

Unsicherheiten in Oberflächen- und Bodenparametern und ihre Auswirkungen auf die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen

Von der Fakultät für Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik der
Brandenburgischen Technischen Universität Cottbus zur Erlangung des akademischen
Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Dissertation

von

Diplom-Ingenieur

Alexander Block

aus Borna

Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. Eberhard Schaller

Gutachter: PD Mag. Dr. Franz H. Berger

Tag der mündlichen Prüfung: 6. Juli 2007

Abstract

In regionalen Klimamodellen wird die untere Randbedingung durch Bodenmodelle bereitgestellt. Diese beinhalten Modellformulierungen, die eine große Anzahl an Eingabeparametern benötigen. Die exakte Bestimmung dieser Parameter stellt ein Problem dar, da sie für ein großes Gebiet in hoher räumlicher und teilweise zeitlicher Auflösung erfolgen muss. Die unterschiedlichen Bestimmungsmethoden tragen dazu bei, dass für viele Oberflächen- und Bodenparameter nur ein möglicher Wertebereich angegeben werden kann. Die Auswirkungen dieser ungenauen Kenntnis der Parameter auf die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen mit dem CLM wurden untersucht. Für den LAI, den Vegetationsbedeckungsgrad, die Wurzeltiefe, die Vegetationsalbedo, den Stomatawiderstand, die Bodenart und die Wärmeleitfähigkeit konnten Veränderungen der Modellergebnisse im Jahresmittel von $2-6 \text{ W m}^{-2}$ der Energiebilanzgrößen und $0,25 \text{ K}$ der 2m-Temperatur nachgewiesen werden. Im Monatsmittel ergeben sich Veränderungen bis 20 W m^{-2} für die turbulenten Wärmeflüsse und bis $1,5 \text{ K}$ für die 2m-Temperatur. Es konnte gezeigt werden, dass die resultierenden Unsicherheiten in den Modellergebnissen dabei räumlich und zeitlich variieren und stark vom Bodenwassergehalt beeinflusst werden. Die Benutzung zweier neuer Parameterdatensätze führte in den Simulationen zu einer Erwärmung bis $0,5 \text{ K}$ im Jahresmittel und konnte damit die gegenüber Beobachtungsdaten vorhandene Temperaturabweichung von $1,5 \text{ K}$ des Modells reduzieren.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel und Quellen verwendet habe.

Frühere Promotionsanträge wurden nicht gestellt.

Die Veröffentlichung der Dissertation verletzt keine bestehenden Schutzrechte.

Cottbus, den 31. Januar 2007

Alexander Block

Danksagung

Ich bedanke mich bei allen, die mir bei der Erstellung der Dissertation hilfreich zu Seite standen. Insbesondere gilt der Dank meinem Betreuer Prof. E. Schaller für sein entgegengebrachtes Vertrauen und seine Anregungen und Hinweise zu dieser Arbeit. Ich danke meinen Kollegen Dr. K. Keuler und Dr. A. Will für fruchtbare Diskussionen und hilfreiche Vorschläge. Zudem möchte ich Dr. B. Rockel für die Bereitstellung von Daten und Dr. U. Schättler für die Bereitstellung des Codes für meine Arbeit danken.

Inhaltsverzeichnis

Abstract	iii
Eidesstattliche Erklärung	v
Danksagung	vii
1 Einleitung und Zielsetzung	1
2 Kenntnisstand	5
2.1 Die Energiebilanz an der Erdoberfläche	5
2.2 Energietransport im Boden	7
2.3 Wassertransport im Boden	8
2.4 Bodenmodelle in Klimamodellen	9
3 CLM und das Bodenmodell TERRA-ML	13
3.1 Das regionale Klimamodell CLM	13
3.2 Das Bodenmodell TERRA-ML	13
3.2.1 Strahlungsbilanz	15
3.2.2 Bodenwärmestrom	17
3.2.3 Sensibler Wärmefluss	18
3.2.4 Latenter Wärmefluss	18
3.2.5 Bodenwasser	24
3.2.6 Externe Parameter	25
4 Unsicherheitsbereiche von Oberflächen- und Bodenparametern	28
4.1 LAI	28
4.2 Vegetationsbedeckungsgrad	31
4.3 Bodenart	32

4.4	Parameter für die Sensitivitätsstudien	36
5	Ergebnisse der Sensitivitätsstudien	38
5.1	Referenzsimulation (REF)	38
5.2	Blattflächenindex (LAI30, LAIECO)	42
5.2.1	LAI30	43
5.2.2	LAIECO	50
5.3	Vegetationsbedeckungsgrad (PLCOV)	53
5.4	Wurzeltiefe (ROOTDP)	59
5.5	Vegetationsalbedo (ALBVEG)	63
5.6	Stomatawiderstand (RS)	67
5.7	Bodenkennwerte (BK)	71
5.8	Wärmeleitfähigkeit (WL)	77
5.9	GKSS und ECOCLIMAP	83
6	Diskussion der Ergebnisse	90
6.1	Einfluss des Wassergehaltes	90
6.2	Unsicherheitsbereiche	97
6.3	Signifikanz der Unsicherheiten	100
6.4	Sensitive Parameter	103
7	Zusammenfassung	107
	Literaturverzeichnis	111
	Symbole	119

Tabellenverzeichnis

3.1	Bodenschichteneinteilung (untere Grenze) in m	14
3.2	Bodenparameter (für nähere Erläuterungen siehe Text respektive Symbolverzeichnis)	16
4.1	Unsicherheitsbereich für bodenphysikalische Parameter	35
5.1	Modifizierte Werte für Stomatawiderstand für die verschiedenen Bodenarten in sm^{-1}	67
5.2	Neue Werte für Bodenparameter	71
5.3	Prozentuale Änderung der Bodenparameter	72
5.4	Bodenarten verschiedener Klassifikationen	72
6.1	Unsicherheitsbereiche der Jahresmittel für verschiedene Teilregionen	98
6.2	50% und 90% Perzentil (rechts) der Differenzen für das Teilgebiet LAN für H , E , Q_S und Q_L für das Jahresmittel in $W m^{-2}$ sowie T_{2m} in K	104

Kapitel 1

Einleitung und Zielsetzung

Das Klima der Erde wird im Wesentlichen von der Absorption der einfallenden solaren Strahlung an der Erdoberfläche bestimmt. Durch die unterschiedliche Verteilung der Einstrahlung zwischen dem Äquator und den Polen werden durch eine Vielzahl von Transportvorgängen in der Atmosphäre und im Ozean die Energieunterschiede abgebaut. Mit dem Eingreifen des Menschen kommt es zu Veränderungen in diesem System. Der Verbrauch fossiler Energieträger hat die Konzentration von strahlungsrelevanten Gasen in der Atmosphäre verändert. Damit kommt es auch zur Modifizierung der Strahlungsprozesse in der Atmosphäre. Um Vorhersagen treffen zu können, welche Auswirkungen diese Veränderungen nach sich ziehen können, werden globale Klimamodelle benutzt. Diese bilden das System Atmosphäre-Boden-Ozean numerisch nach. Aufgrund der groben räumlichen Auflösung der globalen Modelle und der Nachfrage nach räumlich detaillierten Informationen werden regionale Klimamodelle eingesetzt, die für ein begrenztes Gebiet mit einer größeren horizontalen Auflösung lokale Phänomene besser nachbilden können. Die regionalen Klimamodelle benutzen die Daten der Globalmodelle als seitliche Randwerte, sowie die von den Globalmodellen vorgegebenen Werte für die Ozeantemperaturen.

Die untere Atmosphäre ist gekennzeichnet durch den Austausch von Energie und Feuchte mit der Erdoberfläche respektive der Vegetation. An der Grenzfläche Boden/Vegetation-Atmosphäre kommt es zur Umsetzung der Strahlungsenergie in latente und sensible Wärmeflüsse. Diese Umsetzung wird von den Eigenschaften des Bodens und der Vegetation mit bestimmt. Um eine gute Wiedergabe des Energie- und Wasserkreislaufes in regionalen Klimasimulationen zu gewährleisten, ist es notwendig, diese Prozesse exakt zu beschreiben. Neben der Entwicklung der Atmosphärenmodelle wurde daher in den letzten 30 Jahren intensiv an der korrekten Bereitstellung der Komponenten der unteren Randbedingung

für die Atmosphärenmodelle gearbeitet. Diese Arbeiten führten zu einer Vielzahl von so genannten Land Surface Models (LSM), den Bodenmodellen, die an das Klimamodell angekoppelt werden. Diese Bodenmodelle basieren dabei auf der Entwicklung von SVAT-Modulen (Soil Vegetation Atmosphere Transfer), die die Prozesse im Boden und in der Vegetationsschicht und ihre Wechselwirkung mit der Atmosphäre genau beschreiben.

Die aktuellen Bodenmodelle sind inzwischen so weit entwickelt, dass sie die komplexen Prozesse des Energie- und Feuchteaustausches im Boden-Vegetations-Schneesystem bemerkenswert gut reproduzieren können. Nach *Pitman* (2003) gibt es wenig Beweise, dass die Simulation heutigen Klimas entscheidend durch die Schwächen der Bodenmodelle limitiert wird. Aktuelle Bodenmodelle beschreiben dabei die komplexen Vorgänge zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre sehr detailliert. Bei den Formulierungen gehen dadurch sehr viele Parameter in die mathematischen Gleichungen ein. Beispielsweise besitzt das Modell BATS 1e 27 Parameter (*Dickinson et al.*, 1993), das SiB2 52 Parameter (*Sellers et al.*, 1996), die vorgegeben werden müssen. Einige dieser Parameter sind konzeptionelle oder empirische Größen, die nicht direkt messbar respektive feststellbar sind. Die Formulierungen stammen meist aus optimierten Vergleichen mit Messungen an einem bestimmten Ort über einen kurzen Zeitraum. Die räumliche Repräsentativität dieser Messungen für ein mesoskaliges Klimamodell mit einer räumlichen Auflösung von 100-2500 km^2 ist deshalb nur bedingt gegeben. Für Größen wie den Blattflächenindex (LAI), Vegetationsbedeckungsgrad oder Albedo kommt zudem das Problem der zeitlichen Variabilität. Andererseits lassen sich solche Größen relativ gut messen im Vergleich zum stomatalen oder aerodynamischen Widerstand (*Gupta et al.*, 1999). In beiden Fällen gibt es aber keinen absoluten Wert für den jeweiligen Parameter, vielmehr ist es nur möglich einen wahrscheinlichen Bereich anzugeben. Da das Modell aber nur einen Wert verarbeiten kann, muss man aus dem Bereich einen wahrscheinlichsten Wert heraus greifen (*Bastidas et al.*, 1999). Reagiert das Modell nicht sensitiv auf diesen Parameter kann man beispielsweise einen statistischen Mittelwert benutzen. Ist das Modell aber sensitiv gegenüber dieser Größe, muss man eine optimale Lösung finden. Dies geschieht durch Kalibration gegenüber (Punkt-)Messungen. Für den Einsatz in regionalen oder globalen Klimamodellen bleibt das Problem der Repräsentativität aber weiter bestehen.

Eine Vielzahl von Untersuchungen und Methoden existieren, die die Sensitivität respektive optimalen Parameter der Bodenmodelle dokumentieren. Dabei reichen die Untersuchungen vom einfachen Variieren eines Parameters (*Wilson et al.*, 1987; *Jacquemin und*

Noilhan, 1990; Pitman, 1994; Roesch *et al.*, 1997) über die Factorial Analysis (Henderson-Sellers, 1993), die BSI (Bayesian Stochastic Inversion, Xia *et al.*, 2005) bis zu Multi-criteria Methoden (Gupta *et al.*, 1999; Bastidas *et al.*, 1999). Diese Methoden geben Aufschluss darüber, wie sensitiv das Modell auf die einzelnen Parameter reagiert. Allerdings werden diese Untersuchungen im stand-alone respektive ungekoppelten Verfahren durchgeführt, d.h. es gibt keine Rückkopplung zwischen Boden-Vegetation und Atmosphäre. Somit sind auch keine weiteren Aussagen möglich, wie die Sensitivitäten der Parameter sich auf die Atmosphäre auswirken. In seiner Arbeit weist Pitman (1994) vielmehr darauf hin, dass ungekoppelte Untersuchungen zu irreführenden Ergebnissen führen können und die Sensitivität der Parameter überschätzt werden kann, wenn keine Rückkopplungsmechanismen berücksichtigt werden. Um dieses Problem zu umgehen, wurden so genannte Single Column Modelle benutzt, die eine gewisse Interaktion zwischen Boden und Atmosphäre aber nur an einem Punkt zulassen. Die Ergebnisse waren zufriedenstellend für Initialisierungsprobleme, aber Koster und Eagleson (1990) weisen darauf hin, dass diese Experimente eine gekoppelte Simulation nicht ersetzen können.

Für globale Klimamodelle findet man zahlreiche Untersuchungen zur Sensitivität gegenüber Veränderungen in den Parametern der Bodenmodelle. Eine gute Zusammenfassung über die ersten Experimente findet man bei Garratt (1993), neuere Arbeiten zu diesem Thema sind z. B. von Lean und Rowntree (1997), Adelmo Varejão-Silva *et al.* (1998), Kleidon *et al.* (2000), de Rosnay *et al.* (2000), van den Hurk *et al.* (2003), Silva *et al.* (2006). Im Projekt PILPS (Project for Intercomparison of Land-Surface Schemes) wurden unterschiedliche Bodenmodelle einem Vergleich unterzogen, um die Bandbreite der Ergebnisse für eine Region beim Einsatz unterschiedlicher LSMs festzustellen (Henderson-Sellers *et al.*, 1993). Alle Untersuchungen zeigen einen Einfluss der geänderten Parameter auf die Ergebnisse und weisen auf die Notwendigkeit einer möglichst korrekten Beschreibung hin.

Relativ wenige Untersuchungen wurden im Vergleich dagegen auf dem Gebiet der hochauflösenden Klimamodelle durchgeführt. Diesen Untersuchungen mangelt es zudem an einer begrenzten zeitlichen Skala. Die Simulationen wurden nur über wenige Tage (Wen *et al.*, 2000; Mölders, 2001) respektive einige Monate (Heck *et al.*, 2001; Zeng *et al.*, 2002) gerechnet, so dass z.B. kein gesamter Jahresgang berücksichtigt wurde. Für die regionale Klimamodellierung ist es aber von Bedeutung, die Auswirkung der Unsicherheiten der Parametrisierungen und Daten auf einer Zeitskala von mehreren Monaten bis Jahren zu kennen. Ein Parameter, auf den das Modell auf dieser Zeitskala insensitiv reagiert, braucht

nicht notwendigerweise eine exakte und möglicherweise komplizierte Bestimmung. Sensitive Parameter benötigen dagegen eine genaue Bestimmung. Dies erscheint besonders von Bedeutung, wenn man regionale Klimaszenarien rechnet. Durch Veränderungen des Energie- und Wasserhaushaltes in zukünftigen Klimaten, kann es zur Veränderung der Oberflächeneigenschaften in den Untersuchungsgebieten kommen. Eine Veränderung sensitiver Oberflächenparameter hätte dann eine große Auswirkung auf die Simulationsergebnisse in dieser Region und würde die Verlässlichkeit der Prognose reduzieren.

Ziel der Arbeit ist es daher, für das regionale Klimamodell CLM die Sensitivität des gekoppelten Systems gegenüber Unsicherheitsbereichen in den benutzten Oberflächen- und Bodenparametern des Bodenmodells TERRA-ML zu ermitteln. Es soll versucht werden Aussagen zu treffen, welche Parameter zu besonders großen Unsicherheiten in den Modellergebnissen führen und die daher eine genaue Bestimmung benötigen. Des Weiteren soll untersucht werden, ob es räumliche und/oder zeitliche Variabilitäten in den Sensitivitäten einzelner Parameter gibt, um daran die Notwendigkeit der genauen Bestimmung für Klimaszenariensimulationen abzuleiten. Ein weiteres Ziel ist es, einen Bereich für verschiedene Größen anzugeben, mit welchen Unsicherheiten Ergebnisse regionaler Klimasimulationen aufgrund von ungenauer Kenntnis von Oberflächen- und Bodenparametern behaftet sind. Dabei soll auch gezeigt werden, welchen Einfluss der Einsatz unterschiedlicher Datensätze für mehrere Parameter für die Oberflächenparameter auf die Simulationsergebnisse insgesamt besitzt.

Kapitel 2

Kenntnisstand

2.1 Die Energiebilanz an der Erdoberfläche

Die fast ausschließliche Energiequelle der Erde ist die Sonne. Eine weitere, für die Prozesse in der Atmosphäre aber vernachlässigbare Energiequelle, ist die Geothermie. Durch solare Einstrahlung gewinnt die Erde am Oberrand der Atmosphäre im globalen Mittel 343 W m^{-2} an Energie (*Kraus*, 2000). Diese Energie wird von der Atmosphäre reflektiert und absorbiert. Rund 49% der solaren Strahlungsflussdichte erreichen im globalen Mittel direkt die Erdoberfläche. Dort werden 45% der Strahlungsflussdichte absorbiert. Im kurzwelligen Spektralbereich gewinnt die Erdoberfläche durch diesen Strahlungstransport demnach rund 154 W m^{-2} .

Aufgrund ihrer Eigentemperatur strahlt die Erdoberfläche aber auch Energie im langwelligen Spektralbereich wieder in die Atmosphäre ab. Bezogen auf die kurzwellige Einstrahlung beträgt diese Strahlungsflussdichte im globalen Mittel 112%. Hinzu kommt noch terrestrische Reflexstrahlung in der Größenordnung von 2% der solaren Strahlungsflussdichte. Da aber auch die Atmosphäre nach dem Stephan-Boltzmann Gesetz langwellige Strahlung emittiert, erreicht die Erdoberfläche über diesen Weg eine Strahlungsflussdichte von 97% bezogen auf die solare Strahlungsflussdichte. Im langwelligen Spektralbereich verliert die Erdoberfläche dadurch rund 58 W m^{-2} . Insgesamt resultiert damit aus der Strahlungsbilanz global ein Energiegewinn von 96 W m^{-2} (28% der solaren Strahlungsflussdichte) für die Erdoberfläche.

