und der Tagesmitteltemperatur,  $\bar{T}$ , in  $^\circ\text{C}$ .

Die Dichte des Altschnees wird mit einer Kompaktionsrate nach Anderson (1976) mit einer über die Höhe konstanten Dichte, also mit

$$\xi_s^a(t - \Delta t) = \frac{W_s(t - \Delta t)}{h_s(t - \Delta t)} \quad (66)$$

wie folgt berechnet:

$$\xi_s^a(t) = \xi_s^a(t - \Delta t) \left( 1 + \frac{g}{\eta_c^0} \exp[-a_c \xi_s^a(t - \Delta t) + b_c T] \frac{\Delta t}{2W_s(t - \Delta t)} \right) \quad (67)$$

Die Werte für die Konstanten sind, nach den Empfehlungen von Anderson,  $\eta_c^0 = 3,7 \times 10^7 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ,  $a_c = 2,1 \times 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  und  $b_c = 8 \times 10^{-2} \text{ K}^{-1}$ .

### Verdunstung von Vegetation

Die Verdunstung von Vegetation ( $E_v = E_t + E_i$ ) wird im wesentlichen von der Nettostrahlungsbilanz der Vegetation angetrieben ( $R_{nv}$ , Glg. 37a) und vom verfügbaren Bodenwasser ( $W_b$ , Glg. 51) und Benetzungswasser ( $W_i$ , Glg. 55) begrenzt. Sind die Vegetationsoberflächen naß ( $W_i > 0$ ), so ist die Vegetationsleitfähigkeit unendlich ( $G_c \rightarrow \infty$ ) und die Verdunstung erfolgt mit der maximalen Rate,  $E_{v,max}$ , wobei das Wasser aus dem Interzeptionsreservoir stammt:

$$E_v = E_i = E_{v,max} = \frac{sR_{nv} + \rho c_p (e_s(T) - e_a) G_a}{s + \gamma} \quad (W_i > 0) \quad (68)$$

Dabei darf  $E_i$  auch negative Werte annehmen, d.h. es kann sich Tau bilden. Ist die Vegetation dagegen trocken ( $W_i = 0$ ), so wird die Verdunstung durch  $G_c$  bestimmt, die kombinierte Leitfähigkeit aller Stomata des Bestandes. Die Transpirationsrate wird dann durch die Penman-Monteith-Formel (Monteith 1965b) berechnet:

$$E_v = E_t = \frac{sR_{nv} + \rho c_p (e_s(T) - e_a) G_a}{s + \gamma(1 + G_a/G_c)} \quad (W_i = 0) \quad (69)$$

Es gilt zusätzlich die Bedingung  $E_t \geq 0$ , d.h. Transpiration erfolgt nur in Richtung Atmosphäre. Das Tagesintegral der Verdunstungsrate  $E_i$  ist noch von der Größe des Reservoirs  $W_i$  und vom Regeneintrag abhängig:

$$E_i(t)\Delta t = \min \left\{ \int_{1 \text{ Tag}} E_{v,max}(t') dt'; \quad W_i(t - \Delta t) + (P_i(t) - P_v(t))\Delta t \right\} \quad (70)$$

mit dem Tageszeitschritt  $\Delta t$ . Das Integral wird, wie alle folgenden Tagesintegrale, im Modell in 1-Stunden-Schritten berechnet.

Transpiration erfolgt nach Glg. 69 nur von trockener Vegetation. Um dies bei der Berechnung der täglichen Verdunstung,  $E_v\Delta t$ , zu berücksichtigen, wird ein mittlerer täglicher Benetzungsgrad definiert

$$\mathcal{F}_i = \frac{E_i(t)\Delta t}{\int_{1 \text{ Tag}} E_{v,max}(t') dt'} \quad (71)$$

und die Tagestranspiration entsprechend reduziert:

$$E_t(t)\Delta t = (1 - \mathcal{F}_i) \int_{1 \text{ Tag}} \frac{sR_{nv} + \rho c_p \Delta e G_a}{s + \gamma(1 + G_a/G_c)} dt \quad (72)$$

Die aerodynamische Leitfähigkeit,  $G_a$ , zwischen der Vegetation und der Referenzhöhe von 10 m wird aus der Höhe der Vegetation,  $h_v$  (aus Tab. 2.1), wie folgt abgeschätzt:

$$G_a = \frac{ku}{\left[ \ln\left(\frac{10}{0,1h_v} + 1\right) \right]^2} \quad (73)$$

mit  $h_v$  in Metern, einer Rauigkeitslänge von  $0,1h_v$  und einer Windgeschwindigkeit,  $u$ , 10 m über der Vegetation.  $u$  wird hier einheitlich auf 2 m/s gesetzt, und  $k$  ist die von Karmann-Konstante (0,41). Für gemäßigte Laub- und Nadelwälder ( $h_v = 15$  m) ergibt dies 0,198 m/s und für Kurzgras ( $h_v = 0,3$  m) 0,024 m/s, in guter Übereinstimmung mit den mittleren beobachteten Werten in Kelliher et al. (1993).

Weiterhin ist  $\rho$  die Dichte der Luft ( $\approx 1,29$  kg m<sup>-3</sup>),  $c_p$  die spezifische Wärme von Luft bei konstantem Druck ( $\approx 1005$  J kg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>),  $\gamma$  die psychrometrische Konstante ( $\approx 65$  Pa K<sup>-1</sup>),  $s$  die stark temperaturabhängige Steigung der Dampfdruckkurve,  $\partial e_s(T)/\partial T$  (nach Glg. 23, in Pa K<sup>-1</sup>), und  $\lambda$  die latente Verdampfungswärme (2,45 MJ kg<sup>-1</sup> bei 20°C). Da auch Schneesublimation simuliert wird, werden die Größen  $e_s$ ,  $s$  und  $\lambda$  bei Temperaturen

über oder unter 0°C unterschiedlich berechnet, und zwar  $e_s$  und  $s$  nach Glg. 23 und  $\lambda$  (in J kg<sup>-1</sup>, mit  $T$  in °C) nach

$$\lambda = \begin{cases} 2,501 \times 10^6 - 2,38 \times 10^3 T & \text{für } T > 0^\circ\text{C} \\ 2,834 \times 10^6 & \text{für } T < 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (74)$$

mit einer leicht temperaturabhängigen Verdampfungswärme (Jones 1983) und einer festen Sublimationswärme (Anderson 1976). Die Dichte der Luft beträgt

$$\rho = \frac{M_a p}{RT_K} \quad (75)$$

mit der allgemeinen Gaskonstante ( $R = 8,314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ ), der molaren Masse von Luft ( $M_a = 28,964 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$ ), dem Luftdruck,  $p$  (nach Glg. 31, "Strahlung") und der Lufttemperatur in Kelvin ( $T_K = T + 273$ ). Schließlich ist die psychrometrische Konstante,  $\gamma$ , definiert als

$$\gamma = \frac{p c_p}{0,622 \lambda} \quad (76)$$

Die verbleibende Größe zur Bestimmung der Transpirationsrate ist die Bestandsleitfähigkeit,  $G_c$  (*canopy conductance*). Diese kann als die Summe der stomatären Leitfähigkeiten,  $g_s$ , aller Blätter einer Vegetationsdecke berechnet werden (Raupach und Finnigan 1988, Raupach 1994):

$$G_c = \int_0^{\Lambda} g_s(l) dl \quad (77)$$

Dabei ist  $\Lambda$  der Blattflächenindex (LAI) der Vegetationsdecke und  $dl$  ein differentielles Element davon. Es ist bekannt, daß  $g_s$  durch folgende äußere Faktoren beeinflusst wird (Farquhar und Sharkey 1982): Licht (Sharkey und Ogawa 1987), interzelluläre CO<sub>2</sub>-Konzentration (Morison 1987), potentielle Verdunstung, d.h. Blatt-Luft-Dampfdruckgradient (Fischer und Turner 1978, Schulze 1986, Schulze et al. 1987) und Bodenwassergehalt (Schulze 1986, Turner 1986, Schulze et al. 1987). Weiterhin nimmt nach Schulze et al. (1994) der Maximalwert,  $g_{s,max}$ , d.h. der Wert bei genügend Licht- und Wasserzufuhr, mit steigender Blattstickstoffkonzentration zu. Da auch die maximale Photosyntheserate,  $A_{max}$ , mit dem Blattstickstoffgehalt zunimmt (Field und Mooney 1986), liegt ein Zusammenhang von  $g_{s,max}$  und  $A_{max}$  nahe. Tatsächlich läßt sich die Photosyntheserate  $A$  mit Hilfe folgender Diffusionsgleichung beschreiben (in mol(CO<sub>2</sub>)m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>, z.B. Jones 1983):

$$A = 0,625 g_s (C_a - C_i) \frac{p}{RT_K} \quad (78)$$

Der Faktor 0,625 berücksichtigt die geringere Diffusivität von CO<sub>2</sub> gegenüber Wasserdampf.  $C_a$  und  $C_i$  sind die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen der Luft und der interzellulären Lufträume in mol(CO<sub>2</sub>)/mol(Luft) = 10<sup>6</sup> ppm. Der Faktor hinter der Klammer dient der Umrechnung in mol(CO<sub>2</sub>)/m<sup>3</sup>(Luft) (= 40,9 mol(Luft)/m<sup>3</sup>(Luft) bei 25°C und Normaldruck). Nimmt man bei ausreichender Wasserzufuhr einen typischen Wert,  $C_{i,0}$ , für die interzelluläre CO<sub>2</sub>-Konzentration an, so läßt sich die nicht-(wasser-)limitierte Stomata-Leitfähigkeit,  $g_{s,0}$  berechnen als

$$g_{s,0} = \frac{1,6 A_0}{C_a - C_{i,0}} \frac{RT_K}{p} \quad (79)$$

und über den Bestand zur Bestandsleitfähigkeit integrieren:

$$\begin{aligned} G_{c,0} &= \frac{1,6}{C_a - C_{i,0}} \int_0^\Lambda A_0(l) dl \frac{RT_K}{p} \\ &= \frac{1,6 A_{c,0}}{C_a - C_{i,0}} \frac{RT_K}{p} \end{aligned} \quad (80)$$

Dabei ist  $A_{c,0}$  die nicht-limitierte Bestands-Photosyntheserate. In dieser letzten Gleichungen sind zwei wichtige Annahmen enthalten:

Erstens nimmt die Leitfähigkeit eines Bestandes nicht, wie von Woodward (1987) in einer ersten Modellstudie über wasserlimitierten LAI angenommen, linear mit dem Blattflächenindex,  $\Lambda$ , zu. Vielmehr erreicht  $G_{c,0}$  wie  $A_{c,0}$  bei hohen Werten des LAI eine Sättigung, die bei etwa dem dreifachen der maximalen Stomata-Leitfähigkeit,  $g_{s,0}$ , liegt. Dies ist jedenfalls das Ergebnis einer Zusammenstellung und Interpretation von Feldstudien von Kelliher et al. (1995). Bezieht man die Bodenverdunstung mit ein, so erscheint die Gesamtleitfähigkeit vom LAI weitgehend unabhängig, mit der Konsequenz, daß nicht der LAI für die Verdunstung über bewachsenen Gebieten entscheidend ist, sondern die absorbierte Strahlungsenergie,  $R_n$ . Daher ist eine umfassende Darstellung der Energiebilanz bei einer mechanistischen Modellierung des gekoppelten Systems Verdunstung-Photosynthese von großer Bedeutung; dies wird auch von den Ergebnissen der Sensitivitätsläufe im folgenden Kapitel bestätigt.

Zweitens legt die genannte Gleichung einen linearen Zusammenhang zwischen maximaler Photosyntheserate und maximaler Bestandsleitfähigkeit nahe. Ein solcher Zusammenhang ist gerade das Ergebnis der Übersichtsstudie von Schulze et al. (1994). Setzt man die dort definierten Begriffe "maximale Oberflächenleitfähigkeit" und "maximale Bestands-Assimilationsrate" mit  $G_{c,0}$  bzw.  $A_{c,0}$  gleich, so erhält man aus den Werten für C3-Pflanzen folgenden Zusammenhang:

$$G_{c,0} = 0,883 A_{c,0}$$

mit  $G_{c,0}$  in mm/s und  $A_{c,0}$  in  $\mu\text{mol}(\text{CO}_2)\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ . Einsetzen in Glg. 80 ergibt  $C_a - C_{i,0} = 45$  ppm oder  $C_{i,0}/C_a = 0,87$  (bei  $C_a = 355$  ppm,  $25^\circ\text{C}$  und Normaldruck). Tatsächlich wird häufig beobachtet, daß dieser Quotient bei Veränderung des Lichteinfalls und der externen Konzentration,  $C_a$ , konstant bleibt (Morison 1987). Daher wird in dieser Studie  $G_{c,0}$  nach Glg. 80 mit einem einheitlichen Wert für alle C3-Pflanzen von  $C_{i,0} = 0,87 C_a$  berechnet. Für C4-Pflanzen beträgt dieser Wert 0,67, berechnet aus dem Zusammenhang  $G_{c,0} = 333 A_{c,0}$  für tropische Gräser in Schulze et al. (1994). (In der Tat ergibt sich ein deutlich niedrigerer Wert für C4- gegenüber C3-Pflanzen aus der Enzymkinetik der  $\text{CO}_2$ -Aufnahme und wird auch regelmäßig gemessen, vgl. Morison 1987). Die Berechnung der nicht-limitierten Bestandsphotosyntheserate,  $A_{c,0}$ , wird in Abschnitt 2.6 beschrieben.

Mit Glg. 80 ist nun die potentielle Transpiration definiert:

$$\lambda E_{t,max} = \frac{s R_{nv} + \rho c_p \Delta \epsilon G_a}{s + \gamma (1 + G_a / G_{c,0})} \quad (81)$$



Tabelle 2.5: Ergebnisse einer Kurvenanpassung von  $g_s = g_0/(1 + b_e \Delta e)$  an Messungen von Turner et al. (1984), bei der die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (r.m.s.) minimiert wurde.  $g_0$  in  $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  $b_e$  in  $\text{kPa}^{-1}$ .

Art	$g_0$	$b_e$	r.m.s.	n
<i>Helianthus annuus</i>	707	0,35	9,5	5
<i>Vigna unguiculata</i>	2161	3,23	13,7	4
<i>Pistacia vera</i>	606	0,85	11,7	5
<i>Nerium oleander</i>	344	0,39	12,1	5
<i>Prunus dulcis</i>	209	0,39	6,4	5

Diese Größe wird in Federer (1979) als “demand” bezeichnet (s.o., 1. Unterabschnitt) und stellt die Transpirationsrate ohne Wasserlimitierung dar.

Tatsächliche Leitfähigkeit,  $G_c$ , und tatsächliche Transpirationsrate,  $E_t$ , sollen in dieser Studie, wie schon zu Beginn dieses Abschnittes erläutert, durch eine Kombination des Jarvis’schen und des Federer’schen Ansatzes berechnet werden. Es gibt dabei nur einen empirischen Multiplikationsfaktor (vgl. Glg. 9), und zwar eine Funktion des Dampfdruckdefizits,  $\Delta e = e_s(T) - e_a$ , nach Lindroth und Halldin (1986):

$$G_c = G_{c,0} \frac{1}{1 + b_e \Delta e} \quad (82)$$

Daß diese Form die Abhängigkeit der Stomata-Leitfähigkeit vom Dampfdruckdefizit recht gut wiedergibt, zeigen die Ergebnisse einer Kurvenanpassung von  $g_s = g_0/(1 + b_e \Delta e)$  an Messungen von Turner et al. (1984), dargestellt in Tab. 2.5. Der mittlere Fehler (r.m.s.) ist weit geringer als  $g_0$ .

Untersuchungen von Turner et al. (1984) und Schulze et al. (1987) haben ergeben, daß für das Schließen der Stomata unter wasserlimitierten Bedingungen wahrscheinlich ein hormonelles Signal von den Wurzeln verantwortlich ist. Es wurde festgestellt, daß sich die Stomata als Reaktion auf ein vermindertes Bodenwasserangebot unabhängig vom Blattwasserzustand schließen. Um dies zu berücksichtigen, könnte nach dem Jarvis’schen Ansatz ein weiterer Multiplikator in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt eingeführt werden. Dies würde jedoch bedeuten, daß Stomata auch bei ausreichendem Bodenwasser als Reaktion auf einen Anstieg in  $\Delta e$  schließen. Blattstomata reagieren jedoch nicht direkt auf ein Dampfdruckdefizit der Umgebungsluft, sondern die Reaktion erfolgt indirekt durch den Anstieg der atmosphärischen Verdunstungsnachfrage (Schulze et al. 1987); ist der Nachschub an Bodenwasser ausreichend, so bleiben die Stomata trotz ansteigender Lufttrockenheit meist geöffnet.

Daher soll hier ein anderer, dem Federer’schen Modell folgender Ansatz gewählt werden: Die empirische Konstante  $b_e$  wird bei jedem berechneten Tagesgang neu bestimmt, und zwar so, daß zur Zeit der höchsten Transpirationsnachfrage,  $E_{t,max}$ , in diesem Modell stets um 13 Uhr angenommen, die Transpirationsrate nach Glg. 69 kleiner oder gleich der Versorgungs-

oder *supply*-Rate,  $S$ , ist.  $S$  ist über einen Tag konstant und hängt vom Bodenwassergehalt und von der Durchwurzelung ab. Ohne detaillierte Kenntnisse über Bodenhydraulik und Wurzelverteilung ist nach Federer (1982) folgende Formulierung eine vernünftige Näherung:

$$S = c_w \frac{W_b^{eff}}{W_{b,max}} \quad (83)$$

mit Werten für  $c_w$  im Bereich von 0,5 bis 2,0 mm/Std und dem verfügbaren Bodenwassergehalt  $W_b^{eff}$  (Glg. 84). Insbesondere ist  $b_e = 0$  wenn die Nachfrage ( $E_{t,max}$ ) über den Tag kleiner als  $S$  ist.

Damit ist der einzige unbestimmte und daher mehr oder weniger frei wählbare Parameter des Stomata-Modells die Rate  $c_w$ . Dies ist dadurch gerechtfertigt, daß dieser Wert den Einfluß des hier nicht modellierten Wurzelsystem repräsentiert. Die anderen Elemente des Modells stützen sich auf allgemeingültige Erkenntnisse über die Steuerung der Stomata (siehe Unterabschnitt "Bedeutung der Stomata...") oder auf empirische Befunde. Dabei ist der empirische Ansatz in Glg. 82 anstelle einer mechanistischen Beschreibung der Stomata-Steuerung als Antwort auf eine atmosphärische Verdunstungsnachfrage (Schulze et al. 1987, Friend 1995) dadurch gerechtfertigt, daß eine Modellierung der dafür benötigten bodenhydraulischen Größen auf globalem Maßstab wahrscheinlich nicht möglich ist. Auch stellt sich mit den Ergebnissen in Kapitel 3 heraus, daß die Wahl des genannten Parameters für die globale Kohlenstoff- und Wasserbilanz von eher geringer Bedeutung ist; ein numerisch weit aufwendigeres Modell wie das von Friend (1995) würde, auch wenn es einen etwas realistischeren Tagesgang von  $G_c$  zu simulieren vermag (vgl. Abschnitt 3.4), den zusätzlichen rechentechnischen Aufwand nicht rechtfertigen.

Zuletzt sei noch auf die im Modell angenommene Abhängigkeit der Stomata-Leitfähigkeit von der Boden- und Lufttemperatur eingegangen: Die Temperaturabhängigkeit von  $G_c$  ist einerseits gegeben durch die Temperaturabhängigkeit von  $A_{c,0}$  über Glg. 80 (vgl. Abschnitt 2.6). Insbesondere ist  $A_{c,0} = 0$ , wenn das Tagesmittel der Lufttemperatur,  $\bar{T}$ , Null Grad oder weniger beträgt, und damit  $G_c = 0$  und  $E_t = 0$ . Andererseits gibt es, bei teilweise gefrorenem Boden, während die Lufttemperatur bereits über  $0^\circ\text{C}$  liegt, eine Abhängigkeit von der Bodentemperatur über den effektive Bodenwassergehalt,  $W_b^{eff}$ :

$$W_b^{eff} = \begin{cases} \max\left\{W_b\left(1 - \frac{d_{fr}}{d_w}\right); 0\right\} & \text{wenn } \bar{T} > 0 \text{ und } \bar{T} > T_{1,5} \\ 0 & \text{wenn } \bar{T} < 0 \\ W_b & \text{sonst.} \end{cases} \quad (84)$$

Dabei ist  $d_w$  die Wurzeltiefe,  $T_{1,5}$  die Bodentemperatur in 1,50 m Tiefe und  $d_{fr}$  die Eindringtiefe des Bodenfrosts.  $T_{1,5}$  wird folgendermaßen berechnet: Nimmt man eine thermische Leitfähigkeit des Bodens von  $7,5 \times 10^{-7} \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$  an (DKRZ 1992, dies ist der im Klimamodell ECHAM3 angenommene globale Wert), so hat der Jahrestemperaturverlauf in einer Tiefe von etwa 1,50 m eine zeitliche Verzögerung von 1 Monat und etwa 60% der Amplitude an der Oberfläche (Rosenberg 1974, S. 66ff.). Damit ergibt sich:

$$T_{1,5}(d) = \bar{T}^a + 0,6 [\bar{T}(d - 30) - \bar{T}^a] \quad (85)$$

wobei  $d$  die Tagesnummer bedeutet und  $\bar{T}^a$  die Jahresmitteltemperatur. Um die Tiefe des Bodenfrosts,  $d_{fr}$ , zu bestimmen, wird noch ein linearer Temperaturverlauf bis zur Oberfläche angenommen. Damit läßt sich  $d_{fr}$  für den ersten Fall in Glg. 84 berechnen:

$$d_{fr} = \frac{1,50m\bar{T}}{\bar{T} - T_{1,5}} \quad (86)$$

Diese Annahme verliert ihre Gültigkeit bei wesentlich größeren Wurzeltiefen als 1,50 m. Jedoch sind die Wurzeln in Gebieten mit sehr tiefen Wintertemperaturen wegen des verbreiteten Permafrostes in der Regel flacher (Walter und Breckle 1994).

Folgender Effekt wird in der hier beschriebenen Modellierung vernachlässigt: Bei der Berechnung der Nettostrahlung der Vegetation,  $R_{nv}$ , oder des Bodens,  $R_{nb}$ , wird die langwellige Abstrahlung nach Glg. 39 mit der Luft- anstelle der Vegetations- oder Bodentemperatur berechnet. Jedoch hängt z.B. die Vegetationstemperatur,  $T_v$ , selbst vom fühlbaren Wärmefluß,  $H_v = R_{nv} - \lambda E_v$ , ab. Dies läßt sich durch das Konzept der isothermen Leitfähigkeit,  $G_i$ , in linearer Näherung berücksichtigen (z.B. Jones 1983). Der Wert von  $G_i$  beträgt danach  $4\sigma T^4 t_{l,v}/(pc_p M_a)$ , das sind 3,5 mm/s bei 0°C und 6,0 mm/s bei 40°C,  $p = p_0$  und  $t_{l,v} = 1$ . Dieser Wert müßte zur aerodynamischen Leitfähigkeit,  $G_a$ , hinzuaddiert werden, liegt aber etwa eine Größenordnung unter dem typischen Wert für Grasformationen und sogar zwei Größenordnungen unter dem für Nadelwälder (Kelliher et al. 1993).

### Verdunstung vom Boden

Als potentielle Verdunstungsrate für den Schnee,  $E_{s,max}$ , wird die Gleichgewichtsverdunstung angenommen, und zwar bezogen auf den Wärmeeintrag des Bodens,  $R_{nb} - G$  (Glg. 37b und 38):

$$\lambda E_{s,max} = \frac{s(R_{nb} - G)}{s + \gamma} \quad (87)$$

$E_{s,max}$  wird somit hauptsächlich von der Nettostrahlung,  $R_{nb}$ , bestimmt und hängt in starkem Maße von der Albedo des Schnees selbst ab. Zur Berechnung der tatsächlichen täglichen Verdunstung des Schnees müssen dann noch die Menge des vorhandenen Schnees und die Schneefallrate mit einbezogen werden:

$$E_s(t)\Delta t = \min\{E_{s,max}(t)\Delta t; W_s(t - \Delta t) + P_s(t)\Delta t\} \quad (88)$$

mit dem Tageszeitschritt  $\Delta t$ . Die Verwendung der Gleichgewichtsrate läßt sich damit begründen, daß die Rauigkeit über Schnee sehr gering ist und daher  $G_a \rightarrow 0$  angenommen werden kann.

Als potentielle Rate der Bodenverdunstung wird ebenfalls Gleichgewichtsverdunstung angenommen (Philip 1957), allerdings abzüglich der Schneeverdunstungsrate,  $E_s$ ;

$$\lambda E_{b,max} = \frac{s(R_{nb} - G)}{s + \gamma} - E_s \quad (89)$$

Zur Simulation der Bodenverdunstung wird das Modell von Ritchie (1972) verwendet, nach dem die Verdunstung in zwei Phasen abläuft: Phase 1 erfolgt mit potentieller Verdunstung bis zu einer Gesamtverdunstung  $\Sigma E_1$ . In der danach eintretenden Phase 2 ist die kumulative Verdunstung proportional zur Quadratwurzel aus der verstrichenen Zeit, mit einem Proportionalitätsfaktor  $\kappa_b$ , der "Desorptivität" genannt wird. Dieses Modell, ursprünglich für Nutzpflanzen entwickelt, wurde von Paruelo et al. (1991) für die ariden Bedingungen der patagonische Steppe mit Erfolg getestet. Im folgenden soll die Einpassung des Ritchie-Modells in die beschriebene Modellstruktur erläutert werden.

Die beiden Statusvariablen des Modells sind die Verdunstungszeit,  $t_b$ , und die Verdunstungssumme,  $\Sigma E_b$ . Die Verdunstungszeit ist die Zeit, die ohne zusätzlichen Niederschlagseintrag nach Eintritt in Phase 2 verstrichen ist, bei einer Phase-2-Verdunstung von  $\Sigma E_b - \Sigma E_1$  (vgl. Glg. 93). Zunächst wird die tägliche Verdunstung folgendermaßen berechnet:

$$E_{b,0}(t)\Delta t = \begin{cases} E_{b,max}(t)\Delta t & \text{wenn } \Sigma E_b(t - \Delta t) - P'_b(t)\Delta t < \Sigma E_1 \\ 0,8P'_b(t)\Delta t & \text{wenn } \Sigma E_b(t - \Delta t) - P'_b(t)\Delta t \geq \Sigma E_1 \\ & \text{und } P'_b(t)\Delta t > 1,25\kappa_b(\sqrt{t_b + \Delta t} - \sqrt{t_b}) \\ \kappa_b(\sqrt{t_b + \Delta t} - \sqrt{t_b}) & \text{sonst.} \end{cases} \quad (90)$$

wobei  $t_b$  zum Zeitpunkt  $t - \Delta t$  genommen wird, also  $t_b \equiv t_b(t - \Delta t)$ . Der am Boden eintreffende Niederschlag ist hier  $P'_b = P_b + P_v$ . Der erste Fall entspricht der Phase-1-Verdunstung mit der potentiellen Rate  $E_{b,max}$  und der letzte Fall der Phase-2-Verdunstung, die von der Desorptivität,  $\kappa_b$ , bestimmt wird. Dazwischen existiert noch ein durch zusätzlichen Regeneintrag bedingter Sonderfall.

In einem zweiten Schritt wird die Verdunstungsrate in Phase 2 noch durch die atmosphärische Nachfrage, also die potentielle Rate, begrenzt und der Fall einbezogen, daß die Verdunstung sich gerade am Übergang von Phase 1 nach Phase 2 befindet. Die tatsächliche Bodenverdunstung wird somit folgendermaßen berechnet:

$$E_b(t)\Delta t = \begin{cases} E_{b,max}(t)\Delta t - 0,4 \left[ \Sigma \tilde{E}_b(t - \Delta t) - \Sigma E_1 \right] \Delta t & \text{wenn } \Sigma E_b(t - \Delta t) - P'_b(t)\Delta t < \Sigma E_1 \\ & \text{und } \Sigma \tilde{E}_b(t - \Delta t) > \Sigma E_1 \\ \min\{E_{b,0}(t); E_{b,max}(t)\}\Delta t & \text{sonst,} \end{cases} \quad (91)$$

mit

$$\Sigma \tilde{E}_b(t - \Delta t) = \max\{\Sigma E_b(t - \Delta t) - P'_b\Delta t; 0\} + \min\{E_{b,0}(t); E_{b,max}(t)\}\Delta t$$

Am Ende des Zeitschritts  $\Delta t$  werden noch die beiden Statusvariablen weitergesetzt:

$$\Sigma E_b(t) = \max\{\Sigma E_b(t - \Delta t) - P'_b(t)\Delta t; 0\} + E_b(t)\Delta t \quad (92)$$

und

$$t_b(t) = \begin{cases} 0 & \text{wenn } \Sigma E_b(t) < \Sigma E_1 \\ (\Sigma E_b(t) - \Sigma E_1)^2 / \kappa_b^2 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (93)$$

Die Werte für Desorptivität,  $\kappa_b$ , und Phase-1-Verdunstung,  $\Sigma E_1$ , werden, den in Ritchie (1972) angegebenen Werten folgend, nach dem Sandanteil der obersten Bodenschicht,  $f_1^{Sand}$ , berechnet:

$$\kappa_b = 5,62 - 2,56 f_1^{Sand} \quad (94)$$

in  $\text{kg m}^{-2} \text{Tag}^{-0,5}$  und

$$\Sigma E_1 = 14,29 - 9,23 f_1^{Sand} \quad (95)$$

in  $\text{kg m}^{-2}$ .

Zur Schließung der Energiebilanz, Glg. 7 bzw. 14 und 15, sei abschließend noch die Berechnung des fühlbaren Wärmeflusses,  $H$ , angegeben:

$$\begin{aligned} H &= H_v + H_b \\ &= R_n - G - \lambda E \\ &= R_{nv} + R_{nb} - G - \lambda(E_t + E_i + E_b + E_s) \end{aligned} \quad (96)$$

Insbesondere ist bei Gleichgewichtsverdunstung,  $E_{eq}$ , (Glg. 87 und Glg. 89, wenn  $E_s = 0$ ):

$$\lambda E_{eq} = \frac{s(R_n - G)}{s + \gamma} \quad (97)$$

und

$$H_{eq} = \frac{\gamma(R_n - G)}{s + \gamma} \quad (98)$$

## 2.6 Photosynthesemodelle: Monteith und Farquhar

In diesem Abschnitt sollen zwei Modelle für die Photosynthese beschrieben werden, also für die primäre  $\text{CO}_2$ -Aufnahme der Pflanzen. Das erste Modell geht im wesentlichen auf die Beobachtung von Monteith (1977) zurück, daß die Nettoprimärproduktion (NPP) annähernd linear mit der Menge der von den Pflanzen absorbierten photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) zusammenhängt (Prinzip der Lichtnutzungseffizienz, vgl. Abschnitt 1.5). In einer Erweiterung dieses Prinzips wird neben Licht noch Wasser als ein das Pflanzenwachstum limitierender Faktor berücksichtigt. Dies geschieht durch die im vorangehenden Abschnitt beschriebene Verringerung der Bestandsleitfähigkeit bei begrenzter Bodenwasserversorgung.

Als zweites Modell soll eine enzymkinetische Parametrisierung der Photosyntheserate für C3-Pflanzen von Farquhar et al. (1980) verwendet werden. Für C4-Pflanzen wird eine Anpassung dieses Modells von Collatz et al. (1992) verwendet, jedoch ohne die dort beschriebene Stomata-Parametrisierung.

### Modellansatz nach Monteith

Hier wird ein linearer Zusammenhang zwischen Bestands-Photosyntheserate ohne Wasserlimitierung,  $A_{c,0}$  (in  $\text{mol}(\text{CO}_2) \text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ) und absorbierter PAR-Strahlung (in  $\text{W m}^{-2}\text{s}^{-1}$ )

angenommen. Der Zusammenhang wird dabei durch die NPP-bezogene Lichtnutzungseffizienz nach Tab. 2.1 in Abschnitt 2.4 wiedergegeben ( $\epsilon$  in g Trockenmasse pro MJ PAR). Die Umrechnung der NPP-Raten in  $A_{c,0}$  erfolgt über den Faktor  $f_{R,0}$  (siehe Abschnitt 2.7, Glg. 131):

$$A_{c,0} = \epsilon \frac{C_{Trm}}{f_{R,0} M_c} f_{PAR} R_{PAR} \quad (99)$$

Dabei ist  $C_{Trm}$  der Kohlenstoffanteil der Trockenmasse (0,45 gC/g, Ajtay et al. 1979) und  $M_c = 12 \text{ gC mol}(\text{CO}_2)^{-1}$ . Weiterhin sind  $f_{PAR}$  der Absorptionsgrad der Pflanzendecke im PAR-Bereich, die aus LAI, Strahlungs- und Bestandsgeometrie berechnet wird (FPAR, Glg. 125, siehe unten) und  $R_{PAR}$  der PAR-Anteil der direkten und diffusen Solarstrahlung zusammen (Abschnitt 2.5, Glg. 27).

$A_{c,0}$  bestimmt zunächst die nicht-limitierte Bestandsleitfähigkeit,  $G_{c,0}$  (Glg. 80) und damit die potentielle Transpirationsrate  $E_{t,max}$  (Glg. 81). Im nächsten Schritt wird  $G_{c,0}$  bei begrenzter Wasserverfügbarkeit reduziert (Glg. 82). Das Resultat,  $G_c$ , bestimmt dann die tatsächliche Transpirationsrate,  $E_t$  (Glg. 72). Ist  $G_c < G_{c,0}$ , so bedeutet dies, daß die Stomata für den Bedarf der nicht-limitierte Photosyntheserate,  $A_{c,0}$ , zu weit geschlossen sind. Um die dadurch bedingte Reduktion der Photosynthese zu berücksichtigen, wird die tatsächliche Rate,  $A_c$ , analog Glg. 80 berechnet (in  $\text{mol}(\text{CO}_2)\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ):

$$A_c = 0,625 G_c (C_a - C_i) \frac{p}{RT_K} \quad (100)$$

Die Netto-Blattassimilation,  $A_c$ , wird hier ähnlich wie im Modell Forest-BGC von Running und Caughlan (1988) berechnet, wo ein fester Wert für die interzelluläre  $\text{CO}_2$ -Konzentration,  $C_i$  gilt (Running 1984). Hier soll jedoch angenommen werden, daß  $C_i$  mit zunehmendem Trockenheitsstreß bis zu einem Minimalwert,  $C_{i,min}$ , verringert wird. Für die C3-Photosynthese wird dafür ein Wert von  $0,3C_a$  (ca. 100 ppm) und für die C4-Photosynthese von  $0,15C_a$  (ca. 50 ppm) angenommen:

$$C_i = C_{i,min} + (C_{i,0} - C_{i,min}) G_c / G_{c,0} \quad (101)$$

Die nicht-wasserlimitierte Konzentration,  $C_{i,0}$ , ist  $0,87C_a$  für C3- und  $0,67C_a$  für C4-Pflanzen (siehe Abschnitt 2.5). Der genaue Wert von  $C_{i,min}$  ist relativ unkritisch; selbst beim Kompensationspunkt der C3-Photosynthese,  $\Gamma_*$  (45 ppm bei 30°C, s.u.), ist  $A_c$  nach Glg. 100 nur um 20% höher als bei  $C_i = C_{i,min}$ . Im Gegensatz zum Farquhar-Modell, unten, wo  $C_i$  nach Blattschichten differenziert ist, wird allerdings die Annahme beibehalten, daß  $C_i$  im gesamten Bestand gleich ist. Die Verwendung eines konstanten Wertes für  $C_i$  in Forest-BGC hat jedoch bestätigt, daß dies eine nützliche Näherung für Wälder ist; in ariden Gebieten ist dagegen der LAI klein, so daß Lichtabsorption und damit  $C_i$  innerhalb des Bestandes nur wenig variieren. Der für die Verringerung von  $C_i$  bestimmende Faktor,  $G_c/G_{c,0}$ , wird nach Glg. 82 berechnet.

Der Vorteil dieses Modells liegt darin, daß eine Integration der Photosyntheserate von der Blatt- auf die Bestandsebene nicht nötig ist. Da auch die Bestandsleitfähigkeit,  $G_c$ , aus

$A_{c,0}$  berechnet wird, lassen sich sowohl die Photosynthese- als auch die Transpirationsrate allein mit FPAR und ohne Bezug auf LAI berechnen. Dies ist deshalb von Bedeutung, weil sich FPAR aus Satellitendaten weit besser ableiten läßt, als der LAI (siehe dazu Kapitel 5, Abschnitt 5.2).

### Modellansatz nach Farquhar

Die nicht-limitierte Photosyntheserate,  $A_0$ , wird auch in diesem Modell bei der festen interzellulären  $\text{CO}_2$ -Konzentration  $C_{i,0}$  berechnet. Die Berechnung der Assimilationsrate auf Blattebene in Abhängigkeit von  $C_i$ ,  $A$  (in  $\text{gC}$  pro Sekunde und  $\text{m}^2$  einseitige Blattfläche), sei zunächst für die C3-Photosyntheseart nach Farquhar et al. (1980) beschrieben. Sie wird als das Minimum einer vom Elektronentransport limitierten Rate,  $J_E$ , und einer durch Carboxylase (Rubisco) limitierten Rate,  $J_C$ , dargestellt (in molaren Einheiten, also  $\text{mol}(\text{CO}_2)\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ):

$$A = \min\{J_C; J_E\} - R_d \quad (102a)$$

Dabei gilt:

$$J_C = V_m \frac{C_i - \Gamma_\star}{C_i + K_C(1 + O_x/K_O)} \quad (102b)$$

$$J_E = J \frac{C_i - \Gamma_\star}{4(C_i - 2\Gamma_\star)} \quad (102c)$$

$R_d$  ist die Blatt- oder Dunkelatmung und  $J$  die Elektronentransportrate.  $J$  hängt in folgender Weise von der PAR-Absorptionsrate,  $I$ , in  $\text{mol}$  Photonen  $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ab:

$$J = \frac{\alpha I J_m}{\sqrt{J_m^2 + \alpha^2 I^2}} \quad (103)$$

mit  $I = I_{PAR}/E_{PAR}$ , der PAR-Absorptionsrate  $I_{PAR}$  (in  $\text{W m}^{-2}$ ) und dem Energiegehalt von PAR-Quanten  $E_{PAR}$  (220  $\text{kJ/mol}$ , Jones 1983, S. 160). Die Temperaturabhängigkeit der maximalen Elektronentransportrate,  $J_m$ , wird nach Farquhar (1988) mit der Vegetationstemperatur,  $T_v$ , in  $^\circ\text{C}$  und der Rate bei  $25^\circ\text{C}$  aus Tab. 2.1 berechnet:

$$J_m(T_v) = J_m(25^\circ\text{C}) \times T_v/25 \quad (104)$$

Für den  $\text{CO}_2$ -Kompensationspunkt ohne Blattatmung,  $\Gamma_\star$ , wird ebenfalls nach Farquhar (1988) ein linearer Zusammenhang mit der Vegetationstemperatur in  $^\circ\text{C}$  angenommen (in  $\mu\text{mol}(\text{CO}_2)\text{mol}(\text{Luft})^{-1}$ ):

$$\Gamma_\star = 1,7T_v \quad (105)$$

Bei ausreichendem Licht wird die Photosyntheserate durch  $V_m$  begrenzt, die maximale Umsatzrate des primären  $\text{CO}_2$ -fixierenden Enzyms, Rubisco. Bei wenig Licht bestimmt dagegen  $J_m$  die Assimilationsrate, also die Kapazität des Elektronentransports. Es wird hier nach Farquhar et al. (1980) und in Übereinstimmung mit der von Berling und Quick (1995) verwendeten Form ein scharfer Übergang von carboxylase- zu lichtlimitierter Photosynthese

Tabelle 2.6: Werte der kinetischen Parameter und Konstanten für die Berechnung der C3-Photosyntheserate im Farquhar-Modell; unterer Teil: zusätzliche Konstanten für die C4-Photosynthese.  $E$  ist die Aktivierungsenergie in J/mol; konst.: keine Temperaturabhängigkeit, F&a: Farquhar et al. (1980), C: Collatz et al. (1992), F: Farquhar (1988)

Symbol	Bezeichnung	Wert bei 25°C	Einheit	$E$	Referenz
$\alpha$	Effizienz der Lichtausnutzung	0,28	-	(konst.)	BQ
$\Gamma_*$	CO <sub>2</sub> -Kompensationspunkt	42,5	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	s.T.	F
$O_x$	O <sub>2</sub> -Partialdruck	0,21	mol/mol	35948	F&a
$K_C$	Michaelis-Menten-Konstante für CO <sub>2</sub>	460	$\mu\text{mol/mol}$	59356	F&a
$K_O$	Michaelis-Menten-Konstante für O <sub>2</sub>	0,33	mol/mol	35948	F&a
$V_m$	Rubisco-Kapazitätsmaximum	s.T.	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	58520	BQ F&a
$J_m$	Elektronentransport-Kapazität	s.T.	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	s.T.	BQ F
$R_d$	Blatt- oder Dunkelatmung	s.T.	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	50967	C
$\alpha_i$	integrierte C4-Quanteneffizienz	0,04	mol/mol	(konst.)	C
$k$	PEPcase-CO <sub>2</sub> -Spezifität	s.T.	$\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	50967	C
$\theta$	Kurvenparameter für $J_e$	0,83	-	-	C

angenommen. Diese sogenannte Blackman-Kurve wird in der Natur mit einem gewissen Übergangsbereich beobachtet, in dem beide Raten limitierend wirken. Von Farquhar et al. wird dabei argumentiert, daß ein solches Verhalten nicht optimal ist und daher minimiert wird. Trotzdem wird bisweilen ein gewisser Übergangsbereich durch die Einführung eines Kurvenparameters simuliert (z.B. Farquhar et al. 1980, Collatz et al. 1991). Da dessen Größe für eine globale Simulation schwer zu bestimmen ist und das Resultat meist nahe bei der idealisierten Form nach Glg. 102a liegt, soll hier auf die Anwendung eines solchen Parameters verzichtet werden.

Die Werte von  $V_m$  und  $J_m$  sind vegetationsspezifisch und in Tab. 2.1 für die Standardtemperatur von 25°C aufgelistet. Der Wert für  $\alpha$  ergibt sich aus dem Wert aus Berling und Quick (1995) bezogen auf einfallendes Licht dividiert durch eine Blattabsorptivität von 0,86 nach Collatz et al. (1991). Die Temperaturabhängigkeit von  $V_m$ ,  $J_m$  und allen anderen Raten, für die in Tab. 2.6 eine Aktivierungsenergie,  $E$ , angegeben ist, wird durch folgenden Gleichung berechnet ( $T_v$  in °C):

$$k(T_v) = k(25^\circ\text{C}) \exp \left\{ \frac{(T_v - 25)E}{298R(T_v + 273)} \right\} \quad (106)$$

wobei  $k$  für eine beliebige Rate steht. Raten und Konstanten, die nicht vom Vegetationstyp abhängen, sind ebenfalls aus Tab. 2.6 ersichtlich.

In dichten Beständen gibt es in der Regel eine Differenzierung der lichtgesättigten Photosyntheserate nach der Lichtverfügbarkeit. Daher soll nach Sellers et al. (1996) für  $\Lambda > \Lambda_0 = 3$  (vgl. Glg. 137) eine exponentielle Abnahme von  $V_m$  und  $J_m$  innerhalb des Bestandes von oben nach unten angenommen werden:

$$V_m(l) = V_m \times K_{12} e^{-K_{12}l} \quad (107)$$



$$J_m(l) = J_m \times K_{12} e^{-K_{12}l} \quad (108)$$

wobei  $V_m$  und  $J_m$  die temperaturabhängigen Werte nach den Glg. 106 und 104 sind und  $K_{12}$  der Extinktionskoeffizient um 12 Uhr mittags (Glg. 119c mit  $\mu(t = 12)$ ). Diese Skalierung gilt für Bäume, Sträucher und Nutzpflanzen, nicht jedoch für Gräser oder die Tundra.

Die nicht-limitierte Photosynthese,  $A_0$ , wird zunächst nach den Glg. 102a bis 102c mit  $C_i = C_{i,0}$  berechnet ( $C_{i,0}$  wie im vorherigen Abschnitt); danach wird die Bestandsrate als Integral über die Blattfläche gebildet (vgl. Glg. 80):

$$A_{c,0} = \int_0^{\Lambda} A_0(I_{PAR}(l)) dl \quad (109)$$

Das Integral wird näherungsweise durch Summation über mehrere Schichten ausgeführt, wobei für jede Schicht die PAR-Absorption  $I_{PAR}$  berechnet wird (siehe Unterabschnitt "Lichtabsorption", unten).

Die Vegetationstemperatur,  $T_v$ , kann über oder unter der Lufttemperatur,  $T$ , liegen. Dies hängt von der Energiebilanz der Vegetation in folgender Weise ab:

$$T_v = T + \frac{R_{nv} - E_t}{\rho_a c_p G_a} \quad (110)$$

Dabei wird  $E_t$  nach Glg. 69 berechnet, mit  $G_c$  aus  $G_{c,0}$  nach Glg. 82. Der Einfluß der Verdunstung von Interzeptionswasser ( $E_i$ ) wird hier vernachlässigt (also  $E_v = E_t$ , vgl. Glg. 69). Da  $G_{c,0}$  über Glg. 80 von  $A_{c,0}$  abhängt, welches selbst wieder von  $T_v$  abhängt, werden  $A_{c,0}$ , und über Glg. 80  $G_{c,0}$ , bei  $T_v = T$  berechnet. Danach wird die tatsächliche Bestandsleitfähigkeit,  $G_c$ , nach Glg. 82 bestimmt; mit dem so gewonnenen Wert für  $G_c$  werden sowohl die Transpiration,  $E_t$ , als auch die Vegetationstemperatur,  $T_v$ , bestimmt. Auf eine selbstkonsistente Berechnung, bei der iterativ mit dem hier bestimmten Wert für  $T_v$   $A_{c,0}$  von neuem berechnet würde, wird hier verzichtet. Da die Berechnung von  $A_{c,0}$  und  $G_{c,0}$  bei einheitlichem  $C_{i,0}$  nur einer allgemeingültigen Formulierung der Lichtabhängigkeit der stomatären Leitfähigkeit dient, ist der damit verbundene Fehler vergleichsweise gering.

Zur Berechnung der stomatären Leitfähigkeit,  $g_s(l)$ , wird eine gleichmäßig durch den Bestand verteilte Abhängigkeit vom Dampfdruckdefizit angenommen (vgl. Glg. 79):

$$\begin{aligned} g_s(l) &= g_{s,0}(l) G_c / G_{c,0} \\ &= \frac{1,6 A_0(l)}{C_a - C_{i,0}} \frac{RT_K}{p} \frac{1}{1 + b_e \Delta e} \end{aligned} \quad (111)$$

Damit wird schließlich die tatsächliche Photosyntheserate,  $A$ , bei vorgegebener stomatärer Leitfähigkeit,  $g_s$ , und bei der wie oben berechneten Vegetationstemperatur,  $T_v$ , berechnet. Dafür gelten einerseits die Glg. 102a bis 102c des Farquhar-Modells und andererseits die Diffusionsgleichung für  $\text{CO}_2$ :

$$A(l) = 0,625 g_s(l) (C_a - C_i) \frac{p}{RT_K} \quad (112)$$

Die neben  $A$  noch unbestimmte Größe ist dabei  $C_i$ . Die Glg. 112 wird daher nach  $C_i$  aufgelöst und jeweils in die Glg. 102b und 102c eingesetzt. Dabei ergeben sich quadratische Gleichungen für  $J_C$  und  $J_E$ ; das Minimum der beiden jeweils kleineren Lösungen ergibt dann  $A(l)$ .

Zuletzt ist die Bestandsphotosynthese,  $A_c$  in  $\text{mol}(\text{CO}_2)\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ , noch das Integral über die Blattfläche:

$$A_c = \int_0^\Lambda A(l) dl = \frac{0,625p}{RT_K} \int_0^\Lambda g_s(l) (C_a - C_i(l)) dl \quad (113)$$

Für die C4-Photosynthese werden nach Collatz et al. (1992) die Glg. 102a bis 102c ersetzt durch:

$$A = \min\{J_c; J_e\} - R_d \quad (114a)$$

$$J_c = kC_i \quad (114b)$$

$$J_e = \frac{1}{2\theta_s} \left[ V_m + J_i - \sqrt{(V_m + J_i)^2 - 4\theta_s V_m J_i} \right] \quad (114c)$$

$$J_i = \alpha_i \frac{I_{PAR}}{E_{PAR}} \quad (114d)$$

Wie bei der C3-Photosynthese wird auch hier ein allmähliches Einsetzen der Lichtsättigung angenommen, aber ein scharfer Übergang bei steigendem  $C_i$ . Daneben wird ein Kurvenparameter für den Übergang von der  $J_c$ - zur  $J_e$ -Limitierung auch aus mathematischen Gründen weggelassen: nach Berechnung der tatsächlichen stomatären Leitfähigkeit,  $g_s(l)$ , wie oben kann  $A(l)$  so aus folgender Gleichung abgeleitet werden:

$$A(l) = \min \left\{ J_e; \frac{C_a + R_d/g'_s(l)}{1/k + 1/g'_s(l)} \right\} - R_d \quad (115)$$

mit  $g'_s = 0,625g_s p / (RT_K)$ .

Die Blatt- oder Dunkelatmung,  $R_d$ , bei 25°C wird bei Farquhar et al. (1980) und Collatz et al. (1991, 1992) proportional zum Wert von  $V_m$ , ebenfalls bei 25°C, angenommen. Der Proportionalitätsfaktor richtet sich nach dem Photosyntheseweg und beträgt bei C3 0,011 (Farquhar et al. 1980, Collatz et al. 1991). Der Wert für C4-Pflanzen sollte aufgrund des zweistufigen Prozesses deutlich höher liegen. Tatsächlich ist der von Collatz et al. (1992) angenommene Wert für Mais mit 0,021 fast doppelt so groß. Bei den in Kapitel 3 beschriebenen Berechnungen hat sich jedoch gezeigt, daß bei einem solchen Wert die Respirationskosten für C4-Gräser im globalen Mittel deutlich niedriger liegen als für C3-Gräser. Aus diesem Grund, und auch weil für diesen Vegetationstyp nur wenige Daten existieren, wird nach dem Prinzip der Koexistenz der im Modell angenommene Wert zusammen mit  $V_m$  und  $k$  so bestimmt, daß im Mittel der Standorte mit ausgewogenem C3/C4-Verhältnis für beide Gruppen annähernd gleiche Werte für NPP und GPP simuliert werden (siehe Abschnitte 2.4 und 2.7). Die hier angewandte Formulierung für die Blattatmung ist schließlich:

$$R_d(25^\circ\text{C}) = \begin{cases} 0,011V_m(25^\circ\text{C}) & \text{(C3)} \\ 0,042V_m(25^\circ\text{C}) & \text{(C4)} \end{cases} \quad (116)$$

Die Temperaturabhängigkeit von  $R_d$  ist wie die der meisten enzymkinetischen Konstanten durch Glg. 106 mit der Aktivierungsenergie aus Tab. 2.6 gegeben.

### Lichtabsorption

Die für die Photosynthese relevante Lichtabsorption im PAR-Bereich wird nach Sellers (1985) mit Hilfe der 2-Fluß-Näherung berechnet. Diese wird durch die folgenden Gleichungen beschrieben (die Vertikalkoordinate ist hier der kumulative Blattflächenindex,  $l$ , mit  $l = 0$  am oberen und  $l = \Lambda$  am unteren Rand der Vegetationsdecke):

$$\begin{aligned}\bar{\mu} \frac{dR_{\downarrow}}{dl} + [1 - (1 - \beta)\omega]R_{\downarrow} - \omega\beta R_{\uparrow} &= \omega\bar{\mu}K(1 - \beta_0)R(l) \\ -\bar{\mu} \frac{dR_{\uparrow}}{dl} + [1 - (1 - \beta)\omega]R_{\uparrow} - \omega\beta R_{\downarrow} &= \omega\bar{\mu}K\beta_0 R(l)\end{aligned}\quad (117)$$

$R_{\downarrow}$  und  $R_{\uparrow}$  sind die diffusen ab- und aufwärtsgerichteten Flüsse und  $R(l)$  der direkte Fluß mit  $R(0) = d_{PAR}R_{PAR}$  (Glg. 27 und 30):

$$R(l) = R(0)e^{-Kl} \quad (118)$$

Weiterhin ist  $\omega$  die Blatt-Einzelstreualbedo,  $\beta$  der Vorwärtsstrefaktor für den diffusen Fluß,  $\beta_0$  für den direkten Fluß,  $K$  der Extinktionskoeffizient für den direkten Fluß und  $\bar{\mu}$  das Mittel von  $K^{-1}$  über alle Richtungen ( $\int_0^1 K^{-1}(\mu)d\mu$ ).

Folgende Vereinfachungen sollen gelten: (1) Es gibt keine Vorzugsrichtung der Blattorientierung, d.h. die Verteilung der Blattwinkel ist isotrop; (2) Reflektivität und Transmissivität der Blätter sind gleich (die Summe beider ergibt  $\omega$ ). Damit ergeben sich einfache Ausdrücke für:

$$\beta = \frac{1}{2} \quad (119a)$$

$$\beta_0 = \frac{1}{2} \quad (119b)$$

$$K = \frac{1}{2\bar{\mu}} \quad (119c)$$

$$\bar{\mu} = 1 \quad (119d)$$

Dabei ist  $\mu$  der Cosinus des solaren Zenitwinkels (Glg. 25).

Es gelten noch folgenden Randbedingungen: (1) Die diffuse Eingangsstrahlung ist gleich  $R_{\downarrow}(0)$ ; (2) die Reflexion am unteren Rand wird durch die Bodenreflektivität im PAR-Bereich,  $\rho_b^{PAR}$ , bestimmt:

$$R_{\downarrow}(0) = (1 - d_{PAR})R_{PAR} \quad (120)$$

$$R_{\uparrow}(\Lambda) = \rho_b^{PAR}(R(\Lambda) + R_{\downarrow}(\Lambda)) \quad (121)$$

Der Standardwert für die Einzelstreualbedo im PAR-Bereich beträgt  $\omega = 0,12$ , während  $\rho_b^{PAR}$  aus der Bodenalbedo im gesamten solaren Bereich,  $\rho_b$ , berechnet wird:

$$\rho_b^{PAR} = 0,92\rho_b - 0,015 \quad (122)$$

Diese Beziehung ergibt sich aus der sogenannten *soil line* von Price und Bausch (1995), einer linearen Beziehung zwischen PAR- und NIR-Reflektivität für die meisten vorkommenden Böden, mit der Annahme  $\rho_b = (\rho_b^{PAR} + \rho_b^{NIR})/2$  (vgl. Abschnitt 4.5).

In ariden Gebieten ist meist nicht der gesamte Boden gleichmäßig mit Vegetation bedeckt, sondern nur ein Teil, der hier mit  $f_c$  bezeichnet werden soll (*fractional cover* = Bedeckungsgrad). Wie  $f_c$  in dem vorgestellten Modell berechnet wird, geht aus Abschnitt 2.9 hervor (Glg. 137). Diese räumliche Konzentration oder "Klumpung" der Vegetation hat einen starken Einfluß auf den Zusammenhang zwischen FPAR und LAI (Asrar et al. 1992) und damit für Photosynthese und Energiebilanz. Vernachlässigt man den Effekt der Höhe der Vegetation, so gelten die 2-Fluß-Gleichungen (117) nur für den Anteil  $f_c$  der Gitterpunktsfläche, wobei  $\Lambda$  durch  $\Lambda_c = \Lambda/f_c$  ersetzt wird. Diese Näherung gilt für das Standardmodell.

Ist  $f_c$  deutlich kleiner als 1 und der Quotient aus Höhe und Breite der Vegetationsklumpen deutlich größer als 0, so kann die Vegetation wesentlich mehr Licht absorbieren, als sich dies durch die Verwendung von  $f_c$  nach der oben beschriebenen Näherung ergäbe (außer bei direkt von oben einfallender Strahlung, also wenn  $\mu = 1$ ). Ein solches dreidimensionales Strahlengangproblem zur Beschreibung dieses Höheneffektes läßt sich jedoch nur schwer mit Hilfe der 2-Fluß-Näherung erfassen. Um den Effekt der Vegetationshöhe wenigstens im Rahmen einer Sensitivitätsabschätzung berücksichtigen zu können (Test "G" in Tab. 3.2, Kapitel 3), wird ein effektiver Bedeckungsgrad,  $f_c^{eff}$ , definiert, der für  $\mu < 1$  größer als  $f_c$  ist. Die genau Berechnung wird im Anhang beschrieben; im Standardfall ist dagegen  $f_c^{eff} = f_c$ .

Die Lichtabsorptionsrate bezogen auf die Blattfläche wird für die lichtlimitierte Photosyntheserate (Glg. 102c und 103 bzw. 114d) als Summe über  $N_l$  Schichten gleichen Abstands in  $l$ -Koordinaten berechnet, und zwar von  $l = l_{k-1}$  bis  $l = l_k$  mit  $l_0 = 0$  und  $l_{N_l} = \Lambda_c^{eff}$ :

$$\begin{aligned} I_k^{PAR} &= \frac{1}{l_k - l_{k-1}} \int_{l_{k-1}}^{l_k} \left\{ -\frac{d}{dl} (R + R_{\downarrow} + R_{\uparrow}) \right\} dl \\ &= \{ [R(l_{k-1}) + R_{\downarrow}(l_{k-1}) - R_{\uparrow}(l_{k-1})] \dots \\ &\quad \dots - [R(l_k) + R_{\downarrow}(l_k) - R_{\uparrow}(l_k)] \} / (l_k - l_{k-1}) \end{aligned} \quad (123)$$

wobei  $R$ ,  $R_{\downarrow}$  und  $R_{\uparrow}$  die Lösungen der Glg. 117, 120 und 121 mit  $\Lambda = \Lambda_c^{eff}$  sind (=  $\Lambda_c$  im Standardfall). Die Bestandsphotosynthese ist dann

$$A_c = f_c^{eff} \sum_{k=0}^{N_l} A(I_k^{PAR}) \quad (l_k - l_{k-1}) \quad (124)$$

und FPAR

$$\begin{aligned} f_{PAR} &= \{ [R(0) + R_{\downarrow}(0) - R_{\uparrow}(0)] - [R(\Lambda) + R_{\downarrow}(\Lambda) - R_{\uparrow}(\Lambda)] \} / (R(0) + R_{\downarrow}(0)) \\ &= 1 - \frac{R_{\uparrow}(0) + (1 - \rho_b^{PAR})(R(\Lambda) + R_{\downarrow}(\Lambda))}{R(0) + R_{\downarrow}(0)} \end{aligned} \quad (125)$$

Glg. 124 ist die Näherung für die Integrale der Glg. 109 und 113. Den Argumenten von Sellers (1985) folgend wird keine eigene Schicht für sonnenbeschienene Blätter eingeführt.

## 2.7 Kohlenstoffbilanz

### Bruttoprimärproduktion (GPP)

Die Kohlenstoffbilanz wird in 1-Tages-Schritten berechnet, also in gC pro m<sup>2</sup> und Tag. Ein Teil davon, nämlich die Netto-Blattassimilation,  $A_c$ , wurde bereits im vorangehenden Abschnitt (2.7) besprochen. Daraus wird folgendermaßen die Bruttoprimärproduktion (GPP) berechnet:

$$\text{GPP} = M_c \int_{1 \text{ Tag}} (A_c(t') + R_{d,c}(t')) dt' \quad (126)$$

Der Faktor  $M_c = 12 \text{ gC/mol}(\text{CO}_2)$  kommt daher, daß die Photosynthese einheitlich in molaren Kohlenstoffeinheiten gerechnet wird. Im Fall des Farquhar-Photosyntheseschemas ist  $R_{d,c}$  das Integral von  $R_d$  über den differentiellen Blattflächenindex,  $l$ :

$$R_{d,c} = \int_0^{\Lambda} R_d(l) dl \quad (127a)$$

Für das Monteith-Modell wird nach Ryan (1991a) angenommen, daß die Unterhaltsrespiration (siehe unten) 40% von GPP unter nicht-wasserlimitierten Bedingungen beträgt und davon wiederum 40% in den Blättern stattfindet ( $f_{R,Blatt}$ , siehe unten). Damit ist  $R_{d,c} = 0,16(A_{c,0} + R_{d,c})$  oder:

$$R_{d,c} = f_{Rd} A_{c,0} \quad (127b)$$

mit  $f_{Rd} = 0,14$ . Die Verwendung von  $A_{c,0}$  bedeutet, daß bei Trockenstreß zwar die CO<sub>2</sub>-Aufnahme, nicht jedoch die Respiration verringert wird.

### Nettoprimärproduktion (NPP)

$R_{d,c}$  ist ein Teil der gesamten pflanzeigenen (=“autotrophen”) Respiration,  $R_A$ . Nach Ryan (1991a) läßt sich  $R_A$  in zwei Anteile aufteilen, und zwar in Unterhalts- ( $R_U$ ) und Wachstumsrespiration ( $R_W$ ). Der Unterschied liegt darin, daß die sogenannte Wachstumsrespiration nur dann anfällt, wenn  $\text{NPP} > 0$  ist. Dieses Konzept wird in einigen Vegetationsmodellen, z.B. TEM (Raich et al. 1991) und SILVAN (Kaduk 1996), so verwendet, daß  $R_U$  proportional zur Biomasse, also zum Kohlenstoffgehalt,  $C_{tot}$ , ist. Ryan (1991a) betont jedoch, daß häufig eine bessere Korrelation von  $R_U$  mit dem Stickstoffgehalt der Vegetation,  $N_{tot}$ , als mit  $C_{tot}$  gefunden wurde. Dies gilt auch für die Ökosystemstudien, die zur Entwicklung des TEM herangezogen wurden, wie aus den Abbildungen 2.3 und 2.4 hervorgeht.

Nach Ryan (1991a) beträgt  $R_U$  annähernd  $0,30 \mu\text{mol}(\text{CO}_2) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  pro Gramm N bei 25°C (gleiche Temperaturabhängigkeit wie von  $R_d$  vorausgesetzt). Da  $V_m$  annähernd proportional zum Stickstoffgehalt des Blattes ist (Farquhar et al. 1980) und ungefähr  $45 \mu\text{mol}(\text{CO}_2) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  pro Gramm N beträgt (bei 25 °C, 20% des N in Rubisco angenommen), ergibt sich mit Glg. 116 für C3-Pflanzen, daß  $R_d$  pro Gramm N etwa

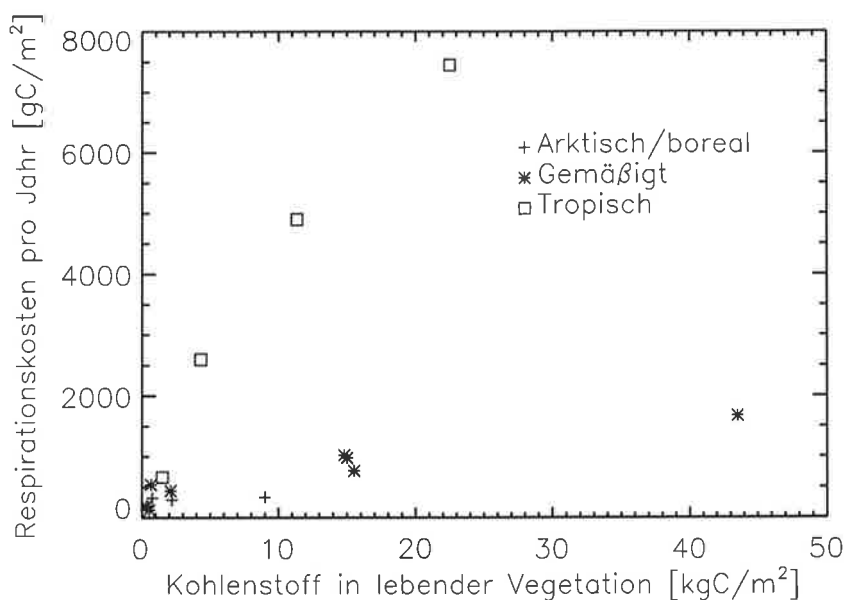


Abbildung 2.3: Respirationskosten der Vegetation für die Feldstudien, mit denen das Biosphärenmodell TEM kalibriert wurde, soweit diese bekannt ist, aufgetragen gegen den Kohlenstoffgehalt. Die Korrelation ist mit  $r^2 = 0,19$  nur gering.

$0,5 \mu\text{mol}(\text{CO}_2) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  beträgt, also etwas mehr als  $R_U$ . Es scheint also, als seien Blätter, gemessen am Stickstoffgehalt, stärker an Respiration beteiligt als die übrige Biomasse. Weiterhin fallen nach den Daten von Ryan (1991b) typischerweise 40% der Unterhaltsrespirationskosten auf die Blätter. Aus diesem Grund soll folgende Gleichung für die Unterhaltsrespiration angenommen werden:

$$R_U = M_c R_{d,c} / f_{R,Blatt} = 1,67 M_c R_{d,c} / f_{N,Blatt} \quad (128)$$

$f_{R,Blatt}$  ist der Blatt-Anteil an der Unterhaltsrespiration der gesamten Pflanze, und  $f_{N,Blatt}$  der Anteil des Blattstickstoffs am Gesamtstickstoff. Der Faktor 1,67 berücksichtigt dabei die höhere Respiration pro N in Blättern (0,5 gegenüber 0,3, siehe oben).

In einem subtropischen Trockenwald in Puerto Rico (Lugo und Murphy 1986) fielen auf Blattstickstoff 189 kg/ha von insgesamt 916 kg/ha, also 21%, bei einem äquatorialen Feuchtwald in Zaïre (einem 28-jährigen Sekundärwald) waren es 143 kg/ha in Blättern von 593 kg/ha insgesamt (Greenland und Kowal 1960, damals noch "Belgisch Kongo"), das sind 24%. (Nach Glg. 128 bedeutet das  $f_{R,Blatt} \approx 0,4$ ). Die Ähnlichkeit der relativen Anteile ist deswegen bemerkenswert, weil der Anteil der Wurzeln am Gesamtstickstoffgehalt in dem Feuchtwald mit 25% deutlich niedriger lag als in dem Trockenwald, wo er bei größerer Wurzeltiefe 60% betrug. Es hat also den Anschein, es sei der Wert für  $f_{N,Blatt}$  im Vergleich zur Verteilung der Biomasse zwischen Blättern, Stamm und Wurzeln eine verhältnismäßig konservative Größe. Eine Erklärung dafür wäre, daß Bäume aus Gründen der Konkurrenz

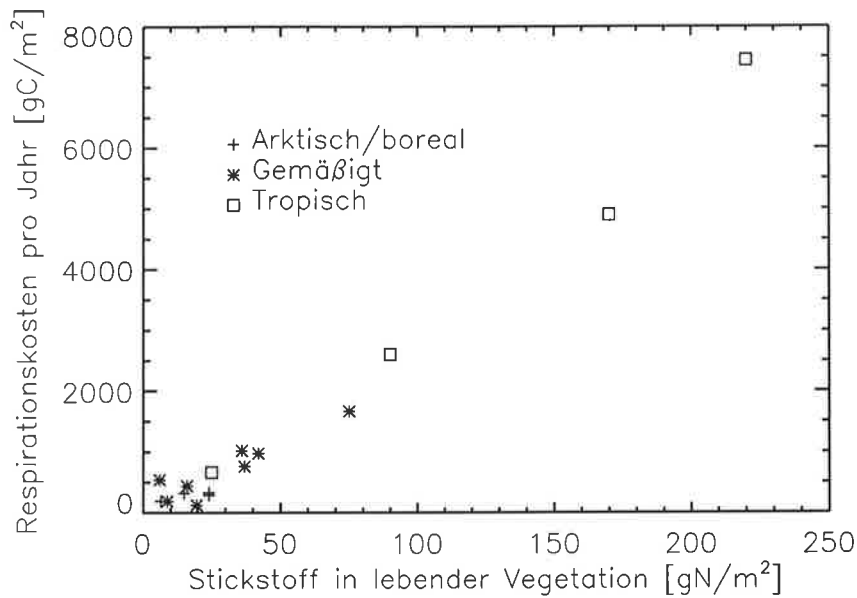


Abbildung 2.4: Respirationskosten der Vegetation für die TEM-Feldstudien, in diesem Fall aber gegen den Stickstoffgehalt aufgetragen. Es ergibt sich eine mit  $r^2 = 0,98$  sehr hohe Korrelation.

solange holzige Biomasse akkumulieren, bis  $f_{N,Blatt}$  unter einen kritischen Wert von ca. 20 bis 25% sinkt, ab dem die Reduktion in NPP eine weitere Reduktion des relativen Blattanteils verhindert. In gleicher Weise kann dies für Gräser gelten, die in ariden Gebieten und unter Bedingungen der Wurzelkonkurrenz mit Bäumen solange ihre Wurzelbiomasse erhöhen, bis sich ein ähnlicher Wert für  $f_{N,Blatt}$  einstellt. Dies würde auch erklären, warum der Anteil der Respirationskosten an GPP bei Gräsern und Bäumen ähnlich hoch ist (Ryan 1991a). In dieser Studie soll daher ein einheitlicher Standardwert von  $f_{N,Blatt} = 0,24$  gelten, bzw.  $f_{R,Blatt} = 0,40$ .

