

## 3 Das Modell

### 3.1 Vor- und Nachteile bisheriger Klimamodelle

Bisherige globale Klima- oder Klimasystem-Modelle konnte man im Wesentlichen in zwei Klassen einteilen [Crowley and North, 1990, Trenberth, 1995], die der **vereinfachenden** und die der **komplexen** Modelle. Um die Lücke zwischen diesen beiden Klassen zu füllen, entstehen zunehmend Modelle **mittlerer Komplexität**:

Zur Klasse der vereinfachenden Modelle [North et al., 1983, Harvey, 1989, Berger et al., 1993] gehören beispielsweise Energiebilanz-Modelle (*EBMs*) und Strahlungs-Konvektions-Modelle. Diese Modelle rechnen sehr effizient, jedoch auf Kosten der räumlichen Auflösung (zumeist Box- oder ein-/zweidimensionale Modelle) und der Anzahl der beschriebenen Variablen und Prozesse. Im Falle der Atmosphäre wird beispielsweise oftmals nur die Thermodynamik beschrieben, Dynamik und Hydrodynamik jedoch vernachlässigt. Auch die Sensibilität des Modells gegenüber einer Störung des äußeren Antriebs kann häufig eher vorgeschrieben als wirklich berechnet sein. Für bestimmte Anwendungen können derartige Modelle dennoch völlig ausreichend sein. Oftmals werden solche Modelle allein zu dem Zweck konzipiert, die Wirksamkeit einzelner Prozesse zu untersuchen. Man kann sie als *induktive deterministische* Modelle bezeichnen [Saltzman, 1985, Claussen, 2000b], das heißt ausgehend von Beobachtungsdaten zu bestimmten Phänomenen wird versucht, diese anhand weniger Gleichungen, die die dem eigenen Verständnis nach wesentlichen beteiligten Prozesse beschreiben, wiederzugeben.

Die komplexen Modelle, wie GCMs [Sadourny and Laval, 1984, Roeckner et al., 1992, Pollard and Thompson, 1995] für die Atmosphäre oder für den Ozean und DGVMs (siehe Abschnitt 1.1), haben im Allgemeinen eine räumliche Auflösung von einigen hundert Kilometern und geben ein breites Spektrum an Variablen und Prozessen im Detail wieder. Sie basieren auf den Erhaltungsgleichungen für Masse, Impuls, Energie und Wasserdampf, die auf einem räumlichen Gitter oder spektral gelöst werden. Man kann diese Modelle somit als *quasi-deduktive* Modelle bezeichnen [Saltzman, 1985, Claussen, 2000b]. Der Preis für diese Detailfülle liegt bei den hohen Rechenzeiten. Diese wiederum erlauben es oftmals nicht, die im Modell beschriebenen Systeme tatsächlich bis in ein Gleichgewicht zu bringen, vor allem bei langen Reaktionszeiten, wie etwa des Ozeans (siehe Abb. 12). Zudem kann eine nur begrenzte Anzahl kürzerer Simulationen durchgeführt werden. Dies erschwert bestimmte wissenschaftliche Studien als solche, aber auch die Validierung des Modells [Grassl, 2000]. Das ist auch ein Grund dafür, dass viele der komplexen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modelle Flusskorrekturen benutzen, die wiederum die Anwendbarkeit des Modells auf Klimazustände, die sich deutlich vom heutigen unterscheiden, in Frage stellen.

Die gesamte Bandbreite an Komplexität zwischen den vereinfachenden und den komplexen Modellen versucht nun die Klasse der Modelle mittlerer Komplexität auszufüllen, der so genannten *EMICs* (Earth System Models of Intermediate Complexity) [Claussen, 2000b]. Charakteristisch für sie ist, dass sie global die Wechselwirkungen verschiedener Untersysteme innerhalb des Klimasystems beschreiben [Gallee et al., 1991, Stocker et al., 1992, Petoukhov et al., 2000]. Grundlegende Idee bei der Entwicklung dieser Modelle ist es, möglichst viele Vorteile der vereinfachenden und der komple-

nen Modelle miteinander zu vereinigen, nach der Devise „so einfach wie möglich, aber so komplex wie nötig“. EMICs beschreiben eine den komplexen Modellen vergleichbare Anzahl von Variablen und Prozessen (die als am wichtigsten erachteten Prozesse explizit, andere oftmals implizit in stärker parameterisierter Form), benötigen gleichzeitig aber nur sehr geringe Rechenzeiten, was eine Vielzahl von Langzeitsimulationen ermöglicht. Somit könnte man sie als quasi-deduktive Modelle mit induktiv deterministischen Bestandteilen bezeichnen [Claussen, 2000b]. Im Gegensatz zu den vereinfachenden Modellen übersteigt die Anzahl der Freiheitsgrade in einem EMIC die Anzahl der verstellbaren Parameter um mehrere Größenordnungen, ähnlich wie in den komplexen Modellen.

Das globale Klimasystem-Modell CLIMBER ist das klassische Beispiel für diesen neuen Modelltyp.

### 3.2 CLIMBER-2.1

In der vorliegenden Arbeit wird das Modell **CLIMBER** [Petoukhov et al., 2000], eine Abkürzung für *Climate and Biosphere*, in seiner Version 2.1 benutzt. Es handelt sich hierbei um ein am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung entwickeltes EMIC. Es beschreibt trotz geringer Rechenzeiten, die Langzeitsimulationen im Bereich von zehntausenden von Jahren ermöglichen, eine große Anzahl von Variablen und Prozessen. Das Modell verwendet keine Flusskorrektur.

Der wesentliche Grund für die geringen Rechenzeiten liegt in einer Vereinfachung der Grundgleichungen des Atmosphären-Modells. Zum einen werden einzelne synoptische Prozesse in diesem Modell nicht explizit aufgelöst, was die interne Variabilität des Modells künstlich reduziert. Es werden vielmehr die die Ensembles synoptischer Prozesse darstellenden, räumlich und zeitlich gemittelten (mit charakteristischen, aus Beobachtungen resultierenden Skalen von  $l > 1000$  km und  $t > 10$  Tage) statistischen Werte bestimmt (daher der Begriff **statistisch-dynamisches** Atmosphären-Modell). Die Existenz, nicht jedoch Stärke und Ausdehnung, großräumiger Zirkulationsmuster von Hadley-, Ferrel- und Polarzellen wird vorgegeben; auch die Strahlströme, Monsun- und Walkerzirkulationen oder etwa das Aleutentief ergeben sich aus dieser Darstellung. Zum anderen führt die aus Beobachtungen abgeleitete Annahme global ähnlicher Vertikalprofile für die Atmosphärentemperatur und für die atmosphärische spezifische Feuchte für die großräumigen und langzeitlichen Mittel dazu, dass die (aus den primitiven hydrodynamischen Gleichungen abgeleiteten) prognostischen Gleichungen für diese beiden Größen lediglich auf einem Höhenniveau berechnet werden müssen. Anschließend kann anhand der Profile das volle dreidimensionale Feld diagnostiziert werden (daher **2.5-dimensionales** Modell). Mit Hilfe einer Parameterisierung der Meridionalzirkulation und des Druckes auf Meeresniveau wird dann auch die Dynamik diagnostiziert. Schließlich wird in der Temperatur-Prognosegleichung nur der wirksame „nicht-thermische“ Teil des Windes berücksichtigt. All diese Annahmen zusammen erlauben die Verwendung einer groben räumlichen Auflösung und eines Zeitschrittes von einem Tag bei Erfüllung der Stabilitätskriterien, und eine Herabsenkung der Rechenzeiten.