Der Energiegewinn durch den Strahlungstransport wird durch den turbulenten Transport von sensibler Wärme H und latenter Wärme E von der Erdoberfläche in die Atmosphäre kompensiert. Dabei werden rund 21 W m^{-2} über die turbulente Flussdichte

fühlbarer Wärme von der Erdoberfläche abgegeben, weitere 75 W m^{-2} über die turbulente Flussdichte latenter Wärme. Die Abgabe kann durch den Boden direkt oder mittelbar durch die Vegetation erfolgen. Die Gesamtenergiebilanz der Erdoberfläche ist damit über eine klimatologische Zeitskala betrachtet ausgeglichen und kann durch den Bodenwärmestrom G beschrieben werden als

$$G = Q - H - E, \quad (2.1)$$

mit Q als Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche. Die Bilanzgleichung für die Strahlung wird beschrieben durch

$$Q = (1 - \alpha) Q_{S,d} + \varepsilon (Q_{L,d} - \sigma T_{sfc}^4), \quad (2.2)$$

mit α als kurzwellige Albedo der Bodenoberfläche, $Q_{S,d}$ als kurzwellige Strahlungsflussdichte (Globalstrahlung), ε als Emissivität der Erdoberfläche, $Q_{L,d}$ als langwellige atmosphärische Strahlungsflussdichte (atmosphärische Gegenstrahlung), T_{sfc} als Strahlungstemperatur der Erdoberfläche und σ als Stefan-Boltzmann-Konstante.

Zwischen Atmosphäre und Erdboden wird Energie vertikal ausgetauscht über turbulente Prozesse, die durch Scherung und Auftrieb ausgelöst werden. Die turbulente Flussdichte fühlbarer Wärme ist definiert als

$$H = \rho_a c_{p,a} (\overline{w'\theta'})_{sfc}, \quad (2.3)$$

wobei ρ_a die Dichte und $c_{p,a}$ die spezifische Wärmekapazität der bodennahen Luft sind. Der Term $(\overline{w'\theta'})_{sfc}$ ist die Kovarianz aus der Vertikalgeschwindigkeit w und der potentiellen Temperatur θ in Erdbodennähe, auch als vertikaler kinematischer turbulenter sensibler Wärmefluss bezeichnet.

Der Energieaustausch über latente Wärme erfolgt analog zur fühlbaren Wärme durch turbulenten Transport von Wasserdampf in der Form

$$E = L\rho_a (\overline{w'q'_a})_{sfc}, \quad (2.4)$$

mit L als spezifischer Verdampfungswärme von Wasser und $(\overline{w'q'_a})_{sfc}$ als Kovarianz aus der Vertikalgeschwindigkeit und der spezifischen Feuchte q_a bodennaher Luft. Der Transport von Wasserdampf in die Atmosphäre kann über verschiedene Wege erfolgen, zum einen

über die Evaporation von unbewachsenen Böden oder freien Wasserflächen. Zu letzteren sind auch die Interzeptionspeicher von Pflanzen zu zählen. Zum anderen wird Wasserdampf über die Transpiration von Pflanzen in die Atmosphäre abgegeben.

2.2 Energietransport im Boden

Die Wärmeleitung im Boden kann analog dem Fourier-Gesetz beschrieben werden durch

$$\frac{\partial T_{so}}{\partial t} = \frac{1}{(\rho_{so}c_{so})} \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_{so}}{\partial z} \right), \quad (2.5)$$

mit T_{so} als Bodentemperatur, $(\rho_{so}c_{so})$ als volumetrische Wärmekapazität des Bodens, z als Bodentiefe und λ als Wärmeleitfähigkeit. Dabei wird angenommen, dass die Wärmeleitung nur in vertikaler Richtung erfolgt und zudem kein Wärmetransport durch Wasser möglich ist.

Die Wärmekapazität und -leitfähigkeit sind abhängig von der Zusammensetzung des Bodens. Beim Boden handelt es sich um ein heterogenes System mit 3 Phasen. Minerale und organische Stoffe als feste Phase bilden das Bodengefüge, die Bodenmatrix, mit einem bestimmten Hohlraumsystem (*Scheffer et al., 1992*). Das entstehende Porenvolumen wird gefüllt durch die flüssige Phase, die Bodenlösung, und die gasförmige Phase, die im Porenraum eingeschlossene Luft. Die Bodenmatrix wird charakterisiert über die Textur (Körnung). Die Körner in einem bestimmten Volumen haben verschiedene Formen und Größen, die von der Mineralart abhängig sind. Mittels einer Korngrößenverteilungskurve kann man den Gehalt der Korngrößenfraktionen bestimmen. Die Hauptkorngrößenfraktionen sind der Feinboden mit unter 2 mm Korndurchmesser und das Bodenskelett mit über 2 mm. Die weitere Unterteilung des Feinbodens erfolgt in Sand (2000-63 μm), Schluff (63-2 μm) und Ton (< 2 μm). Gemische von Sand, Schluff und Ton werden als Bodenarten bezeichnet.

Die Wärmekapazität des Bodens kann durch die gewichtete Summe der Wärmekapazitäten der 3 Phasen bestimmt werden (*de Vries, 1963*). Vernachlässigt man die um drei Größenordnungen kleinere Wärmekapazität der Luft gegenüber den anderen beiden Phasen, kann man schreiben

$$(\rho_{so}c_{so}) = (1 - w_{PV}) (\rho_m c_m) + w_l (\rho_w c_w) + w_{Eis} (\rho_{Eis} c_{Eis}), \quad (2.6)$$

mit w_{PV} als Porenvolumen, w_l als Bodenwassergehalt, w_{Eis} als Eisgehalt, und den Indizes m , w und Eis bezogen auf die Bodenmatrix, das Bodenwasser respektive die Eisphase.

Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit ist neben der Zusammensetzung des Bodens auch von der Geometrie und der Verteilung der Bodenbestandteile abhängig. Da diese i.d.R. nicht bekannt sind, läßt sich die Wärmeleitfähigkeit nur schwer abschätzen. Ein häufig verwendetes Schätzverfahren stammt von *de Vries* (1963).

Ein weiteres Phänomen, das beim Energietransfer im Boden berücksichtigt werden muss, ist der Wärmetransport bei gefrorenen Boden. Befindet sich Wasser im Boden wird der Wärmetransport durch die Freisetzung oder den Verbrauch von Energie bei der Phasenumwandlung signifikant beeinflusst (*Verseghy*, 1991).

2.3 Wassertransport im Boden

Die räumliche Anordnung der festen Bestandteile des Bodens (Bodengefüge) bestimmt die Vorgänge des Wassertransportes und der Wasserspeicherung im Boden. Sie ist für die Verteilung von Wasser und Luft und damit für die Größe von Grenzflächenflüssen (Infiltration, Abfluss, Verdunstung) und Sickerung (in Porenräumen) verantwortlich.

Mit Hilfe der Potentialtheorie, die beschreibt, wie viel Arbeit benötigt wird, um eine Mengeneinheit Wasser von einer freien Wasseroberfläche auf eine bestimmte Höhe in einer Pore zu heben oder in dieser der Bodenmatrix zu entziehen (*Scheffer et al.*, 1992), kann man die Gesamtenergiedichte des Bodenwassers durch das hydraulische Potential ψ_H beschreiben. Das hydraulische Potential (Gesamtpotential) setzt sich aus verschiedenen Teilpotentialen zusammen

$$\psi_H = \psi_z + \psi_m + \psi_g + \psi_o, \quad (2.7)$$

mit ψ_z als Gravitationspotential, ψ_m als Matrixpotential (Kapillarpotential), ψ_g als Gaspotential und ψ_o als osmotisches Potential (Lösungspotential). Der Wasserfluss in der Vertikalen q_z infolge eines Energiegefälles läßt sich nach dem Darcy-Gesetz (*Darcy*, 1856) schreiben als

$$q_z = -K(w_l) \frac{\partial \psi_H}{\partial z}, \quad (2.8)$$

mit $K(w_l)$ als hydraulischer Leitfähigkeit beim Bodenwassergehalt w_l . Für die zeitliche Änderung des Wassergehaltes im Boden erhält man nach dem Kontinuitätsgesetz für den

eindimensionalen Fall

$$\frac{\partial w_l}{\partial t} = -\frac{\partial q_z}{\partial z} - q_r, \quad (2.9)$$

mit q_r als Wasseraufnahmerate durch Wurzeln. Vernachlässigt man das osmotische und das Gaspotential und berücksichtigt $\psi_z = -z$ kommt man zu

$$\frac{\partial w_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(w_l) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(w_l)}{\partial z} - q_r. \quad (2.10)$$

Führt man die hydraulische Diffusivität D_w mit

$$D_w(w_l) = K(w_l) \frac{\partial \psi_m}{\partial w_l} \quad (2.11)$$

ein, so erhält man die Richards-Gleichung (*Richards*, 1931) für die zeitliche Veränderung des Wassergehaltes in einem vorgegebenen Bodenvolumen durch Gravitation und Kapillarkräfte (Sickerströmungsgleichung):

$$\frac{\partial w_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_w(w_l) \frac{\partial w_l}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(w_l)}{\partial z} - q_r. \quad (2.12)$$

2.4 Bodenmodelle in Klimamodellen

In Klimasimulationen übernehmen die Bodenmodelle die Bereitstellung der für die Atmosphäre unteren Randbedingung. Über sie wird der Austausch von Energie und Wasser an der Erdoberfläche geregelt. Der Begriff Erdoberfläche schließt dabei Vegetation, Schnee und unbedeckten Boden ein. Um die Auswirkungen anthropogener Eingriffe, wie z.B. Landnutzungsänderungen, in Klimaszenarien abschätzen zu können, müssen die Bodenmodelle entsprechende Parameter in ihren Modellformulierungen beinhalten.

Die Formulierung der Strahlungsbilanz an der Oberfläche wird in den Modellen wie in Gleichung 2.2 vorgenommen. Ebenso wird die Formulierung der Wärmeleitung im Boden analog Gleichung 2.5 benutzt. Die Berechnung der turbulenten Energieflussdichten wird in den Modellen über einen Widerstandsansatz formuliert. Anstelle der Kovarianzterme in den Gleichungen 2.3 und 2.4 wird ein aerodynamischer Widerstand r_a definiert, der die durch den jeweiligen Gradienten hervorgerufene Flussdichte kontrolliert. Der aerodynamische Widerstand ist dabei u.a. reziprok von der Windgeschwindigkeit und dem Logarithmus der Rauigkeitslänge abhängig. Für den turbulenten Wärmefluss erhält man

somit die Formulierung

$$H = \rho_a c_{p,a} \frac{1}{r_a} (T_{sfc} - T_a), \quad (2.13)$$

wobei T_{sfc} die Temperatur an der Oberfläche und T_a die Temperatur der bodennahen Luft ist. Für den latenten Wärmefluss ist die Formulierung komplizierter, da hier die Vorgänge der Evapotranspiration berücksichtigt werden müssen. Deshalb kommt zum aerodynamischen Widerstand noch ein weiterer Widerstand, der stomatale Widerstand r_s hinzu, der den Widerstand gegenüber der Evapotranspiration beschreibt, so dass sich für die latente Wärmeflussdichte ergibt:

$$E = L \rho_a \frac{1}{r_a + r_s} (q_{sfc} - q_a), \quad (2.14)$$

mit q_{sfc} als spezifische Feuchte an der Oberfläche und q_a als spezifische Feuchte bodennaher Luft.

Die ersten Bodenmodelle benutzten eine einfache Bodenenergiebilanzgleichung unter Vernachlässigung der Wärmeleitung im Boden. *Manabe* (1969) beschreibt den Boden als eine Schicht mit konstanter Tiefe und Wasserspeicherkapazität. Die Evaporation wird aus dieser Art Wanne bis zur Feldkapazität gespeist. Erreicht der Wassergehalt im Boden einen definierten Maximalwert wird Abfluss generiert. Diese Art der Parametrisierung wird auch "Bucket Model" bezeichnet. Die größte Einschränkung der Modelle der ersten Generation stellt die fehlende adäquate Berücksichtigung der Transpiration dar. Für die Evapotranspiration wird nur der aerodynamische Widerstand und die Wasserverfügbarkeit berücksichtigt. Eine Abhängigkeit vom stomatalen Widerstand wird vernachlässigt. Das bedeutet, dass sich Gleichung 2.14 modifiziert zu

$$E = F_\beta \left(L \rho_a \frac{1}{r_a} (q_{sfc} - q_a) \right), \quad (2.15)$$

mit F_β zur Beschreibung der Wasserverfügbarkeit ($0 \leq F_\beta \leq 1$). Die Modelle der ersten Generation beschreiben damit keine boden- oder pflanzenphysikalischen Prozesse im Detail und sind für Untersuchungen zu Landnutzungsänderungen nicht geeignet.

Eine entscheidende Weiterentwicklung der Bodenmodelle stellte die Arbeit von *Dear-dorff* (1978) dar. Zur Berechnung der Bodentemperatur und des Bodenwassergehaltes wurden zwei Schichten benutzt und zudem eine Vegetationsschicht spezifiziert. Die obere nur wenige Zentimeter dicke Bodenschicht steht direkt mit der Atmosphäre in Wechselwirkung, die untere bis 1 m dicke Schicht dient als Speicherschicht. Diese Methode wird auch als "Force-Restore" bezeichnet. Für die Behandlung der sensiblen und latenten Wärmeflüsse

aus der Vegetationsschicht führte *Deardorff* (1978) diverse Arbeiten zusammen (z.B. *Legg und Long*, 1975; *Thom*, 1972; *Monteith und Szeicz*, 1962) und erreichte damit eine explizite mathematische Beschreibung der boden- und pflanzenphysikalischen Prozesse. Diese Art der Modelle wird von *Sellers et al.* (1997) als "zweite Generation" der Bodenmodelle bezeichnet. Basierend auf den Prinzipien des Modells von *Deardorff* (1978) kam es zu zahlreichen Weiterentwicklungen. Alle im Detail unterschiedlichen Modelle gleichen sich aber in der grundsätzlichen Behandlung der Strahlungsabsorption, des Impulstransportes, der biophysikalischen Kontrolle der Evapotranspiration, von Interzeption und Abschattung sowie der Bodenfeuchteverfügbarkeit.

Die spektralen Eigenschaften von Blättern und mehrfache Reflexionen zwischen den Blättern führen zu einer hohen Absorption im Bereich der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR ; $0,4-0,72 \mu m$) und einer moderaten Reflektivität im nahen Infrarotbereich ($0,72-4 \mu m$). Unbewachsener Boden zeigt dagegen einen graduellen Anstieg der Reflektivität im Wellenlängenbereich von $0,4-4 \mu m$. Dieses Verhalten wird in den Modellen der zweiten Generation berücksichtigt. Ebenso wie eine veränderte Beschaffenheit der Oberfläche, die durch ihre raue, poröse Beschaffenheit die Energieflussdichte von latenter und fühlbarer Wärme gegenüber freiem Boden intensiviert. Die Transpiration durch Vegetation, wird durch das Öffnen und Schließen der Stomata der Blätter kontrolliert. In den Modellen der zweiten Generation wird dieser Vorgang durch die stomatale Leitfähigkeit g_{st} , den Kehrwert des stomatalen Blattwiderstandes r_s beschrieben. Basierend auf der Arbeit von *Jarvis* (1976) wird die stomatale Leitfähigkeit mit einer einfachen empirischen Gleichung beschrieben mit

$$g_{st} = \frac{1}{r_s} = g_{st}(PAR)[f(\delta e)f(T)f(\psi_l)], \quad (2.16)$$

wobei $g_{st}(PAR)$ die nur von der PAR regulierten Leitfähigkeit ist und $f(\delta e)$, $f(T)$, $f(\psi_l)$ Stressfunktionen der Blatumgebung für die Feuchte, die Temperatur und das Blattwasserpotential beschreiben. Das Blattwasserpotential ψ_l wird dabei vom verfügbaren Wasser in der Wurzelzone der Pflanze und der Wurzelverteilung bestimmt. Durch die explizite Berechnung vom Blattwiderstand r_c kann die Transpiration Tr der Vegetationsschicht bestimmt werden mit

$$Tr = L\rho_a \frac{1}{r_a + r_c} (q_{sfc} - q_a), \quad (2.17)$$

wobei zu beachten ist, dass Gleichung 2.17 nur die Transpiration beschreibt, wogegen Gleichung 2.14 und 2.15 die gesamte Evapotranspiration beschreiben. Der Blattwiderstand

r_c ersetzt den stomatalen Widerstand r_s . Eine oft benutzte Methode, die durch *Dickinson* (1984) eingeführt wurde, ist dabei die Beziehung

$$r_c = r_s / LAI . \quad (2.18)$$

Im Gegensatz zu den einfachen Formulierungen der bodenhydraulischen Vorgänge in den Modellen der ersten Generation (Bucket-Model), wird bei den Modellen der zweiten Generation auch mehr Wert auf die physikalische Formulierung des Wassertransportes im Boden gelegt. Der vertikale Wassertransport wird durch das Gesetz von Darcy beschrieben, die zeitliche Änderung des Wassergehaltes durch die Richards-Gleichung. Um diese Differentialgleichungen lösen zu können, benötigt man Randbedingungen respektive Beziehungen, die je nach Modell unterschiedlich bereitgestellt werden (z.B. *Brooks und Corey*, 1964; *Clapp und Hornberger*, 1978; *van Genuchten*, 1980).

Durch die explizite Beschreibung des Blattwiderstandes in der zweiten Generation der Bodenmodelle ist es möglich geworden, Veränderungen der Vegetation und deren Auswirkungen auf das Klima zu studieren. Wesentlichen Anteil an der Weiterentwicklung dieser Modelle hatten dabei R. E. Dickinson mit dem BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, *Dickinson*, 1983, 1984; *Dickinson et al.*, 1986, 1993) und P. J. Sellers mit dem SiB (Simple Biosphere Model, *Sellers et al.*, 1986, 1992, 1996). Diese Modelle der zweiten Generation werden weiter entwickelt und verbessert und kommen in zahlreichen Klimamodellen zum Einsatz (z. B. *Noilhan und Planton*, 1989; *Verseghy*, 1991; *Viterbo und Beljaars*, 1995; *Desborough und Pitman*, 1998; *Steiner et al.*, 2005).