Für die Wachstumsrespiration gibt Ryan (1991a) einen mittleren Wert von 0,25 gC pro gC erzeugter Biomasse an, der hier verwendet werden soll:

$$R_W = f_{R,W}NPP = f_{R,W}(GPP - R_U - R_W) \quad (129)$$

mit  $f_{R,W} = 0,25$ . Damit lautet die Gleichung für die Nettoprimärproduktion ( $NPP = GPP - R_A$ ):

$$NPP = \frac{1}{1 + f_{R,W}}(GPP - R_U) \quad (130)$$

Für die Berechnung der Netto-Blattassimilation,  $A_{c,0}$ , im Monteith-Modell nach Glg. 99 wird noch  $f_{R,0}$ , das Verhältnis aus NPP zu  $A_{c,0}$  benötigt. Nach den Glg. 128 und 127b ist für  $A_c = A_{c,0}$ :

$$R_U = \frac{M_c f_{Rd} A_{c,0}}{f_{R,Blatt}}$$

und nach Glg. 130 und 126

$$\text{NPP} = \frac{M_c}{1 + f_{R,W}} \left( A_c + f_{Rd} A_c - \frac{f_{Rd} A_{c,0}}{f_{R,Blatt}} \right)$$

Damit ergibt sich für  $f_{R,0} = \text{NPP}/A_{c,0}$ , mit NPP bei  $A_c = A_{c,0}$  (nicht wasserlimitiert):

$$f_{R,0} = \frac{1 + f_{Rd}(1 - 1/f_{R,Blatt})}{1 + f_{R,W}} \quad (131)$$

Setzt man die obengenannten Standardwerte ein, so ist  $f_{R,0} = 0,61$ .

### Bodenrespiration (RES)

Der bedeutendste Faktor, der die Rate der Bodenrespiration (RES) bestimmt, ist nach Raich und Potter (1995) die Temperatur. In einer Zusammenfassung einer großen Zahl von Studien fanden die Autoren eine klare Temperaturabhängigkeit mit einem  $Q_{10}$  von 1,58 bezogen auf die Lufttemperatur für natürliche Vegetation und von 1,49 für Vegetation insgesamt. Der  $Q_{10}$ -Wert ist der Faktor, um den sich die Respiration bei einem Temperaturanstieg um  $10^\circ\text{C}$  erhöht.

Der zweitwichtigste Faktor war Niederschlag, während kein signifikanter Zusammenhang von RES mit der Menge an Bodenkohlenstoff gefunden wurde. Nach Meentemeyer (1978) ist RES außerdem in guter Näherung proportional zur tatsächlicher Verdunstung,  $E$ . Da in dieser Studie vor allem der jahreszeitliche Zyklus der  $\text{CO}_2$ -Flüsse untersucht werden soll, wird weiterhin angenommen, daß die jährliche Respiration an jedem Gitterpunkt des Modells gleich der jährlichen NPP ist:

$$\text{RES}(t) = \frac{\int_{1 \text{ Jahr}} \text{NPP}(t') dt'}{\int_{1 \text{ Jahr}} f_e(t') Q_{10}^{\bar{T}(t')/10} dt'} f_e(t) Q_{10}^{\bar{T}(t)/10} \quad (132)$$

mit der mittleren Tageslufttemperatur  $\bar{T}$ . Der Feuchtemultiplikator ist hier nach Meentemeyer  $f_e = E/(E_{s,max} + E_{t,max})$ , das ist der Quotient aus tatsächlicher und potentieller Verdunstung nach Glg. 22. (In Kapitel 6 werden dazu noch weitere Varianten definiert.). RES wird in Zeitschritten von einem Tag berechnet, und entsprechend werden die Integrale auch in Tagesschritten ausgeführt.

Es ist möglich, daß diese Annahme für einige Ökosysteme, wie z.B. viele gemäßigte Laub- und Nadelwälder, nicht zutrifft (Wofsy et al. 1993, Dixon et al. 1994, Kurz und Apps 1994). Die Differenz zwischen globaler NPP und RES könnte, bei NPP im Bereich von 40 bis 80 GtC (Houghton 1995 und Kapitel 3), nach den genannten Studien 1 bis 2 Gt betragen, also 0,6 bis 2,5%. Der Einfluß eines solchen Nicht-Gleichgewichts auf den Jahreszyklus sollte also klein sein und wird hier vernachlässigt (vgl. Kapitel 6).



## 2.8 Phänologie

Unter Phänologie versteht man den Zeitpunkt sowohl des Blattaustriebs, als auch des Blattabwurfs bei laubabwerfenden Pflanzen und Gräsern. Der Zweck des periodischen Aufbaus und Abwurfs von Blättern liegt vor allem in der Vermeidung von Frost- und Dürreschäden. In dieser Studie soll unter Phänologie in etwas weiterem Sinne die Bestimmung der Größe und zeitlichen Änderung des Blattflächenindex (LAI) in Abhängigkeit von Lufttemperatur, Trockenheit und Kohlenstoffbilanz verstanden werden. Dies schließt auch die Bestimmung des immergrünen Anteils der Vegetation mit ein. Im folgenden wird die Berechnung des kälte- ( $\Lambda_T$ ) und des dürre-gesteuerten LAI ( $\Lambda_W$ ) sowie des wachstumsbedingten maximalen LAI ( $\Lambda_C$ ) erläutert, wobei der tatsächliche LAI zum Zeitschritt  $t$  sich aus dem Minimum der drei Werte ergibt:

$$\Lambda(t) = \min\{\Lambda_T(t); \Lambda_W(t); \Lambda_C(t)\} \quad (133)$$

Der LAI bezeichnet hier die einseitige Blattfläche pro Gitterzelle geteilt durch die Fläche der gesamten Gitterpunktzelle (nicht durch den bedeckten Anteil,  $f_c$ , s.u.).

### Kältegesteuerte Phänologie

Der ökologische Grund für den Blattabwurf in kalten Klimagebieten ist die Vermeidung von Frösten. Damit sollte die Phänologie von der Wahrscheinlichkeit extrem tiefer Temperaturen am jeweiligen Standort abhängen. Der tatsächliche physiologische Mechanismus, der Blattabwurf und -austrieb steuert, ist jedoch in verschiedenen Pflanzen unterschiedlicher Art; so wird der Blattabwurf der meisten Laubbaumarten von der Tageslänge gesteuert (Walter und Breckle 1994, S. 7), wobei dieses Verhalten selbst wieder eine Anpassung an das Klima des Standortes darstellt.

Diese z.T. recht komplexen Vorgänge sollen hier nicht im einzelnen modelliert werden. Stattdessen wird nach Dickinson et al. (1993) ein mittlerer von der Temperatur erlaubter LAI der verschiedenen vorhandenen Arten definiert:

$$\Lambda_T(t) = \begin{cases} 0 & \text{wenn } T_{0,5}(t) < T_\phi \\ \hat{\Lambda} \left[ 1 - \left( \frac{\hat{T}_\phi - T_{0,5}(t)}{\hat{T}_\phi - T_\phi} \right)^2 \right] & \text{wenn } T_\phi < T_{0,5}(t) < \hat{T}_\phi \\ \hat{\Lambda} & \text{wenn } T_{0,5}(t) > \hat{T}_\phi \end{cases} \quad (134)$$

wobei  $T_{0,5} = (2\bar{T} + T_{1,5})/3$  die angenommene Tagesmitteltemperatur in 0,5 m Bodentiefe ist, die täglich berechnet wird (mit  $T_{1,5}$  nach Glg. 85). Die gewählten Standardwerte betragen  $\hat{\Lambda} = 5$  (Dickinson et al. 1993, dort ist  $\hat{\Lambda} = 6$  bezogen auf 80% der Fläche, also 4,8 bezogen auf die Gesamtfläche),  $T_\phi = 5^\circ\text{C}$  und  $\hat{T}_\phi = 15^\circ\text{C}$ . Die genannten Temperaturwerte entsprechen dem beobachteten Frühlingseinzug Mitte April und dem Blattabwurf Ende Oktober in Zentraleuropa (Walter und Breckle 1994, S. 6ff.).

Diese Gleichung gilt für alle Vegetationstypen, außer für kalt-immergrüne Vegetation (K-I, siehe Tabelle 2.1) und Ackerbaukulturen (Codes 15, 16 und 20 bis 22), wobei für

letztere  $T_\phi = 12^\circ\text{C}$  gilt. Für kalt-immergrüne Vegetation (also Nadelbäume mit Ausnahme der Lärchen) ist  $\Lambda_T$  über ein Jahr konstant, und für  $T_{0,5}$  in Glg. 134 wird der Mittelwert des wärmsten Monats eingesetzt, also  $T_{0,5} = (2T_w + T_{1,5max})/3$ , wobei  $T_{1,5max}$  der Wert von  $T_{1,5}$  des wärmsten Monats ist.

### Bodenwassergesteuerte Phänologie

Bei der durch Trockenheit bedingten Phänologie wird angenommen, daß der Grund für Laubabwurf oder Verdorren in einer negativen Nettoprimärproduktion liegt und nicht im direkten Austrocknen der Pflanzen. Es ist also die im vorangehenden Abschnitt beschriebene Kohlenstoffbilanz für die "trockene" Phänologie verantwortlich. Das Modell folgt damit der Hypothese über die funktionale Konvergenz (Field 1991), aus der gefolgert werden kann, daß die Aufnahmekapazität einer Pflanze für  $\text{CO}_2$ , hier bestimmt durch den LAI, nicht größer ist, als die durch den am stärksten limitierenden Faktor erlaubte Aufnahme rate, in diesem Fall das Bodenwasser. Durch das Vermeiden überschüssiger Investitionen wird eine maximale Wachstumsrate erreicht (Mooney und Winner 1991). Ein solcher Zusammenhang läßt sich im beschriebenen Modell recht gut darstellen, da die Wechselwirkungen zwischen Kohlenstoff- und Wasserhaushalt über das Verhalten der Stomata explizit wiedergegeben werden. Ein ähnlicher Ansatz wird, nach Blattschichten differenziert, in dem dynamischen Ökosystemmodell Hybrid 3.0 (Friend et al. 1996) verwendet.

Zu Berechnung des maximalen vom Bodenwassergehalt abhängigen LAI,  $\Lambda_W$ , wird angenommen, daß die Pflanzen die Strategie verfolgen, ihren Biomassezuwachs zu optimieren. Daher wird während der Wachstumsphase der LAI bis zu einem optimalen Wert erhöht, bei Trockenheit aber solange gehalten, bis ein negativer NPP-Wert zur Verringerung des LAI zwingt:

$$\Lambda_W(t) = \begin{cases} \Lambda(\text{NPP} = 0) & \text{wenn } \text{NPP}(\Lambda(t - \Delta t), t) < 0 \\ \max\{\Lambda_{\text{NPPopt}}; \Lambda_W(t - \Delta t)\} & \text{wenn } \text{NPP}(\Lambda(t - \Delta t), t) \geq 0 \\ \Lambda(t - \Delta t) & \text{wenn } T_c < 5,5^\circ\text{C} \text{ und } T_m < T_{m-1} \end{cases} \quad (135)$$

$\Delta t$  ist der Zeitschritt von einem Tag,  $\Lambda_{\text{NPPopt}}$  der LAI, bei dem das Tagesintegral der NPP maximal ist und  $\text{NPP}(\Lambda(t - \Delta t), t)$  steht für die tägliche NPP beim aktuellen Zeitschritt  $t$ , berechnet mit dem LAI des vorangehenden Zeitschritts  $t - \Delta t$ . Mit der dritten Zeile der Gleichung wird die Bedingung der Seneszenz in winterkalten Klimagebieten getestet ( $T_c > 5,5^\circ\text{C}$ , vgl. Abschnitt 2.4); wobei  $T_m$  für die Mitteltemperatur des laufenden Monats und  $T_{m-1}$  für die des vorangehenden. Fällt nämlich das Ende der sommerlichen Trockenperiode bereits in den Herbst, so wird kein erneutes Nachwachsen der Vegetation beobachtet (Walter und Breckle 1994, S. 4ff.)

Der Unterschied zwischen warm-immergrüner (W-I) und anderer Vegetation nach Tab. 2.1 besteht bei der Modellrechnung darin, daß bei W-I Pflanzen nur in der Einschwingphase des Wasserhaushalts  $\Lambda_W(t) > \Lambda_W(t - \Delta t)$  sein darf. Nach dieser Einschwingphase (vgl.

Abschnitt 2.2) ist nur noch eine Verringerung möglich, um so den maximalen, von W-I Vegetation zu haltenden LAI zu ermitteln.

### Wachstumsbedingte Blattflächenlimitierung

Die Zunahme des LAI wird bei allen nicht-immergrünen Pflanzen noch zusätzlich durch die Nettoprimärproduktion begrenzt, die selbst wieder vom LAI abhängt. Die Schwierigkeit liegt darin, daß eine gewisse Investition an Kohlenstoff in den Blattaustrieb stets nötig ist, um überhaupt ein Wachstum zu initiieren; diese Anfangsinvestition in Form von Samen (einjährige) oder Reservestoffen (mehrjährige Pflanzen) läßt sich aber nur schwer quantifizieren. Daher wird hier angenommen, daß erst ab einem LAI von 0,5 das Blattwachstum durch NPP begrenzt wird, und zwar auf

$$\Lambda_C(t) = \Lambda(t - \Delta t) + \frac{1}{2} \frac{\text{NPP}(t - \Delta t)}{C_{Trm}} \sigma_B \quad (136)$$

mit dem ein-Tages-Zeitschritt  $\Delta t$  und der spezifischen Blattfläche,  $\sigma_B$  nach Tab. 2.1. Der Faktor einhalb entspricht einer angenommen maximalen Allokation in die Blätter und  $C_{Trm}$  ist 0,45gC/g (vgl. Glg. 99).

### Bedeckungsgrad

Es soll im Modell angenommen werden, daß nicht die gesamte Fläche eines Gitterpunktes mit Vegetation belegt ist, sondern nur ein maximaler Anteil  $f_{c,max}$ . Dieser maximale Bedeckungsgrad beträgt im Standardfall durchgehend 0,9 (vgl. 0,8 in BATS, Dickinson et al. 1993). Dabei wird berücksichtigt, daß auf großen Längenskalen nur selten eine einheitlich dichte Vegetationsdecke besteht und es dazwischen die verschiedensten Lücken gibt, wie Wasserflächen, Siedlungen, Straßen, Felsen etc. Weiterhin soll berücksichtigt werden, daß spärliche Vegetation nicht gleichmäßig verteilt ist, sondern meist in voneinander abgesetzten "Klumpen" vorkommt (vgl. Abschnitt 2.6, "Lichtabsorption"). Daher wird angenommen, daß, wenn der maximale jährliche LAI,  $\Lambda_{max}$ , kleiner ist als  $\Lambda_0 = 3$ , der maximale jährliche LAI der Klumpen gleich  $\Lambda_0$  ist. Daraus ergibt sich für den tatsächlichen Bedeckungsgrad,  $f_c$ :

$$f_c = \begin{cases} f_{c,max} \Lambda_{max} / \Lambda_0 & \text{für } \Lambda_{max} < \Lambda_0 \\ f_{c,max} & \text{für } \Lambda_{max} \geq \Lambda_0 \end{cases} \quad (137)$$

$f_c$  wird nach jedem einjährigen Simulationslauf neu berechnet. Dabei wird für  $\Lambda_{max}$  nach der Einschwingphase (vgl. Abschnitt 2.2) der höchste Monatsmittelwert des LAI im Mittel der vorangehenden gültigen Simulationsjahre genommen. Während der Einschwingphase wird nur der LAI des jeweils vorausgehenden Simulationsjahres berücksichtigt.

## Kapitel 3

# Modellergebnisse und Vergleich mit Feldstudien

### 3.1 Übersicht und Definitionen

In dem nun folgenden Kapitel sollen Ergebnisse des zuvor beschriebenen Modells BETHY im prognostischen Modus vorgestellt werden. Dazu wird zunächst eine Standard-Modellversion und eine Reihe von Varianten definiert. Dies dient einer allgemeinen Fehlerabschätzung und soll außerdem einen Einblick in die Sensitivität des Modells gegenüber verschiedenen Modellparametern geben. Dabei bedeutet "prognostisch", daß in den Modellrechnungen nur solche Eingangsdaten verwendet werden, die im Prinzip auch für Szenarienrechnungen eines zukünftigen oder vergangenen Klimas zur Verfügung stünden. Dies sind Temperatur, Niederschlag, Strahlung, mittlere CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre, Bodentypen und Vegetationsverteilung. Die Vorhersage der ersten drei Größen wird mit Klimamodellen versucht (Kattenberg et al. 1996), die zukünftiger CO<sub>2</sub>-Konzentrationen mit globalen Modellen des Kohlenstoffkreislaufs auf langen Zeitskalen in Kombination mit Annahmen zukünftiger fossiler Emissionen (Schimel et al. 1996), und die der letzten beiden mit Modellen der Vegetationsdynamik (Foley et al. 1996, Friend et al. 1996) die, über sehr lange Zeiträume, auch die Ausbildungen von Böden bestimmt (Melillo et al. 1996). Andere Beobachtungsdaten, wie von Satelliten gemessene Vegetationsverteilung, direkte Messungen von Produktivität oder Verteilung und jahreszeitliche Schwankung des atmosphärischen CO<sub>2</sub>, werden nicht verwendet. Dies bedeutet, daß das Modell nur die Vegetationsart aus Eingangsdaten entnimmt, nicht aber die *Menge* der vorhandenen Vegetation (ausgedrückt durch den Blattflächenindex, LAI). Diese wird allein aus den Prinzipien der Temperatur-, Licht- und Wasserlimitierung berechnet.

Nur im Fall des Monteith'schen Photosynthesemodells gehen indirekt Produktivitätsmessungen aus Feldstudien ein, nämlich in Form der Lichtnutzungseffizienz, die als Quotient aus Nettoprimärproduktion und absorbierter Strahlung definiert ist. Für das Farquhar'sche Modell hingegen werden lediglich für jeden Vegetationstyp charakteristische maximale Pho-

Tabelle 3.1: Beschreibung der Standardversion "0" des Vegetationsmodells BETHY.

Auflösung	1° flächentreu (11069 Landpunkte) 2 Jahre Vorlauf, 3 Jahre Simulation 10-tägige Anpassung der Phänologie
Landbedeckung	Vegetationskarte nach Wilson und Henderson-Sellers maximal 3 Vegetationstypen pro Gitterpunkt davon 1 zufällig nach Häufigkeit gewählt
Tagesklima	tägliche Regenmenge stochastisch nach $\gamma$ -Verteilung Temperatur und Strahlung linear aus Monatsmittelwerten
Photosynthese	Farquhar-Modell mit 3 Schichten
Stomata	$c_w = 1,0$ mm/h, $C_{i,0} = 0,87C_a$ (C3) bzw. $C_{i,0} = 0,67C_a$ (C4)
Phänologie	max. LAI, $\hat{\Lambda} = 5$ Schwellwert, $\Lambda_0 = 3$ max. Bedeckungsgrad $f_{c,max} = 0,9$ Austriebstemperatur, $T_\phi = 5^\circ\text{C}$ Ackerbau: $T_\phi = 12^\circ\text{C}$ Sättigung, $\hat{T}_\phi = 15^\circ\text{C}$
Respirationskosten	Blattanteil, $f_{R,Blatt} = 0,40$ Wachstumskosten, $f_{R,W} = 0,25$
Bodenatmung	Temperaturfaktor mit $Q_{10} = 1,5$ Feuchtemultiplikator ist $f_e$
Luftfeuchte	Minimum, $h_0 = 0,92$ Amplitude, $\hat{h} = 0,49$
Strahlung	Vegetationsalbedo, $\rho_v = 0,15$ Atmosphärische langwellige Emissivität, $\varepsilon_{A0} = 0,64$ Blatt-Einzelstrealbedo, $\omega = 0,12$
Wind	Windgeschwindigkeit über Bestand, $u = 2\text{m/s}$
CO <sub>2</sub>	Atmosphärischer CO <sub>2</sub> -Gehalt $C_a = 355$ ppm.

tosyntheseraten verwendet, ein Wert, der mehr vom Stickstoffhaushalt der Pflanze als von den tatsächlichen Raten abhängt und somit nur in recht grobem Maße für die Berechnung der Produktivität bestimmend ist. Alle anderen Parameter des Farquhar-Modells werden gemeinhin als universell betrachtet, da sie auf die Enzymkinetik der Photosynthese zurückgeführt werden.

Damit die Standard-Modellversion auf keine der genannten nicht-prognostischen Datensätze zurückgreift, wird das Farquhar'sche Photosynthesemodell verwendet (Abschnitt 2.6), sowie die von Atlanten abgeleitete Vegetationskarte von Wilson und Henderson-Sellers (Abschnitt 2.3). Die genauen Spezifikationen gehen aus Tab. 3.1 hervor. Dazu kommen die Testvarianten des Modells für die Sensitivitäts- und Fehlerabschätzungen, die in Tab. 3.2

Tabelle 3.2: Beschreibung der Varianten des Vegetationsmodells BETHY

Code	Sensitivitätstest	Beschreibung
0 0v	Standard	Standard Geänderte Zufallszahlen
0- 0+ 0++	Auflösung	Tagesgang nur alle 10 Tage neu berechnet 0,5°-Gitter (62483 Punkte), Tagesgang alle 10 Tage Bis zu 3 Veg.-Typen pro Gitterpunkt, Tagesgang alle 10 Tage
Ls Lp	Landbedeckung	aus Satellitendaten (DeFries/Townshend) potentielle Vegetation
Pm	Photosynthese	Monteith-Modell
K87 K90	Klimadaten	ECMWF-Vorhersagen von 1987 ECMWF-Vorhersagen von 1990
V- V+	Tagesvariabilität	reduziert, Regen alle $1/f_w$ Tage erhöht, Temperaturamplitude und Strahlung an Regenfall gekoppelt
A- A+	Nettostrahlung	niedrige Absorption: Bodenalbedo ( $\rho_b$ ) + 15% Atmosphärische Emissivität ( $\varepsilon_{A0}$ ) - 10% (0,58) Vegetationsalbedo, $\rho_v = 0,20$ hohe Absorption: Bodenalbedo ( $\rho_b$ ) - 15% Atmosphärische Emissivität ( $\varepsilon_{A0}$ ) + 10% (0,70) Vegetationsalbedo, $\rho_v = 0,10$
X- X+	Austausch	aerodynamische Leitfähigkeit ( $G_a$ ) halbiert, $u = 1\text{m/s}$ aerodynamische Leitfähigkeit ( $G_a$ ) verdoppelt, $u = 4\text{m/s}$
G	Geometrie	Vegetationshöhe bei Lichtabsorption berücksichtigt
F- F+	Luftfeuchte	um Standardfehler verringert: $h_0 = 0,69$ und $\hat{h} = 0,12$ um Standardfehler erhöht: $h_0 = 1,17$ und $\hat{h} = 0,89$
S- S+	Stomata	frühes Schließen: $c_w = 0,5$ spätes Schließen: $c_w = 2,0$
W- W+	Wurzeltiefe	halbiert verdoppelt
T- T+	Temperaturphänologie	kurz: $T_\phi = 7^\circ\text{C}$ (Ackerb. $14^\circ\text{C}$ ) und $\hat{T}_\phi = 17^\circ\text{C}$ lang: $T_\phi = 3^\circ\text{C}$ (Ackerb. $10^\circ\text{C}$ ) und $\hat{T}_\phi = 13^\circ\text{C}$
B- B+	Blattmenge	niedrig, $\hat{\Lambda} = 4$ hoch, $\hat{\Lambda} = 6$
R- R+	Respirationskosten	niedrig, $f_{R,W} = 0,2$ und $f_{R,Blatt} = 0,5$ hoch, $f_{R,W} = 0,3$ und $f_{R,Blatt} = 0,3$

aufgelistet sind. Dabei werden entweder Modellteile (Test "Pm") oder Eingangsdatensätze ausgetauscht (Tests "K" und "L"), oder es wird jeweils ein Satz zusammengehörender Parameter gegenüber dem Standardmodell verändert, und zwar um einen Betrag, der ungefähr der geschätzten Unsicherheit entspricht. Dabei geht es nicht um die Streubreite der Parametergröße an einem Punkt, sondern um geschätzte systematische, also global auftretende Fehler. Die einzige Ausnahme bildet dabei der Test F-/F+ der Parameter zur Berechnung der Luftfeuchte. Die Werte für  $h_0$  und  $\hat{h}$  sind dabei so festgelegt, daß bei F-(F+) die simulierten Mittelwerte nach Tab. 3.3 einen Standardfehler unter (über) dem Mittelwerte des Standardlaufs an den Gitterpunkten von 588 Kalibrierungs-Meßstationen liegt (nächster Abschnitt). Wären die Stationen für das Mikroklima aller vorkommender Standorte repräsentativ, dann wäre die geschätzte Unsicherheit für die globalen Mittelwerte von  $\hat{h}$  und  $h_0$  um den Faktor  $1/\sqrt{588} \approx 0,04$  kleiner als dieser Bereich. Um jedoch mögliche systematische Abweichung zwischen pflanzeneigenem Standortklima und dem der Meßstationen zu berücksichtigen, soll hier ein globaler Fehler von 20% des Standardfehlers an den Meßstationen angenommen werden (siehe Abschnitt 3.3).

Die Sensitivität gegenüber Klima-Eingangsdaten ("K") wird mit Routine-Wettervorhersagen des ECMWF getestet, wobei Tagesamplitude der Temperatur und Zahl der Regentage nicht verändert werden, da diese Datensätze nicht in geeigneter Form vorliegen. Gewählt wird das Jahr 1987, da für dieses Jahr Strahlungsdaten aus dem ISCCP-Datensatz vorliegen, und das Jahr 1990, weil zu dieser Zeit bereits das verbesserte Mocrete-Schema zur Strahlungsberechnung eingeführt war (Arpe 1991). In beiden Fällen wird allerdings die Strahlung des Standardfalls verwendet und allein der Unterschied beider Jahre als Folge unterschiedlicher Temperaturen und Niederschläge untersucht.

Weitere Auswahlkriterien für die Sensitivitätstests seien im folgenden genannt: Beim Test der Nettostrahlung (A-/A+) wird für die Vegetationsalbedo als höherer Wert derjenige für Gras, als niedrigerer jener für Nadelwald aus Brutsaert (1982) gewählt; ein Fehler von +/- 10% für die atmosphärische Emissivität wird ebenfalls aus Brutsaert (1982) entnommen (Abb. 6.6, S. 141); außerdem wird ein Fehler von 15% für die Bodenalbedo aus den Daten von Wilson und Henderson-Sellers (1985) als vernünftig angesehen. Die Variation der Temperaturphänologie nach Tests T-/T+ entspricht in etwa einem verspäteten bzw. verfrühten Frühlingsinzug von 10 Tagen in Mitteleuropa; ein Fehler von +/- 1 wird für den mittleren Blattflächenindex dichter, geschlossener Vegetation angenommen. Die oberen und unteren Werte für die bodenwasserabhängige Stomataregulierung ( $c_w$ ) sind dem Artikel von Federer (1979) entnommen (Tab. 4, *halved/doubled root density*). Die gleiche relative Variationsweite wird für die global wenig bekannten Größen Wurzeltiefe (W-/+) und Windgeschwindigkeit über Bestand (X-/+) angenommen. Die geschätzte Variation für den Parameter der Wachstumsrespiration ( $f_{R,W}$ ) wird nach Ryan (1991a) bestimmt, und zwar der untere Wert nach dort zitierten Ergebnissen für Kiefern (als Mittel von Stamm und Nadeln) und der obere nach Ergebnissen für Sträucher des kalifornischen Chaparral (im Bereich 0,23 bis 0,40). Der obere Wert für den Blattanteil an der Unterhaltsrespiration

( $f_{R,Blatt}$ ) wird nach Ryan (1991b) geschätzt (simulierte Werte von 0,41 bis 0,6), der untere berücksichtigt die Tatsache, daß möglicherweise der unterirdische Anteil der Produktion in vielen Studien deutlich unterschätzt wird (Long et al. 1989).

Es kommen noch drei Sensitivitätstests der zeitlichen und räumlichen Auflösung ("0-/0+/0++") hinzu, bei denen, wie in Kapitel 2 beschrieben, der Tagesgang der Photosynthese und Energiebilanz nur dreimal pro Monat Neuberechnet wird; fällt dabei der Bodenwassergehalt unter 1 mm, so werden Brutto-Photosynthese und Transpiration auf Null gesetzt, bis der nächste Tagesgang und damit ein neuer wasserlimitierter Blattflächenindex berechnet werden. Ein weiterer Sensitivitätstest ("0v") betrifft allein die Initialisierung des Modells.

In Abschnitt 3.3 werden die Ergebnisse, vorwiegend NPP, als globales Mittel, als Mittel über Vegetationstypen (nach Tab. 2.1), als Breitengradsmittel und als Mittel über fünf dort definierte Klimazonen dargestellt. Die Gegenüberstellung dient, wie bereits erwähnt, einer allgemeinen Sensitivitätsabschätzung der wichtigsten Modellparameter und -varianten, erlaubt aber selbstverständlich noch keine Beurteilung der Qualität der Modellvorhersagen. Im darauffolgenden Abschnitt 3.4 wird das Modell daher mit Daten des Mikroklimas für vier Tage aus einem Feldexperiment von FIFE (*First ISLSCP Field Experiments*, Sellers et al. 1988) angetrieben und mit halbstündlichen Messungen der Photosyntheserate und der Bestandsleitfähigkeit verglichen. Damit soll vor allem getestet werden, ob der Tagesgang von CO<sub>2</sub>- und Wasserflüssen sowie dessen Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt im Modell realistisch wiedergegeben werden.

Ein weiterer Vergleich betrifft allein den im Modell simulierten Wasserkreislauf. Es werden dafür langjährige Messungen des pflanzenverfügbaren Bodenwassergehalts aus der ehemaligen Sowjetunion herangezogen. Diese Simulationen werden mit dem im Modell angenommenen Klima angetrieben. Es soll dabei geprüft werden, ob Größenordnung und Jahresgang des Bodenwassergehalts realistisch simuliert werden, wobei insbesondere der durch die Schneeschmelze im Frühjahr verursachte Anstieg interessant ist.

Zuletzt werden die Modellergebnisse noch mit Daten der jährlichen NPP aus einer größeren Zahl von Feldstudien verglichen, die die meisten Vegetationszonen der Erde abdecken. Dieser einzige global umfassende Vergleich mit Felddaten dient nicht etwa einer abschließenden Modellvalidierung, da Streubreite und möglicher Fehler solcher Feldmessungen naturgemäß groß sind (vgl. Kaduk 1996, S.71ff). Vielmehr soll die Frage beantwortet werden, ob ein Unterschied in der Qualität der Vorhersage der verschiedenen Modellversionen anhand solcher Daten überhaupt festgestellt werden kann.

## 3.2 Variabilität der Luftfeuchte

Im folgenden Abschnitt wird die im Modell angenommene bodennahe Luftfeuchte verglichen mit den aus dem Datensatz von Müller (1982) abgeleiteten Wert nach Friend (1997), und zwar für die entsprechenden Gitterpunkte von insgesamt 588 Stationen (vgl. Abb. 3.1).



Danach läßt sich das Tagesmittel des Dampfdrucks,  $e_a$ , aus folgender Regression berechnen:

$$e_a = (a + bP)e_s(T_{min})$$

Dabei ist  $P$  der mittlere Niederschlag des betreffenden Monats,  $T_{min}$  das mittlere Tagesminimum der Temperatur und  $e_s$  der Sättigungsdampfdruck.  $a$  und  $b$  sind die aus dem Müller'schen Datensatz für jede Station separat bestimmten Konstanten, während für  $P$  und  $T_{min}$  die Standard-Datensätze des Modells verwendet werden. Dies stellt die Konsistenz des angenommenen Dampfdrucks mit dem im Modell simulierten Klima sicher.

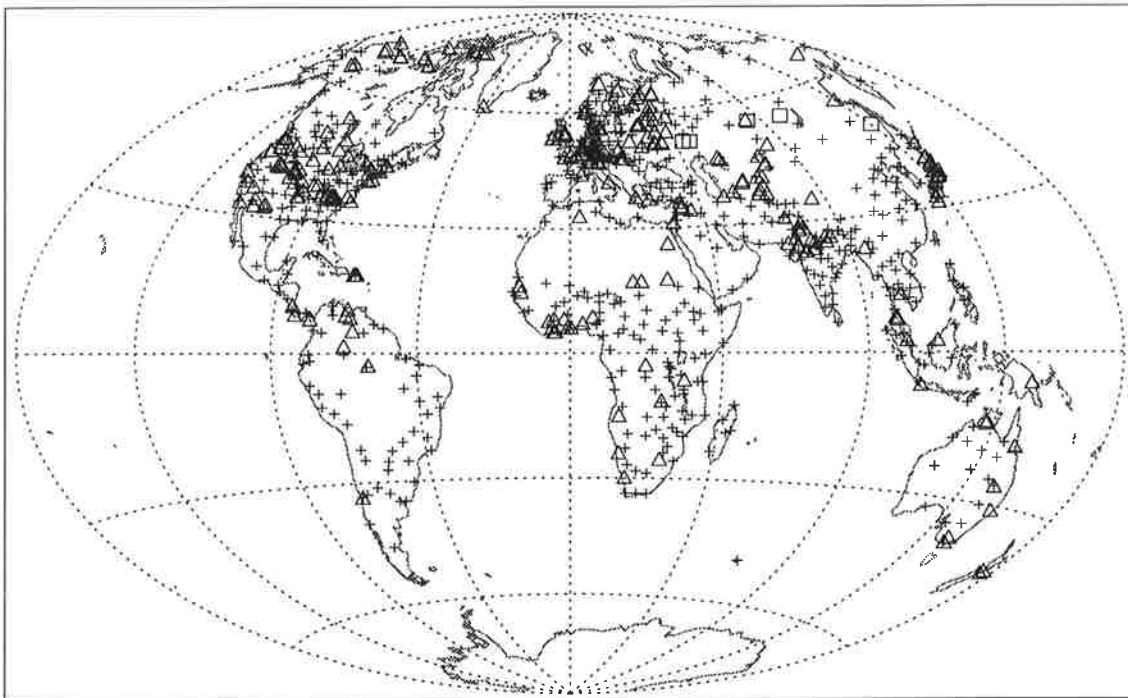


Abbildung 3.1: Position der 588 Stationen des Müller'schen Datensatzes (+). Dazu die Lage der 6 Meßstationen für Bodenfeuchte in der ehemaligen UdSSR (□) und die Position der Orte, an denen die jährliche Nettoprimärproduktion verschiedener Ökosysteme gemessen wurde (Δ).

In Abb. 3.2 ist der Wert von  $e_a/e_s(T_{min})$  für alle 12 Monate und 588 Stationen nach Friend auf der x-Achse gegen den entsprechenden Wert im Modell aufgetragen (Glg. 20, Kapitel 2). Das Modell wird dabei in der Version V- betrieben, mit Regen alle  $1/f_w$  Tage. (Damit die simulierte Regenmenge an jedem Punkt auch dem angenommenen Klima entspricht, wurde der stochastische Wettergenerator abgeschaltet.) Man erkennt eine sehr große Streubreite, und tatsächlich ist die Korrelation mit  $r^2 = 0,18$  nicht sehr groß. Tab. 3.3 zeigt dazu den Mittelwert sowie den Standardfehler (das ist die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung) aller Punkte und Monate, bei der das Verhältnis  $f_e$  aus potentieller und tatsächlicher Verdunstung (Glg. 22 in Kapitel 2) kleiner bzw. größer als  $1/2$  ist. Die Größen

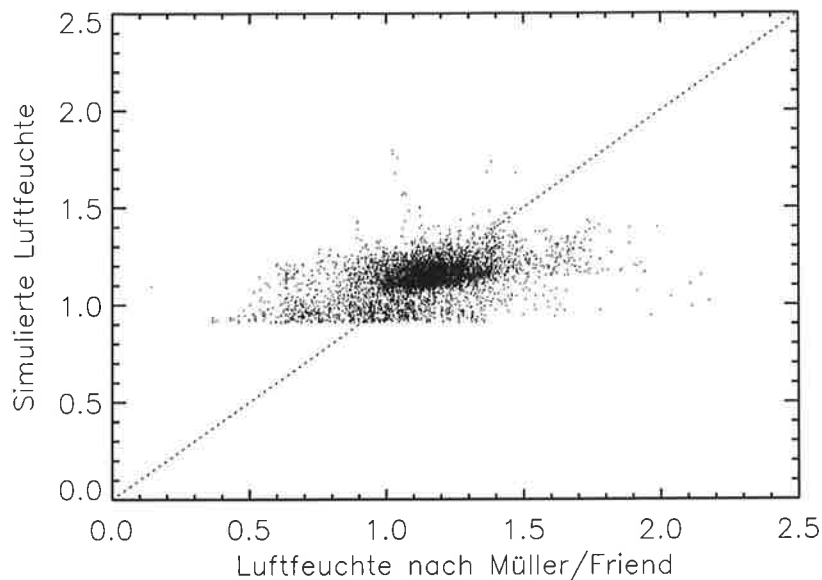


Abbildung 3.2: Im Modell simuliertes Tagesmittel der absoluten Feuchte gegen die Daten nach Müller und Friend, jeweils ausgedrückt als ein Vielfaches der absoluten Feuchte bei Tagesbeginn,  $e_s(T_{min})$ . Für jede Station gibt es 12 monatliche Werte.

$h_0$  und  $\hat{h}$  sind so bestimmt worden, daß die Mittelwerte der Simulationen gleich denen nach der Friend'schen Regression sind. Dabei verbleibt, wie ein Blick auf Abb. 3.2 nahelegt, ein erheblicher mittlerer Fehler. Daher werden die Werte  $h_0$  und  $\hat{h}$  nochmals so bestimmt, daß die simulierten Mittelwerte (für  $f_e >$  bzw.  $< 1/2$ ) gleich mittlerer beobachteter Wert plus/minus mittlerer Fehler sind (Tab. 3.3).

Der Grund für die hier demonstrierte hohe räumliche Variabilität liegt wahrscheinlich darin, daß Luftfeuchtigkeit eine stark von bodennahen Prozessen abhängige Größe ist und sich nur schwer durch Klimakarten erfassen läßt. Dabei spielen lokale Transportprozesse, die in diesem Modell ohne lateralen Ausgleich zwischen Gitterpunkten nicht erfaßt sind, eine erhebliche Rolle, so z.B. von Gebieten geringer zu Gebieten hoher Verdunstung aufgrund von Rauigkeit, Hangneigung, Verteilung von offenen Wasserflächen usf. (vgl. Brutsaert 1982, S. 154ff.). Daher kann die Bedeutung dieser Variabilität für Berechnungen der Vegetationsaktivität hier nur geschätzt werden kann. Dazu dienen die Modellversionen F- und F+ (siehe nächster Abschnitt).

### 3.3 Globale Ergebnisse und Sensitivität

Die Ergebnisse des Standardlaufs "0" für NPP und GPP sind zunächst in Tab. 3.4 nach Vegetationstypen getrennt aufgelistet (Definition in Tab. 2.1, oder unten), wobei die letzte Zeile das globale Integral wiedergibt; zum Vergleich werden noch die Werte für die Version

Tabelle 3.3: Das Tagesmittel der Feuchte im Modell und nach Daten von Müller und Friend, als Vielfaches von  $e_s(T_{min})$ , für 588 Stationen mit je 12 Monatswerten und gemittelt über die Fälle, in den die tatsächliche Verdunstung (AET) mehr bzw. weniger als die halbe potentielle Verdunstung (PET/2) beträgt. Es wird mit  $r^2$  die Korrelation der Simulationen mit den Beobachtungen und als Standardfehler die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung beider Werte aufgelistet. Die Auswahl der monatlichen Werte richtet sich nach AET und PET in der Version mit den Standardwerten von  $h_0$  und  $\hat{h}$  (0,96 und 0,49, zweite Zeile).

$h_0$	$\hat{h}$	$r^2$	Fehler	AET < PET/2	$r^2$	Fehler	AET $\geq$ PET/2	$r^2$	Fehler
beobachtet				1,015	$n = 2166$		1,175	$n = 5178$	
0,96	0,49	0,20	0,179	1,011	0,11	0,232	1,164	0,08	0,151
0,71	0,17	0,18	0,259	0,776	0,11	0,332	1,018	0,03	0,221
1,22	0,86	0,09	0,256	1,242	0,05	0,328	1,310	0,07	0,219

“Pm” zeigt, bei der die NPP nach dem Monteith-Modell mit den Werten der Lichtnutzungseffizienz nach Ruimy et al. (1994) berechnet wird.

Die hier berechnete globale NPP der Standardversion von ca. 70 GtC pro Jahr liegt etwas über bisherigen Schätzungen, z.B. 45 GtC von Fung et al. (1983), 47 GtC von Lieth (1975), 48 GtC von Potter et al. (1993) sowie ca. 60 GtC von Olson et al. (1983), Ruimy et al. (1994) und Knorr und Heimann (1995). Es fällt ein mit 30% hoher Anteil der C4-Gräser auf (Typen 10 und 12); nimmt man die C3-Gräser noch hinzu (9/11), so stellen diese die Hälfte der globalen Produktivität. Dagegen machen gemäßigte Wälder (Typen 3-6) lediglich 9% dieses Wertes aus, das ist weniger als die Landwirtschaft (10%). Die große Bedeutung der Tropen, wo das meiste C4-Langgras wächst (Typ 12, 24%), dokumentiert auch ein 24%iger Anteil tropischer Bäume (1/2). Diese und C4-Gräser erreichen die höchste Produktivität, gefolgt von C3-Langgras (10). Nur eine mittlere Produktivität erreichen Laubbäume (4), C3-Kurzgras (9), Feuchtgebiete (14) und die Landwirtschaft (15-23), eine relativ geringe Nadelbäume (5/6) und immergrüne Laubbäume der gemäßigten Zone (3), die geringste Sträucher (7/8) und die Tundra (13).

Die hohe Produktivität von Gräsern wird auch von der Monteith/Ruimy-Version “Pm” bestätigt (ca. 37 GtC a<sup>-1</sup>), wobei tropische Gräser (12) etwas stärker über gemäßigte (9) dominieren. Dies liegt z.T. an der fehlenden Temperaturabhängigkeit der autotrophen Respiration in dieser Version, wodurch Pflanzen in warmen Gebieten bevorzugt werden. Als Unterschied fällt vor allem die mit 84 GtC a<sup>-1</sup> deutlich höhere globale Produktivität auf, die vor allem durch höhere Werte bei der Landwirtschaft (um 10 GtC, Typen 15-23) und bei immergrünen Nadelbäumen (um 3,5 GtC, Typ 5) bedingt ist. Die übrigen Produktivitätswerte stimmen mit der Version “0” recht gut überein.

Das Verhältnis aus NPP zu GPP von ca. 0,45 im globalen Mittel der Standardversion entspricht dem Mittel der Ergebnisse der meisten vergleichbaren Modellstudien (z.B. Ruimy

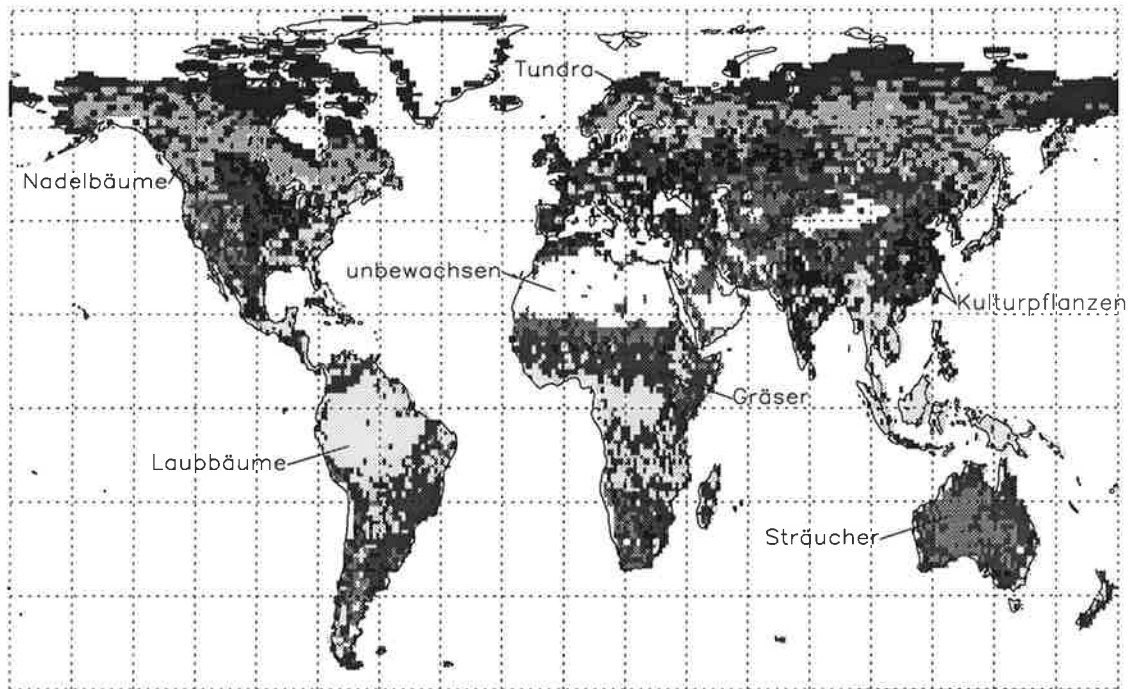


Abbildung 3.3: Die bei den Standard- und Sensitivitätsläufen angenommenen Vegetationstypen für die 11069 Landpunkte. Unter den drei häufigsten Typen nach der Landbedeckungskarte von Wilson und Henderson-Sellers wird mit einem Zufallszahlengenerator einer ausgewählt, mit der relativen Häufigkeit als Wahrscheinlichkeit. Die 23 Typen sind in dieser Abbildung zu 5 Gruppen zusammengefaßt (1-4, 5-6, 7-8, 9-12, 13-14 sowie 15-23).

et al. 1996, Mittelwert aus 7 Modellen von  $0,44 \pm 0,03$ ). Jedoch bestehen wichtige Unterschiede zwischen Pflanzen verschiedener Klimazonen einerseits, und zwischen C3- und C4-Photosynthese andererseits. So betragen die Respirationskosten für die tropischen Bäume (Typen 1 und 2) 63 und 65%, während sie für Nadelbäume und Tundra-Vegetation (Typen 5, 6 und 13) nur 42, 36 und 33% betragen. Andererseits erreichen die mit tropischen Bäumen oft koexistierenden tropischen Gräser (Typ 12) in dieser Simulation mit 42% einen Wert, der dem gemäßiger Vegetation entspricht, z.B. immergrüne Nadelbäume (Typ 5 s.o.), oder C3-Gräser (Typ 9, 45%). Schließlich fallen noch die mit 71% ausgesprochen hohen Respirationskosten von Nutzpflanzen auf. Der Grund für die hier dargestellten Verhältnisse liegt zum einen wiederum in der Temperaturabhängigkeit der Respiration (tropische/gemäßigte Bäume), zum anderen an der höheren Wassernutzungseffizienz der C4-Gräser, die bei gleich stark geschlossenen Stomata eine höhere  $\text{CO}_2$ -Aufnahmerate erreichen, als C3-Pflanzen. Da die Respiration vom Schließen der Stomata weitgehend unabhängig ist, wird so das NPP/GPP-Verhältnis verbessert. Die sehr hohen Werte für landwirtschaftliche Pflanzen sind durch die Koppelung der Respirationskosten an den zu  $V_m$  proportionalen Blattstick-

Tabelle 3.4: Brutto- (GPP) und Nettoprimärproduktion (NPP) nach dem Standardlauf "0" als Integral und Flächenmittel nach Vegetationstypen sowie für alle zumindest teilweise vegetationsbedeckten Flächen (letzte Zeile); dahinter zum Vergleich der Lauf "Pm", in dem NPP mit der Lichtnutzungseffizienz nach Ruimy et al. (1994) berechnet wird.

Typ	Version 0			Version Pm		Fläche 10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>
	Ges.-GPP GtC a <sup>-1</sup>	Ges.-NPP GtC a <sup>-1</sup>	mittl. NPP gCm <sup>-2</sup> a <sup>-1</sup>	Ges.-NPP GtC a <sup>-1</sup>	mittl. NPP gCm <sup>-2</sup> a <sup>-1</sup>	
1	25,55	9,39	771	8,15	669	12,17
2	21,71	7,66	986	8,77	1129	7,77
3	0,21	0,11	342	0,10	331	0,32
4	3,97	2,18	551	2,32	587	3,94
5	5,72	3,29	346	6,87	724	9,48
6	1,26	0,80	381	0,78	372	2,09
7	0,50	0,22	17	0,20	16	12,19
8	2,24	0,71	258	0,95	343	2,76
9	16,55	9,18	558	7,29	443	16,44
10	10,49	5,14	871	5,21	883	5,90
11	9,98	5,01	702	5,65	792	7,13
12	33,80	16,66	850	18,57	948	19,58
13	2,51	1,69	167	0,83	82	10,08
14	1,38	0,74	558	0,84	632	1,33
15-23	24,35	6,95	573	17,64	1455	12,13
1-23	160,23	69,71	565	84,17	682	123,29

stoffgehalt bedingt (vgl. Abschnitt 2.7). Möglicherweise ist dieser Zusammenhang nicht direkt auf stark stickstoffgedüngte Nutzpflanzen übertragbar.

Schließlich fällt noch die sehr geringe Produktivität der in ariden Gebieten vorkommenden immergrünen Sträucher auf (Typ 7). Diese ist dadurch bedingt, daß das Modell keine negative NPP während der Trockenperiode zuläßt und somit nur einen sehr geringen LAI vorhersagt. Wahrscheinlich ist diese Annahme auch realistisch, außer daß das Modell die Anpassungsfähigkeit dieses funktionalen Typs an Trockenheit unterschätzen könnte, indem es entweder zu hohe Respirationkosten oder eine zu geringe Wasserspeicherfähigkeit annimmt. Diese Frage wird mit zusätzlichen Satellitendaten in den Kapiteln 4 und 5 nochmals aufgegriffen.

Nimmt man an, die im Vergleich mit den oben genannten Studien relativ hohen Simulationswerte der NPP seien zu hoch, so könnte dies zwei unterschiedliche Ursachen haben: Entweder ist die maximale Photosyntheserate nach beiden Photosynthesemodellen zu hoch; oder der Grund für die Überschätzung der NPP liegt nicht in der Produktivität, sondern in der geschätzten Menge der Vegetation, also im LAI. Die erste Möglichkeit soll im folgenden

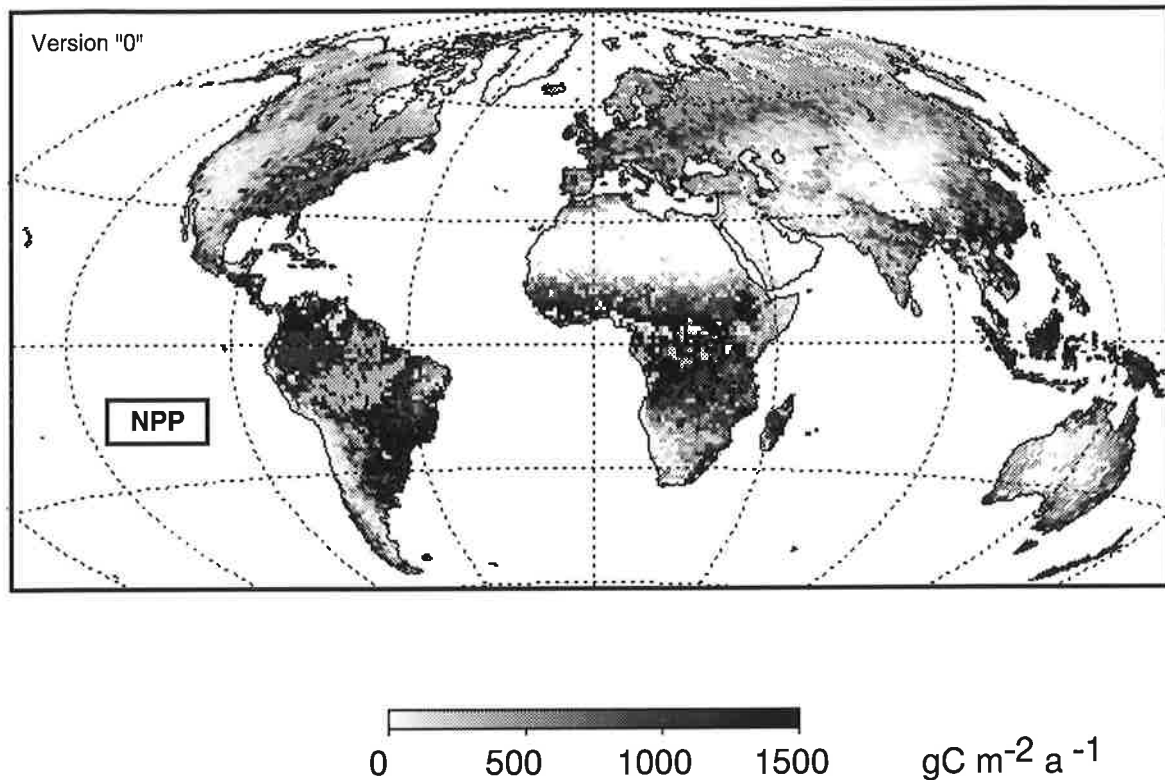


Abbildung 3.4: Flächentreue Karte der jährlichen NPP nach dem Standardlauf "0" in  $\text{gC m}^{-2} \text{a}^{-1}$  pro Jahr und  $\text{m}^2$ .

Abschnitt 3.6 untersucht werden, die zweite in den Kapiteln 4 und 5, in denen versucht wird, Modellvorhersagen mit Hilfe von Satellitendaten zu überprüfen und zu verbessern. Grundsätzlich ist aber zu bedenken, daß die Menge der Vegetation in diesem Modell nur eine potentielle ist, unter den Bedingungen der Licht-, Temperatur und Wasserlimitierung bei festem, pflanzentypspezifischem Stickstoffgehalt; dagegen existieren in der Realität möglicherweise noch andere begrenzende Faktoren, wie Nährstoffverfügbarkeit oder verschiedene Arten der Landnutzung.

Abb. 3.4 zeigt die geographische Verteilung der NPP nach Version "0"; wie schon aus Tab. 3.4 ersichtlich, dominiert die tropische Vegetation klar. Dabei fällt allerdings auf, daß in einigen Übergangsgebieten von Gras oder Savanne zum immergrünen tropischen Regenwald (vgl. Abb. 3.3) die NPP deutlich abfällt. Dies liegt daran, daß die dort angenommenen immergrünen Bäume bei einer noch deutlich entwickelten Trockenzeit nur einen relativ geringen LAI erreichen, der nach dem Phänologieschema (Abschnitt 2.9) ab Modelljahr 3 als jährlich konstanter Wert angenommen wird. (Ähnlich wie bei den immergrünen Sträuchern, Typ 7, s.o.) Es soll an dieser Stelle lediglich erwähnt werden, daß wahrscheinlich die im Standardfall angenommene Wurzeltiefe von 1 m für Bäume des tropischen Regenwalds in diesen Übergangsgebieten nicht realistisch ist (Nepstad et al. 1994, Kleidon und Heimann 1997, vgl. Abschnitt 4.3).

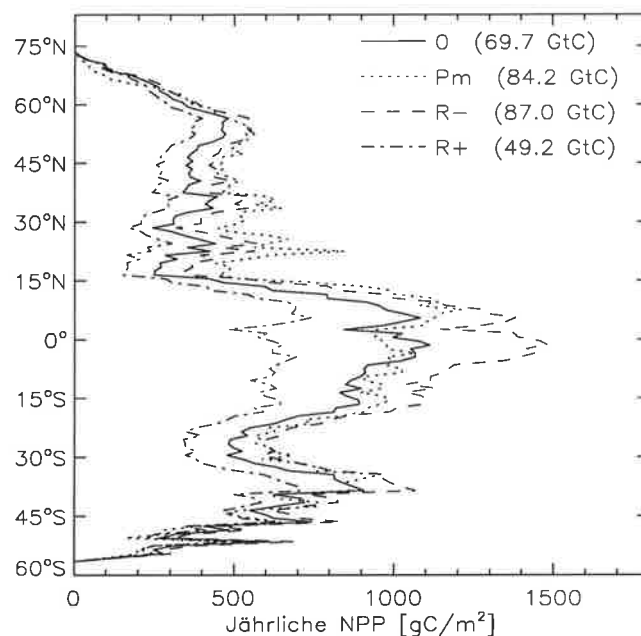


Abbildung 3.5: Breitenkreismittel der jährlichen NPP der Landflächen der Standardversion (0), der Monteith-Version (Pm) und der Versionen mit verringerter bzw. erhöhter autotropher Respiration (R-/R+), in Gramm Kohlenstoff pro Quadratmeter. In Klammern wird dazu noch das globale Integral in Milliarden Tonnen Kohlenstoff (GtC) angegeben.

Ein breitengradsabhängiger Vergleich nach Abb. 3.5 zeigt, daß beide Photosyntheseschemata, also die Versionen "0" und "Pm", in den Tropen wie in der Südhemisphäre eine recht ähnliche Produktivität zeigen, daß diese jedoch für die gemäßigten nördlichen Breiten nach "Pm" deutlich höher liegt; die sehr hohe Abweichung im Bereich um 25°N liegt an der extrem hohen Produktivität tropischer Landwirtschaft. Diese erscheint jedoch zweifelhaft, wie von Ruimy et al. selbst bemerkt, da nach Esser (1991) die Produktivität der Landwirtschaft stets niedriger ist als die natürlicher Vegetation. Möglicherweise sind die Produktivitätswerte für Nutzpflanzen nach Ruimy et al. nicht auf die tropische Landwirtschaft übertragbar. Dazu kommt, daß auf landwirtschaftlichen Flächen selten die potentielle Vegetationsbedeckung erreicht wird, wie sie hier angenommen wird. Abb. 3.5 zeigt dazu noch die Variation in NPP in Abhängigkeit von den Respirationskosten; diese sind, aufgrund der hohen Temperaturen, vor allem in den Tropen von großer Bedeutung, von größerer noch, als die Wahl des Photosyntheseschemas. In nördlichen gemäßigten Breiten liegt dagegen "Pm" noch oberhalb von "R-". Möglicherweise überschätzen Ruimy et al. die Lichtnutzungseffizienz von Nadelbäumen, die Fläche und NPP im Norden dominieren (siehe Tab. 3.4 und Abb. 3.3). Tatsächlich stammen die Werte für diesen Vegetationstyp von drei Messungen in Japan und zwei in Schweden, also in Gebieten, die bei gemäßigtem Klima kaum stickstofflimitiert sein dürften. Dagegen wurden die Parameter für das Farquhar-Modell nach Berling

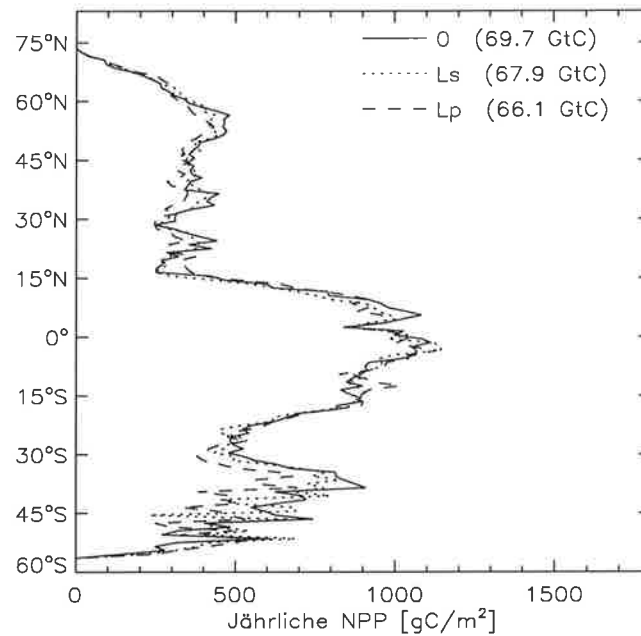


Abbildung 3.6: Vergleich der Standardversion (0) mit Versionen, bei denen die Vegetationsverteilung von Satellitendaten abgeleitet ist (Ls) oder einer klimabedingten, also "potentiellen" Verteilung entspricht (Lp).

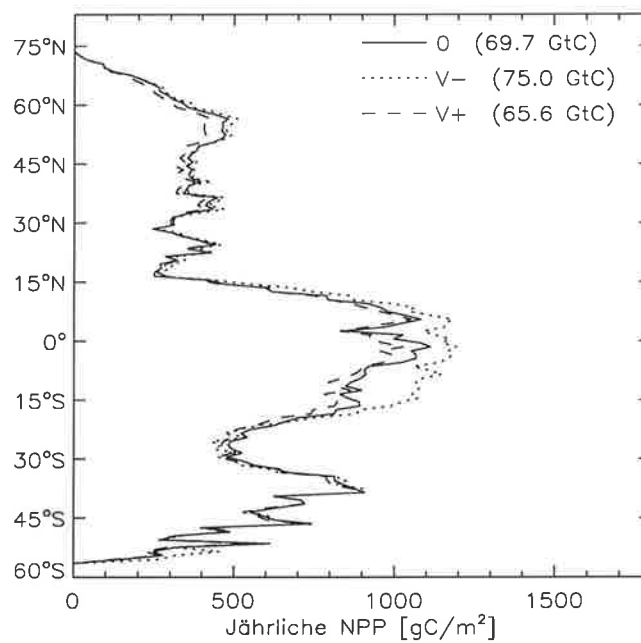


Abbildung 3.7: Sensitivität der Standardversion gegenüber Variationen des Wettergenerators gezeigt.



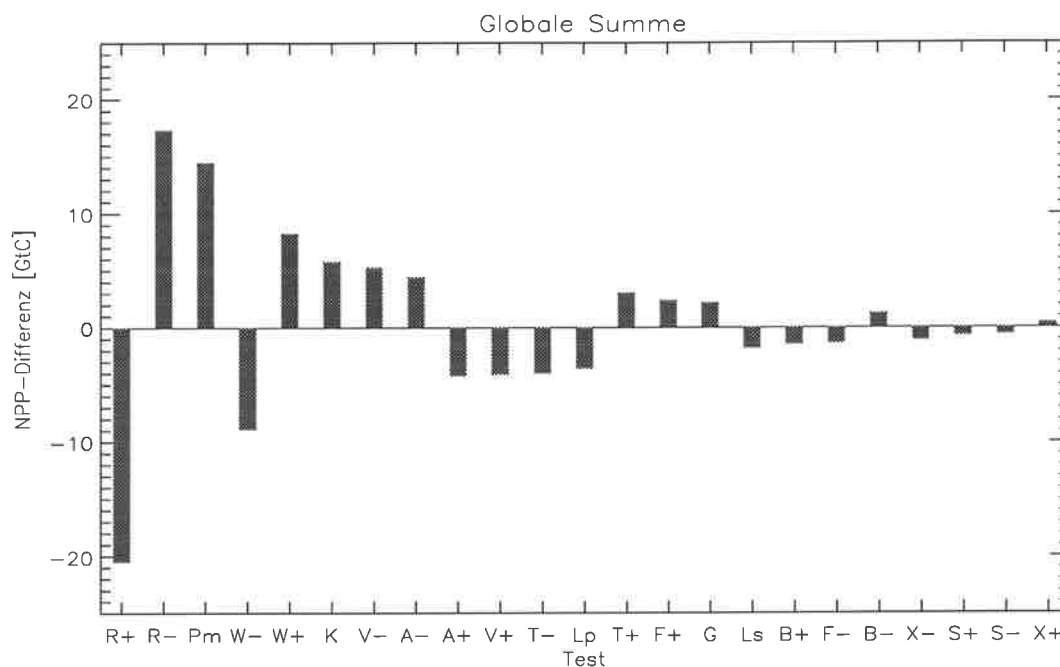


Abbildung 3.8: Sensitivität der globalen jährlichen NPP gegenüber verschiedenen Testversionen. Dargestellt ist jeweils die Differenz zu der Standardversion "0" (69,7 GtC) in absteigender Reihenfolge des Betrags.

und Quick (1995) für boreale Wälder gerade so gewählt, daß sie möglichst natürlichen, nicht stickstoffgedüngten Bedingungen entsprechen.

Abb. 3.6 zeigt, wie sich ein Austausch der dem Modell zugrundegelegten Vegetationskarte auswirkt, also Atlas-abgeleitete Karte ("0": Wilson und Henderson-Sellers 1985), Satelliten-gestützte Karte ("Ls": DeFries und Townshend 1994) und potentielle Vegetation ("Lp": Abschnitt 2.4). Zunächst sind die Unterschiede weit geringer als beim Vergleich der Formulierungen von Photosynthese und Respiration, und die globalen Summen sind fast identisch. Einzig in mittleren Breiten liegt die NPP potentieller Vegetation deutlich niedriger als die beobachteter. Dies liegt vor allem an der etwas höheren Produktivität von Gräsern gegenüber Bäumen, wobei weite heute mit Gras bewachsene Gebiete potentiell von Wald bedeckt sind. Dagegen ist der Unterschied zwischen den Simulationen mit den beiden aktuellen Vegetationskarten durchgehend gering. Daher zeigt dieser Vergleich vor allem, daß die Strategie, NPP-Modelle mit rein qualitativen Satellitendaten zu verbessern, also mit Landbedeckungsklassifizierungen, zumindest auf globaler Skala nur geringen Erfolg verspricht, da Unsicherheiten in Darstellung und Parametrisierung der NPP deutlich überwiegen. Generell scheint der Vegetationstyp für die NPP weit weniger bedeutend zu sein als das vorherrschende Klima.

In Abb. 3.7 wird noch der Einfluß der Variabilität des Tagesklimas auf die NPP nach Breitengraden gezeigt. Deutlich erkennbar ist die positive Wirkung konstanteren Wetters

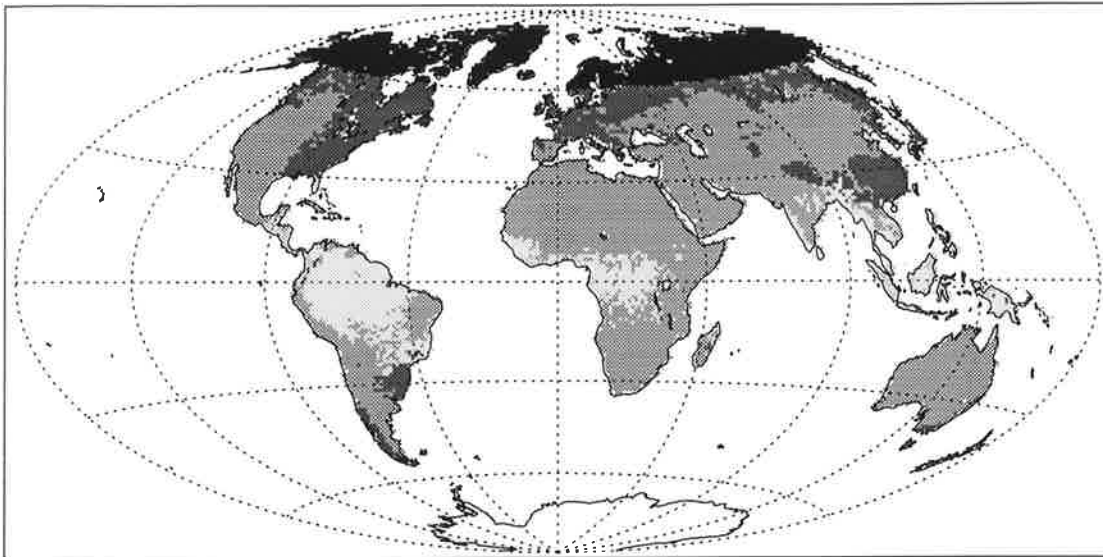


Abbildung 3.9: Karte der im Text definierten Klimazonen, von arktisch (1: schwarz), über feucht-gemäßigt (2: dunkelgrau), arid (3: mittelgrau), bis feucht-tropisch (4: hellgrau). Antarktika wird im Modell nicht berücksichtigt. Es handelt sich um die flächentreue Projektion nach Aitoff.

und die negative einer erhöhten Variabilität. Gerade in mittleren Breiten des Nordens geraten Pflanzen nach diesen Simulationen bei stärkerer Schwankung der Strahlung und Temperatur-Tagesamplitude unter vermehrten Streß. Dagegen hat der stochastisch simulierte Niederschlag in "0" gegenüber "V-" gerade in den Tropen eine recht große Bedeutung für die Berechnung der NPP. Um ca. 5 Grad Nord und Süd zeigt sich dabei der schon oben erwähnte Einbruch der NPP, wobei die Version "V-" in einem weiten Gebiet südlich des Äquators eine deutlich erhöhte Produktivität gegenüber '0' aufweist. Daraus kann geschlossen werden, daß eine Wurzeltiefe von nur 1-2 m, wie in vielen Vegetationsmodellen verwendet, nur in Verbindung mit gleichmäßiger Niederschlagsverteilung realistische Ergebnisse liefert.

Als wichtigster Teil dieses Abschnittes wird noch die Sensitivität der NPP gegenüber allen Versionen nach Tab. 3.2 vorgestellt, und zwar einmal als globales Integral (Abb. 3.8), danach (Abb. 3.10 bis 3.13) als Mittel über die folgenden vier Klimazonen (vgl. Abb. 3.9):

1 Arktisch                      nördlich 60°N

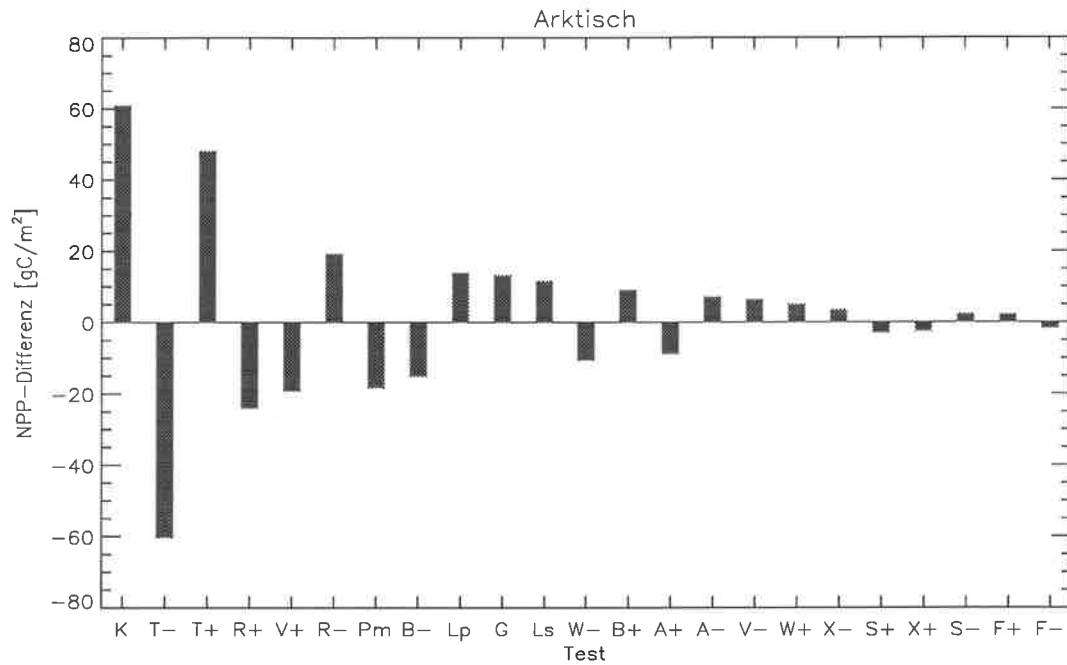


Abbildung 3.10: Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der arktischen Zone. Der Mittelwert der Version "0" beträgt 189 gC/m<sup>2</sup>.