CLIMBER-2.1 besteht aus unterschiedlichen Modulen vergleichbarer Komplexität, die verschiedene Untersysteme des Klimasystems beschreiben (siehe Abb. 7).

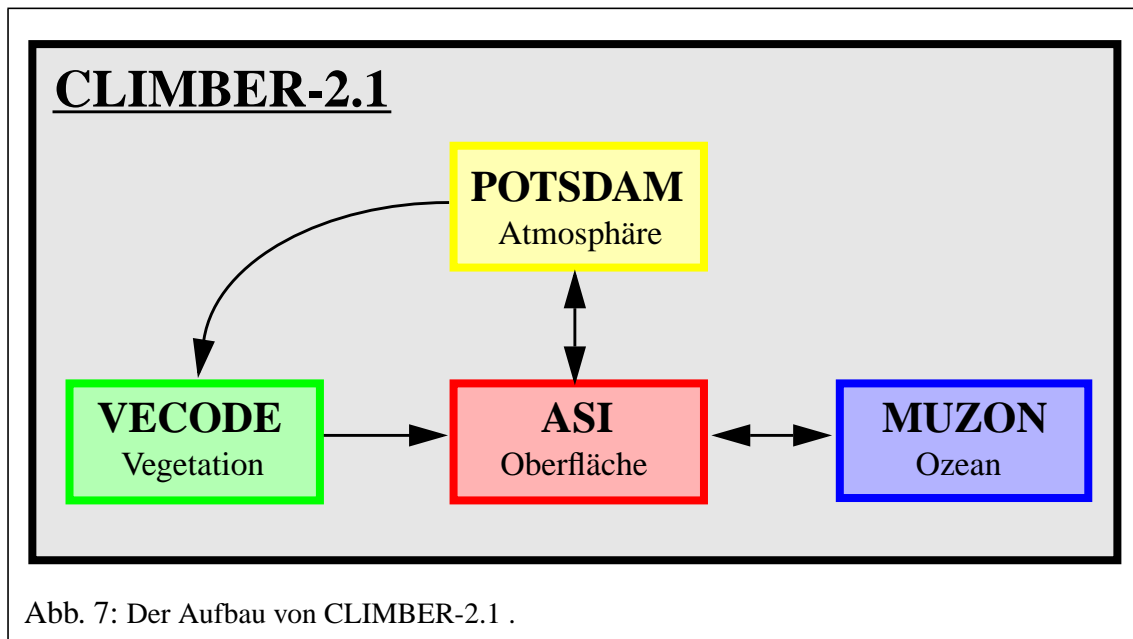


Abb. 7: Der Aufbau von CLIMBER-2.1 .

- **POTSDAM-2** (*Potsdam - Statistical-Dynamical Atmosphere Model*):  
 Das statistisch-dynamische Modell zur Beschreibung der Atmosphäre [Petoukhov and Ganopolski, 1994, Petoukhov et al., 2000] in CLIMBER-2.1 besitzt eine Auflösung von 10 Grad in der Breite und etwa 51 Grad in der Länge. In der Vertikalen werden bis zu 16 Höhenniveaus (im Strahlungsschema) betrachtet. Das Atmosphären-Modell kennt die Anteile verschiedener Oberflächen innerhalb einer Gitterbox, nicht aber deren dortige Position. Eine spezielle Matrix wird angewandt, um je nach longitudinaler Ausdehnung einer Ozeanbox diese mit ein bis drei Atmosphärenboxen in Verbindung zu setzen. Eine entsprechend grobe, fest vorgeschriebene Orographie gibt vor allem das Tibetische Plateau und die große Höhe der Antarktis wieder. Antrieb für das Modell ist die Solarstrahlung, die sich entsprechend der orbitalen Parameter (siehe Abschnitt 2.2) ändern kann.
- **MUZON** (*Multibasin Zonally Averaged Ocean Model*):  
 Das Ozean-Modell basiert auf einer bereits vorhandenen Beschreibung [Stocker et al., 1992]. Enthalten ist auch ein thermodynamisches Modell für das Meereis, mit einer einfachen Beschreibung von Advektion und Diffusion. Der globale Ozean wird anhand von drei jeweils zonal gemittelten Becken dargestellt (Atlantik, Pazifik, Indik), mit 11 unregelmäßig verteilten Tiefenniveaus bei einer Deckschicht von 50 m Dicke. Die Becken sind im subantarktischen Meer miteinander verbunden. Eine entsprechend grobe Bodentopografie ist vorgegeben (vor allem der Schottland-Grönland-Rücken). Prognostische Größen sind die zonal gemittelten Werte von Temperatur, Salzgehalt und (Meridional- und Vertikal-) Geschwindigkeit. Die zonal gemittelte Zonalkomponente der Geschwindigkeit wird nur in den Breitenkreisen ohne meridonale Begrenzungen bestimmt.  
 Entscheidend ist eine realistische Darstellung der Ozeanzirkulation insbesondere im Atlantik. Dort wird relativ warmes und salzarmes Wasser oberflächennah nach Norden transportiert, sinkt dort vor allem im Winter in der Grönland- und in der Labradorsee

ab und strömt als relativ kaltes und salzreiches Wasser in größeren Tiefen zurück (siehe Abb. 8). Getrieben wird diese so genannte thermohaline Zirkulation (*THC* = thermohaline circulation) durch Dichtedifferenzen, welche durch Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede hervorgerufen werden. Ist beispielsweise durch Abkühlung oder verminderte Süßwasserzufuhr das Wasser des nördlichen Atlantiks dichter, so kommt es zur verstärkten Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser (*NADW* = North Atlantic Deep Water) und zu einer Stärkung der *THC*. Dies bedeutet aber, dass über den Golfstrom und den Nordatlantikstrom mehr Wärme nach Norden transportiert wird, was umgekehrt zu einer Erwärmung führt. Das Modell kann die Meridionalzirkulation realistisch wiedergeben (siehe Abb. 11).