Die nach *Sellers et al.* (1997) dritte Generation der Bodenmodelle beinhaltet neben Wasser auch Kohlenstoff als Bilanzgröße. Damit ist es möglich, eine dynamische Vegetation zu simulieren und Änderungen der CO_2 Konzentration in der Atmosphäre direkt auf die biophysikalischen Prozesse der Vegetation rückwirken zu lassen (z. B. *Dickinson et al.*, 1998; *Cox et al.*, 1998; *Sellers et al.*, 1996).

Kapitel 3

CLM und das Bodenmodell

TERRA-ML

3.1 Das regionale Klimamodell CLM

Das regionale Klimamodell CLM (Climate LM) ist die Klimaversion des LM (Lokal-Modell), des nicht-hydrostatischen Wettervorhersagemodells des Deutschen Wetterdienstes DWD. Das Modell basiert auf den primitiven Gleichungen für kompressible Strömungen in einer feuchten Atmosphäre. Die prognostischen Variablen (Windgeschwindigkeit u , v , w ; Abweichung p des Druckfeldes vom Referenzdruckfeld p_0 ; Lufttemperatur T ; spezifische Feuchten q_x für Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis; turbulente kinetische Energie TKE) werden auf einem rotierten geografischen Arakawa-C-Gitter berechnet. Das vertikale Gitter basiert auf einem hybriden geländefolgenden Koordinatensystem. Das LM ist umfangreich dokumentiert (*Doms und Schättler*, 2002; *Doms et al.*, 2005) und wurde für die Klimaversion entsprechend so erweitert (*Kücken und Hauffe*, 2002; *Böhm et al.*, 2006), dass damit Simulationen über beliebig lange Zeiträume möglich sind. Die Erweiterungen betreffen dabei hauptsächlich technische Details wie die Behandlung und Bereitstellung von Randwerten oder die Ermöglichung von Restarts.

3.2 Das Bodenmodell TERRA-ML

Das im CLM benutzte Bodenmodell TERRA-ML ist ein Bodenmodell der zweiten Generation und basiert bei der Berücksichtigung der Evapotranspiration auf dem BATS (*Dickinson*, 1984). Im Modell werden diverse Vereinfachungen in den Parametrisierungen vorge-

Schicht	Energiehaushalt	Wasserhaushalt
1	0,01	0,01
2	0,04	0,04
3	0,10	0,10
4	0,22	0,22
5	0,46	0,46
6	0,94	0,94
7	1,90	1,90
8	3,82	3,82
9	7,66	x
10	15,34	x

Tabelle 3.1: Bodenschichteneinteilung (untere Grenze) in m

nommen, so dass das Modell auch im Vergleich mit anderen Modellen (z.B. Community Land Model, *Oleson et al.*, 2004) nicht die aktuellsten Formulierungen benutzt.

Das TERRA-ML kann mit einer frei wählbaren Anzahl von Bodenschichten betrieben werden. Für die vorliegenden Untersuchungen wurde eine Anzahl von 10 Schichten für die Wärmeleitung gewählt, deren Aufteilung in Tabelle 3.1 zu sehen ist. Im Sinne des Wasserhaushaltes wurden 8 aktive Schichten gewählt, d.h. dass bis in eine Tiefe von 3,82 m der Wassertransport berechnet wird.

In den folgenden Kapiteln werden für die Auswertungen hauptsächlich die Größen der Energiebilanzgleichung betrachtet. An dieser Stelle werden basierend auf der Dokumentation des Bodenmodells von *Doms et al.* (2005) nochmal die dafür wichtigsten Prozesse zusammengestellt. In Abbildung 3.1 sind die im TERRA-ML berücksichtigten Prozesse gezeigt. Ausgegangen wird bei der Betrachtung von der Energiebilanz an der Oberfläche, die im TERRA-ML formuliert wird mit

$$G_0 = Q - H - E, \quad (3.1)$$

wobei G_0 hier auch die Energieumsetzungen gefrierenden Regens und auf der Oberfläche schmelzenden Schneefalls sowie die thermischen Prozesse beim Abschmelzen der Schneedecke beinhaltet.

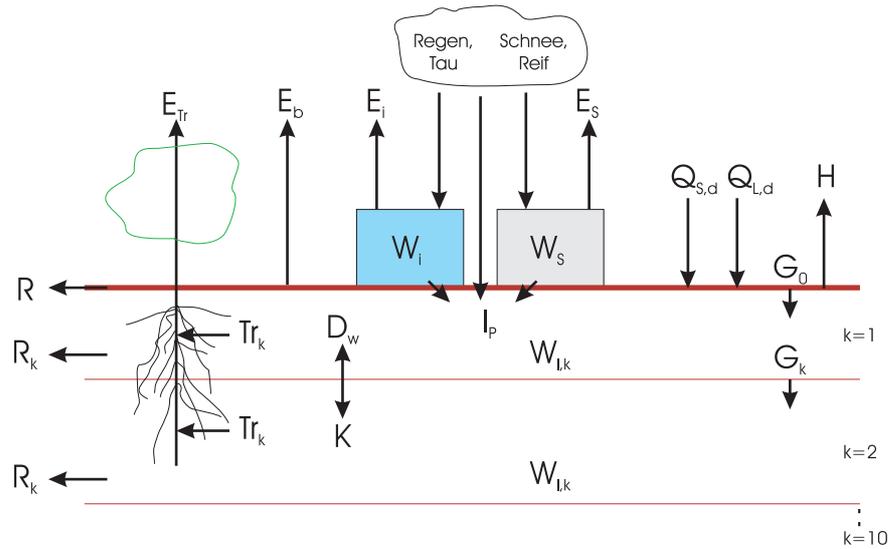


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung des Energie- und Wasserhaushaltes im TERRA-ML (Erläuterungen im Text respektive Symbolverzeichnis)

3.2.1 Strahlungsbilanz

Die Strahlungsbilanz Q ergibt sich analog zu Gleichung 2.2 als Summe der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflussdichten aus

$$Q = Q_S + Q_L, \quad (3.2)$$

mit

$$Q_S = (1 - \alpha)Q_{S,d} \quad (3.3)$$

und

$$Q_L = \varepsilon(Q_{L,d} - \sigma T_{sfc}^4). \quad (3.4)$$

Neben den aktuellen kurzwelligen respektive langwelligen Strahlungsflussdichten $Q_{S,d}$ und $Q_{L,d}$ sind für die Strahlungsbilanz an der Oberfläche die kurzwellige Albedo respektive die langwellige Emmissivität von Bedeutung. Die Emmissivität der Oberfläche wird für alle Bodenarten im Modell gleichgesetzt mit $\varepsilon = 0,996$. Die kurzwellige Albedo α setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen

$$\alpha = f_s \alpha_s + (1 - f_s) \cdot (f_v \alpha_v + (1 - f_v) \alpha_{so}), \quad (3.5)$$

wobei α_s , α_v und α_{so} die Albedo von Schnee, der Vegetation respektive des Bodens ist, f_s , f_v der Flächenanteil der Schneedecke und der Vegetation. Die Albedo der Vegetation ist

Bodenart	Eis	Gestein	Sand	sand- iger Lehm	Lehm	lehm- iger Ton	Ton	Torf
w_{PV} [1]	-	-	0,364	0,445	0,455	0,475	0,507	0,863
w_{FC} [1]	-	-	0,196	0,260	0,430	0,370	0,463	0,763
w_{PWP} [1]	-	-	0,042	0,100	0,110	0,185	0,257	0,265
w_{ADP} [1]	-	-	0,012	0,030	0,035	0,060	0,065	0,098
I_{K2} [$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$]	-	-	0,0035	0,0023	0,0010	0,0006	0,0001	0,0002
D_o [$10^{-9}\ m^2\ s^{-1}$]	-	-	18400	3460	3570	1180	442	106
D_1 [1]	-	-	-8,45	-9,47	-7,44	-7,76	-6,74	-5,97
K_0 [$10^{-9}\ m\ s^{-1}$]	-	-	47900	9430	5310	764	17	58
K_1 [1]	-	-	-19,27	-20,86	-19,66	-18,52	-16,32	-16,48
$\rho_0 c_0$ [$10^6\ J\ m^{-3}\ K^{-1}$]	1,92	2,10	1,28	1,35	1,42	1,50	1,63	0,58
λ_0 [$W\ K^{-1}\ m^{-1}$]	2,26	2,41	0,30	0,28	0,25	0,21	0,18	0,06
$\Delta\lambda$ [$W\ K^{-1}\ m^{-1}$]	0,0	0,0	2,10	2,12	1,33	1,34	1,32	0,44
$\alpha_{so,t}$ [1]	0,70	0,30	0,30	0,25	0,25	0,25	0,25	0,20
$\alpha_{so,f}$ [1]	0,00	0,00	0,44	0,27	0,24	0,23	0,22	0,10
Exponent B [1]	1,0	1,0	3,5	4,8	6,1	8,6	10,0	9,0
f_{Sand} [1]	-	-	0,90	0,65	0,40	0,35	0,15	0,90
f_{Ton} [1]	-	-	0,05	0,10	0,20	0,35	0,70	0,05

Tabelle 3.2: Bodenparameter (für nähere Erläuterungen siehe Text respektive Symbolverzeichnis)

konstant mit $\alpha_v = 0,15$, die Albedo des Schnees ist abhängig vom Alter der Schneedecke und variiert zeitlich zwischen $0,4 \leq \alpha_s \leq 0,7$. Die Albedowerte für unbewachsenen Boden sind von der Bodenart abhängig (Tabelle 3.2) und dem aktuellen Wassergehalt in der obersten Bodenschicht

$$\alpha_{so} = \alpha_{so,t} - \alpha_{so,f} w_l, \quad (3.6)$$

mit $\alpha_{so,t}$ als Albedo für trockenen Boden und $\alpha_{so,f}$ als Korrekturfaktor für feuchten Boden. Das bedeutet, dass die Albedo und damit der Energiegewinn der Oberfläche nicht von der Art der Vegetation abhängig ist. Im Sommer, wenn großräumig ein Vegetationsbedeckungsgrad von über 80% erreicht wird, führt das zu einer nahezu identischen Albedo im Modellgebiet. Das ist nicht realistisch und entspricht nicht dem aktuellen Stand der Klimamodellierung.

3.2.2 Bodenwärmestrom

Der Wärmetransport im Boden wird mittels der Wärmeleitungsgleichung (Gl. 2.5) beschrieben. Der Bodenwärmestrom G_k ergibt sich aus

$$G_k = -\lambda \frac{(T_{so})_{k+1} - (T_{so})_k}{z_{m,k+1} - z_{m,k}}, \quad (3.7)$$

wobei $z_{m,k}$ die Tiefe der Mitte der Schicht k ist. Bei der Wärmeleitfähigkeit, deren Bestimmung auf Daten von *Benoit* (1976) und *van Wijk und de Vries* (1966) beruht, wird ein mittlerer Flüssigwassergehalt w_m berücksichtigt:

$$\lambda = \lambda_0 + \left(0,25 + \frac{0,3\Delta\lambda}{1,0 + 0,75\Delta\lambda} \right) \Delta\lambda \cdot \text{Min} \left[\left(\frac{4w_m}{w_{PV}} \right); \left(1 + \left(\frac{4w_m}{w_{PV}} - 1 \right) \frac{1 + 0,35\Delta\lambda}{1,0 + 1,95\Delta\lambda} \right) \right] \quad (3.8)$$

Die Werte für λ_0 und $\Delta\lambda$ sind von der Bodenart abhängig und in Tabelle 3.2 dokumentiert. Für den mittleren Wassergehalt wird jedoch ein in Anhängigkeit von der Bodenart konstanter Wert angenommen mit

$$w_m = 0,5(w_{FC} + w_{PWP}). \quad (3.9)$$

Die Wärmeleitfähigkeit ist dadurch vom aktuellen Wassergehalt im Boden unabhängig. Das bedeutet, dass ein konstanter Wert über das gesamte Bodenprofil benutzt wird, der sich auch zeitlich nicht ändert. Dadurch wird eine gewisse Entkopplung des Energie- und Wasserhaushaltes vorgenommen. Für Simulationen über längere Zeiträume, in denen der Wassergehalt im Boden jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen ist, führt dies nicht zu Rückkopplungen auf den Energietransport im Boden und die Bodentemperatur und damit den sensiblen Wärmefluss.

Der Bodenwärmestrom G_0 als Residuum aus Strahlungsbilanz und den turbulenten Wärmeflüssen ersetzt an der oberen Grenzfläche des Bodens den Wärmefluss im Boden. Damit erhält man die Wärmeleitungsgleichung für die oberste Bodenschicht in der Form

$$\left(\frac{\partial T_{so}}{\partial t} \right)_{k=1} = \frac{1}{\rho_{so} c_{so} \Delta z_1} \left[\lambda \frac{(T_{so})_{k=2} - (T_{so})_{k=1}}{z_{m,2} - z_{m,1}} + G_0 \right]. \quad (3.10)$$

Die Berechnung der volumetrischen Wärmekapazität $\rho_{so} c_{so}$ erfolgt nach den jeweiligen

Werten für die verschiedenen Anteile an trockenem Boden, Wasser und Eis mit

$$\rho_{so}c_{so} = \rho_0c_0 + \rho_w c_w w_l + \rho_w c_{Eis} w_{Eis}, \quad (3.11)$$

wobei die Werte für trockenen Boden ρ_0c_0 in Abhängigkeit von der Bodenart in Tabelle 3.2 zu sehen sind, und für Wasser $\rho_w c_w = 4,18 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ und Eis $\rho_w c_{Eis} = 2,10 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ gilt. In der untersten Bodenschicht wird eine zeitlich konstante Temperatur angenommen

$$\left(\frac{\partial T_{so}}{\partial t} \right)_{k=10} = 0. \quad (3.12)$$

Die Temperatur $(T_{so})_{k=10}$ wird durch eine klimatologische Mitteltemperatur als externer Wert vorgegeben. Das könnte bei langen Simulationszeiten, wenn sich das Klima der Atmosphäre ändert, zu Problemen führen. Eine andere Behandlung dieser Randbedingung für Klimaänderungssimulationen erscheint notwendig.

3.2.3 Sensibler Wärmefluss

Der sensible Wärmefluss wird im TERRA-ML durch einen Bulk-Ansatz parametrisiert

$$H = \rho_a c_{p,a} \frac{1}{r_a} (T_{sfc} - \theta_a \pi_{sfc}), \quad (3.13)$$

mit $T_{sfc} = (T_{so})_{k=1}$, θ_a als potentielle Temperatur der untersten Atmosphärenschicht und π_{sfc} als skaliertem Luftdruck. Der aerodynamische Widerstand r_a wird dabei gegeben durch

$$r_a^{-1} = C_h |v_h|, \quad (3.14)$$

mit C_h als Transportkoeffizient für den Wärmetransport und v_h als horizontaler Windgeschwindigkeit. Die Bestimmung des Transportkoeffizienten basiert auf der Methode von *Louis* (1979) und setzt den Transportkoeffizienten in Beziehung zur Rauigkeitslänge z_0 , der Höhe h der untersten Atmosphärenschicht und der Bulk-Richardson-Zahl Ri_b . Er berücksichtigt damit die Eigenschaften der Oberfläche und die Stabilitätsverhältnisse.

3.2.4 Latenter Wärmefluss

Bei der Bestimmung des latenten Wärmeflusses wird im TERRA-ML davon ausgegangen, dass sich die Wasserdampfflüsse aus den verschiedenen Quellen zu einem totalen Fluss

summieren lassen. Damit erhält man als Gleichung für den latenten Wärmefluss

$$E = E_0 = L \cdot (E_{Tr} + E_b + E_i + E_s), \quad (3.15)$$

wobei E_{Tr} die Transpiration, E_b die Evaporation aus unbewachsenem Boden, E_i die Evaporation aus dem Interzeptionsspeicher und E_s die Evaporation (Sublimation) aus der Schneeschicht ist.