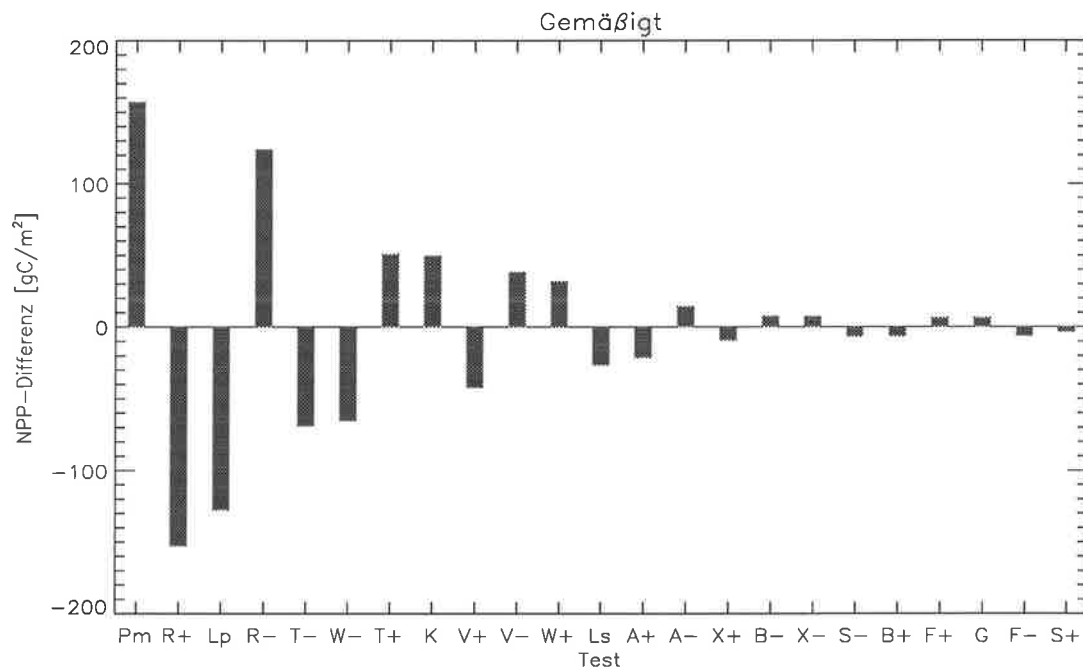


Abbildung 3.11: Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der feucht-gemäßigten Zone. Der Mittelwert der Version "0" beträgt 667 gC/m<sup>2</sup>.

- |   |                 |  |
|---|-----------------|--|
| 2 | Feucht-gemäßigt | südlich 60°N<br>kältester Monat kälter als 15,5°C<br>Feuchteindex $\geq 1$ |
| 3 | Arid            | südlich 60°N<br>Feuchteindex $< 1$   |
| 4 | Feucht-tropisch | kältester Monat wärmer als 15,5°C<br>Feuchteindex $\geq 1$                 |

Die Versionen sind in den Abbildungen nach absteigendem Betrag der Abweichung vom Standardfall geordnet. Dabei gibt es zwei Unterschiede zu den Definitionen in Tab. 3.2: Wie oben bereits erläutert ist der nach den Tests "F+/F-" geschätzte Fehler gleich 20% des Unterschiedes zur Version "0". Weiterhin steht "K" für die Differenz "K90" minus "K87" und soll den Unterschied in Temperatur und Niederschlag zwischen zwei Jahren eines Wettervorhersagemodells dokumentieren. Dabei spielen neben tatsächlichen Wetterunterschieden auch Modelländerungen eine Rolle.

Bei einigen Sensitivitätstests, die sich nicht immer in die gleiche Richtung auswirken, bleibt zu bedenken, daß sich hinter global geringen Abweichungen große regionale Unterschiede verbergen können. Ein Beispiel ist der Test "Lp", der global nur im mittleren Bereich liegt, in gemäßigttem Klima aber zu den größten Faktoren zählt.

Wie schon Abb. 3.5 vermuten läßt, ist die Formulierung der Respirationskosten (Test "R") und die Wahl des Photosynthesemodells (Test "P") global der größte Unsicherheitsfaktor. Danach folgt bereits die Wurzeltiefe ("W"), was zum Teil an dem hohen NPP-Anteil der Tropen liegt (vgl. Abb. 3.13; möglicherweise ist die hier und in anderen Biosphärenmodellen gewählte Wurzeltiefe allgemein für die Tropen zu niedrig, vgl. Abschnitte 3.6 und 4.3).

Im Mittelfeld der Sensitivität liegen die Sensitivitäten gegenüber dem Jahresklima ("K"), der Phänologie ("T") und solche, die mit dem täglichen Mikroklima der Pflanzen zusammenhängen, also Nettostrahlung ("A") und Tagesvariabilität ("V"). Im Gegensatz zur potentiellen Vegetationsbedeckung ("Lp") hat die Verwendung von satellitenabgeleiteten Vegetationskarten ("Ls") nur geringe Auswirkungen auf die berechnete Produktivität, wie schon weiter oben festgestellt. Auch die Parametrisierung der lokalen Luftfeuchte ("F") ist relativ unkritisch; sie liegt stets deutlich unter der Bedeutung der Bodenwasserspeicherung (bestimmt durch die Wurzeltiefe, also "W"). Dagegen ist es erstaunlich, daß der Effekt der Vegetationshöhe über die Strahlungsabsorption auf die NPP (Test "G") ähnlich groß ist, bedenkt man, daß ein solcher Zusammenhang bisher in keinem globalen Vegetationsmodell berücksichtigt wurde. Der Effekt ist am größten in ariden Gebieten (Abb. 3.12) und in der Arktis (Abb. 3.13), mit umgekehrtem Vorzeichen. Wie genau die Beschreibung der Höhenabhängigkeit ist, ist nicht sicher, jedoch dokumentiert dieses Ergebnis, zusammen mit der relativ großen Bedeutung der Strahlungsabsorption ("A"), daß eine wirklich mechani-

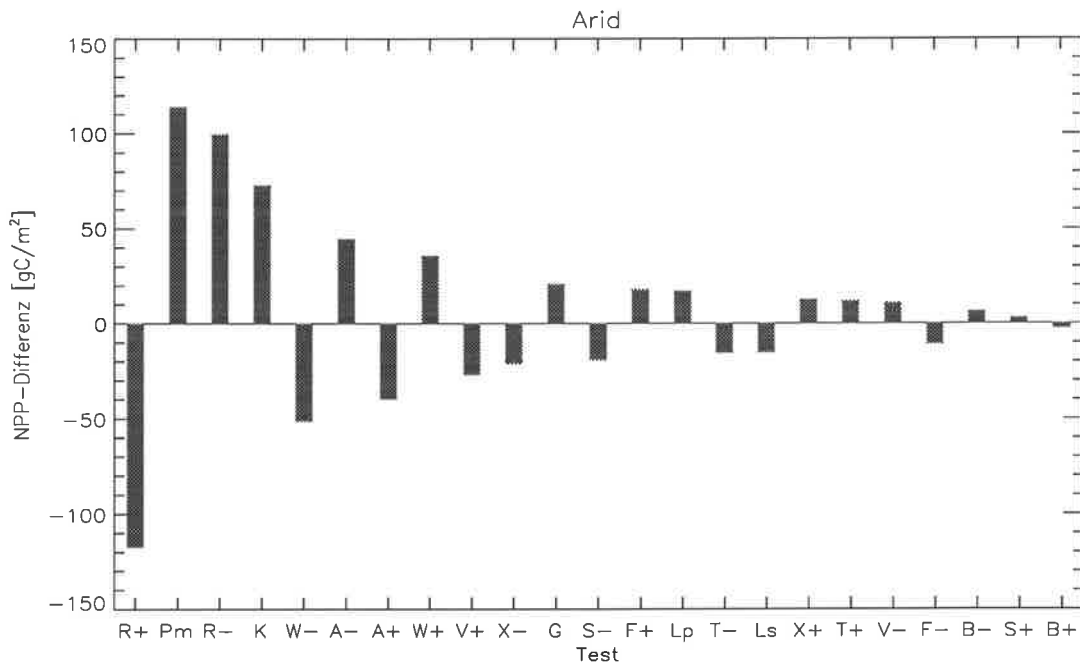


Abbildung 3.12: Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der ariden Zone. Der Mittelwert der Version "0" beträgt 381 gC/m<sup>2</sup>.

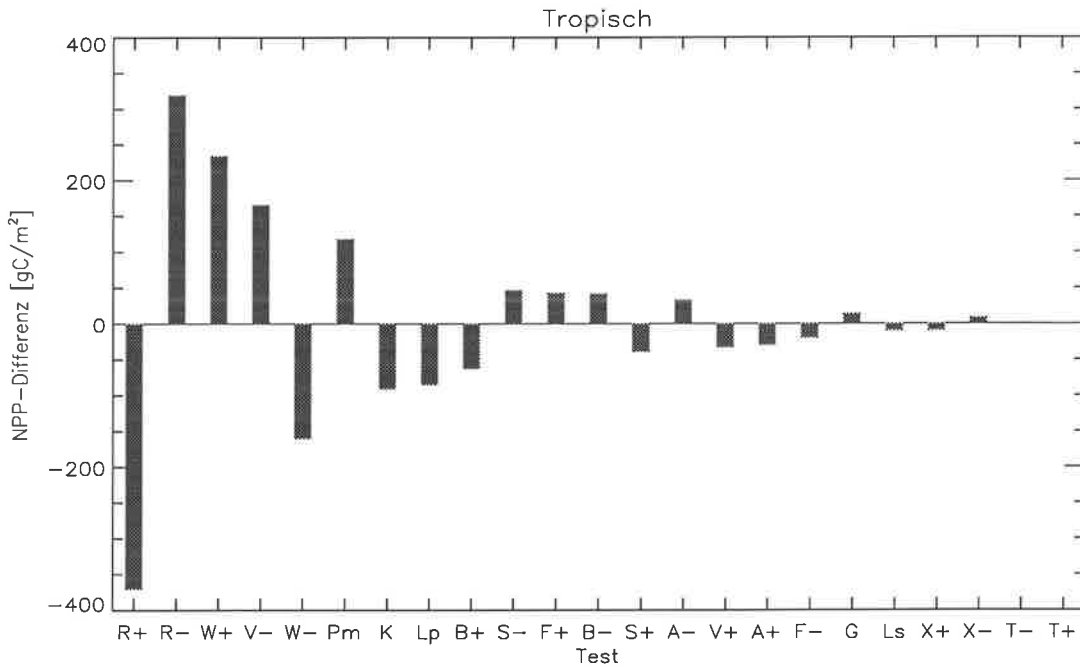


Abbildung 3.13: Sensitivität der mittleren jährlichen NPP der feucht-tropischen Zone. Der Mittelwert der Version "0" beträgt 1044 gC/m<sup>2</sup>.

stische Berechnung der Photosynthese nur sinnvoll ist, wenn diese auch in eine realistische Beschreibung der Energiebilanz und Strahlungsabsorption eingebettet ist.

Im Gegensatz zum Mikroklima und zum Wasserbudget sind Vergleiche, die die Verdunstungsregulierung der Pflanzen betreffen, also Stomata-Steuerung ("S") und turbulenter Austausch ("X"), von relativ geringer Bedeutung. Nur in ariden und tropischen Gebieten wirkt sich "S-" etwas stärker aus, während die Windgeschwindigkeit über Bestand in "X" in allen Fällen eine wenig kritische Größe ist. Dies rechtfertigt klar die Wahl eines global konstanten Wertes von 2 m/s und entspricht auch der These von Jarvis und McNaughton (1986), nach der die Bedeutung der Stomata für die Verdunstung mit der Längenskala stark abnimmt (vgl. Abschnitt 2.5).

Weitgehend bestätigt wird ebenfalls die Wahl eines einheitlichen maximalen LAI,  $\hat{\Lambda}$ , durch den Test "B", der allein in der Arktis und in den feuchten Tropen von etwas größerer Bedeutung ist. Daß eine Erhöhung von  $\hat{\Lambda}$  global zu einer gewissen Verringerung der NPP führt, zeigt, daß die Bestandsphotosynthese beim maximalen LAI bereits im Bereich der Lichtsättigung liegt. (Ein höherer LAI bedeutet dann vor allem höhere Respiration.) Dies gilt nicht für die Arktis (Abb. 3.10), weil  $\hat{\Lambda}$  nur zum Teil erreicht wird. Hier spielt wegen der geringeren Temperaturen und der niedrigen Einstrahlung auch die Nettostrahlung (Test "A") eine geringe Rolle, die Phänologie ("T") dagegen die größte. Daß die ECMWF-Daten ("K") in der Arktis so unterschiedliche Ergebnisse liefern, liegt auch an Änderungen des Vorhersagemodells.

Die feucht-gemäßigte Zone (Abb. 3.11) wiederholt weitgehend die globalen Ergebnisse, mit Ausnahme der potentiellen Vegetationsverteilung ("Lp"), was an der hier weit verbreiteten Umwandlung von Wäldern in, im Modell produktivere, Grasformationen und landwirtschaftliche Flächen liegt.

Für die ariden Gebiete (Abb. 3.12) fällt auf, daß die Bedeutung der Respiration ("R") trotz des Wassermangels immer noch höher liegt als die der Wurzeltiefe ("W"). Dies liegt vor allem an den hohen Temperaturen, wodurch das Monteith-Modell ("Pm") bei fehlender Temperaturabhängigkeit der NPP auch die höchsten NPP-Werte erreicht.

In den feuchten Tropen (Abb. 3.13) zeigt sich schließlich noch die große Bedeutung tieferer Wurzeln ("W+"), ein Effekt, der in gleicher Höhe auch durch einen periodischen Niederschlag ("V-") erreicht werden kann (siehe Abb. 3.7, und die große Unsicherheit in den wegen der hohen Temperaturen ebenfalls hohen Respirationskosten).

Zur Ergänzung sind in Tab. 3.5 noch die Ergebnisse einiger Varianten aufgeführt, bei denen keine Datensätze oder Parameter verändert wurden, sondern allen die Initialisierung der Zufallszahlengeneratoren des Modells ("0v"), die zeitliche und räumliche Auflösung ("0-/+") und die Art der Auswahl der Vegetationstypen ("0++"; vgl. Tab. 3.2). Im Vergleich zu den vorangehenden Sensitivitätstests sind die Änderungen gering. Es erscheint daher nicht nötig, den Tagesgang von Energiebilanz und Photosynthese täglich zu berechnen ("0" gegen "0-"). Daher wird im anschließenden Kapitel die Version "0++" zur Standardversion.

Tabelle 3.5: Vergleiche verschiedener Initialisierung und zeitlicher und räumlicher Auflösung: Jährliche NPP.

Test	Mittel in $\text{gC m}^{-2}\text{a}^{-1}$				Global in $\text{GtC a}^{-1}$
	Arktisch	Feucht-Gemäßigt	Arid	Feucht-Tropisch	
0	189,1	666,5	380,6	1044,2	69,71
0v	189,9	666,3	380,2	1053,6	69,89
0-	191,7	660,7	376,9	1005,8	68,55
0+	191,3	660,5	380,9	993,5	68,47
0++	190,0	663,7	378,2	1007,0	68,72

### 3.4 Tagesgang der Photosynthese und der Bestandsleitfähigkeit im Vergleich mit Feldmessungen

In diesem Abschnitt wird getestet, ob das Modell in der Lage ist, den Tagesgang sowohl der  $\text{CO}_2$ - als auch der  $\text{H}_2\text{O}$ -Flüsse korrekt zu simulieren. Dabei wird das Modell mit halbstündigen Daten von Lufttemperatur, photosynthetisch aktiver Strahlung (PAR) und Dampfdruckdefizit angetrieben, sowie mit täglich konstanten Werten von Blattflächenindex (LAI) und relativem pflanzenverfügbarem Bodenwasser ( $W_b/W_{b,max}$ ). Die Daten (Kim und Verma 1991b) wurden 1987 an vier Tagen während des FIFE-Projekts (s.o.) im nordöstlichen Kansas, USA, gemessen ( $39^\circ 03' \text{N}$ ,  $96^\circ 32' \text{W}$ , 445 m über N.N.). Es handelt sich um eine Prärie-Vegetation, die zu 85,9% aus C4-Gräsern besteht. Außer den genannten Eingangsdaten verwendet das Modell im wesentlichen die Standardeinstellungen der Version "0" für den Vegetationstyp 12. Das Modell berechnet auch den Sonnenstand und die potentielle PAR anhand der Höhe und geographischen Lage (legale Uhrzeit in Solarzeit umgerechnet) und daraus potentielle PAR, den Anteil direkter Strahlung an PAR und die Solarstrahlung. Zur Berechnung von Nettostrahlung und Energiebilanz wird ein mittelheller Bodentyp angenommen (vgl. Tab. 2.4). Die Simulationen werden jeweils für eine maximale Versorgungsrate,  $c_w$ , von 0,5 mm/Std. und 1,0 mm/Std. durchgeführt. Im Gegensatz zum Standardmodell ist außerdem die Zeit der maximalen atmosphärischen Nachfrage nicht einheitlich 13 Uhr, sondern wird explizit bestimmt.

Bei den Simulationen zeigt sich, daß die nach dem Konvergenzkriterium mit C3-Gräsern bestimmten Konstanten  $V_m$  und  $k$  (Abschnitt 2.6) zu geringe Photosyntheseraten ergeben. Nimmt man dagegen direkt die Werte von Collatz et al. (1992), die mit Messungen an Maisblättern bestimmt wurden ( $V_m = 14 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ,  $k = 255 \text{mmol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ , vgl. Tab. 2.1, Kapitel 2), so ist die Übereinstimmung mit den FIFE-Messungen deutlich besser.

Die berechnete Bestands-Photosyntheserate,  $A_c$ , zeigt Abb. 3.14 zusammen mit den Meßwerten von Kim und Verma (1991b).  $\text{CO}_2$ -Flüsse wurden mit der Eddy-Korrelationstechnik gemessen, wobei die Autoren zur Bestimmung von  $A_c$  noch den Anteil der Boden- und Wurzelrespiration abgezogen haben (geschätzt aus den Werten der nächtlichen  $\text{CO}_2$ -Flüsse). An

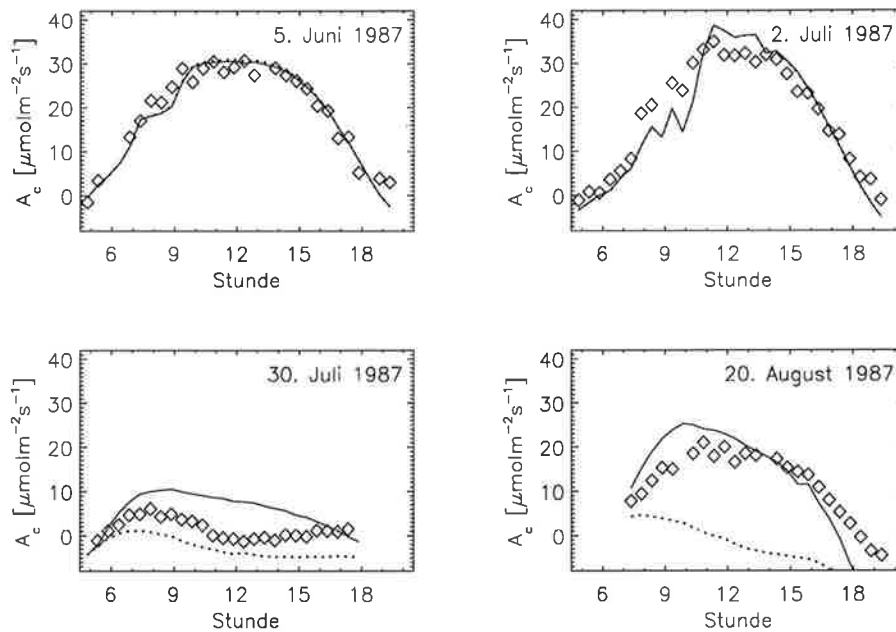


Abbildung 3.14: Gemessene ( $\diamond$ ) und simulierte Bestandsphotosyntheserate,  $A_c$ , für eine von C4-Gräsern dominierte Vegetation. Simulationen sind mit  $c_w = 0,5$  mm/Std. (---) und 1,0 mm/Std. (—); der relative pflanzenverfügbare Bodenwassergehalt beträgt 78, 73, 30 und 53%, der Blattflächenindex (nur grüne Blätter) 1,9, 2,3, 2,5 und 2,3 in kalendarischer Reihenfolge.

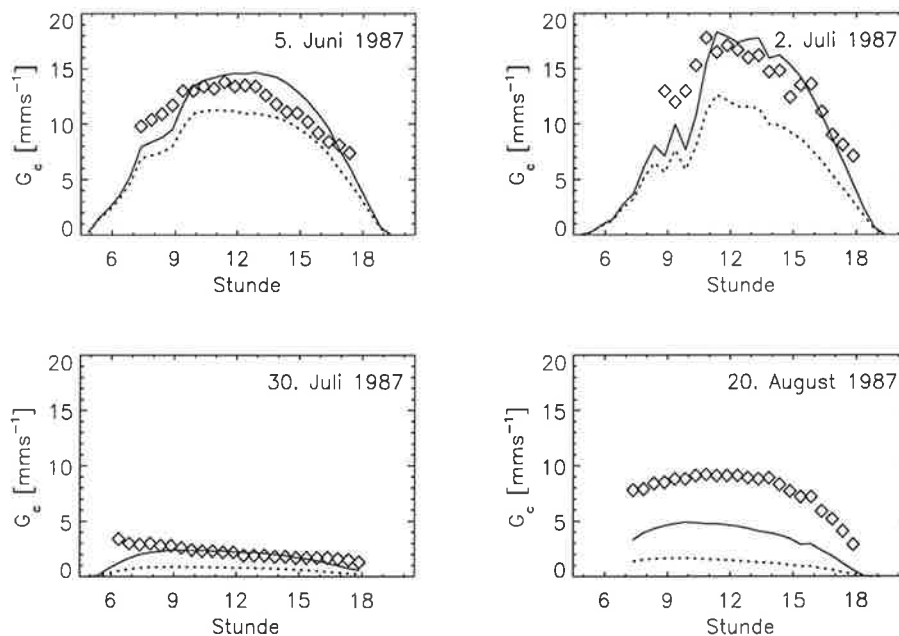


Abbildung 3.15: Gemessene ( $\diamond$ ) und simulierte Bestandsleitfähigkeit,  $G_c$ , aus der gleichen Meßkampagne.



Tabelle 3.6: Mittel der Ergebnisse für die Bestandsphotosyntheserate,  $A_c$  ( $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ), und -leitfähigkeit,  $G_c$  ( $\text{mm s}^{-1}$ ), ohne Zeiten fehlender Meßdaten.

Datum	$A_c$			$G_c$		
	$c_w = 0,5$	$c_w = 1,0$	gemessen	$c_w = 0,5$	$c_w = 1,0$	gemessen
5. Juni	19,77	19,57	19,77	9,22	11,81	11,40
2. Juli	17,29	17,37	18,30	8,53	12,89	13,57
30. Juli	-2,65	6,22	1,48	0,69	1,85	2,18
20. August	-3,23	11,72	11,73	1,22	3,67	7,77

den Tagen mit ausreichendem Bodenwasser, 5. Juni ( $W_b/W_{b,max}=0,78$ ) und 2. Juli (0,73) ist der Unterschied der beiden Simulationen nur gering und die Abweichung von den Meßwerten beträgt maximal  $10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Dagegen verhält sich das Modell bei knappem Bodenwasser (30. Juli: 0,30; 20. August: 0,53) je nach gewähltem  $c_w$  deutlich unterschiedlich. Bei 0,5 mm/Std. wird das Absinken der Netto-Photosynthese auf Werte um Null gut wiedergegeben; auch der in den Messungen sichtbare mittägliche Rückgang der Photosynthese (vgl. *midday depression*, Tenhunen et al. 1987) ist, wenn auch abgeschwächt, zu erkennen. Im Vergleich dazu gibt am 20. August ein Wert von 1,0 mm/Std. die Verhältnisse der bodenwasserbedingten Limitierung besser wieder. Der berechnete Zeitpunkt der maximalen Verdunstungsnachfrage liegt bei 12.50 Uhr, 13.20 Uhr, 11.50 Uhr und wieder bei 12.50 Uhr, also nahe bei 13 Uhr, wie in der globalen Standardversion angenommen.

Zur Beurteilung der simulierten  $\text{H}_2\text{O}$ -Flüsse wird in Abb. 3.15 die im Modell berechnete Bestands-Leitfähigkeit,  $G_c$ , mit den von Kim und Verma ermittelten Werten verglichen (1991a, 1991b). Dabei ist zu bedenken, daß die gemessenen Wasserdampf Flüsse mit Hilfe der Penman-Monteith-Formel in  $G_c$  umgerechnet wurden, wobei der Anteil der Bodenverdunstung nicht abgezogen wurde. Gerade nach starkem Regen und bei niedrigem LAI kann diese einen nicht zu vernachlässigenden Anteil ausmachen; dies ist am 20. August der Fall, nach starken Regenfällen Mitte August bei einem LAI von 2,3. Dementsprechend liegen hier die Meßwerte deutlich über den simulierten. Dagegen ist die Übereinstimmung an den anderen Tagen recht gut, besonders für  $c_w = 1,0$  mm/Std.

Berechnete und gemessene Tagesmittelwerte von  $A_c$  und  $G_c$ , jedoch ohne die Stunden mit fehlenden Meßdaten, insbesondere ohne nächtliche Flüsse, zeigt Tab. 3.6. Die Übereinstimmung ist an den Tagen mit ausreichendem Bodenwasser recht gut. Bei Trockenheit scheint  $c_w = 1,0$  mm/Std. angemessen. Wie schon erwähnt, muß bei der gemessenen Bestandsleitfähigkeit,  $G_c$ , an diesen Tage ein möglicher Beitrag von der direkten Bodenverdunstung berücksichtigt werden.

Als Ergebnis dieses Vergleichs kann festgehalten werden, daß Photosynthesemodell und Stomata-Parametrisierung im Tagesgang und in der Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt mit Messungen recht gut übereinstimmen. Insbesondere erscheint ein Standardwert für  $c_w$  von 1,0 mm/Std. angemessen, und zwar nicht nur für Bäume, wie von Federer (1982)

festgestellt, sondern auch für die physiologisch und mikrometeorologisch stark abweichenden Bedingungen der C4-Gräser. Dazu kommt noch, daß der genaue Wert von  $c_w$  aufgrund einer negativen Rückkopplung über den Bodenwassergehalt nicht kritisch ist, ein willkommenes Resultat angesichts der Unsicherheiten bei der Berechnung und Kartographierung der bodenhydraulischen Eigenschaften. Wird nämlich  $c_w$  erhöht, so wird das Bodenwasser schneller verbraucht und der LAI sinkt bei negativer Kohlenstoffbilanz früher ab, wodurch wiederum die Verdunstung verringert wird. Dies zeigt auch die geringe Sensitivität der globalen NPP gegenüber Halbierung/Verdoppelung von  $c_w$  (Tests "S+/-", vorangehender Abschnitt).

### 3.5 Vergleich mit Messungen des Bodenwassergehalts

Abb. 3.16 zeigt simulierte und gemessene Bodenfeuchte an sechs Stationen in der ehemaligen UdSSR (Robock et al. 1995). Simulationen sind berechnet mit Version "0" für 5 Jahre nach Vorlauf, also mit den Klima- und Bodendaten des Modells und nicht mit lokal gemessenen meteorologischen Beobachtungen, bei einer Wurzeltiefe von 1 m. Dazu kommen noch zwei Simulationen mit geänderter Einstellung des Wettergenerator ("V-/+"). In dem stark kontinentalen Klima zeigt sich an allen Stationen ein ausgeprägtes Maximum nach der Schneeschmelze sowie ein deutliches Austrocknen während der Sommermonate. Im Winter ist dagegen der Bodenwassergehalt wegen des Zufrierens konstant; der Sprung von Dezember nach Januar liegt an der interannualen Variabilität des simulierten Niederschlags, wie dies wahrscheinlich auch für die Schwankungen der Meßdaten im Winter der Fall ist. Daneben läßt die Höhe dieser Schwankungen aber auch auf eine noch deutlich vorhandene Meßunsicherheit schließen.

Insgesamt zeigt der Vergleich jedoch, daß die Simulationen auch ohne lokale Wetterdaten im Bereich der Meßdaten liegen und daß der Jahresgang gut reproduziert wird. Wie erwartet sind die simulierten Werte meist niedriger, wenn ein – realistischerer – stochastischer Wettergenerator benutzt wird ("0" gegenüber "V-"); dieser Effekt wird noch verstärkt, wenn die Energiebilanz ebenfalls variiert wird (über Temperatur und Strahlung, "V+").

### 3.6 Vergleich mit direkten Messungen der Nettoprimärproduktion

Die in diesem Abschnitt verwendeten Daten der jährlichen NPP aus Feldstudien wurden von E. Box (Box und Bai 1993), G. Esser, D. Kicklighter und J. Kaduk zusammengestellt und sind bereits in Kaduk (1996) beschrieben. Soweit dies möglich ist, werden den Messungen Vegetationstypen nach Tab. 2.1 oder Vegetationsformationen nach Tab. 2.2 zugeordnet, sonst wird die Vegetationsformation des Standardfalls verwendet. Bei mehr als einem Vegetationstyp wählt das Modell nicht, wie bisher, nur einen aus, sondern die Simulation wird

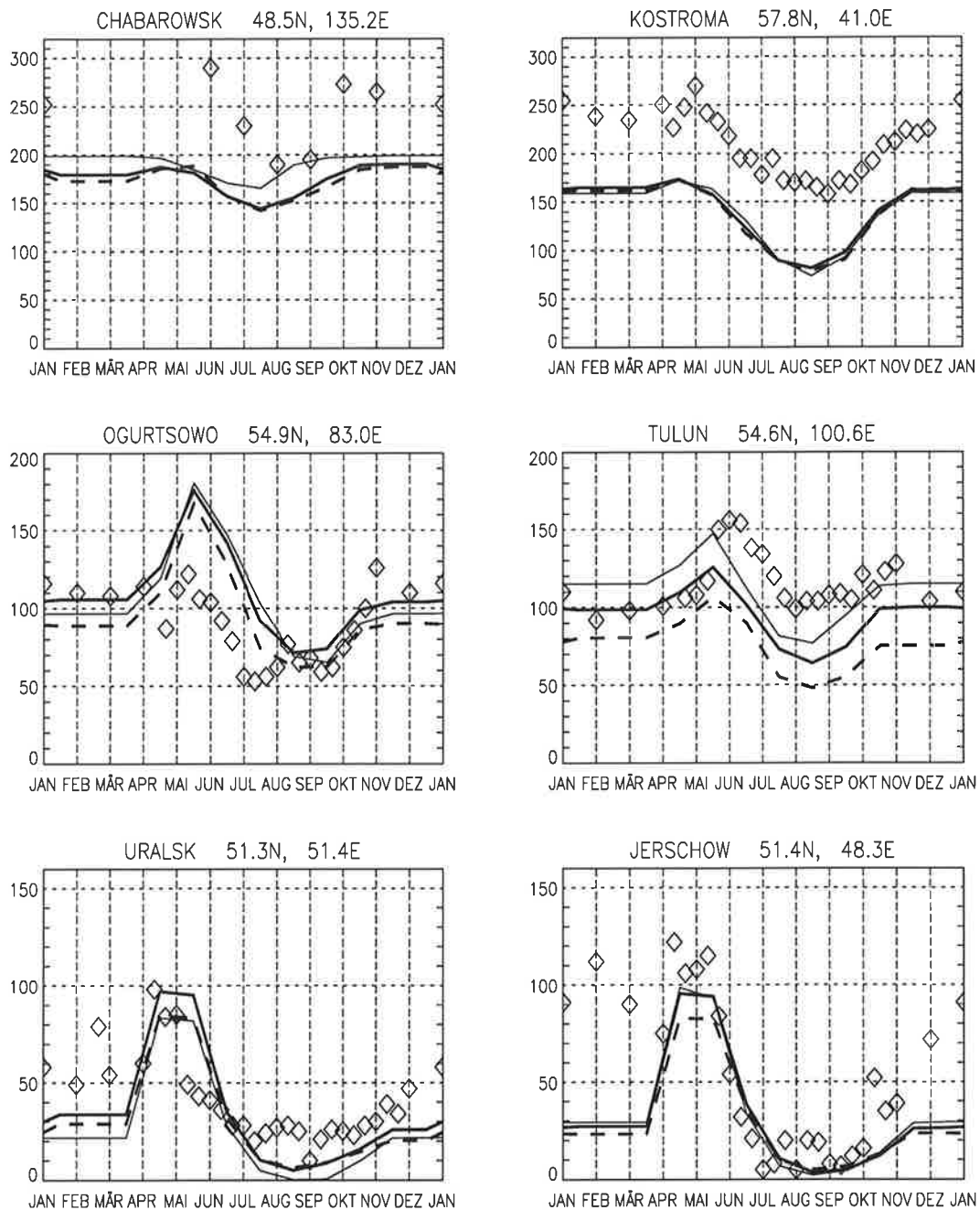


Abbildung 3.16: Gemessener ( $\diamond$ ) und simulierter pflanzenverfügbarer Bodenwassergehalt der obersten 1 m in mm für Stationen in der ehemaligen UdSSR. 5-jähriges Mittel der Simulationen nach Version "0" (dicke Linie), "V-" (dünne Linie) und "V+" (gestrichelt). Simulationen mit Standard-Klima- und Bodendaten.

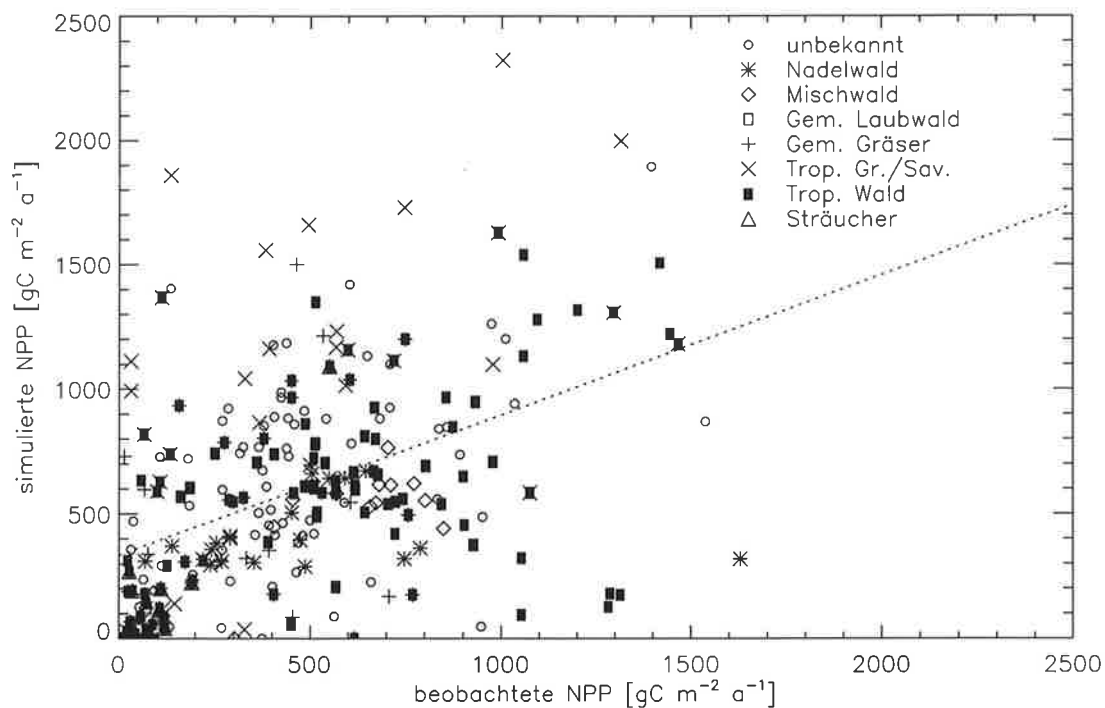


Abbildung 3.17: Gemessene jährliche NPP aufgetragen gegen simulierte Werte.

für bis zu drei Typen durchgeführt und die Ergebnisse entsprechend der relativen Anteile gemittelt. Die Lage dieser Feldstudien ist in Abb. 3.1 durch Dreiecke markiert.

In Abb. 3.17 sind zunächst simulierte und gemessene Werte gegenübergestellt. Eine lineare Regression (gestrichelte Linie) ergibt  $y = 334 + 0,56 \times x$  mit einer Korrelation von lediglich  $r^2 = 0,20$ . Eine solch geringe Korrelation zwischen direkten NPP-Messungen und Simulationen auf der Basis nicht-lokaler Klimadaten wurde schon oft festgestellt (Kaduk 1996, Warnant et al. 1994, Potter et al. 1994). Abb. 3.18 zeigt dazu Mittelwerte der simulierten und gemessenen NPP mit den dazugehörigen 90%igen Konfidenzintervallen, zuerst für alle Gitterpunkte mit unbekannter Vegetation ("U",  $n = 78$ ), mit bekannter Vegetation ("B",  $n = 175$ ), sowie differenziert nach Vegetationstypen mit mindestens 10 Meßpunkten. (Ziffern für einzelne Vegetationstypen nach Tab. 2.1; Formationen in eckigen Klammern mit Ziffern nach Tab. 2.2). Daraus läßt sich erkennen, daß sowohl für die Gruppe der bekannten als auch für die der unbekanntten Vegetationstypen ein signifikanter Unterschied zwischen simuliertem und aus Beobachtungen geschätztem Mittelwert der jährlichen NPP besteht. Dagegen ist bei einzelnen Formationen der Unterschied nur für Savannen signifikant [37]. Im allgemeinen spielt die Vegetationsart bei der Güte der Übereinstimmung eine Rolle: Eine Varianzanalyse der Differenz aus Simulation und Beobachtung für alle in Abb. 3.18 aufgeführten Gruppen (außer "U" und "B") ergibt eine Wahrscheinlichkeit von 99,4% dafür, daß die Abweichungen zwischen Simulationen und Beobachtungen in unterschiedlichen Gruppen verschieden sind.

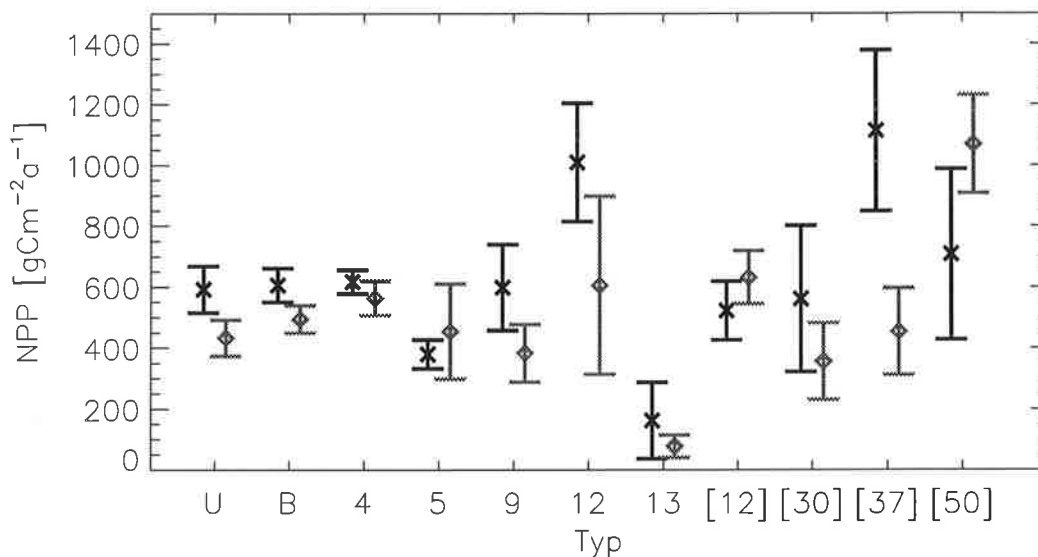


Abbildung 3.18: Mittelwerte und 90%-Konfidenzbereich der simulierten (schwarz) und gemessenen (grau) jährlichen NPP, sortiert nach Gruppen von Beobachtungen mit mindestens 10 Stichproben: "U" unbekannter Vegetationstyp,  $n = 78$ ; "B" bekannter Typ,  $n = 178$ ; Reine Vegetationstypen sind 4: gemäßigte Laubbäume,  $n = 30$ ; 5: Nadelbäume,  $n = 17$ ; 9: C3-Gras,  $n = 18$  und 13: Tundra,  $n = 10$ ; Mischformationen sind [12] Mischwald,  $n = 12$ ; [30] C3/C4-Gras,  $n = 11$ ; [37] Savanne,  $n = 19$ ; und [50] tropischer Regenwald,  $n = 12$ .

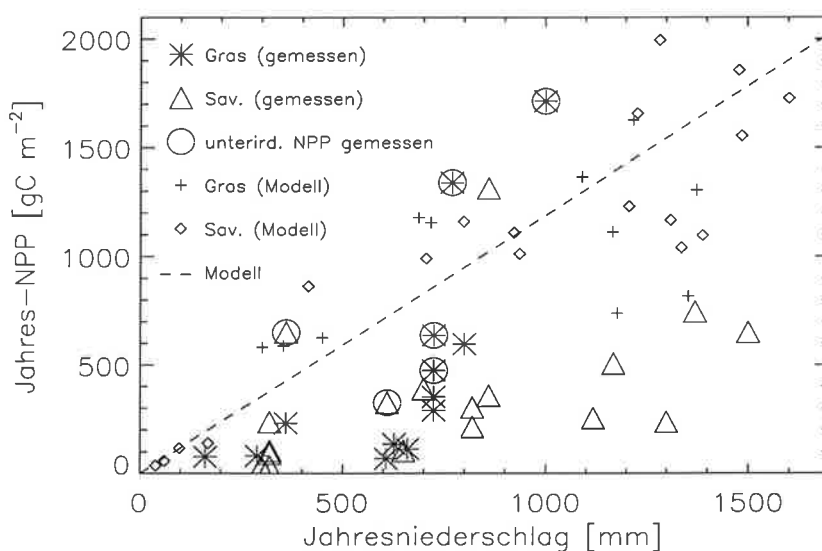


Abbildung 3.19: Simulierte und beobachtete jährliche NPP für tropische Gräser und Savannen aufgetragen gegen den Jahresniederschlag.

Die allgemein höhere modellierte NPP geht vor allem auf die deutlich höhere Pro/duk/ti/-vi/-tät von Gräsern zurück. Daneben fällt noch die deutlich größere Variationsbreite in den Simulationen beim tropischen Regenwald auf. Diese liegt wahrscheinlich an dem schon erwähnten Problem der zu geringen Wurzeltiefe bei stochastischem Niederschlag. Die scheinbare Überschätzung der Pro/duk/ti/-vi/-tät von C4-Gräsern steht im Gegensatz zu der Tatsache, daß die Daten aus dem FIFE-Experiment (Abschnitt 3.4) noch höhere tägliche CO<sub>2</sub>-Aufnahmeraten zeigen als das Modell, nämlich ca. 10 gC/m<sup>2</sup> pro Tag der Wachstumsperiode. Ähnlich hohe NPP-Werte wurden durchaus gemessen, nämlich 1714 gC/m<sup>2</sup> bei ca. 150 Tagen Wachstumsperiode (Murphy et al. 1975). Einen Vergleich der Abhängigkeit der Produktivität tropischer Gräser vom Jahresniederschlag zwischen Simulation und Daten von Murphy et al. zeigt Abb. 3.19. Dabei fällt auf, daß die simulierten Werte (+) durchaus eine ähnliche Abhängigkeit vermuten lassen wie die Messungen (\*), daß jedoch die Simulationen insbesondere bei höheren Niederschlagswerten in der Regel deutlich höher liegen. Das gleiche gilt für Savannen, für die die Messungen (Δ) noch deutlicher unterhalb der Simulationen (◇) liegen. Beschränkt die Auswertung sich dagegen auf die wenigen NPP-Messungen, die auch den unterirdischen Produktionsanteil miteinbeziehen, so ist die Übereinstimmung jedoch recht gut. Dies deutet darauf hin, daß direkte NPP-Messungen wegen fehlender Standardisierung der Methoden und der großen Schwierigkeiten bei der Messung unterirdischer Produktionsmöglichkeiten zur Überprüfung von Vegetationsmodellen ungeeignet sind. Eine Einschätzung dieser Methoden geben Long et al. (1989) für den Fall tropischer Grasformationen.

Zum Abschluß dieses Kapitels soll noch geklärt werden, ob gemessene NPP-Daten geeignet sind, die Qualität der hier simulierten Testversionen gegeneinander abzuwägen. Dazu sollen zwei verschiedene Gütekriterien verwendet werden, zum einen die mittlere Abweichung aus simulierter und beobachteter NPP, zum anderen der mittlere Simulationsfehler, definiert als die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung. Der Unterschied besteht darin, daß das erste Kriterium eine Kompensation positiver und negativer Fehler zuläßt, dies sind insbesondere zufällige Abweichungen um den Mittelwert bedingt durch den Unterschied des lokalen vom mittleren Klima, während das zweite Kriterium auch solche unsystematischen Streuungen bestraft. Zu diesen Werten werden noch die dazugehörigen 95%igen Konfidenzintervalle berechnet.

Wie aus Abb. 3.20 hervorgeht, ist es nach beiden Kriterien in den meisten Fällen nicht möglich, anhand der gemessenen NPP zwei beliebigen Testversionen des Modells einen signifikanten Unterschied in der Güte der Simulation zuzuordnen. Dabei fällt auf, daß die Höhe der Abweichung (obere Grafik) meist den mittleren Fehler (untere Grafik) bestimmt, also systematische Abweichungen überwiegen. Fast immer ist die Übereinstimmung umso besser, je niedriger die simulierte NPP ist, wodurch "R-" zur Version mit der besten Übereinstimmung wird. Ob dies tatsächlich am Vegetationsmodell liegt, oder etwa an einer allgemeinen NPP-Unterschätzung bei den Messungen, läßt sich nur schwer beurteilen. Eine mögliche Überprüfung mit Hilfe von atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Daten ist Gegenstand des 5.

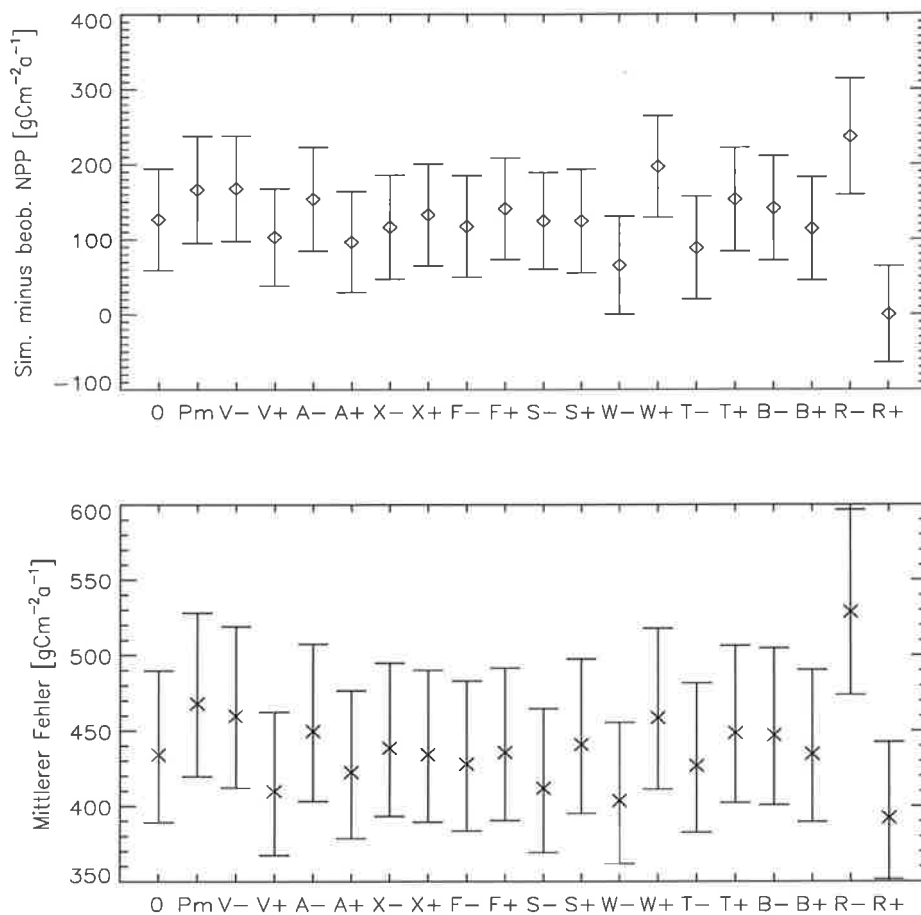


Abbildung 3.20: Mittlere Differenz aus simulierter und gemessener jährlicher NPP (oben), sowie Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (unten), differenziert nach Modellversionen. Die Balken stehen für den 95%igen Konfidenzbereich der beiden Größen. Die Zahl der Messungen beträgt 253.

Kapitels.

### Schlußbemerkung

Abschließend scheint eine Bemerkung zu den in diesem Kapitel beschriebenen Sensitivitätstests und Vergleichen angebracht: Da die wirklichen Fehler der globalen Datensätze und bei den globalen Parameterzuweisungen unbekannt sind, handelt es sich bei den Sensitivitätsstudien lediglich um eine erste Abwägung der relativen Bedeutung verschiedener Prozesse und Darstellungen solcher Prozesse bei der globalen mechanistischen Biosphärenmodellierung. Gewisse Abweichungen bei der Fehlerabschätzung würden sicherlich zu etwas anderen Reihenfolgen bei der Bedeutung der Sensitivitäten führen. Daneben zeigt zeigt sich beim Vergleich mit Messungen im Feld, daß eine Simulation mit in der Nähe des Standortes

gemessenen Wetterdaten sicherlich wünschenswert wäre. Jedoch ist es unwahrscheinlich, daß sich dabei das Gesamtbild und die wichtigsten Schlußfolgerungen ändern würden. Dies sind:

- Ein besseres Verständnis der Pflanzenrespiration erscheint als dringendste Aufgabe der globalen Biosphärenmodellierung; hier entstehen die größten Unsicherheiten.
- Verbesserte Datensätze zur Produktivität verschiedener Vegetationstypen werden dringend benötigt.
- Die Wurzeltiefe, insbesondere in den Tropen, ist in bisherigen terrestrischen Biosphärenmodellen nur ungenügend wiedergegeben. Dieser Fehler wird durch zeitlich nicht aufgelöste Schwankungen der Niederschlagsrate z.T. kompensiert.
- Fragen der Energiebilanz und der Tagesvariabilität des Wetters sind für eine genaue mechanistische Modellierung kritischer als die Stomata-Parametrisierung oder die Größe des turbulenten Austauschs.
- Die Verbesserung von Vegetationskarten mit Hilfe von Satellitendaten hätte für die Modellierung der globalen Vegetationsaktivität nur eine verhältnismäßig geringe Bedeutung.
- Direkte Messungen der Nettoprimärproduktion sind wahrscheinlich z.Zt. wegen der damit verbundenen Ungenauigkeiten und wegen der geringen räumlichen Übertragbarkeit nicht oder nur in geringem Maße zur Überprüfung globaler mechanistischer Biosphärenmodelle geeignet. Dies liegt auch an der noch ungenügend berücksichtigten unterirdischen Produktivität und an der geringen Zahl von Studien in einigen global bedeutenden Gebieten, insbesondere den tropischen Regenwäldern.

Ob sich einige dieser Unsicherheiten mit Hilfe globaler Beobachtungsdaten verringern lassen, wird in den folgenden Kapiteln untersucht. Dabei handelt es sich um optische Satellitendaten (Kapitel 4 und 5) und um Messungen des CO<sub>2</sub>-Gehalts der freien Atmosphäre (Kapitel 6).



## Kapitel 4

# Modellvalidierung mit Fernerkundungsdaten

### 4.1 Einführung

In dem nun folgenden Kapitel soll die Frage beantwortet werden, ob von Satelliten aus mit optischen Sensoren gemessene Daten des terrestrischen Reflexionsgrades geeignet sind, unterschiedliche Versionen des vorgestellten Biosphärenmodells zu validieren, d.h. zu bestätigen, oder zu verwerfen. Es geht dabei um sogenannte passive satellitengestützte Instrumente, die das von der Erdoberfläche reflektierte Sonnenlicht messen, woraus, unter Berücksichtigung der solaren Einstrahlung, der Reflexionsgrad eines bestimmten Gebietes für einen vom Instrument abhängigen Wellenlängenbereich berechnet wird.

Für die hier entwickelte globale Modellierung terrestrischer Vegetation kommen natürlich nur global umfassende Datensätze in Frage, mit genügend hoher zeitlicher Auflösung, um jahreszeitliche Veränderungen zu erfassen; tatsächlich existieren Archive solcher Satellitendaten für einen ununterbrochenen Zeitraum von 1982 bis heute (Townshend 1994). Die Daten stammen von einer Serie von Wettersatelliten der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) der USA mit einer quasi-polaren, nahezu sonnensynchronen Umlaufbahn und werden von dem Instrument "Advanced Very High Resolution Radiometer" (AVHRR) gemessen. Die räumliche Auflösung dieser Daten beträgt ca. 15 km, die zeitliche ein oder zwei Wochen. Es handelt sich dabei um das Produkt "Global Vegetation Index" (GVI) der NOAA (Kidwell 1990)

Dieses Produkt stellt einen Ausschnitt der ursprünglichen, täglich gemessenen Daten mit einer räumlichen Auflösung von  $1,1 \times 1,1$  km in Nadirrichtung dar (senkrecht nach unten). Obwohl weitere Erdbeobachtungssysteme geplant sind, liefern z. Zt. nur die Satelliten der NOAA kontinuierliche, global umfassende und zeitlich genügend hochauflösende optische Daten der Erdoberfläche (Townshend 1994).

Daß aus diesen Daten wichtige biophysikalische Größen abgeleitet werden können, die von Interesse für die Erforschung des globalen Kohlenstoffkreislaufes sind, wird allgemein

angenommen. So wurden kürzlich im Rahmen des Internationalen Geosphäre-Biosphäre-Programms (IGBP) solche Daten global mit der eben genannten vollen Auflösung des Sensors archiviert (Townshend et al. 1994). Das Projekt, das eine komplexe Koordination global verteilter Empfangszentren erforderte, war ursprünglich für 18 Monate geplant, beginnend mit dem 1 April 1992, und wurde später bis zum 30. September 1996 verlängert.

Bevor jedoch näher auf die technischen Einzelheiten einer solchen globalen Datenerfassung eingegangen wird, soll in dem vorliegenden Abschnitt zunächst kurz dargestellt werden, warum es überhaupt möglich ist, aus fast 1000 km Höhe Menge und Verteilung von Vegetation zu erfassen; dann werden die wichtigsten Vorteile dieses Verfahrens genannt, durch welche verschiedene wissenschaftliche Organisationen dazu bewogen wurden, umfangreiche Datenerfassungs- und Archivierungsprogramme in Angriff zu nehmen. Daraufhin wird dargelegt, daß diese Daten bisher in den meisten Fällen nur in qualitativer Weise verwendet wurden und daß quantitative Studien nur in Ansätzen und auf kleinem Raum durchgeführt wurden oder in hohem Maße auf andere Quellen zurückgreifen mußten.

Nach dieser Einführung geht es schließlich um die oben zitierte Frage, ob diese Satellitendaten Informationen für die globale Vegetationsmodellierung enthalten, die nicht aus traditionellen Quellen bereits bekannt sind; eine Antwort auf diese Frage soll schließlich mit Hilfe der hier aufgezeigt Modellierungsstudie gesucht werden. Auf die Theorie der optischen Fernerkundung soll dagegen nicht näher eingegangen werden, dafür sei vor allem auf die umfassenden Darstellungen in Asrar (1989) und Sabins (1987) hingewiesen.

### **Prinzip der optischen Fernerkundung von Vegetation**

Zunächst sei das Prinzip der optischen Fernerkundung von Vegetation erklärt: Wie aus Abb. 4.1 ersichtlich, besitzen grüne Blätter und Nadeln der Koniferen eine charakteristische spektrale Signatur im Wellenlängenbereich vom Sichtbaren (0,38 bis 0,72  $\mu\text{m}$ ) bis zum nahen Infrarot (0,72 bis 1,3  $\mu\text{m}$ : NIR). Diese Signatur ist gekennzeichnet durch starke Absorption im sichtbaren und photosynthetisch aktiven Teil des Spektrums – mit einem schwach ausgeprägten Maximum im grünen Bereich, das auch vom menschlichen Auge wahrgenommen wird – und hohe Reflexion im längerwelligen und für die Photosynthese unbrauchbaren NIR. Die Absorption beträgt hier nur noch ca. 10%, der Rest wird transmittiert (Jones 1983, Brakke et al. 1989). Diese Eigenschaft der lebenden Blätter ist von großer Bedeutung für den Wasserhaushalt der Pflanzen, denn im NIR wird fast die Hälfte der Sonnenenergie eingestrahlt (vgl. Abschnitt 2.5). Der drastische Anstieg der Reflexion zwischen 0,7 und 0,75  $\mu\text{m}$  steht im Gegensatz zu anderen Oberflächen, insbesondere zu Böden, bei denen der Reflexionsgrad viel kontinuierlicher ansteigt. Im Vergleich dazu zeigen im mittleren Infrarot, also zwischen 1,3 und 2,5  $\mu\text{m}$ , sowohl bewachsene Oberflächen als auch feuchte Böden das charakteristische Reflexionsspektrum des Wassers. Daher kann dieser Spektralbereich, in dem auch die solare Einstrahlung geringer ist, keinen ausgeprägten Kontrast zwischen Vegetation und Boden liefern.

Aus dem Kontrast im Spektralbereich von Rot zu NIR wurde die Methode des sogenann-

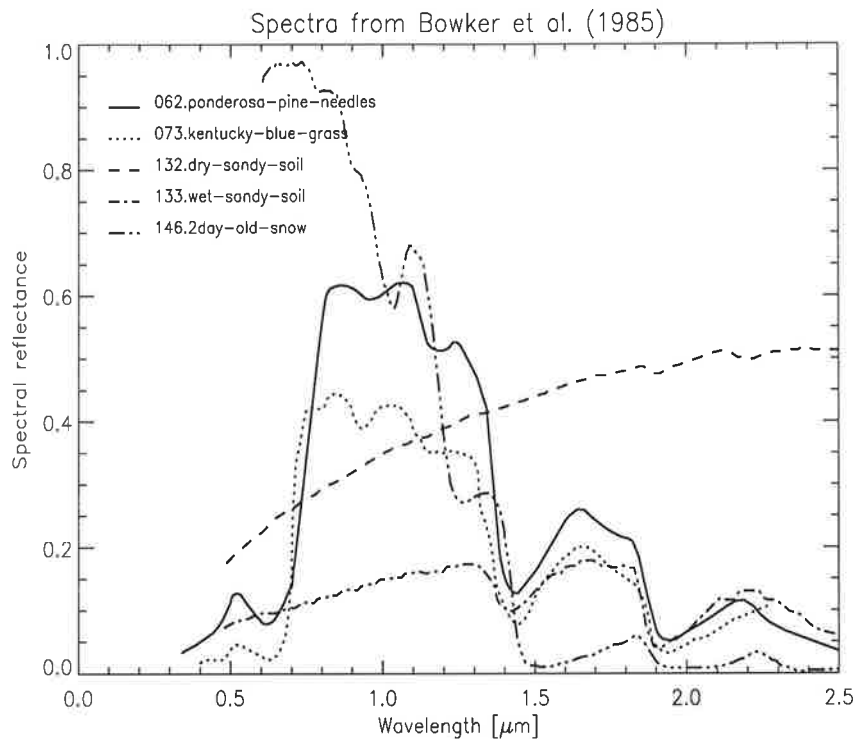


Abbildung 4.1: Spektrale Abhängigkeit des Reflexionsgrades für verschiedene Oberflächen: Kiefernadeln, Gras, trockener und feuchter sandiger Boden und Schnee; nach Bowker (1985).

ten “*spectral mapping*” von Vegetation entwickelt (Pearson und Miller 1972), die durch Abb. 4.2 illustriert werden soll und die ohne wesentliche Änderungen bis heute angewandt wird (Justice 1986, Sellers et al. 1994, Running et al. 1994). Meist wird statt des einfachen Verhältnisses NIR/Rot (*simple ratio*, SR) die “normalisierte Differenz” verwandt, definiert als  $NDVI = (NIR - Rot) / (NIR + Rot)$  (“*Normalized Difference Vegetation Index*”, Deering et al. 1975, vgl. Abschnitt 1.4). Es handelt sich dabei allerdings um keine exakte Messung, etwa von Biomasse, Blattflächenindex (LAI) oder FPAR (Absorptionsgrad photosynthetisch aktiver Strahlung durch Pflanzen, vgl. Glg. 125, Kapitel 2), sondern es werden meist im Feld empirisch gewonnene Beziehungen auf die Daten angewandt. Ein solches Prinzip wird in verschiedenen Biosphärenmodellen verwandt (Heimann und Keeling 1989, Potter et al. 1993, Knorr und Heimann 1995, Ruimy et al. 1996), in denen aus Daten des NDVI die Größe FPAR abgeleitet wird (Prince 1991, Ruimy et al., 1994). Die damit verbundenen Unsicherheiten werden im nachfolgenden Kapitel 5 diskutiert.

An dieser Stelle sei noch kurz erwähnt, daß die eben erläuterte quantitative Interpretation von Fernerkundungsdaten nur einen kleinen Anteil ihrer Anwendung bei der Erkundung von Vegetation darstellt. An qualitativen Arbeiten auf kontinentalem bis globalem Maßstab seien daher genannt: Die kartographische Erfassung der Landbedeckung und Landnut-

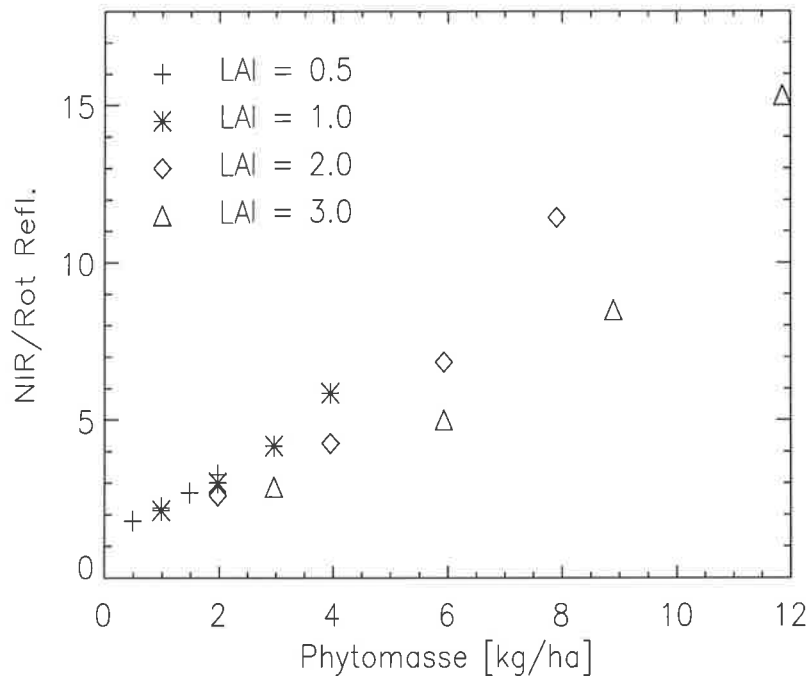


Abbildung 4.2: Verhältnis des Reflexionsgrades vom nahen Infrarot zu Rot simuliert mit dem bidirektionalen Reflexionsmodell für Boden und Vegetation, NADIWAS, mit erektophiler Blattwinkelverteilung (Gobron et al. 1996) für verschiedene Werte des LAI und des Bedeckungsgrades (25, 50, 75 und 100%). Der Sonnenstand beträgt  $45^\circ$  vom Zenit, die Blickrichtung liegt  $30^\circ$  vom Zenit und ist im Azimut um  $90^\circ$  zur Richtung der Sonne gedreht. Die übrigen Werte entsprechen den Standardwerten für Getreide und für einen feuchten, mittelhellen Bodentyp. Die Graphik dient der Illustration des Prinzips des *spectral mapping* der Vegetationsmenge, wobei zur Umrechnung von LAI in Phytomasse  $25,3 \text{ m}^2$  pro kg Blattmasse angenommen wurden (Wert für Getreide, Schulze et al. 1994).

zung (vgl. Abschnitt 1.4; z.B. Norwine und Gregor 1983, Tucker et al. 1985, Thomas und Henderson-Sellers 1987, Lloyd 1990, Mayaux und Lambin 1997, Ehrlich und Lambin 1996) und die Analyse von Veränderungen (Tucker et al. 1984, Malingreau 1986, Malingreau et al. 1989, Hellden 1991, Tucker et al. 1991, Lambin und Strahler 1994, u.a.m).

### Möglichkeiten und Grenzen der quantitativen Fernerkundung

Welches sind nun die Vorteile der globalen satellitengestützten Erfassung von Vegetation und vegetationsspezifischen Größen gegenüber der traditionellen Kartographie? Wahrscheinlich der wichtigste Vorteil ist die global einheitliche Erfassung mit hoher Wiederholrate, auch von sonst unzugänglichen Regionen. Gerade die globale Konsistenz der Beobachtungsmethode gewährleistet Unabhängigkeit von regionalen Traditionen, etwa in der

Klassifizierung von Naturräumen. Die hohe Frequenz der Beobachtung gestattet außerdem die sonst nicht mögliche großräumige Erfassung von jahreszeitlichen und interannualen Veränderungen. Mit diesen Eigenschaften stellen Satellitendaten eine einzigartige und nicht zu ersetzende Informationsquelle dar.

Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, daß es auch eine Anzahl von gravierenden Problemen gibt, die darauf beruhen, daß die vom Satelliten gemessene spektrale Information nicht allein von den interessierenden Größen abhängt, also von Menge der Vegetation, sondern auch in komplizierter Weise von einer Reihe von Störgrößen: Sonnenstand und Beobachtungswinkel (Pinty und Verstraete 1991, Meyer et al. 1995), Bodenhintergrund (Huete und Jackson 1988, Leprieur et al. 1994), Schnee (Dozier 1989), nicht-grüne Pflanzenteile (Sellers 1985), Größe, Orientierung und optische Eigenschaften der Blätter und Nadeln (Verstraete 1987, Jacquemoud 1993, Myneni et al. 1995), das Verhältnis aus LAI und Bedeckungsgrad (Asrar et al. 1992), Aerosol-, Wasserdampf- und Ozongehalt der Atmosphäre (Kaufman 1989), Wolken kleiner als die Bildauflösung (*subpixel clouds*, Kaufman 1989) und Veränderungen in der Kalibrierung des Bordinstruments (Kaufman und Holben 1993, Koslowsky 1996).

Die bisher entwickelten Strategien zur Verringerung des Einflusses dieser Störgrößen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- (1) Meßmethode und zu messende Größe werden möglichst dem Problem angepaßt. Dies gilt natürlich für die Wahl der charakteristischen Wellenlängen Rot und NIR, aber z.B. auch für die Wahl von FPAR anstelle etwa von LAI (Asrar et al. 1992, Goel und Qin 1994).
- (2) Die Störgrößen werden aus anderen Quellen bestimmt und das Signal auf eine Standardsituation normiert. Dies setzt jedoch voraus, daß die Abhängigkeit des Signals nicht nur von den so bestimmten Störgrößen und den interessierenden Größen bekannt ist, sondern daß diese Abhängigkeit noch invariant ist gegenüber Änderungen immer noch unbekannter Störgrößen. Das wichtigste Beispiel für diese Methode ist die Korrektur der Satellitendaten gegenüber dem Einfluß der Atmosphäre mit Hilfe bereits weit entwickelter Modelle des atmosphärischen Strahlentransfers. Eine nicht bekannte Störgröße ist hier die Anisotropie der Reflexion am Boden, die vor allem von der Vegetation bestimmt wird. Diese hat einen bedeutenden Einfluß auf den atmosphärischen Effekt hauptsächlich in der Rückstreuregion (Sonne im "Rücken" des Sensors), kann sonst aber meist vernachlässigt werden (Lee und Kaufman 1986).
- (3) Eine weitere Strategie besteht darin, aus dem Reflexionsgrad verschiedener Kanäle Kombinationen, sogenannte Indizes, zu bilden, die gegenüber unbekanntem Störgrößen möglichst robust, gegenüber den interessierenden Größen aber möglichst sensitiv sind (Verstraete und Pinty 1996, Pinty et al. 1993, Leprieur et al. 1994). Solche Indizes werden vor allem zur Identifikation von Vegetation benutzt, weil hier das Pro-

blem wegen des ausgeprägten Kontrastes in der Reflexion um  $0,7 \mu\text{m}$  noch recht einfach ist (s.o.). Verbesserte Indizes nutzen die sog. *soil line* aus (Kauth und Thomas 1976, Richardson und Wiegand 1977), auf der sich die Reflexionsgrade der meisten Böden in einem Rot/NIR-Diagramm befinden, unabhängig von ihrer Feuchte (z.B. SAVI, Huete 1988). Bei dem Global Environmental Monitoring Index (GEMI; Pinty und Verstraete 1992a) wurde diese Robustheit des Index gegenüber Änderungen in der Bodenreflexion so weit wie möglich beibehalten und gleichzeitig eine Standard-Atmosphärenkorrektur in die Formulierung des Index miteinbezogen (Verstraete und Pinty 1996). Dadurch reagiert GEMI auf Schwankungen in atmosphärischen Bedingungen deutlich schwächer als NDVI, wie Flasse und Verstraete (1994) anhand von AVHRR-Daten über Afrika zeigen. Eine Beurteilung des Signal/Rausch-Verhältnisses der Indizes NDVI, GEMI und SAVI findet sich in der Studie von Leprieur et al. (1994).