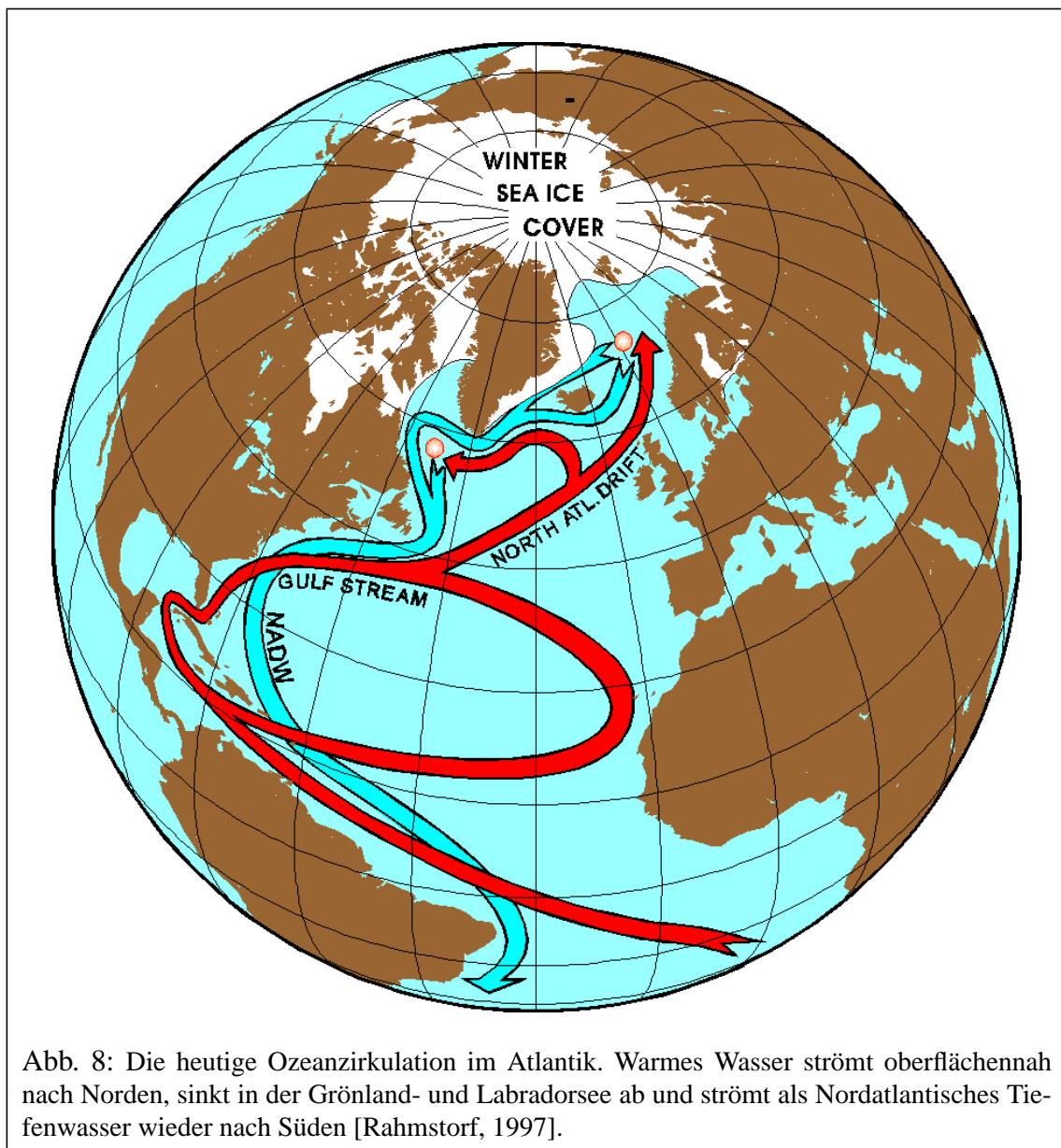


Abb. 8: Die heutige Ozeanzirkulation im Atlantik. Warmes Wasser strömt oberflächennah nach Norden, sinkt in der Grönland- und Labradorsee ab und strömt als Nordatlantisches Tiefenwasser wieder nach Süden [Rahmstorf, 1997].

- **VECODE** (*Vegetation Continuous Description*):

Das dynamische Vegetations-Modell [Brovkin et al., 1997] berechnet die Anteile von Bäumen, Gras und vegetationsfreiem Boden (Wüste) an jeder einzelnen Gitterbox. Die jeweiligen Anteile sind abhängig von Jahresmittelwerten des Niederschlags und der Temperatur, beziehungsweise von Temperatursummen (growing degree days:  $GDD_{T_0} = \int (T_b - T_0) dt$ , mit einer Minimaltemperatur für pflanzliches Wachstum von  $T_0 = 0^\circ\text{C}$  und den Tageswerten der bodennahen Lufttemperatur  $T_b$ ) als ein Maß für die über das Jahr angesammelte Wärme.

Das Modell gibt die Anteile der potenziellen natürlichen Vegetation an, also der Vegetation, die unter gegebenen Umweltbedingungen in einem betrachteten Gebiet vorherrschen würde, wenn die Vegetation sich ohne weitere menschliche Einflussnahme bis zu ihrem Endzustand entwickeln könnte. Das Modell berechnet die Vegetationsanteile kontinuierlich. Dies unterscheidet es von vielen anderen Vegetations-Modellen, bei denen in einer gegebenen Gitterbox nur entweder der eine oder der andere Vegetationstyp vorkommen kann.

Ferner berechnet es den Blattflächenindex ( $LAI = \text{leaf area index}$ ; Blattfläche pro Einheitsfläche Boden) von Bäumen und von Gras, jeweils in Abhängigkeit von der ihrerseits temperatur- und niederschlagsabhängigen Nettoprimärproduktion. Diese bestimmt auch die Umsatzzeiten, mit denen Kohlenstoff aus einem der vier Speicher (lebende organische Materie: grüne Phytomasse (wie Blätter), nicht-grüne Phytomasse (wie Stämme und Wurzeln); tote organische Materie: Streu, Humus/Stammreste) in einen anderen Speicher oder die freie Atmosphäre übergehen kann. Die Anpassungszeit der Vegetation an Klimaänderungen ist proportional zur Umsatzzeit des Kohlenstoffs für die sich nur langsam verändernde Biomasse, also Stämme und Wurzeln.

Im weiteren Verlauf der Arbeit werden Änderungen der einzelnen Vegetationsanteile häufig als Verschiebung von Vegetationsgrenzen um einige Kilometer interpretiert. Hierbei wurde beispielsweise angenommen, dass sich in borealen Breiten alle Bäume im südlichen Teil einer Gitterbox befinden und Gras im nördlichen Teil. Eine Zunahme des Baumanteiles einer Gitterbox kann so als Nordwärtsverschiebung der borealen Baumgrenze gedeutet werden.

- **ASI** (*Atmosphere-Surface Interface*):

Das Oberflächenschema ist im Wesentlichen eine an den Zeitschritt des Modells angepasste Version des Biosphere-Atmosphere Transfer Schemes *BATS* [Dickinson et al., 1986]. Prognostische Größen sind Bodentemperatur und -feuchte sowie Schneemenge. Das Modell beschreibt bis zu sechs verschiedene Oberflächentypen (gegebenenfalls mit Schneebedeckung) innerhalb einer Gitterbox: offenen Ozean, Meereis, Bäume, Gras, Wüste und Inlandeis. Die in dieser Version des Modells fest vorgeschriebene Land-See-Verteilung wurde so gewählt, dass einerseits möglichst wenig Gitterboxen sowohl Land als auch Ozean enthalten, andererseits die Ozeanflächen global, innerhalb eines Ozeanbeckens sowie auf einem Breitenkreis möglichst realistisch wiedergegeben werden.