Die Transpiration E_{Tr} wird im TERRA-ML in Anlehnung an das BATS (*Dickinson*, 1984) bestimmt. Für die Vegetation wird angenommen, dass sie dieselbe Temperatur wie der Boden besitzt. Außer für Eis und Gestein wird Transpiration für alle Bodenarten gestattet. Durch die Berücksichtigung der Widerstände des Wasserdampftransportes von der Vegetation zur Bestandsluft (r_f) und von der Bestandsluft in die Atmosphäre (r_a) ergibt sich für die Transpiration

$$E_{Tr} = f_v \cdot (1 - f_i) \cdot (1 - f_s) \cdot \frac{1}{r_a + r_f} \cdot \rho_a (q_{sfc,sat} - q_a). \quad (3.16)$$

Der aerodynamische Widerstandskoeffizient für die Transpiration wird in Analogie zum sensiblen Wärmefluss (Gl. 3.14) bestimmt mit

$$r_a^{-1} = C_q |v_h|, \quad (3.17)$$

wobei C_q der Transportkoeffizient für den Wasserdampftransport ist. Momentan wird im Modell keine Unterscheidung für den Transport von Wärme und Wasserdampf vorgenommen, d.h. $C_h = C_q$. Der Widerstand der Vegetationsschicht gegenüber der Transpiration ist formuliert mit

$$r_f^{-1} = (r_{la} + r_s)^{-1} \cdot f_{LAI}, \quad (3.18)$$

wobei durch die Multiplikation mit dem Blattflächenindex die vergrößerte Blattoberfläche berücksichtigt wird. Die Transpiration ist demzufolge neben dem Vegetationsbedeckungsgrad auch direkt vom Blattflächenindex abhängig. Im Modell wird angenommen, dass der Wasserdampftransport zwischen Blättern und der Bestandsluft gleich dem Fluss zwischen Bestandsluft und Atmosphäre ist. Somit erhält man für den Transferwiderstand zwischen Blattoberfläche und der Umgebungsluft der Blattoberfläche $r_{la} = 0$. Der stomatale Wider-

stand r_s ergibt sich nach *Dickinson* (1984) mit

$$r_s^{-1} = r_{max}^{-1} + (r_{min}^{-1} - r_{max}^{-1})[F_{PAR}F_wF_TF_q], \quad (3.19)$$

wobei r_{max} und r_{min} der maximale und minimale stomatale Widerstand sind, und die Funktionen F_{PAR} den Einfluss der Strahlung, F_w den Einfluss des Bodenwassergehaltes, F_T den Einfluss der Umgebungstemperatur und F_q den Einfluss der umgebenden spezifischen Feuchte auf den aktuellen Stomatawiderstand beschreiben. Die Werte der Stressfunktionen F liegen zwischen 0 respektive 1 für optimale Bedingungen für die Transpiration und werden bestimmt mit

$$F_q = 1, \quad (3.20)$$

$$F_{PAR} = \text{Min} \left(1; \frac{Q_{PAR}}{Q_{PAR,crit}} \right), \quad (3.21)$$

$$F_w = \text{Max} \left[0; \text{Min} \left(1; \frac{w_{l,root} - w_{PWP}}{w_{TLP} - w_{PWP}} \right) \right], \quad (3.22)$$

$$F_T = \text{Max} \left[0; \text{Min} \left(1; 4 \frac{(T_{2m} - T_0)(T_{end} - T_{2m})}{(T_{end} - T_{2m})^2} \right) \right], \quad (3.23)$$

wobei Q_{PAR} die photosynthetisch aktive Strahlung, $Q_{PAR,crit} = 100 \text{ W m}^{-2}$, T_{2m} die Temperatur in 2 m Höhe über dem Erdboden und $T_{end} = 313,15 \text{ K}$ ein Tuningparameter ist. Der den Pflanzen zur Transpiration zur Verfügung stehende Wassergehalt des Bodens $w_{l,root}$ wird bestimmt mit

$$w_{l,root} = \frac{1}{z_{root}} \int_{z=0}^{z=z_{root}} w_l(z) dz, \quad (3.24)$$

wobei z_{root} die Wurzeltiefe, w_{PWP} der permanente Welkepunkt (Tabelle 3.2) und w_{TLP} der Turgorverlustpunkt ist. Der Punkt, ab dem die Pflanzenzellen ihren Innendruck verlieren, ergibt sich aus

$$w_{TLP} = w_{PWP} + (w_{FC} - w_{PWP}) \cdot (0,81 + 0,121 \arctg(E_{pot} - E_{pot,norm})), \quad (3.25)$$

mit der Feldkapazität w_{FC} (Tabelle 3.2), der potentiellen Evaporation E_{pot} und $E_{pot,norm} = 4,75 \text{ mm d}^{-1}$. Im Falle optimaler Bedingungen für die Transpiration wird diese durch den minimalen Stomatawiderstand, bei limitierten Bedingungen durch den maximalen Stomatawiderstand begrenzt. Diese Werte sind in der Parametrisierung unabhängig von der Art

der Vegetation und damit räumlich und zeitlich konstant, was als problematisch eingeschätzt werden muss, da die Vegetation sich zumeist an die klimatischen Bedingungen angepasst hat. In heißen und trockenen Gebieten besitzen Pflanzen wesentlich effektivere Mechanismen zur Reduktion der Transpiration als dies in gemäßigten Klimaten der Fall ist. Allgemein besteht im TERRA-ML das Problem, dass momentan keine Unterscheidung der Art der Vegetation in den Prozessen berücksichtigt ist.

Die Evaporation aus unbewachsenem Boden E_b ist parametrisiert mit

$$E_b = (1 - f_i) \cdot (1 - f_s) \cdot (1 - f_v) \cdot \text{Min}[E_{pot}; E_m], \quad (3.26)$$

mit f_i , f_s und f_v als Flächenanteil des Interzeptionsspeichers, der Schneedecke respektive der Vegetation und E_{pot} als potentielle Evaporation. E_m wird nach *Dickinson* (1984) als maximal möglicher Wasserdampffluss durch die gegebene Bodenoberfläche bestimmt. Die potentielle Evaporation wird bestimmt mit

$$E_{pot} = \rho_a C_q |v_h| (q_{sfc,sat} - q_a), \quad (3.27)$$

wobei $q_{sfc,sat}$ die Sättigungfeuchte bei der Temperatur der jeweiligen Oberfläche (Interzeptionsspeicher, Schneedecke, oberste Bodenschicht) ist. Die Parametrisierung des maximal möglichen Wasserdampfes durch die Bodenoberfläche E_m wurde durch das Anpassen eines Zwei-Schichtenmodells an die Lösung eines hochaufgelösten Bodenmodells gewonnen (*Doms et al.*, 2005). Dabei wird berücksichtigt, dass der Boden nicht mehr Wasser verdunstet, als aus tieferen Schichten nachgeliefert werden kann. Die Anpassung basierte auf einer analytischen Anpassung von Mittelwerten des mit dem Porenvolumen normierten Wassergehaltes einer obersten Schicht mit $0,1\text{ m}$ und einer aktiven Schicht von insgesamt 1 m . Das resultiert in der Formulierung

$$E_m = \rho_w C_b D \frac{w_{s,t}}{\sqrt{z_t z_u}}. \quad (3.28)$$

In der Version des TERRA-ML werden die Wassergehalte angenähert mit den nächstliegenden Schichtgrenzen, in diesem Fall (analog Tabelle 3.1) $z_u = 0,1\text{ m}$ ($u = 3$) und $z_t = 0,94\text{ m}$ ($t = 6$). Somit erhält man für den normierten Wassergehalt über den absolu-

ten Wassergehalt $W_{l,k}$ der obersten Bodenschicht

$$w_{s,u} = \frac{\sum_{k=1}^3 W_{l,k}}{w_{PV} \sum_{k=1}^3 \Delta z_k}. \quad (3.29)$$

Die weiteren Größen in Gleichung 3.28 ergeben sich aus

$$C_b = 1 + 1550 \frac{D_{min}}{D_{max}} \cdot \frac{B - 3,7 + 5/B}{B + 5}, \quad (3.30)$$

mit $D_{min} = 2,5 \cdot 10^{-10} m^2 s^{-1}$ sowie

$$D = 1,02 \cdot D_{max} s_u^{B+2} (w_{s,t}/w_{s,u})^{B_f}. \quad (3.31)$$

Der normierte Wassergehalt für die 1m aktive Bodenschicht $w_{s,t}$ wird berechnet mit

$$w_{s,t} = \frac{\sum_{k=1}^6 W_{l,k}}{w_{PV} \sum_{k=1}^6 \Delta z_k}, \quad (3.32)$$

und D_{max} bestimmt wird durch

$$D_{max} = B \cdot \psi_0 \cdot K_0 / \theta_{wm}, \quad (3.33)$$

mit $\psi_0 = 0,2m$ als hydraulisches Potential bei Sättigung, $\theta_{wm} = 0,8$ als Anteil des mit Wasser gesättigten Bodens. Die Parameter B und K_0 sind von der Bodenart abhängig (Tabelle 3.2). B_f berechnet sich aus

$$B_f = 5,5 - 0,8B \cdot \left[1 + 0,1(B - 4) \log_{10} \frac{K_0}{K_R} \right], \quad (3.34)$$

mit $K_R = 10^{-5} m s^{-1}$. Aus den Formulierungen wird deutlich, dass die Evaporation aus unbewachsenem Boden neben dem Vegetationsbedeckungsgrad hauptsächlich von der Bodenart respektive den zugeordneten spezifischen Parametern abhängt.

Befindet sich Wasser im Interzeptionsspeicher (W_i), so kann aus diesem Evaporation E_i stattfinden mit

$$E_i = Max \left[\frac{\rho_w}{\Delta t} W_i; f_i E_{pot} \right]. \quad (3.35)$$

Der Flächenanteil f_i des Interzeptionsspeichers ergibt sich aus

$$f_i = \text{Max} \left[0, 01; 1, 0 - e^{\text{Max}(-5, 0; -W_i/\delta_i)} \right], \quad (3.36)$$

mit $\delta_i = 0, 001 \text{ m}$. Die maximale Wassermenge, die im Interzeptionsspeicher zurückgehalten werden kann, ist abhängig vom Vegetationsbedeckungsgrad und wird bestimmt mit

$$W_{i,max} = W_{i,0}(1, 0 + 5, 0 \cdot f_v), \quad (3.37)$$

wobei $W_{i,0} = 5 \cdot 10^{-4} \text{ m}$. Im Falle der Taubildung ($E_{pot} < 0$, $T_{sfc} < T_0$) gilt

$$E_i = E_{pot}. \quad (3.38)$$

Analog zur Evaporation aus dem Interzeptionsspeicher (Gl. 3.35) wird die Evaporation aus der Schneedecke E_s bestimmt mit

$$E_s = \text{Max} \left[\frac{\rho_w}{\Delta t} W_s; f_s E_{pot} \right], \quad (3.39)$$

mit dem absoluten Wassergehalt der Schneedecke W_s und dem Flächenanteil der Schneedecke

$$f_s = \text{Max} [0, 01; \text{Min}(1, 0; W_s/\delta_s)], \quad (3.40)$$

mit $\delta_s = 0, 015 \text{ m}$. Unter den Bedingungen $E_{pot} < 0$ und $T_{s,sfc} < T_0$ wird die Reifbildung simuliert mit

$$E_s = E_{pot}. \quad (3.41)$$

Nachdem die Summe der einzelnen Wasserdampfflüsse aus den verschiedenen Quellen bestimmt wurde (Gl. 3.15), wird abschließend die fiktive spezifische Feuchte an der Oberfläche $q_{sfc,f}$ bestimmt, die notwendig wäre, um den berechneten Wasserdampffluss zu gewährleisten. Analog dem Bulk-Ansatz der potentiellen Verdunstung (Gl. 3.27) erfolgt dies mit

$$E_0 = \rho_a C_q |v_h| (q_{sfc,f} - q_a). \quad (3.42)$$

Die damit bestimmte spezifische Feuchte berücksichtigt dadurch den Einfluss der Vegetation auf die im Bulk-Ansatz eigentlich vorausgesetzte flache Oberfläche.

3.2.5 Bodenwasser

Über den Niederschlag, die Tau- und Reifbildung sowie über Evaporation und Transpiration erfolgt der Austausch von Wasser zwischen Boden und Atmosphäre (Abbildung 3.1). Ein weiterer Prozess der beim Wasserhaushalt berücksichtigt wird, ist der Wasserverlust im Boden durch Abfluss. Als Wasserspeicher des Bodenmodells dienen der Interzeptionspeicher, die Schneedecke und die Bodenschichten selbst. Wasser kann zwischen den Speichern ausgetauscht werden durch Infiltration, Perkolation und Kapillarbewegung, Schneeschmelze sowie beim Gefrieren von Wasser im Interzeptionsspeicher.

Wasser wird dem Boden über Infiltration von Niederschlag zugeführt. Die Infiltrationsrate I_P ist durch das verfügbare Porenvolumen in der obersten Bodenschicht limitiert:

$$I_P = \text{Min}(I_{max}; \frac{w_{PV} - w_{l,1}}{2\Delta t} \Delta z_1 \rho_w). \quad (3.43)$$

Bei gefrorenem Boden findet keine Infiltration statt, es kommt zu Oberflächenabfluss oder der Ausbildung einer Schneedecke. Ansonsten wird die maximale Infiltrationsrate I_{max} bestimmt mit

$$I_{max} = f_r S_{oro} [\text{Max}(0, 5; f_v) \cdot I_{k1} (w_{PV} - w_{l,1}) / w_{PV} + I_{k2}], \quad (3.44)$$

wobei $I_{k1} = 0,002 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Das Porenvolumen w_{PV} und I_{k2} sind von der Bodenart abhängig (Tabelle 3.2). Durch $f_r = 1 - (w_{Eis,1} / w_{PV})$ wird die Reduktion der maximalen Infiltration durch Eis in der obersten Bodenschicht berücksichtigt. Die subskaligen Geländeeffekte werden momentan im TERRA-ML vernachlässigt ($S_{oro} = 1$). Wird die maximale Infiltrationsrate erreicht, kommt es zur Generierung von Oberflächenabfluss R .

Das Wasserbudget der Bodenschichten hängt von den Wassergehalten der über- und unterliegenden Schichten ab. Zudem wird der Wassergehalt der Bodenschicht von der Wasserextraktion durch Evapotranspiration, dem Gravitations- und Kapillartransport sowie der Abflussbildung beeinflusst. Der vertikale Transport infiltrierten Wassers wird im TERRA-ML durch die Richards-Gleichung parametrisiert (2.12). Unter Vernachlässigung der Extraktion von Wasser durch Wurzeln erhält man

$$\frac{\partial w_l}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial F}{\partial z}, \quad (3.45)$$

mit

$$F = \rho_w \left(D_w(w_l) \frac{\partial w_l}{\partial z} - K(w_l) \right). \quad (3.46)$$

Die hydraulische Diffusivität $D_w(w_l)$ und die hydraulische Leitfähigkeit $K(w_l)$ sind vom Wassergehalt abhängig und werden parametrisiert durch

$$D_w(w_l) = D_0 \exp \left(D_1 \frac{w_{PV} - \bar{w}_l}{w_{PV} - w_{ADP}} \right) \quad (3.47)$$

und

$$K(w_l) = K_0 \exp \left(K_1 \frac{w_{PV} - \bar{w}_l}{w_{PV} - w_{ADP}} \right), \quad (3.48)$$

wobei w_{ADP} die Residualfeuchte und \bar{w}_l das gewichtete Mittel des Wassergehaltes der Halblevels ist. Die Konstanten D_0 , D_1 , K_0 , K_1 und w_{ADP} sind von der Bodenart abhängig (Tabelle 3.2). Am Unterrand der letzten hydrologisch aktiven Schicht ist $D_w = 0$, d.h. es wird nur noch Versickerung berücksichtigt und keine Diffusion von unterliegenden Schichten. Am Oberrand ersetzt die Infiltration den vertikalen Fluss. Ist die Feldkapazität der Bodenschicht erreicht, kommt es zur Generierung von Bodenabfluss analog zu

$$R_k = - \frac{w_{l,k} - w_{FC}}{w_{PV} - w_{FC}} \left(\frac{\partial F}{\partial z} \right)_k \Delta z_k. \quad (3.49)$$

Die Menge an Wasser Tr_k , die dem Boden durch die Extraktion von Wurzeln (Transpiration) entzogen wird, verteilt sich auf die Bodenschichten k mit

$$Tr_k = E_{Tr} \frac{\Delta z_{root,k}}{z_{root}} \frac{w_{l,k}}{w_{l,root}}, \quad (3.50)$$

wobei $\Delta z_{root,k}$ der durchwurzelte Anteil der Bodenschicht ist.

3.2.6 Externe Parameter

Für die Parametrisierungen im TERRA-ML werden zusätzlich externe Parameter benötigt, die hauptsächlich dazu dienen, den Zustand der Erdoberfläche zu charakterisieren. Dazu gehören neben der Land-See-Klassifikation und der Orografie die Landnutzungsart mit den damit verbundenen Oberflächeneigenschaften. Als externe Eingangsparameter für das Bodenmodell werden in Bezug auf die Landnutzungsart die Größen Rauigkeitslänge, Vegetationsbedeckungsgrad, Wurzeltiefe, Blattflächenindex (LAI) sowie die Bodenart vorgegeben. Ein weiterer Parameter, der vorgegeben wird, ist die untere Randbedingung des

Bodens. Die Temperatur in der untersten Bodenschicht wird in den Simulationen konstant gehalten und wird mit Werten, die vom Datensatz der CRU (*New et al.*, 2000) abgeleitet wurden, initialisiert.

Zur Bestimmung der Landnutzungsklassen dienen zwei Datensätze. Dies ist zum einen der Datensatz der GLOBAL LAND COVER CHARACTERISTICS DATA BASE (GLCC) vom amerikanischen Geological Service. Dieser Datensatz liegt in einer räumlichen Auflösung von 1 *km* weltweit außer für die Antarktis vor. Als Basis dient ein Jahr AVHRR-Daten aus denen 24 Landnutzungsarten abgeleitet wurden. Die Genauigkeit der automatischen Interpretation wurde manuell überprüft und wird mit 65% angegeben (*Doms et al.*, 2005). Zum anderen wird der CORINE Datensatzes benutzt. Dieser basiert auf einer Initiative der Europäischen Union und stellt die benötigten Werte in einer räumlichen Auflösung von 250 *m*, aber nur für bestimmte Teile Europas bereit. Dort, wo Daten vorhanden sind, werden die GLCC Daten durch die des CORINE Datensatzes ersetzt.

Die Bodenart wird vom FAO Datensatz DIGITAL SOIL MAP OF THE WORLD abgeleitet. Dieser Datensatz liegt in einer geografischen Projektion mit einer Auflösung von 5 Bogenminuten vor. In diesem Datensatz wurde aus den verschiedenen Klassifikationen der Nationen eine gemeinsame Definition erstellt. Aus einigen Gebieten liegen keine beobachteten Werte vor, so dass dort die Bodenart aufgrund der Landform, Geologie, Vegetation und/oder des Klimas abgeschätzt wurde.

Die Charakteristik der Vegetation, also Vegetationsbedeckungsgrad und LAI wird durch eine einfache zeitabhängige Interpolation von einem Minimal- und einem Maximalwert der Größe entsprechend der Landnutzungsart ermittelt. Der aktuelle Wert hängt dabei vom Tag im Jahr J_d , der geografischen Breite und der Geländehöhe ab. Zunächst wird dabei der Beginn V_s und die Länge V_l der Vegetationsperiode bestimmt mit

$$V_s = \max(1, 0; 3(|\varphi| - 20^\circ)), \quad (3.51)$$

$$V_l = \min(365; 345 - 4, 5(|\varphi| - 20^\circ)), \quad (3.52)$$

wobei φ die geografische Breite ist. Die Interpolation der Größe PL (Vegetationsbedeckungsgrad oder LAI) erfolgt dann mit

$$PL(\varphi, J_d, \Phi_s) = PL_{min} + (PL_{max} - PL_{min}) \cdot f_{pl} \cdot f_h(\Phi_s), \quad (3.53)$$

mit

$$f_{pl} = \max(0, 0; \min(1, 0; C \cdot \sin(\pi \cdot \max(0, 0; (J_d - V_s)/V_l)))) \quad (3.54)$$

und dem Höhenkorrekturfaktor $f_h(\Phi_s) = \exp(-5 \cdot 10^{-9} \cdot \Phi_s^2)$ mit dem Geopotential an der Oberfläche Φ_s . Die Konstante $C = 1,12$ bestimmt die Länge der Periode, für die gilt $f_{pl} = 1$. Für die Wurzeltiefe wird in den Simulationen ein zeitlich konstanter Wert benutzt.