- (4) Die letzte Strategie zur Ausschaltung von Störungen, die hier genannt werden soll, besteht einfach in ihrer Identifikation und Vermeidung. Diese wird vor allem für Wolken und Schnee angewendet; das *screening* von Satellitenbildern nach sehr hellen Objekten gehört zu den Standardverfahren der Datenaufbereitung. Zur Vermeidung von Wolken, die kleiner sind als die Bildauflösung, also nicht einfach identifiziert werden können, wird meist innerhalb eines Zeitraumes von einer Woche bis zu einem Monat der Tag mit dem höchsten Vegetationsindex ausgewählt (Holben 1986). Eine quantitative Beurteilung dieses Verfahrens, das durch die hohe Wiederholungsfrequenz von einem Tag beim AVHRR begünstigt wird, bietet Kaufman (1989).

Alle diese Lösungsstrategien haben natürlich wieder ihre eigenen Probleme. Z.B. bestehen diese bei Methode (2) meist in der fehlenden Zuverlässigkeit der Informationsquellen. Neben der atmosphärischen Korrektur gilt dies noch für die Korrektur von Veränderung in der Sensorkalibrierung, bei der es noch kein einheitliches Verfahren gibt (Koslowsky 1996). Ein anderer Fall besteht bei Beobachtungsgeometrie und Sonnenstand: Diese Größen sind, bei angemessener Archivierung, genau bekannt. Die Korrektur des Signals durch Normierung auf eine bestimmte Standardbedingung scheitert aber meist an der Komplexität der Winkelabhängigkeit der Reflexion; entsprechende Modelle befinden sich noch in der Entwicklung (Pinty und Verstraete 1991, Pinty und Verstraete 1992b, Myneni et al. 1995). Auch Methode (3) bietet natürlich noch keine vollständige Lösung der Probleme, da solche Indizes immer nur einen Kompromiß verschiedener Faktoren darstellen. Schließlich hat Methode (4) noch das Problem, daß dabei bestimmte Sichtverhältnisse und solare Positionen bevorzugt werden, was die Auswahl des Index zusätzlich von der Wettersituation abhängig macht.

Es ist wichtig zu betonen, daß alle hier genannten Probleme und Lösungsmethoden für die weitere Strategie dieser Studie von Bedeutung sind – daneben sollen diese Ausführungen aber auch deutlich machen, wie stark die quantitative Interpretation von Satellitendaten

durch oft kaum kontrollierbare Störeinflüsse erschwert wird. Eine Folge davon ist, daß die Anwendung von AVHRR-Daten auf die quantitative Erfassung interannualer Veränderungen in der Vegetationsbedeckung zur Zeit nur mit großem Aufwand möglich, wenn nicht gar unmöglich ist (Koslowsky 1996). Ähnliche Probleme der Inkompatibilität zeitlich auseinanderliegender Beobachtungen gelten übrigens auch für die traditionelle, rein qualitative Interpretation (Duda und Hart 1973, Wharton 1989); ein Beispiel globaler Anwendung ist die Vegetationskarte von DeFries und Townshend (1994), die in dieser Studie als eine von mehreren Vegetationsdatensätzen dient (vgl. Abschnitt 2.4).

### Schlußfolgerungen und weitere Strategie

Nach dieser Betrachtung mag der Eindruck entstehen, die eingangs nur recht kurz aufgezählten Vorteile der Satellitenfernerkundung, nämlich ihre Konsistenz und globale Vollständigkeit, würden durch diese Probleme praktisch vollständig aufgehoben. Tatsächlich wird in Projekten, in denen mit Hilfe globaler AVHRR-Daten biophysikalische Parameter abgeleitet werden (Los et al. 1994, Sellers et al. 1994) in erheblichem Maße auf andere Quellen als Satellitendaten zurückgegriffen. In der zitierten Studie beruht z.B. eine Korrektur des NDVI auf der Identifikation bestimmter Vegetationstypen, eine Information, die üblicherweise gerade aus dem NDVI selbst gewonnen wird. Der Datensatz von Los et al. und Sellers et al. ist sicherlich für eine realistischere Beschreibung der globalen Vegetation, beispielsweise in Klimamodellen, von großem Nutzen; er eignet sich jedoch nicht zur Untersuchung der eingangs gestellten Frage, ob Satellitendaten einen für globale biogeochemische Modellierung nützlichen Informationsgehalt besitzen.

Daher soll in dieser Studie eine andere Strategie verfolgt werden, die eine klare Trennung der Informationsquellen in Satellitendaten einerseits und in Vegetations-, Klima- und Bodenkarten andererseits ermöglicht. Der erste Teil dieser Strategie besteht in der prognostischen Berechnung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der globalen Landvegetation, die in den Kapiteln 2 und 3 beschrieben wird. Im zweiten Teil werden dann die Ergebnisse verschiedener Versionen der prognostischen Modellrechnung mit den Satellitendaten verglichen, und zwar in der Form des Vegetationsindex GEMI. Dieser Index wurde ausgewählt, weil er in den meisten Fällen ein besonders gutes Signal-Rausch-Verhältnis besitzt (Leprieur et al. 1994) und sich außerdem besonders gut zur Identifikation von Wolken und Schnee eignet (Flasse und Verstraete 1994). Dazu wird in Abschnitt 4.4 zunächst in mehr qualitativer Weise der simulierte LAI direkt mit dem gemessenen GEMI verglichen. Ein quantitativer Vergleich erfolgt danach in Abschnitt 4.5, wobei zusätzlich GEMI mit einem Fernerkundungsmodell simuliert wird. Ein solcher Vergleich auf der Ebene des Meßsignals selbst wurde zuerst von Knorr et al. (1995) versucht und erlaubt erst eine objektive Beurteilung der Möglichkeiten der Satellitenmessung zur Modellvalidierung. Als dritter Teil wird schließlich im anschließenden Kapitel 5 versucht, die Satellitendaten als zusätzliche Einschränkung des Vegetationsmodells einzuführen. Aus Gründen des Rechenaufwandes geschieht dies über die Größe FPAR, die aus den Satellitendaten abgeleitet wird und die

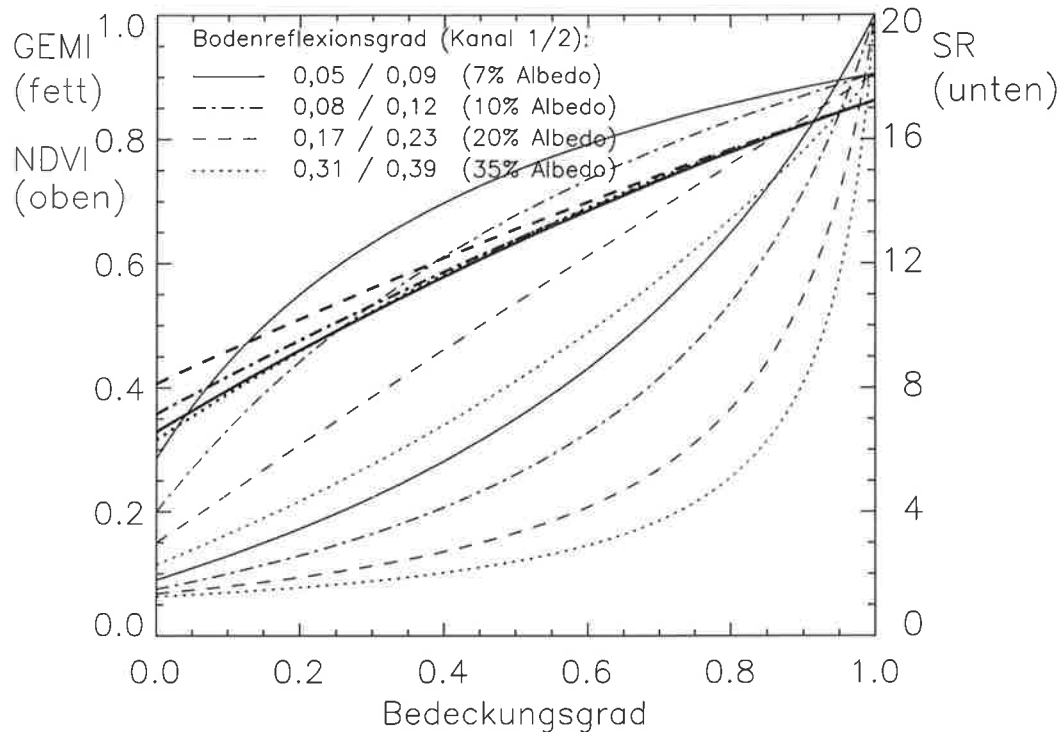


Abbildung 4.3: Abhängigkeit der Vegetationsindizes GEMI, NDVI und SR vom Bedeckungsgrad für einige charakteristische Werte der Reflexion von Boden und dichter Vegetation.

das Vegetationsmodell innerhalb vorgeschriebener Fehlergrenzen reproduzieren muß.

Als Illustration für die Vegetationserfassung mit Vegetationsindizes zeigt Abb. 4.3 den Einfluß des Bodenhintergrunds auf die Abhängigkeit dreier Indizes von der Vegetationsbedeckung. Dabei handelt es sich um eine einfache lineare Mischung der Reflexionsgrade dichter Vegetation (0,02/0,40) mit jener verschiedener Böden nach der *soil line* von Price und Bausch (1995) und nach Tab. 2.4 in Abschnitt 2.5 (feucht/dunkel, feucht/mittel, trocken/mittel, trocken/hell). Man erkennt, daß die Indizes NDVI und SR im mittleren Bereich des Bedeckungsgrades stark von der Bodenalbedo abhängen. Dieser Einfluß ist hier noch stärker als bei reiner Bodenreflexion (Bedeckungsgrad gleich Null). Ein nahezu linearer Zusammenhang zwischen Index und Vegetationsmenge besteht nur für NDVI im Fall relativ heller Böden, wobei beide Indizes zu dunkleren Böden hin zunehmen. Dagegen zeigt GEMI eine deutlich verringerte Abhängigkeit vom Bodentyp, wobei der größte Einfluß beim geringsten Bedeckungsgrad besteht. Der Index nimmt hier zunächst bis 20% Albedo mit der Bodenelligkeit zu, um dann bei sehr hellen Wüstenböden geringere, sogar negative Werte anzunehmen (Flasse et al. 1994).



Tabelle 4.1: Kanäle des AVHRR-Instruments an Bord von NOAA-11 mit den dazugehörigen Spektralbereichen und deren Bedeutung für die Fernerkundung von Landoberflächen.

Kanal	Wellenlänge [ $\mu\text{m}$ ]	Erfassung von
1	0,572-0,698	PAR-Absorption
2	0,716-0,985	Vegetationsbedeckung
3	3,536-3,935	Feuer
4	10,338-11,287	Oberflächentemperatur
5	11,408-12,386	Oberflächentemperatur

## 4.2 Datenerfassung und Datenbereitstellung

In dieser Studie werden die Jahre 1989 und 1990 aus dem eingangs erwähnten GVI-Produkt der NOAA verwendet, und zwar in einer weiter aufbereiteten Form von Berthelot et al. (1994) vom *Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère* (CESBIO) in Toulouse, Frankreich. Dazu werden in diesem Abschnitt einige wichtige Eigenschaften des Satelliten NOAA-11, dessen Operationszeit am 8. November 1988 begann und am 11. April 1995 endete, des GVI und der hier entwickelten Datenaufbereitung erläutert.

### Satellit NOAA-11 und Instrument AVHRR

Dieser Satellit hat eine nahezu sonnensynchrone Umlaufbahn zwischen 833 und 870 km Höhe, die um  $8,8^\circ$  von einer rein polaren abweicht. Durch die Abflachung der Erde an den Polen wird so eine langsame Verschiebung der Ebene der Umlaufbahn erreicht, die die Umlaufbahn der Erde um die Sonne ausgleicht; daher die Bezeichnung "sonnensynchron". Unmittelbar nach dem Start lag der Zeitpunkt der Äquatorüberquerung bei 14:30 Uhr in Süd-Nord- und bei 2:30 in Nord-Süd-Richtung (solare Zeit des Überflugpunktes); durch kleine Abweichungen von der idealen sonnensynchronen Bahn hat sich dieser bis März 1995 nach 17:23 Uhr bzw. 5:23 Uhr verschoben.

Mit einer Umlaufzeit von ca. 102 Minuten durchläuft NOAA-11 pro Tag  $14\frac{1}{9}$  Umläufe und kann, bei einer Breite des vom AVHRR abgedeckten Gebietes von 2800 km am Äquator, jeden Punkt der Erde täglich erfassen. Dabei wird alle 9 Tage der gleiche Punkt wieder vom gleichen Winkel aus beobachtet, wobei in Nadir-Blickrichtung ein kreisförmiges Gebiet mit einem Durchmesser von 1,1 km erfaßt wird. Diese Auflösung verringert sich für weiter von der Umlaufbahn entfernte Punkte bis zu einer Ellipse von 2,4 mal 6,9 km Durchmesser, bei einem Beobachtungs-Zenitwinkel von über  $70^\circ$ . Da ab einem Zenitwinkel von etwa  $60^\circ$  atmosphärische Streuung und Absorption beginnen, das Signal zu dominieren (Kaufman 1989), ist ein großer Teil der vom AVHRR aufgenommenen Daten für die Erfassung der Erdoberfläche unbrauchbar.

Das Instrument AVHRR hat insgesamt 5 Kanäle, in denen die spektrale Strahldichte

vom erfaßten Gebietes gemessen und mit einer Genauigkeit von 10 Bit (ca. 0,1%) gespeichert wird (daher die Bezeichnung "Very High Resolution"). Einer der Kanäle liegt im roten Spektralbereich, einer im nahen, einer im mittleren und zwei im thermischen Infrarot (siehe Tab. 4.1). Die hohe Datenrate von 122.880 Bit pro Sekunde und Kanal wird von einem bordeigenen Sender zur Erde gesendet, jedoch nicht vollständig an Bord zwischengespeichert, so daß eine globale Erfassung mit voller Auflösung von einer Station aus nicht möglich ist. (Dies gelingt nur mit Hilfe eines globalen Stationsnetzes, wie von der IGBP durchgeführt; Eidenshink und Faundeen 1994; vgl. oben). Für eine globale Erfassung wird daher lediglich eine Auswahl der Daten an Bord auf Band gespeichert und als "Global Area Coverage" (GAC)-Produkt übertragen. Dieser Teildatensatz entsteht dadurch, daß nur jede dritte Zeile (mit 2048 Punkten) ausgewählt wird, und von dieser Zeile jeweils vier Punkte gemittelt werden und der fünfte ausgelassen wird. Das Mittel dieser vier Punkte repräsentiert also einen Ausschnitt von drei mal fünf Punkten, wodurch eine Datenreduktion von etwa 500 Millionen Messungen der Tagseite der Erde pro Tag und Kanal auf ca. 35 Millionen erreicht wird, was immer noch einer Datenrate von etwa 220 Megabyte pro Tag entspricht.

### Das GVI-Produkt

Die hier verwendeten langjährig archivierten Daten mit der Bezeichnung GVI stellen eine weitere Teilmenge des GAC-Datensatzes dar; eine ausführliche Beurteilung dieser GVI-Daten geben Goward et al. (1993). Seit April 1985 werden bei der Archivierung die GAC-Daten auf ein räumliches Gitter mit konstanten Winkelabständen von ca.  $1/7^\circ$  Länge und Breite gebracht, wobei für jeden Punkt ein einzelnes GAC-Datum ausgewählt wird. Die Datensätze haben jeweils einen Umfang von 2500 mal 904 Gitterpunkten und umfassen alle Gebiete zwischen  $75^\circ\text{N}$  und  $55^\circ\text{S}$ . Bei der Auswahl des GAC-Gitterpunktes wird seit März 1983 jeweils das zuletzt gemessene Datum genommen, was zu einer Bevorzugung von östlichen Blickrichtungen mit großem Zenitwinkel und später solarer Zeit am Beobachtungsort führt. Die zeitliche Auflösung wird außerdem von täglich auf wöchentlich reduziert. Dies geschieht durch Wahl der Messung mit der größten Helligkeitsdifferenz zwischen Kanal 1 und Kanal 2, gemessen in digitalen Zählwerten. Dadurch werden Messungen mit starker atmosphärischer Rückstreuung weiter bevorzugt; dies, zusammen mit der oben genannten Richtungstendenz, führt zu einer starken Beeinträchtigung der Messung des Reflexionsgrades am Boden.

Die digitalen Zählwerte des GVI-Datensatzes wurden von CESBIO mit den Koeffizienten von Kaufman und Holben (1993) in Werte des Reflexionsgrades umgerechnet. Dabei wurden einige Daten gelöscht, und zwar bei Reflexionsgraden größer 1 oder kleiner 0 oder bei solaren Zenitwinkeln von mehr als  $85^\circ$ . Daraufhin wurden diese auf *top-of-atmosphere* (TOA) bezogenen Werte mit einem schnellen, parametrisierten Modell (SMAC: Rahman und Dedieu 1994) zu Bodenwerten (*top-of-canopy*: TOC) umgerechnet. Eingangsdaten sind Wasserdampfgehalt nach Oort (1983) und Ozongehalt aus TOMS-Satellitenmessungen, während

der Aerosolgehalt als eine vom Breitengrad abhängige Funktion parametrisiert wurde (siehe Berthelot et al. 1994). Diese Daten sind Teil des LASUR genannten Datensatzes von CES-BIO. Weitere Bearbeitungsschritte der Autoren Berthelot et al., wie z.B. zusätzliche Filter und Wolkenerkennungsalgorithmen, werden in dieser Arbeit nicht verwendet und durch eigene Techniken ersetzt.

### Weitere Datenfilter

Die LASUR-Daten werden zunächst nach weiteren Prüfkriterien gefiltert, um unzuverlässige Messungen zu entfernen. Daraus werden zwei monatliche Datensätze erstellt: Einer nach der Maximierungs-Technik (*maximum composite*, Code: "max") und einer, bei dem das monatliche Mittel aller als im wesentlichen wolkenfrei eingestuften Messungen gebildet wird (*mean composite*, Code: "cmp"). Dies sind die Prozeßschritte im einzelnen:

1. Messungen, bei denen der Zenitwinkel der Beobachtung oder der Sonne größer ist als  $60^\circ$ , werden entfernt. Entfernt werden außerdem solche Daten, bei denen *hot-spot*-Bedingungen vorliegen, d.h. die Sichtachse nahe der solaren Position liegt. Das Kriterium dafür ist

$$G_f(\theta_s, \theta, \Delta\phi) = \sqrt{\tan^2 \theta_s + \tan^2 \theta - 2 \tan \theta_s \tan \theta \cos \Delta\phi} < 0,25 \quad (1)$$

$\theta_s$  und  $\theta$  sind solarer und Sensor-Zenitwinkel,  $\Delta\phi$  der relative Azimutwinkel und  $G_f$  ein geometrischer Faktor, der in starkem Maße die erhöhte Reflexion unter *hot-spot*-Bedingungen bestimmt (Verstraete et al. 1990).

2. Die Vegetationsindizes NDVI und GEMI werden berechnet nach

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_n - \rho_r}{\rho_n + \rho_r} \quad \text{sowie} \quad (2a)$$

$$\text{GEMI} = \eta(1 - 0,25\eta) - \frac{\rho_r - 0,125}{1 - \rho_r} \quad \text{mit} \quad (2b)$$

$$\eta = \frac{2(\rho_n^2 - \rho_r^2) + 15\rho_n + 0,5\rho_r}{\rho_n + \rho_r + 0,5}$$

Dabei stehen  $\rho_r$  und  $\rho_n$  für den Reflexionsgrad im roten bzw. nah-infraroten Spektralbereich.

3. Die wöchentliche Zeitreihe von GEMI wird mit einem Fourier-Filter geglättet und alle Messungen, die um mehr als 0,2 kleiner sind als die geglätteten Werte, werden als bewölkt eingestuft. Vor der Glättung werden zunächst alle negativen GEMI-Werte auf Null gesetzt. Bei diesem Verfahren wird ausgenutzt, daß GEMI bei Wolken oder Schnee stark negative Werte annimmt, wobei durch Wahl einer Gauß'schen Filtercharakteristik mit einer Breite von 4 Wochen erreicht wird, daß mehrere aufeinanderfolgende niedrige GEMI-Werte von dem Verfahren nicht erfaßt werden; diese stammen

fast immer von Schnee oder von sehr hellen Wüstenböden und bleiben so im Datensatz. Aus den verbliebenen Daten werden dann monatliche Mittelwerte von GEMI und NDVI gebildet, was den Datensatz "cmp" ergibt.

4. Für den "max"-Datensatz werden innerhalb eines Monats die Messungen mit dem höchsten GEMI gewählt, wobei die Fourier-Filterung entfällt.

### Beispiel zur Illustration

Um einen genaueren Eindruck von der Qualität der Fernerkundungsdaten zu vermitteln, sollen zunächst noch einige Beispielszenen gezeigt werden. Dazu zeigt Abb. 4.4 das Monatsmittel "cmp" des GEMI für April 1989, und zwar global und für Ausschnitte über Europa und um Hamburg. Gebiete mit Werten unter Null oder ohne gültige Daten erscheinen weiß. Auf dem globalen Bild erkennt man deutlich die großen Vegetationsgebiete der Erde, vor allem in den Tropen, sowie die großen Wüsten Afrikas und Zentralasiens. Besonders in der Sahara zeigen sich Gebiete mit sehr hellen Böden ( $GEMI \leq 0$ ). Dagegen wird ein niedriger GEMI-Wert in weiten Gebieten Kanadas und Nord-Eurasiens durch Schnee bedingt.

In dem Europa-Ausschnitt erkennt man Schneegebiete vor allem in den Alpen und in Skandinavien. Daneben läßt sich eine deutlich abnehmende Vegetationsbedeckung von Südwest nach Nordost erkennen, bedingt durch den späteren Frühlingseinzug in zunehmend kontinental-winterkaltem Klima. Auf kleinerer Skala lassen sich noch einige fruchtbare Ebenen erkennen, etwa nördlich, südlich und östlich der Alpen, oder nördlich des Erzgebirges. Ein Blick auf die Region um Hamburg im dritten Bildausschnitt zeigt jedoch, daß das räumliche Rauschen sehr groß ist; so ist es z.B. schwer zu entscheiden, ob die besonders hohen Werte in Schleswig-Holstein an einem besonders frühen Frühlingseinzug liegen, oder daran, daß dieses Gebiet in diesem Monat besonders klar und wolkenfrei blieb.

Der Mittelwert des GEMI für diese Region ist in der linken Graphik der Abbildung für alle Monate des Jahres 1989 dargestellt (durchgezogene Linie). Dabei fehlen einige Monate, in denen keine nach der oben beschriebenen Filterung gültigen Daten vorhanden sind. Die gestrichelte Linie zeigt dagegen die ursprünglichen wöchentlichen LASUR-GVI-Daten. Man erkennt, daß die monatliche Mittelung die vor allem winkelbedingten wöchentlichen Schwankungen stark reduziert.

Rechts daneben ist dasselbe zeitliche Profil für nur einen Punkt etwas nördlich von Hamburg dargestellt. Die Schwankung der wöchentlichen Daten ist hier erwartungsgemäß größer als beim regionalen Mittel. Zweimal wird ein Ausschlagen hin zu kleinen GEMI-Werten als Bewölkung identifiziert und aus der Mittelung ausgeschlossen, während andere Schwankungen das Resultat von Winkelvariationen zu sein scheinen, z.B. im Juli und August. Ein Vergleich mit der linken Graphik zeigt jedoch, daß ein großer Teil der kurzzeitigen Schwankungen durch die regionale Mittelung nicht beseitigt wird; interessant sind besonders die starken Variationen im Mai und Juni, die zunächst abnehmen, um dann ab September wieder deutlich hervorzutreten. Ein solches Verhalten ist möglicherweise durch Schwebungen

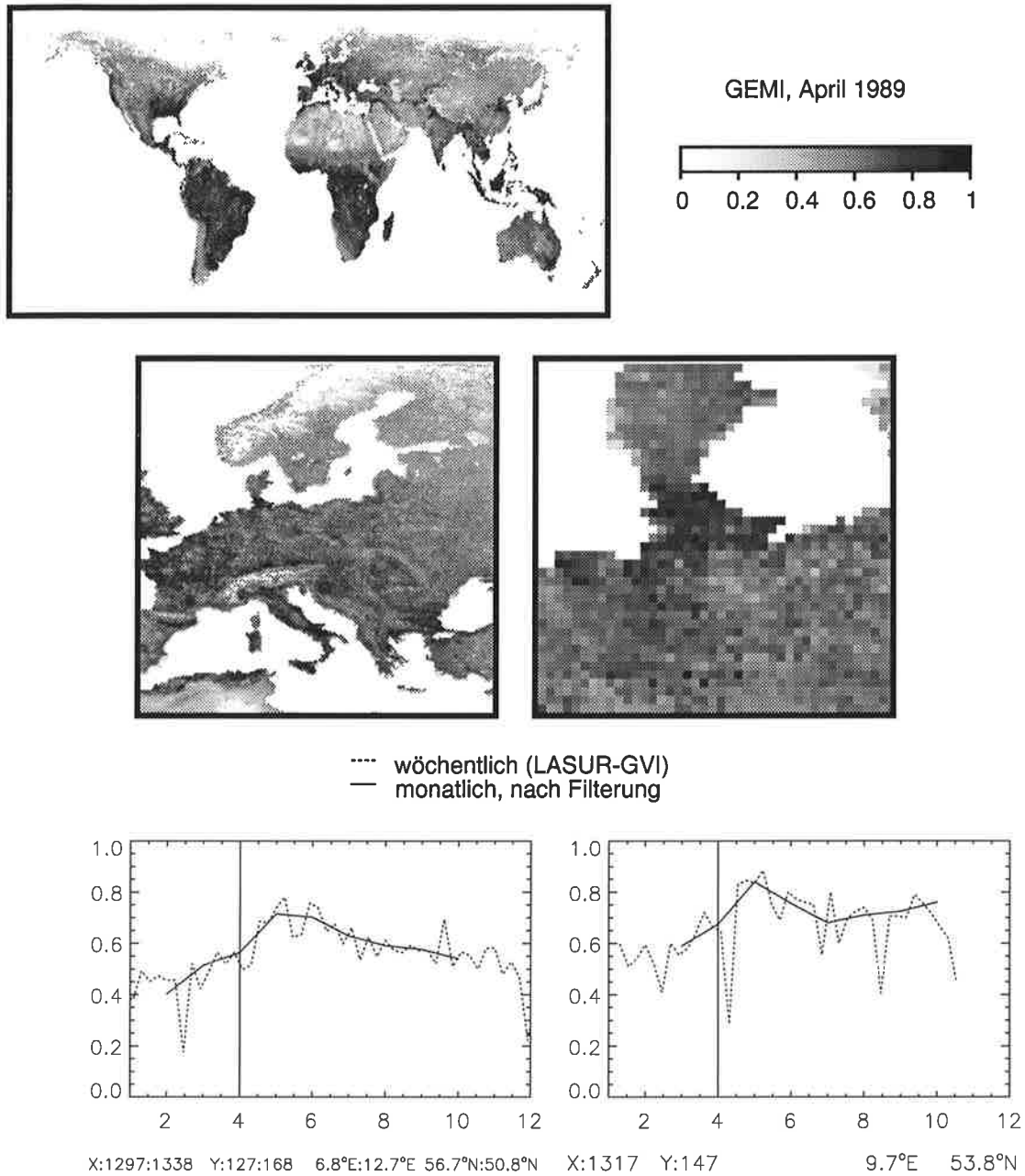


Abbildung 4.4: GEMI-Beispiele aus Hamburg und der Welt. Der senkrechte Strich in den Zeitserien markiert den Zeitpunkt der Bildausschnitte innerhalb der Zeitserien. Nähere Erläuterungen im Text.

Tabelle 4.2: Beschreibung weiterer Varianten des Vegetationsmodells BETHY.

Code	Beschreibung
0++	Standard mit Tagesgang nur alle 10 Tage, Bis zu 3 Vegetationstypen an einem Gitterpunkt
x0	wie 0++, jedoch Wurzeltiefe für Vegetationstyp 1 ausreichend für geschlossene Vegetation ( $LAI = 0,9\hat{\Lambda}$ ); für Gräser in Savannen 2 m statt 1 m
W++	wie x0, Wurzeltiefe jedoch auch für Typ 2 erhöht (maximaler monatlicher $LAI \geq 0,9\hat{\Lambda}$ )
xT+	wie x0, jedoch $T$ und $\hat{T}$ um $2^\circ\text{C}$ verringert (analog T+)
xT-	wie x0, jedoch $T$ und $\hat{T}$ um $2^\circ\text{C}$ erhöht (analog T-)

zwischen der 7-tägigen Maximierungsperiode der GVI-Daten und der 9-tägigen Wiederholrate der gleichen Beobachtungswinkel beim AVHRR bedingt, die sich, wegen der speziellen Pixelauswahl beim GVI-Archiv, regional relativ einheitlich auswirken (s.o.).

Die monatlichen Mittelwerte zeigen kein solches Verhalten (vgl. Goward et al. 1993, Meyer et al. 1995), obwohl noch deutliche Winkeleffekte spürbar sind. Betrachtet man z.B. nur ein Pixel (rechte Graphik), so ist nicht zu erkennen, ob eine Veränderung des GEMI, wie der Anstieg von Juli bis Oktober, winkelbedingt ist oder durch Veränderungen im Bewölkungsgrad entsteht. Insgesamt sollen diese Beispiele zeigen, daß erst eine gewisse räumliche und zeitliche Mittelung die Interpretation der GVI-Daten als Indikator von Veränderungen der Vegetationsbedeckung möglich macht.

### 4.3 Versionen des Vegetationsmodells BETHY

Im vorangehenden Kapitel wurde festgestellt, daß die dort verwendeten Modellversionen alle eine auffällig niedrige NPP in mehr oder weniger ausgedehnten Teilen des tropischen immergrünen Regenwaldes aufweisen, und daß dies wahrscheinlich auf eine ungenügende Darstellung der Bodenwasserspeicherung während der Trockenperiode zurückzuführen ist. Tatsächlich kamen Nepstad et al. (1994) in einer Untersuchung der Wurzeltiefe an verschiedenen Stellen des Amazonas-Regenwaldes zu dem Schluß, daß weite Teile dieses Gebietes zur Wasserversorgung während einer bis zu fünf Monate dauernden Trockenzeit auf Wurzeln angewiesen sind, die z.T. mehr als 18 m tief reichen. Das von den Autoren genannte Gebiet stimmt in etwa mit dem niedriger NPP in Abb. 3.4 überein.

Um diese Ergebnisse zu berücksichtigen, werden in diesem Kapitel weitere Modellversionen definiert, die im Prinzip ein Abschätzen der Wurzeltiefe in tropisch-trockensaisonalen Waldgebieten ermöglichen. Dabei wird für den Vegetationstyp 1 (tropisch-immergrüne

Bäume) die Wurzeltiefe solange in Schritten von 1 m erhöht, bis der LAI mindestens  $0,9\hat{\Lambda}$ , also 4,5 beträgt (Version "x0"). In einer weiteren Version ("W++") gilt dies auch für den Typ 2 (tropisch-laubabwerfende Bäume), wobei als LAI der höchste Monatsmittelwert genommen wird. Für jede Wurzeltiefe läuft das Vegetationsmodell erneut 5 Jahre mit stochastisch angetriebenem Niederschlag. Diese Modellversionen sind Abwandlungen der bereits im vorangehenden Kapitel eingeführten Version "0++", bei der die Berechnung des Tagesganges von Photosynthese und Energiebilanz nur alle 10 Tage erfolgt. Die Version "x0" wird dabei zur Standardversion, diese und weitere Varianten sind in Tab. 4.2 aufgeführt.

#### 4.4 Erster Vergleich: LAI-GEMI

Vor einem aufwendigeren Vergleich der Ergebnisse des Vegetationsmodells mit Satellitendaten über die Erzeugung eines synthetischen Vegetationsindexes soll an dieser Stelle zunächst in einfacher Weise überprüft werden, ob die Verteilungen der Vegetation in Modell und Beobachtung in groben Zügen übereinstimmen. Dieser Teil dient mehr der Illustration und der Qualitätsbeurteilung der Satellitendaten als einer abschließenden Bewertung der Ergebnisse des Vegetationsmodells.

Abb. 4.6 zeigt den Wert von GEMI als Monatsmittel ("cmp") für Juli 1989, und zwar für im Modell vegetationsfreie Gebiete ( $LAI=0$ ) und für Gebiete, in denen geschlossene Vegetation vorausgesagt wird ( $LAI\geq 4$ ). Die gewählte Modellversion ist "x0", was man daran erkennt, daß der geschlossene Amazonas-Regenwald bis weit nach Südwesten reicht ( $\approx 15^{\circ}S$  und  $52^{\circ}W$ , untere Karte). Es handelt sich dabei um die größte geschlossene Vegetationsformation, die im Modell simuliert wird.

Es sei an dieser Stelle angenommen, daß es sich bei diesem Gebiet auch in Wirklichkeit ausschließlicly um dichte Vegetation handelt, so daß der Wert für GEMI überall um 0,8 oder höher liegen sollte (vgl. Abb. 4.3). Tatsächlich ist dies nur für den südlichen und südwestlichen Teil des Amazonasgebiets der Fall, während im zentralen Teil Werte um 0,58 gefunden werden. Um diese Diskrepanz zu verstehen, sollte man sich vergegenwärtigen, daß sich im Juli die Zone maximalen Niederschlags und maximaler Bewölkung in Südamerika etwas nördlich des Äquators befindet, so daß sich die südlicheren Teile des Gebiets in einer Trockenzeit befinden. Dadurch sind dort die Satellitenbeobachtungen weitgehend von Wolken unbeeinflusst, wodurch die hier vergleichsweise hohen GEMI-Werte zu erklären sind.

Ein anderes Bild bietet sich in Afrika, wo sich die Niederschlagszone zu dieser Zeit weiter nördlich befindet. Hier liegt das GEMI-Maximum etwa dort, wo auch die Niederschlagsrate maximal ist. Diesen Unterschied der beiden äquatorialen Regenwaldgebiete verdeutlicht auch Abb. 4.5. Am Amazonas sind die Niederschläge deutlich höher, und es gibt ein gegenphasiges Verhalten von Niederschlags- und GEMI-Kurve mit einem Anstieg des GEMI während der leicht ausgeprägten Trockenperiode. Dagegen folgt GEMI am Kongo recht genau dem Jahresgang des Niederschlags mit zwei durch Zenitalregen bedingten Maxima.

Es ist wahrscheinlich, daß im ersten Fall der Jahresgang des GEMI durch Beeinträchti-

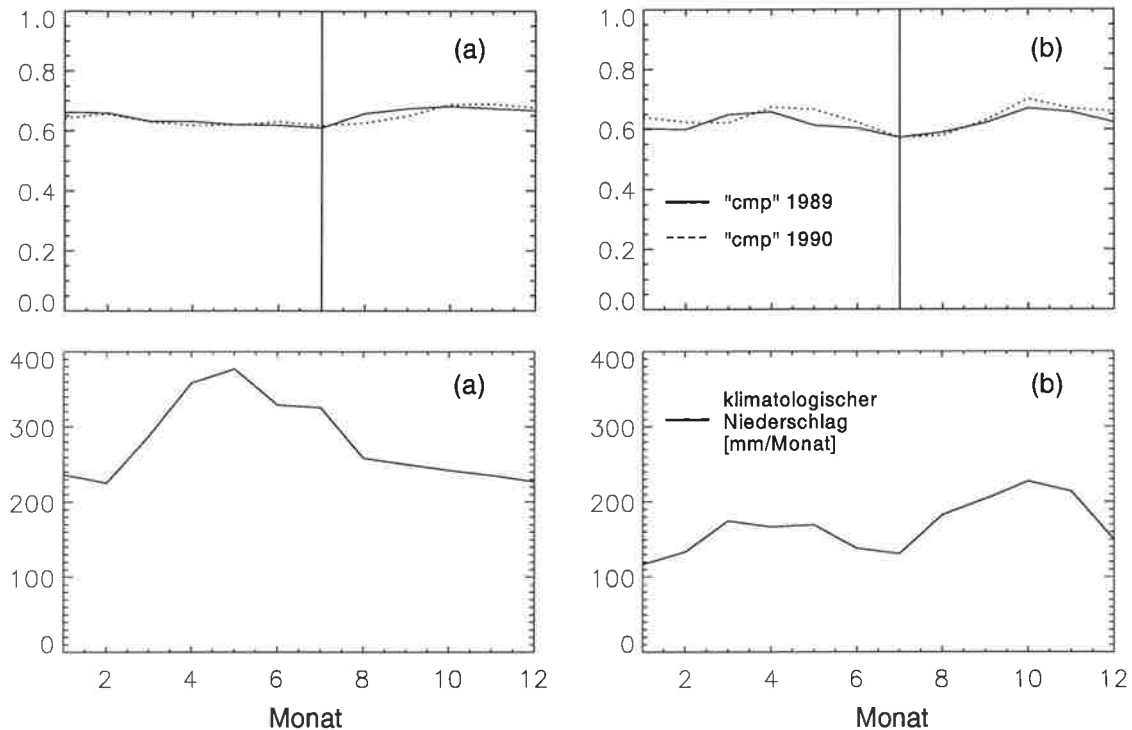


Abbildung 4.5: Monatliche Zeitserie des GEMI für 1989 und 1990 (Version "cmp") gemittelt über einen  $24 \times 24$  Punkte großen Ausschnitt über dem Äquator; (a) für das zentrale Amazonasgebiet; (b) für den Regenwald des Kongo-Beckens. Darunter das langjährige Mittel der Niederschläge wie im Vegetationsmodell angenommen.

gung der Messung während der Regenzeit verursacht wird, während es sich in Wirklichkeit um echten immergrünen Regenwald ohne jahreszeitliche Schwankungen des LAI handelt. Im zweiten Fall handelt es sich um einen Regenwald mit noch deutlich saisonalem Charakter, d.h. es gibt einen partiellen Laubabwurf während der beiden Trockenperioden. Niederschläge und Bewölkung sind nicht hoch genug, um die Fernerkundung in größerem Maße zu beeinträchtigen.

Für die nördlichen gemäßigten Breiten fällt zunächst auf, daß die Gebiete geschlossener Vegetation, mit Ausnahme der Laubwälder im Osten der USA, von den Nadelwäldern Kanadas, Skandinaviens, Nordrußlands und Sibiriens dominiert werden. Dagegen fallen die durch Landwirtschaft geprägten Gebiete der USA, Europas und Chinas aus der Betrachtung heraus. In den meisten Fällen werden hohe Werte des Vegetationsindex gemessen, jedoch mit einigen wichtigen Ausnahmen, vor allem dem nördlichen Teil des ostkanadischen Gebietes und Skandinaviens mit Werten um 0,54 bzw. 0,57. Die Ähnlichkeit dieser Werte mit denen des zentralen Amazonasbeckens verdeutlicht, wie schwer es ist, schlüssig zu klären, ob der Grund ebenfalls in Verunreinigung der Satellitendaten liegt oder die gemessenen Werte auf die tatsächlichen Verhältnisse am Boden zurückzuführen sind, also auf eine geringere Vegetationsdichte als vorhergesagt.



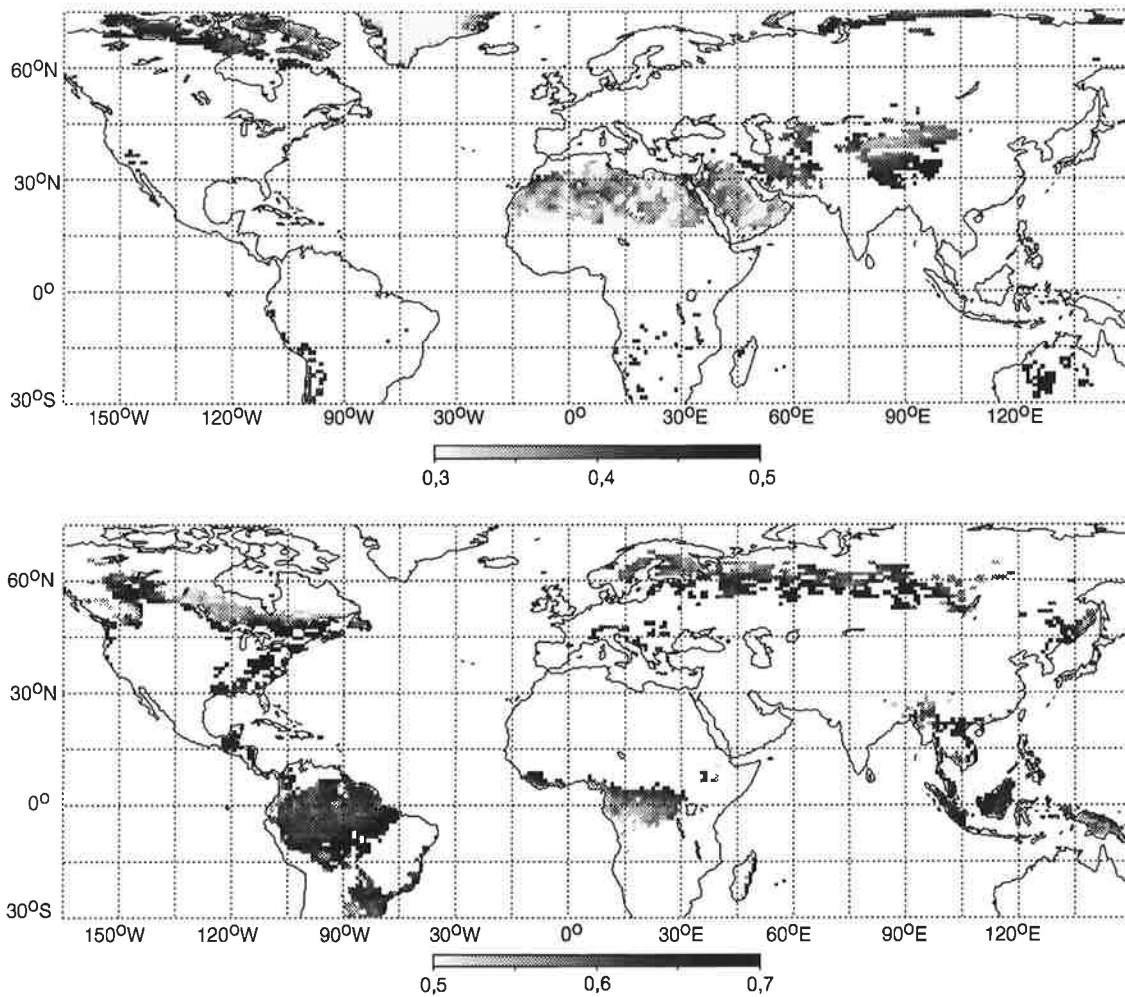


Abbildung 4.6: Gemessener GEMI für Juli 1989 (Version "cmp") über Gebieten, für die das Vegetationsmodell einen LAI von 0 (oben) bzw.  $\geq 4$  berechnet (unten). Die Modellversion lautet "x0" (siehe Text). Gebiete, für die die jeweilige Annahme nicht zutrifft, erscheinen weiß.

Die größten vegetationsfreien Gebiete der Modellsimulation (obere Karte) sind der Wüstengürtel von der Sahara bis zur Gobi und die nördliche Arktis. GEMI-Werte im saharisch-arabischen Wüstengebiet liegen generell unterhalb eines Schwellwertes von ca. 0,37 (vgl. Abb. 4.3), ebenso der grönländische Eisschild und der größte Teil der Wüsten Irans und Kasachstans, der Gobi-Wüste, der Baffin-Insel (Nordkanada) und von Novaja-Semlja (Nordwest-Sibirien). Über diesem Wert liegen dagegen weite Teile der Arktis Nordkanadas und Sibiriens sowie Tibet. Es scheint, als würde die hier immer noch spärliche Vegetation vom Modell nicht korrekt vorhergesagt, wahrscheinlich weil der recht einfache temperaturbedingte Teil des Phänologieschemas auf die Tundra (arktisch wie montan) nicht immer anwendbar ist. Bedeutende Abweichungen gibt es auch für Gebiete Zentralaustraliens und an einzelnen Punkten des südlichen Afrika. Daß hier nur vereinzelte Punkte mit einem LAI

[tb]

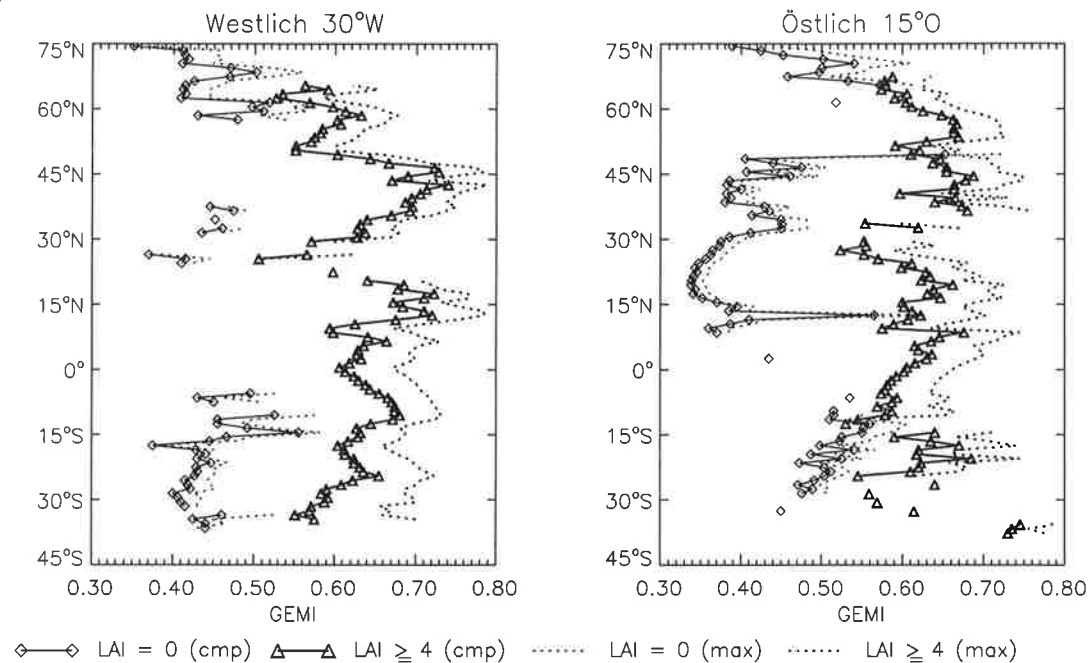


Abbildung 4.7: Meridional gemittelte Werte der Gebiete der vorangehenden Abbildung, aufgeteilt nach Amerika (links) und Eurasien-Afrika-Australien (rechts). Grönland ist aus der Mittelung herausgenommen. Außer dem Monatsmittel des GEMI für Juli 1989 (Version "cmp") ist noch das Monatsmaximum aufgetragen (Version "max"). Im Gegensatz zur vorangehenden reicht die Graphik im Süden über 30°S hinaus.

von Null auftreten, liegt vor allem an der stochastischen Simulation des Niederschlags.

Als Ergänzung zu Abb. 4.6 zeigt Abb. 4.7 das Breitengradsmittel der gerade besprochenen Gebiete. Bei der Interpretation der Graphik sollte man bedenken, daß die Mittelung z.T. über 30 bis 50 (z.B. Amazonasgebiet, Sahara), z.T. über nur wenige Punkte erfolgt (südliches Afrika mit  $LAI \geq 4$ ). Im Idealfall sollten sich die Werte der beiden Kategorien auf zwei eng begrenzte Bereiche reduziert sein, was für die Abschnitte, in denen die Mittelung über größere Gebiete erfolgt, auch mehr oder weniger zutrifft. Es gibt zwar Fälle, in denen sich die Wertebereiche überlappen, dabei handelt es sich jedoch meist um einzelne Punkte, wie ein Vergleich mit Abb. 4.6 zeigt. Die wichtigsten Ausnahmen wurden bereits besprochen: Tundra ( $LAI=0$ ) und boreale Nadelwälder ( $LAI \geq 4$ ) sowie südliches Afrika und Australien ( $LAI=0$ ). Noch nicht erwähnt wurde die subtropisch-gemäßigte Zone Südamerikas mit einem allmählichen Rückgang des GEMI nach Süden hin, wahrscheinlich eine Folge der winterlichen Seneszenz in der argentinischen Pampa trotz relativ milder Temperaturen. Die höchsten GEMI-Werte werden für den Osten der USA, für die subtropischen Regenwälder Mittelamerikas und für Neuseeland registriert, während für die äquatorialen Regenwälder sich das bereits erläuterte Bild ergibt: ein Maximum südlich des Äquators im westlichen, nördlich des Äquators im östlichen Teil.

Zum Vergleich mit den Monatsmittelwerten ("cmp") werden in Abb. 4.7 noch die Monatsmaxima ("max") gezeigt. Wie eingangs erklärt, hat die Maximierung den Zweck, den Einfluß von Bewölkung auf die Satellitendaten durch Auswahl möglichst klarer Tage zu minimieren (Kaufman 1989). Diese Technik hat aber gleichzeitig den Nachteil, daß sie zu einer systematischen Bevorzugung bestimmter Beobachtungsverhältnisse führt (Meyer et al. 1995). Dies ist auch der Grund für die Einführung der Version "cmp". – Der Vergleich zeigt vor allem, daß die Werte "max" den Werten "cmp" fast linear folgen. Die einzige Ausnahme zeigt sich südlich 30°S ( $LAI \geq 4$ , westlicher Teil). Der verhältnismäßig hohe Wert der "max"-Version ist vermutlich eine Folge eines weiteren Nachteils dieser Auswahltechnik: fällt der betrachtete Monat an den Beginn einer Wachstumsperiode, so gibt es eine Tendenz zur Auswahl eines späteren Datums (umgekehrt für das Ende der Periode). Dadurch wird ein für den Monat nicht repräsentativer Wert gebildet, und im Jahresverlauf ergibt sich eine Verlängerung der scheinbaren Wachstumsperiode. Abgesehen von diesem für die Maximierungstechnik nachteiligen Verhalten werden die Schwankungen innerhalb eines Monats offenbar von Winkeffekten dominiert. Daher können durch die Atmosphäre verursachte Störungen, die von der Filterung der "cmp"-Methode nicht erfaßt werden, auch durch die Wahl monatlicher Maxima nicht beseitigt werden.

Was bedeutet all dies nun für die Brauchbarkeit der Satellitendaten für die Überprüfung von Vegetationsmodellen? Zunächst ist vor allem die Mindestbedingung erfüllt, daß Satellitendaten die wesentliche Verteilung von Vegetation widerspiegeln, wie sie das Modell berechnet. Auch zeigt sich, daß die Daten geeignet sind, wahrscheinliche Modelldefizite zu identifizieren, wie etwa zu wenig Vegetation in der Tundra, oder zu viel in borealen Wäldern. Daneben zeigt sich auf der technischen Seite, daß die Wahl monatlicher Maximalwerte des Vegetationsindex keine bedeutenden Vorteile gegenüber der hier entwickelten Technik der Filterung und Mittelung bietet, bei einigen wichtigen bereits bekannten Nachteilen. Schließlich bleibt als erhebliche Schwierigkeit, daß für Gebiete mit einer aller Wahrscheinlichkeit nach dichten Vegetation GEMI-Werte im Bereich 0,58 bis 0,74 gemessen werden. Das ist fast die Hälfte des Wertebereichs, der zumindest teilweise bewachsenen Oberflächen zugeordnet werden kann.

Es muß daher die Frage gestellt werden, ob die hier verwendeten Daten überhaupt quantitative Informationen über den Bedeckungsgrad der Vegetation enthalten, also mehr als nur die Information "bewachsen/unbewachsen". Wie bereits besprochen, besteht die Strategie zur Beantwortung dieser Frage darin, das erwartete Signal prognostisch zu berechnen und mit dem gemessenen zu vergleichen; in diesem Fall reicht allerdings nicht die einfache Vegetationsverteilung, sondern der Vegetationsindex selbst muß berechnet werden. Dies ist Thema des nun folgenden Abschnitts.

## 4.5 Methode der Modellvalidierung

Nach diesem groben, eher qualitativen Vergleich der modellierten Vegetationsverteilung mit Satellitendaten ist es in diesem Abschnitt nicht der vom Biosphärenmodell berechnete LAI, sondern der aufgrund der Vorhersagen des Biosphärenmodells unter den Beobachtungsbedingungen der GVI-Daten berechnete Vegetationsindex GEMI, der mit dem vom Satelliten gemessenen Vegetationsindex verglichen wird. Die dabei erforderlichen Schritte verdeutlicht Abb. 4.8:

- (1) Das *Vegetationsmodell* BETHY wird mit Daten über Klima, Bodeneigenschaften und Vegetationstypen angetrieben und berechnet Blattflächenindex (LAI), Bedeckungsgrad und Bodenhintergrunds albedo.
- (2) Atmosphärenkorrigierte (also TOC-) Fernerkundungsdaten werden auf Zuverlässigkeit hin überprüft und *gefiltert*.
- (3) Ein *Fernerkundungssimulator*, d.h. ein Modell der bidirektionalen Reflexion des Bestandes in Verbindung mit einem Modell der Bodenreflexion, berechnet Reflexionsgrade über dem Bestand (TOC) bei gleichen Beobachtungswinkeln und gleichem Sonnenstand wie die Satellitenmessungen.
- (4) Aus beobachteten und synthetischen Reflexionsgraden wird der Vegetationsindex GEMI berechnet und beide Werte werden *verglichen*.
- (5) Parameter des Vegetationsmodells werden *angepaßt*, bis simulierte und beobachtete Vegetationsindizes innerhalb einer vordefinierten Genauigkeit miteinander übereinstimmen.

Die Schritte (1) bis (4) stellen eine partielle *Modellvalidierung* dar und werden im Rest dieses Abschnittes erläutert; das Hinzufügen von Schritt (5) gibt dagegen die Möglichkeit, Fernerkundungsdaten als zusätzliche *Modelleinschränkung* einzuführen. Ein solches Verfahren wird, mit gewissen konzeptionellen Änderungen, im nächsten Kapitel betrachtet.

Für die unter (2) genannten Satellitendaten werden monatliche Maxima der gefilterten LASUR-GVI-Daten verwendet (Version "max", siehe vorangehender Abschnitt). Der Grund dafür, nicht die "cmp"-Daten zu benutzen, liegt daran, daß bei Auswahl des Maximums eine eindeutige Zuordnung der Beobachtungsbedingungen zu den monatlichen Werten möglich ist. Bei der Simulation nach (3) wird außerdem berücksichtigt, aus welchem Teil des jeweiligen Monats die Messungen stammen, und zwar durch lineare Interpolation der monatlichen Ausgabewerte des Vegetationsmodells.

Die Zahl der Messungen mit  $GEMI > 0,35$  liegt bei "max" zwischen 365.820 für Dezember und 666.576 für August (beides 1990). Da die benötigte Rechenzeit für die Simulation nur einer Messung in der Größenordnung von 1 Sekunde liegt, können nicht alle simuliert werden. Daher wird für jeden der 11.069 Punkte des flächentreuen 1-Grad-Gitters genau eine

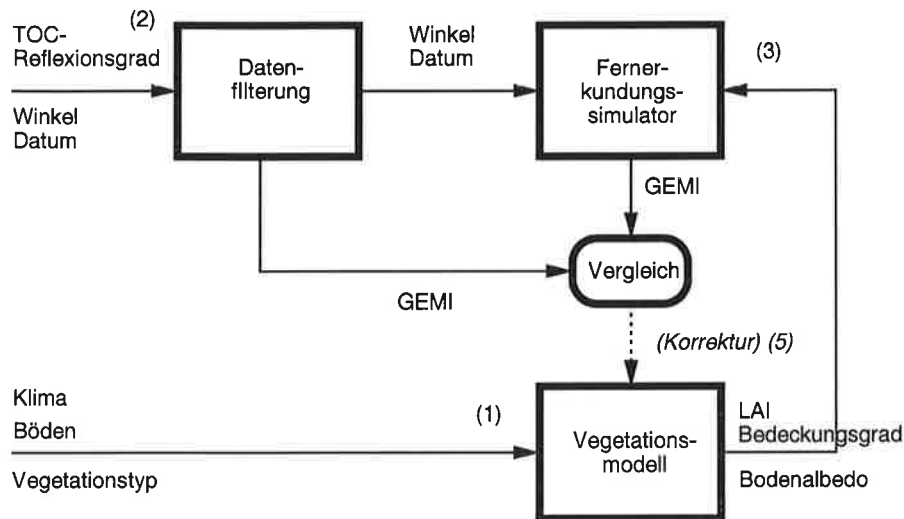


Abbildung 4.8: Diagramm zur Illustration der Modellverknüpfungen und Informationsflüsse bei der Validierung von Vegetationsmodellen mit Satellitendaten. Die Zahlen verweisen auf die im Text angeführten Punkte. Der gestrichelte Pfeil steht für eine mögliche Erweiterung des Schemas, bei der Satellitendaten als zusätzliche Randbedingung dienen können. LAI: Blattflächenindex.

Messung ausgewählt, die etwa in der Mitte der Gitterbox liegt. Dadurch wird gewährleistet, daß keine Winkelbedingungen oder Meßwerte bevorzugt werden.

### Der Fernerkundungssimulator

Bei der Erzeugung synthetischer Fernerkundungsdaten nach Schritt (3) berechnet das Modell NADIWAS (New Advanced Discrete model With Anisotropic Soil; Gobron et al. 1997) den bidirektionalen Reflexionsfaktor des Systems Bestand-Boden, also den TOC-Reflexionsgrad (*top-of-canopy*). "Bidirektional" steht dabei für "abhängig von zwei Richtungen", nämlich Sonnenstand und Beobachtungsrichtung des Sensors. Das Reflexionsverhalten des anisotropen Bodenhintergrunds wird dabei nach Pinty et al. (1989) beschrieben, während der Strahlengang innerhalb des Bestands durch eine neuentwickelte semi-diskret genannte Kombination bisher getrennt verfolgter Ansätze modelliert wird: Einerseits durch eine statistische Beschreibung der Lage und Orientierung der Blätter als Streuelemente fester Größe, andererseits durch die Beschreibung des streuenden Mediums als eine "trübe Substanz" (*turbid medium*). Der statistische Ansatz (Verstraete et al. 1990) wird dabei für Streuungen nullter und erster Ordnung angewandt (ungehindertes Durchdringen des Bestandes vor und nach Reflexion durch den Boden bzw. einmalige Reflexion durch Streuelemente des Bestandes), während für höhere Ordnungen der *turbid medium*-Ansatz verwendet wird, d.h. die Streuelemente werden als unendlich klein und homogen verteilt angenommen (Chandrasekhar 1960).

Da ein anisotrop reflektierender Boden angenommen wird, muß dessen Einzelstreualbedo

Tabelle 4.3: Allgemeine Parameter bei der Berechnung synthetischer Satellitendaten.

Symbol	Bezeichnung	Wert	Quelle
Bestand (Blätter)			
$\tau_B^{Rot}$	Transmissivität (Rot)	0,05	Asrar et al. (1992)
$\rho_B^{Rot}$	Reflektivität (Rot)	0,07	"
$\tau_B^{NIR}$	Transmissivität (NIR)	0,45	"
$\rho_B^{NIR}$	Reflektivität (NIR)	0,45	"
Boden			
$\Theta_b$	Asymmetriefaktor	-0,2	Pinty et al. (1989)
$h_b$	<i>hot spot</i> -Parameter	0,2	"

so gewählt werden, daß das hemisphärische Integral über den bidirektionalen Reflexionsfaktor gerade die im Vegetationsmodell berechnete Bodenalbedo ergibt. Dabei wird ein Sonnenstand von  $60^\circ$  vom Zenit angenommen, was genau dem Mittel über die gesamte Taghemisphäre entspricht. Nimmt man stattdessen diffuse Einstrahlung an, so ergeben sich ähnliche Werte. Zunächst muß jedoch noch die spektral integrierte Oberflächenalbedo,  $\rho_O$ , die vom Vegetationsmodell übernommen wird, in einen PAR-Anteil für Kanal 1 und einen NIR-Anteil für Kanal 2 aufgeteilt werden. Ist  $\rho_O$  kleiner als 0,5, so werden folgende lineare Beziehungen für Böden verwendet:

$$\begin{aligned}\rho_b^{Rot} &= 0,92\rho_O - 0,015 \\ \rho_b^{NIR} &= 1,08\rho_O + 0,015\end{aligned}$$

Für Werte größer als 0,5 wird Schneebedeckung angenommen, und die Werte werden folgendermaßen gesetzt:

$$\begin{aligned}\rho_b^{Rot} &= \min\{1,059\rho_O; 0,98\} \\ \rho_b^{NIR} &= \rho_b^{Rot}/1,125\end{aligned}$$

Für Böden wird hier die *soil line* von Price und Bausch (1995) zugrunde gelegt (vgl. Glg. 122 in Abschnitt 2.6), während die Beziehung für Schnee aus den Daten von Bowker et al. (1985) geschätzt wird.

Die Parameter für die synthetische Erzeugung der Fernerkundungsdaten sind in den Tab. 4.3 und 4.4 aufgeführt. Die Ausdrücke "planophil" und "erektophil" bedeuten eine Bevorzugung horizontaler bzw. vertikaler Blattstellung nach einer mathematischen Repräsentation von Bunnik (1978; siehe auch Ross 1981). Aus Gründen der Rechenzeit wird immer nur der häufigste Vegetationstyp ausgewählt und bei der Parameterzuordnung nach Tab. 4.4 berücksichtigt. Für die optischen Eigenschaften der Blätter werden feste Werte aus einer anderen Modellstudie gewählt (Asrar et al. 1992), die mit der Blatt-Einzelstreualbedo,  $\omega$ , bei der Berechnung der Lichtabsorption für die Photosynthese konsistent sind (vgl. Abschnitt 2.6 "Lichtabsorption"). Dabei gilt die Beziehung  $\omega = \tau_B^{Rot} + \rho_B^{Rot}$ , wobei es sich um

Tabelle 4.4: Größenparameter (Vegetationshöhe und Blattdurchmesser in m) und Blattwinkelverteilung (BWV) der Vegetation bei der Berechnung synthetischer Satellitendaten. Pl: Planophil; Er: Erektophil; Un: Uniform (siehe Text).

Typ	1	2	3	4	5	6	7	8
$h_v$	30,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	1,0	1,0
$d_b$	0,300	0,100	0,100	0,050	0,005	0,005	0,005	0,050
BWV	Pl	Pl	Pl	Pl	Un	Un	Un	Pl

Typ	9,11	10,12	13	14	15,16	17-19	20,21	22	23
$h_v$	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6	2,0	2,0	0,3	1,0
$d_b$	0,010	0,050	0,005	0,010	0,010	0,050	0,050	0,010	0,050
BWV	Er	Er	Un	Un	Er	Pl	Er	Er	Un

typische Werte für gut entwickelte Blätter oder Nadeln handelt. Ein Vergleich mit anderen Modellstudien (Bégué 1992, Myneni et al. 1992, Goel und Qin 1994, Myneni et al. 1995, Gobron et al. 1997) zeigt, daß insbesondere die Einzelstreueralbedo im NIR (also die Summe aus  $\tau_B^{NIR}$  und  $\rho_B^{NIR}$ ) sich dort nur wenig von dem hier angenommenen Wert unterscheidet. Der Wert im Roten, also im photosynthetisch aktiven Teil des Spektrums, variiert dagegen stark in Abhängigkeit vom Chlorophyllgehalt der Blätter (Jacquemoud und Baret 1990) und liegt typischerweise im Bereich von 0,08 (vor allem Getreide, gedüngt) bis 0,15 (natürliche Vegetation, wenig Blattstickstoff und Chlorophyll). Die Bedeutung dieser und anderer Unsicherheiten wird im folgenden Kapitel bei der Berechnung eines Zusammenhanges aus Vegetationsindex und FPAR untersucht. Eines der Ergebnisse ist, daß durch Mehrfachabsorption größere Änderungen in  $\omega$  zu nur kleinen Änderungen in FPAR führen, was die Verwendung von Standardwerten aus Tab. 4.3 rechtfertigt.

## 4.6 Vergleich simulierter und gemessener Vegetationsindizes

Die Ergebnisse der Simulationen für die Monate März und Juli 1989 zeigen die Abb. 4.9 und 4.10 zusammen mit den dazugehörigen Messungen des GEMI aus dem 'max'-Datensatz. Dabei ist für jeden Gitterpunkt des Modells (1-Grad flächentreu) genau eine Messung und eine Simulation bei identischem Sonnenstand und Beobachtungsbedingungen abgebildet. Die Ergebnisse mit den Daten von 1990 unterscheiden sich von den abgebildeten nur wenig (siehe Anhang und Abb. 4.12 und 4.13). Ein Vergleich der beiden Gruppen von GEMI-Datensätzen läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

- (1) Die Simulationen liegen allgemein höher.
- (2) Die räumliche Variabilität ist für aride Gebiete höher in den Simulationen.

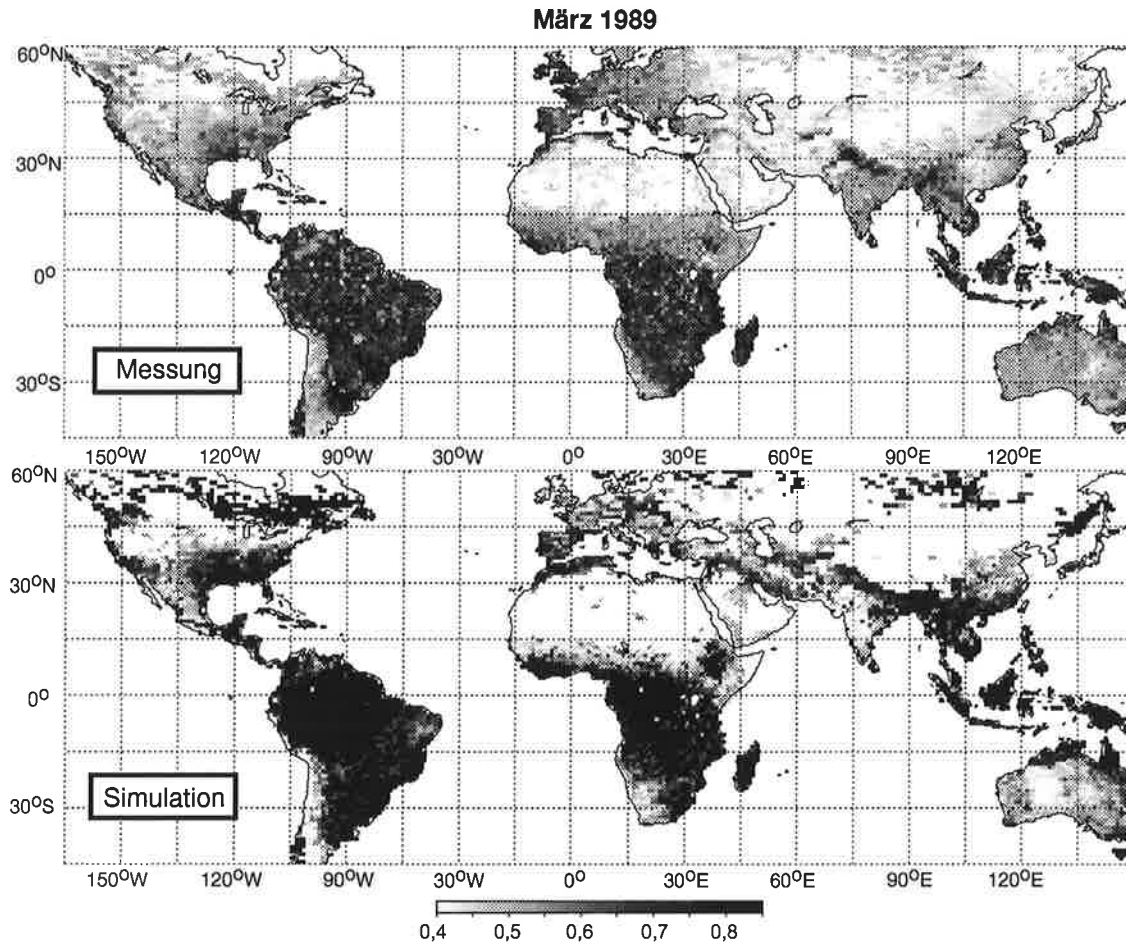


Abbildung 4.9: Gemessene und simulierte Werte des Vegetationsindex GEMI für März 1989. Dargestellt sind monatliche Maxima und Simulationen auf Basis des Vegetationsmodells in der Version "x0" mit mittleren Klima für die gleiche Woche und die gleichen Beobachtungsbedingungen wie die Messungen.

- (3) Die Abgrenzung einzelner Naturräume und Vegetationsgebiete stimmt bis in Details erstaunlich gut überein.
- (4) Der Kontrast zwischen feuchten und ariden Gebieten wie zwischen borealen Wäldern und Tundra ist in den Simulationen deutlich verstärkt.
- (5) Der Unterschied zwischen den beiden betrachteten Jahren ist gering.

Punkt (1) deutet darauf hin, daß bei der Korrektur der Satellitendaten der Einfluß der Atmosphäre unterschätzt wurde, die Messungen also nicht wirklich auf TOC-Niveau gebracht werden konnten. Dagegen ist Punkt (2) zu erwarten, weil der stochastische Niederschlag im Modell unabhängig von den Nachbargitterpunkten simuliert wird, während es in Wirklichkeit eine hohe räumliche Korrelation der Niederschläge gibt.