Die Energie- und Feuchteflüsse an der Oberfläche wie auch Temperatur und Feuchte werden für jeden Typen einer Gitterbox gesondert berechnet und danach als gewichtetes Mittel der jeweiligen Gitterbox zugeführt. Der Boden wird zur Bestimmung der Feuchtebilanzen in zwei Schichten von 0,1 m und 0,9 m vertikaler Mächtigkeit darge-

stellt. Da im weiteren Verlauf dieser Arbeit insbesondere die Prozesse an der Landoberfläche analysiert werden, habe ich eine Übersicht über deren Parameterisierung im Modell erstellt (vgl. Abschnitt 1.1):

Für jede *Gitterbox* im Modell gilt

$$F_l + F_o = 1 ,$$

wobei  $F_l$  der in CLIMBER-2.1 (in einer neuen Version werden sämtliche Flächenanteile innerhalb des Modells berechnet werden) fest vorgegebene Flächenanteil von Land an einer Gitterbox ist und  $F_o$  der Ozeananteil. Für Land ergibt sich der im Modell ebenfalls fest vorgeschriebene Flächenanteil von Inlandeis an der Gitterbox zu

$$F_g = F_l \cdot F_{gl} ,$$

wobei  $F_{gl}$  den Flächenanteil des Inlandeises an der Landfläche darstellt. Darüber hinaus existieren für Land drei weitere Oberflächentypen, deren Anteile an der Gitterbox sich aus

$$F_i = F_l \cdot (1 - F_{gl}) \cdot F_{li} \quad (1)$$

ergeben, mit  $i = 1, \dots, 3$  für Bäume, Gras und Wüste.  $F_{li}$  ist der jeweilige Anteil an der (inlandeisfreien) Landfläche; es gilt  $\sum_{i=1}^3 F_{li} = 1$ . Mit diesen drei Oberflächentypen

werde ich mich in den Kapiteln 8 / 9 intensiver beschäftigen. Ihr jeweiliger Flächenanteil wird in VECODE berechnet. Sie können (wie auch das Inlandeis) zu einem Teil  $F_w$  mit Schnee bedeckt sein. Verdunstung, Transpiration und Interzeption existieren nur für den schneefreien Teil  $(1 - F_w)$ .

Die *Energiebilanz-Gleichung* für den Boden der vertikalen Mächtigkeit 1 m in CLIMBER-2.1 lautet

$$\frac{\partial}{\partial t} T_{si} = \frac{1}{\rho c} (R_q - R_{ui} + S_i - H_i - E_{lat,i}) , \quad (2)$$

wobei  $t$  die Zeit,  $\rho$  die Dichte von Wasser und  $c$  dessen spezifische Wärmekapazität ist. Die Flüsse in Gleichung (2), die die Bodentemperaturen  $T_{si}$  für die drei Oberflächentypen bestimmen, werde ich im Folgenden erläutern.

Die *atmosphärische Gegenstrahlung*  $R_q$  ergibt sich in POTSDAM aus der atmosphärischen spezifischen Feuchte  $Q_a$ , der Atmosphärentemperatur  $T_a$  sowie aus den Bedeckungsgraden von Cumulus- und Stratuswolken,  $C_c$  und  $C_f$ . Sie ist als einzige der

genannten Flüsse nicht vom Oberflächentyp abhängig, sondern für die gesamte Gitterbox gleich. Auf ihre Darstellung werde ich daher an dieser Stelle nicht näher eingehen.

Die *thermische Ausstrahlung*  $R_{ui}$  ergibt sich nach dem Gesetz von Stefan und Boltzmann zu  $R_{ui}(T_{si}) = \sigma \cdot T_{si}^4$ , mit  $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ . Das Emissionsvermögen ist auf eins gesetzt.

Entscheidend für die *kurzwellige Strahlungsbilanz* am Boden  $S_i$  sind einerseits die orbitalen Parameter (siehe Abschnitt 2.2) und in POTSDAM bestimmte Größen, auf die ich hier auch nicht näher eingehen werde, wie  $Q_a$ ,  $C_c$  und die Gesamt-Wolkenbedeckung  $C_t$ .

Im Hinblick auf die Parameterisierung der Landoberfläche ist für die kurzwellige Strahlungsbilanz vor allem die Albedo von Bedeutung. Die Albedowerte eines Oberflächentypen ergeben sich gemäß

$$\alpha_{ijk} = \alpha_{wijk} \cdot F_{wi} + \alpha_{dij} \cdot (1 - F_{wi}) ,$$

wobei  $\alpha_{wijk}$  die Schneeralbedo,  $\alpha_{dij}$  die Albedo bei schneefreien Bedingungen und  $F_{wi}$  den Flächenanteil von Schnee an der Landfläche für die einzelnen Oberflächentypen darstellt;  $j = 1,2$  steht für sichtbares Licht und nahes Infrarot,  $k = 1,2$  steht für diffuse Bedingungen und klaren Himmel.

Bei schneefreien Bedingungen unterscheidet sich die Albedoberechnung bei Vegetation von der bei Wüstenboden. Die Albedowerte bei Vegetation (d.h. für  $i = 1,2$ ) werden mit den empirisch abgeleiteten Beziehungen

$$\alpha_{di1}(l_i) = 0,2 \cdot \frac{1 + 1,2 \cdot \phi_i(l_i)}{3,7 + 0,25 \cdot l_i} \quad \text{und} \quad \alpha_{di2}(l_i) = \alpha_{di1}(l_i) \cdot (2,7 + 0,25 \cdot l_i) \quad (3)$$

für sichtbares Licht und für das nahe Infrarot beschrieben, wobei  $l_i$  den Blattflächenindex und  $\phi_i(l_i) = e^{-0,2 \cdot l_i}$  darstellt. Für Wüste ist  $\alpha_{d31} = 0,15$ , nur für den Sandboden der Sahara wird  $\alpha_{d31} = 0,22$  angenommen. Ferner gilt  $\alpha_{d32} = 2 \cdot \alpha_{d31}$ .

Für Schnee wird bei diffusen Bedingungen zunächst (Index max)  $\alpha_{wmax,i11} = 0,9$  und  $\alpha_{wmax,i21} = 0,6$  angenommen [Dickinson et al., 1986]. Daraus ergeben sich die Werte bei klarem Himmel zu

$$\alpha_{wmax,ij2} = \alpha_{wmax,ij1} + 0,4 \cdot (1 - \alpha_{wmax,ij1}) . \quad (4)$$

Es wird ein Temperaturfaktor  $\eta(T_a)$  mit Werten zwischen null und eins eingeführt, der die allmähliche Reduzierung der Albedo wiedergeben soll, wenn sich die Temperaturen dem Gefrierpunkt nähern. Es gilt  $\eta(T_a = -5^\circ\text{C}) = 0$  und  $\eta(T_a = 5^\circ\text{C}) = 1$ ; dazwischen wird hier ein cosinusförmiger Verlauf von  $\eta(T_a)$  angenommen. Mit den konstanten Faktoren  $b_1 = 0,2$  und  $b_2 = 0,5$  soll ferner die schnellere Alterung des Schnees im Hinblick auf das

nahe Infrarot widergespiegelt werden. Auf diese Weise werden die Albedowerte schließlich reduziert gemäß  $\alpha_{wijk} = \alpha_{wmax,ijk} \cdot (1 - b_j \cdot \eta(T_a))$ .