Kapitel 4

Unsicherheitsbereiche von Oberflächen- und Bodenparametern

Im Kapitel 3.2 wurde gezeigt, welche Vielzahl an Parametern im Bodenmodell des CLM benutzt werden. Diese Parameter stammen entweder aus einer Parametrisierung oder werden als externe Daten aus Beobachtungen in das Modell eingeführt. Für viele dieser Parameter ist die Angabe eines Unsicherheitsbereiches für den Parameter von großem Wert. Aus verschiedenen Messmethoden resultieren verschiedene Werte für dieselbe Größe und eine Entscheidung, welcher Wert der “richtige” ist, kann in vielen Fällen nicht getroffen werden. In diesem Kapitel werden Unsicherheitsbereiche für verschiedene Oberflächen- und Bodenparameter aufgezeigt und die Auswahl der Parameter für die Sensitivitätsstudien begründet.

4.1 LAI

In Abbildung 4.1 ist für verschiedene Quellen der minimale und in Abbildung 4.2 der maximale Blattflächenindex LAI für das Modellgebiet gezeigt. Außer den Werten, die ursprünglich im CLM benutzt werden, sind in den Abbildungen noch Werte von einem vom GKSS-Forschungszentrum bereitgestellten Datensatz (*B. Rockel, pers. Mitteilung*), vom ECOCLIMAP Projekt (*Masson et al., 2003*) und vom EFAI-NDVI Datensatz (*Stöckli und Vidale, 2004*) zu sehen.

Der ECOCLIMAP-Datensatz ist ein globaler Oberflächenparameterdatensatz mit $1 \times 1 \text{ km}^2$ räumlicher Auflösung. Er wurde aus bereits bestehenden Landnutzungsdatensätzen und Klimakarten sowie Satellitendaten zusammengestellt. Zuerst wurden dafür 215 Öko-

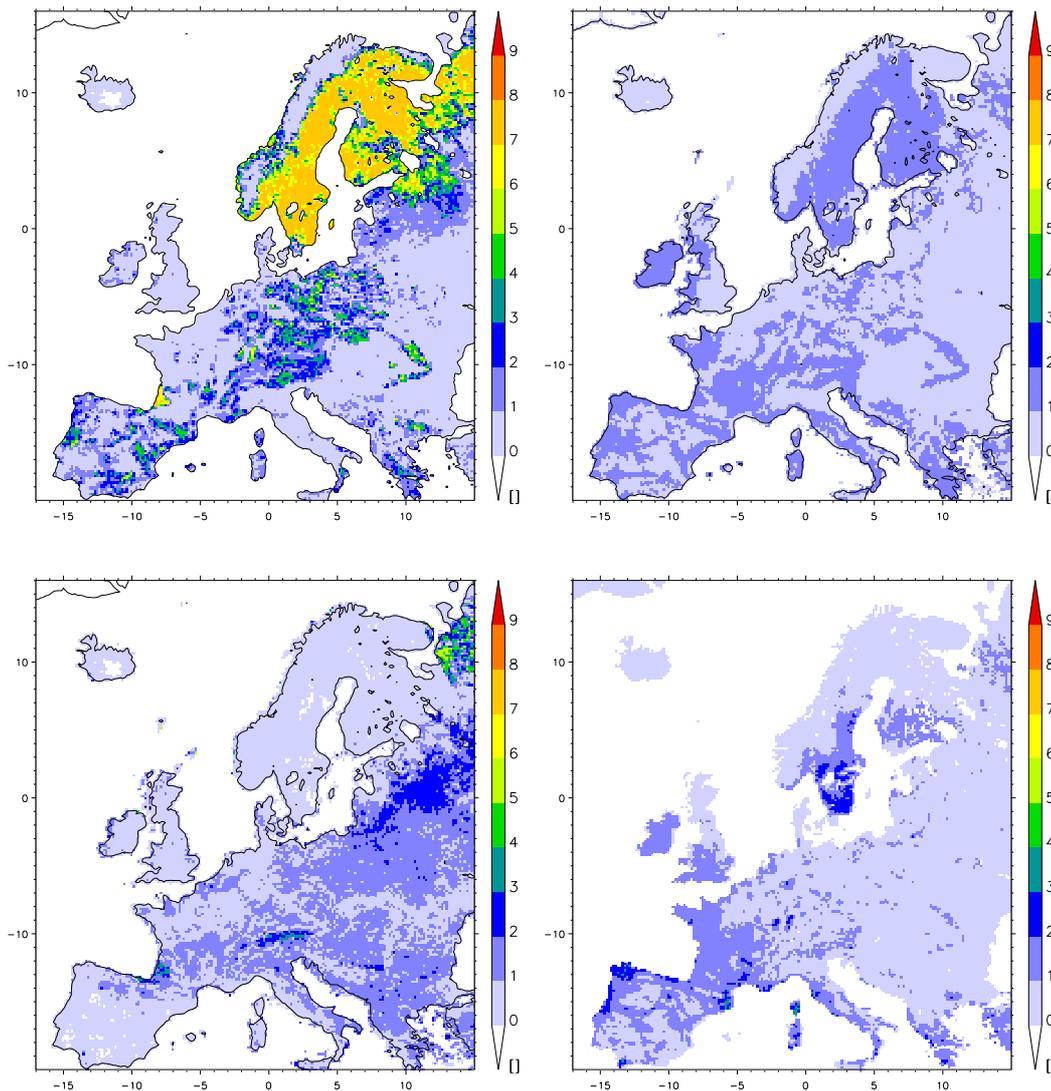


Abbildung 4.1: Minimaler Blattflächenindex für das CLM (oben links), ECOCLIMAP (oben rechts), GKSS (unten links) und EFAI (unten rechts)

systeme definiert und danach die Oberflächenparameter den einzelnen Ökosystemen zugewiesen. Unter einer Vielzahl weiterer Parameter enthält der Datensatz auch Werte für den Blattflächenindex und den Vegetationsbedeckungsgrad. Diese Werte liegen auf Monatsbasis vor. Für die Studien wurden die minimalen und maximalen Werte für die Gitterpunkte aus den gesamten Monatsdaten ermittelt und auf das Modellgitter projiziert.

Der *European Fourier-Adjusted and Interpolated Normalized Difference Vegetation Index* Datensatz (von hier an als EFAI referenziert) enthält Daten über die globale Pflanzenphänologie, die aus Satellitenbeobachtungen gewonnen wurden. Sie werden als Mittelwerte über den Zeitraum 1982-2001 bereitgestellt. Zeitvariante Felder wie der LAI liegen als 10-Tagesmittelwerte für die Periode vor. Für die Abbildungen 4.1, 4.2, 4.3 und 4.4 wurde wie

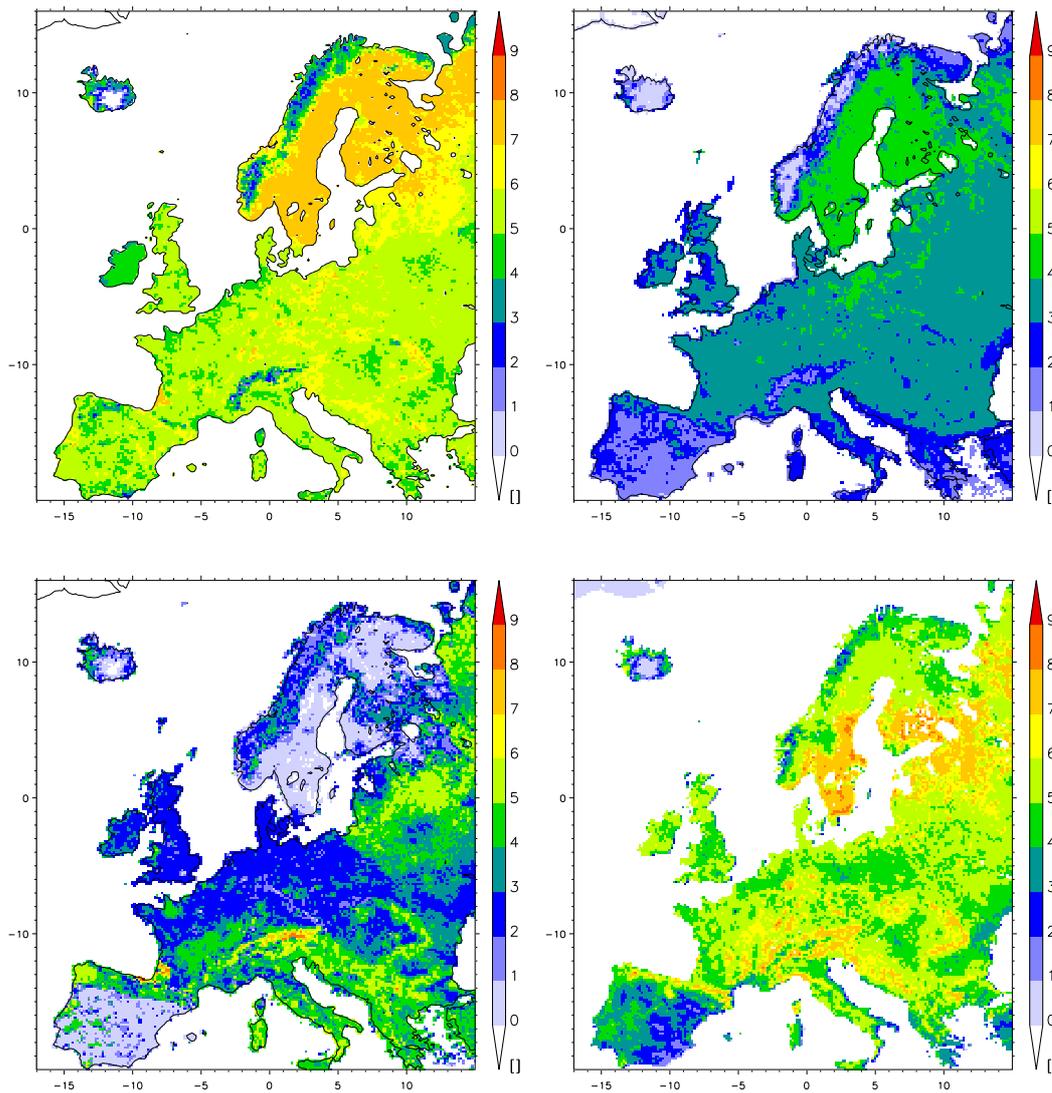


Abbildung 4.2: Maximaler Blattflächenindex für das CLM (oben links), ECOCLIMAP (oben rechts), GKSS (unten links) und EFAI (unten rechts)

beim ECOCLIMAP-Datensatz aus den einzelnen Terminen das Minimum und Maximum für die einzelnen Gitterpunkte ermittelt und auf das Gitter projiziert.

Die Werte der GKSS basieren ebenso wie die Originaldaten des DWD auf dem GLCC-Datensatz, wurden am Forschungsinstitut prozessiert und als Eingabeparameter für das CLM aufbereitet.

Die Abbildungen 4.1 und 4.2 zeigen deutlich, dass sich die Werte für den maximalen LAI in einigen Gebieten, wie z.B. der Iberischen Halbinsel oder Skandinavien, zwischen den Originaldaten und den anderen Datensätzen im Bereich von $2-6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ erheblich unterscheiden. Aber auch die Datensätze untereinander weisen sichtbare Differenzen auf. So kann man in Skandinavien teilweise für den einen Datensatz Werte für den maxima-

len Blattflächenindex von unter $1 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ finden (GKSS), während zwei andere Werte von über $7 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ angeben (CLM und EFAI) und der vierte Datensatz einen Wert um $4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ angibt. Beim Wert für den minimalen Blattflächenindex sind die Unterschiede nicht so extrem, da hier die Werte im Gebiet insgesamt, mit Ausnahme CLM in Skandinavien, niedrig sind. Das räumliche Muster ist aber auch hier für die Datensätze deutlich zu unterscheiden.

Die biophysikalischen Variablen, die aus Satellitenbeobachtungen gewonnen werden unterliegen einem großen Unsicherheitsbereich. Für die Ableitung der Werte, wie z.B. LAI, kommen Modelle zum Einsatz, die meist eine empirische Beziehung zwischen dem vom Satelliten beobachteten Wert, z.B. des NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), und der biophysikalischen Größe benutzen. Da für unterschiedliche Gebiete unterschiedliche Beziehungen gelten, kann es zu Unsicherheiten in der Bestimmung des LAI von 10-30% kommen (*Friedl et al., 1995*). Die Unterschiede in den hier gezeigten Datensätzen weisen aber wesentlich größere Werte auf. Insbesondere die Werte des GKSS Datensatzes in Skandinavien und auf der Iberischen Halbinsel im Bereich von $1,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ scheinen im Vergleich eher unrealistisch.

4.2 Vegetationsbedeckungsgrad

Die Abbildungen 4.3 und 4.4 zeigen den minimalen respektive maximalen Vegetationsbedeckungsgrad der Daten, wie sie original im CLM benutzt werden sowie für den ECOCLIMAP und den GKSS Datensatz. Wie schon beim Blattflächenindex zeigen sich deutliche Unterschiede, allerdings sind beim Vegetationsbedeckungsgrad die Unterschiede der minimalen Werte größer als die der maximalen. In einigen Gebieten, z.B. Frankreich, findet man einen minimalen Flächenanteil der Vegetation für ECOCLIMAP von über 70%, während er im CLM bei 30% und für GKSS unter 20% liegt. Beim maximalen Bedeckungsgrad sind die Unterschiede insbesondere im Mittelmeerraum (Iberische Halbinsel) ausgeprägt. Als Größenordnung für die mittleren Abweichungen lassen sich dabei 5-30% feststellen. Zusammen mit den in Kapitel 3.2.6 festgestellten Qualitätsmerkmalen der Originaldaten des DWD ist dies für den Unsicherheitsbereich des Parameters ein realistischer Wert.

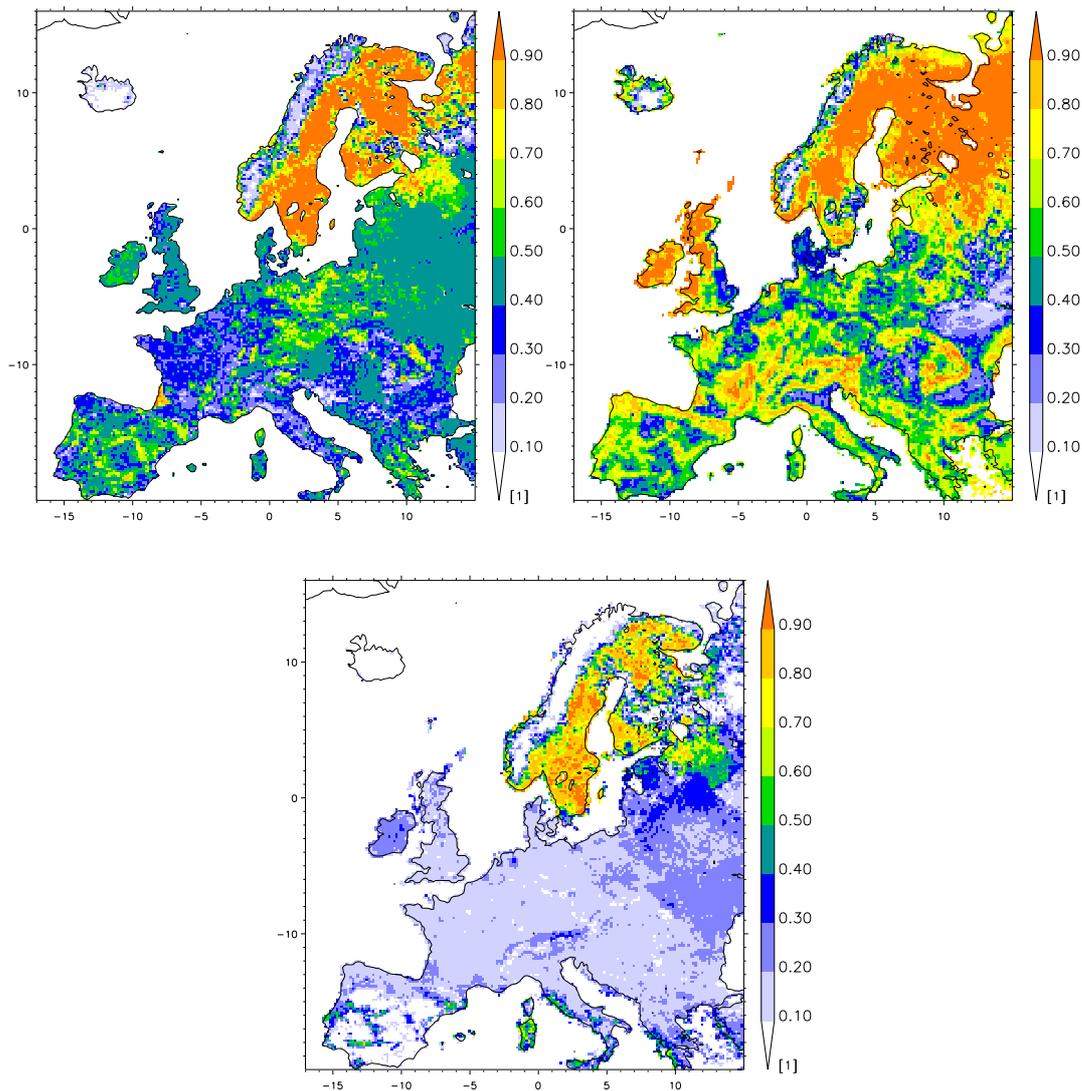


Abbildung 4.3: Minimaler Vegetationsbedeckungsgrad für CLM (oben links), ECOCLIMAP (oben rechts) und GKSS (unten)