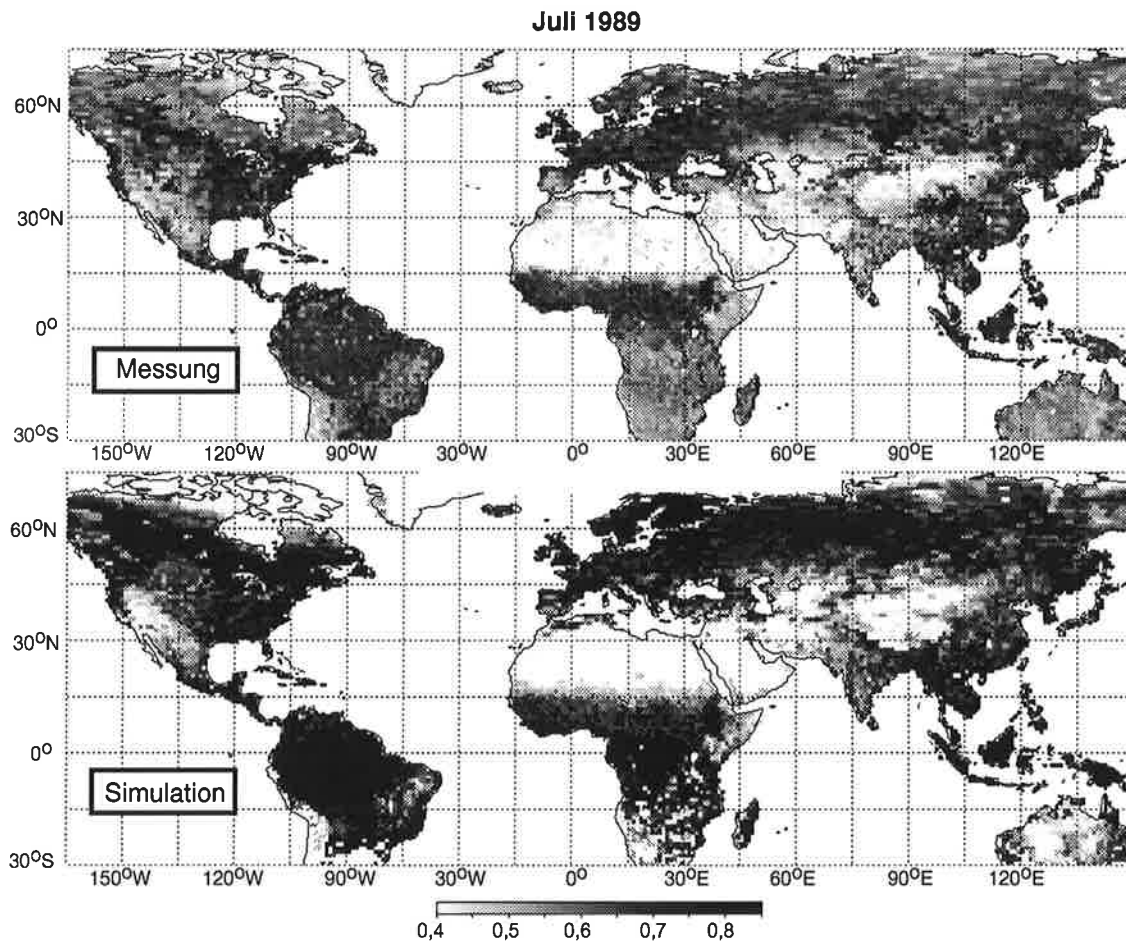


Abbildung 4.10: Wie vorherige Abbildung, jedoch für Juli.

Für Punkt (3) läßt sich eine ganze Reihe von Beispielen nennen, etwa von Nord nach Süd:

Der Wald/Tundra-Übergang in Labrador im März.

Die z.T. noch schneebedeckten kontinentalen Steppen Nordamerikas und Nordasiens und ihre Abgrenzung gegen Nadelwaldgebiete im Norden und, in Zentralasien, die fruchtbaren Gebirgsränder im Südosten, ebenfalls im März.

Die Ausdehnung der saharisch-arabischen und der iranisch-zentralasiatischen Wüste mit dazwischenliegenden Oasen.

Die landwirtschaftlichen Gebiete an Ganges und Indus (besonders im März).

Der tropische Regenwald in Südamerika und seine Grenze zu den Llanos in Venezuela und Kolumbien sowie den nordost-brasilianischen Cerrados, die im März ebenfalls grün sind.

Die Sahelzone, das fruchtbare Hochland Äthiopiens und die semiariden Savannen Ostafrikas.

Die Sommerregengebiete Nordaustraliens.

Der feucht/aride Übergang im südlichen Afrika von Nordost nach Südwest.

Die Übergänge von den fruchtbaren Grasgebieten der Pampas und Südbrasilien zu den ariden Steppen Patagoniens.

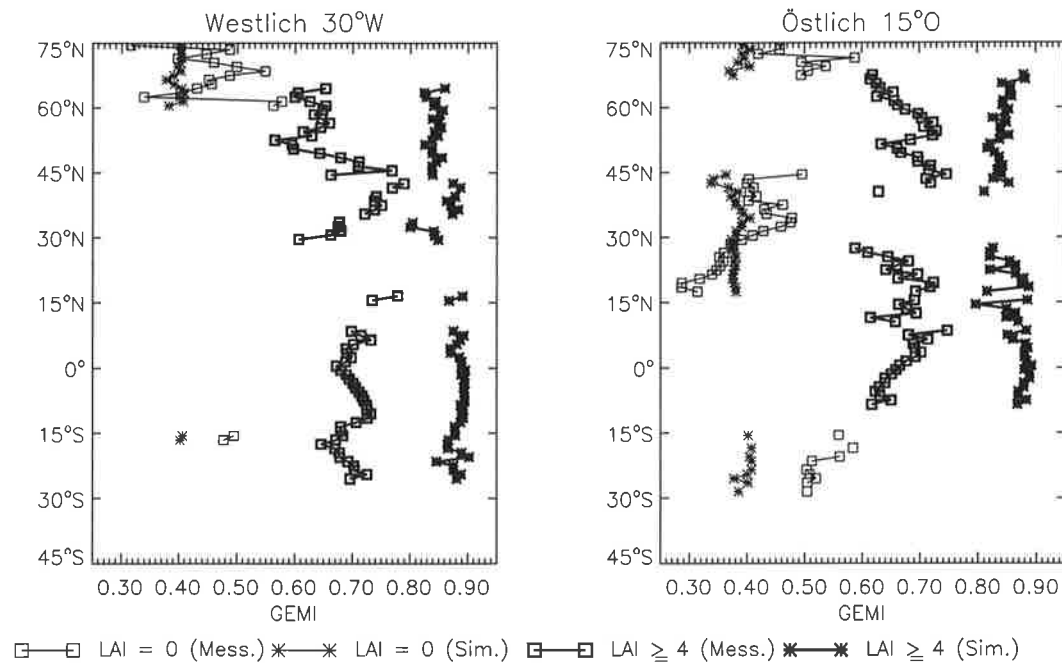


Abbildung 4.11: Meridionales Mittel der gemessenen und simulierten monatlichen Maxima des GEMI (Version "max") für Juli 1989 über den Gebieten mit LAI = 0 und LAI  $\geq$  4 nach der Modellversion "x0". Nur Mittelwerte über mindestens fünf Gitterpunkte werden gezeigt.

Was den boreal-arktischen Übergang betrifft, so bestätigt Punkt (4) Ergebnisse des vorangehenden Abschnittes. Der anscheinend zu große Kontrast zwischen feuchten und ariden Gebieten und Jahreszeiten wird dagegen erst durch die hier entwickelte quantitative Betrachtung sichtbar. Der Grund für die Diskrepanz liegt wahrscheinlich darin, daß das Modell die Anpassungsfähigkeit von Vegetationsformationen an vorherrschende Klimabedingungen unterschätzt. Dadurch wird gezeigt, wie durch den Vergleich von Modellsimulationen mit Fernerkundungsdaten Einsichten in geo-ökologische Zusammenhänge gewonnen werden können.

Punkt (5) deutet noch an, daß die insgesamt gute Übereinstimmung nicht zufällig ist, daß die Wetterunterschiede von Jahr zu Jahr klein sind gegenüber den Unsicherheiten bei der Modellierung der Vegetationsverteilung allgemein und daß es somit ausreicht, ein mittleres Klima zugrundezulegen.

Vor einer weiteren Interpretation seien die Ergebnisse zunächst noch als Breitengradsmittel vorgestellt. Abb. 4.11 zeigt in Ergänzung zu Abb. 4.7 die simulierten und gemessenen GEMI-Werte für vegetationslose und dicht bewachsenen Gebiete nach Modellversion "x0". Zum einen ist zu erkennen, daß viele Gebiete, die mit LAI=0 simuliert werden, wahrscheinlich von einer dürreresistenten, wenn auch spärlichen Vegetation bewachsen sind. Hier erscheint das Modell im Defizit. Zum anderen sind die Gebiete mit LAI $\geq$ 4, z.B. der

Amazonas-Regenwald, sicherlich auch in Wirklichkeit dicht bewachsen. In diesem Fall ist die Überschätzung des GEMI, wie oben bereits angeführt, durch unzureichende Korrektur des Einflusses der Atmosphäre bei den Meßdaten bedingt.

Es gibt in der Simulation "x0" insgesamt 3463 Fälle, in denen vom Vegetationsmodell ein LAI von 5 berechnet wird. Der Mittelwert des simulierten GEMI beträgt 0,89, während gemessene Werte für dichte Vegetation typischerweise bei ca. 0,76 liegen, abgesehen von den sehr hohen Werten im Osten der USA oder den niedrigeren über Regenwäldern bei hohen Niederschlägen (vgl. oben). Dagegen wird für die vegetationsfreien Gebiete ein Wert um 0,38 simuliert, der in etwa auch dem beobachteten Wert entspricht.

Wie ist diese offensichtlich unzureichende Atmosphärenkorrektur zu erklären? Wie in Abschnitt 4.2 bei der Beschreibung des GVI-Produkts bemerkt, war das Kriterium bei der Auswahl wöchentlicher Daten durch die NOAA eine maximale Differenz zwischen Kanal 1 und 2 bei den Rohdaten, was zu einer Bevorzugen von Situationen mit starker atmosphärischer Rückstreuung führt. Möglicherweise ist dies eine Erklärung dafür, daß die von Berthelot et al. (1994) verwendeten atmosphärischen Daten die tatsächliche Beobachtungssituation nicht angemessen repräsentieren.

Zur Korrektur des verbleibenden Einflusses der Atmosphäre soll an dieser Stelle ein Prinzip angewandt werden, wie es für die Anwendung satellitengestützter Daten typisch ist: Die Daten werden gegen "wahre" Bodenwerte rekali­briert. Als "wahrer" Wert für dichte Vegetation dient hier das Simulationsergebnis von 0,89, während als typischer gemessener Wert 0,76 gesetzt wird. Für unbewachsene Gebiete wird dagegen ein Wert von 0,38 für Simulationen und Messungen angenommen, dazwischen werden die Werte für GEMI linear interpoliert:

$$\text{GEMI}' = (\text{GEMI} - 0,38) \frac{0,89 - 0,38}{0,76 - 0,38} + 0,38$$

Werte kleiner als 0,38 deuten auf besondere Bedingungen hin (sehr helle Böden, Schnee) und werden in der nachfolgenden Betrachtung ignoriert.

Diese Korrektur gilt zunächst nur für 1989 und die Version "max" der monatlichen Satellitendaten. Ein Vergleich der beiden Jahre zeigt, daß der Durchschnitt aller gemessenen Werte des Jahres 1990 um 1,7% größer ist als der des Jahres 1989. Für die Simulationen ergibt sich interessanterweise ein Unterschied von 0,7%. Dieser Unterschied ist vor allem auf einen größeren solaren Zenitalwinkel wegen des zunehmend späteren AVHRR-Orbits zurückzuführen: 1989 waren es im Mittel noch 40,8°, 1990 bereits 43,6°. Daß der Unterschied in den Beobachtungen größer ist, mag an unzureichender Sensorkalibrierung oder an tatsächlichen Unterschieden liegen. Da diese Frage hier nicht beantwortet werden kann, soll für 1990 die gleiche Korrektur angenommen werden wie für 1989. Trotzdem zeigen diese Vergleiche, daß man sehr vorsichtig sein muß, wenn man Veränderungen von Jahr zu Jahr in Satellitendaten interpretieren will. Daneben wird demonstriert, daß der Fernerkundungssimulator in der Lage ist, nur durch die Beobachtungsbedingungen bedingte Trends in den Simulationen wiederzugeben.

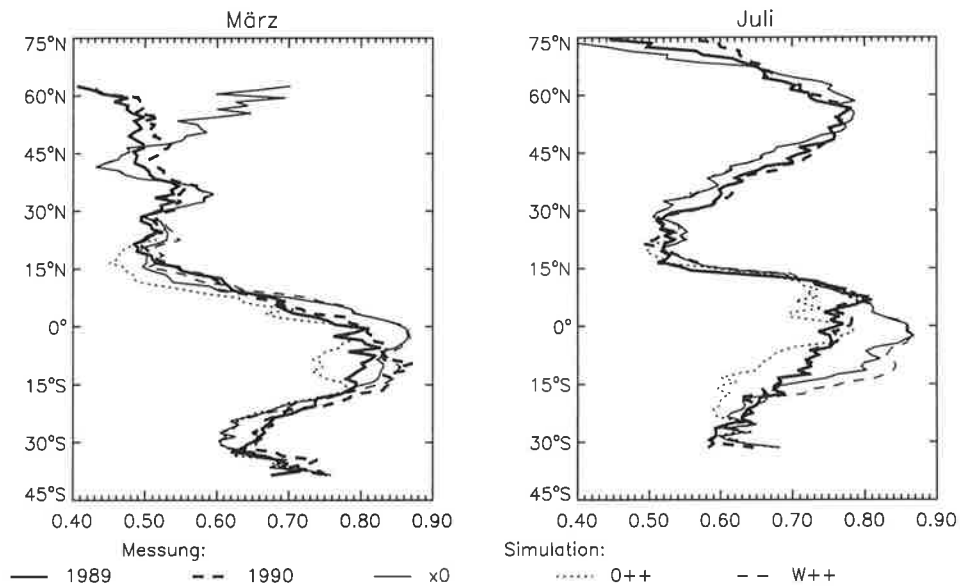


Abbildung 4.12: Meridionales Mittel der gemessenen und simulierten monatlichen Maxima des GEMI für verschiedene Versionen des Vegetationsmodells, die sich in der Wasserbilanz tropischer Vegetation unterscheiden. Simulationen unter den Beobachtungsbedingungen der Daten von 1989, Meßwerte rekaliбриert (siehe Text).

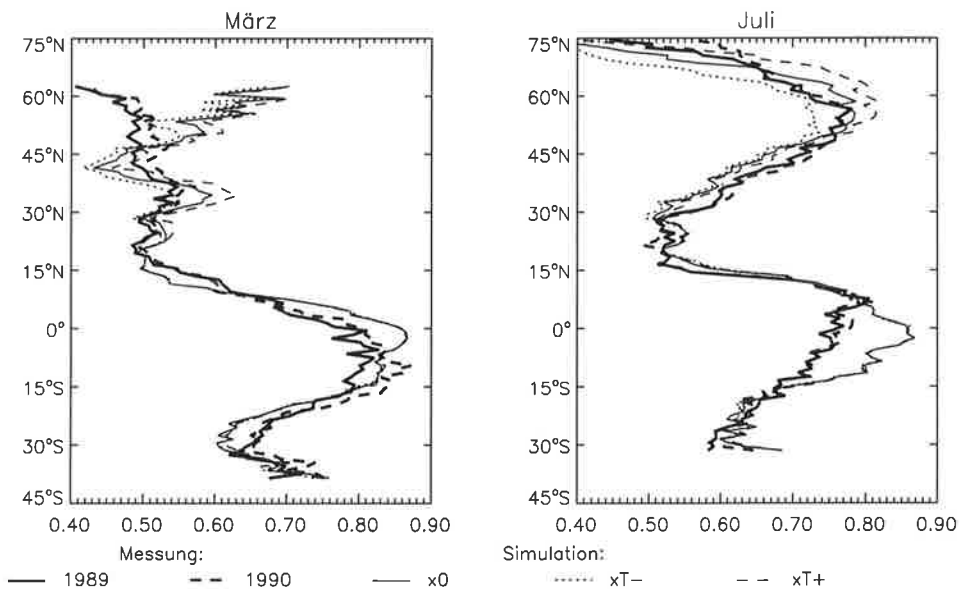


Abbildung 4.13: Wie vorangehende Abbildung, mit weiteren Versionen des Vegetationsmodells, bei denen die Wachstumsperiode in kalten Klimagebieten verkürzt ("xT-") oder verlängert wurde ("xT+").

Einen Vergleich mit den nach der eben beschriebenen Methode rekali­brierten Werten zeigen die Abb. 4.12 und 4.13 im zonalen Mittel für verschiedene Versionen des Vegetationsmodells nach Tab. 4.2. Die Mittelung erfolgt nur über solche Punkte, an denen sowohl Messungen als auch Simulationen gültige Werte ergeben, wobei zusätzlich alle Werte kleiner 0,38 auf 0,38 gesetzt werden. Die Übereinstimmung ist im allgemeinen recht gut, mit einigen bedeutenden Abweichungen. So liegen für den März die Simulationen deutlich oberhalb der Messungen in nördlichen Breiten, bei ca. 35°N und um den Äquator, während das Meßsignal um 40°N, 15°N und 30°S unterschätzt wird. Ausnahmen bilden die Versionen "xT+" um 40°N, "xT-" um 35°N und "0++" am Äquator. Es zeigt sich also, daß im März in den Satellitendaten GEMI stärker durch Schnee reduziert ist als in den Simulationen, möglicherweise, weil auch über Nadelwäldern viel Schnee sichtbar ist und nicht, wie im Modell angenommen, unter dem Bestand verborgen bleibt; dies gilt für alle Versionen. Dagegen kann im Bereich südlich davon das Modell durch Variation der Größe  $T_\phi$  den Messungen angepaßt werden (entsprechend 'T+/-'). Dies gilt z.T. auch für die Version "W++", bei der zwischen 10 und 15°N eine verbesserte Übereinstimmung erreicht wird. Im übrigen wird bestätigt, was bereits im Zusammenhang mit den Abb. 4.9 und 4.10 festgestellt worden ist: Viele aride Gebiete sind im Modell zu stark wasserlimitiert, weil entweder Bodenwasserspeicherung oder Anpassungsfähigkeit an die Dürre unterschätzt werden. Daneben sollte jedoch auch das im Abschnitt 4.4 festgestellte Phänomen eine Rolle spielen, daß gerade in den feuchten Tropen das Satellitensignal durch Bewölkung stark beeinträchtigt ist. Tatsächlich ist das simulierte Signal stets höher um den Äquator, außer bei Version "0++" ohne tiefe Wurzeln.

Für den Juli ist die Übereinstimmung auch in nördlichen Breiten recht gut, mit einer leichten Unterschätzung zwischen 30°N und 50°N bei allen hier betrachteten Versionen. Weiter nördlich gibt es zunächst mit der Standardversion die beste Übereinstimmung, bis in der Arktis die bereits in Abschnitt 4.4 besprochene zu spärliche Vegetation deutlich wird, so daß hier die Version "xT+" eine bessere Übereinstimmung erzielt. Um den Äquator gibt es für den Juli ein im Vergleich zu März noch deutlicher überschätztes Satellitensignal, wieder mit Ausnahme der Version "0++". Eine bessere Interpretation dieses Verhaltens gelingt jedoch erst durch einen geographisch expliziten Vergleich, der als nächstes besprochen wird.

Zur besseren Interpretation des eben gezeigten Vergleichs sind in Abb. 4.14 für die Standardversion "x0" jene Gebiete gekennzeichnet, bei denen die Abweichung mindestens 0,10 nach oben bzw. unten beträgt. Dabei zeigen sich deutliche regionale Unterschiede, die in dem vorangehenden Vergleich nicht sichtbar werden. So liegt für März der Übergang von positiver zu negativer Abweichung in nördlichen Breiten an einer Kombination aus den bereits erwähnten zu hohen GEMI-Werten über Nadelwäldern und zu niedrigen Werten in Westeuropa. Deutlich zu "grün" fallen auch der Südosten der USA und Chinas aus. Beide Regionen haben ein sehr mildes Winterklima mit, im Verhältnis zu Westeuropa, häufigen Kälteeinbrüchen, so daß die tatsächliche Vegetation trotz der höheren Mitteltemperaturen hier weniger weit fortgeschritten ist. Das eher europäischen Verhältnissen angepaßte

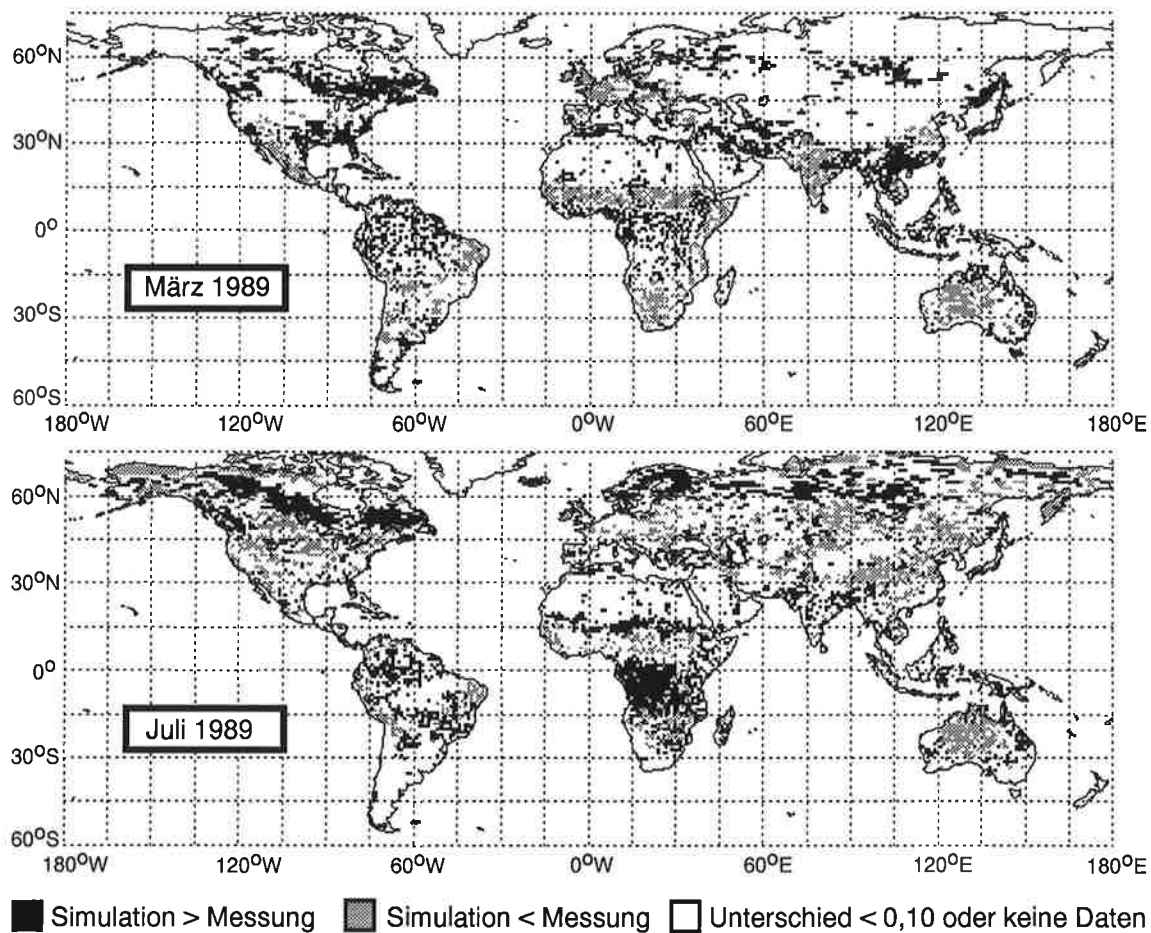


Abbildung 4.14: Test des simulierten GEMI gegen den satellitengestützten Meßwert von 1989 (monatliche Maxima "max") für die Version "x0" des Vegetationsmodells. Satellitendaten rekaliбриert (siehe Text).

Phänologieschema müßte für diesen Fall also angepaßt werden. Im Breitengradsmittel wird dies z.T. durch negative Abweichungen in Mexiko und Indien ausgeglichen. Im Gegensatz zur vorherigen Unterschätzung könnte ein solcher Unterschied für einige Gebiete (Algerien, Syrien, Iran) an einer im Modell nicht berücksichtigten Bodenerosion liegen. Bedenkt man die Aridität dieser Gebiete, so scheint eine Unterdrückung des Meßsignals durch starke Bewölkung ausgeschlossen, wie etwa am Golf von Guinea (äquatoriales Afrika) und im zentralen Amazonasbecken. Schließlich zeigt sich in der Sahelzone und um den südlichen Wendekreis in Afrika und Australien nochmals die bereits festgestellte Unterschätzung der Vegetation unter ariden Bedingungen.

Aus der Karte für den Juli geht nochmal deutlich die Überschätzung des GEMI für die borealen Nadelwälder hervor. Der Baumanteil wird in diesen Gebieten, die z.T. Übergangsformationen zur Tundra darstellen, im Modell allem Anschein nach zu hoch angenommen. Weiterhin scheint die Sahelzone im Modell für diesen Monat etwas zu weit nach Norden ausgedehnt, was auch die Ergebnisse für 1990 zeigen (siehe Anhang). Dies scheint also ein

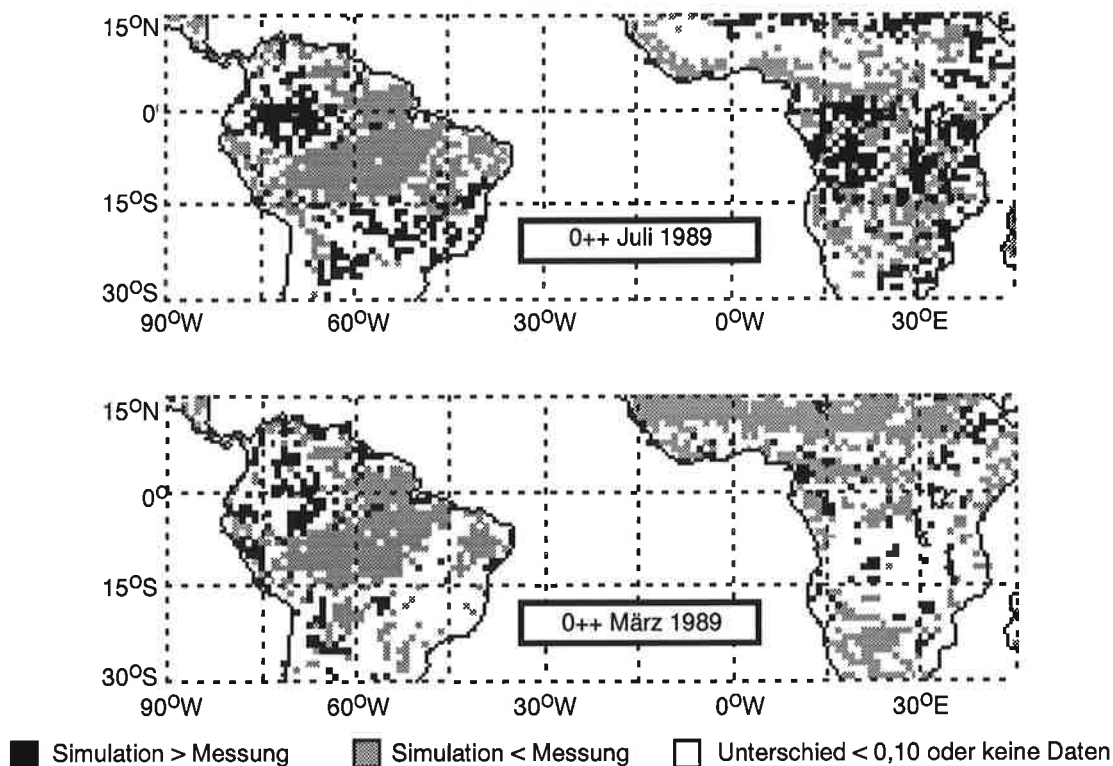


Abbildung 4.15: Wie vorangehende Abbildung, jedoch für Version “0++” ohne tiefe Wurzeln beim immergrünen tropischen Regenwald.

echtes Modelldefizit, wenn auch die Niederschlagsvariabilität in dieser Region so groß ist, daß zwei Jahre zur Beurteilung dieser Frage wahrscheinlich nicht ausreichen. Weiter südlich, um den Äquator in Südamerika und Südostasien, wird die bekannte Signalbeeinträchtigung offenbar, während das Modell in Afrika südlich des Äquators das Signal trotz der dort herrschenden Trockenperiode überschätzt. Es scheint, als sei die Trockenperiode in den saisonalen Laubwäldern und Savannen südlich des zentralen Kongo-Beckens in Wirklichkeit deutlich stärker ausgeprägt, als im Modell angenommen. Dies erklärt auch die große Differenz zwischen Messung und Simulation gerade südlich des Äquators in Abb. 4.12 und 4.13.

Abschließend bestätigt Abb. 4.15 noch einmal das Defizit der Modellversion “0++” im südöstlichen Teil des Amazonas-Regenwaldes und in Zentralafrika gerade nördlich des Äquators. Hiermit und mit den vorangehenden Vergleichen wird demonstriert, wie Satellitendaten zur Überprüfung von Vegetationsmodellen verwendet werden können. Jedoch verdeutlicht der Vergleich für das zentrale Amazonasbecken auch, daß eine Überprüfung allein aufgrund der Fernerkundungsdaten häufig nicht möglich ist, sondern daß zusätzliche Informationen, man könnte auch sagen “Expertenwissen”, meist erforderlich sind.

Nimmt man z.B. eine Unsicherheit von 0,10 in den Satellitenmessungen an, so stellen Abb. 4.14 und 4.15 den Versuch einer Modellüberprüfung dar, die in manchen Gebieten

nicht gilt, weil dort die Qualität des Satellitensignals noch stärker beeinträchtigt ist als um diesen Betrag. Eine konsistente und auch automatisierbare Methode, um zu entscheiden, in welchen Fällen das Modell und welchen Fällen die Daten fehlerhaft sind, könnte nun darin bestehen, daß das Modell innerhalb "vernünftiger" Grenzen solange variiert wird, bis – innerhalb einer angenommenen Unsicherheit – eine Übereinstimmung mit den Satellitenmessungen erreicht ist. Gelingt dies nicht, weil z.B. alle Modellversionen einen geschlossenen Wald in Zentralamazonien vorhersagen, so liegt der Fehler wahrscheinlich bei den Meßdaten. Ein solcher Ansatz ist zumindest solange nötig, wie die Satellitendaten keiner genau definierten Qualitätskontrolle unterliegen.

#### 4.7 **Schlußfolgerungen**

Mit dem vorliegenden Abschnitt wird eine konsistente Methode vorgestellt, mit deren Hilfe es möglich ist, bestimmte Aspekte mechanistischer Vegetationsmodelle auf globalem Maßstab zu überprüfen und dabei Einsichten in ökophysiologische Prozesse auf großen Längenskalen zu gewinnen. Dabei läßt die Qualität der gegenwärtig verfügbaren globalen Satellitendaten keine automatische Überprüfung zu, sondern verlangt genaues Abwägen. Bedenkt man jedoch die noch bestehenden großen Abweichungen zwischen den Ergebnissen verschiedener terrestrischer Vegetationsmodelle, wie in Kapitel 1 erwähnt, so sind bereits die hier vorgestellten relativ groben Vergleiche zwischen Modellvorhersagen und Satellitenmessungen immer noch von großem Wert: sie stellen eine dringend benötigte Informationsquelle zu ihrer Validierung dar.



## Kapitel 5

# Modelleinschränkung mit Fernerkundungsdaten

### 5.1 Methode der Modelleinschränkung

Die im vorangehenden Kapitel entwickelte Methode, verschiedene prognostische Modellversionen von BETHY innerhalb vordefinierter Grenzen der Parameterwahl mit Hilfe von Satellitendaten zu überprüfen, soll in diesem Kapitel zu einer “diagnostischen”, auf Satellitenbeobachtungen gestützten Modellsimulation erweitert werden. Eine solche Möglichkeit wird bereits in Abschnitt 4.5 nach Punkt (5) des dort erläuterten Schemas angedeutet (vgl. Abb. 5.1). Dabei wird einerseits gefordert, daß vorhergesagte und gemessene Satellitendaten möglichst gut übereinstimmen, andererseits, daß die angepaßten Modellparameter nicht zu weit von der als wahrscheinlich angenommenen Grundeinstellung des Modells abweichen.

Es wäre möglich, die Übereinstimmung mit den Satellitendaten nach Abb. 4.8 auf der Ebene des GEMI zu fordern. Dem steht jedoch der hohe Rechenaufwand bei der Fernerkundungssimulation entgegen. Anstelle dessen wird hier eine Methode entwickelt, bei der es möglich ist, statt nur einer Stichprobe alle Satellitenmessungen innerhalb einer Modellgitterbox zu berücksichtigen. Wie in Abschnitt 4.2 erläutert, ist gerade diese Mittelung geeignet, durch bidirektionale Effekte bedingte Schwankungen des Satellitensignals auszugleichen. Dem Schema liegt eine Messung der Größe FPAR auf Basis des Vegetationsindex GEMI zugrunde (vgl. Abb. 5.1):

- (1) Das Vegetationsmodell BETHY berechnet die als prognostische Variable vorkommende Größe FPAR unter Fernerkundungsbedingungen, also für 100% direkte Einstrahlung bei einer solaren Zeit von 15:30 Uhr.
- (2) Der Auswahlprozeß für Satellitendaten wird durch eine allgemeine Beziehung der Form  $FPAR = f(GEMI)$  ergänzt. Dadurch entfällt der Fernerkundungssimulator und es werden auch keine Winkeldaten benötigt.
- (3) Der modellinterne Wert von FPAR wird mit dem aus Satellitendaten geschätzten

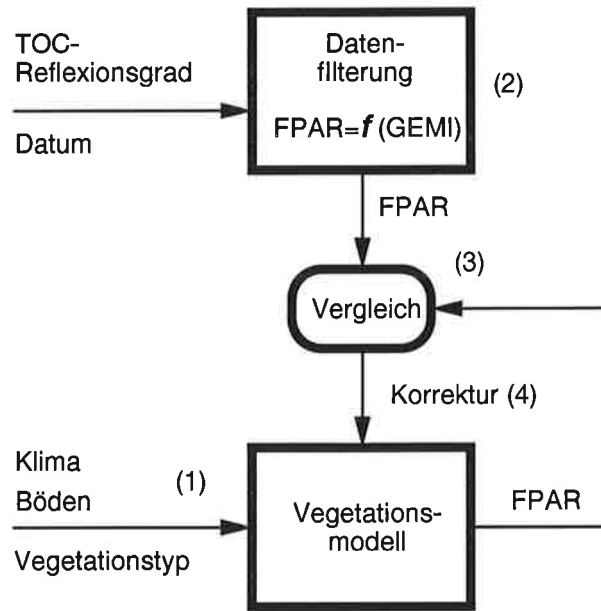


Abbildung 5.1: Diagramm zur Illustration der Informationsflüsse bei der Einschränkung eines Vegetationsmodells mit Hilfe von Satellitendaten. Die Zahlen verweisen auf die im Text angeführten Punkte. FPAR ist der Grad der Absorption photosynthetisch aktiver Strahlung durch die Landvegetation.

Wert verglichen.

- (4) Modellinterne Parameter von BETHY werden korrigiert und FPAR wird erneut berechnet. Dieser und der vorangehende Schritt werden bis zur Übereinstimmung innerhalb einer vordefinierter Genauigkeit wiederholt.

## 5.2 Berechnete Beziehungen FPAR-Vegetationsindex

Vor der Einrichtung dieses Schemas ist es notwendig zu untersuchen, wie aus einem Vegetationsindex FPAR abgeschätzt werden kann, und ob GEMI tatsächlich der am besten geeignete Index für diesen Zweck ist. Es existieren bereits ein paar detaillierte Modellstudien zu diesem Thema: Asrar et al. (1992) haben mit einem dreidimensionalen Strahlengangsmodell eine lineare Funktion von FPAR in Abhängigkeit vom NDVI entwickelt, die für einen mittleren Bodentyp und für Beobachtungswinkel nicht zu weit vom Nadir befriedigende Resultate liefert. Eine wichtige Feststellung ist auch, daß die Bestimmung des LAI bei unbekanntem Bedeckungsgrad weitgehend unmöglich ist. In einer ähnlichen Studie haben Goel und Qin (1994) eine größere Zahl vorgeschlagener Vegetationsindizes dahingehend getestet, wie gut sie die Größen LAI und FPAR bei Berücksichtigung verschiedener Störgrößen bestimmen können. Hinsichtlich des LAI kommen die Autoren zu einem ähnlichen Ergebnis wie Asrar et al.; was die Ableitung von FPAR angeht, so schließen die Autoren, daß alle neueren Indizes dem traditionellen NDVI fast immer überlegen sind. Zu den drei bestgeeigneten Indizes

gehört auch GEMI, wobei einer der anderen (WDVI) zusätzliche Informationen über Bodenreflexion benötigt, und der andere eine zweite Messung bei vorgegebenem Zenitwinkel der Beobachtung (NLI2). Die Autoren finden außerdem eine bedeutende Abhängigkeit der Indizes von Blattwinkelverteilung (BWV) und Blatt-Einzelstreueralbedo ( $\omega$ ).

Der wichtigste Unterschied des hier verfolgten Ansatzes zu diesen Studien ist die weit größere räumliche Skala und die praktische Anwendung auf tatsächliche Beobachtungsbedingungen, während die genannten Studien dagegen nur eine Reihe willkürlich gewählter Beobachtungsbedingungen vorschreiben. Es ist wahrscheinlich, daß der Einfluß von Schwankungen in BWV und  $\omega$  bei der Mittelung über größere Gebiete stark verringert wird, weil die Schwankungsbreite dieser Größen abnimmt. Daher sollen anhand der hier durchgeführten Simulationen verschiedene Beziehung zwischen FPAR und den Indizes GEMI, NDVI und SR hergestellt und auf ihre Robustheit gegenüber Parametervariationen hin untersucht werden. Die Größe FPAR wird dabei nicht wie im Vegetationsmodell berechnet (2-Fluß-Schema), sondern, wie die Indizes, von dem anisotropen, semidiskreten Modell NADIWAS selbst (vgl. Abschnitt 4.5).

Neben GEMI werden die Indizes NDVI und SR gewählt, weil sie in anderen Studien bereits zur Ableitung von FPAR auf globalem Maßstab verwendet wurden, und zwar SR von Heimann et al. (1989) und Potter et al. (1993) und NDVI von Ruimy et al. (1994, 1996) und Knorr und Heimann (1995). Außerdem schließen Sellers (1985) und Sellers et al. (1992) aus Berechnungen mit dem 2-Fluß-Schema auf einen nahezu linearen Zusammenhang zwischen FPAR und SR, der für Routinebestimmungen von FPAR auf globalem Maßstab verwendet werden soll (Sellers et al. 1994).

Da der Rechenaufwand bei FPAR nochmals um etwa den Faktor 10 größer ist als bei der Berechnung des bidirektionalen Reflexionsfaktors, wird dieser Wert bei der Fernerkundungssimulation nur an jedem vierzigsten Gitterpunkt berechnet (vgl. Abschnitt 4.5). Dabei wird eine zufällige Auswahl von Beobachtungsbedingungen erreicht (Winkel, Sonnenstand, Bodenelligkeit, LAI, FC, BWV,  $\omega$  usw.), wie sie in etwa bei der tatsächlichen globalen Fernerkundung vorliegt. Die Berechnungen folgen der Standardversion von NADIWAS (weitere siehe unten) mit Winkeln und Daten der monatlichen Maxima ("max") und der Version "x0" des Vegetationsmodells. Fälle mit schneebedecktem Boden sind ausgenommen.

Das Ergebnis zeigt Abb. 5.2 differenziert nach Bodenelligkeit. Es zeigt sich, daß GEMI den besten linearen Zusammenhang mit FPAR besitzt und, mit Ausnahme sehr heller Böden bei geringem FPAR, es im Gegensatz zu den anderen Indizes keine systematischen Abweichungen mit dem Helligkeitsgrad des Bodenhintergrunds gibt. NDVI zeigt dagegen für mittlere und dunkle Böden einen leicht nach unten gekrümmten und SR in allen Fällen einen stark nichtlinearen Zusammenhang (vgl. Abb. 4.3). Wie Tab. 5.1 zeigt, sind Korrelation und Standardfehler bei NDVI fast ebenso gut wie bei GEMI, jedoch sind die Schwankungen bei GEMI stärker durch die Winkelverhältnisse bedingt (GEMI wurde gegenüber dieser in der Regel bekannten Größe bewußt sensitiv gewählt, siehe Verstraete und Pinty 1996), ein Einfluß, der sich durch Mittelung über eine größere Zahl von Messungen recht

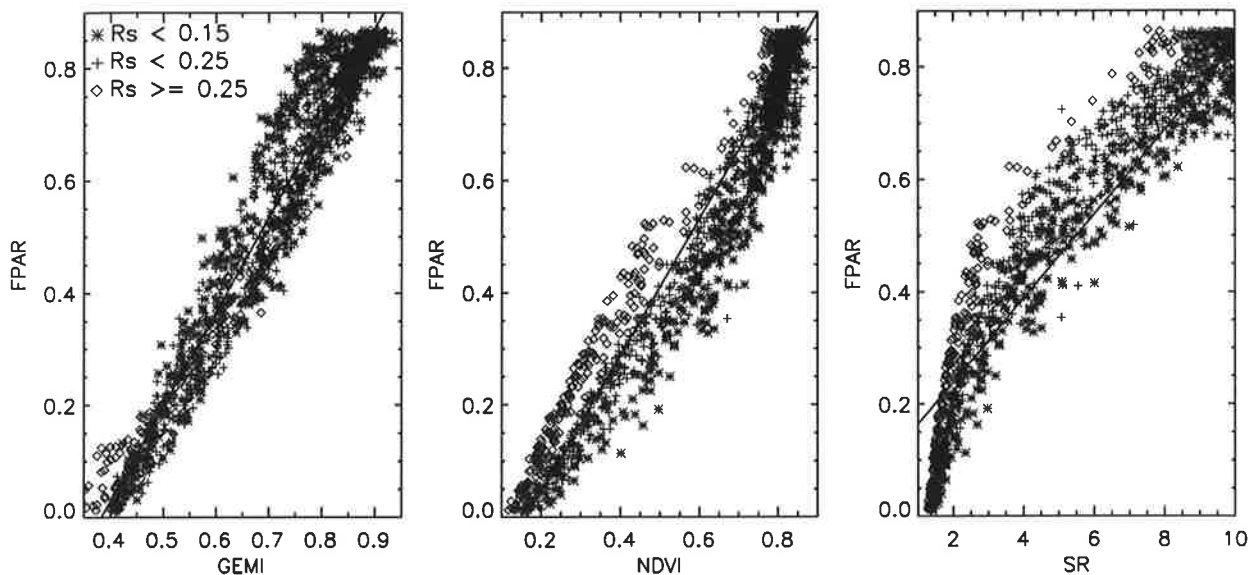


Abbildung 5.2: Zusammenhang zwischen FPAR und verschiedenen Vegetationsindizes berechnet mit NADIWAS, für drei Bereiche der Bodenreflexion ( $R_s$ ). Die durchgezogene Linie bezeichnet eine lineare Anpassung an die Daten.

Tabelle 5.1: Parameter, Korrelationskoeffizient und Standardfehler der linearen Näherung von FPAR gegen GEMI, NDVI und SR von der Form  $y = a + bx$ . Simulationen mit Vegetationsmodell "x0". Nur schneefreie Fälle,  $n = 1951$  (1989) bzw.  $n = 1883$  (1990) für "max" und  $n = 1762$  (1989) bzw.  $n = 1762$  (1990) für "cmp".

Index	Jahr	"max"				"cmp"			
		$a$	$b$	$r^2$	Fehler	$a$	$b$	$r^2$	Fehler
GEMI	1989	-0,645	1,685	0,954	0,060	-0,647	1,713	0,950	0,062
	1990	-0,629	1,664	0,951	0,063	-0,637	1,698	0,947	0,065
NDVI	1989	-0,198	1,217	0,941	0,068	-0,197	1,207	0,937	0,070
	1990	-0,195	1,221	0,943	0,067	-0,199	1,214	0,935	0,071
SR	1989	0,089	0,075	0,890	0,092	0,104	0,070	0,873	0,100
	1990	0,095	0,074	0,884	0,090	0,111	0,069	0,863	0,104

gut minimieren läßt. Daher sind die Schwankungen bei GEMI gerade im Bereich dichter Vegetation ausgeprägt, wo der Boden hintergrund nur eine geringe Rolle spielt. Die in Tab. 5.1 ebenfalls gezeigten Ergebnisse für die Mittelwerte der Filterung "cmp" unterscheiden sich nur leicht von jenen unter Bedingungen des Datensatzes "max". In diesem Fall werden bei der Simulation jeweils die Winkelverhältnisse der Monatsmitte zugrundegelegt.

Die Annahme eines linearen Zusammenhangs aus SR und FPAR, die von Sellers et al. (1994) für globale Anwendungen vorgeschlagen wurde, bestätigt sich nicht. Als Test für eine

Übertragbarkeit der Annahme auf globale Bedingungen mag die vorliegende Studie geeigneter sein, da die ursprüngliche Ableitung aus dem 2-Fluß-Schema in Sellers (1985) tatsächlich nur für bestimmte Bedingungen gilt, und auch der Einfluß der Beobachtungswinkel unberücksichtigt bleibt.

Als Ergebnis und Empfehlung für zukünftige Anwendungen soll daher folgende Abschätzung von FPAR für nach der *maximum composite*-Technik ausgewählte Satellitendaten gelten (Mittel aus den Simulationen für 1989 und 1990 der Standardversion mit "x0"):

$$\text{FPAR} = -0,637 + 1,674 \text{ GEMI} \quad (1a)$$

und folgender für gefilterte Mittelwerte nach Meyer et al. (1995) und der vorliegenden Arbeit:

$$\text{FPAR} = -0,642 + 1,704 \text{ GEMI} \quad (1b)$$

Ist FPAR kleiner 0 oder größer 1, so wird 0 bzw. 1 angenommen. Der Unterschied der beiden Beziehungen kommt daher, daß bei der Maximierung Winkel mit größerem GEMI bei gegebenem FPAR bevorzugt werden, ein Effekt, der allerdings vom Grad der atmosphärischen Signalverunreinigung abhängt.

Die Robustheit der Beziehung nach Glg. 1a für monatliche Maxima wird noch mit einigen Testvarianten von NADIWAS überprüft. Die Simulationen sind wieder mit den Ergebnissen der Version "x0" des Vegetationsmodells berechnet. Ein Test berücksichtigt einen Teil der in Abschnitt 4.5 genannten Variationen der chlorophyllbedingten Blatt-Transmissivität im PAR-Bereich ( $\tau_B^{Rot} = 0,03$  nach Myneni et al. 1992), während zwei weitere Aspekte der Längenskala betreffen. Dabei wird einmal für alle Vegetationstypen eine für große Gebiete möglicherweise repräsentative uniforme BWV angenommen; im zweiten Test wird dann angenommen, daß Bodenszenen mit unvollständiger Vegetationsbedeckung sich nicht, wie im Vegetationsmodell möglich, aus Bedeckungsgrad  $\approx 1$  bei niedrigem LAI ergeben, sondern jede Szene aus einer heterogenen Mischung dichter Vegetation mit vegetationsfreien Bodenanteilen besteht, bei variierendem Bedeckungsgrad (vgl. Abb. 4.3). Daher wird der Bedeckungsgrad,  $f_c$ , für die NADIWAS-Simulation nicht aus dem Vegetationsmodell übernommen, sondern unabhängig davon nach folgender Gleichung berechnet:

$$f_c = \begin{cases} f_{c,max} \Lambda / \Lambda_0 & \text{für } \Lambda < \Lambda_0 \\ f_{c,max} & \text{für } \Lambda \geq \Lambda_0 \end{cases} \quad (2)$$

(Statt des jährlichen Maximums des LAI,  $\Lambda_{max}$ , wird der momentane Wert,  $\Lambda$ , gewählt;  $f_{c,max}$  und  $\Lambda_0$  sind aus Tab. 3.1, Abschnitt 3.1.)

Die Ergebnisse zeigt Tab. 5.2, und zwar entweder mit FPAR und GEMI nach der jeweiligen Testvariante, oder mit FPAR nach der Standardversion, damit nur Veränderungen im simulierten GEMI wiedergegeben werden. Die systematische Abweichung des Wertes nach den beiden obigen Gleichungen von der Modellsimulation ist in allen Fällen gering und der mittlere, unsystematische Fehler in FPAR beträgt ca. 0,06. Bemerkenswert ist, daß sich der

Tabelle 5.2: Test der hier entwickelten linearen Beziehung zwischen FPAR und GEMI für monatliche Maxima, FPAR(GEMI). FPAR wird einerseits mit NADIWAS direkt simuliert (Winkeln von 1989), andererseits aus dem ebenso simulierten GEMI mit Hilfe der linearen Beziehung abgeleitet. Es werden die systematische Abweichung und der Standardfehler als die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung gezeigt ( $n = 1918$ ). In den letzten beiden Spalten wird nur GEMI nach der Testvariante von NADIWAS berechnet und FPAR aus dem Standardfall beibehalten.

Test	FPAR(GEMI)-FPAR	Fehler	FPAR(GEMI)-FPAR FPAR aus Standardfall	Fehler
Standard	0,0001	0,0592		
$\tau_B^{Rot} = 0,03$	0,0004	0,0597	0,0050	0,0609
uniforme BWV	-0,0119	0,0636	-0,0161	0,0702
heterogene Vegetations- verteilung (siehe Text)	0,0023	0,0533		

geringste Fehler bei einem heterogenen Verteilungsmodell der Vegetation ergibt (nach Glg. 2). Tatsächlich wurde eine solche Verteilung bei der Entwicklung des GEMI zugrundegelegt (Verstraete und Pinty 1996).

Es zeigt sich weiterhin, daß sich bei Wahl einer um 0,02 geringeren Transmissivität (siehe Tab. 5.2) GEMI nur um ein FPAR-Äquivalent von 0,005 erhöht (Spalte 3, nach der linearen Beziehung). Dieser Anstieg entspricht mit hoher Genauigkeit auch dem simulierten Anstieg, so daß die getestete Beziehung gültig bleibt (Spalte 1). Dieses Ergebnis zeigt, daß die Wahl einer einheitlichen Blatttransmissivität durch Kompensationseffekte bei der Mehrfachstreuung im Bestand nur zu geringen Fehlern bei der Berechnung von FPAR führt.

Was die Sensitivität der Ergebnisse gegenüber der Wahl der BWV angeht, so zeigt sich eine verhältnismäßig starke Auswirkung auf GEMI (Spalte 3), ein Effekt, der nur zu etwa einem Drittel durch entsprechende Änderungen in FPAR ausgeglichen wird (Spalte 1). Dieser größte systematische Effekt liegt jedoch mit etwas über 0,01 immer noch weit unterhalb der etwa durch atmosphärische Einflüsse verursachten Störungen. Dagegen wird der Unterschied zwischen einer mehr gleichmäßigen und mehr heterogenen Vegetationsverteilung bei der Bestimmung von FPAR aus GEMI weitgehend ausgeglichen (nur 0,002 systematische Abweichung), was die Ergebnisse von Asrar et al. (1992) bestätigt.

Da, wie weiter oben erläutert, Schwankungen des GEMI-FPAR-Verhältnisses vor allem winkelbedingt sind, läßt sich der hier geschätzte (unsystematische) Fehler von 0,06 bis 0,07 durch Mittelung über eine große Zahl von Winkelbedingungen recht gut verringern. Dies gilt nicht für NDVI und SR, da bei diesen Indizes die Bodenhelligkeit zu systematischen Abweichung führt. Bei der Mittelung des GEMI aus GVI-Daten (1/7 Grad Auflösung) auf 1 Grad Länge mal Breite wird der Fehler so auf bis zu 0,01 verringert. Eine gewisse Bevorzugung bestimmter Winkel läßt sich beim GVI-Datensatz jedoch nicht ausschließen,

so daß dieser Wert etwas höher liegen könnte (vgl. Abschnitt 4.2).

Dieser Fehler ist aber immer noch klein gegenüber den Signalbeeinträchtigungen durch nicht erfaßte Bewölkung und andere bei der atmosphärischen Korrektur nicht berücksichtigte Einflüsse. Ein typischer Wert für GEMI über dichter Vegetation beträgt 0,72 bei "cmp" und 0,76 bei "max" (siehe Abb. 4.7). Nach den Berechnungen mit NADIWAS entspräche dies einem FPAR von nur 0,60. Die Signalverunreinigung scheint weiterhin mit steigendem FPAR zuzunehmen, da für  $FPAR \approx 0$  sowohl Simulationen als auch Satellitendaten einen typischen Wert von 0,38 zeigen. Eine mögliche lineare Korrektur wird in Abschnitt 4.5 für monatliche Maxima verwendet. Ihre Anwendung auf die FPAR-GEMI-Beziehung, Glg. 1b, ergibt mit  $FPAR(0,38) = 0$  und  $FPAR(0,72) = 1$ :

$$FPAR = -1,12 + 2,94 \text{ GEMI} \quad (3a)$$

Da die Störungen gerade über Gebieten mit geringer bis mittlerer Vegetationsbedeckung klein sind (Arktis oder aride Gebiete), kann zusätzlich die Bedingung gestellt werden, daß bei  $GEMI = 0,38$  auch die Steigung der theoretisch berechneten FPAR-GEMI-Beziehung erhalten bleibt, also  $dFPAR/dGEMI(0,38) = 1,704$ . Damit ergibt sich folgende quadratische Beziehung:

$$FPAR = -0,122 - 1,061 \text{ GEMI} + 3,639 \text{ GEMI}^2 \quad (3b)$$

Bei mittlerer Vegetationsbedeckung ergibt diese Korrektur einen um ca. 0,1 geringeren Wert von FPAR und Gleichheit bei einem FPAR von 0 oder 1.

### 5.3 Strategie der Modelleinschränkung

Trotz der beschriebenen gravierenden Beeinträchtigungen soll hier eine Anpassung des Modells an Satellitendaten versucht werden. Dafür ist es zunächst notwendig, besonders stark verunreinigte Daten zu entfernen. Die GEMI-Daten für 1989 und 1990 werden daher auf ein Grad Länge mal Breite gemittelt und danach jene entfernt, bei denen das Verhältnis "max" / "cmp" größer ist als 1,10. Solche Werte werden insbesondere über tropischen Regenwäldern erreicht (vgl. Abschnitt 4.4). Die Zahl der nach dieser und der vorangehenden Filterung nach Abschnitt 4.2 noch verbleibenden monatlichen Daten pro Gitterpunkt zeigt Abb. 5.3. Daraus wird jeweils das Mittel für die Monate Januar bis Dezember gebildet und danach Lücken von nur einem Monat Länge durch lineare Interpolation aufgefüllt. Dadurch erhöht sich die Zahl der gültigen Daten auf dem flächentreuen 1-Grad-Gitter von 89.780 oder 67,6% auf 99.389 oder 74,8%. Schließlich wird mit diesen revidierten Daten die Größe FPAR nach dem Schema in Abb. 5.1 berechnet.

Es geht jetzt darum, den Bereich der Modellversionen aus Kapitel 3, die alle mit *a priori* bekannten Eingangsdaten und Erkenntnissen der Vegetationsphysiologie vereinbar sind, so weit einzuschränken, daß diese zusätzlich den Satellitenmessungen innerhalb deren Genauigkeit genügen. In einem so komplexen Modell wie dem hier entwickelten lassen sich

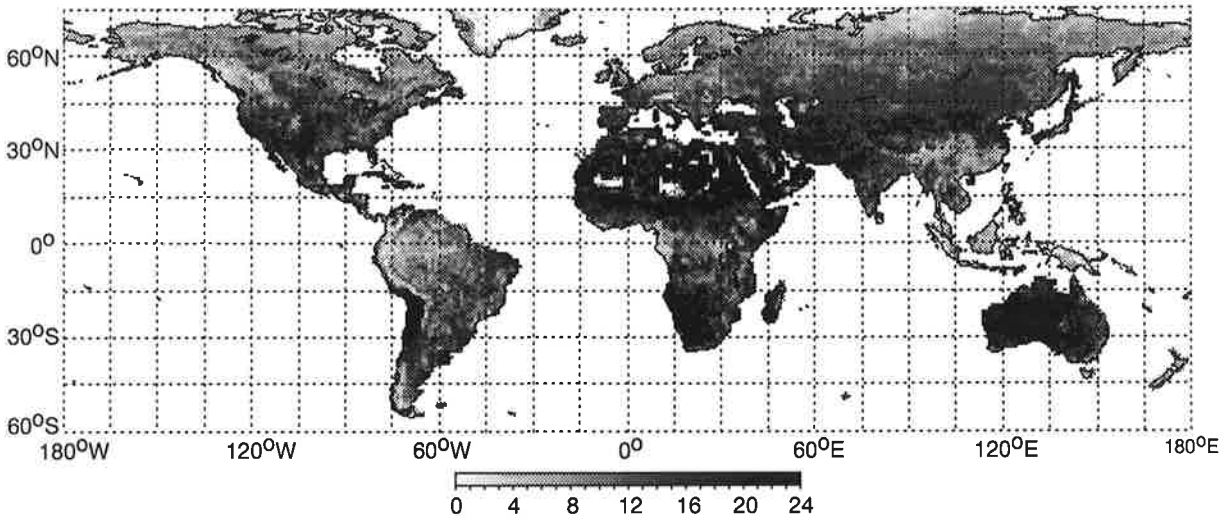


Abbildung 5.3: Anzahl der gültigen monatlichen Mittelwerte des GEMI (“cmp”) aus den Jahren 1989 und 1990 nach Mittelung über 1 mal 1 Grad, bei zusätzlicher Filterung durch das Kriterium  $GEMI(“max”)/GEMI(“cmp”) \leq 1,10$ .

natürlich viele Parameter entsprechend anpassen; alle diese Möglichkeiten systematisch auszuschöpfen würde jedoch den Rahmen des rechen-technisch Vertretbaren weit überschreiten. Aus diesem Grund liegt es nahe, direkt mit der Meßgröße FPAR zusammenhängende Parameter anzupassen, wie LAI oder die phänologische Temperatur  $T_\phi$ . Dabei darf allerdings die Konsistenz des Modells nicht durchbrochen werden, z.B. wenn ein LAI angenommen wird, der größer ist als der maximale durch die Wasserbilanz erlaubte. Im allgemeinen bietet ein “vernünftiger” Kompromiß aus Einfachheit der Anpassungsstrategie bei größtmöglichem Erhalt der ursprünglichen Modellkonzeption die beste Lösung.

Folgende Strategie hat sich dabei besonders bewährt:

- (1) Der neue im Modell feste Bedeckungsgrad,  $f'_c$ , wird aus dem maximalen monatlichen gemessenen FPAR,  $f_{PAR}^{max}$ , nach

$$\begin{aligned}
 f_{c,0} &= \frac{f_{PAR}^{max}}{1 - e^{-0,5\hat{\Lambda}_{c,max}}} \\
 f'_c &= \min \{f_{c,0}; f_{c,max}\}
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

mit  $\hat{\Lambda}_{c,max} = \hat{\Lambda}/f_{c,max}$  bestimmt (siehe Abb. 5.4). Diese Gleichung ersetzt Glg. 137 aus Abschnitt 2.8, wenn  $f_{PAR}^{max}$  existiert. Die Temperaturgrenze des LAI,  $\Lambda'_T$ , wird entsprechend dem neuen Bedeckungsgrad angepaßt durch

$$\Lambda'_T = \Lambda_T \frac{f'_c}{f_{c,max}}
 \tag{5}$$

(vgl. Glg. 134, Abschnitt 2.8).



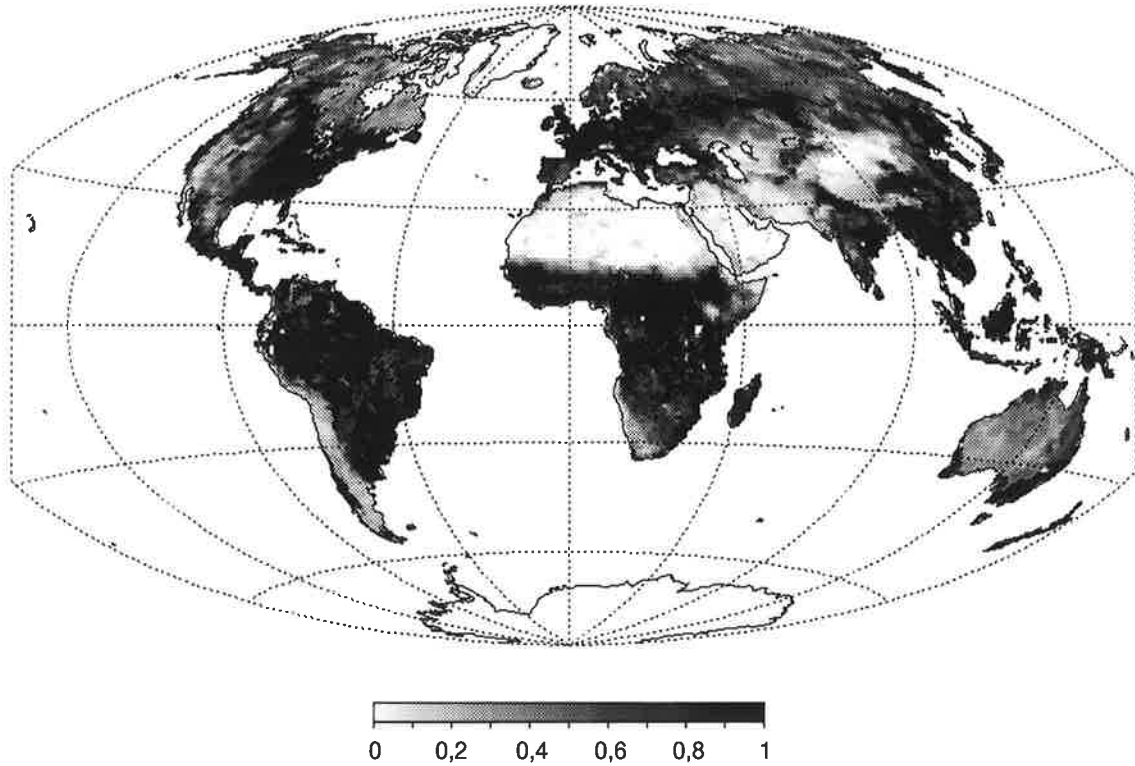


Abbildung 5.4: Bei der diagnostischen Simulation angenommener Bedeckungsgrad,  $f'_c$  mit  $\hat{\Lambda} = 5$  (flächentreue Projektion). Einige weiße Punkte bezeichnen Gebiete ohne gültige FPAR-Daten.

- (2) Damit in arktischen Gebieten der fernerkundlich bestimmte Bedeckungsgrad auch wirklich erreicht wird, wird  $T'_\phi$  entsprechend der Bedingung

$$f_c \hat{\Lambda}_{c,max} = \hat{\Lambda} \left[ 1 - \left( \frac{\hat{T}_\phi - T_{0,5max}}{\hat{T}_\phi - T'_\phi} \right)^2 \right] \quad (6)$$

angepaßt, wobei  $T'_\phi$  auf den Bereich  $0^\circ\text{C}$  bis  $\hat{T}_\phi$  beschränkt bleibt.  $T_{0,5max}$  ist der maximale jährliche Wert der 0,5 m-Bodentemperatur (Glg. 85, Abschnitt 2.5).

- (3) In bestimmten Fällen wird der temperaturlimitierte LAI,  $\Lambda_T$ , durch eine diagnostische LAI-Grenze,  $\Lambda_D$ , ersetzt. Dazu wird zunächst vom gemessenen FPAR der im Modell angenommene immergrüne Anteil

$$f_{PAR,i} = i f_c \left( 1 - e^{-0.5 \hat{\Lambda}_{c,max}} \right) \quad (7)$$

abgezogen.  $i$  ist der immergrüne Vegetationsanteil wie nach der verwendeten Vegetationskarte angenommen. Falls der Rest kleiner oder gleich Null ist, wird  $\Lambda_D = 0$

gesetzt, sonst wird  $\Lambda_D$  nach der Bedingung

$$(1 - i)f_c \left[ 1 - \exp \left( -0,5 \frac{\Lambda_D}{(1 - i)f_c} \right) \right] = f_{PAR} - f_{PAR,i} \quad (8)$$

bestimmt. Die Anpassung gilt nur für Gräser und trockensaisonale Vegetation und nur, wenn gültige FPAR-Daten vorliegen und die Monatsmitteltemperatur größer ist als 5°C, um einen möglichen Einfluß von Schnee zu vermeiden.

- (4) Zur Anpassung der Wasserbilanz an die Satellitenbeobachtungen wird die Wurzeltiefe,  $d_w$ , in Schritten von 2 m solange erhöht, bis der maximale monatliche LAI,  $\Lambda_{max}$  den festgelegten Bedeckungsgrad,  $f'_c$ , ungefähr ausschöpft. Dies wird durch die Bedingung

$$\Lambda_{max}/f_c \geq 0,8\hat{\Lambda}_{c,max} \quad (9)$$

ausgedrückt. Dabei gilt eine Grenze von 10 m für tropische und immergrün-gemäßigte Laubbäume, von 0,5 m für Ackerbau und Tundra-Vegetation und von 4 m für alle übrigen Arten.  $d_w$  wird bei Programmstart einheitlich auf 0,5 m gesetzt, in Savannen auf 2 m. Bei der Berechnung der Bodenwasserkapazität,  $W_{b,max}$ , wird nach dem ersten Durchgang die Tiefe des letzten Bodenhorizonts auf  $d_w$  erweitert.

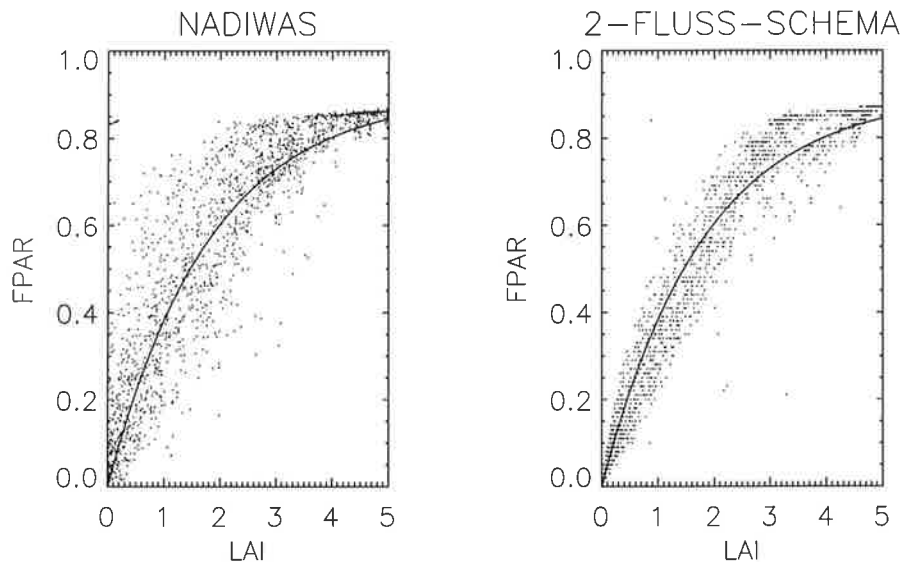


Abbildung 5.5: Zusammenhang zwischen FPAR und LAI berechnet mit NADIWAS (links) und mit dem 2-Fluß-Schema des Vegetationsmodells (rechts) für 100% direkte Einstrahlung zur Beobachtungszeit des Satelliten ( $n = 1952$ ). Die durchgezogene Linie bezeichnet einen einfachen exponentiellen Zusammenhang (siehe Text).

Eine weitergehende Nutzung der Fernerkundungsdaten, etwa zur Bestimmung des immergrünen Anteils,  $i$ , hat sich als nicht erfolgreich herausgestellt. Dies liegt einerseits an fehlenden und unzuverlässigen Daten im Frühjahr und Herbst oder in der Regenzeit und

andererseits daran, daß die verwendete Vegetationskarte von Wilson und Henderson-Sellers bereits recht genau ist. Die gewählte Strategie beruht dagegen auf der Annahme, daß der maximale monatliche GEMI das beste Maß für den Bedeckungsgrads,  $f_c$ , ist. Innerhalb dieses wenigstens einmal im Jahr dicht mit Vegetation bedeckten Gebietes wird bei maximalem jährlichen LAI eine geschlossene Vegetation angenommen, mit einem lokalen LAI von  $\hat{\Lambda}_{c,max} = \hat{\Lambda}/f_{c,max}$  wie im prognostischen Fall. Die Umrechnung von LAI in FPAR erfolgt dabei mittels einer einfachen exponentiellen Näherung, wie sie in Abb. 5.5 gezeigt wird. Die hierbei angenommene feste LAI-FPAR-Beziehung soll dabei nur als eine Näherung innerhalb der Genauigkeit der FPAR-Messungen gelten. Der mögliche Fehler von  $\pm 1$  LAI wird vor allem durch die Tests "B+/-", aber auch durch "T+/-" berücksichtigt (vgl. nächster Abschnitt).

Ein Ergebnis am Rande, das außerdem aus dieser Abbildung hervorgeht: Im Vergleich zum realistischeren, semidiskreten Strahlengangmodell unterschätzt das 2-Fluß-Schema FPAR im Bereich niedriger LAI um etwa 5 bis 10%. Dagegen ist die einfache exponentielle Beziehung, zumindest bei direktem Lichteinfall, für die meisten Anwendungen ausreichend genau. Die Verwendung des 2-Fluß-Schemas im Vegetationsmodell ist jedoch dadurch gerechtfertigt, daß ein erheblicher Teil der Photosynthese bei Bewölkung von diffusem Licht abhängt.

Auf die Qualität der Modellanpassungen an FPAR hat dieses Ergebnis relativ geringe Auswirkungen, da der LAI entsprechend erhöht und so die leichte Unterschätzung beim 2-Fluß-Schema ausgeglichen wird.