In CLIMBER-2.1 wird bei der Albedoberechnung nicht, wie dies in anderen Modellen oftmals getan wird, direkt die Schneeralbedo mit dem Oberflächentyp verändert [Roeckner et al., 1992], sondern der Schneeanteil. Der maximal mögliche Schneeanteil bei Bäumen wird mit

$$F_{wmax,1} = \left( 0,6 \cdot \frac{H_w}{10} + 0,4 \cdot \left( 1 - \frac{H_w}{10} \right) \right) \cdot (1 - \eta(T_a)) \quad (5)$$

auf einen Wert von höchstens 60% gesetzt, wobei  $H_w$  die Schneehöhe in der Gitterbox ist. Bei Gras und Wüste (d.h.  $i = 2,3$ ) gilt  $F_{wmax,i} = 1$ . Mit dem Temperaturfaktor  $\eta(T_a)$  soll hier berücksichtigt werden, dass mit steigenden Temperaturen der Schnee zunehmend von den Bäumen abfällt. Der tatsächliche Schneeanteil für die Albedoberechnung ergibt sich dann aus

$$F_{wi} = F_{wmax,i} \cdot \frac{H_w / H_{zi}(z_{0vi})}{1 + H_w / H_{zi}(z_{0vi})}, \quad (6)$$

mit  $H_{z1} = 0,1$  m und  $H_{zi} = z_{0vi}$  (für  $i = 2,3$ ), wobei  $z_{0vi}$  die Rauigkeitslänge der einzelnen Oberflächentypen darstellt. Es gilt  $z_{0v2} = 0,1$  m und  $z_{0v3} = 0,005$  m ( $z_{0v1} = 1,0$  m). Entscheidend für die Bestimmung des Schneeanteils ist somit, wie stark die Rauigkeitselemente aus dem Schnee herausragen.

Die in der Albedoberechnung benutzten Schneeanteile für die einzelnen Oberflächentypen entsprechen demnach nicht der ansonsten im Modell verwendeten Schneebedeckung der gesamten Gitterbox  $F_w$ , auch nicht ihr gewichtetes Mittel.

Für den *fühlbaren Wärmefluss* in Gleichung (2) gilt

$$H_i = \rho_a \cdot c_v \cdot |\vec{U}_s| \cdot C_{hi} \cdot (T_{si} - T_{bi}), \quad (7)$$

wobei  $\rho_a$  die Dichte von Luft darstellt,  $c_v$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen und  $\vec{U}_s$  den bodennahen Horizontalwind.  $T_{bi}$  gibt die bodennahe Lufttemperatur für die einzelnen Oberflächentypen an und  $C_{hi}$  den jeweiligen Reibungskoeffizienten für Wärme. Dieser ist eine Funktion des neutralen Reibungskoeffizienten

$$C_{Ni} = \left( \frac{\kappa}{\ln(z/z_{0i})} \right)^2, \text{ wobei } \kappa \text{ die von-Kàrmàn-Konstante und } z \text{ eine Referenzhöhe (hier}$$

100 m) ist.  $z_{0i} = z_{oro} + z_{0si}(z_{0vi}, H_w)$  stellt die jeweilige Rauigkeitslänge dar, mit der orographischen Rauigkeitslänge  $z_{oro}$  und der Oberflächen-Rauigkeitslänge  $z_{0si}$ , die bei schneefreien Bedingungen der Rauigkeitslänge der einzelnen Oberflächentypen  $z_{0vi}$  entspricht und sich mit zunehmender Schneehöhe  $H_w$  allmählich der Rauigkeitslänge von Schnee  $z_{0w} = 0,0014$  m annähert.



Über die Richardson-Zahl  $Ri_i = \frac{g \cdot z \cdot (T_{bi} - T_{si})}{T_0 \cdot |\vec{U}_s|^2}$  wird die Stabilität der Schichtung bei

der Bestimmung des Reibungskoeffizienten  $C_{hi}$  berücksichtigt, wobei  $g$  die Schwerebeschleunigung und  $T_0 = 273,15$  K ist. Bei instabiler Schichtung treten ferner Korrekturterme in Form verschieden hoher Potenzen von  $\ln(z/z_{0i})$  auf.

$E_{lat,i}$  in Gleichung (2) stellt den *latenten Wärmefluss* dar, der sich aus Evapotranspiration und Schneeschmelze ergibt. Die Evapotranspiration ist für Wüste (d.h.  $i = 3$ ) gleich der Verdunstung  $E_i$ , für Vegetation (d.h.  $i = 1,2$ ) kommen außerdem Transpiration  $V_i$  und Interzeption  $J_i$  hinzu:  $E_{lat,i} = L_v \cdot (E_i + V_i + J_i) + L_m \cdot M_{wi}$ , wobei  $V_3 = 0$  und  $J_3 = 0$ .  $L_v$  ist die spezifische Verdunstungswärme bei  $0^\circ\text{C}$  und  $L_m$  die spezifische Schmelzwärme.

Die *Verdunstung* von blankem Boden beziehungsweise dem Boden zwischen der Vegetation ergibt sich für die drei Oberflächentypen gleichermaßen zu

$$E_i = \rho_a \cdot |\vec{U}_{eff,i}| \cdot C_{hi} \cdot (Q_{sat,i}(T_{si}) - Q_a) \cdot (2 \cdot (W_{ri1} - 0, 2)) . \quad (8)$$

Abschirmungseffekte durch die Vegetation werden dabei nicht direkt berücksichtigt. Lediglich die effektive Windgeschwindigkeit berechnet sich bei Vegetation (d.h.  $i = 1,2$ ) zu  $|\vec{U}_{eff,i}| = |\vec{U}_s| \cdot \sqrt{C_{mi}}$ , wobei die Reibungskoeffizienten für Wärme und Impuls mittels  $C_{hi} = 1,35 \cdot C_{mi}$  ineinander umgerechnet werden; bei Wüste gilt  $|\vec{U}_{eff,3}| = |\vec{U}_s|$ . Da die Zahlenwerte der Reibungskoeffizienten in der Größenordnung von Tausendstel liegen, folgt eine deutliche Reduzierung des bodennahen Windes innerhalb von Vegetation.  $Q_{sat,i}(T_{si})$  bezeichnet die zu  $T_{si}$  gehörige Sättigungfeuchte.  $W_{rin}$  gibt die relative Bodenfeuchte der oberen ( $n = 1$ ) und der unteren ( $n = 2$ ) Bodenschicht an.

Der letzte Term in Gleichung (8) darf Werte zwischen null und eins annehmen. Das bedeutet, dass die Verdunstung auf null gesetzt wird, wenn die relative Feuchte in der oberen Bodenschicht 20% unterschreitet, was die pflanzenverfügbare Wasserkapazität widerspiegeln soll [Lerch, 1991]. Negative Werte der Verdunstung sind nicht erlaubt, Taubildung existiert somit im Modell nicht.