4.3 Bodenart

In der Abbildung 4.5 ist die Zuordnung der Bodenarten für das CLM wie original links zu sehen, das rechte Bild zeigt die Zuordnung nach dem GKSS Datensatz. Der ECOCLIMAP Datensatz beinhaltet diese Größe auch. Allerdings ist hier eine andere Klassifizierung vorgenommen worden, so dass ein direkter Vergleich nicht möglich ist. Daran kann man jedoch das prinzipielle Problem erkennen, das für die Bestimmung der Bodenart besteht. Neben der ungenügenden Anzahl an Messdaten für eine großräumige Kartierung führt die Vielzahl von Klassifizierungsmethoden zu einer Vielzahl unterschiedlicher Bezeichnungen für dieselbe Bodenart oder der Zuordnung des Bodens zu einer Bodenart mit einer großen

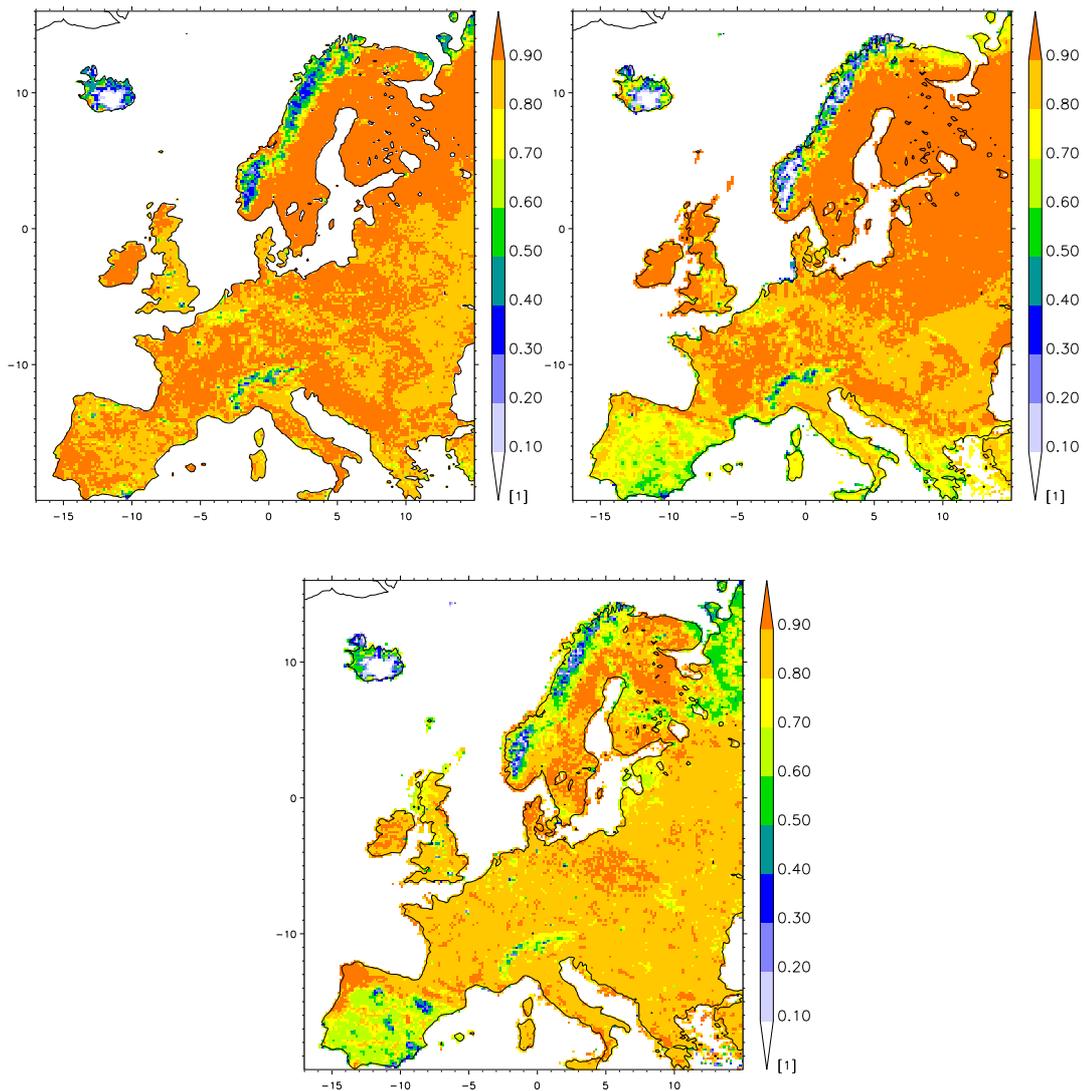


Abbildung 4.4: Maximaler Vegetationsbedeckungsgrad für CLM (oben links), ECOCLIMAP (oben rechts) und GKSS (unten)

Variation der bodenphysikalischen Eigenschaften innerhalb dieser Klasse. Diese Eigenschaften werden durch die Textur des Bodens bestimmt, die durch die Zusammensetzung der Korngrößenfraktionen gegeben ist. In Abbildung 4.6 ist die Einteilung des Bodens in Bodenarten anhand des Gemisches von Sand, Schluff und Ton nach DIN 4220 und der in den USA gebräuchlichen Version zu sehen. Das TERRA-ML unterteilt momentan 5 Bodenarten des Feinbodens, während in der Originalversion des BATS 12 Bodenarten für die Einteilung von Sand bis Ton benutzt werden (*Dickinson et al., 1986*).

Den verschiedenen Bodenarten werden im Modell spezifische Eigenschaften zugewiesen, wie z.B. die Feldkapazität, das Porenvolumen, der permanente Welkepunkt, die Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität (siehe auch Tabelle 3.2). In der Literatur finden sich für

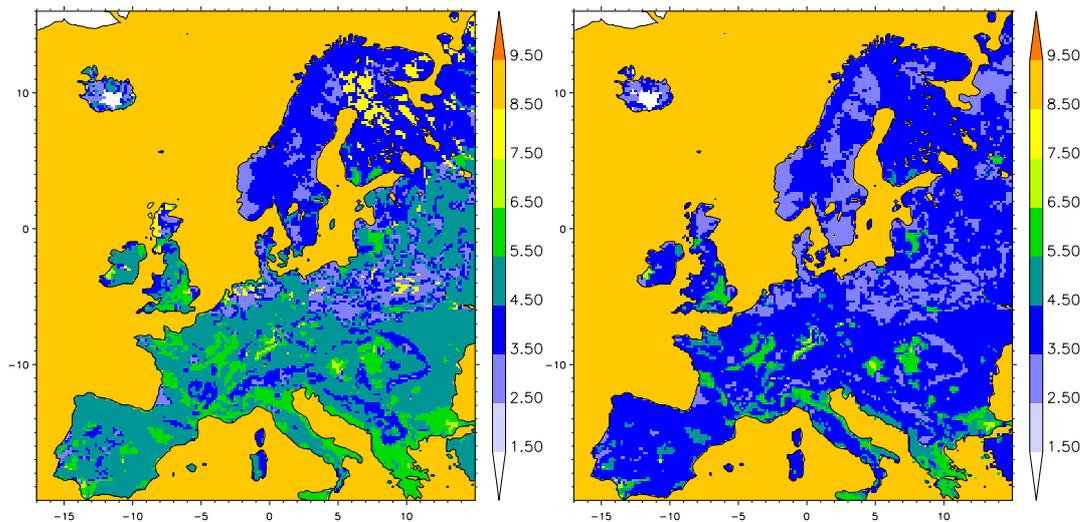


Abbildung 4.5: Bodenart im CLM (links) und für GKSS. 1 - Eis, 2 - Gestein, 3 - Sand, 4 - sandiger Lehm, 5 - Lehm, 6 - lehmiger Ton, 7 - Ton, 8 - Torf, 9 - Wasser.

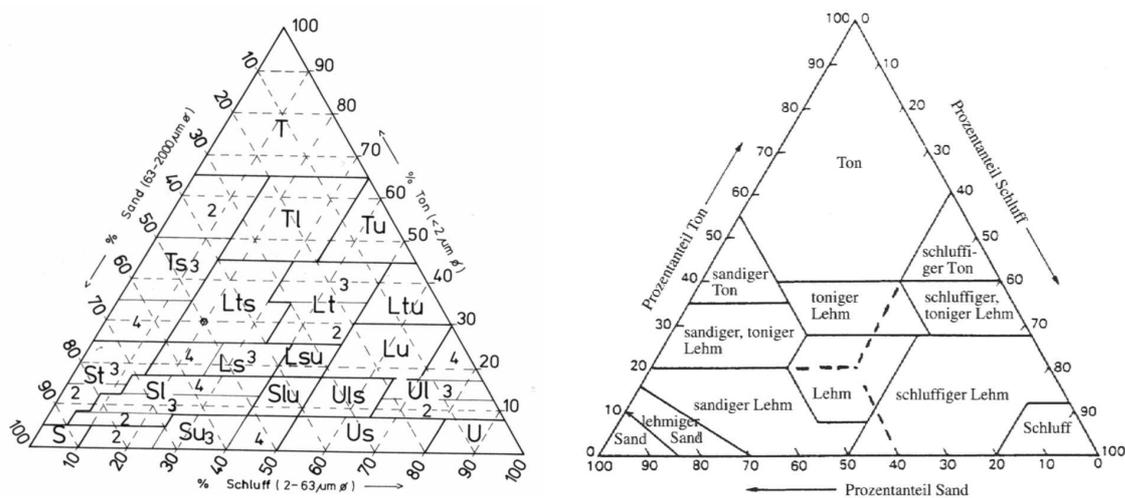


Abbildung 4.6: Bodenarten des Feinbodens nach der US Soil Taxonomy (rechts) und nach DIN 4220 (S = Sand, s = sandig, U = Schluff, u = schluffig, L = Lehm, l = lehmig, T = Ton, t = tonig)

die Bodenarten für die verschiedenen Werte unterschiedliche Angaben. Wie Tabelle 4.1 und Abbildung 4.7 zeigen, besitzen die bodenphysikalischen Werte dabei auch einen Unsicherheitsbereich, der von einigen Prozent bis zu einigen Größenordnungen wie bei der hydraulischen Leitfähigkeit reicht. In Abbildung 4.7 ist zu sehen, welcher Unsicherheitsbereich für die hydraulische Leitfähigkeit durch 3 verschiedene Ansätze in der Bestimmung aufgespannt wird. Zum einen ist die Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit nach *Brooks und Corey* (1964) gezeigt. Sie verwenden die Formel

Parameter	Sand	Ton	Autor
Wärmeleitfähigkeit [$W m^{-1} K^{-1}$]	0,4 - 10,0	0,2 - 1,5	<i>Geiger et al. (1995)</i>
	0,29 - 2,55	0,16 - 1,59	<i>van Wijk (1963)</i>
	0,3 [†]	0,25 [†]	<i>Ayra (2001)</i>
Wärmekapazität [$10^6 J m^{-3} K^{-1}$]	0,83 - 2,51	0,41 - 1,67	<i>Geiger et al. (1995)</i>
	1,26 - 2,93	1,26 - 2,93	<i>van Wijk (1963)</i>
	1,28 [†]	1,42 [†]	<i>Ayra (2001)</i>
Permanenter Welkepunkt [—]	0,0677	0,2864	<i>Clapp und Hornberger (1978)</i>
	0,03 - 0,1	0,19 - 0,24	<i>Stöckle und Nelson (1996)</i>
	0,01	0,138	<i>Dudhia et al. (2005)</i>
Porenvolumen [—]	0,395	0,482	<i>Clapp und Hornberger (1978)</i>
	0,339	0,468	<i>Dudhia et al. (2005)</i>
	0,437	0,475	<i>Rawls und Brakensiek (1982)</i>
	0,43	0,38	<i>Carsel und Parrish (1988)</i>
	0,415	0,451	Rawls in <i>Schaap und Leij (1998)</i>
Residuärer Wassergehalt [—]	0,020	0,089	<i>Rawls und Brakensiek (1982)</i>
	0,045	0,068	<i>Carsel und Parrish (1988)</i>
	0,044	0,075	Rawls in <i>Schaap und Leij (1998)</i>

[†]trockener Boden

Tabelle 4.1: Unsicherheitsbereich für bodenphysikalische Parameter

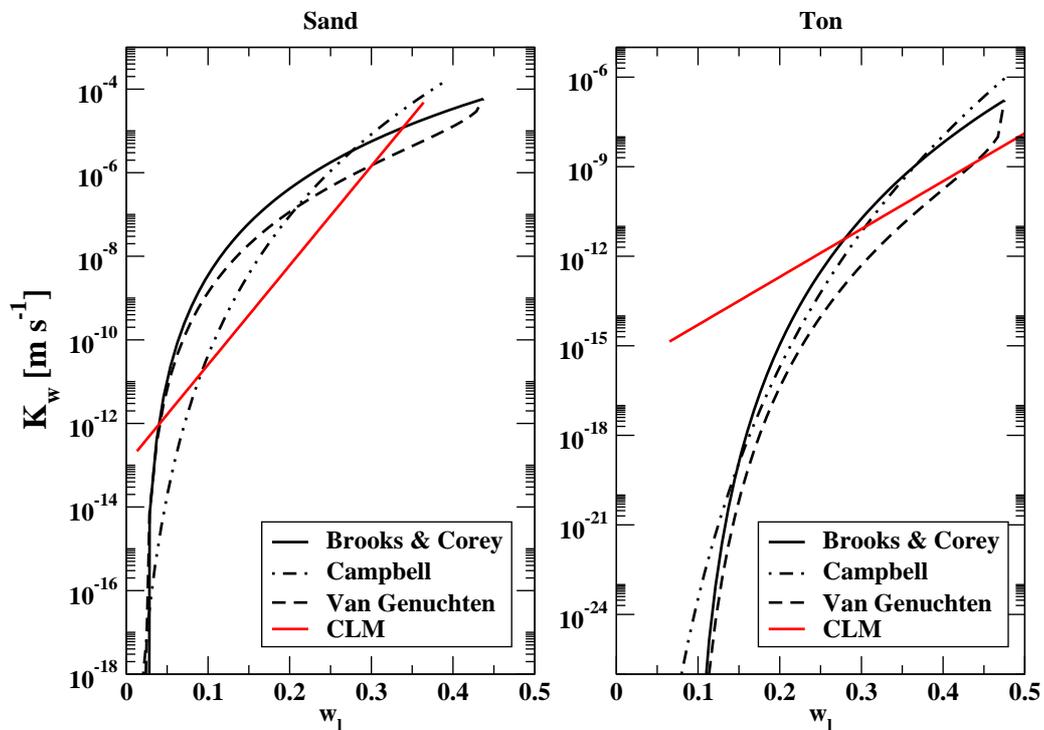


Abbildung 4.7: Hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt nach verschiedenen Autoren (siehe Text) und dem CLM für die Bodenarten Sand (links) und Ton

$$K(w_l) = K_s \left(\frac{w_l - w_{ADP}}{w_{PV} - w_{ADP}} \right)^{\frac{2}{\lambda} + 3} \quad (4.1)$$

mit Werten für w_{ADP} , w_{PV} , K_s und λ nach *Rawls und Brakensiek* (1982) (Tabelle 4.1), wobei $K_s = 5,83 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ und $\lambda = 0,694$ für Sand und $K_s = 1,67 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ und $\lambda = 0,165$ für Ton. Nach *Campbell* (1974) mit Werten von *Clapp und Hornberger* (1978) wird die hydraulische Leitfähigkeit unter Vernachlässigung des residualen Wassergehaltes bestimmt mit

$$K(w_l) = K_s \left(\frac{w_l}{w_{PV}} \right)^{\frac{2}{\lambda} + 3}, \quad (4.2)$$

wobei $K_s = 1,76 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ und $\lambda = 0,247$ für Sand und $K_s = 1,30 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ und $\lambda = 0,088$ für Ton. Eine weitere Methode wurde von *van Genuchten* (1980) formuliert mit

$$K(w_l) = K_s \sqrt{\frac{w_l - w_{ADP}}{w_{PV} - w_{ADP}}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{w_l - w_{ADP}}{w_{PV} - w_{ADP}} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2, \quad (4.3)$$

mit $m = 1 - (\lambda + 1)^{-1}$, wobei diese Parametrisierung auf den Daten von *Rawls und Brakensiek* (1982) beruht. Zusätzlich sind in Abbildung 4.7 noch die Werte für die hydraulische Leitfähigkeit zu sehen, wie sie nach Gleichung 3.48 mit den Werten aus Tabelle 3.2 für das CLM erhalten werden. Wie zu erkennen ist, sind die Differenzen bei verschiedenen Wassergehalten unterschiedlich groß, können aber mehrere Größenordnungen ausmachen.

Sowohl die Einteilung der Bodenarten als auch die Zuordnung der entsprechenden Parameter weist einen großen Unsicherheitsbereich aus. Hinzu kommen noch die Probleme bei der Bestimmung der Werte für die einzelnen Parameter, so dass sich die Zuordnung der Bodenarten im Modell als eine Quelle von Unsicherheiten ausweist.

4.4 Parameter für die Sensitivitätstudien

In den vorherigen Abschnitten wurden Unsicherheitsbereiche für einige Oberflächen- und Bodenparameter vorgestellt. Des Weiteren zeigt sich, dass im CLM in der aktuellen Version die Albedo der Vegetation mit einem räumlich und zeitlich konstanten Wert von $\alpha_v = 0,15$ angenommen wird. Damit kann der Einfluss unterschiedlicher Vegetationsformen nicht berücksichtigt werden. Die strahlungsaktive Albedo der Bodenoberfläche setzt sich zwar aus mehreren Komponenten zusammen (Gl. 3.5), aber eine räumliche Variation, insbesondere in der Vegetationsphase, wenn ein Bedeckungsgrad von über 80% erreicht wird, kann Auswirkungen auf die Verteilung der Strahlungsabsorption haben und damit zu einer hö-

heren Variabilität in den Simulationen führen. Wie für die Vegetationsalbedo wird auch für den Stomatawiderstand im Modell ein räumlich konstanter Minimal- respektive Maximalwert angenommen. Auch hier ist keine Berücksichtigung der Art der Vegetation vorhanden. Der aktuelle Wert für den stomatalen Widerstand am Gitterpunkt berechnet sich nach Gleichung 3.19 und ist damit neben dem Minimal- und Maximalwert noch von den Umweltbedingungen am Gitterpunkt abhängig. Prinzipiell werden beide Parameter (Vegetationsalbedo und Stomatawiderstand) von der Art der Vegetation bestimmt. Da diese Abhängigkeit nicht im Modell berücksichtigt ist, kommt es zu einem Unsicherheitsbereich in der Bestimmung der Werte für die Parameter.