## 5.4 Ergebnisse

Die Strategie zur Beantwortung der Frage, ob optische Satellitendaten für die globale Vegetationsmodellierung nützliche Informationen enthalten, besteht darin, die Ergebnisse prognostischer und diagnostischer Berechnungen miteinander zu vergleichen. Die diagnostischen Modellversionen entsprechen in ihren übrigen Definitionen denen der Tab. 3.2 und werden mit dem vorangestellten Buchstaben "d" gekennzeichnet. Im Unterschied zu den dortigen prognostischen Versionen wird der Tagesgang wie bei "0++" nur alle 10 Tage berechnet. Als Vergleichsmaßstab dienen jedoch nicht jene ersten prognostischen Simulationen, bei denen eine unzureichende Wasserspeicherung bei tropischen Regenwäldern festgestellt werden kann, sondern die des Kapitels 4. Bei diesen mit voranstehendem "x" gekennzeichneten Versionen wird die Wurzeltiefe tropisch-immergrüner Bäume den jeweiligen Niederschlagsbedingungen angepaßt (vgl. Tab. 4.2). Dabei ist wichtig zu bemerken, daß die dafür benötigte Information nicht aus Satellitendaten sondern allein aus der verwendeten Vegetationskarte stammen.

Ob die Modellanpassung überhaupt Erfolg hat, läßt sich mit Hilfe von Abb. 5.6 überprüfen. Dabei wird das Quadrat der Differenz aus dem vom Vegetationsmodell berechneten FPAR und den satellitengestützten Messungen über jene Monate summiert, für die Da-

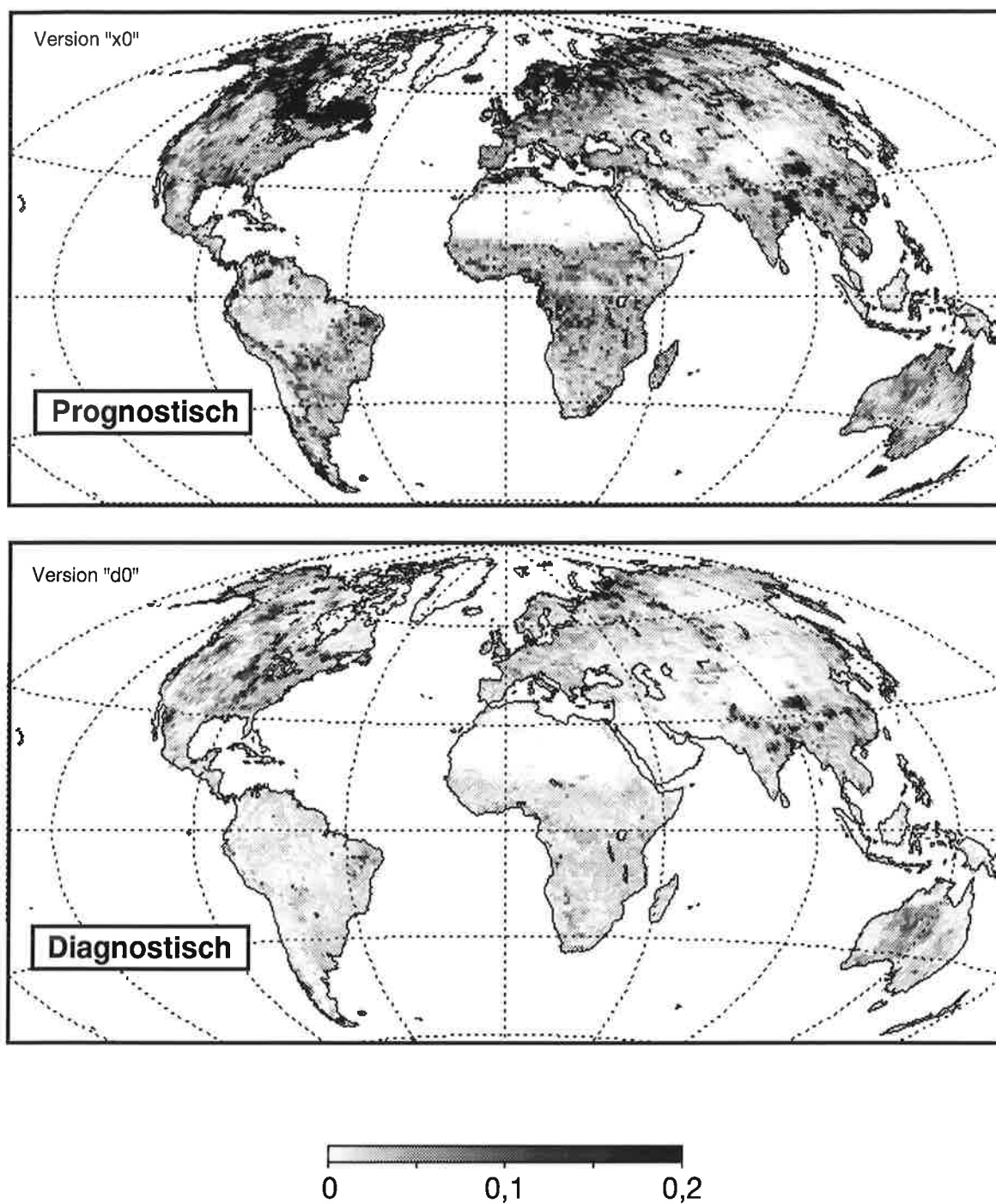


Abbildung 5.6: Mittlere quadratische Abweichung aus simuliertem und fernerkundlich gemessenem FPAR ohne ("prognostisch") und mit ("diagnostisch") Anpassung an die Satellitendaten.

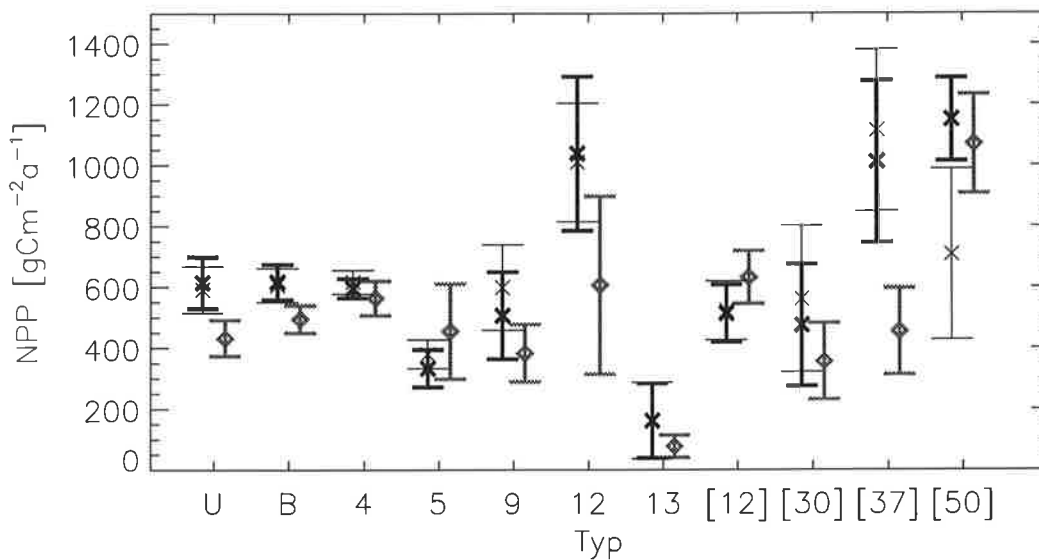


Abbildung 5.7: Mittelwerte und 90%-Konfidenzbereich der simulierten NPP mit der diagnostischen Modellversion "d0" (schwarz, fett) und der prognostischen Version "0" (dünn) verglichen mit Feldmessungen (grau). "U" unbekannter Vegetationstyp,  $n = 78$ ; "B" bekannter Typ,  $n = 175$ ; 4: Laubbäume,  $n = 30$ ; 5: Nadelbäume,  $n = 17$ ; 9: C3-Gras,  $n = 18$ ; 13: Tundra,  $n = 10$ ; [12] Mischwald,  $n = 12$ ; [30] C3/C4-Gras,  $n = 11$ ; [37] Savanne  $n = 19$ ; [50] tropischer Regenwald,  $n = 12$ .

ten vorhanden sind (vgl. Abb. 5.3) und durch deren Anzahl geteilt. Ab einem Wert von ca. 0,1 kann angenommen werden, daß sich Simulation und Messung klar im Widerspruch befinden. Dieser Fall tritt nach Anpassung des Modells nur noch in Teilen der Arktis und der nordamerikanischen Prärien, in Bewässerungsgebieten (insb. Indien) und in den ariden Gebieten Australiens und des brasilianischen Nordostens auf. Der Grund liegt bei den nördlichen Gebieten an dem  $5^{\circ}\text{C}$ -Kriterium bei der Bestimmung von  $\Lambda_D$ , bei Bewässerung an deren unzureichender Repräsentation und in den ariden Gebieten an Mängeln entweder der Niederschlagsdaten oder des Bodenhydrologieschemas. In Zentralaustralien wird auch der immergrüne Vegetationsanteil von der Vegetationskarte überschätzt. Insgesamt hat sich die Übereinstimmung jedoch stark verbessert.

Eine verbesserte Übereinstimmung mit Satellitendaten bedeutet noch nicht, daß auch die Übereinstimmung mit Feldmessungen der Nettoprimärproduktion (NPP) erhöht wird. Dies zeigt Abb. 5.7, in der noch die simulierten Werte der ersten prognostischen Version aus Kapitel 3, Abb. 3.18 abgebildet sind. Man erkennt, daß die Unterschiede beider Simulationen viel geringer sind als der Abstand zu den Meßdaten. Die einzige Ausnahme bilden die tropischen Regenwälder, für die es nach der Korrektur der Wurzeltiefe jetzt eine recht gute Übereinstimmung gibt. Bei C3-Gräsern und Savannen gibt es zwar eine unbedeutende Ver-

Tabelle 5.3: Prognostische und diagnostische NPP berechnet mit dem Photosynthesemodell nach Farquhar (Versionen "x0/d0") und nach dem Monteith-Modell (Versionen "xPm/dPm") nach Vegetationstypen aufgeteilt. Flächensummen sind in GtC a<sup>-1</sup> und Mittelwerte in gC m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>.

Typ	Version "0"				Version "Pm"			
	Prognostisch		Diagnostisch		Prognostisch		Diagnostisch	
	Summe	Mittel	Summe	Mittel	Summe	Mittel	Summe	Mittel
1	15,54	1153	15,43	1146	10,68	793	10,05	746
2	6,96	958	9,39	1291	8,00	1101	6,10	839
3	0,27	616	0,22	498	0,24	543	0,15	337
4	2,14	553	2,07	534	2,23	578	1,97	510
5	3,18	342	2,72	292	6,28	675	4,01	432
6	0,70	349	0,74	367	0,68	338	0,60	301
7	0,20	9	0,25	11	0,23	10	0,29	13
8	0,79	229	0,99	288	1,03	300	0,91	263
9	9,45	553	8,25	483	7,31	428	6,18	362
10	4,85	858	4,66	826	5,02	889	4,14	733
11	5,85	769	5,05	663	5,40	709	4,30	565
12	17,38	898	15,05	778	16,48	851	13,10	677
13	1,87	189	0,93	94	0,92	93	0,51	51
14	0,71	541	0,50	384	0,82	624	0,59	447
15-23	6,24	551	7,36	651	16,38	1448	14,21	1255
1-23	76,13	565	73,61	546	81,70	606	67,11	498

ringerung des Abstandes, jedoch bleibt die deutliche Abweichung nach oben bei Savannen und tropischen C4-Gräsern. Dieses Ergebnis deutet darauf hin, daß solche Abweichungen simulierter und in Feldstudien gemessener oder geschätzter Produktivität zumindest nicht an der geschätzten Menge der Vegetation liegt, sondern wahrscheinlich an grundsätzlichen Unsicherheiten, sowohl bei Feldmessungen als auch bei Simulationen.

Verhältnismäßig geringe Unterschiede zwischen prognostischen und diagnostischen Simulationen zeigt auch Tab. 5.3, zumindest bei Verwendung des Farquhar'schen Photosyntheschemas. Insbesondere die globale Summe hat sich nur wenig verändert. Nur bei tropisch-saisonalen Bäumen (Typ 2) gibt es eine deutliche Produktivitätssteigerung und bei immergrünen Nadelbäumen (5) einen deutlichen Rückgang nach Einbeziehung der Satellitendaten. Bei Gräsern ist der Rückgang mit ca. 12% dagegen weniger deutlich ausgeprägt (9-12).

Dagegen gibt es mit dem Ruimy-Monteith-Photosyntheschema in allen Fällen eine Abnahme der NPP, so daß die globale NPP bei der Version "Pm" nach der Anpassung an die Satellitendaten deutlich niedriger liegt als die von "0", bei einem umgekehrten Verhältnis

vorher. Bemerkenswerterweise ist der Abstand mit ca.  $6 \text{ GtC a}^{-1}$  in etwa gleich geblieben. Bedeutende Unterschiede gibt es vor allem bei laubabwerfenden Bäumen und Sträuchern in trockensaisonalen Klimagebieten (Typen 2 und 8). Während beim Monteith-Modell eine Zunahme der absorbierten PAR bei erhöhtem LAI im diagnostischen Fall stets zu einer Erhöhung der NPP führt, kann dies beim Farquhar-Modell wegen der erhöhten Respirationkosten bei größerem LAI genau den gegenteiligen Effekt haben. Welches der beiden Modelle hingegen die Realität besser wiedergibt, läßt sich wegen der großen Unsicherheit bei den Respirationkosten nur schwer beantworten.

Schließlich ist eine allgemeine Abnahme in FPAR bei beiden Versionen nach Einbeziehung der Satellitendaten mit der Vorstellung vereinbar, daß die prognostische Simulation gerade die potentielle Vegetationsmenge unter den Bedingungen der Temperatur- und Wasserlimitierung berechnet, die natürlicherweise höher als die tatsächliche Menge liegt. Auf diese Weise lassen sich die Satellitendaten dazu nutzen, andere nur schwer modellierbare Einflüsse miteinzubeziehen. Bei den Gräsern spielt wahrscheinlich die natürliche oder vom Menschen beeinflusste Beweidung eine Rolle, während es bei den nördlichen Nadelwäldern vor allem Wachstumsbeschränkungen sind, die bei immergrüner Vegetation nicht vom Modell berücksichtigt werden. In langsam wachsenden Beständen hängt der Bedeckungsgrad nämlich vor allem von deren Alter ab, das, im regionalen Durchschnitt, hauptsächlich von der Häufigkeit von Waldbränden und anderen Störungen beeinflusst wird (Kurz und Apps 1994).

Die räumliche Verteilung der diagnostischen NPP der Version "d0" und deren Differenz zur prognostischen Version, "x0", zeigt Abb. 5.8. Im Vergleich zu Abb. 3.4 in Kapitel 3 ist die räumliche Variabilität, die vor allem durch die stochastische Niederschlagssimulation erzeugt wird, durch die Anpassung an Satellitendaten deutlich verringert. Dies gilt besonders für die Savannen und Buschlandschaften Afrikas und Australiens. Dementsprechend ist auch die Differenz der beiden Simulationen von hohen räumlichen Schwankungen auf kleinen Längenskalen geprägt. Trotzdem ist in Gebieten mittlerer Produktivität in vielen Fällen eine deutliche Änderung in eine bestimmte Richtung zu erkennen, während sowohl in Wüsten als auch in Gebieten ständig geschlossener Vegetation der Unterschied klein ist. Hier können die Satellitendaten wenig zusätzliche Information liefern.

Die bedeutendsten Änderungen ergeben sich für die wasserlimitierten Tropen, insbesondere im südlichen Afrika, in den Savannen Brasiliens, im Sahelgebiet und in Indien. Eine höhere Wurzeltiefe bedingt hier eine starke Zunahme der Produktivität. In nördlichen Breiten ergibt sich eine weniger bedeutende Zunahme in Westeuropa und eine Abnahme in Kanada, Nord- und Nordosteuropa und Sibirien. Interessant ist noch eine deutliche Produktivitätsabnahme in den stark besiedelten Gebieten Nordafrikas und des vorderen Orients. Hier ist die Fruchtbarkeit des Landes durch Landnutzung und Bodenerosion stark gestört, so daß die Produktivität weit unter der potentiellen bleibt.

Abb. 5.9 zeigt noch das Breitenkreismittel der NPP der vier Modellversionen aus Tab. 5.3. Ab ca.  $50^\circ\text{N}$  stimmen beide diagnostische Versionen gut überein und unterscheiden

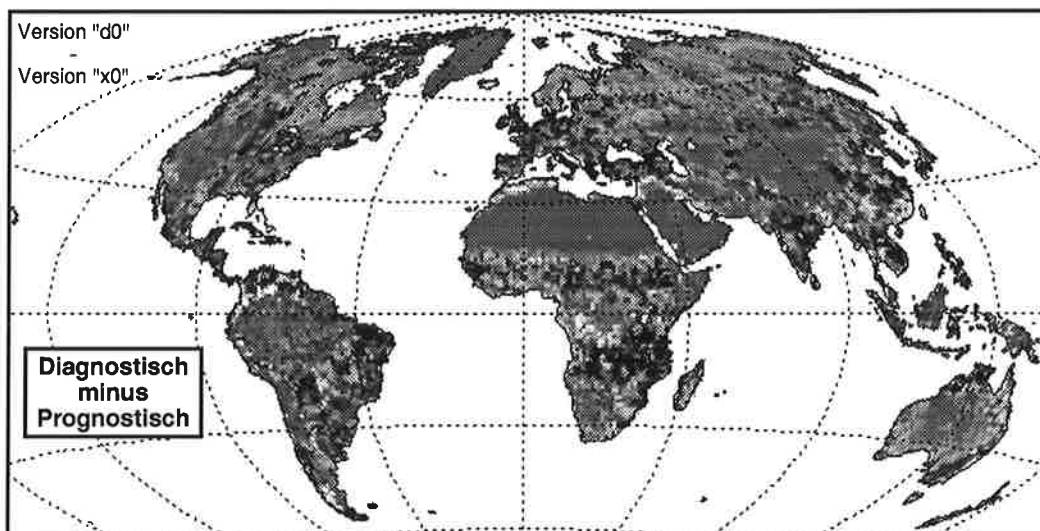
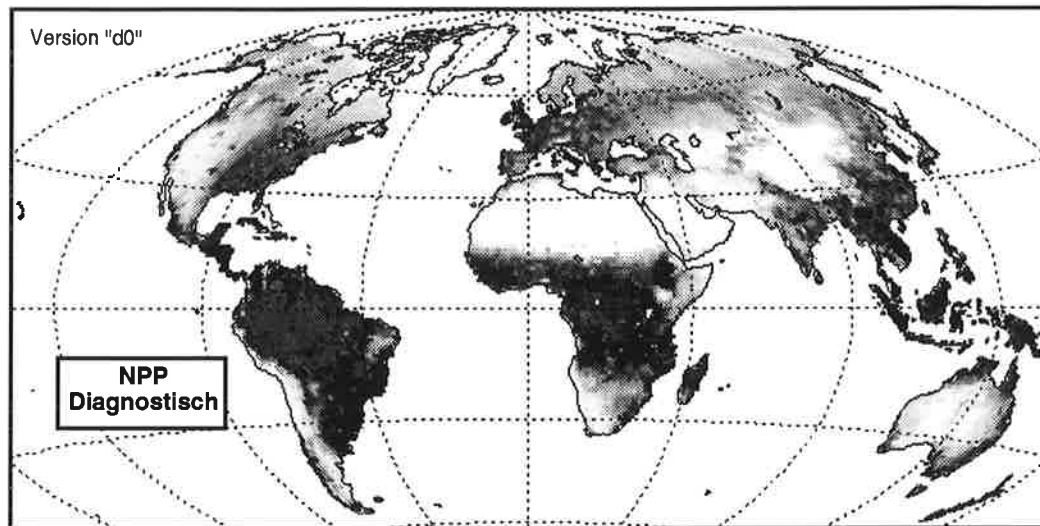


Abbildung 5.8: Diagnostisch berechnete jährliche NPP nach der Version "d0" des Vegetationsmodells BETHY und deren Differenz zur entsprechenden prognostischen Version, "x0".



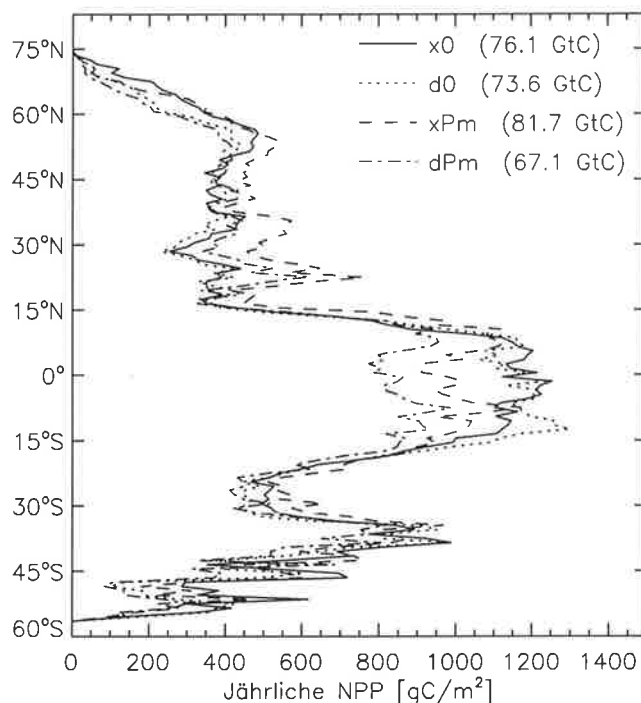


Abbildung 5.9: Breitenkreismittel der NPP der prognostischen und diagnostischen ("x/d") Modellversionen mit Photosynthese nach Farquhar bzw. Monteith ("0/Pm").

sich deutlich von den Versionen ohne Bezug auf Satellitendaten. Dagegen bestehen die Unterschiede in Tropen und Subtropen eher zwischen den Photosynthesemodellen.

Dies deutet bereits darauf hin, daß die zusätzliche Modelleinschränkung durch Fernerkundungsdaten bei der Modellierung der CO<sub>2</sub>-Flüsse in vielen Fällen nur eine relativ kleine Änderung bringt verglichen mit den übrigen, in Abschnitt 3.3, besprochenen Unsicherheiten. Einen neuen Sensitivitätstest des Vegetationsmodells gegenüber den wichtigsten dort geschätzten Unsicherheiten, in diesem Fall mit den Versionen "x" und "d", zeigt Abb. 5.10. Die Definitionen der Tests entsprechen denen der Tab. 3.2, wobei zu beachten ist, daß bei den Versionen "d" die Wurzeltiefe bei Beginn der Anpassung an die Satellitendaten nur halb so groß ist wie bei "x". Daher ist in einigen Fällen (arktisch, gemäßigt "W+") die Variation der NPP im diagnostischen Fall größer als im prognostischen. Die oberen Grenzen der Wurzeltiefe werden jedoch nicht verändert.

Wie zu erwarten schränken im globalen Integral die Fernerkundungsdaten den Variationsbereich aufgrund der temperaturgesteuerten Phänologie ("T+/-") und der Wurzeltiefe ("W+/-") am stärksten ein. Bemerkenswert ist dagegen, daß sie auch in der Lage sind, die größte Quelle der Unsicherheit bis zu einem gewissen Grade einzuschränken, nämlich jene aufgrund der Respirationkosten. Die zusätzlich Einschränkung beträgt jedoch, von kalten zu warmen Klimagebieten, nur zwischen einem 1/10 und 1/3 des prognostischen Bereichs,

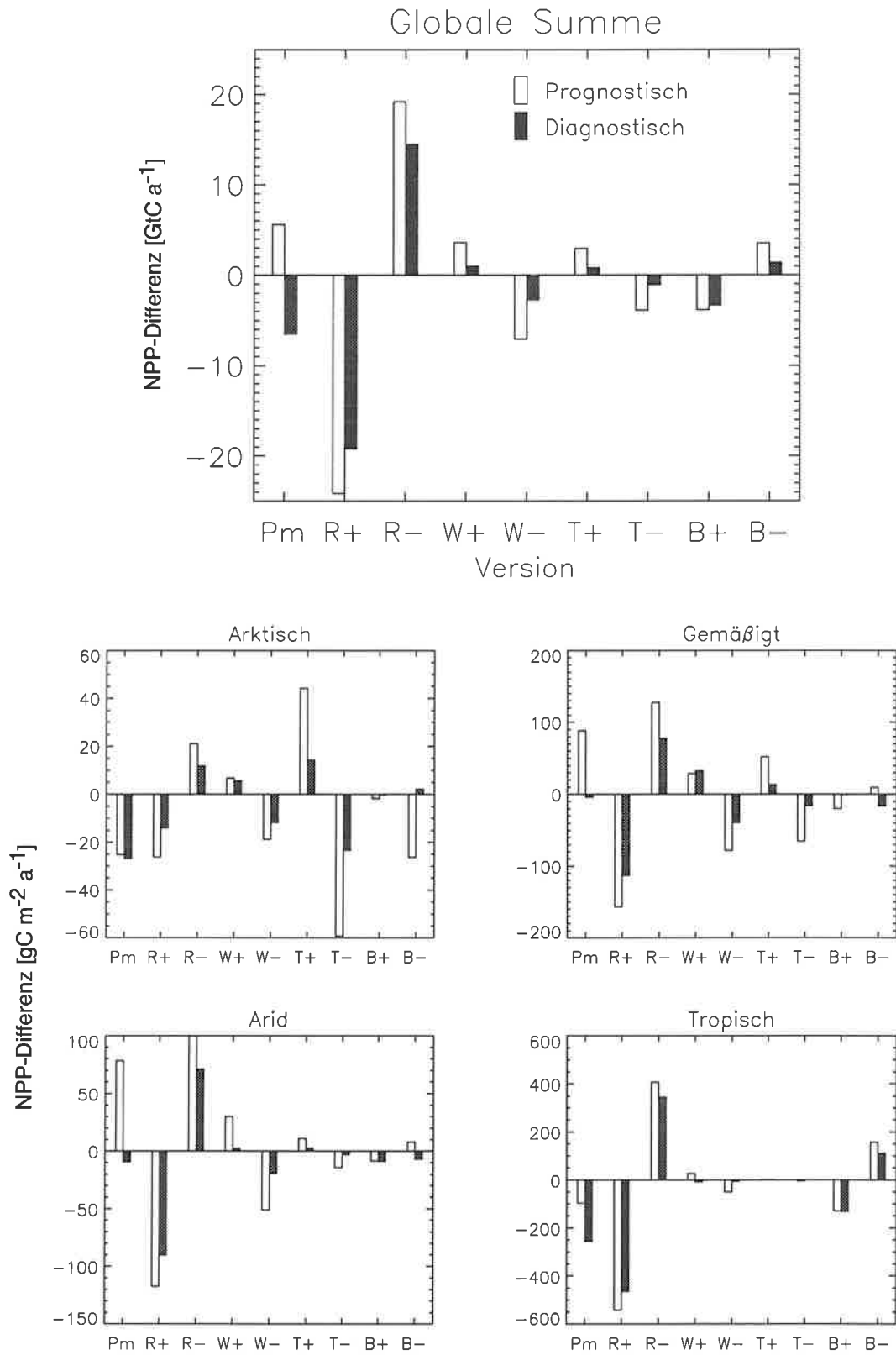


Abbildung 5.10: Sensitivität der prognostischen und diagnostischen Modellversionen gegenüber verschiedenen Unsicherheiten in Modellparametern. Klimazonen und Sensitivitätstests sind in Abschnitt 3.1 definiert.

was zur Folge hat, daß die gleichen Unsicherheiten auch die diagnostischen Simulationen dominieren.

Dies gilt für alle Klimazonen aus Abb. 5.10 mit Ausnahme der Arktis, wo die Phänologie (Sensitivitätstests "T" und "B") die zusammen größte Unsicherheit liefert; diese kann durch die Satellitendaten stark eingeschränkt werden. Letzteres gilt auch für die feucht-gemäßigten Gebiete, wobei jedoch, wegen der höheren Temperaturen, die Respirationskosten bereits dominieren. Dagegen bringt in ariden Gebieten naturgemäß die Anpassung der Wurzeltiefe den größten Gewinn an Einschränkung der NPP-Berechnungen. Schließlich spielt diese in den feuchten Tropen nur noch eine geringe Rolle, was zeigt, daß das verfügbare Bodenwasser mit den Versionen "x" bereits recht gut simuliert wird, wobei die noch verbleibende Unsicherheit von den Satellitendaten fast vollständig beseitigt wird.

## 5.5 Fehlerbetrachtung

Es liegt nun nahe, die berechnete Sensitivität des Modells BETHY gegenüber den geschätzten Unsicherheiten zu einer allgemeinen Fehlerberechnung für jeden einzelnen Gitterpunkt zusammenzufassen. Daher soll hier der Mittelwert der Version "0" plus der neun in Abb. 5.10 genannten Versionen und die Summe der Abweichungsquadrate davon berechnet werden, wobei Varianten gegensätzlicher Testpaare (" +/- ") jeweils nur mit 0,5 gewichtet werden. Der geschätzte Fehler ist dann die Wurzel aus dieser Summe. Es ist wichtig zu betonen, daß es sich dabei nur um einen ersten Versuch der Fehlerberechnung bei der globalen Vegetationsmodellierung handelt, bei der einige weniger bedeutende Fehlerquellen aus Abschnitt 3.3, insbesondere Klima, Albedo und Tagesvariabilität, nicht berücksichtigt werden.

Andererseits wird bei diese Art der Fehlerberechnung angenommen, daß die verschiedenen Fehlerquellen voneinander unabhängig sind und sich die Wirkungen addieren, wodurch in vielen Fällen der Fehler überschätzt werden könnte. Diese Annahme bedeutet z.B., daß bei einer Kombination aus "xR+", "xW-" und "xT-" nach Abb. 5.10 die globale NPP um insgesamt  $35 \text{ GtC a}^{-1}$  abnehmen würde. Ein Testlauf des Modells, bei dem alle drei Parametersätze gleichzeitig geändert werden, ergibt eine tatsächliche Änderung von  $32 \text{ GtC a}^{-1}$ , was zeigt, daß sich die Fehler annähernd linear verhalten. Eine genauere Fehlerabschätzung wäre erst mit einer Monte-Carlo-Simulation möglich (Binder 1986), bei der der gesamte Bereich der Modellkonfigurationen durch zufällige Parameterauswahl ausgeschöpft wird. Das Verfahren ist jedoch sehr rechenzeitintensiv, da es für eine etwa 10%ige Genauigkeit 100 globale Läufe erfordern würde. Bedenkt man, daß es sich hier, wie in Kapitel 1 dargelegt, um die erste systematische Behandlung des Fehlerproblems bei der globalen Vegetationsmodellierung handelt und daß die Unsicherheiten bei den Parametern z.T. nur geschätzt sind, so erscheint die höhere Nachvollziehbarkeit des hier verfolgten Verfahrens der größeren Genauigkeit bei der Monte-Carlo-Methode klar vorzuziehen.

Den so berechneten Bereich der regionalen und globalen jährlichen NPP zeigt Tab. 5.4. Dieser ist in allen Fällen sehr groß und übersteigt den Bereich der in Abschnitt 3.1 genannten

### NPP-Fehlerbereich

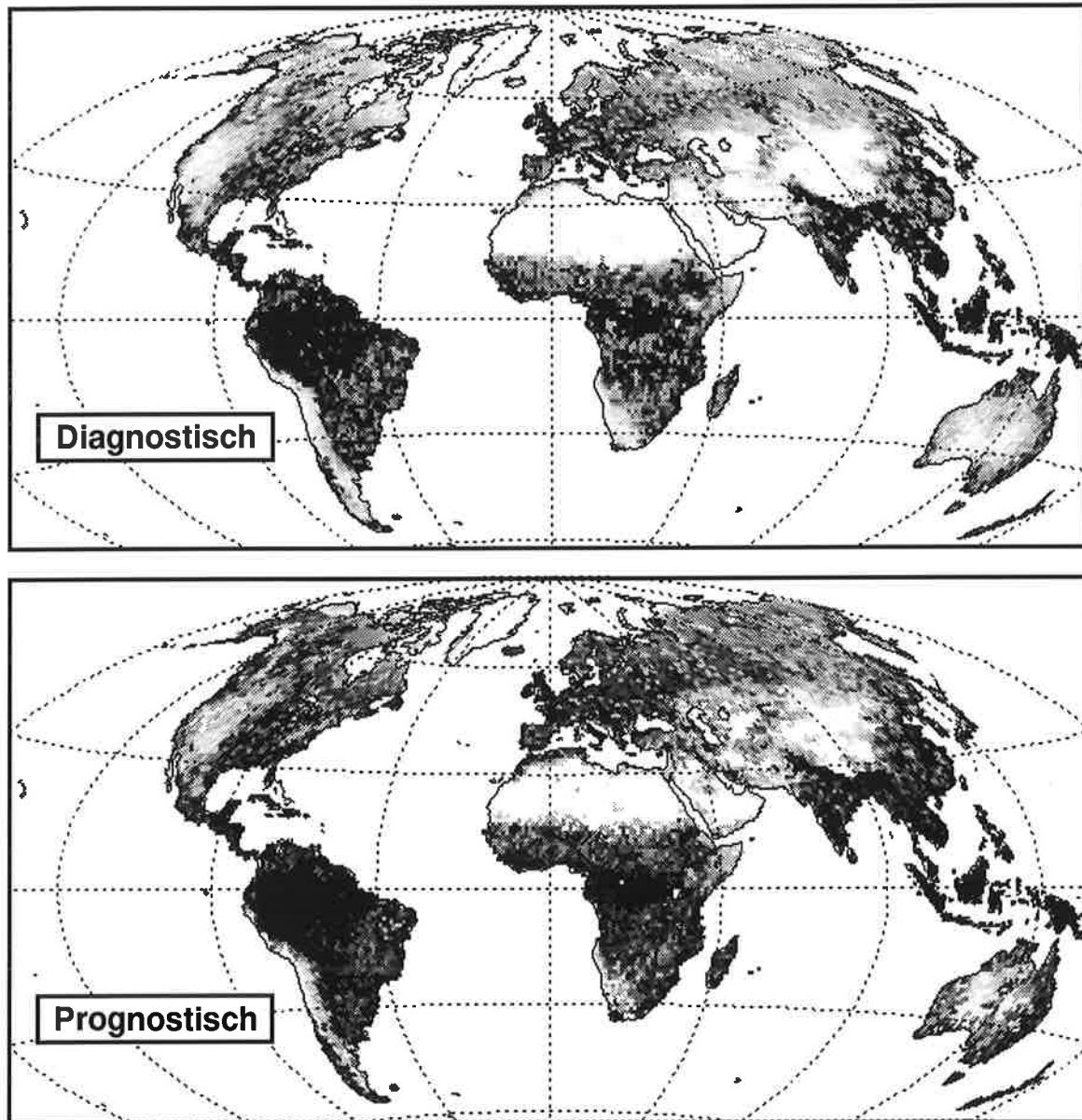


Abbildung 5.11: Geschätzter Fehler der prognostischen und diagnostischen Modellberechnung der NPP.

Tabelle 5.4: Mittel und geschätzter Fehlerbereich der jährlichen NPP in GtC a<sup>-1</sup> für verschiedene Klimazonen und global.

Zone	Prognostisch	Diagnostisch
Arktisch	3,40 ± 3,00	2,22 ± 1,21
Gemäßigt	17,93 ± 10,93	16,67 ± 7,61
Arid	30,17 ± 21,06	29,20 ± 14,74
Tropisch	24,75 ± 14,71	23,70 ± 13,33
Global	76,25 ± 49,70	71,80 ± 36,89

Werte anderer Autoren. Insbesondere die oberen Grenzen liegen mit global deutlich mehr als 100 GtC deutlich höher als die meisten bisher berechneten Werte. Jedoch wurden bei einem umfassenden Vergleich im Rahmen eines Arbeitstreffens 1995 in Potsdam Werte zwischen 39,9 und 80,5 GtC vorgestellt (Kicklighter et al. 1997). Dies entspricht zumindest etwas mehr als dem halben Fehlerbereich bei der diagnostischen Berechnung.

Bemerkenswert ist, daß im prognostischen Fall der Fehlerbereich mit ca. 100 GtC den Mittelwert deutlich übersteigt und daß nach Einbeziehung der Satellitendaten beide Werte immer noch etwa gleich groß sind. Dabei zeigt sich die größte Verringerung des Fehlers von prognostisch zu diagnostisch in ariden Gebieten. Hier sind die Beobachtungsbedingungen für Satelliten besonders günstig. Relativ zur Produktivität ist dagegen in der Arktis der Effekt am größten, weil die Temperaturlimitierung der Vegetation deutlich genauer simuliert werden kann.

Eine genaue geographische Differenzierung bietet Abb. 5.11. Hier ist der gesamte Fehlerbereich vom unteren bis zum oberen Schätzwert dargestellt, der, wie in Tab. 5.5 weiter unten, z.T. den Mittelwert der NPP übersteigt. Die Reduzierung des Fehlers ist, wie schon festgestellt, am deutlichsten in den temperaturlimitierten Gebieten des Nordens und in wasserlimitierten Regionen, wobei Brasilien (Nordost bis Süd), das südliche Afrika und Australien besonders auffallen. Bei den immergrünen tropischen Regenwäldern ist der Effekt dagegen gering, was einfach zu verstehen ist, schließlich ist es auch ohne Satellitenbeobachtung bekannt, daß diese Gebiete immergrün sind. Die Reduktion des Fehlers in Tab. 5.4 liegt vor allem daran, daß einige Teile der tropisch-feuchten Zone z.T. laubabwerfende Vegetation besitzen. Schließlich ist der Effekt in einigen Gebieten aus anderen Gründen gering: Hier gelingt, wie Abb. 5.6 zeigt, die Anpassung an die Satellitendaten nur unvollständig. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um bewässerte Gebiete im mittleren Westen der USA, im Ganges-Tal in Indien und im dichtbesiedelten Teil Chinas.

Als letzte Darstellung der Ergebnisse zeigt Tab. 5.5, ähnlich wie Tab. 3.4 in Kapitel 3, Mittel und Fehlerbereich der jährlichen NPP differenziert nach Vegetationstypen. Zunächst fällt wieder auf, daß die Fehler sehr groß sind und in manchen Fällen der untere Schätzwert im negativen NPP-Bereich liegt. Dies liegt vor allem an dem weiter oben besprochenen Effekt der Nichtlinearität, d.h. daß sich die Fehler, besonders im Bereich kleiner Werte, nicht

Tabelle 5.5: Mittel und geschätzter Fehlerbereich der jährlichen NPP als Flächensumme in GtC a<sup>-1</sup> und Flächenmittel in gC m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>, differenziert nach Vegetationstypen.

Typ	Prognostisch		Diagnostisch	
	Ges.-NPP	mittl. NPP	Ges.-NPP	mittl. NPP
1	14,63 ± 9,48	1085 ± 703	14,33 ± 9,11	1064 ± 676
2	7,17 ± 4,19	986 ± 576	8,76 ± 4,63	1205 ± 636
3	0,26 ± 0,25	586 ± 562	0,21 ± 0,16	477 ± 350
4	2,18 ± 0,98	563 ± 252	2,06 ± 0,71	533 ± 183
5	3,75 ± 3,19	403 ± 343	2,92 ± 1,90	314 ± 204
6	0,68 ± 0,37	339 ± 184	0,71 ± 0,25	353 ± 123
7	0,40 ± 1,32	17 ± 58	0,26 ± 0,37	11 ± 16
8	0,90 ± 1,11	260 ± 321	0,98 ± 0,73	285 ± 212
9	8,76 ± 4,59	512 ± 268	7,84 ± 2,97	458 ± 173
10	4,82 ± 2,03	854 ± 358	4,48 ± 1,49	792 ± 264
11	5,61 ± 2,51	736 ± 329	4,87 ± 1,49	639 ± 195
12	16,74 ± 7,00	864 ± 361	14,54 ± 4,17	751 ± 215
13	1,59 ± 1,42	161 ± 143	0,84 ± 0,57	84 ± 57
14	0,72 ± 0,31	547 ± 235	0,51 ± 0,17	391 ± 127
15-23	8,05 ± 10,95	711 ± 967	8,48 ± 8,17	749 ± 722

genau additiv auswirken. Dazu kommt in den Fällen, in denen die Zahl der Gitterpunkte klein ist, noch eine Unsicherheit durch die stochastische Niederschlagssimulation, die bei der Fehlerberechnung eigentlich nicht aufaddiert werden darf (insb. Typ 3). Dieser Effekt dürfte jedoch in den meisten Fällen klein sein.

Wie schon im Zusammenhang mit Abb. 5.11 festgestellt, liefern die Satelliten fast keine weitere Einschränkung für die NPP-Berechnung der immergrünen tropischen Wälder (Typ 1). Auch bei laubabwerfenden tropischen Bäumen (2) ist die zusätzliche Einschränkung gering. Der größte Effekt ergibt sich bei immergrünen Nadelwäldern (5), C3-Gräsern der gemäßigten Breiten (9) und C4-Gräsern der Tropen (12). Bei den nadelabwerfenden Lärchen (6) ist der relative Effekt ähnlich wie bei (5). Dagegen ist bei gemäßigten Laubbäumen (4) wegen der Schwierigkeiten bei der Bestimmung des Beginns der Wachstumsperiode die zusätzliche Einschränkung recht gering ausgefallen. Bemerkenswert ist der Effekt bei den immergrünen Sträuchern (7): Trotz der sehr geringen Produktivität pro Flächeneinheit liegt die zusätzliche Einschränkung bei insgesamt 1 GtC. Hier und bei den tropischen Gräsern (12) liefern die Satellitendaten wegen der guten Beobachtungsbedingungen den größten Nutzen, wie auch in ariden Gebieten insgesamt (s.o.). Daß dieser auch bei nördlicher Vegetation groß ist – bei der Tundra (13) gibt es ebenfalls ca. 1 GtC Gewinn an Genauigkeit – liegt an den schon weiter oben besprochenen Schwierigkeiten des Modells in seiner prognostischen Variante, Limitierungen in kalten Klimagebieten adäquat

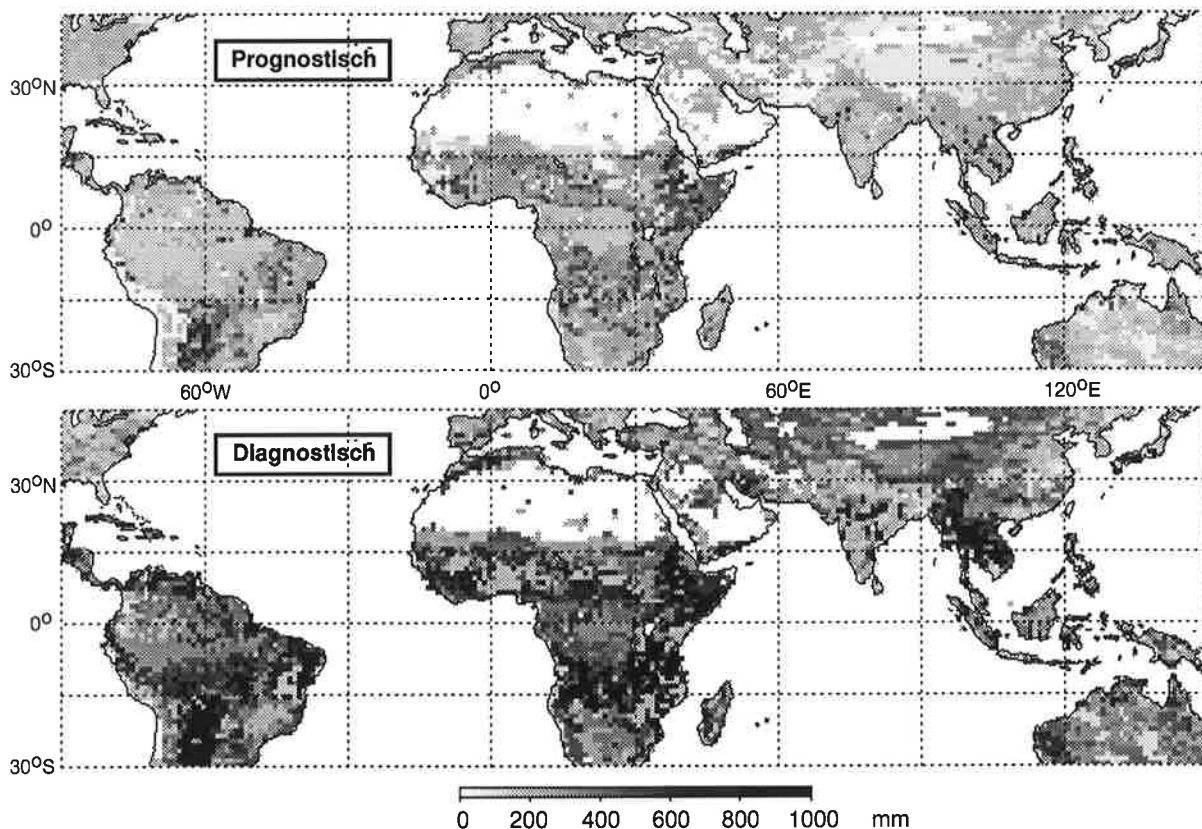


Abbildung 5.12: Mit der Standardversion "0" berechnetes Maximum des für Pflanzen zugänglichen Bodenwassers vor ("prognostisch") und nach ("diagnostisch") Anpassung an die Satellitendaten.

wiederzugeben.

Interessant ist noch ein Vergleich mit Tab. 3.4 für den immergrünen Regenwald (Typ 1): Die NPP der Version "0" hat sich durch die Annahme tiefer Wurzeln um jährlich 6 GtC erhöht. Beim Typ 2, den laubabwerfenden tropischen Bäumen, gibt es nach Hinzunahme der Satellitendaten ('diagnostisch' in Tab. 5.5) immer noch eine Erhöhung um 1,5 GtC pro Jahr. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen auch Kleidon und Heimann (1997). Neben einer 10%igen Zunahme der globalen NPP könnte eine in Vegetationsmodellen bisher nicht berücksichtigte Wurzeltiefe auch Konsequenzen für die Berechnung des in den Wurzeln gespeicherten und im Boden umgesetzten Kohlenstoff haben.

Abb. 5.12 zeigt den Wert  $W_{b,max}$ , also das Maximum des für Pflanzen zugänglichen Bodenwassergehalts, vor und nach Anpassung an die Satellitendaten. Es gibt bedeutende Änderungen in den gesamten Tropen, wobei für einige Gebiete besonders große Werte erreicht werden. Dazu gehören der von Nepstad et al. (1994) genannte Teil Amazoniens (s.o.), die Monsunregenwälder Indochinas und Myanmars (Burma) und die Savannen des südlichen Afrika und des brasilianischen Nordostens. Auch in der Sahelzone und in Teilen Indiens ergeben sich recht große Werte, und die Verteilung ähnelt recht gut derjenigen für

tiefe Wurzeln aus der Studie von Kleidon und Heimann (1997). Bemerkenswert ist, daß die recht häufig erreichten 1000 mm für das maximale pflanzenverfügbare Bodenwasser in deutlichem Kontrast zu Werten steht, die in den meisten Modellen der atmosphärischen Zirkulation verwendet werden. So wird z.B. in dem Klimamodell ECHAM3 (DKRZ 1992) ein einheitlicher Wert von 160 mm angenommen, dies ist der pflanzenverfügbare Anteil an 200 mm Gesamtkapazität. Dagegen sollte die Tatsache nicht überbewertet werden, daß die Werte im diagnostischen Fall global deutlich höhere liegen als im prognostischen, nämlich typischerweise 300 bis 400 statt um 200 mm. Insbesondere in nördlichen Breiten und für nicht zu aride Gebiete reagiert das Modell relativ wenig sensitiv auf solche Änderungen bei der Wurzeltiefe, so daß diese Ergebnisse noch mit großen Unsicherheiten behaftet sind (die somit größer bei der Wasserspeicherung sind, als bei der NPP).

## 5.6 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

In diesem Kapitel ist es trotz bedeutender Qualitätsprobleme gelungen, den Bereich der möglichen Konfigurationen eines komplexen mechanistischen Modells der globalen Vegetationsaktivität mit Hilfe von globalen Satellitenbeobachtungen einzuschränken. Dabei können für die meisten Gebiete Modellvorhersagen und Satellitenmessungen innerhalb ihrer Genauigkeit angeglichen werden.

Um diese zusätzliche Einschränkung zu ermöglichen, wird ein Methode vorgestellt, mit der die globale Vegetationsverteilung über die Größe FPAR aus Satellitendaten erfaßt werden kann. Dies geschieht über Mittelung einer großen Zahl von Messungen, ausgedrückt durch einen verbesserten Vegetationsindex, GEMI. Diese Methode läßt sich leicht auf zukünftige Instrumente und Satellitensysteme übertragen, für die erwartet wird, daß Probleme der Kalibrierung und Signalkontamination geringer sein werden. Für zukünftige operationelle Erfassungsprogramme gilt dazu die Empfehlung, daß eine Filterung der Daten nach Verunreinigung durch Wolken möglichst früh in der Prozeßkette stattfinden sollte; sonst besteht die Gefahr, daß auch mit neuen Systemen die Daten noch erheblichem Maße beeinträchtigt bleiben. Zur weiteren Archivierung wäre dagegen eine räumliche Mittelung über größere Gebiete, z.B. 0,5 Grad Länge mal Breite, für Studien des globalen Kohlenstoffkreislaufs ausreichend.

Was die Modellsimulation des globalen Kohlenstoffkreislaufs betrifft, so läßt sich als wichtigstes Ergebnis festhalten, daß die Einbeziehung der Satellitendaten die Sensitivität des Modells gegenüber den wichtigsten Parametern verringert. Global ist dieser Effekt jedoch weniger bedeutend als regional. Eine Fehlerabschätzung zeigt, daß der Bereich der möglichen globalen NPP, berechnet aufgrund von Klima-, Boden- und Vegetationsdaten, auch bei Übereinstimmung mit Satellitenbeobachtungen noch sehr groß ist. Daher liegt die Bedeutung dieser Daten vor allem bei der regionalen Überprüfung und Verbesserungen von Vegetationsmodellen, insbesondere für aride Gebiete.

Schließlich wird noch gezeigt, daß die Differenz aus prognostischer, also allein durch Was-



ser, Licht und Temperatur limitierter NPP und dem durch Satellitenmessungen korrigierten Wert in manchen Fällen als großräumiger Indikator für durch den Menschen veränderte Bedingungen dienen kann. Dies gilt besonders für Bewässerung und Bodenerosion.

## Kapitel 6

# Überprüfung der Ergebnisse mit CO<sub>2</sub>-Messungen

### 6.1 Methode und Modellversionen

Nachdem in den beiden vorangehenden Kapiteln gezeigt wurde, wie optische Satellitendaten zur teilweisen Validierung und weiteren Einschränkung von globalen Vegetationsmodellen verwendet werden können, soll nun die Konsistenz dieser Ergebnisse mit Messungen der CO<sub>2</sub>-Konzentration in der freien Atmosphäre überprüft werden. Dabei wird die Tatsache ausgenutzt, daß der Jahresgang des atmosphärischen CO<sub>2</sub>, selbst ein wichtiger Bestandteil des globalen Kohlenstoffkreislaufes, die Aktivität der terrestrischen Biosphäre über weite Gebiete in einzigartiger Weise wiedergibt (Heimann et al. 1989)

Natürlich sollte ein umfassendes Modell des globalen Kohlenstoffkreislaufes in der Lage sein, Konzentration und zeitliche Schwankungen des CO<sub>2</sub>-Gehalts der Atmosphäre an beliebigen Orten zu reproduzieren. Jedoch ist über viele der beteiligten Flüsse auf längeren Zeitskalen noch wenig bekannt (Schimel 1995). Daher beschränkt sich die vorliegende Studie, wie in Kapitel 1 ausgeführt, auf die Diagnose der kürzerfristigen Schwankungen.

Bei der hier verwendeten Methode der Überprüfung der zuvor berechneten Flüsse zwischen Landbiosphäre und Atmosphäre wird also allein der jahreszeitliche Zyklus der gemessenen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen betrachtet. Daß dieser in der Nordhemisphäre von der biologischen Aktivität der Landpflanzen dominiert wird, zeigen Analysen des isotopischen Verhältnisses <sup>13</sup>CO<sub>2</sub>/<sup>12</sup>CO<sub>2</sub> (Heimann et al. 1989, Nakazawa et al. 1993). Der Vorteil der CO<sub>2</sub>-Messungen in der freien Atmosphäre liegt darin, daß sie, im Gegensatz zu Messungen im Feld, den integrierten Effekt eines großen Teils der Landbiosphäre "sehen". Eine solche Modellüberprüfung anhand des Jahreszyklus wurde zuerst von Fung et al. (1987) und Heimann und Keeling (1989) für sehr einfach konstruierte Modelle entwickelt und später auch auf komplexe Ökosystemmodelle angewendet (Kaduk 1996, Heimann et al. 1997).

Trotz der Einschränkung auf den Jahreszyklus müssen weitere Komponenten des globalen Kohlenstoffkreislaufes berücksichtigt werden: Dies sind der Transport des CO<sub>2</sub> innerhalb

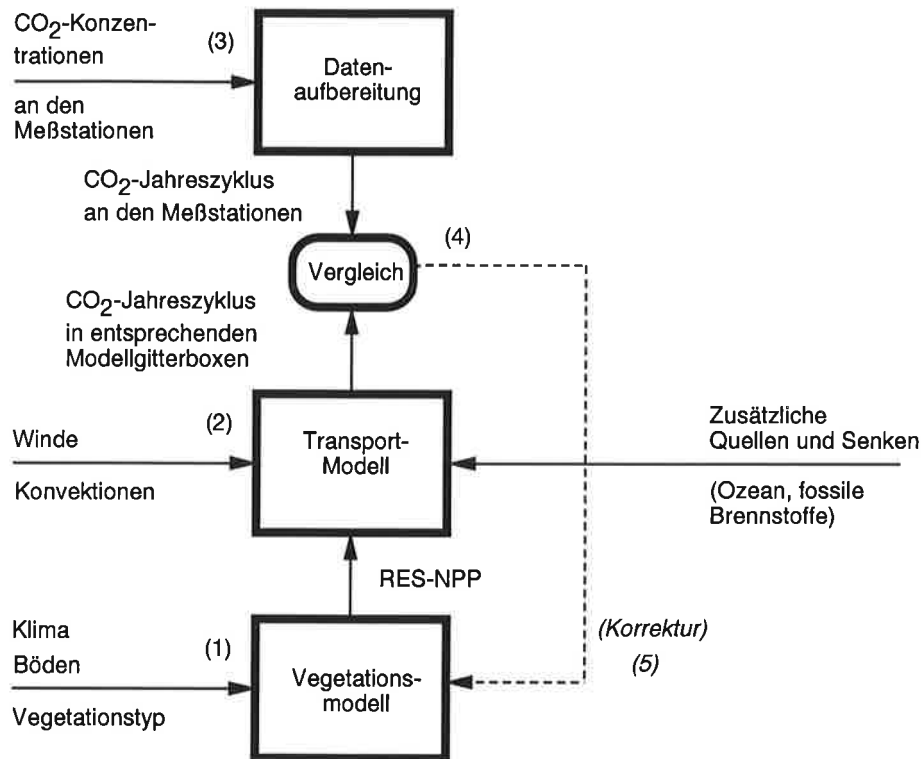


Abbildung 6.1: Diagramm zur Illustration der Informationsflüsse bei der Überprüfung von Vegetationsmodellen mit Messungen der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration. Eine mögliche Erweiterung zur Modelleinschränkung ist gestrichelt bzw. kursiv dargestellt. Die Zahlen verweisen auf Punkte im Text.

der Atmosphäre, der Jahresgang des ozeanisch-atmosphärischen Austauschs und die fossilen Emissionen. Letztere bedingen über eine Anhebung des CO<sub>2</sub>-Gehalts in der Nordhemisphäre in Gebieten mit jahreszeitlich variablem interhemisphärischem Transport (Monsun) ebenfalls einen gewissen Jahreszyklus im atmosphärischen CO<sub>2</sub> (Heimann et al. 1989).

Das Schema zur Modellüberprüfung und -einschränkung mit CO<sub>2</sub>-Daten, dargestellt in Abb. 6.1, ähnelt jenem bei Verwendung von Satellitendaten (Abb. 4.8). Auch hier ist neben dem Modell, das überprüft werden soll, noch ein weiteres nötig, das der Übersetzung der Modellvorhersagen in zu den Messungen analoge Werte dient. Ähnlich wie der Fernerkundungssimulator Vegetationsbedeckung in Satellitenmessungen überträgt, stellt hier ein Modell des atmosphärischen Transports eine Verbindung zwischen Stärken der Quellen und Senken am Boden und dem Jahreszyklus der CO<sub>2</sub>-Konzentration an den Orten verschiedener Meßstationen her. Dieses Modell erhält den monatlichen Nettofluß des CO<sub>2</sub> vom Vegetationsmodell und benötigt zusätzliche von der Landvegetation unabhängige Randbedingungen. Informationen über den Transport in der Atmosphäre werden ebenfalls von außen vorgeschrieben. Auf der Seite der Meßdaten gibt es auch hier eine vorgeschaltete Bearbeitung, bei der langfristige Trends beseitigt und ein mittlerer Jahreszyklus und dessen Varianz berechnet werden.

Die Schritte im einzelnen (mit Ziffern nach Abb. 6.1):

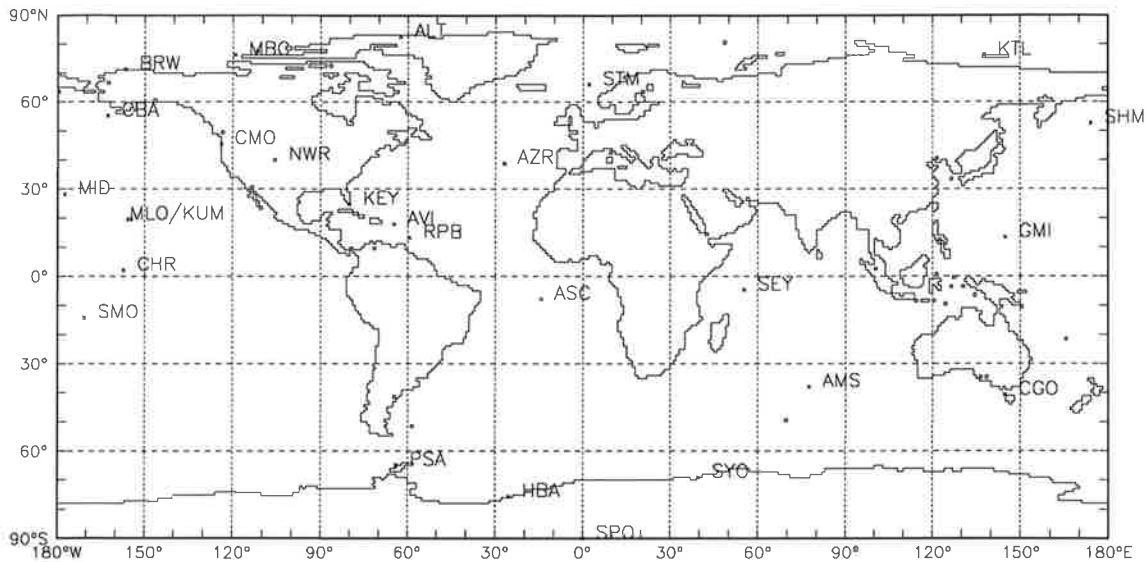
- (1) Das *Vegetationsmodell* BETHY wird mit Daten über Klima, Bodeneigenschaften und Vegetationstypen angetrieben und berechnet den Netto-CO<sub>2</sub>-Austausch mit der Atmosphäre als die Differenz aus Bodenrespiration (RES) und Nettoprimärproduktion (NPP).
- (2) Das *Spurenstoff-Transportmodell* der Atmosphäre TM2 (Heimann 1995) berechnet aus RES-NPP und zusätzlichen Quellen und Senken des Ozeans und der Emissionen fossiler Brennstoffe den Transport zu den Modellgitterboxen, die den Positionen der Meßstationen entsprechen. Der ozeanische CO<sub>2</sub>-Austausch wurde mit einem Ozeanzirkulations- und Plankton-Modell von Six und Maier-Reimer (1996) berechnet, und die Emissionen aus fossilen Brennstoffen werden wie in Heimann und Keeling (1989) vorgeschrieben, mit der Jahresemission von 1987 (CDIAC 1991). Alle Flüsse am Boden werden auf das TM2-Gitter aggregiert und jeweils über einen Monat konstant gehalten. Das TM2 hat eine Auflösung von 7,83° Breite mal 10° Länge bei 9 vertikalen Schichten und arbeitet mit Zeitschritten von 6 Stunden. Es wird mit Wind- und Konvektionsfeldern aus Wettervorhersagen des ECMWF für 1986 oder 1987 angetrieben und läuft zunächst für 3 Jahre, nach denen ein nahezu stationärer Zustand erreicht ist. Die berechneten Konzentrationen, bezeichnet mit  $c_i$ , werden als Monatsmittel dem vierten Modelljahr entnommen, und es wird ein linearer Trend der Konzentrationen abgezogen, so daß die mittlere Jahreskonzentration Null beträgt.
- (3) Als beobachtete CO<sub>2</sub>-Konzentrationen dienen Proben aus dem Luftspurenstoff-Überwachungsprogramm des Climate Monitoring and Diagnostic Laboratory der NOAA (Conway und Tans 1990, CDIAC 1991). Durch eine geeignete *Datenaufbereitung* wird daraus der mittlere Jahreszyklus,  $c_{i,obs}$ , und dessen Varianz,  $\sigma_i^2$ , der Jahre 1980 bis 1990 bestimmte, soweit Messungen vorhanden sind. Dabei wird ein langfristiger Trend an die Jahresmittelwerte mit kubischen Hermite-Polynomen angepaßt und von den Monatswerten aus dem CDIAC-Datensatz subtrahiert.
- (4) Gemessene CO<sub>2</sub>-Konzentrationen an den Meßstationen werden mit simulierten Werten in den entsprechenden TM2-Gitterboxen *verglichen*. Zur Beurteilung dieses Vergleichs dient der Wert

$$j^2 = \frac{1}{12n_{st}} \sum_{i=1}^{12n_{st}} \frac{(c_{i,obs} - c_i)^2}{\sigma_i^2} \quad (1)$$

Der Index  $i$  läuft über 12 Monate mal Anzahl der ausgewählten Stationen,  $n_{st}$ .

- (5) Die zusätzliche Möglichkeit der Modellanpassung wird in Abschnitt 6.3 diskutiert.

Nicht berücksichtigt wird ein mögliches lokales Nichtgleichgewicht zwischen NPP und RES (s.u.). Eine mögliche Nettosenke in der globalen Landvegetation von 0,5 bis 2 GtC pro Jahr (vgl. Abschnitt 1.3) führt zu einer Verringerung des durch den Verbrauch fossiler

Abbildung 6.2: Lage der CO<sub>2</sub>-Meßstationen

Brennstoffe verursachten Nord-Süd-Unterschiedes in der CO<sub>2</sub>-Konzentration (Heimann und Keeling 1989), hat aber nur wenig Einfluß auf den Jahresgang (Heimann et al. 1989). In jedem Fall ist die Senke klein gegenüber der Unsicherheit bei der globalen NPP (Kapitel 3).

Abb. 6.2 zeigt die Lage von 26 Stationen des genannten NOAA-Meßnetzes zuzüglich der russischen Station KTL. Da der Spurenstofftransport linear ist, läßt er sich auch durch eine Matrixgleichung ausdrücken, und zwar aus den 12 monatlichen Quellen und Senken einerseits ( $24 \times 36 \times 12$  Spalten) und den 12 monatlichen Konzentrationen an den 27 Stationen andererseits ( $27 \times 12$  Zeilen). Diese Matrix wurde von Thomas Kaminski mit Hilfe einer adjungierte Version von TM2 für die Wind- und Konvektionsfelder von 1986 und 1987 berechnet (Kaminski et al. 1997). Damit lassen sich verschiedene Versionen des Vegetationsmodells mit der vorgestellten Methode schnell und effizient testen.

Bei der Überprüfung des Vegetationsmodells mit Satellitendaten in Kapitel 4 bleibt eine wichtige Komponente des vegetationsbedingten Kohlenstoffkreislaufs unberücksichtigt, die heterotrophe oder Bodenrespiration (RES). Dies liegt natürlich daran, daß sich die Aktivität von Bodenorganismen nicht aus großer Entfernung erfassen läßt. Die in der Standardversion verwendete Formulierung (Kapitel 2, Glg. 132) nach einer Kombination aus Beobachtungen nach Raich und Potter (1995) und Meentemeyer (1978) ist jedoch nicht die einzige Möglichkeit, diese Größe zu simulieren. So verwenden Bonan (1991) und Norman et al. (1992) Bodenfeuchte multipliziert mit einer Exponentialfunktion der Bodentemperatur, während die Feuchteabhängigkeit in Raich und Potter (1995) durch die Niederschlagsrate angenähert wird. Daher werden in diesem Kapitel nochmals Testversionen des Vegetations-

Tabelle 6.1: Testvarianten des Vegetationsmodells BETHY für die Bodenrespiration (RES).

Code	Beschreibung
H-	$Q_{10} = 1,4$
H+	$Q_{10} = 1,8$
Hw	Wärmere Boden- als Lufttemperatur bei Frost ( $T \geq -5^{\circ}\text{C}$ bei Berechnung von RES)
Hp	“Model B, All Data” aus Raich und Potter (1995) (Niederschlag als Feuchtemultiplikator)
H0	kein Feuchtemultiplikator

modells definiert, die allein die heterotrophe Abbaurate im Boden betreffen.

Was den CO<sub>2</sub>-Fluß während der Wintermonate betrifft, so beruft sich Bonan auf verschiedene Feldstudien (Vogt et al. 1980, Moore 1983, Stohlgren 1988, Taylor und Jones 1990) und nimmt an, daß sich die exponentielle Abhängigkeit auch auf sehr tiefe Temperaturen extrapolieren läßt, bei denen zumindest ein Teil des Bodens gefroren ist. Tatsächlich blieb bei den Beobachtungen von Moore die Bodentemperatur wegen der wärmeisolierenden Eigenschaft der Schneedecke mit 0 bis 3°C im Vergleich zu Lufttemperaturen bis -35°C relativ warm, so daß die Dekompostierung der Streu über den Winter anhielt. Auch scheint die Schneedecke den Fluß des Kohlendioxid in die Atmosphäre nicht ernsthaft zu behindern. Obwohl Solomon und Cerling (1987) sehr hohe CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in dichtem Schnee in einer Gebirgsgegend Utahs (bis 12000 ppm) fanden, bestand der Effekt der Schneedecke hier nur in einer leichten Verzögerung der CO<sub>2</sub>-Abgabe an die Atmosphäre.

Gestützt auf die genannten Beobachtungen soll auch hier angenommen werden, daß die Bodenrespiration bis hin zu sehr tiefen Temperaturen anhält, wobei wie im Modell von Raich und Potter eine Abhängigkeit von der Lufttemperatur gewählt wird. Mit Bezug auf die Untersuchungen von Moore könnte sogar angenommen werden, daß die CO<sub>2</sub>-Entwicklung im Boden noch höher ist als den Berechnung mit der Lufttemperatur entsprechend. Während die genannten Feldstudien alle in schneereichen, winterkalten Gebieten liegen, zeigt eine neuere Studie im Rahmen des US-kanadischen BOREAS-Projekts ebenfalls CO<sub>2</sub>-Entwicklung bei sehr tiefen Temperaturen durch die Schneedecke hindurch (Winston et al. 1995). In diesem Fall wurden die Messungen in einem recht schneearmen Gebiet durchgeführt, unter Bedingungen, die auch jenen der weiten kontinentalen Flächen Sibiriens und Nordamerikas entsprechen.

Die verschiedenen Testvarianten des Modells BETHY für die Bodenrespiration gehen aus Tab. 6.1 hervor. Die zuvor erwähnte Beobachtung relativ hoher Raten bei starkem Frost wird durch Version “Hw” berücksichtigt, während “H-” den niedrigeren der von Raich und Potter (1995) genannten  $Q_{10}$ -Werte übernimmt. Eine ältere Übersicht über Feldstudien, bei denen die jahreszeitliche Veränderung der Respiration an einem Ort gemessen wurde (Raich und Schlesinger 1992) deutet dagegen eher auf den herkömmlichen Wert von 2,0

hin, der auch in einigen globalen Modellen verwendet wird (Raich et al. 1991, Potter et al. 1993, Bonan 1995). Daher gilt als obere Abschätzung das Mittel zwischen diesem Wert und 1,6, dem oberen Wert von Raich und Potter. Als weitere Variante übernimmt "Hp" eines der Modelle dieser Studie direkt –  $Q_{10}$ -Funktion mal Niederschlag als Indikator des Feuchteinflusses – und bei Version "H0" wird angenommen, daß der Einfluß der Feuchte auf die Bodenrespiration vernachlässigt werden kann. Dies entspricht den einfachen Modellen von Fung et al. (1987) und Heimann und Keeling (1989) und wird auch dadurch nahegelegt, daß in der Untersuchung von Raich und Potter Niederschlag deutlich weniger mit der Respirationsrate korreliert als Temperatur.

Neben den eben genannten Varianten werden vor allem die im vorangehenden Kapitel bei der Fehlerberechnung berücksichtigten Modellversionen überprüft (Abb. 5.10). Dabei soll vor allem der geschätzte NPP-Fehlerbereich sowohl der prognostischen als auch der diagnostischen Version im Bild der  $CO_2$ -Simulationen wiedergegeben werden. Die Schwierigkeit besteht darin, daß bei der genannten Fehlerrechnung die Quadrate der jährlichen NPP-Werte eingehen, während mit den  $CO_2$ -Daten gerade die Veränderungen auf monatlicher Basis erfaßt werden. Deshalb soll hier die Fehlerrechnung bei den simulierten Jahresgängen wiederholt werden, wobei Mittelwert,  $\bar{c}_i$ , und Fehler,  $s_i$ , für jeden Monat folgendermaßen berechnet werden:

$$\bar{c}_i = \frac{\sum_{v=1}^{10} w_v c_{i,v}}{\sum_{v=1}^{10} w_v} \quad (2)$$

$$s_i^2 = \sum_{v=1}^{10} w_v (c_{i,v} - \bar{c}_i)^2 \quad (3)$$

Der Index  $v$  läuft dabei über die 10 Modellversionen "0", "Pm", "R+/-", "W+/-", "T+/-" und "B+/-", wobei  $w_v$  für die ersten zwei 1 und für die übrigen 0,5 ist (wie im vorangehenden Kapitel zählen Versionen gegensätzlicher Paare nur halb). Dabei gilt die Annahme, daß sich die Fehler im Jahreszyklus additiv auswirken. Um dies zu überprüfen, wird noch eine zusätzliche Modellversion getestet, bei der die Änderungen gegenüber der Versionen "0" der Varianten "R-", "W+" und "T+" kombiniert werden. Zu dieser mit "RWT+" bezeichneten Version kommt noch "RWT-" mit den jeweils gegensätzlichen Parameterveränderungen.