Die *Transpiration* bei Vegetation berechnet sich aus

$$V_i = \sum_{n=1}^2 V_{in} , \text{ mit } V_3 = 0.$$

Die Transpiration bei Bäumen (d.h.  $i = 1$ ) beziehungsweise bei Gras (d.h.  $i = 2$ ) setzt sich also zusammen aus der jeweiligen Transpiration aus der oberen und aus der unteren Bodenschicht. Diese ergibt sich unter Berücksichtigung verschiedener Widerstände jeweils zu

$$V_{in} = \rho_a \cdot l_{mod,i}(T_a) \cdot (Q_{sai,i}(T_{si}) - Q_a) \cdot k_{ein} / (r_{ai} + r_{si}) . \quad (9)$$

Der vom Vegetationsmodell in CLIMBER-2 bestimmte Blattflächenindex zeigt keinen Jahresgang. Um hier zu berücksichtigen, dass seine Werte etwa zum Winter hin mit der Temperatur abnehmen, wird ein Kältefaktor  $\psi(T_a)$  eingeführt, mit dem der Blattflächenindex um bis zu 80% vermindert werden kann. Im Modell gilt  $\psi(T_a = 0^\circ\text{C}) = 0,2$  und  $\psi(T_a = 10^\circ\text{C}) = 1,0$ ; dazwischen wird ein linearer Verlauf von  $\psi(T_a)$  angenommen. Mit diesem Faktor wird der Blattflächenindex gemäß  $l_{mod,i}(T_a) = l_i \cdot \psi(T_a)$  reduziert.

Für den aerodynamischen Widerstand, der im Modell die Widerstände beim Übergang durch die laminare Grenzschicht über dem Blatt und dann von der Bestandesluft in die Atmosphäre [vgl. Sellers et al., 1996b] zusammenfasst, wird

$r_{ai} = (k_{hm} \cdot \sqrt{|\bar{U}_{eff,i}|} / d)^{-1}$  angenommen, mit der Blattdimension  $d = 1 / 25$  und dem Transferkoeffizienten  $k_{hm} = 0,01$ . In Reihe geschaltet mit  $r_{ai}$  ist der stomatäre Widerstand, der sich berechnet aus [Dickinson et al., 1986]

$$r_{si} = r_{smin} \cdot \left[ 0,5 \cdot \left( \frac{1,5 \cdot \vartheta_i + f}{1 + 1,5 \cdot \vartheta_i} + \frac{0,5 \cdot \vartheta_i + f}{1 + 0,5 \cdot \vartheta_i} \right) \right]^{-1} \cdot [1 - 0,0016 \cdot (298 - T_{bi})^2]^{-1} .$$

Die linke Klammer dabei gibt die Aufteilung des Strahlungsempfanges im oberen und unteren Stockwerk der Vegetation an, die rechte die Temperaturabhängigkeit mit maximaler Leitfähigkeit bei  $25^\circ\text{C}$ .  $r_{smin} = 250$  s/m ist ein Minimalwert des stomatären Widerstandes und  $f = r_{smin} / r_{smax}$ , wobei  $r_{smax} = 5000$  s/m den kutikulären Widerstand bei geschlossenen Stomata darstellt.  $\vartheta_i = S / (l_{mod,i}(T_a) \cdot h_i)$ , wobei  $S$  die kurzweilige Strahlungsbilanz am Boden angibt. Für das Inverse der Lichtsensibilitäts-Faktoren gilt hier  $h_1 = 30$  W/m<sup>2</sup> und  $h_2 = 100$  W/m<sup>2</sup>; durch den Blattflächenindex wird eine Erhöhung des stomatären Widerstandes bei zunehmender Abschattung innerhalb des Vegetationsbestandes widergespiegelt.

Wie stark sich die Transpirationswerte für die einzelnen Bodenschichten voneinander unterscheiden, wird durch einen Faktor für die Wasserverfügbarkeit  $k_{ein} = \omega_{in}(W_{rin}) \cdot a_{in}$  bestimmt.  $\omega_{in}(W_{rin})$  ist ein Feuchtefaktor, mit dem die Reduzierung der Transpiration bei geringen Bodenfeuchten berücksichtigt werden soll. Es gilt  $\omega_{in}(W_{rin} = 0,5) = 0$ ; die Annäherung von  $\omega_{in}(W_{rin})$  an eins für höhere Bodenfeuchten wird mit einem Hyperbeltangens beschrieben.  $a_{in}$  ist die Wurzeldichte des jeweiligen Vegetationstyps in den einzelnen Bodenschichten; es gilt hierbei  $a_{11} = 0,35$ ,  $a_{12} = 0,65$ ,  $a_{21} = 0,5$  und  $a_{22} = 0,5$ . Die Transpiration kann einen maximal möglichen Wert  $V_{max,in} = 0,5 \cdot W_{in} \cdot \rho / t_\delta$  nicht überschreiten, wobei  $W_{in}$  die absolute Feuchte der einzelnen Bodenschichten und  $t_\delta = 86400$  s den Zeitschritt im Modell angibt.

Bei Vegetation (d.h.  $i = 1,2$ ) ergibt sich der Beitrag der *Interzeption* zu  $J_i = \rho \cdot w_z \cdot l_{mod,i}(T_a) \cdot t_p / (5 \cdot t_\delta)$ , mit  $J_3 = 0$ . Es wird angenommen, dass das Wasser aus dem Interzeptionsspeicher vollständig wieder verdunstet wird. Die Wasserhaltekapazität der Vegetation  $w_z$  ist hier auf 0,2 mm gesetzt.  $t_p$  stellt, durch 5 Tage (als Umsatzzeit

für den hydrologischen Kreislauf) geteilt, ein Maß für die Niederschlagswahrscheinlichkeit dar.  $J_i$  darf die mögliche Verdunstung von der nassen Blattoberfläche nicht überschreiten. Die Interzeption beträgt höchstens die Hälfte der Niederschlagsmenge  $P$ .

Die *Schneesmelze* ergibt sich für  $T_{si}$  von mehr als  $-10^\circ\text{C}$  zu  $M_{wi} = c_g \cdot F_w \cdot (T_{si} - T_0 + 10)^2 / L_m$ , wobei  $c_g$  die Wärmekapazität von Eis ist. Dabei kann ein für alle Oberflächentypen gültiger maximal möglicher Wert  $M_{wmax} = P_w + D_w / t_\delta$  nicht überschritten werden. Hierbei ist  $P_w = P \cdot (1 - \eta(T_a))$  der Schneefall und  $D_w$  die Schneemenge, deren Änderung sich gemäß  $\partial D_w / \partial t = P_w - M_w$  ergibt, wobei  $M_w$  die Schneesmelze der gesamten Gitterbox darstellt. Schneehöhen von über 10 m sind nicht möglich.

Die Schneebilanz ist also rein von atmosphärischen Variablen und den sich ändernden Bodentemperaturen abhängig.