In der Wärmeleitungsgleichung ist zu sehen, dass die Wärmeleitfähigkeit eine Funktion der Bodenart und des Wassergehaltes ist (Gl. 3.8). Für die Berechnung wird aber momentan im CLM ein mittlerer, konstanter Wassergehalt angenommen. Daraus ergibt sich eine gewisse Entkopplung des Wasser- und Energiehaushaltes im Boden, was zu einer geringeren Variabilität führen kann. Aus dieser Art der Formulierung ergibt sich somit ein Unsicherheitsbereich für die Bestimmung der Bodentemperatur.

Mit diesen Erkenntnissen und den festgestellten Unsicherheitsbereichen in den vorigen Abschnitten wurden folgende Parameter für die Sensitivitätsstudien ausgesucht

- ⇒Blattflächenindex (LAI)
- ⇒Vegetationsbedeckungsgrad
- ⇒Wurzeltiefe
- ⇒Vegetationsalbedo
- ⇒Stomatawiderstand
- ⇒Bodenart
- ⇒Wärmeleitfähigkeit

Zudem wird in zwei weiteren Sensitivitätsstudien untersucht, welche Auswirkungen das Benutzen von Datensätzen aus unterschiedlichen Quellen hat, die für mehrere Oberflächenparameter unterschiedliche Werte ausweisen.

Kapitel 5

Ergebnisse der Sensitivitätsstudien

5.1 Referenzsimulation (REF)

Um die Sensitivität einer Parameteränderung abschätzen zu können, wurde zunächst eine Referenzsimulation durchgeführt. Dieser Simulation dienten ERA40-Reanalysedaten als Antriebsdaten, die alle 6h in das Modell eingelesen wurden. Die Simulation wurde am 01.05.1986 mit einer Kaltstartinitialisierung begonnen und bis zum 01.01.1988 fortgesetzt. Somit liegt eine Simulation über ein komplettes Jahr vor, auf dem die Auswertung beruht. Eine längere Simulationszeit war wegen des großen Rechenbedarfs nicht realisierbar. Alle Rechnungen wurden am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) durchgeführt.

Die ersten Monate der Simulation bis zum 01.01.1987 dienten dabei als Einschwingphase für den Boden. Für die Initialisierung wurde der Mai gewählt, da dort das Profil der Bodentemperatur dem des Interpolationsprofils bei der Initialisierung am nächsten kommt und somit eine kurze Einschwingzeit für das Bodenmodell ausreicht. Das Jahr 1987 ist ein, bezogen auf Daten der Climate Research Unit (CRU, *New et al.* (2000, 2002)) für einen Zeitraum von 1979-1993, leicht zu kaltes Jahr. Die Niederschlagssumme für das Jahr liegt im Bereich des 15-jährigen Mittels.

Für die Simulationen wurde die Modellversion LM3.19 benutzt, eine inzwischen vereinheitlichte Version von LM und CLM, die beim DWD bereits im operationellen Einsatz ist (*U. Schöttler, pers. Mitteilung*). Als Untersuchungsgebiet wurde das komplette Gebiet Europas gewählt, die räumliche Auflösung beträgt 0,167 Grad im rotierten Koordinatensystem. Das entspricht einer horizontalen Auflösung von etwa $18 \times 18 \text{ km}^2$ und 193×217 Gitterpunkten. Die vertikale Auflösung wurde mit einer Einteilung in 20 Schichten gewählt. Der benutzte Zeitschritt ist 90s.

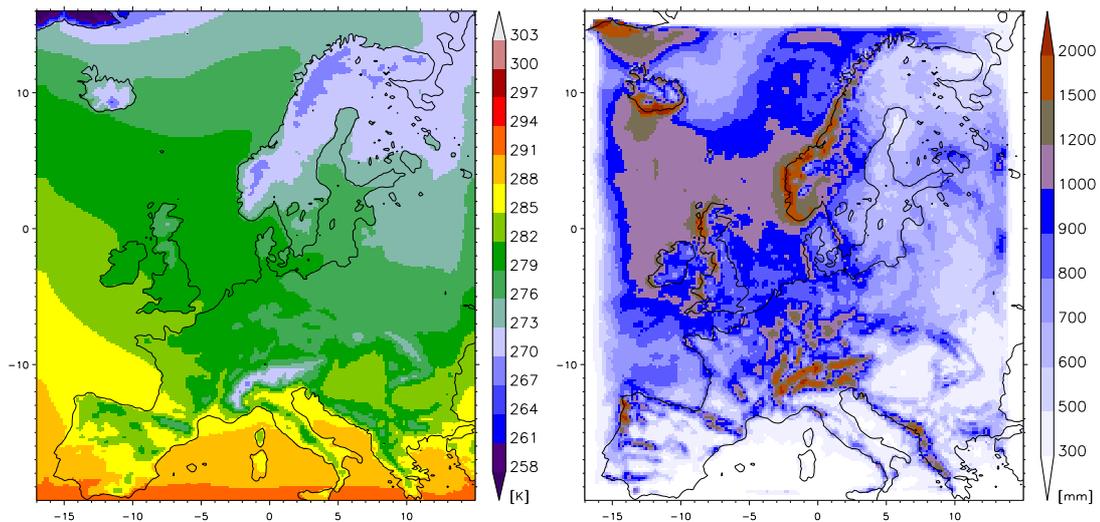


Abbildung 5.1: Jahresmittel der 2m-Temperatur (links) und Jahressumme des Niederschlages der Referenzsimulation für das Jahr 1987

In der Abbildung 5.1 sind die 2m-Temperatur und der Jahresniederschlag in der Referenzsimulation im Modellgebiet zu sehen. Auffällig sind die geringen Niederschlagsmengen im Mittelmeerraum (Südostspanien, Italien, Balkan) von teilweise unter 300 mm . Ein Vergleich mit Beobachtungsdaten der Climate Research Unit zeigt (Abbildung 5.2), dass das Modell im südlichen Bereich etwa 50% weniger Niederschlag generiert, im nördlichen eine 50% höhere Niederschlagssumme simuliert. Zudem liegt im Vergleich die Temperatur um über $1,5 \text{ K}$ niedriger (Abbildung 5.2).

Für die Auswertung der Sensitivitätsstudien werden Teilregionen betrachtet, die in Abbildung 5.3 zu sehen sind. Es sind alle Landpunkte (LAN), Skandinavien (SCA), die Iberische Halbinsel (IBE) und der Balkan (BLK). In Abbildung 5.4 sind die Energieflüsse an der Erdoberfläche für verschiedene Teilregionen zu sehen. Die unterschiedlich intensive Ausprägung des Jahresganges für verschiedene Regionen wie SCA und IBE ist deutlich zu erkennen. Während im Teilgebiet Skandinavien (SCA) knapp 100 W m^{-2} als maximales Monatsmittel der Tagesmittel für die kurzweilige Strahlungsbilanz erreicht werden, sind es im südlichen Modellgebiet auf der Iberischen Halbinsel (IBE) bis zu 225 W m^{-2} an solarer Einstrahlung die dem Boden zur Umsetzung zur Verfügung stehen. Die Vorzeichenkonvention für die einzelnen Flüsse ist definiert mit positiven Werten für in die Atmosphäre gerichtete turbulente Wärme flüsse und positive Werte für zum Erdboden gerichtete Strahlungsflüsse ($H \uparrow$, $E \uparrow$, $Q_S \downarrow$, $Q_L \downarrow$).

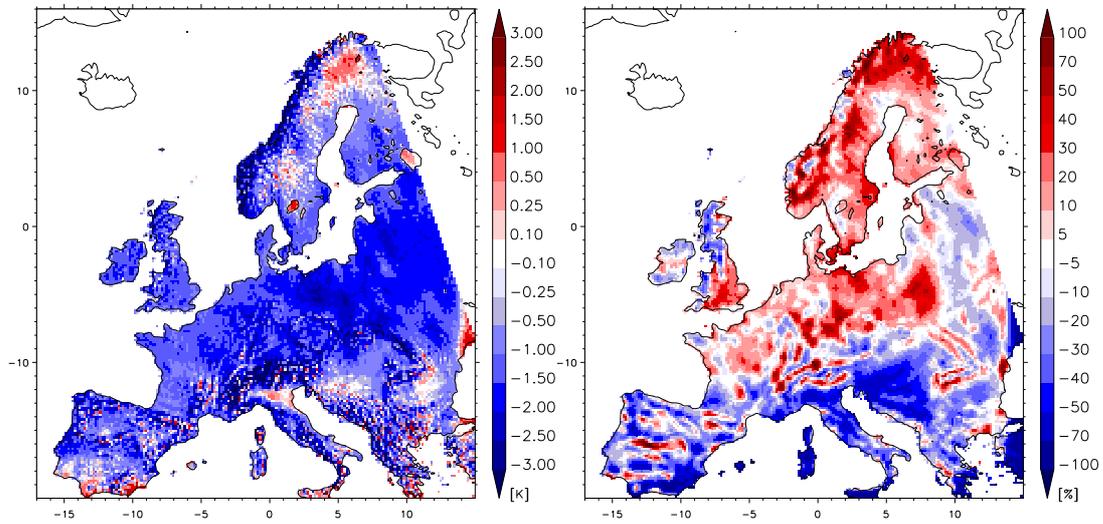


Abbildung 5.2: Absolute Differenz der Jahresmittel der 2m-Temperatur (links) und prozentuale Differenz der Jahressumme des Niederschlages zwischen Referenzsimulation und Beobachtungsdaten. Werte für Beobachtungsdaten liegen nur für Landpunkte und Teile des Modellgebietes vor.

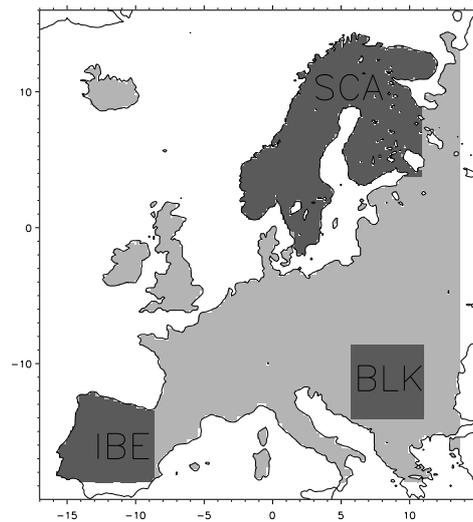


Abbildung 5.3: Teilregionen für die Auswertung

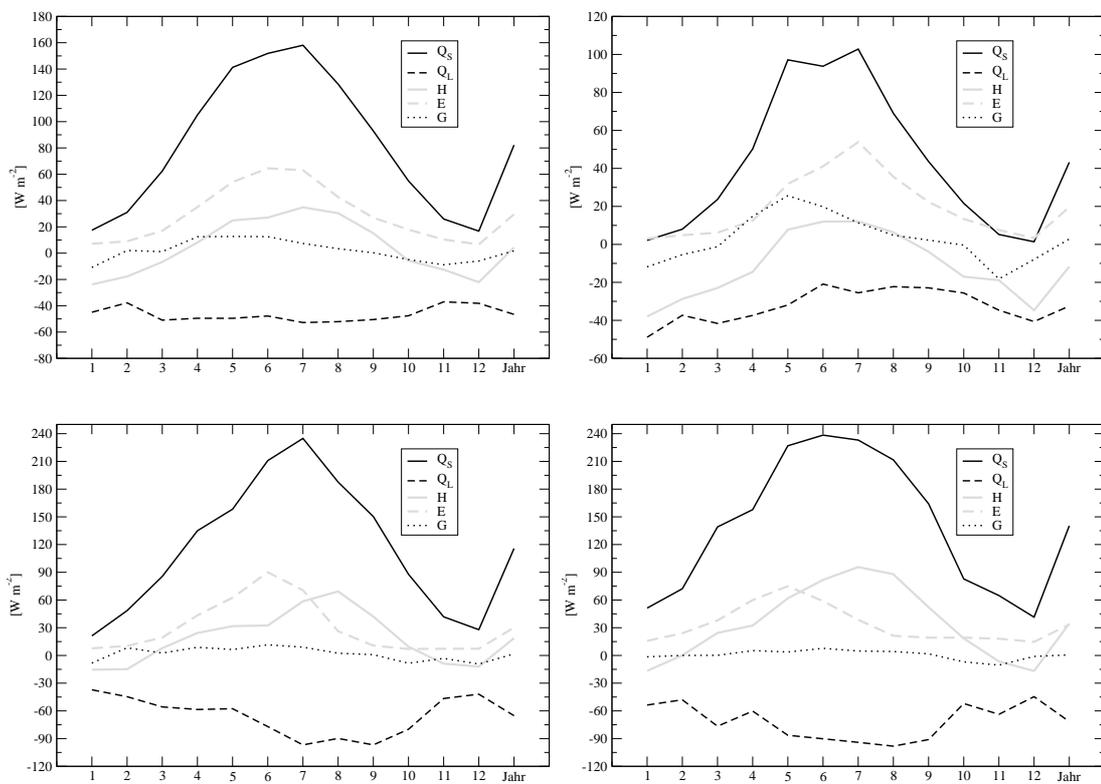


Abbildung 5.4: Absolute Werte für Q_S , Q_L , H , E und G für verschiedene Teilregionen, LAN (oben links), SCA (oben rechts), BLK (unten links), IBE (unten rechts)

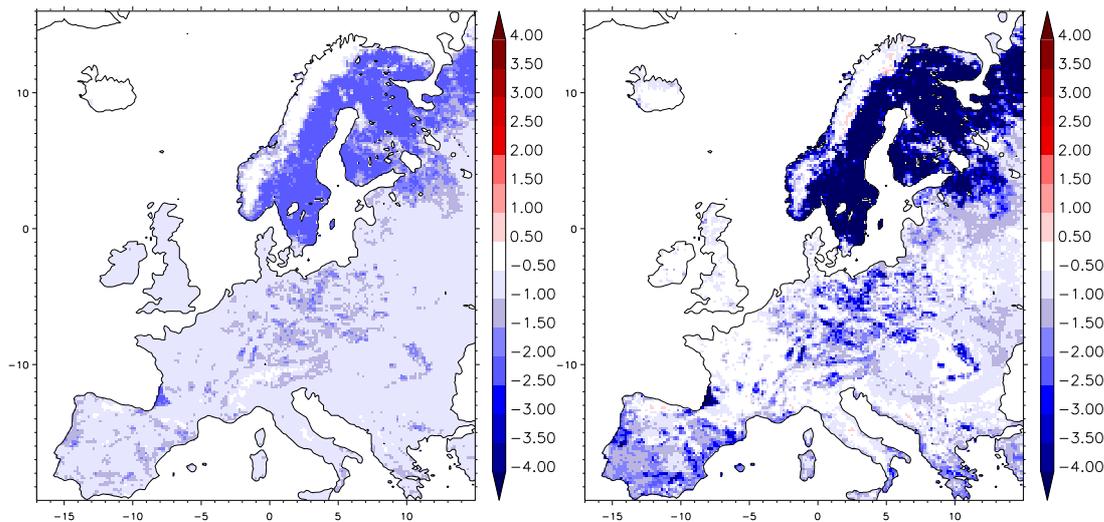


Abbildung 5.5: Differenz des LAI von LAI30-REF (links) und LAIECO-REF für das Jahresmittel

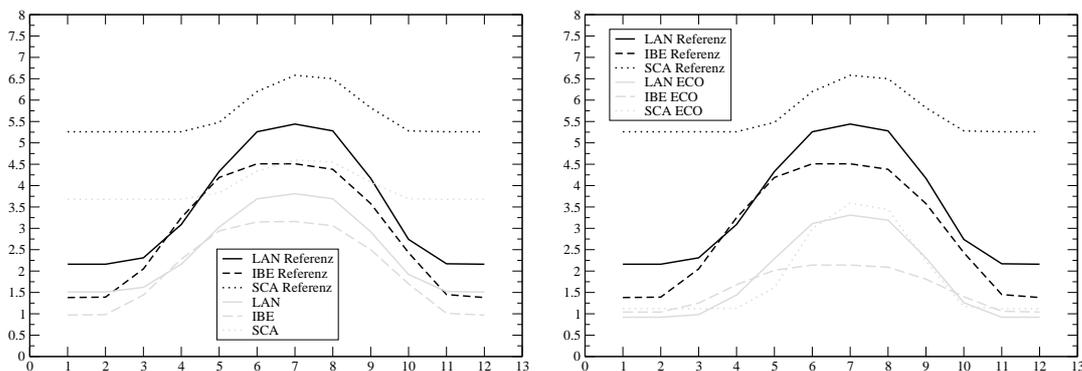


Abbildung 5.6: Jahresgang des LAI für verschiedene Teilgebiete für LAI30 (links) und LAIECO

5.2 Blattflächenindex (LAI30, LAIECO)

Bei diesen Simulationen wurde der Einfluss des Blattflächenindex (LAI) auf die Energiebilanz untersucht. Die in Kapitel 4.1 festgestellten Unsicherheitsbereiche dienten als Grundlage für zwei Experimente, bei denen der LAI in einer Simulation flächenmäßig um 30% des jeweiligen LAI am Gitterpunkt reduziert wurde (LAI30) respektive die Werte des ECOCLIMAP-Datensatzes benutzt wurden (LAIECO). In der Abbildung 5.5 ist die Reduktion des LAI für das Modellgebiet zu sehen. Die stärkste Abnahme aufgrund der höchsten absoluten Werte (vgl. Abbildung 4.2) erfolgt in Skandinavien. Das ist auch im Jahresgang in Abbildung 5.6 zu erkennen, wo für verschiedene Teilregionen die Werte zu sehen sind. Absolut ist im Maximum eine Abnahme bis $3,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ zu erkennen. In den anderen Gebieten liegt die Abnahme im Jahresmittel bei etwa $0,5\text{-}1,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. In den Som-