## 6.2 Ergebnisse

Abb. 6.3 zeigt den simulierten Jahresgang der  $CO_2$ -Konzentration an 12 ausgewählten Stationen nach Tab. 6.2 für die zwei Versionen von BETHY, die nach Parametrisierung und Übereinstimmung mit Satellitendaten am nächsten an der Wirklichkeit liegen sollten. Zum Vergleich werden die gemessenen Werte,  $c_{i,obs}$ , und deren Standardabweichung,  $\sigma_i$ , für den in Tab. 6.2 angegebenen Zeitraum gezeigt, sowie die simulierten Beiträge des Ozeans und der fossilen Brennstoffe. Für diese wie auch für die folgenden Abbildungen werden die Wind- und Konvektionsfelder aus dem Jahr 1987 verwendet.

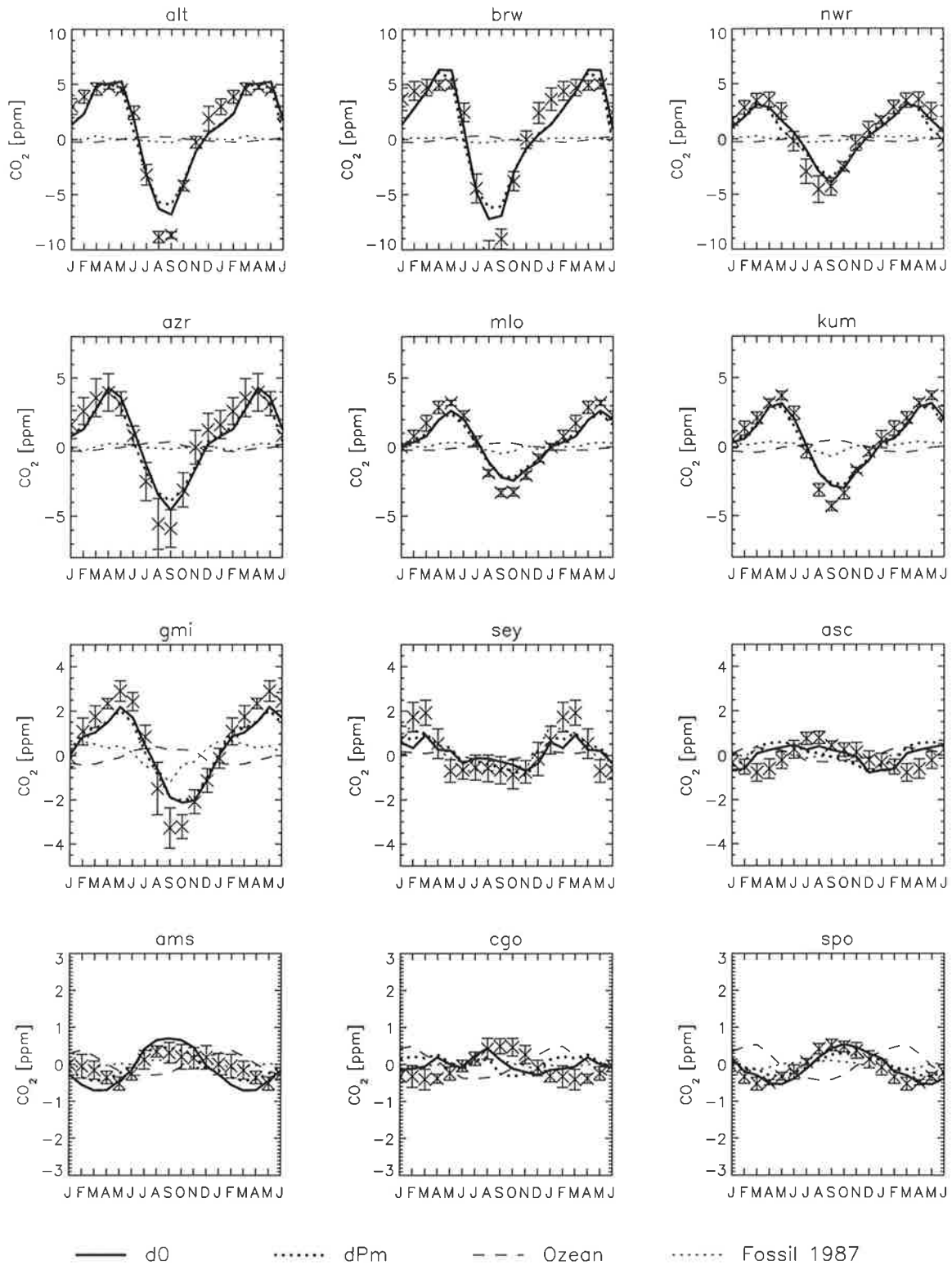


Abbildung 6.3: Beobachteter Jahrgang der CO<sub>2</sub>-Konzentration (×) und Simulationen für ozeanische Flüsse, fossile Brennstoffe und jeweils die Summe der beiden und der Flüsse des Vegetationsmodells (in 2 Versionen).



Tabelle 6.2: Berücksichtigte Meßstationen von Nord nach Süd.

Code	Name	Land	Breite	Länge	Höhe [m]	Zeitraum
ALT	Alert, N.W.T.	Kanada	82°27'N	62°31'W	210	1986-1990
BRW	Point Barrow, Alaska	U.S.A.	71°19'N	156°36'W	11	1980-1990
AZR	Azores (Terceira Is.)	Portugal	38°45'N	27°05'W	30	1980-1990
NWR	Niwot Ridge, Colorado	U.S.A.	40°03'N	105°38'W	3749	1980-1990
MLO	Mauna Loa, Hawaii	U.S.A.	19°32'N	155°35'W	3397	1980-1990
KUM	Cape Kumukahi, Hawaii	U.S.A.	19°31'N	154°49'W	3	1980-1990
GMI	Guam	U.S.A.	13°26'N	144°47'E	2	1980-1990
SEY	Seychelles (Mahe Is.)	Seychellen	4°40'S	55°10'E	3	1980-1990
ASC	Ascension Island	Großbritannien	7°55'S	14°25'W	54	1980-1990
AMS	Amsterdam Island	Frankreich	37°57'S	77°32'E	150	1983-1989
CGO	Cape Grim, Tasmania	Australien	40°41'S	144°41'E	94	1985-1990
SPO	Amundsen Scott (Südpol)	Antarktis	89°59'S	24°48'W	2810	1980-1990

Zunächst erkennt man deutlich die Abnahme der Amplitude von Nord nach Süd, bis südlich der Tropen der ozeanische Anteil etwa die gleiche Amplitude hat wie das gesamte Signal. Die Übereinstimmung zwischen Simulationen und Beobachtungen ist i.a. sehr gut. Bei einem näheren Vergleich muß man jedoch bedenken, daß das Transportmodell TM2 nur eine räumliche Auflösung von etwa 8 mal 10 Grad hat, so daß lokale Effekte nicht wiedergegeben werden können. Deshalb liegen auch die meisten Stationen auf Inseln oder hohen Bergen. Möglicherweise sind lokale Effekte der Grund für den stärkeren Rückgang des CO<sub>2</sub> im Spätsommer an den meisten nördlichen Stationen. Für die südliche Station "cgo" gibt es noch ein besonderes Problem der Auswahl der Windrichtung bei den Messungen. Diese wird im Transportmodell nicht berücksichtigt, wodurch zwar nicht die Amplitude, jedoch die Phase der Simulation verändert wird (Ramonet 1994).

Im allgemeinen muß bei den südlichen Stationen eine gewisse Unsicherheit bei den ozeanischen Flüssen berücksichtigt werden, da diese bisher nur aufgrund von wenigen Messung des O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>-Verhältnisses validiert wurden (Six und Maier-Reimer 1996). Bei der Station "sey" und z.T. auch bei "gmi" gibt es außerdem einen bedeutenden Beitrag der fossilen Brennstoffe, der durch die Monsunzirkulation bedingt ist. Diese wird in der verwendeten grobauflösenden Version von TM2 möglicherweise nicht mehr so genau wiedergegeben wie in den Eingangsdaten des ECMWF.

An der Station "asc" haben dagegen Savannenbrände des südlichen Afrika, die in den Simulationen nicht berücksichtigt werden, einen zusätzlichen deutlichen Effekt. Der Grund dafür, daß dieser Effekt hier vernachlässigt wird, liegt an den großen Schwierigkeiten bei der Bestimmung der genauen CO<sub>2</sub>-Mengen, nach Statistiken (Hao et al. 1988) oder mit Satellitendaten (Kaufman et al. 1988). Nach Berechnungen von Iacobellis et al. (1994) mit den Daten von Hao et al. und einer modifizierten früheren Version des TM2, verursachen solche Brände eine Amplitude von ca. 1 ppm mit einem Maximum im August und einem

Minimum im April an einer Stelle über dem Atlantik etwas nordöstlich von "asc". Ein solches zusätzliches Signal würde die Übereinstimmung an dieser Station tatsächlich deutlich verbessern. Diese ist umso bedeutender, als daß für dieser Region wegen der geringen biologischen Aktivität die ozeanischen Flüsse vor allem von der Temperatur bestimmt werden, was die Unsicherheit gerade in der Phase deutlich verringert.

Trotz des noch nicht genau bestimmten ozeanischen Beitrags liefert ein Vergleich der Amplitude an den südlichen Stationen einen wichtigen Test des Vegetationsmodells. Möglicherweise ist an der Station "ams" im Indischen Ozean die simulierte Amplitude etwas zu groß. Da diese Station ihr Signal vor allem aus Südamerika erhält (Kaminski et al. 1996), könnte die Ursache an einem in den Simulationen zu stark ausgeprägten jahreszeitlichen Kontrast in NPP in den dortigen Grasgebieten liegen (näheres in Abschnitt 6.3).

### Bodenrespiration

Vor einer Betrachtung des Fehlerbereichs bei der Vegetationsmodellierung soll an dieser Stelle noch ein Eindruck von dem möglichen Fehler bei der Berechnung der Bodenrespiration vermittelt werden. Dazu dienen die Varianten von BETHY nach Tab. 6.1, die jeweils mit der diagnostischen Modellversion berechnet werden (mit 'd' bezeichnet). Die dabei simulierten CO<sub>2</sub>-Konzentrationen – einschließlich der ozeanischen und "fossilen" Beiträge – zeigt Abb. 6.4 für die ersten drei Varianten. Man erkennt eine etwas bessere Übereinstimmung bei einem niedrigeren Wert für  $Q_{10}$  (H-) oder mit erhöhter Quelle im Winter (Hw) sowie eine schlechtere bei dem höheren  $Q_{10}$ -Wert (H+). Insgesamt ist die Übereinstimmung, angesichts der nicht erfaßten Einflüsse (lokal, Zirkulation, Feuer etc.), immer noch sehr gut.

Dagegen zeigt Abb. 6.5, wie stark sich in der südlichen Hemisphäre eine Veränderung der Feuchteabhängigkeit der Bodenrespiration auswirkt. Während am Südpol ("spo") die simulierte Amplitude nicht erhöht wird, so daß eine Übereinstimmung mit den Beobachtungen bei geänderten ozeanischen Flüssen noch möglich wäre, gibt es bei "asc" eine Spitze in der Konzentration im Monat November, die den Beobachtungen klar widerspricht. Wie bereits erwähnt erhält diese Station ihr Signal vor allem aus dem südlichen Afrika, ein Gebiet ausgedehnter trockensaisonalen Savannen. Gibt es keine Feuchteabhängigkeit der Bodenrespiration (Version "H0"), so wird der Jahresgang allein von der Veränderung der trocken/feuchten Photosyntheserate bestimmt, eine Annahme die jedoch nicht die wirklichen Verhältnisse wiederzugeben scheint. Außerdem zeigt sich hier, daß das Verwenden von Niederschlag ("Hp") anstelle von Bodenfeuchte oder Verdunstungsrate, wie in den Modellen von Raich und Schlesinger (1995), zu einer unrealistischen Phasendifferenz zwischen den Flüssen NPP und RES führt. Daher sind diese Formulierungen für die Simulation des Jahresgangs nicht geeignet.

Einen quantitativen Ausdruck des vorangehenden Vergleichs bietet der oben definierte Wert  $j^2$  der mittleren quadratischen Abweichung von den Beobachtung relativ zu deren Varianz (Glg. 1), der in Tab. 6.3 aufgelistet ist. Die Summe wird dabei über die 12 Stationen aus Tab. 6.2 oder Abb. 6.4 gebildet. Wie bereits aus Abb. 6.4 zu erkennen, gibt es die beste

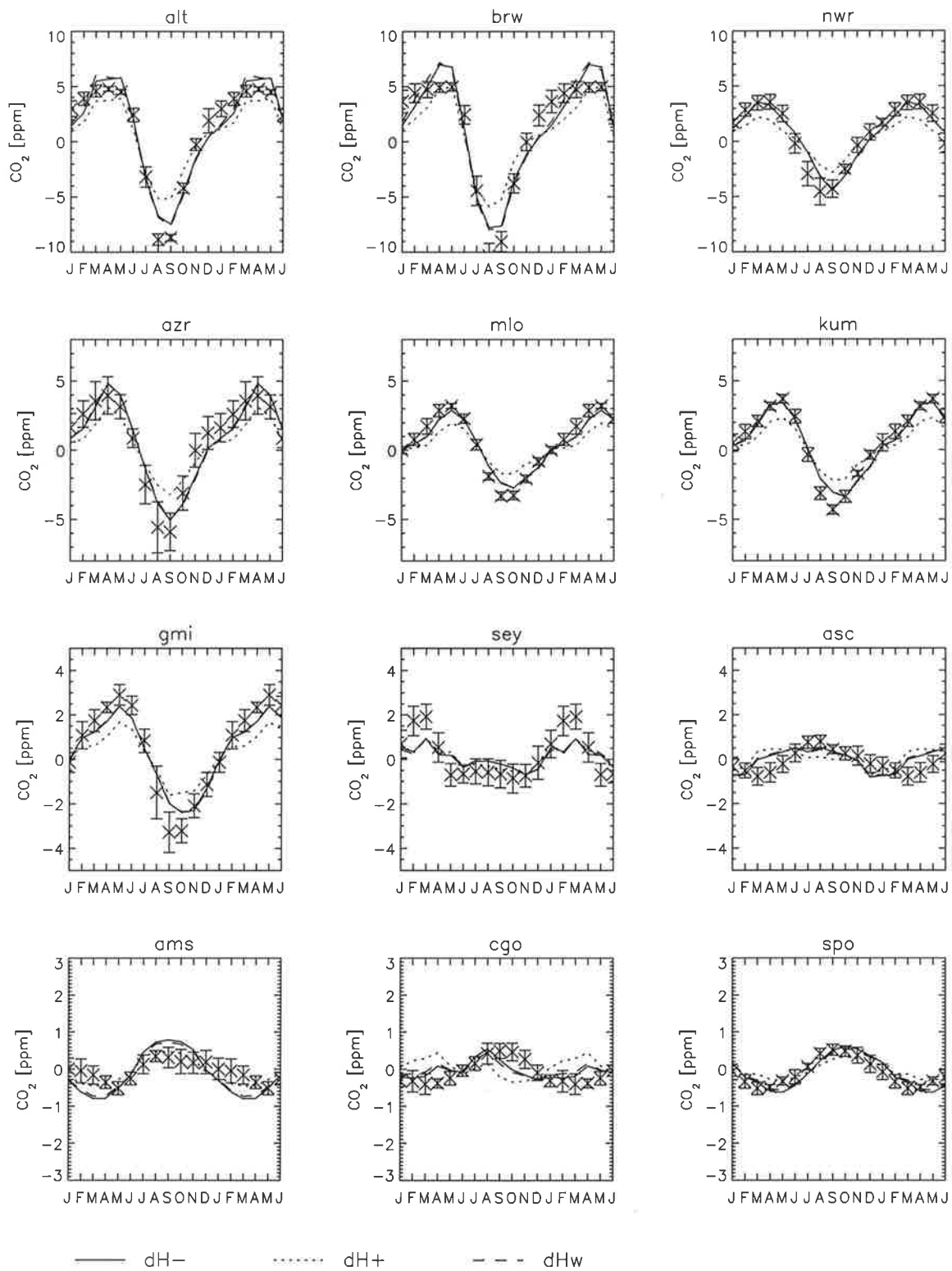


Abbildung 6.4: Beobachteter (x) und simulierter Jahresgang der CO<sub>2</sub>-Konzentration für drei Testvarianten der heterotropen Respiration.

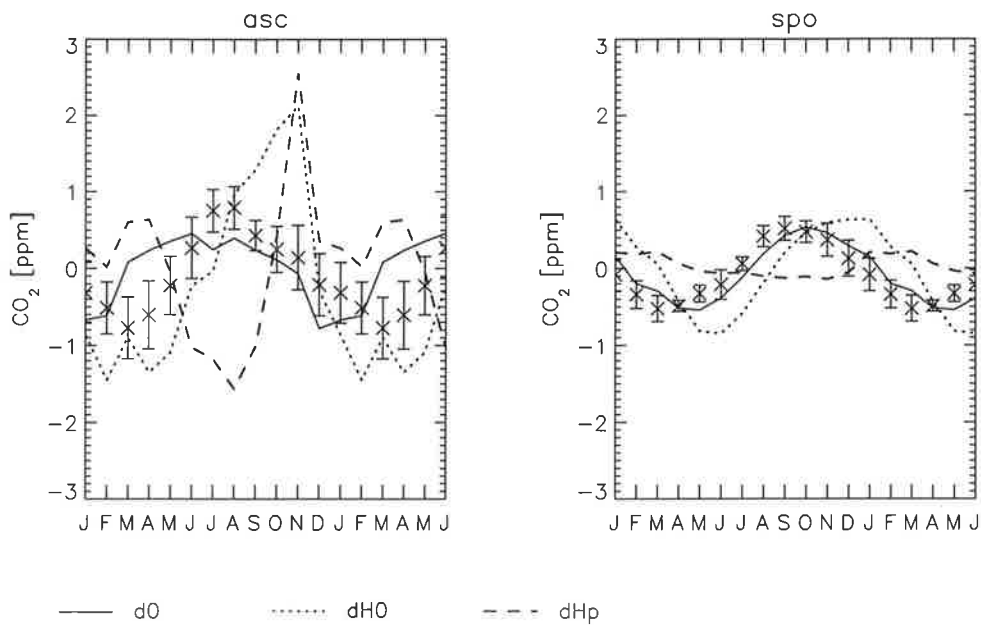


Abbildung 6.5: Beobachteter (×) und simulierter Jahresgang für zwei weitere Testvarianten der heterotrophen Respiration.

Übereinstimmung für den niedrigsten  $Q_{10}$ -Wert (“H-”) oder für die Annahme erhöhter Winterrespiration (“Hw”). Die beiden letzten Versionen, “H0” und “Hp”, müssen aufgrund der Abweichungen an der Station “asc” als widerlegt betrachtet werden. Für “H0” gibt dies der Wert in Tab. 6.3 nicht wieder, was zeigt, daß allein die Betrachtung der mittleren Abweichung für eine genaue Interpretation nicht ausreicht.

Die Unterschiede beim Transport zwischen 1986 und 1987 sind dagegen nicht so gravierend und gleichmäßig über alle Stationen verteilt, so daß die  $j^2$ -Werte hier einen guten Eindruck vom Effekt der interannualen Variabilität beim Transport geben. Dabei ist für 1986 die Übereinstimmung um 0,5 bis 1,0 schlechter als für 1987, während die Rangfolge der Versionen sich nicht verändert. Unterschiede im Transport scheinen also gering genug für einen Test des Vegetationsmodells aufgrund allein der Winddaten eines Jahres. Schließlich zeigen diese Vergleiche noch, daß geringe Unterschiede zwischen den Simulationen nicht überbewertet werden sollten. Ein Bereich bis  $j^2 \approx 5$  scheint in den meisten Fällen mit den Beobachtungen vereinbar zu sein.

Tabelle 6.3: Mittlere normierte Abweichung  $j^2$  der diagnostischen Standardversionen und der Testversionen der heterotrophen Respiration.

Transport	d0	dH-	dH+	dHw	dH0	dHp
1986	3,63	3,60	7,00	3,80	4,87	9,41
1987	2,86	2,73	6,43	2,79	4,44	8,88

### Modellfehler und CO<sub>2</sub>-Messungen

Abb. 6.6 zeigt den Fehlerbereich der diagnostischen Modellversionen, also  $\bar{c}_i \pm s_i$  nach den Glg. 2 und 3, und die eingangs definierten extremen Modellsimulationen "RWT-" und "RWT+". Bei diesen werden jene drei in die Fehlerberechnung mit einbezogenen Variablen kombiniert, die sich immer zu niedrigeren bzw. höheren NPP-Werten hin auswirken. Trotz der erheblichen Unsicherheit bei der globalen NPP ist die Übereinstimmung mit den Beobachtung im gesamten simulierten Bereich immer noch recht gut.

Vor einer weiteren Betrachtung soll jedoch zunächst die Frage geklärt werden, ob es sich bei dem dargestellten Fehlerbereich tatsächlich um eine angemessene Abbildung der Unsicherheiten bei der Vegetationsmodellierung handelt. Dazu dient gerade der Vergleich zu den Versionen "RWT+/-". Tatsächlich nehmen diese beiden Extremversionen einen etwas größeren Bereich ein als die nach den Glg. 2 und 3 berechneten Abweichungen. Jedoch muß dabei bedacht werden, daß bei der Fehlerrechnung der Fall der Kombination dreier Fehler nur mit einer Wahrscheinlichkeit von  $1/\sqrt{3}$  angenommen wird, wodurch der geschätzte Gesamtfehler in der Regel kleiner ausfällt als die reine Kombination der Einflüsse. Wie Abb. 6.7 zeigt, macht dabei der Anteil der autotrophen Respirationskosten bereits den größten Teil aus. Der Rest stammt vor allem von der Wurzeltiefe (Abb. 6.8), während Unsicherheiten bei der Phänologie nur einen sehr kleinen Einfluß auf den Jahresgang des CO<sub>2</sub> haben (Abb. 6.9). Insbesondere heben sich beim angenommenen Fehler des LAI ("B+/-"), der sich global nach Abb. 5.10 in Kapitel 5 stärker auswirkt als der temperaturbedingte ("T+/-"), die Wirkungen in verschiedenen Gebieten gegenseitig auf, und die Kurven in Abb. 6.9 sind kaum voneinander zu unterscheiden. Diese Vergleiche sollen verdeutlichen, daß sich der recht große Fehlerbereich bei der Berechnung der NPP nur begrenzt auf die simulierten Jahresgänge im CO<sub>2</sub> auswirkt und daß die beschriebene Fehlerabschätzung die Sensitivität des Vegetationsmodells gegenüber den definierten Unsicherheiten im Bild der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen an den Stationen richtig wiedergibt. Im Abschnitt 6.3 wird dazu noch die Frage gestellt, welchen Informationsgehalt die CO<sub>2</sub>-Messungen bei der Überprüfung von Vegetationsmodellen überhaupt besitzen.

### Prognostische und diagnostische Versionen

Die Abb. 6.10 und 6.11 zeigen Mittelwert und Fehlerbereich des simulierten Jahresganges für die prognostischen bzw. diagnostischen Versionen von BETHY im Vergleich zu den Messungen. Die Simulationen beinhalten wieder die Ozean- und Brennstoff-Flüsse und werden mit Wind- und Konvektionsdaten von 1987 angetrieben. Die Übereinstimmung ist, besonders bei den diagnostischen Versionen, bei fast allen Stationen in etwa so gut wie bei den verschiedenen Formulierungen der heterotrophen Respiration in Abb. 6.4. Allein bei den tropischen Stationen ist die Variationsbreite in Abb. 6.4 geringer, nachdem die Versionen "H0" und "Hp" zurückgewiesen wurden. Eine gewisse Unsicherheit bei der Feuchteabhängigkeit von RES sollte jedoch noch vermutet werden.

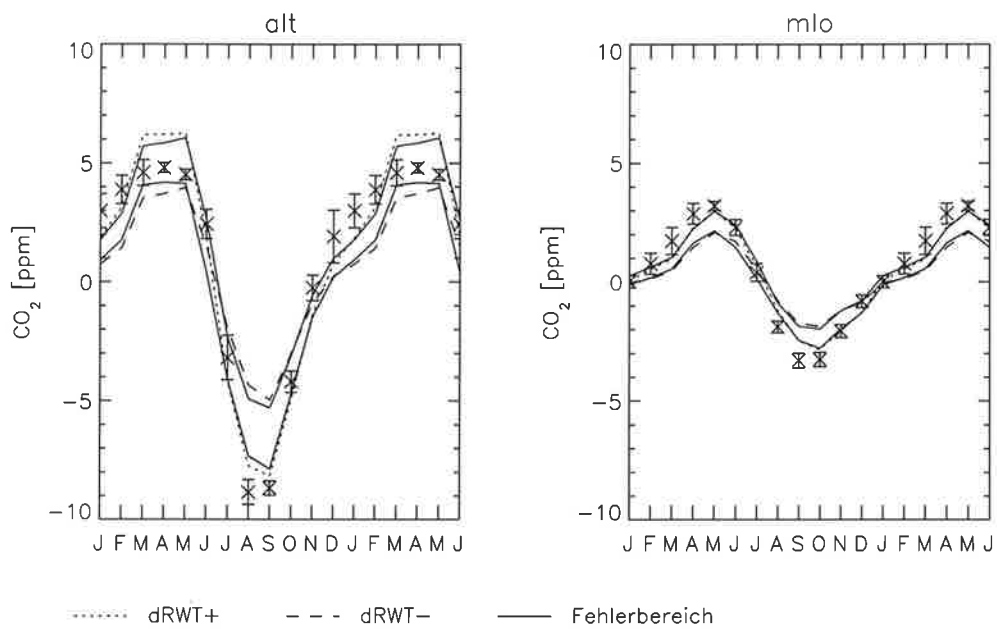


Abbildung 6.6: Vergleich des Fehlerbereichs der diagnostischen Versionen im simulierten CO<sub>2</sub>-Jahresgang mit zwei extremen Varianten des Vegetationsmodells.

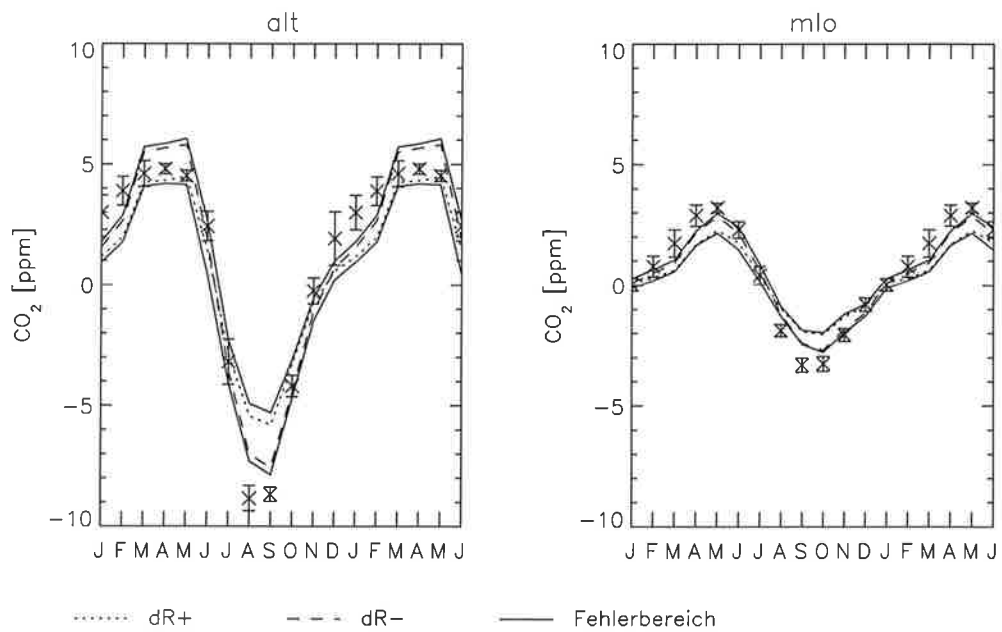


Abbildung 6.7: Einfluß der autotrophen Respiration auf den CO<sub>2</sub>-Jahresgang.

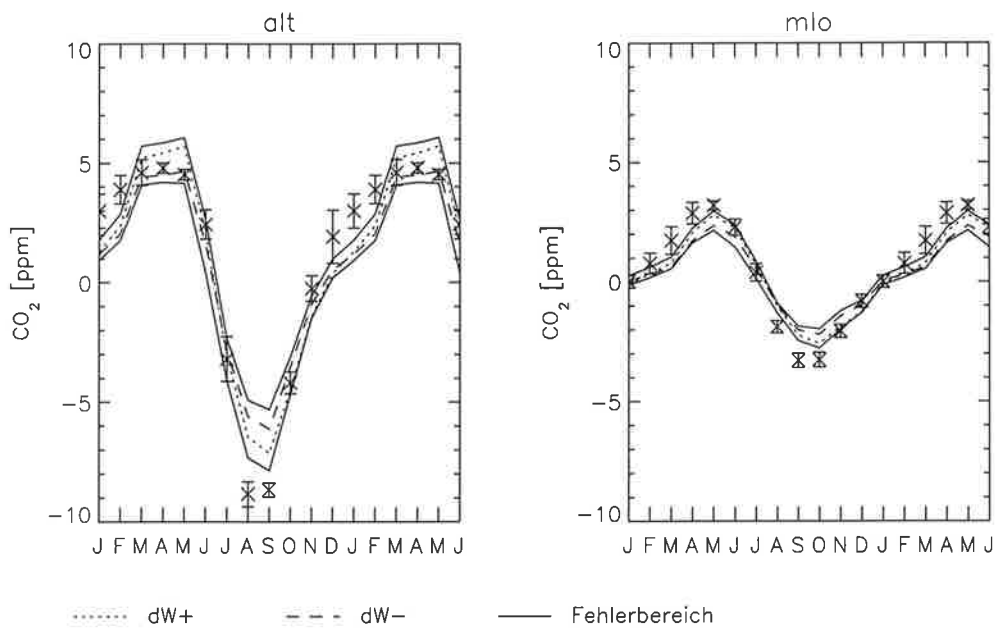


Abbildung 6.8: Einfluß der Wurzeltiefe auf den CO<sub>2</sub>-Jahresgang.

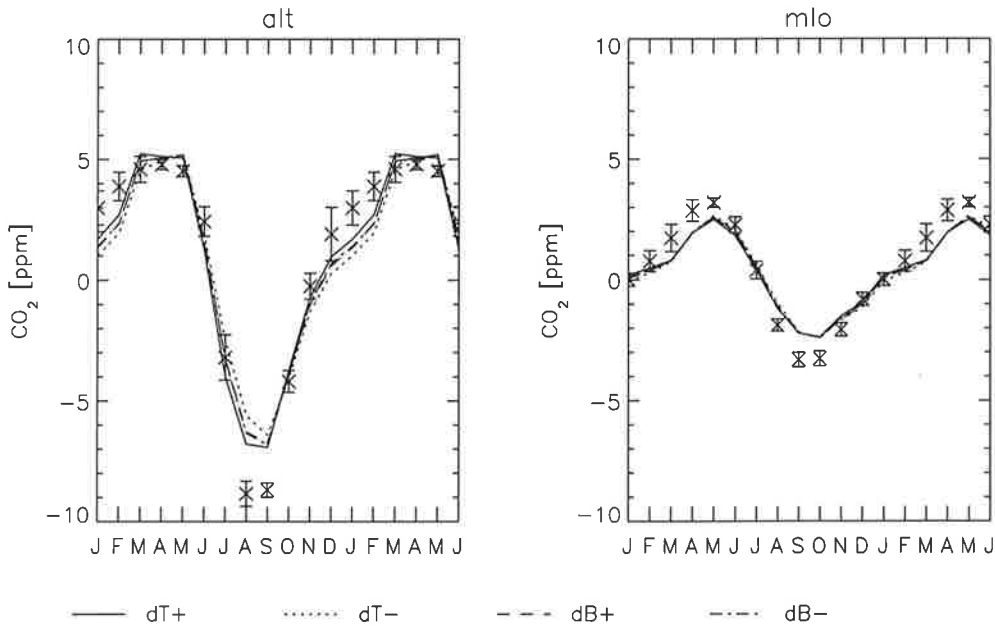


Abbildung 6.9: Einfluß der Phänologie auf den CO<sub>2</sub>-Jahresgang.

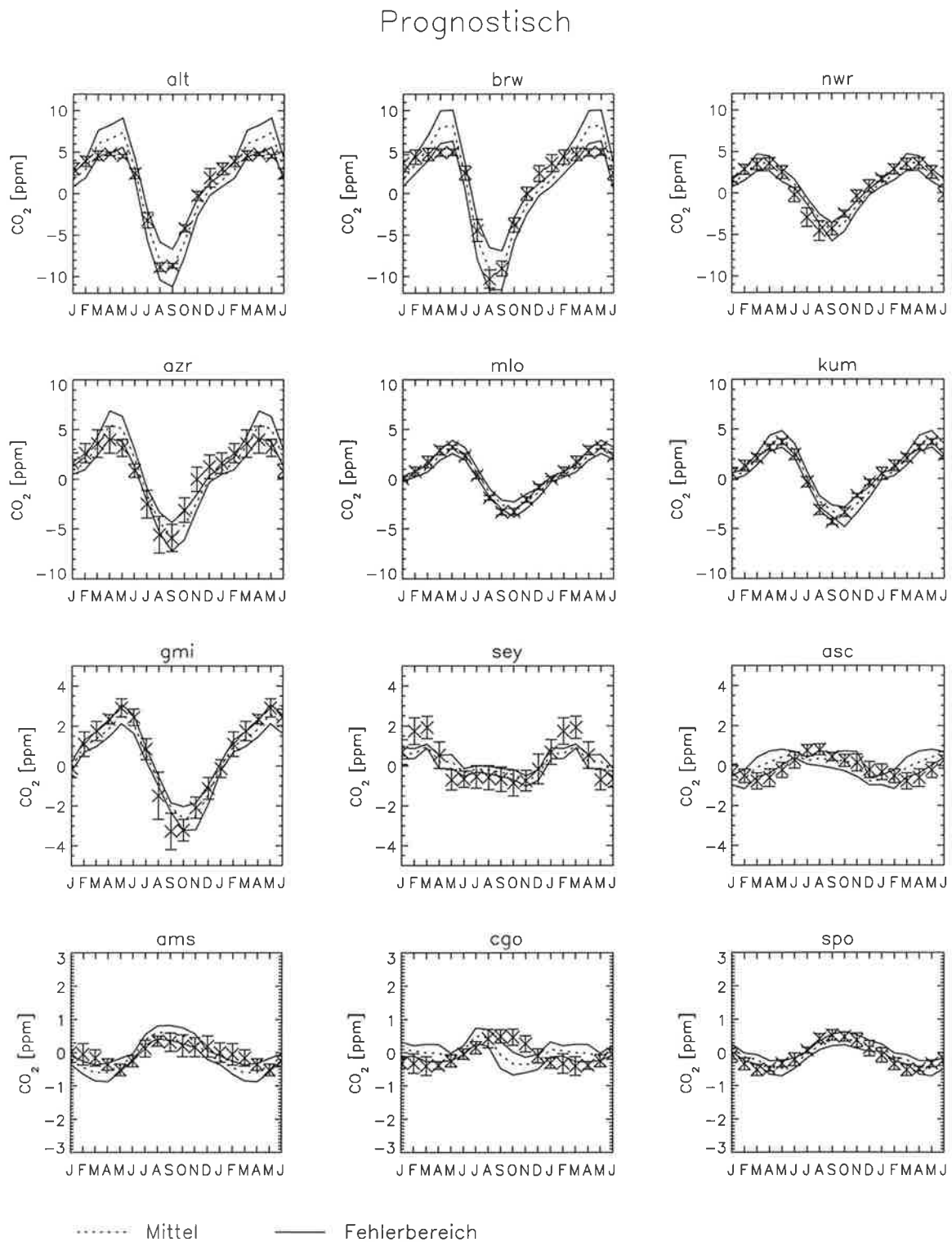


Abbildung 6.10: Mittel und Fehlerbereich des simulierten CO<sub>2</sub>-Jahresganges der prognostischen Versionen von BETHY.



## Diagnostisch

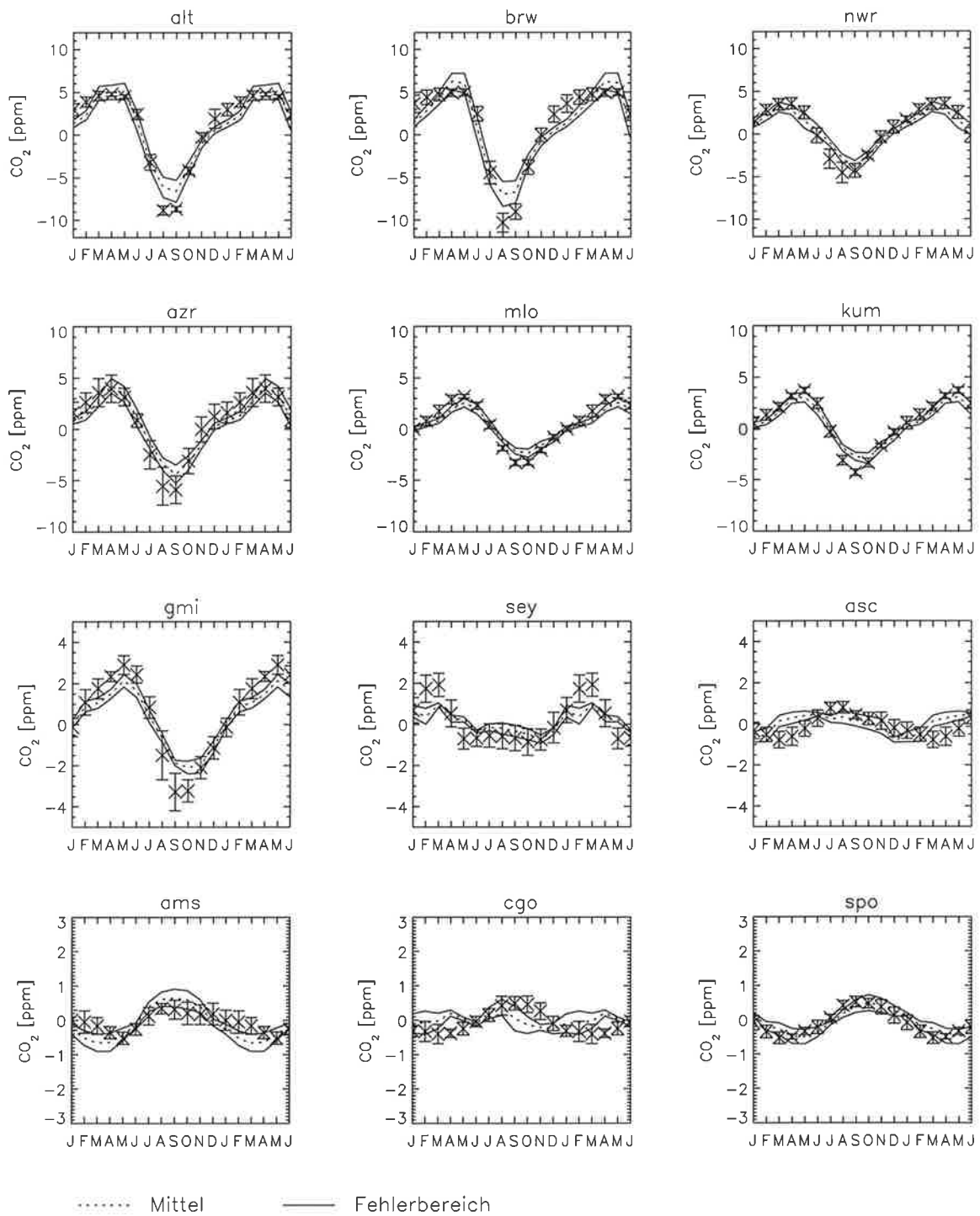


Abbildung 6.11: Mittel und Fehlerbereich des simulierten  $\text{CO}_2$ -Jahresganges der diagnostischen Versionen von BETHY.

Tabelle 6.4: Über 12 Stationen und 12 Monate gemittelte Abweichung  $j^2$  der mittleren prognostischen und diagnostischen Simulationen mit BETHY von den gemessenen CO<sub>2</sub>-Jahresgängen, sowie die mittlere Abweichung über alle möglichen Fehler bei angenommener Normalverteilung,  $J^2$ .

Version	Transport	mittl. Simul.	Integral
		$j^2$	$J^2$
Prognostisch	1986	6,22	9,96
	1987	4,94	8,53
Diagnostisch	1986	4,46	5,85
	1987	3,69	5,03

Die größte Unsicherheit mit einigen ppm besteht wie zu erwarten dort, wo auch die Amplitude am größten ist, also bei den arktischen Stationen. Im prognostischen Fall sind dies auch die Stationen mit der deutlichsten Abweichung von den Messungen. Jedoch liegen bei den meisten anderen Stationen sogar die prognostischen Simulationen noch innerhalb eines Bereichs, der mit den Beobachtungen konsistent ist.

Eine Ausnahme bildet allein die im südlichen Indischen Ozean gelegene Station "ams", die ihr Signal vor allem vom südlichen Südamerika erhält. Hier scheint die obere Abschätzung in beiden Fällen eine etwas zu große Amplitude zu ergeben (s.o.).

Zur quantitativen Beurteilung eines Vergleichs mit den Messungen dient wieder die mittlere normierte Abweichung über die Stationen in Abb. 6.10 oder 6.11. Dabei soll sowohl der Wert  $j^2$  für die mittlere Simulation betrachtet werden, als auch das Mittel,  $J^2$ , dieses Wertes über alle möglichen Abweichungen innerhalb des Fehlerbereichs. Dabei wird angenommen, daß die möglichen Werte von  $c_i$  um den Mittelwert  $\bar{c}_i$  mit einer Standardabweichung in Größe des geschätzten Fehlers,  $s_i$ , normalverteilt sind:

$$\begin{aligned}
 J^2 &= \sum_{i=1}^{12n_{st}} \frac{1}{12n_{st}} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{(c_{i,obs} - c_i)^2}{\sqrt{2\pi s_i} \sigma_i^2} e^{-(c_i - \bar{c}_i)^2 / s_i^2} dc_i \\
 &= j^2 + \sum_{i=1}^{12n_{st}} \frac{1}{12n_{st}} \frac{s_i^2}{\sigma_i^2}
 \end{aligned} \tag{4}$$

Die so berechneten Werte zeigt Tab. 6.4 für zwei verschiedene Jahre der Wind- und Konvektionsdaten. Es zeigt sich nicht nur, daß die diagnostischen Simulationen im Mittel über die simulierte Schwankungsbreite mit den Beobachtungen deutlich konsistenter sind als die prognostischen ( $J^2$ ), sondern auch, daß die mittleren Jahresgänge,  $\bar{c}_i$ , etwas näher an den Beobachtungen liegen als im prognostischen Fall ( $j^2$ ). Während nach Einbeziehung der Satellitendaten die Simulationen noch recht gut innerhalb des weiter oben genannten Wertes von  $\approx 5$  liegen, überschreitet ohne diese zusätzlichen Informationen ein Teil der Modellkonfigurationen diesen Wert deutlich. Damit kann diese Konsistenzüberprüfung des Vegetationsmodells in seiner durch Satellitendaten eingeschränkten Form als erfolgreich

angesehen werden. Umgekehrt kann ohne diese Daten das Modell nicht weit genug eingeschränkt werden, um in jedem Fall dieser Überprüfung standzuhalten.

### 6.3 Eignung der CO<sub>2</sub>-Daten zur Modelleinschränkung

Im vorangehenden Abschnitt wird festgestellt, daß die in den Satellitendaten enthaltene zusätzliche Information das Vegetationsmodell BETHY gerade soweit einschränkt, daß, trotz großer verbleibender Unsicherheiten in der globalen NPP, die Simulationen innerhalb der allgemeinen Modellunsicherheiten mit den CO<sub>2</sub>-Daten vereinbar sind. Würde man umgekehrt die CO<sub>2</sub>-Daten anstelle der Satellitendaten als Zwangsbedingung in die Vegetationsmodellierung einführen, so wären alle im vorangehenden Kapitel berechneten diagnostischen Modellversionen mögliche Realisierungen. Es stellt sich daher die Frage, welche Einschränkung bei der Vegetationsmodellierung Messungen des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalts überhaupt liefern können.

Aus Tab. 5.5 in Kapitel 5 geht hervor, bei welchen Vegetationstypen die in den Satellitendaten enthaltene Information zu einer Einschränkung der NPP-Berechnung führt. Da z.B. für tropische Regenwälder die monatlichen Werte von FPAR bereits recht genau bekannt sind (nahe 1), haben diese Daten für diese Vegetation keinen Wert (bezüglich der Modellierung einer mittleren monatlichen NPP). Eine ähnliche Beurteilung der CO<sub>2</sub>-Daten erlaubt Abb. 6.12, in der die relativen Beiträge der verschiedenen Vegetationstypen zum simulierten Jahreszyklus,  $c_i$ , aufgetragen sind. Die Werte sind mit der Version "d0" und dem Transport von 1987 berechnet, wobei die Stationen jenen in Abb. 6.2 entsprechen. Dabei sind die einzelnen Beiträge,  $a_t$ , durch das normierte Skalarprodukt der Simulation für den Typ  $t$  allein,  $c_{i,t}$ , mit der Gesamtsimulation aller Vegetationstypen definiert:

$$a_t = \frac{\sum_{i=1}^{12} c_{i,t} c_i}{\sum_{i=1}^{12} c_i^2} \quad (5)$$

Man erkennt, daß in der Nordhemisphäre das Signal vor allem von C3-Gräsern und Nadelbäumen verursacht wird, während das kleinere Signal in der Südhemisphäre vor allem von C3- und C4-Gräsern stammt, sowie zu einem kleineren Teil von immergrünen tropischen Bäumen.

Da nur an den nördlichen Stationen der Jahresgang stark ausgeprägt ist, betrifft die Überprüfung des vorangehenden Abschnittes mit einem Gesamtanteil von 0,55 vor allem die genannten C3-Gräser und Nadelbäume (Typen 9, 10 und 5, 6). Fehler bei der Modellierung von Laubbäumen können bei dieser Methode z.B. nicht überprüft werden. Auch eine Überlagerung gegenphasiger Signale wie bei der wichtigen Station "asc" für die Typen 1 und 2 kann dazu führen, daß sich mögliche Fehler gegenseitig aufheben. Die genauere Bestimmung der NPP dieser beiden wichtigen Vegetationsarten ist damit weder mit CO<sub>2</sub>- noch mit Satellitendaten möglich.

Damit kann mit Hilfe der CO<sub>2</sub>-Daten vor allem der Fehlerbereich bei den Nadelbäumen und C3-Gräsern eingeschränkt werden. Dies sind gerade zwei der drei wichtigsten Vegeta-

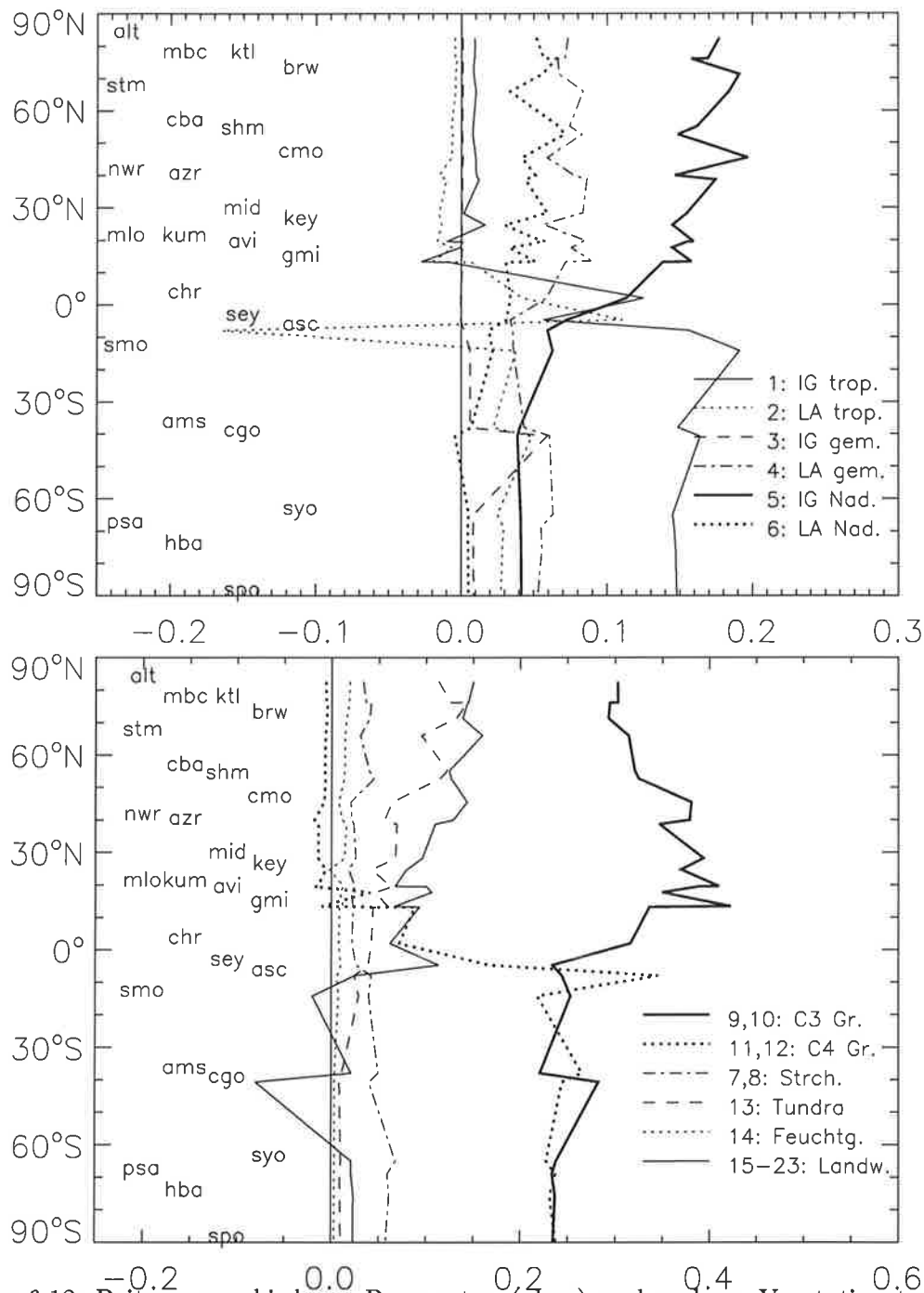


Abbildung 6.12: Beitrag verschiedener Baumarten (oben) und anderer Vegetationstypen (unten) zum Jahreszyklus an verschiedenen Stationen, simuliert nach der Version "d0".

tionsarten, die nach Abschnitt 5.5 auch mit den Satellitendaten näher bestimmt werden können. Dies ist möglicherweise die Erklärung dafür, daß die Einschränkung des Vegetationsmodells auf die Satellitenmessungen diese deutliche Verbesserung beim CO<sub>2</sub>-Signal bringt. In den meisten anderen Fällen ist jedoch die Bedeutung der Satellitenmessungen klar größer. So hat in Tab. 5.5 z.B. die Einschränkung der Produktivität der C4-Gräser global den größten Effekt. Diese kann wegen des geringen Signals in südlichen Breiten kaum anhand des CO<sub>2</sub>-Signals überprüft werden.

Eine Ausnahme bildet möglicherweise die Station "ams", für die weiter oben eine etwas zu ausgeprägte Amplitude im oberen Fehlerbereich festgestellt wird. Wie Abb.6.12 zeigt, wird diese vor allem von Gräsern verursacht. Hier wäre eine weitere Modelleinschränkung möglich, obgleich die Amplitude mit ca. 1,5 ppm fast um den Faktor 10 kleiner als bei den wichtigen arktischen Stationen ist, so daß nur ein verhältnismäßig kleiner Teil des globalen Netto-CO<sub>2</sub>-Austauschs betroffen ist.

Daher kann hier festgehalten werden, daß die Satellitendaten einen klar größeren Informationsgehalt für die Bestimmung der globalen NPP besitzen als Messungen des CO<sub>2</sub>-Gehalts in der Atmosphäre. Dies bedeutet, daß diese, trotz des relativ geringen Gewinns an Genauigkeit, den bedeutendsten globalen Datensatz zur Überprüfung und Verbesserung globaler Vegetationsmodelle darstellen.

Die Bedeutung der CO<sub>2</sub>-Daten liegt dagegen vor allem in der wichtigen Möglichkeit, die Differenz aus NPP und der Bodenrespiration, RES, zu überprüfen, etwas was mit Fernerkundungsdaten nicht möglich ist.

## 6.4 Erste Schlußbetrachtung

Zum Schluß soll noch darauf hingewiesen werden, daß mit anderen Vegetationsmodellen als BETHY möglicherweise wesentlich größere Abweichungen von dem beobachteten CO<sub>2</sub>-Jahresgang berechnet werden. Für diesen Fall stellen die Messungen dieser Größe eine wichtige und notwendige Bedingung bei der Rekonstruktion der gegenwärtigen Biosphäre dar. Einen entsprechenden Test fünf verschiedener komplexer Modelle stellen Heimann et al. (1997) vor, aus deren Arbeit die Abb. 6.13 in abgewandelter Form übernommen ist. Die Abbildung zeigt den Jahresgang der Nettoflüsse in die Atmosphäre nach Breitengrad, berechnet mit den verschiedenen Modellen und nach den Ergebnissen dieser Studie in der diagnostischen Standardversion "d0" (nicht in Heimann et al. veröffentlicht).

Auffällig ist vor allem der große Unterschied zwischen den verschiedenen Modellen, insbesondere in den Tropen. So simulieren die meisten einen ausgeprägten Unterschied im Nettofluß zwischen Trocken- und Feuchtperiode, was auch in anderen Simulationen festgestellt wird, z.B. von Potter et al. (1993). Tatsächlich finden Heimann et al. an der Station "asc" eine zu große Amplitude des simulierten Signals, ähnlich wie bei der Version "H0" in Abb. 6.5. So kann als ein Ergebnis dieser Studie die in den meisten Biosphärenmodellen bisher nicht berücksichtigte Beobachtung gelten, daß der Jahreszyklus des CO<sub>2</sub>-Austauschs

## Nettofluß in die Atmosphäre

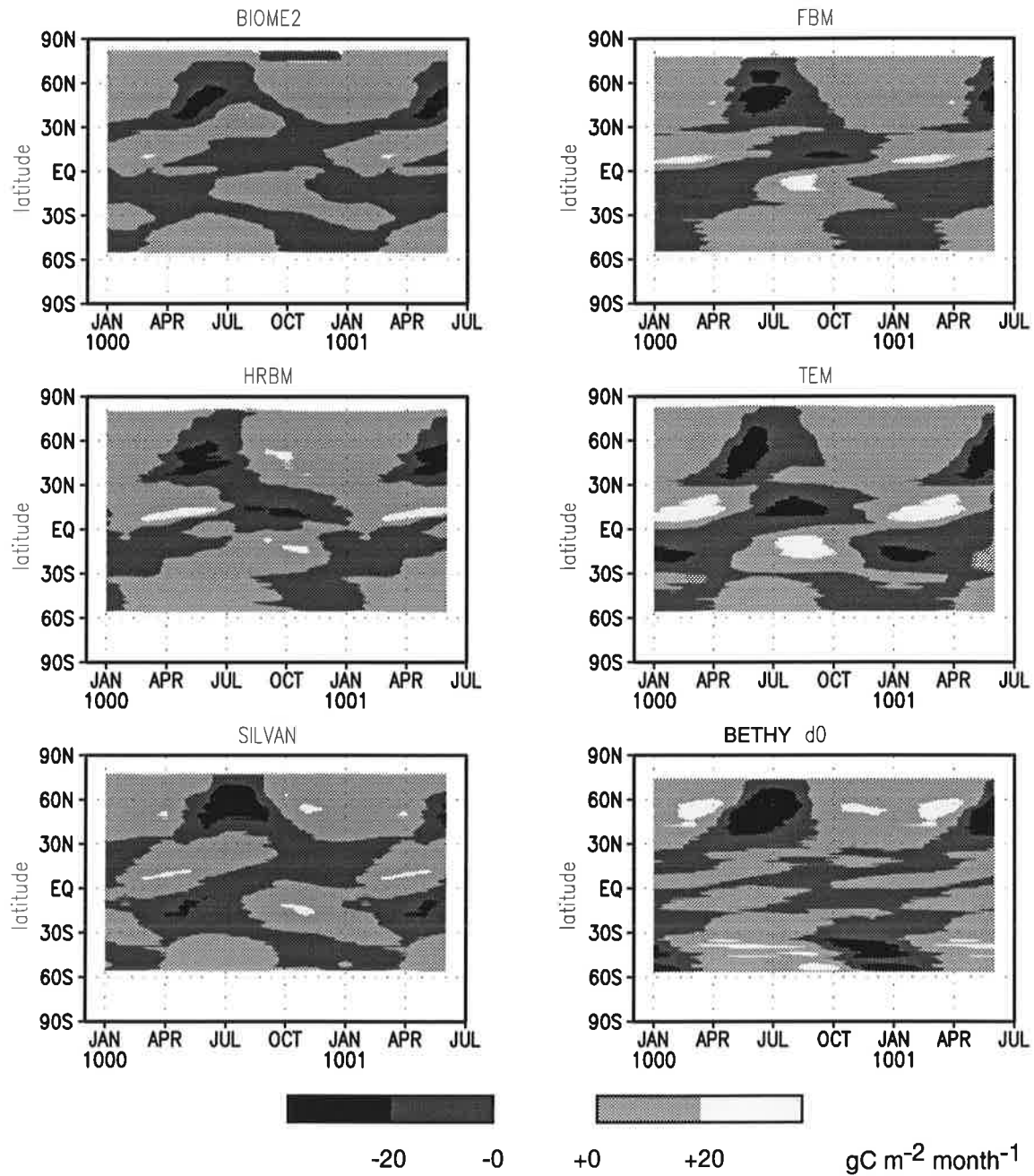


Abbildung 6.13: Breitengradsmittel des Nettoflusses RES - NPP und dessen jahreszeitlicher Verlauf für fünf komplexe Vegetationsmodelle und die diagnostische Standardversion "d0" des hier entwickelten Modells.

in den Tropen dadurch deutlich unterdrückt ist, daß NPP und RES in annähernd gleicher Phase dem Wechsel von Trocken- und Feuchtperiode folgen.

Abgesehen davon wird hier wiederum die im einleitenden Kapitel 1 erwähnte große Unsicherheit bei der Vegetationsmodellierung illustriert, die nicht nur von dem hier entwickelten Modell reproduziert wird, sondern auch bei einem solchen Vergleich verschiedener Modelle zutage tritt. Daher liegt die Bedeutung dieser Studie gerade auch darin, einen ungefähren Unsicherheitsbereich konsistent innerhalb eines Modells darzustellen. Erst dadurch wird es möglich, für eine dringend benötigte Verbesserung dieser Modelle bedeutende von unbedeutenden Fehlerquellen zu unterscheiden und den Wert zusätzlicher globaler Beobachtungsdaten zu beurteilen. Eine solche Beurteilung wird hier für zwei Datensätze dieser Art versucht; eine mögliche Anwendung der Methode auf weitere Daten wird im nachfolgenden Schlußkapitel diskutiert.

## Kapitel 7

# Zusammenfassung und weitere Anwendungen

### 7.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der drei vorangehenden Kapitel lassen sich in drei Gruppen einteilen, die jeweils den globalen Kohlenstoffkreislauf, die Vegetationsmodellierung und die Technik der Satellitenfernerkundung betreffen:

**Kohlenstoffkreislauf:** Die Nettoprimärproduktion der Landvegetation beträgt ungefähr  $70 \pm 35$  GtC pro Jahr; dieser erhebliche Fehlerbereich gilt für Modelle, die der von Satelliten gemessenen Vegetationsverteilung genügen. Die Genauigkeit dieses Ergebnisses läßt sich auch mit Hilfe von  $\text{CO}_2$ -Messungen in der freien Atmosphäre nicht erhöhen.

Die Erkenntnis wird bestätigt, daß der Jahresgang im atmosphärischen  $\text{CO}_2$  zum größten Teil von der Photosynthese an Land verursacht wird. Ein ausgeprägter Jahresgang in den Tropen, wie von einigen Modellen berechnet, kann dagegen nicht bestätigt werden. Vielmehr scheinen sowohl Pflanzenaktivität als auch Bodenrespiration in ähnlicher Weise von der Feuchte abzuhängen, was eine Saisonalität der Nettoflüsse in warm-ariden Gebieten weitgehend unterdrückt.

Das Pflanzen zugängliche Bodenwasserreservoir scheint in weiten Teilen der Tropen erheblich größer zu sein als bisher angenommen. Dies hat deutliche Auswirkungen auf die globale Nettoprimärproduktion und könnte, wegen der dafür nötigen Durchwurzelung, sich möglicherweise auch auf die geschätzte Menge des in den Böden umgesetzten Kohlenstoffs auswirken.

Der Unterschied zwischen potentieller Produktivität bei potentieller Vegetationsverteilung und tatsächlicher Produktivität ist weit geringer als die Unsicherheiten bei der Bestimmung dieser Größen, so daß der Einfluß des Menschen auf die



globale Nettoprimärproduktion weder durch Modellstudien noch durch Satellitenmessungen auch nur annähernd bestimmt werden kann.

**Modellierung:** Die heute noch bestehenden Unsicherheiten darüber, wie aus Feldstudien gewonnene Erkenntnisse auf große Regionen übertragen werden können, hat bedeutende Konsequenzen für die Modellierbarkeit globaler Vegetationsaktivität.

Ein besseres Verständnis der Faktoren, die Respirationkosten und Wachstum der Pflanzen bestimmen, ist für eine Projektion des heutigen Zustandes der Landbiosphäre in die Zukunft unbedingt erforderlich.

Einige in globalen Vegetationsmodellen bisher vernachlässigte Faktoren haben einen recht großen Einfluß auf die Produktivität. Dazu gehören Albedo und Nettostrahlung am Boden, Tag-zu-Tag-Variabilität von Niederschlag, Temperaturamplitude und Strahlung, sowie Zugang zu bisher unberücksichtigten Bodenwasserreserven.

Weniger bedeutend scheinen die Regelung der Blattspaltöffnungen und der aerodynamische Austauschkoefizient für Wärme und Wasserdampf. Auch ist es für großräumige Berechnungen relativ unbedeutend, ob traditionelle Vegetationskarten oder von Satellitendaten abgeleitete verwendet werden.

**Fernerkundung:** Die hier entwickelte Methode, Satellitendaten zuerst zu simulieren und dann mit tatsächlichen Messungen zu vergleichen, besitzt für die qualitative wie quantitative Interpretation solcher Daten erhebliche Vorteile gegenüber einer direkten Umsetzung in biophysikalische Größen. Da das optische Signal, selbst bei vollständiger Korrektur von Störeinflüssen der Atmosphäre und des Bodenhintergrundes, von einer ganzen Reihe physiologischer und mikrometeorologischer Prozesse abhängt, setzt eine quantitative Interpretation eine Synthese von Messungen und Modellrechnungen geradezu voraus.

Die Technik der satellitengestützten Vegetationserfassung wird durch einige neue Verfahren erweitert. Dazu gehört die Bestimmung des Absorptionsgrades photosynthetisch aktiver Strahlung mit Hilfe des modernen Vegetationsindex GEMI und eine zeitliche Mittelungstechnik, die die Auswahl maximaler Werte und die damit verbundenen Verzerrungen vermeidet, ebenfalls auf Basis des GEMI.

Die Zusammenführung der Satellitenmessungen mit einem Vegetationsmodell ermöglicht auch eine rigorosere Selektion der Beobachtungsbedingungen, da Lücken in den Messungen nur die Genauigkeit der Simulationen verringern. Für zukünftige Erfassungs- und Archivierungsprogramme empfiehlt sich eine solche Selektion bereits auf einer frühen Stufe der Datenaufbereitung.

Auch wenn es in dieser Studie nur zum Teil gelungen ist, den CO<sub>2</sub>-Austausch zwischen Landvegetation und Atmosphäre genauer zu bestimmen, so bleibt doch als eines der wichtig-

sten Ergebnisse, daß Satellitendaten den bedeutendsten globalen Datensatz zur Erfassung des gegenwärtigen Zustandes der Landbiosphäre darstellen.

## 7.2 Ausblick auf weitere Anwendungen

Das hier entwickelte Vegetationsmodell und die Methode der Anpassung an globale Beobachtungen läßt sich leicht auf eine Reihe weiterer Fragestellungen anwenden. Dabei kann die hier durchgeführte Fehlerbetrachtung dazu genutzt werden, auch die Genauigkeit dieser Verfahren zu überprüfen. Daneben lassen sich einige der berechneten global verteilten Größen, insbesondere Bodenwasserkapazität und jahreszeitliche Veränderung der Blattfläche, auch direkt für andere Studien und Modelle nutzbar machen, etwa für Modelle der atmosphärischen Zirkulation (Wetter- und Klimamodelle).

Konzeptionell ist eine Anwendung auf andere Satellitendaten, wie Messungen der thermischen Rückstrahlung, aktive oder passive Mikrowellen oder andere optische Daten von neueren Satelliten einfach. Die im mittleren Infrarot gemessene Oberflächentemperatur hängt gerade von der Energiebilanz ab, die im Modell eine wichtige Rolle spielt; bei Radardaten (also aktive Mikrowellen) könnte der hier verwendete Fernerkundungssimulator leicht durch geeignete andere Modell ersetzt werden (z.B. MIMICS, Ulaby et al. 1990).

Auch im Rahmen der Diagnostik mit Spurenstoffmessungen in der Atmosphäre gibt es weitere Anwendungsmöglichkeiten, weil die wichtigen Größen für Fraktionierungsprozesse verschiedener isotopischer Varianten des  $\text{CO}_2$  – Blattemperatur, Luftfeuchte und blattinterner  $\text{CO}_2$ -Gehalt – vom Vegetationsmodell berücksichtigt werden. Möglicherweise stellt der gemessene Jahresgang von  $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$  in der Atmosphäre eine Einschränkung bei der Berechnung der Bruttotrimärproduktion dar (Farquhar et al. 1993). Eine erste Simulation dieses Jahresganges von Ciais et al. (1996) ließe sich in Richtung auf diese Fragestellung erweitern. Für die Fraktionierung von  $^{13}\text{CO}_2$  ist noch die ebenfalls hier recht gründlich behandelte Aufteilung der Gräser in C3- zu C4-Photosynthese entscheidend (Lloyd und Farquhar 1993). Die von Keeling et al. (1989) durchgeführte Analyse des kombinierten Jahresganges von  $\text{CO}_2$  und des  $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$ -Verhältnisses ließe sich unter Berücksichtigung der C4-Pflanzen und der Fraktionierungsprozesse wie bei Lloyd und Farquhar (1993) wiederholen. Für eine sinnvolle Überprüfung der Ergebnisse müßten jedoch auch ein Modell der ozeanischen Biosphäre wie von Six und Meier-Raimer (1996) und Messungen des  $\text{O}_2/\text{N}_2$ -Verhältnisses (Keeling und Shertz 1992) hinzugezogen werden.

Eine für die Erforschung des globalen Kohlenstoffkreislaufes wichtige Erweiterung betrifft die interannualen Schwankungen im atmosphärischen  $\text{CO}_2$  – im Gegensatz zu dem hier untersuchten Jahreszyklus (vgl. Abschnitt 1.1). So gibt es einerseits Hinweise für eine Zunahme dieses Jahreszyklus um etwa 20% seit den frühen 70er Jahren (Keeling et al. 1996), andererseits berichten Myneni et al. (1997) über ähnliche Veränderungen in dem Vegetationsindex NDVI im Zeitraum 1981 bis 1991, begleitet von einem deutlichen Anstieg der Frühjahrstemperaturen. Gelänge es, diese drei Beobachtungen zusammenzuführen, indem

ein Vegetationsmodell aufgrund gemessener Veränderungen des Klimas die Veränderungen sowohl im CO<sub>2</sub>-Jahreszyklus als auch im Satellitensignal reproduziert, dann wäre man im Verständnis interannualer Fluktuationen des Kohlenstoffkreislaufes ein gutes Stück vorangekommen. Gerade diese Verbindung wird in der vorliegenden Studie für einen mittleren Jahreszyklus hergestellt.

Jedoch stellt sich auch hier die wichtige Frage nach der Genauigkeit. Wie sich Schwankung des Klimas auf die Vegetationsaktivität in globalem Maßstab auswirken, ist immer noch nicht genau bekannt, und angesichts der Unsicherheiten bei der Bestimmung nur der mittleren globalen CO<sub>2</sub>-Aufnahme verwundert dies auch nicht. Dazu kommt, daß es bei den NDVI-Werten von Myneni et al. bei zwei verschiedenen Korrekturverfahren einen recht unterschiedlichen zeitlichen Verlauf des Signals gibt. Auch wurde die Tatsache, daß sich für jeden Satellit der NOAA-Serie (vgl. Abschnitt 5.2) die Überflugszeit im Laufe der Operationszeit vom frühen zum späten Nachmittag verschiebt, nicht berücksichtigt. Erst die Korrektur solcher Winkeleffekte ermöglicht aber, wie Koslowsky (1996) zeigt, eine zuverlässige Interpretation interannualer Tendenzen bei solchen Satellitendaten.