Die *Bodenfeuchtebilanzen* für die beiden Bodenschichten lauten

$$\frac{\partial W_{i1}}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \cdot (P + M_w - (E_i + V_{i1} + J_i) - G_i - B_{i1}), \quad (10)$$

$$\frac{\partial W_{i2}}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \cdot (B_{i1} - B_{i2} - V_{i2}). \quad (11)$$

Dabei ist  $G_i = (P + M_w - J_i) \cdot (W_{ri1}^2 + (P - P_w) / p_{crit})$  der *Oberflächenabfluss*, mit einem kritischen Niederschlagswert  $p_{crit} = 26 \text{ mm/Tag}$ . Bei großen Niederschlagsmengen und insbesondere nahe der Sättigungsfeuchte steigt der Abfluss somit rasch an.

Die *Versickerung*  $B_{in}$  ergibt sich für die obere Bodenschicht (d.h.  $n = 1$ ) aus dem größeren der beiden Werte

$$B_{i1x} = W_{ri1} \cdot (P + M_w - J_i - G_i),$$

$B_{i1y} = k_q \cdot (W_{ri1} + 10 \cdot W_{ri1}^2) \cdot (1 - F_w^2)$ . Hierbei gilt für den Wasserleitungskoeffizienten  $k_q = 0,09 \text{ mm/Tag}$ , außer für den Sandboden der Sahara, wo der entsprechende Wert auf  $0,9 \text{ mm/Tag}$  gesetzt wurde.

Die Versickerung aus der unteren Bodenschicht wird aus

$B_{i2} = k_q \cdot (W_{ri2} + 10 \cdot W_{ri2}^4) \cdot (1 - F_w^2)$  berechnet. Ähnlich  $B_{i1(x)}$  nimmt sie nahe der Sättigungsfeuchte rasch zu.

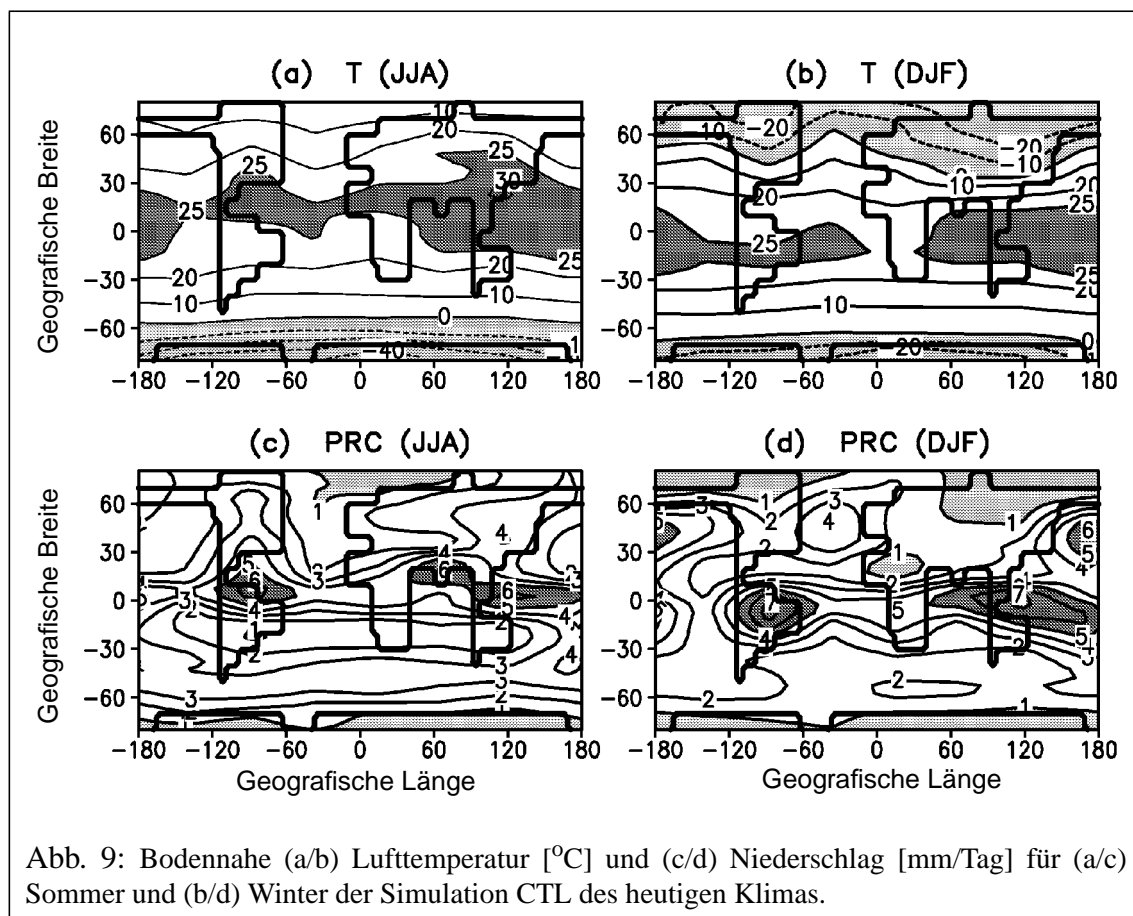
Die *relative Bodenfeuchte* ergibt sich aus der absoluten Feuchte gemäß  $W_{rin} = W_{in} / w_{tn}$ . Die Feldkapazität ist im Modell auf  $300 \text{ mm pro Meter}$  gesetzt; bei den gegebenen vertikalen Mächtigkeiten ( $0,1 \text{ m}$  und  $0,9 \text{ m}$ ) gilt also für die Wasserkapazitäten  $w_{t1} = 30 \text{ mm}$  und  $w_{t2} = 270 \text{ mm}$ .

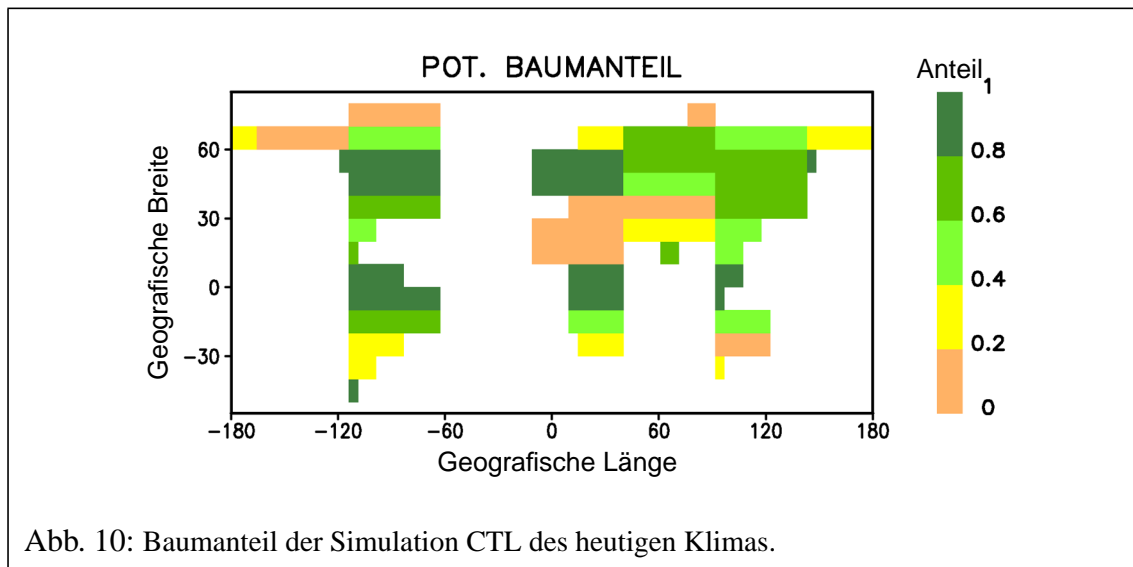
Die Auswirkungen vorhandener Unsicherheiten in der Beschreibung der Prozesse an der Landoberfläche auf das simulierte Klima werde ich im Verlauf dieser Arbeit analysieren (siehe Kap. 9).

### 3.3 Simulation des heutigen Klimas

Referenzsimulation in dieser Arbeit ist die Simulation CTL des heutigen Klimas mit der gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Version des Modells. Zu Grunde gelegt werden hierbei die drei orbitalen Parameter (siehe Abschnitt 2.2) mit ihren heutigen Werten (Jahr 1950) sowie der vorindustrielle atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Gehalt von 280 ppm. Dieser Wert wurde gewählt, da das Klimasystem vor Beginn des industriellen Zeitalters als im Gleichgewicht mit dem atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalt angenommen werden kann, was seitdem nicht mehr der Fall ist.

Das Modell wurde in vielen Einzelheiten für heutiges Klima mit den vorhandenen Beobachtungsdaten verglichen [Petoukhov et al., 2000] und zeigt mit ihnen im Großen und Ganzen eine gute Übereinstimmung. Um einen Eindruck von den Modellresultaten zu gewinnen, zeige ich hier Abbildungen einiger der wichtigsten und im Folgenden am häufigsten diskutierten simulierten Größen (siehe Abb. 9 - 11).





Darüber hinaus wurden mit dem Modell verschiedene Arten von Empfindlichkeitsstudien durchgeführt und der Vergleich mit den (oftmals untereinander unterschiedlichen) Ergebnissen komplexer Modelle als eine zusätzliche Überprüfung des Modells betrachtet [Ganopolski et al., 2000]. Auch hier liegen die CLIMBER-Resultate im Rahmen dessen, was von den komplexen Modellen errechnet wurde. Dies gilt insbesondere für die Sensibilität gegenüber einer Verdoppelung des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes, die bei  $3^\circ\text{C}$  liegt. Mit dem Modell wurden Möglichkeiten einer zukünftigen Klimaentwicklung analysiert [Rahmstorf and Ganopolski, 1999] wie auch historische Klimaänderungen [Brovkin et al., 1999] und verschiedene Paläoklimate [Ganopolski et al., 1998b, Claussen et al., 1999a, Kubatzki et al., 2000].

Eine realistische Wiedergabe des heutigen und vergangener Klimazustände, der historischen Klimavariabilität sowie abrupter Änderungen innerhalb des Klimasystems sind denn auch die wesentlichen Kriterien, die das Vertrauen in Modellprognosen des zukünftigen Klimas stärken [Grassl, 2000]. Vergangene Klimate und abrupte Änderungen sollen daher das Thema der folgenden Kapitel sein.

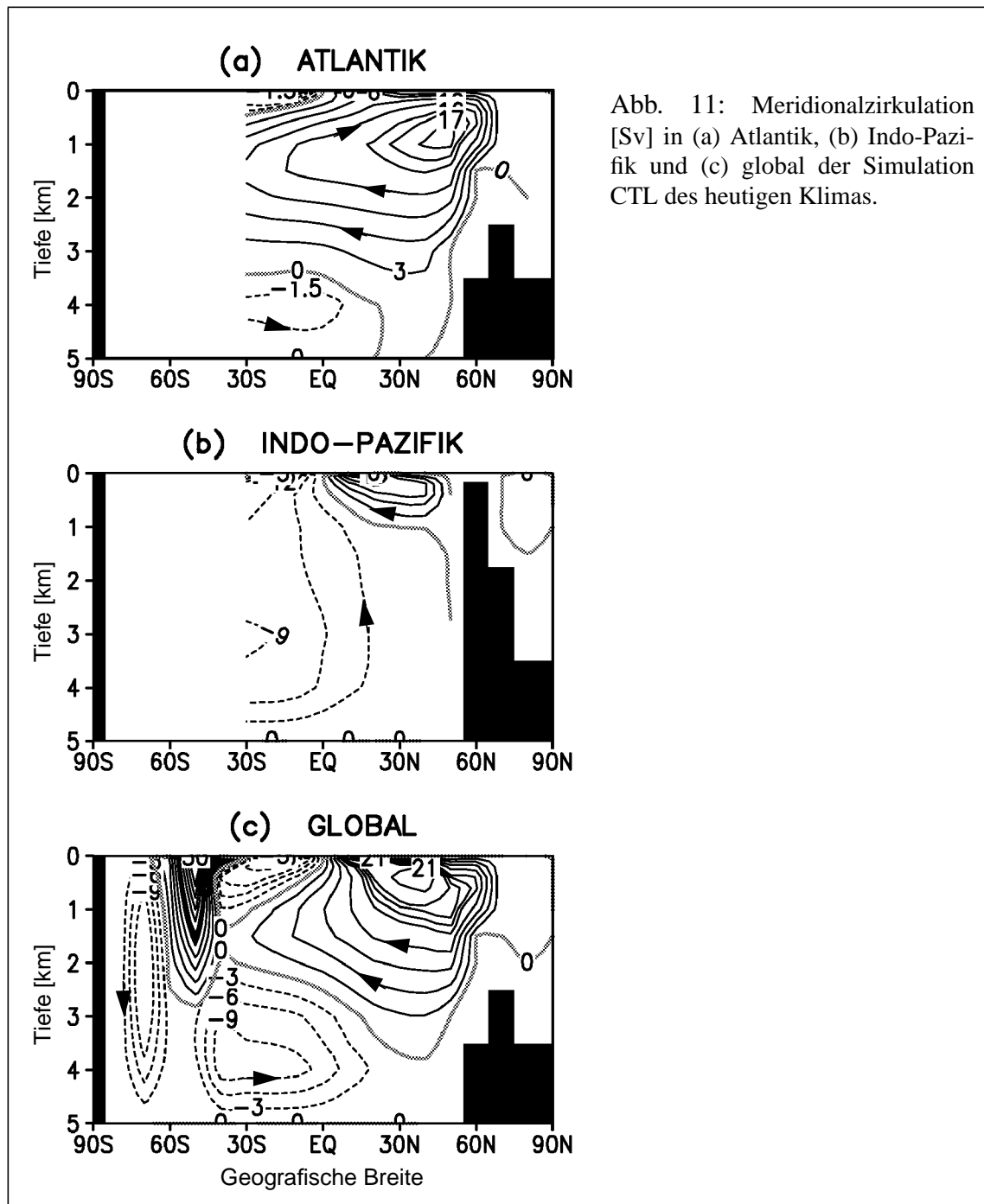


Abb. 11: Meridionalzirkulation [Sv] in (a) Atlantik, (b) Indo-Pazifik und (c) global der Simulation CTL des heutigen Klimas.