### 7.3 Schlußbemerkung

Eine Prognose der Veränderungen in der globalen Vegetation und im globalen Kohlenstoffkreislauf aufgrund der Eingriffe des Menschen erscheint heute eine der wichtigsten Aufgaben von Geowissenschaften und Biologie. Jedoch steht die Erforschung der dafür entscheidenden Mechanismen noch am Anfang; dies gilt sogar für die Erfassung des gegenwärtigen Zustandes. Daher erbringen globale Messungen der Erdoberfläche von Satelliten aus einen wertvollen Beitrag zu beiden Aufgaben: Sie ermöglichen eine verbesserte Diagnose des *status quo*, und sie bieten einen wichtigen Test für prognostische Vegetationsmodelle. Eine Methode, die eine solche Nutzung der Satellitendaten ermöglicht, wird in dieser Studie entwickelt.

# Anhang

## Gemessener und simulierter GEMI für 1990

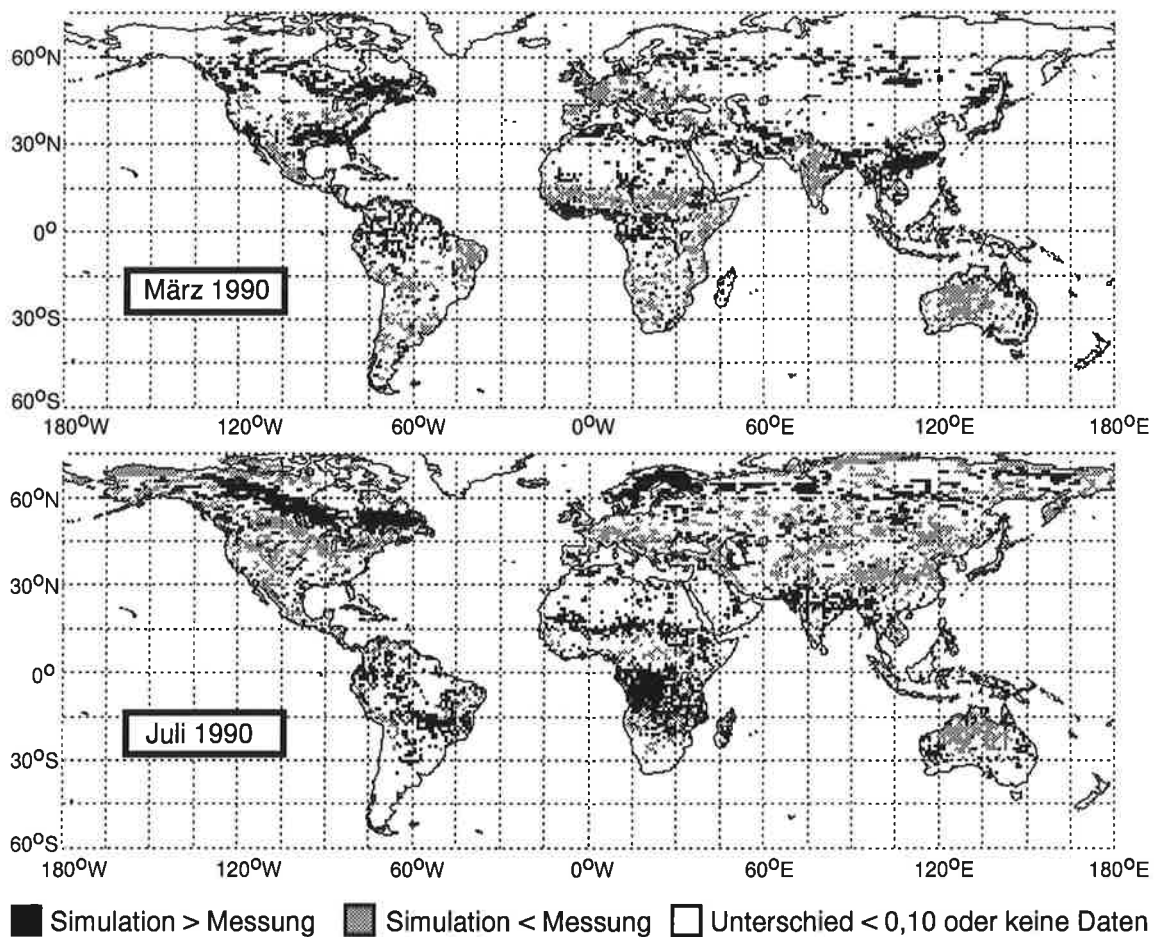


Abbildung A.1: Test des simulierten GEMI gegen den satellitengestützten Meßwert von 1990 (monatliche Maxima "max") für die Version "x0" des Vegetationsmodells. Satellitendaten rekaliert (siehe Abschnitt 4.6).

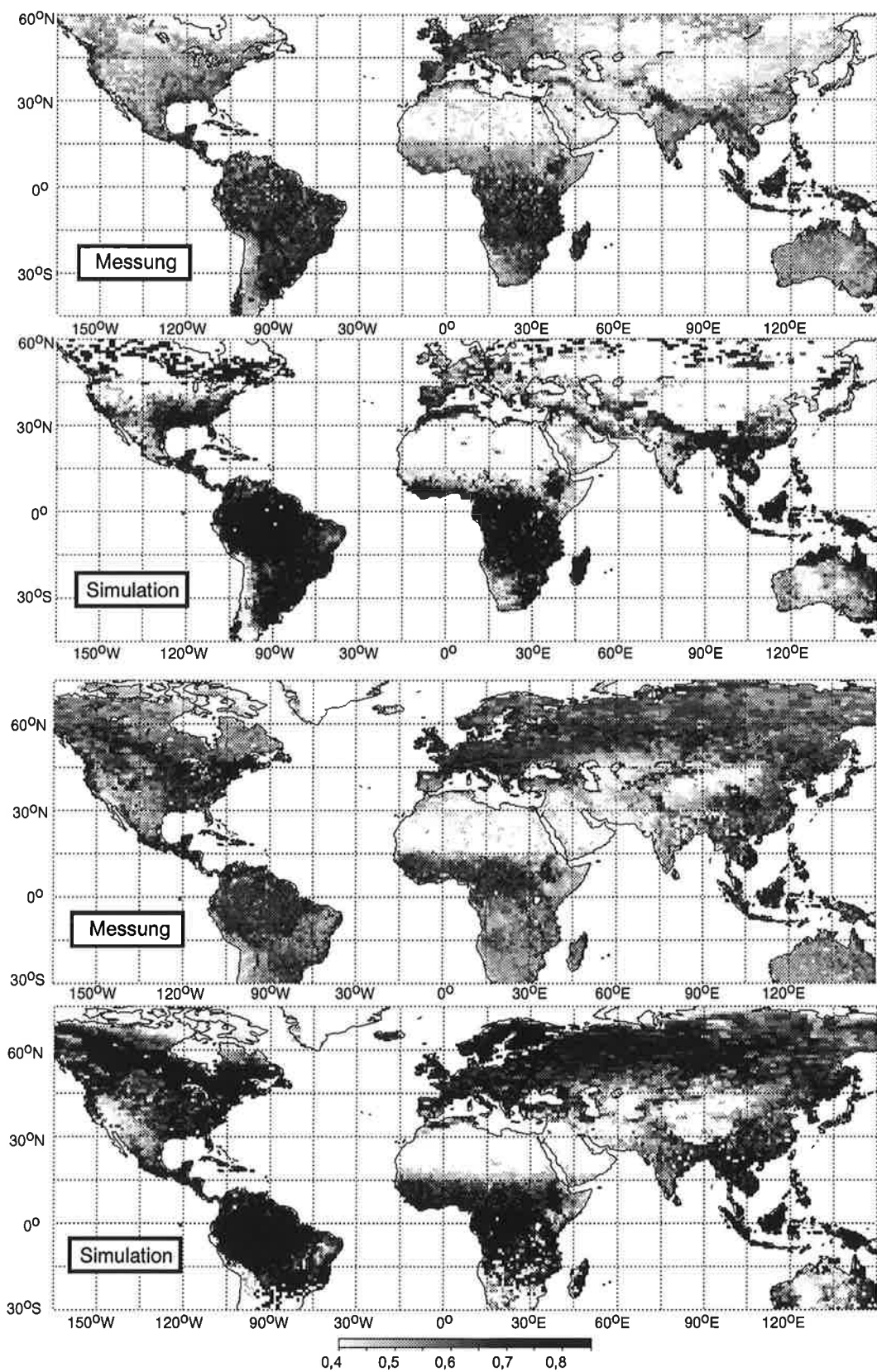


Abbildung A.2: Gemessene und simulierte Werte des Vegetationsindex GEMV für März (oben) und Juli (unten) 1990 (monatliche Maxima "max", Version "x0").

## Effektiver Bedeckungsgrad bei Schattenwurf

Zur Berücksichtigung der Schattenbildung bei der Lichtabsorption bei Version "G" nach Tab. 3.2 wird folgendes Schema verwendet:

Betrachtet man zunächst allein die direkte Sonnenstrahlung, so erscheint die Vegetation aus Sicht eines Beobachters mit der Sonne im Rücken einen Flächenanteil zu bedecken, der gleich dem beschatteten Anteil der Grundfläche ist. Dieser scheinbare Bedeckungsgrad für direkte Strahlung,  $f_c^{eff}$ , ist gleich  $f_c$  mal dem Verhältnis aus der beschatteten Fläche eines Bodenobjektes, hier "Klumpen" genannt, einschließlich der Basisfläche des Klumpens selbst, und der Basisfläche. Nimmt man für die Klumpen Zylinder an (Durchmesser  $d$  und Höhe  $h$ ), so ist

$$\begin{aligned} f_c^{eff} &= f_c \frac{4}{\pi} \frac{h}{d} \tan \theta_s \\ &= f_c \frac{4}{\pi} \eta \sqrt{1/\mu^2 - 1} \end{aligned}$$

mit dem Höhenverhältnis  $\eta = h/d$  und dem solaren Zenitwinkel  $\theta_s$  (mit  $\mu = \cos(\theta_s)$ ). Diese Gleichung gilt solange, bis sich mehrere Schatten überlagern. In diesem Fall strebt  $f_c^{eff}$  für kleine  $\mu$  gegen einen Maximalwert,  $f_{c,max}$ , der den Anteil der Bodenfläche angibt, der mit den Klumpen belegt ist. (Die Klumpen sind z.B. die Bäume eines Waldes, der Maximalwert der Waldanteil, der Rest unbewachsene Gebiete wie Straßen und bebauten Flächen. Das Höhenverhältnis dieser "Superklumpen", hier also der Waldstücke, wird dabei als Null angenommen.) Falls die Positionen der Klumpen nicht miteinander korrelieren, so nähert sich  $f_c^{eff}$  bei einer großen Zahl von Klumpen ( $N \gg 1$ ) dem Maximalwert gemäß einer Exponentialfunktion (entsprechend einer Poisson-Verteilung der Schattenüberlagerung):

$$f_c^{eff} = f_{c,max} - (f_{c,max} - f_c) \exp \left\{ -\frac{4\eta}{\pi} \sqrt{\frac{1}{\mu^2} - 1} \frac{f_c}{f_{c,max}} \right\}$$

Der Wert für  $f_{c,max}$  wird in Tab. 3.1 definiert. Für das Höhenverhältnis,  $\eta$ , soll hier folgende Form angenommen werden (für natürliche Vegetation und Baumkulturen):

$$\eta = 1 + h_v/7,5$$

mit der Vegetationshöhe,  $h_v$ , in m (siehe Tab. 2.1). Für landwirtschaftliche Kulturen (außer Bäume) gilt dagegen  $\eta = 0$ .

In diesem Modell der Lichtabsorption gilt die Schichtung der Vegetationsdecke von  $l = \Lambda_c^{eff} \equiv \Lambda/f_c^{eff}$  bis  $l = 0$  ( $\Lambda$  ist der Blattflächenindex, oder LAI) entlang der Einfallrichtung des direkten Sonnenlichts. Der Effekt ist umso größer, je tiefer die Sonne steht. Damit kann in heißen Gebieten mit starker Sonnenstrahlung und rascher Lichtsättigung das Maximum der Photosynthese deutlich in die Morgen- und Abendstunden verschoben werden. Da in solchen Gebieten der Anteil der direkten Sonnenstrahlung besonders groß ist, ist  $f_c^{eff}$  wahrscheinlich eine vernünftige Näherung für den effektiven Bedeckungsgrad.

Für diffuse Einstrahlung ist das Problem jedoch noch weit komplexer, da es keine bevorzugte Einfallsrichtung gibt. Der Beitrag diffuser Strahlung wird daher bei der Abschätzung des Effekts von  $\eta > 0$  vernachlässigt, was in den genannten ariden Gebieten jedoch unbedeutend sein sollte.

## Literaturverzeichnis

- Adams, J.M., Fauré, H., Fauré-Denard, L., McGlade, J.M. und Woodward, F.I. 1990. Increases in the terrestrial carbon storage from the last glacial maximum to the present. *Nature* 348, 711-714.
- Ajtay, G.L., Ketner, P. und Duvigneaud, P. 1979. Terrestrial primary production and phytomass. In: *The Global Carbon Cycle*. (Bolin, B., Degens, E.T., Kempe, S. und Ketner, P. Hrsg.), Wiley, New York, S. 129-182.
- Arpe, K. 1991. The hydrological cycle in the ECMWF short range forecasts. *Dyn. Atmos. Oceans* 16, 33-59.
- Anderson, E.A. 1976. A point energy and mass balance model of a snow cover. *NOAA Tec. Rep. NWS 19*. US Dept. Commerce, Washington D.C., 150 S.
- Asrar, G. (Hrsg.), 1989. *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. Wiley, New York, 734 S.
- Asrar, G., Myneni R.B. und Choudhury, B.J. 1992. Spatial heterogeneity in vegetation canopies and remote sensing of absorbed photosynthetically active radiation: a modeling study. *Remote Sens. Environ.* 41, 85-103.
- Avisar, R. und Pielke, R.A. 1991. The impact of plant stomatal control on mesoscale atmospheric circulation. *Agric. For. Meteorol.* 54, 353-372.
- Barkström, B.R. 1984. The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 65, 1170-1185.
- Barnola, J.-M., Raynaud, D., Korotkevitch Y.S. und Lorius, C. 1987. Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 329, 408-414.
- Berling, D.J. und Quick, W.P. 1995. A new technique for estimating rates of carboxylation and electron transport in leaves of C3 plants for use in dynamic global vegetation models. *Global Change Biology* 1, 289-294.
- Bégué, A. 1992. Modeling hemispherical and directional radiative fluxes in regular-clumped canopies. *Remote Sens. Environ.* 30, 219-230.
- Berthelot, B., Dedieu, G., Cabot, F. und Adam, S. 1994. Estimation of surface reflectance and vegetation index using NOAA/AVHRR: Methods and results at global scale. *Communication for the 6th international symposium on physical measurements and signatures in remote sensing*, ISPRS, Val d'Isère, Frankreich, 17.-21. Januar.
- Binder, K. (Hrsg.), 1986. *Monte Carlo Methods in Statistical Physics*, 2. Auflage, Springer Verlag, Berlin.
- Bolz, H.M. 1949. Die Abhängigkeit der infraroten Gegenstrahlung von der Bewölkung. *Z. Meteorol.* 7, 201-203.
- Bonan, G.B. 1991. Atmosphere-biosphere exchange of carbon dioxide in boreal forests. *J. Geophys. Res.* 96, 7301-7312.
- Bonan, G.B. 1995. Land-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.* 100, 2817-2831.



- Bowker, D.E., Davis, R.E., Myrick, D.L, Stacy, K. und Jones W. 1985. *Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies*. National Aeronautics and Space Administration, Reference Publication 1139.
- Box, E.O. 1981. *Macroclimate and plant forms: An introduction to predictive modeling in phytogeography*. Junk, Den Haag, 174 S.
- Box, E.O. und Bai, X.-M. 1993. A satellite-based world map of current terrestrial net primary productivity. *Seisan-Kenkyu* 45, 50-56.
- Brakke, T.W., Smith, J.A. und Harnden, J.M. 1989. Bidirectional scattering of light from tree leaves. *Remote Sens. Environ.* 29, 175-183.
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Reidel Publishing, Dordrecht, Niederlande, 299 S.
- Budyko, M.I. 1974. *Climate and Life*. Academic Press, New York, 508 S.
- Bunnik, N.J.J. 1978. *The multispectral reflectance of shortwave radiation of agricultural crops in relation with their morphological and optical properties*. Technical Report, Medelingen Landbouwhogeschool, Wageningen, Niederlande.
- CDIAC 1991. *Trends 1991, a compendium of data on global change*. (Boden, T.A., Serpanski, R.J. und Stoss, F.W. Hrsg.), ORNL/CDIAC-46, Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Chandrasekhar, S. 1960. *Radiative Transfer*. Dover Publications, New York.
- Ciais, Ph., Denning, A.S., Tans, P.P., Berry, J.A. Randall, D.A., Collatz, J.J.G., Sellers, P.J., White, J.W.C. Trolier, M., Meijer, H.J., Francey, R.J., Monfray, P. und Heimann, M. 1996. A three dimensional synthesis study of  $\delta^{18}\text{O}$  in atmospheric  $\text{CO}_2$ , Part I: Surface fluxes. *J. Geophys. Res.* 102, 5857-5872.
- Collatz, G.J., Berry J.A., Farquhar G.D. und Pierce J.1990. The relationship between the Rubisco reaction mechanism and models of photosynthesis. *Plant, Cell and Environment* 13, 219-225.
- Collatz, G.J., Ball, J.T., Grivet, C. und Berry, J.A. 1991. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agric. For. Meteorol.* 54, 107-136.
- Collatz G.J, Ribas-Carbo, M. und Berry J.A. 1992. Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of  $\text{C}_4$  plants. *Aust. J. Plant Physiol.* 19, 519-538.
- Conway, T.J. und Tans, P. 1990. *Atmospheric  $\text{CO}_2$  concentrations — The NOAA/GMCC flask sampling network*. NDP-005/R1, Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Cowan, I.R. 1982. Regulation of water use in relation to carbon gain in higher plants. In: *Physiological plant ecology II: Water Relations and Carbon assimilation*, Band 12B. (Lange, O.L., Nobel, P.S., Osmond, C.B. und Ziegler, H. Hrsg.), Springer Verlag, Berlin, S. 589-613.
- Cowan, I.R. und Farquhar, G.D. 1977. Stomatal function in relation to leaf metabolism and environment. *Symposium of the Society for Experimental Biology* 31, 471-505.

- Crowley, T.J. 1995. Ice age terrestrial carbon change revisited, *Global Biogeochem. Cycles* 9, 377-389.
- Dai, A. und Fung, I.Y. 1993. Can climate variability contribute to the missing "CO<sub>2</sub>" sink? *Global Biogeochem. Cycles* 7, 599-609.
- Deering, D.W., Rouse, J.W., Haas, R.H. und Schell, J.A. 1975. Measuring forage production of grazing units from Landsat MSS data. *Proc. 10th Int. Symp. Remote Sensing Environ.*, University of Michigan, Ann Arbor, U.S.A., S. 1169-1178.
- DeFries, R.S. und Townshend, J.R.G. 1994. NDVI-derived land cover classifications at a global scale. *Int. J. Remote Sensing* 15, 3567-3586.
- Dickinson, R.E. und Isebrands, J.G. 1991. Leaves as regulators of stress response. In: *Response of Plants to Multiple Stresses*. (Mooney, H.A., Winner, W.E., Pell, E.J. and Chu, E. Hrsg.), Academic Press, San Diego, U.S.A., S. 3-33.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Rosenzweig, C. und Sellers, P.J. 1991. Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models, a review. *Agric. For. Meteorol.* 54, 373-388.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A. und Kennedy, P.J. 1993. *Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model*. NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Dixon, R.K., Brown, S.A., Houghton, R.A., Solomon, A.M., Trexler M.C. und Wisniewski, J. 1994. Carbon pools and fluxes of global forest ecosystems. *Science* 263, 616-617.
- Dolman, A. J., Gash, J.H.C., Roberts, J. und Shuttleworth, W.J. 1991. Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. *Agric. For. Meteorol.* 54, 303-318.
- Dozier, J. 1989. Remote sensing of snow in visible and near-infrared wavelengths. In: *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. (Asrar, G. Hrsg.), Wiley, New York, S. 527-547.
- DKRZ 1992. *The ECHAM 3 atmospheric general circulation model*. (Deutsches Klimarechenzentrum Modellbetreuungsgruppe Hrsg.), Deutsches Klimarechenzentrum Technical Report No. 6, Hamburg, 184 S.
- Duda, R.O. und Hart, P.E. 1973. *Pattern classification and Scene Analysis*. Wiley, New York.
- Dunne, K.A. und Willmott, C.J. 1996. Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *Int. J. Climat.* 16, 841-859.
- Ehrlich, D. und Lambin, E. 1996. Broad scale land-cover classification and interannual climatic variability. *Int. J. Remote Sensing* 17, 845-862
- Eidenshink, J.C. und Faundeen, J.L. 1994. The 1 km AVHRR global data set: first stages in implementation. *Int. J. Remote Sensing* 15, 3443-3462.
- Esser, G., Hoffstadt, J., Mack, F. und Wittenberg, U. 1994. *High-Resolution Biosphere Model - Documentation*. Mitteilungen aus dem Institut für Pflanzenökologie der Justus-Liebig-Universität Gießen.

- Esser, G. 1991. Osnabrück Biosphere Model: construction, structure, results. In: *Modern Ecology: Basic and Applied Aspects*. (Esser, G. und Overdieck, D. Hrsg.), Elsevier Publishing, New York.
- Etheridge, D.M., Steele, L.P., Langenfelds, R.L. und Francey R.J. 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.* 101, 4115-4128.
- Farquhar, G.D. 1988. Models relating subcellular effects of temperature to whole plant responses. *Symposium of the Society for Experimental Biology* 42, 395-409.
- Farquhar, G.D., von Caemmerer, S. und Berry, J.A. 1980. A biochemical model of photosynthesis in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta* 149, 78-90.
- Farquhar, G.D. und Sharkey, T.D. 1982. Stomatal conductance and photosynthesis. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 33, 317-345.
- Farquhar, G.D., Lloyd, J., Taylor, J.A., Flanagan, L.B., Syvertsen, J.P., Hubick, K.T., Wong, S.C. und Ehleringer, R. 1993. Vegetation effects on the isotope composition of oxygen in atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 363, 439-443.
- Federer, C.A. 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.* 15, 555-562.
- Federer, C.A. 1982. Transpirational supply and demand: plant, soil, and atmospheric effects evaluated by simulation. *Water Resour. Res.* 18, 355-362.
- Field, Ch. 1991. Ecological Scaling of Carbon Gain to Stress and Resource Availability. In: *Response of Plants to Multiple Stresses*. (Mooney, H.A., Winner, W.E., Pell, E.J. und Chu, E. Hrsg.), Academic Press, San Diego, U.S.A., S. 35-65.
- Field, Ch. und Mooney, H.A. 1986. The photosynthesis-nitrogen relationship in wild plants. In: *On the Economy of Plant form and Function*. (Givnish, T.J. Hrsg.), Cambridge University Press, Cambridge, S. 25-55.
- Fischer, R.A. und Turner, N.C. 1978. Plant productivity in the arid and semiarid zones. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 29, 277-317.
- Flasse, S. und Verstraete, M.M. 1994. Monitoring the environment with vegetation indices: comparison of NDVI and GEMI using AVHRR data over Africa. In: *Vegetation, Modelling and Climate Change Effects*. (Veroustraete, F. und Ceulemans, R. Hrsg.), Academic Publishing, Den Haag, S. 107-135.
- Foley J.A., Prentice I.C., Ramankutty N., Levis S., Pollard D., Sitch S. und Haxeltine A. 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 603-628.
- Francey, R.J., Tans P.P., Allison, C.E., Enting, I.G., White, J.W.C. und Trolier, M. 1995. Changes in oceanic and terrestrial carbon uptake since 1982. *Nature* 373, 326-330.
- Friedlingstein, P., Fung, I., Holland, E., John, J., Brasseur, G., Erickson, D. und Schimel, D. 1995. On the contribution of CO<sub>2</sub> fertilization to the missing sink. *Global Biogeochem. Cycles* 9, 541-556.

- Friend, A.D. 1995. PGEN: an integrated model of leaf photosynthesis, transpiration and conductance. *Ecol. Modelling* 77, 233-255.
- Friend, A.D. 1997. Parameterisation of a global daily weather generator for terrestrial ecosystem and biogeochemical modelling. *Ecol. Modelling*, im Druck.
- Friend, A.D., Stevens, A.K., Knox, R.G. und Cannell, M.G.R. 1996. A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (Hybrid 3.0). *Ecol. Modelling* 95, 249-287.
- Fung, I., Prentice, K., Matthews, E., Lerner, J. and Russel, G. 1983. Three-dimensional tracer model study of atmospheric CO<sub>2</sub>: Response to seasonal exchanges with the terrestrial biosphere. *J. Geophys. Res.* 88, 1281-1294.
- Fung, I.Y., Tucker, C.J. und Prentice, K.C. 1987. Application of Advanced Very High Resolution Radiometer vegetation index to study atmosphere-biosphere exchange of CO<sub>2</sub>.
- Gates, M.D. 1980. *Biophysical Ecology*. Springer Verlag, New York.
- Geng, S., Penning de Vries, F. und Supit, I. 1986. A simple method for generating daily rainfall data. *Agric. For. Meteorol.* 36, 363-376.
- Gobron, N., Pinty, B., Verstraete, M.M. und Govaerts, Y. 1997. A semi-discrete model for the scattering of light by vegetation. *J. Geophys. Res.* 102, 9431-9446.
- Goel, N.S. und Qin, W. 1994. Influences of canopy architecture on relationships between various vegetation indices and LAI and FPAR: A computer simulation. *Remote Sens. Rev.* 10, 309-347.
- Gollan, T., Turner, N.C. und Schulze, E.-D. 1985. The responses of stomata and leaf gas exchange to vapour pressure deficit and soil water content. III. In the sclerophyllous woody species *Nerium oleander*. *Oecologia* 65, 356-362.
- Goward, S.N, Dye, D.G., Turner, S. und Yang, J. 1993. Objective assessment of the NOAA global vegetation index data product. *Int. J. Remote Sensing* 14, 3365-3394.
- Greenland, D.J. und Kowal, J.M.L. 1960. Nutrient content of the moist tropical forest of Ghana. *Plant and Soil* 12, 154-174.
- Hagemann, S. und Dümenil, L. 1996. *Development of a parameterization of lateral discharge for the global scale*. Max-Planck-Institut für Meteorologie Report Nr. 219, Hamburg.
- Hao, W.M., Liu, M.H. und Crutzen, P.J. 1990. Estimates of annual and regional releases of CO<sub>2</sub> and other trace gases to the atmosphere from fires in the tropics, based on the FAO statistics for the period 1975-1980. In: *Fire in the Tropical Biota*. (Goldammer J.G. Hrsg.), Springer-Verlag, Berlin, S. 440-462.
- Hellden, U. 1991. Desertification – time for an assessment? *Ambio* 20, 372-383.
- Heimann, M. 1995. *The TM2 atmospheric transport model*. Deutsches Klimarechenzentrum Technical Report Nr. 10, Hamburg, Germany.
- Heimann, M. 1997. A review of the contemporary global carbon cycle and as seen a century ago by Arrhenius and Högbom. *Ambio* 26, 17-24.

- Heimann, M. und Keeling, C.D. 1989. A three-dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds: 2. Model description and simulated tracer experiments. *AGU Monograph 55*. Washington, American Geophysical Union. 237-275.
- Heimann, M., Keeling, C.D. und Tucker, C.J. 1989: A three-dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds: 3. Seasonal cycle and synoptic time scale variations. *AGU Monograph 55*. Washington, American Geophysical Union. 277-303.
- Heimann, M., Esser, G., Haxeltine, A., Kaduk, J., Kicklighter, D.W., Knorr, W., Kohlmaier, G.H., McGuire, A.D., Melillo, J., Moore, B., Otto, R.D., Prentice, I.C., Sauf, W., Schloss, A., Stitch, S., Wittenberg, U. und Würth, G. 1997. Evaluation of terrestrial carbon cycle models through simulations of the seasonal cycle of atmospheric CO<sub>2</sub>: First results of a model intercomparison study. *Global Biogeochem. Cycles*, im Druck.
- Hillel, D. 1980. *Applications of Soil Physics*. Academic Press, New York, 385 S.
- Holben, B.N. 1986. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.* 7, 1417-1434.
- Houghton, J.T. 1986. *The Physics of Atmospheres*, 2. Auflage, Cambridge University Press, Cambridge, 271 S.
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. und Makell, K. (Hrsg.) 1996. *Climate Change 1995*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge.
- Houghton, R.A. 1995. Land-use change and the global carbon cycle. *Global Change Biology* 1, 275-287.
- Huete, A.R. 1988. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sens. Environ.* 25, 295-309.
- Huete, A.R. und Jackson, R.D. 1988. Soil and atmosphere influences on the spectra of partial canopies. *Remote Sens. Environ.* 25, 89-105.
- Iacobellis S.F., Frouin R., Razafimpanilo H., Somerville R.C.J. und Piper S.C. 1994. North African savanna fires and atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.* 99D, 8321-8334.
- Jacquemoud, S. und Baret, F. 1990. PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra. *Remote Sens. Environ.* 34, 75-91.
- Jacquemoud, S. 1993. Inversion of the PROSPECT and SAIL canopy reflectance model from AVIRIS equivalent spectra. 1. Theoretical study. *Remote Sens. Environ.* 44, 281-292 (special issue on imaging spectrometry).
- Jarvis, P.G. 1976. The interpretation of variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, 273, 593-610.
- Jarvis, P.G. und McNaughton, K.G. 1986. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. *Adv. Ecol. Res.* 15, 1-49.
- Jones, H.G. 1983. *Plants and Microclimate*. Cambridge University Press, Cambridge, 323 S.
- Justice, C.O. (Hrsg.) 1986. Monitoring the grasslands of semi-arid Africa using NOAA-AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.* 7, Vol. 11: Special Issue, 1383-1622.

- Kaminski, Th., Giering, R. und Heimann, M. 1996. Sensitivity of the seasonal cycle of CO<sub>2</sub> at remote monitoring stations with respect to seasonal surface exchange fluxes determined with the adjoint of an atmospheric transport model. *Physics and Chemistry of the Earth* 21, 457-462.
- Kaminski, Th., Heimann, M. und Giering, R. 1997. A global scale inversion of the transport of CO<sub>2</sub> based on a matrix representation of an atmospheric transport model derived by its adjoint. Beitrag zu *XXI NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its Application*, Clermont-Ferrand, Frankreich, 2.-6. Juni.
- Kattenberg, A., Giorgi, F., Grassl, H., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Stouffer, R.J., Tokioka, T., Weaver, A.J. und Wigley T.M.L. 1996. Climate models - projections of future climate. In: *Climate Change 1995*. (Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. und Makell, K. Hrsg.), Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, S. 285-357.
- Kaduk, J. 1996. *Simulation der Kohlenstoffdynamik der globalen Landbiosphäre mit SILVAN - Modellbeschreibung und Ergebnisse*. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Examensarbeit Nr. 42, 157 S.
- Kaduk, J. und Heimann, M. 1994. The climate sensitivity of the Osnabrück Biosphere Model on the ENSO time scale. *Ecol. Modelling* 75/76, 239-256.
- Kaufman, Y.J. 1989. The atmospheric effect on remote sensing and its correction. In: *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. (Asrar, G. Hrsg.), Wiley, New York, S. 336-428.
- Kaufman, Y.J. und Holben, B.N. 1993. Calibration of the AVHRR visible and near infrared bands by atmospheric scattering, ocean glint, and desert reflection. *Int. J. Remote Sensing* 14, 21-52.
- Kaufman Y.J., Setzer A., Justice C., Tucker C.J., Pereira M.C. und Fung I. 1988. Remote sensing of biomass burning in the tropics. In: *Fire in the Tropical Biota*. (Goldammer J.G. Hrsg.), Springer-Verlag, Berlin, 371-399.
- Kauth, R.J. und Thomas, G.S. 1976. The tasseled cap - a graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat. In: *Machine Processing of Remotely Sensed Data*. Purdue University, West Lafayette, Indiana, U.S.A., S. 41-51.
- Keeling, C.D. 1960. The concentration and isotopic abundance of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus* 12, 200-203.
- Keeling, C.D., Bacastow, R.B., Carter, A.F., Piper, S.C., Whorf, T.P., Heimann, M., Mook, W.G. und Roeloffzen, H. 1989. A three-dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. *AGU Monograph* 55. Washington, American Geophysical Union. S. 277-303.
- Keeling, C.D., Chin, J.F.S. und Whorf, T.P. 1996. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO<sub>2</sub> data. *Nature* 382, 146-149.
- Keeling, R.F. und Shertz, S.R. 1992. Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle. *Nature* 358, 723-727.
- Kelliher, F.M., Leuning, R. und Schulze, E.-D. 1993. Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands. *Oecologia* 95, 152-163.

- Kelliher, F.M., Leuning, R., Raupach, M.R. und Schulze E.-D. 1995. Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. *Agric. For. Meteorol.* 73, 1-16.
- Kicklighter, D.W., Bondeau, A., Schloss, A.L., Plöchl, M., McGuire, A.D. und Workshop-Teilnehmer 1997. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): Global pattern and differentiation by major biomes. Manuskript für *Global Change Biology*.
- Kidwell, K.B. (Hrsg.) 1990. *Global Vegetation Index User's Guide*. National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington D.C., U.S.A.
- Kim, J. und Verma, S.B. 1991a. Modeling canopy stomatal conductance in a temperate grassland ecosystem. *Agric. For. Meteorol.* 55, 149-166.
- Kim, J. und Verma, S.B. 1991b. Modeling canopy photosynthesis: scaling up from a leaf to canopy in a temperate grassland ecosystem. *Agric. For. Meteorol.* 57, 187-208.
- Kleidon, A. und Heimann, M. 1997. *A method for determining rooting depth from a terrestrial biosphere model and its impacts on the global water and carbon cycle*. Max-Planck-Institut für Meteorologie Report Nr. 230, Hamburg, 24 S.
- Knorr, W. und Heimann, M. 1995. Impact of drought stress and other factors on seasonal land biosphere CO<sub>2</sub> exchange studied through an atmospheric tracer transport model. *Tellus* 47B, 471-489.
- Knorr, W., Gobron, N., Martin, Ph., Pinty, B., Verstraete, M.M. und Dedieu, G. 1995. Constraining a climate driven vegetation model with satellite data. In: *Proceedings of the Photosynthesis and Remote Sensing Symposium*, Montpellier, France, 28.-30. August.
- Körner, Ch. 1991. Some often overlooked plant characteristics as determinants of plant growth: a reconsideration. *Functional Ecology* 5, 162-173.
- Koslowky, D. 1996. *Mehrfährige validierte und homogenisierte Reihen des Reflexionsgrades und des Vegetationsindex von Landoberflächen aus täglichen AVHRR-Daten hoher Auflösung*. Meteorologische Abhandlungen des Institutes für Meteorologie der Freien Universität Berlin, Band 9, Heft 1, 248 S.
- Kurz, W. und Apps, M.J. 1994. The carbon budget of Canadian forests: a sensitivity analysis of changes in disturbance regimes, growth rates, and decomposition rates. *Environmental Pollution* 83, 55-61.
- Lambin, E.F. und Strahler, A.H. 1994. Change-vector analysis in multitemporal space: a tool to detect and categorize land-cover change processes using high temporal-resolution satellite data. *Remote Sens. Environ.* 47, 1-25.
- Lee, T.Y. und Kaufman, Y.J. 1986. Non-lambertian effects on the remote sensing of surface reflectance and vegetation index. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.* 24, 699-708.
- Leemans, R. und Cramer, W. 1991. *The IIASA climate database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness on a terrestrial grid*. RR-91-18. Institute of Applied Systems Analysis, Laxenburg, Österreich.
- Leprieur, C., Verstraete, M.M. und Pinty, B. 1994. Evaluation of the performance of various vegetation indices to retrieve vegetation cover from AVHRR data. *Remote Sens. Rev.* 10, 265-284.

- Lieth, H. 1975. Primary production of the major vegetation units of the world. In: *Primary productivity of the biosphere*. (Lieth, H. und Whittaker, R.H. Hrsg.), Springer Verlag, New York.
- Linacre, E.T. 1968. Estimating the net-radiation flux. *Agric. Meteorol.* 5, 49-63.
- Lindroth, A. und Halldin, S. 1986. Numerical analysis of pine forest evaporation and surface resistance. *Agric. For. Meteorol.* 38, 59-79.
- Lloyd, D. 1990. A phenological classification of terrestrial vegetation cover using shortwave index imagery. *Int. J. Remote Sensing* 11, 2269-2279.
- Lloyd, J. und Farquhar, G.D. 1994.  $^{13}\text{C}$  discrimination during  $\text{CO}_2$  assimilation by the terrestrial biosphere. *Oecologia* 99, 210-215.
- Long, S.P., Garcia Moya, E., Imbamba, S.K., Kamnalrut, A., Piedade, M.T.F., Scurlock, J.M.O., Shen, Y.K. und Hall, D.O. 1989. Primary productivity of natural grass ecosystems of the tropics: a reappraisal. *Plant and Soil* 115, 155-166.
- Los, S.O., Justice, C.O. und Tucker, C.J. 1994. A global  $1^\circ$  by  $1^\circ$  NDVI data set for climate studies derived from the GIMMS continental NDVI data. *Int. J. Remote Sensing* 15, 3493-3518.
- Loth, B. und Graf, H.F. 1996. *Modelling the snow cover for climate studies*. Max-Planck-Institut für Meteorologie Report Nr. 190, Hamburg, 63 S.
- Lugo A.E. und Murphy P.G. 1986. Nutrient dynamics of a Puerto Rican subtropical dry forest *Journal of Tropical Ecology* 2, 55-72.
- Lüdeke, M.K.B., Badeck, F.-W., Otto, R.D., Häger, C., Dönges, S., Kindermann, J., Würth, G., Lang, T., Jäkel, U., Klaus, A., Ramge, P., Habermehl, S. und Kohlmaier, G.H. 1994. The Frankfurt Biosphere Model: a global process oriented model of seasonal and long-term  $\text{CO}_2$  exchange between terrestrial ecosystems and the atmosphere. I. Model description and illustrative results for cold deciduous and boreal forests. *Clim. Res.* 4, 143-166.
- Luxmoore, R.J. 1991. A source sink framework for coupling water, carbon and nutrient dynamics of vegetation. *Tree Physiol.* 9, 267-280.
- Malingreau, J.-P. 1986. Global vegetation dynamics: satellite observations over Asia. *Int. J. Remote Sens.* 7, 1121-1146.
- Malingreau, J.-P., Tucker, C.J. und Laporte, N. 1989. AVHRR for monitoring global tropical deforestation. *Int. J. Remote Sens.* 10, 855-867.
- Martin, Ph. 1993. Vegetation response and feedbacks to climate: a review of models and processes. *Climate Dynamics* 8, 201-210.
- Mascart, P., Taconet, O., Pinty, J.P. und Ben Mehrez, M. 1991. Canopy resistance formulation and its effect in mesoscale models: a HAPEX perspective. *Agric. For. Meteorol.* 54, 319-351.
- Matthews, E. 1983. Global vegetation and land use: New high resolution data bases for climate studies. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 22, 474-487.
- Mayaux, P. und Lambin, E. 1997. Tropical forest area measured from global land-cover classifications: Inverse calibration models based on spatial textures. *Remote Sens. Environ.* 59, 29-43.



- McNaughton, K.G. und Jarvis, P.G. 1983. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: *Water Deficit and Plant Growth*. (Kozlowski, T.T. Hrsg.), Academic Press, New York, S. 1-47.
- McNaughton, K.G. und Jarvis, P.G. 1991. Effects of spatial scale on stomatal control of transpiration. *Agric. For. Meteorol.* 54, 279-301.
- Meentemeyer, V. 1978. Macroclimate and lignin control of litter decomposition rates. *Ecology* 59, 465-472.
- Melillo, J.M., Prentice, I.C., Farquhar, G.D., Schulze, E.-D. und Sala, O.E. 1996. Terrestrial biotic responses to environmental change and feedbacks to climate. In: *Climate Change 1995*. (Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. und Makell, K. Hrsg.), Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, S. 449-481.
- Meyer, D., Verstraete, M.M. und Pinty, B. 1995. The effect of surface anisotropy and viewing geometry on the estimation of NDVI from AVHRR. *Remote Sensing Rev.* 12, 3-27.
- Monsi, M. und Saeki, T. 1953. Über den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion. *Japanese Journal of Botany* 14, 22-52.
- Monteith, J.L. 1965a. Light distribution and photosynthesis in field crops. *Annals of Botany* 29, 17-37.
- Monteith, J.L. 1965b. Evaporation and environment. *Symposium of the Society for Experimental Biology* 19, 205-234.
- Monteith, J.L. 1977. Climate and the efficiency of crop production in Britain. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London Series B*, 281, 277-294.
- Mooney, H.A. und Winner, W.W. 1991. Partitioning response of plants to stress. In: *Response of Plants to Multiple Stresses*. (Mooney, H.A., Winner, W.E., Pell, E.J. and Chu, E. Hrsg.), Academic Press, San Diego, U.S.A., S. 129-141.
- Moore, T.R. 1983. Winter-time decomposition in a subarctic woodland. *Arct. Alp. Res.* 15, 413-418.
- Morison J.I.L. 1987. Intercellular CO<sub>2</sub> concentration and stomatal response to CO<sub>2</sub>. In: *Stomatal Function*. (Zeiger, E., Farquhar, G.D. und Cowan, I.R. Hrsg.), Stanford University Press, Stanford, U.S.A., S. 229-251.
- Müller, M.J. 1982. *Selected climatic data for a global set of standard stations for vegetation science*. Junk, Den Haag, Niederlande.
- Murphy, P.G. 1975. Net primary productivity in tropical terrestrial ecosystems. In: *Primary productivity of the biosphere*. (Lieth, H. und Whittaker, R.H. Hrsg.), Springer Verlag, New York.
- Murray, F.W. 1967. On the computation of saturation vapour pressure. *J. Appl. Meteorol.* 6, 203-204.
- Myneni, R.B., Ganapol, B.D. und Asrar, G. 1992. Remote sensing of vegetation canopy photosynthetic and stomatal conductance efficiencies. *Remote Sens. Environ.* 42, 217-238.
- Myneni, R.B., Maggion, S., Jaquinta, J., Privette, J.L., Gobron, N., Pinty, B., Kimes, D.S., Verstraete, M.M. und Williams D.L. 1995. Optical remote sensing of vegetation: modeling, caveats, and algorithms. *Remote Sens. Environ.* 51, 169-188.

- Myneni, R.B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar, G. und Nemani, R.R. 1997. Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature* 386, 698-702.
- Nakazawa, T., Morimoto, Sh., Aoki, Sh. und Masayuki, T. 1993. Time and space variations of the carbon isotopic ratio of tropospheric carbon dioxide over Japan. *Tellus* 45B, 258-274.
- Nepstad, D.C., de Carvalho, C.R., Davidson, E.A., Jipp, P.H., Lefebvre, P.A. Negeiros, G.H., da Silva, E.D., Stone, T.A., Trumbore, S.E. und Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 372, 666-669.
- Norwine, J. und Greeger, D.H. 1983. Vegetation classification based on Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) satellite imagery. *Remote Sens. Environ.* 13, 67-87.
- Norman, J.M., Garcia, R. und Verma, S.B. 1992. Soil surface CO<sub>2</sub> fluxes and the carbon budget of a grassland. *J. Geophys. Res.* 97, 18845-18853.
- Olson, J.S., Watts, J.A. und Allison, L.J. 1983. *Carbon in live vegetation of major world ecosystems*. Oak Ridge/Tennessee: Environmental Sciences Division Publication Number 1997.
- Oort, A.H. 1983. *Global atmospheric circulation statistics: 1958-1973*. NOAA professional papers 14, Rockville, Maryland, U.S.A.
- Paltridge, G. W. und Platt, C.M. 1976. *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Elsevier Publishing, New York.
- Paruelo, J.M., Aguiar, M.R. und Golluscio, R.A. 1991. Evaporation estimates in arid environments: an evaluation of some methods for the Patagonian steppe. *Agric. For. Meteorol.* 55, 127-132.
- Paruelo, J.M. und Lauenroth, W.K. 1996. Relative abundance of plant functional types in grasslands and shrublands of North America. *Ecol. Appl.* 6, 1212-1224.
- Paruelo, J.M., Jobbagy, E.G., Sala, O.E., Lauenroth, W.K. und Burke, I.C. 1997. Functional and structural convergence of temperate grassland and shrubland ecosystems. *Ecol. Appl.*, eingereicht.
- Pearson, R. L. und Miller L.D. 1972. Remote mapping of standing crop biomass for estimation of the productivity of the shortgrass prairie. In: *Proc. 8th Int. Symp. Remote Sens. Environ.*, University of Michigan, Ann Arbor, S. 1357-1381.
- Philip, J.R. 1957. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteorol.* 14, 139-158.
- Pinker, R.T. und Laszlo, I. 1992. Global distribution of photosynthetically active radiation as observed from satellites. *J. Clim.* 5, 56-65.
- Pinty, B. und Verstraete, M.M. 1991. Extracting information on surface properties from bidirectional reflectance measurements. *J. Geophys. Res.* 96, 2865-2874.
- Pinty, B. und Verstraete, M.M. 1992a. GEMI: A non-linear index to monitor global vegetation from satellites. *Vegetatio* 101, 1335-1372.
- Pinty, B. und Verstraete, M.M. 1992b. On the design and validation of surface bidirectional reflectance and albedo models. *Remote Sens. Environ.* 41, 155-167.
- Pinty, B., Verstraete, M.M. und Dickinson R.E. 1989. A physical model for predicting bidirectional reflectances over bare soil. *Remote Sens. Environ.* 27, 273-288.

- Pinty, B., Leprieux, C. und Verstraete, M.M. 1993. Towards a quantitative interpretation of vegetation indices. Part 1: Biophysical canopy properties and classical indices. *Remote Sens. Rev.* 7, 127-150.
- Potter, S.C., Randerson, J.T., Field, C.B., Matson, P.A., Vitousek, P.M., Mooney, H.A. und Klooster, S.A. 1993. Terrestrial ecosystem production: a process model based on global satellite and surface data. *Global Biogeochem. Cycles* 7, 811-841.
- Prentice, I.C., Cramer, W., Harrison, S.P., Leemans, R., Monserud, R.A. und Solomon, A.M. 1992. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *J. Biogeogr.* 19, 117-134.
- Price, J.C. und Bausch, W.C. 1995. Leaf area index estimation from visible and near-infrared reflectance data. *Remote Sens. Environ.* 52, 55-63.
- Prince, S.D. 1991. A model of regional primary productivity for use with coarse resolution satellite data. *Int. J. Remote Sensing* 12, 1313-1330.
- Prince, S.D. und Goward, S.N. 1996. Global net primary production: The remote sensing approach. *J. Biogeography* 6, 1212-1224.
- Rahman, H. und Dedieu, G. 1994. SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Int. J. Remote Sensing* 15, 123-143.
- Raich, J.W. und Potter C.S. 1995. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochem. Cycles* 9, 23-36.
- Raich, J.W. und Schlesinger, W.H. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* 44B, 81-99.
- Raich, J.W., Rastetter, E.B., Melillo, J.M., Kicklighter, D.W., Steudler, P.A., Peterson, B.J., Grace, A.L., Moore III, B. und Vörösmarty, C.J. 1991. Potential net primary productivity in South America: application of a global model. *Ecol. Appl.* 1, 399-429.
- Ramonet, M. 1994. *Variabilité du CO<sub>2</sub> atmosphérique en régions australes: comparaison modèle/mesures*. Dissertation, Universität Paris 7, 295 S.
- Richardson, A.J. und Wiegand, C.L. 1977. Distinguishing vegetation from soil background information. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 42, 317-324.
- Ritchie, J.T. 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res.* 8, 1204-1213.
- Robock, A., Vinnikov, K. Ya., Schlosser, C.A., Speranskaya, N.A. und Xue, Y.-K. 1995. Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *J. Climate* 8, 15-35.
- Rosenberg, N.J. 1974. *Microclimate: The Biological Environment*. Wiley, New York, 315 S.
- Ross, J. 1975. Radiative transfer in plant communities. In: *Vegetation and the Atmosphere, Vol. 1: Principles*. (Monteith, J. L. Hrsg.), Academic Press, San Diego, U.S.A., S. 13-55.
- Ross, J. 1981. *The radiation Regime and Architecture of Plant Stands*. Junk, Den Haag, Niederlande.

- Ruimy, A., Saugier, B. und Dedieu, G. 1994. Methodology for the estimation of terrestrial net primary production from remotely sensed data. *J. Geophys. Res.* 99, 5263-5283.
- Ruimy, A., Dedieu, G. und Saugier, B. 1996. TURC: A diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 269-285.
- Ruimy, A., Kergoat, L., Bondeau, A. und Workshop-Teilnehmer 1997. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): Analysis of differences in light absorption, light-use efficiency and whole plant respiration cost. Manuskript für *Global Change Biology*.
- Running, S.W. und Coughlan, J.C. 1988. A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. Hydrological balance, canopy gas exchange and primary productivity. *Ecol. Modelling* 42, 125-154.
- Running, S.W. 1984. *Documentation and Preliminary Validation of H2OTRANS and DAYTRANS, Two Models for Predicting Transpiration and Water Stress in Western Coniferous Forests*. USDA Forests Service Research Papers RM-252.
- Running, S.W. und Hunt Jr., E.R. 1993. Generalization of a forest ecosystem model for other biomes, BIOME-BGC, and an application for global-scale models. In: *Scaling Physiological Processes: Leaf to Globe* (Ehlinger, J.R. and Field, C. Eds.), Academic Press, San Diego, S. 141-158.
- Running, S., Nemani, R. und Hungerford R. 1987. Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Canadian J. Forestry Res.* 17, 472-483.
- Running, S.W., Justice, C.O., Salomonson, V.V., Hall, D., Barker, J., Kaufman, Y.J., Strahler, A.H., Huete, A.R., Muller, J.-P., Vanderbilt, V., Wan, Z.M., Teillet, P. und Carneggie, D. 1994. Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS. *Int. J. Remote Sens.* 15, 3587-3620.
- Ryan, M.G. 1991a. Effects of climate change on plant respiration. *Ecol. Appl.* 1, 157-167.
- Ryan, M.G. 1991b. A simple method for estimating gross carbon budgets of vegetation in forest ecosystems. *Tree Physiol.* 9, 255-266.
- Sabins Jr., F. F. 1987. *Remote Sensing: Principles and Interpretation*, 2. Auflage, W.H. Freeman and Company, New York.
- Sala O.E., Parton, W.J., Joyce L.A. und Lauenroth W.K. 1988. Primary productivity of the central grassland region of the United States. *Ecology* 69, 40-45.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S. und Papendick, R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1031-1036.
- Schimel, D.S. 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology* 1, 77-91.
- Schimel, D.S., Alves, D., Enting, I., Heimann, M., Joos, F., Raynaud, D. und Wigley, T. 1996. The global carbon cycle. In: *Climate Change 1995*. (Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. und Makell, K. Hrsg.), Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, S. 76-86.
- Schulze, E.-D. 1986. Carbon dioxide and water exchange in response to drought in the atmosphere and in the soil. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 13, 127-141.

- Schulze, E.-D., Turner, N.C., Gollan, T. und Shackel, K.A. 1987. Stomatal Response to air humidity and to soil drought. In: *Stomatal Function*. (Zeiger, E., Farquhar, G.D. und Cowan, I.R. Hrsg.), Stanford University Press, Stanford, U.S.A., S. 311-321.
- Schulze, E.-D., Kelliher, F.M., Körner, Ch., Lloyd, J. und Leuning, R. 1994. Relationships among maximum stomatal conductance, ecosystem surface conductance, carbon assimilation rate, and plant nitrogen nutrition: a global ecology scaling exercise. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 25, 629-660.
- Sellers, P.J. 1985. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *Int. J. Remote Sensing* 6, 1335-1372.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. und Dalcher, A. 1986. The designs of a simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.* 43, 505-531.
- Sellers, P.J., Hall, F.G., Asrar, G., Strebel, D.E. und Murphy, R.E. 1988. The First ISLSCP Field Experiment (FIFE). *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 69, 22-27.
- Sellers, P.J., Berry, J.A., Collatz, G.J., Field, C.B. und Hall, F.G. 1992. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration, III. A reanalysis using enzyme kinetics - electron transport models of leaf physiology. *Remote Sens. Environ.* 42, 187-216.
- Sellers, P.J., Tucker, C.J., Collatz, G.J., Los, S.O., Justice, C.O., Dazlich, D.A. und Randall, D.A. 1994. A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. *Int. J. Remote Sensing* 15, 3519-3545.
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D. A., Zhang, C. und Collelo, G.D. 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 1: Model formulation. *J. Climate* 9, 676-705.
- Sharkey, D.T. und Ogawa, T. 1987. Stomatal Responses to Light. In: *Stomatal Function*. (Zeiger, E., Farquhar, G.D. und Cowan, I.R. Hrsg.), Stanford University Press, Stanford, U.S.A., S. 195-208.
- Shuttleworth W.J. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond. B*, 321-346.
- Six, K.D. und Maier-Reimer, E. 1996. Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 559-583.
- Solomon, D.K. und Cerling, T.E. 1987. The annual carbon dioxide cycle in a montane soil: observations, modeling, and implications for weathering. *Water Resour. Res.* 23, 2257-2265.
- Stewart, J.B. 1988. Modelling surface conductance of a pine forest. *Agric. For. Meteorol.* 43, 19-35.
- Stohlgren, T.J. 1988. Litter dynamics in two Sierran mixed conifer forests. I. Litterfall and decomposition rates. *Can. J. For. Res.* 18, 1127-1135.
- Taylor, B.R. und Jones, H.G. 1990. Litter decomposition under snow cover in a balsam fir forest. *Can. J. Bot.* 68, 112-120.
- Townshend, J.R.G. 1994. Global data sets for land applications from the Advanced Very High Resolution Radiometer: An introduction. *Int. J. Remote Sens.* 15, 3319-3332.

- Townshend, J.R.G., Justice, C.O., Skole, D., Malingreau, J.-P., Cihlar, J., Teillet, P., Sadowski, F. und Ruttenberg, S. 1994. The 1 km resolution global data set: Needs of the International Geosphere Biosphere Programme. *Int. J. Remote Sens.* 15, 3417-3441.
- Tenhunen, J.D, Pearcy, R.W. und Lange, O.L. 1987. Diurnal variations in leaf conductance and gas exchange in natural environments. In: *Stomatal Function*. (Zeiger, E., Farquhar, G.D. und Cowan, I.R. Hrsg.), Stanford University Press, Stanford, U.S.A., S. 323-351.
- Thomas, G. und Henderson-Sellers, A. 1987. Evaluation of satellite-derived land-cover classification by remote sensing: present capabilities und future possibilities. *Climate Change* 11, 313-348.
- Tucker, C.J., Holben, B.N. und Goff, T.E. 1984. Intensive forest clearing in Rondonia, Brazil, as detected by satellite remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 15, 255-261.
- Tucker, C.J., Townshend, J.R. und Goff, T.E. 1985. African land-cover classification using satellite data. *Science* 224, 369-375.
- Tucker, C.J., Dregne, H.E. und Newcomb, W.W. 1991. Expansion and contraction of the Sahara desert from 1980 to 1990. *Science* 253, 299-301.
- Turner, N.C. 1986. Adaptation to water deficits: a changing perspective. *Aust. J. Plant Physiol.* 13, 175-190.
- Turner, N.C., Schulze, E.-D. und Gollan, T. 1984. The responses of stomata to vapour pressure deficits and soil water content. I. Species comparison at high soil water contents. *Oecologia* 6, 338-342.
- Ulaby, F.T., Sarabandi, K., McDonald, K., Whitt, M. and Dobson, M.C. 1990. Michigan microwave canopy scattering model. *Int. J. Remote Sensing* 11, 1223-1253.
- Verma, S.B., Baldocchi, D.D., Anderson, D.E., Matt, D.R. and Clement, R.J. 1986. Eddy fluxes of CO<sub>2</sub>, water vapor and sensible heat over a deciduous forest. *Boundary Layer Meteorol.* 36, 71-91.
- Verstraete, M.M. 1987. Radiation transfer in plant canopies: Transmission of direct solar radiation and the role of leaf orientation. *J. Geophys. Res.* 92, 10985-10995.
- Verstraete, M.M. 1994. Retrieving canopy properties from remote sensing measurements. In: *Imaging Spectrometry - a tool for Environmental Observations*. (Hill, J. und M egier, J. Hrsg.), ECSC, EEC, EAEC, Br ussel und Luxemburg, S. 109-123.
- Verstraete, M.M. und Pinty, B. 1996. Designing optimal spectral vegetation indices for remote sensing applications. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing* 34, 1254-1256.
- Verstraete, M.M., Pinty, B. und Dickinson, R.E. 1990. A physical model of the bidirectional reflectance of vegetation canopies. 1. Theory. *J. Geophys. Res.* 95, 11775-11765.
- Vogt, K.A., Edmonds, R.L., Antos, G.C. und Vogt, D.J. 1980. Relationships between CO<sub>2</sub> evolution, ATP concentrations and decomposition in four forest ecosystems in western Washington. *Oikos* 35, 72-79.
- Walker, B.H. und Steffen, W. L. (Hrsg.) 1995. *Global Change and Terrestrial Ecosystems*, Cambridge University Press, Cambridge.

- Walter, H. und Breckle, S.-W. 1990. *Ökologie der Erde. Band 2: Spezielle Ökologie der tropischen und subtropischen Zonen*. 2. Auflage, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 461 S.
- Walter H. und Breckle S.-W. 1991. *Ökologie der Erde. Band 4: Spezielle Ökologie der gemäßigten Zonen außerhalb Euro-Nordasiens*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 726 S.
- Walter, H. und Breckle, S.-W. 1994. *Ökologie der Erde. Band 3: Spezielle Ökologie der gemäßigten Zonen Euro-Nordasiens*. 2. bearb. Auflage, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 586 S.
- Warnant, P., François, L., Strivay, D. und Gérard, J.C. 1994. CARAIB: A global model of terrestrial biological productivity. *Global Biogeochem. Cycles* 8, 255-270.
- Webb, R.S., Rosenzweig, C.E. und Levine, E.R. 1991. *A Global Data Set of Soil Particle Size Properties*. Digital raster data on a 1-degree geographic 180×360 grid. NASA Goddard Institute of Space Studies, New York.
- Weiss, A. und Norman, J.A. 1985. Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible and near-infrared components. *Agric. For. Meteorol.* 34, 205-213.
- Wharton, S.W. 1989. Knowledge-based spectral classification of remotely sensed image data. In: *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. (Asrar, G. Hrsg.), Wiley, New York, S. 548-577.
- Wigmosta, M.S., Vail, L. und Lettenmaier, D.P. 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30, 1665-1679.
- Wilson, M.F. und Henderson-Sellers, A. 1985. A global archive of land cover and soils data for use in general circulation models. *J. Clim.* 5, 119-143.
- Winston, G.C., Stephens, B.B., Sundquist, E.T, Hardy, J.P. und Davis, R.E. 1995. Seasonal variability in CO<sub>2</sub> transport through snow in a boreal forest. In: *Biogeochemistry of Seasonally Snow Covered Catchments*. (Tonnessen, K., Williams, M.W. und Tranter, M. Hrsg.), Proceedings Boulder Symposium, Juli 1995, IAHS Publ. No. 228, S. 61-70.
- Wofsy, S.C., Goulden, M.L., Unger, J.W., Fan, S.-M., Bakwin, P.S., Daube, B.C., Bassow, S.L. und Bazzaz, F.A. 1993. Net exchange of CO<sub>2</sub> in a mid-latitude forest. *Science* 260, 1314-1317.
- Woodward, F.I. 1987. *Climate and Plant Distribution*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Woodward, F.I., Smith, T.M. und Emanuel, W. R. 1995. A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochem. Cycles* 9, 471-490.
- Wullschleger, S. D. 1993. Biochemical limitations to carbon assimilation in C3 plants - a retrospective analysis of the A / c<sub>i</sub> curves from 109 species. *J. Exp. Bot.* 44, 907-920.
- Zeiger, E., Farquhar, G.D. und Cowan, I.R. (Hrsg.) 1987. *Stomatal Function*. Stanford University Press, Stanford, U.S.A.

## Danksagung

Zunächst möchte ich Herrn Professor Klaus Hasselmann dafür danken, daß er mir die Möglichkeit gegeben hat, am Max-Planck-Institut für Meteorologie diese Promotionsarbeit anzufertigen. Herrn Doktor Martin Heimann danke ich für die Aufnahme in seine immer mehr aufblühende Forschungsgruppe, für seinen steten und geduldigen Beistand und für sein Vertrauen darin, daß nach langen Jahren doch noch ein ansehnliches Ergebnis herauskommen würde. Seine Begeisterungsfähigkeit und sein umfassendes Wissen waren mir immer eine Quelle neuer Motivation. Beiden möchte ich noch dafür danken, daß ich einen Teil dieser Arbeit am EU-Forschungszentrum in Ispra, Italien durchführen durfte. Auch Jean-Paul Malingreau sei hier genannt, der Leiter der Abteilung "Monitoring Tropical Vegetation". Meinen dortigen Betreuern, Michel Verstraete und Philippe Martin, verdanke ich die entscheidenden Anregungen und Einblicke auf den Gebieten der Fernerkundung, der funktionalen Geobotanik und der Agrarmeteorologie. Ohne ihre Unterstützung wäre an die Durchführung dieses Projektes überhaupt nicht zu denken gewesen. Auch Bernard Pinty möchte ich in diesem Zusammenhang erwähnen, der immer ein besonders offenes Ohr für wissenschaftliche Diskussionen hatte, und Nadine Gobron, weil sie mir das Modell ihrer eigenen Dissertation zur Verfügung gestellt hat.

Mein besonderer Dank gilt jedoch Bettina Düker. Fast während der gesamten Zeit, die wir uns nun kennen, war ich mit dieser Arbeit beschäftigt, und so hat sie stets Höhen und Tiefen dieses Prozesses direkt miterlebt. Ich danke ihr dafür, daß sie mich immer von neuem motiviert hat, weiterzumachen und die Arbeit schließlich auch abzuschließen, und für ihr Verständnis für meinen wissenschaftlichen Ehrgeiz, der mich unter anderem ein ganzes Jahr lang ins Ausland führte.

Für besondere Hilfe danke ich außerdem noch Jörg Kaduk, Thomas Kaminski, Axel Kleidon, Bettina Loth, Walter Sauf, Arne Winguth, Yves Govaerts, und der technischen Abteilung des Deutschen Klimarechenzentrums und des "Institute for Remote Sensing Applications". Katharina Six, Georg Hoffmann, Bernadette Walter, Ola Engelsen, Daniele Ehrlich, Ranga Myneni und die anderen Mitarbeiter und Gäste der beiden Institute haben mir bei zahlreichen Diskussionen wertvolle Anregungen gegeben.



- |   |  |
|---|--|
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 14</b><br>März 1992      | <b>Windinduzierte interannuale Variabilität in der Warmwassersphäre von 1981 bis 1987</b><br><b>Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf</b><br>Arne M. E. Winguth       |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 15</b><br>Dezember 1992  | <b>Fernerkundung der optischen Eigenschaften von Seen mit Landsat 5 Thematic Mapper</b><br>Waltraud Manschke   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 16</b><br>Juli 1993      | <b>Baroklin instabile Wellen der Atmosphäre:</b><br><b>Empirisch abgeleitete Moden im Vergleich zu quasi-geostrophischer Theorie</b><br>Reiner Schnur                          |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 17</b><br>September 1993 | <b>Messung des Wasserdampfflusses in der konvektiven Grenzschicht mit DIAL und RADAR-RASS</b><br>Christoph Senff   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 18</b><br>November 1993  | <b>Zur saisonalen Variation des ozeanischen Kohlendioxidpartialdrucks</b><br>Katharina D. Kurz   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 19</b><br>Januar 1994    | <b>Dynamisch-stochastische Vorhersage-Experimente mit Modellen der allgemeinen Zirkulation für einen Zeitraum von 10 Tagen bis 100 Jahren</b><br>Ulrich Cubasch                |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 20</b><br>Februar 1994   | <b>Deposition radioaktiver Tracer in einem Transportmodell der Atmosphäre</b><br>Stefan Rehfeld  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 21</b><br>Februar 1994   | <b>Der Einfluß vulkanischen Aerosols und simultaner Temperaturanomalien der tropischen Meeresoberfläche ( El Niño) auf das Klimasystem</b><br>Ingo Kirchner                    |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 22</b><br>Juni 1994      | <b>ENSO induzierte Variabilität im Indischen Ozean</b><br>Andreas Villwock   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 23</b><br>Juni 1994      | <b>Untersuchungen zu Mechanismus und Vorhersagbarkeit von ENSO mit einem vereinfachten gekoppelten Ozean - Atmosphäre - Modell</b><br>Moritz Flügel                            |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 24</b><br>Juli 1994      | <b>Nordatlantische Variabilität in einem Ozeanzirkulationsmodell im Zeitbereich von Dekaden</b><br>Ralf Weiße  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr.25</b><br>August 1994     | <b>Inverse Modellierung des atmosphärischen Methan-Kreislaufs unter Verwendung eines drei-dimensionalen Modells des Transports und der Chemie der Troposphäre</b><br>Ralf Hein |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 26</b><br>August 1994    | <b>Optimierung eines Seegangmodells mit der Adjungierten Methode</b><br>Georg Barzel   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 27</b><br>März 1995      | <b>Stabile Wasserisotope im allgemeinen Zirkulationsmodell ECHAM</b><br>Georg Hoffmann   |

- 
- |  |  |
|--|--|
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 28</b><br>Mai 1995      | <b>The Atmospheric Response to North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies in GCM Experiments</b><br>Viacheslav V. Kharin   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 29</b><br>Juni 1995     | <b>Einbindung der regionalen troposphärischen Chemie in die Hamburger Klimamodellumgebung: Modellrechnungen und Vergleich mit Beobachtungsdaten</b><br>Bärbel Langmann                           |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 30</b><br>Juli 1995     | <b>Messung des Ozonflusses in der unteren Troposphäre mit einem neuen Ozon-DIAL-System und einem Radar-RASS</b><br>Thorsten Schaberl   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 31</b><br>November 1995 | <b>Untersuchungen troposphärischen Ozons mit DIAL</b><br>Gunther C. Grabbe   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 32</b><br>November 1995 | <b>Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung</b><br>Bettina Loth   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 33</b><br>Dezember 1995 | <b>Der Einfluß des El Niño/Southern Oscillation Phänomens auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel: Beobachtungen und Modellsimulationen</b><br>Wilhelm May |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 34</b><br>Dezember 1995 | <b>DIAL-Messungen von vertikalen Wasserdampfverteilungen Ein Lasersystem für Wasserdampf- und Temperaturmessungen in der Troposphäre</b><br>Volker Wulfmeyer                                     |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 35</b><br>Januar 1996   | <b>Der Einfluß von Datenassimilation auf ENSO Simulationen und Vorhersagen</b><br>Martin Fischer   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 36</b><br>Februar 1996  | <b>Bodengebundene Fernerkundung von Eiswolken im nahen Infrarot</b><br>Margarita Betancor Gothe  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 37</b><br>März 1996     | <b>Turbulenzcharakteristiken von Golfstromtrajektorien in einem quasigeostrophischen Zirkulationsmodell basierend auf Lagrange'schen Vorticitytracern</b><br>Miguel Zorita Calvo                 |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 38</b><br>Mai 1996      | <b>Entwicklung eines Kopplungsverfahrens zur Reduzierung der Rechenzeit von Atmosphäre-Ozean-Modellen</b><br>Reinhard Voß  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 39</b><br>Mai 1996      | <b>Kombination von Ensemble-Klimavorhersagen am Beispiel ENSO</b><br>Sven Marcus Metzger (März 1995)   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr.40</b><br>Juni 1996      | <b>Der Einfluß der quasi-zweijährigen Oszillation auf die allgemeine Zirkulation: Modellsimulationen mit ECHAM4</b><br>Marco Andrea Giorgetta  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 41</b><br>Juli 1996     | <b>Sensitivität des Modellklimas eines globalen Zirkulationsmodells der Atmosphäre gegenüber Änderungen der Wolkenmikrophysik</b><br>Ulrike Lohmann  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 42</b><br>July 1996     | <b>Simulation der Kohlenstoffdynamik der globalen Landbiosphäre mit SILVAN-Modellbeschreibung und Ergebnisse</b><br>Jörg Kaduk   |

- EXAMENSARBEIT Nr. 43**  
Oktober 1996  
**Zur Dynamik des interhemisphärischen CO<sub>2</sub>-Transports im Ozean**  
Christine Weber
- EXAMENSARBEIT Nr. 44**  
November 1996  
**Erstellung eines adjungierten Modells zur Assimilierung von Daten in ein Modell der globalen ozeanischen Zirkulation**  
Ralf Giering
- EXAMENSARBEIT Nr. 45**  
Mai 1997  
**Einfluß von Wolken auf den spektralen solaren Strahlungsfluß an der Meeresoberfläche**  
Jens Meywerk
- EXAMENSARBEIT Nr. 46**  
Mai 1997  
**Simulationen zur Bildung und Entwicklung von stratosphärischem Aerosol unter besonderer Berücksichtigung der Pinatuboepisode**  
Claudia Timmreck
- EXAMENSARBEIT Nr. 47**  
Mai 1997  
**Assimilation von  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus marinen Sedimentbohrkernen in das LSG zur Rekonstruktion der Ozeanzirkulation während des letzten glazialen Maximums**  
Arne M.E. Winguth
- EXAMENSARBEIT Nr. 48**  
Juni 1997  
**Simulation der  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Zusammensetzung von atmosphärischem Sauerstoff**  
Ulrike Seibt
- EXAMENSARBEIT Nr. 49**  
November 1997  
**Satellitengestützte Fernerkundung und Modellierung des globalen CO<sub>2</sub>-Austauschs der Landvegetation: Eine Synthese**  
Wolfgang Knorr