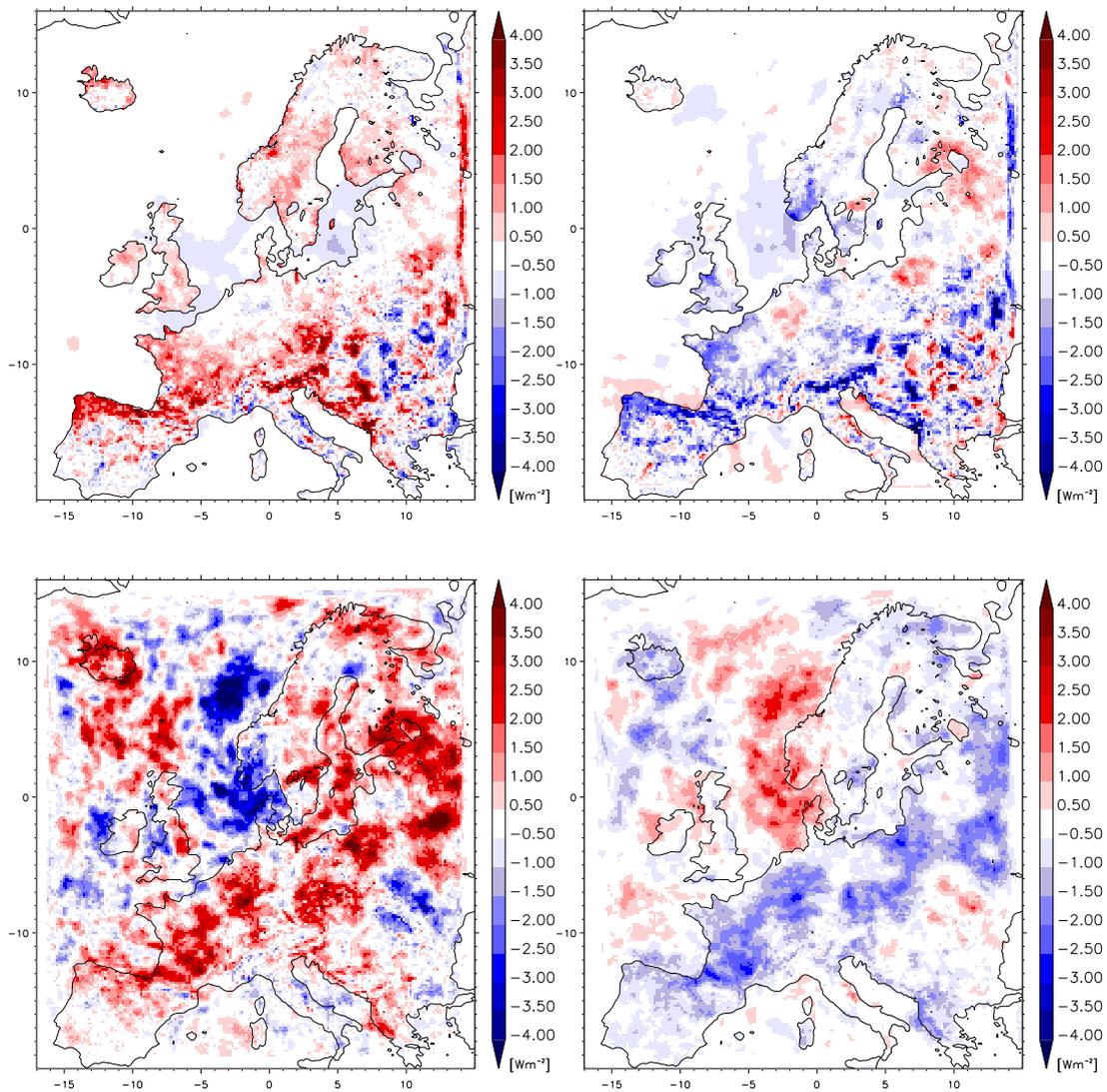


Abbildung 5.7: Differenz der Jahresmittel von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), LAI30-REF

mermonaten, dem Zeitraum mit maximalen LAI, sind die Differenzen am größten, so dass hier eine Reduktion bis zu $1,5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ erfolgt. Die Werte des ECOCLIMAP-Datensatzes zeigen eine ähnliche räumliche Struktur, auch hier ist die maximale Änderung in Skandinavien zu erkennen. Zudem ist auf der Iberischen Halbinsel eine Reduktion des LAI um $2,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ festzustellen.

5.2.1 LAI30

In Abbildung 5.7 sind die Differenzwerte zur Referenzsimulation für die Energiebilanzkomponenten im Jahresmittel zu sehen. Es gibt Gebiete, die eine Differenz von $\pm 2 \text{ W m}^{-2}$ aufweisen, ein Großteil des Modellgebietes weist jedoch kleinere Differenzen auf. Die Ge-

bierte größerer Differenzen konzentrieren sich für den latenten und sensiblen Wärmefluss hauptsächlich im südlichen Modellgebiet, wobei der sensible Wärmefluss eine Zunahme und der latente Wärmefluss eine Abnahme zeigt. Durch die Reduzierung der Blattfläche kann die Vegetation weniger verdunsten. Die Evaporation aus dem Boden steigt zwar an, da mehr Feuchte aus dem Boden in die Atmosphäre gelangt, kann die Reduktion der Transpiration in diesen Gebieten aber nicht ausgleichen.

In der Summe heben sich die Differenzen der sensiblen und latenten Wärmeflüsse auf, so dass sich nur eine Veränderung des Bowenverhältnisses im Jahresmittel einstellt. Bei den Strahlungskomponenten fällt auf, dass sogar Änderungen über Wasserflächen zu verzeichnen sind (Q_S). Zudem ist der Trend zu einer Erhöhung der kurzwelligen Strahlungsdichte und eine Abnahme der langwelligen über den Landflächen erkennbar. Vergleicht man die Verteilung der Differenzen mit der implementierten Störung, wird deutlich, dass im Gebiet der größten Änderung des LAI (Skandinavien) nicht die größten Reaktionen auftreten. In den Differenzbildern der Monatsmittel Mai ist dies ebenfalls gut zu erkennen (Abbildung 5.8). Zudem ist bei den Monatsmitteln zu beobachten, dass die stärksten Reaktionen auf die Änderung des LAI im Frühjahr/Sommer erfolgen (Abbildung 5.9). Das kann damit erklärt werden, dass zu diesem Zeitpunkt die Vegetationsphase das Maximum erreicht und somit das maximale Störungssignal erreicht wird, und zudem der Strahlungshaushalt auf seinem höchsten Niveau ist.

Bei weiteren Untersuchungen der Monatsmittel zeigte sich, dass bis zum April/Mai im Mittelmeerraum und dem Balkan eine Zunahme des sensiblen Wärmeflusses um bis zu 10 W m^{-2} sichtbar wird, danach sich das Vorzeichen in einigen Gebieten umkehrt und eine Abnahme des sensiblen Wärmeflusses gegenüber der Referenzsimulation in der gleichen Größenordnung erfolgt. Analog dazu verhält sich der latente Wärmefluss, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen (Abbildung 5.10). Mit Beginn des Herbstes im September werden diese Änderungssignale schwächer und liegen nur noch vereinzelt in Bereichen von $2\text{-}3 \text{ W m}^{-2}$. In Abbildung 5.9 ist bereits zu erkennen, dass sich die Änderungen in den Flussdichten gegenseitig aufheben. Abbildung 5.11 zeigt deutlich, dass sich der Bodenwärmestrom im Jahresmittel und auf Monatsbasis über den Landflächen nicht ändert. Die Änderungen des Bodenwärmestromes über den Wasserflächen resultieren aus der vorgeschriebenen (konstanten) Oberflächentemperatur in diesen Gebieten. Die Änderungen der kurzwelligen Strahlungsbilanz aufgrund stochastisch veränderter Wolkenbedeckung kann am Boden nicht in eine veränderte Aufteilung der latenten Wärmeflüsse umgewandelt werden. In Ab-

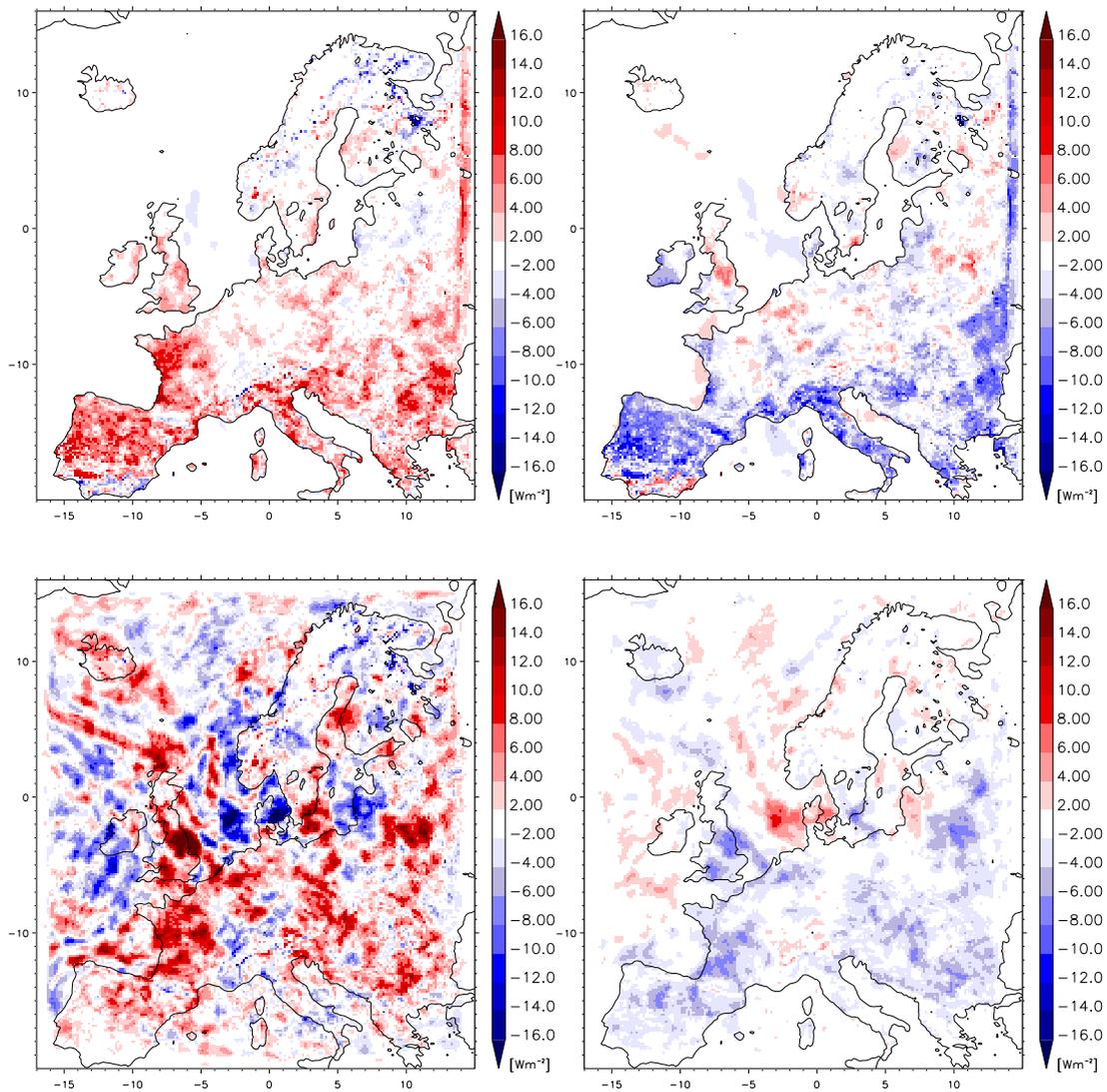


Abbildung 5.8: Differenz des Monatsmittels Mai von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), LAI30-REF

bildung 5.12 sind noch einmal die Differenzen für alle Landpunkte für das Jahresmittel und den Monat Mai zu sehen. Es wird sichtbar, dass im Jahresmittel die Reduktion des LAI zu Veränderungen der Energiebilanzgrößen für 90% der Landpunkte im Bereich von $1,5-2,5 \text{ W m}^{-2}$ liegt, im Monatsmittel Mai die Werte für die Hälfte der Landpunkte in diesem Bereich liegen und 90% der Werte eine Abweichung zwischen $4-8 \text{ W m}^{-2}$ zeigen.

Welche Auswirkungen die veränderte Umsetzung der Energie an der Grenzfläche Boden-Atmosphäre auf die bodennahe Lufttemperatur hat, ist in Abbildung 5.13 zu sehen. Im Jahresmittel ist eine Zunahme über einem Großteil der Landflächen von $0,1-0,2 \text{ K}$ festzustellen, im Monatsmittel, insbesondere den Frühjahr-/Sommermonaten treten teilweise großräumig Differenzen bis $0,5 \text{ K}$ auf. Für 60% der Landpunkte liegt die Temperaturände-

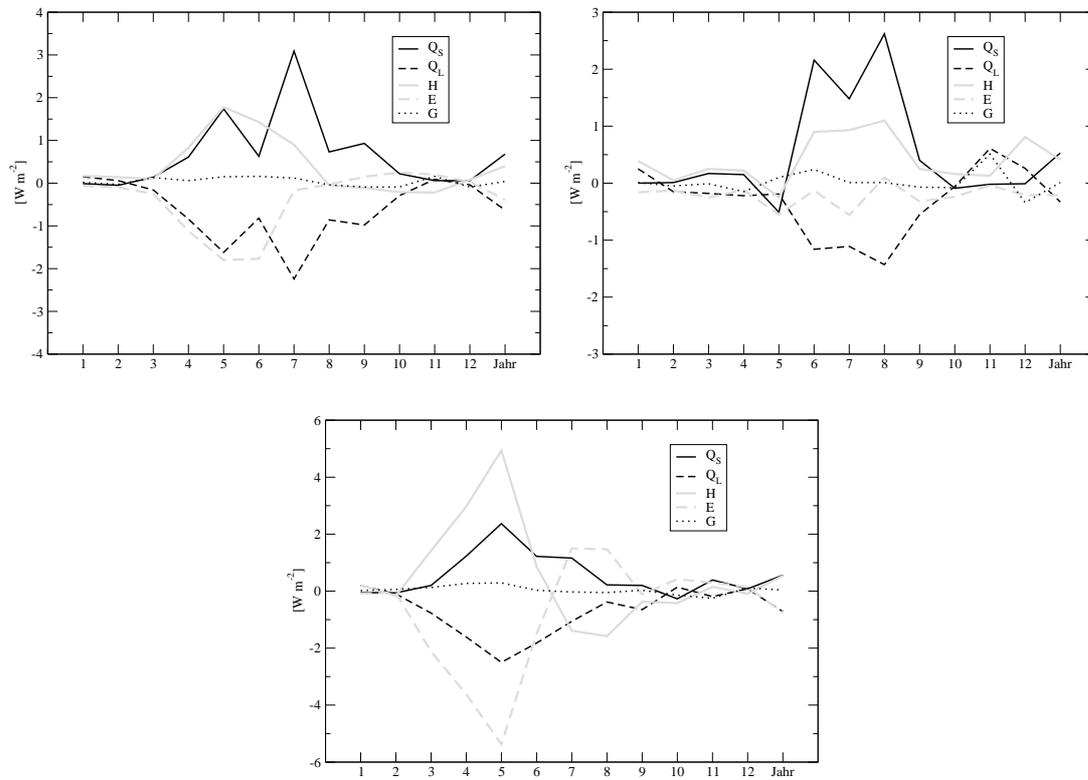


Abbildung 5.9: Differenzen für Q_s , Q_L , H , E und G für Teilregionen LAN (oben links), SCA (oben rechts), IBE (unten), LAI30-REF

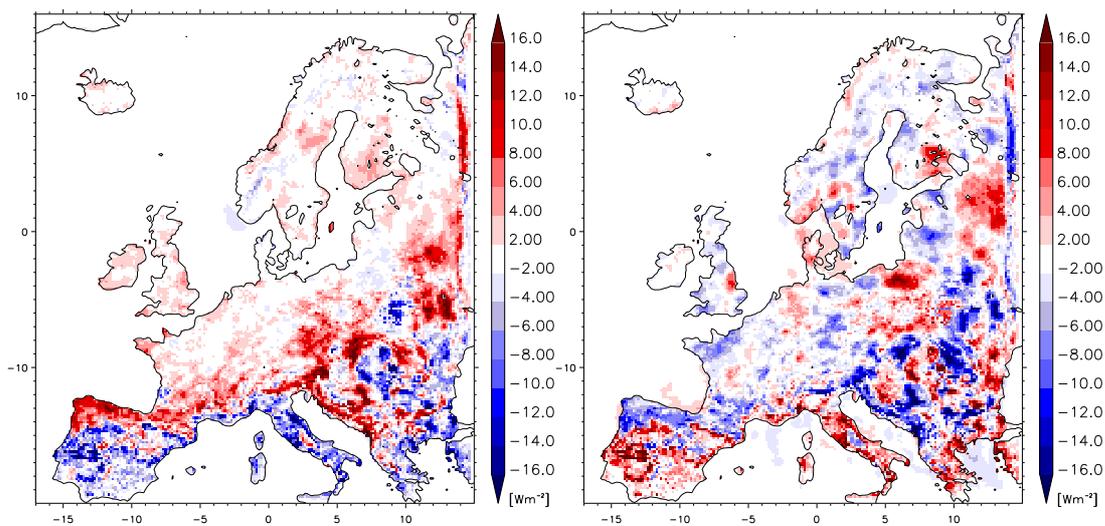


Abbildung 5.10: Differenz des Monatsmittels Juli für H (links) und E , LAI30-REF

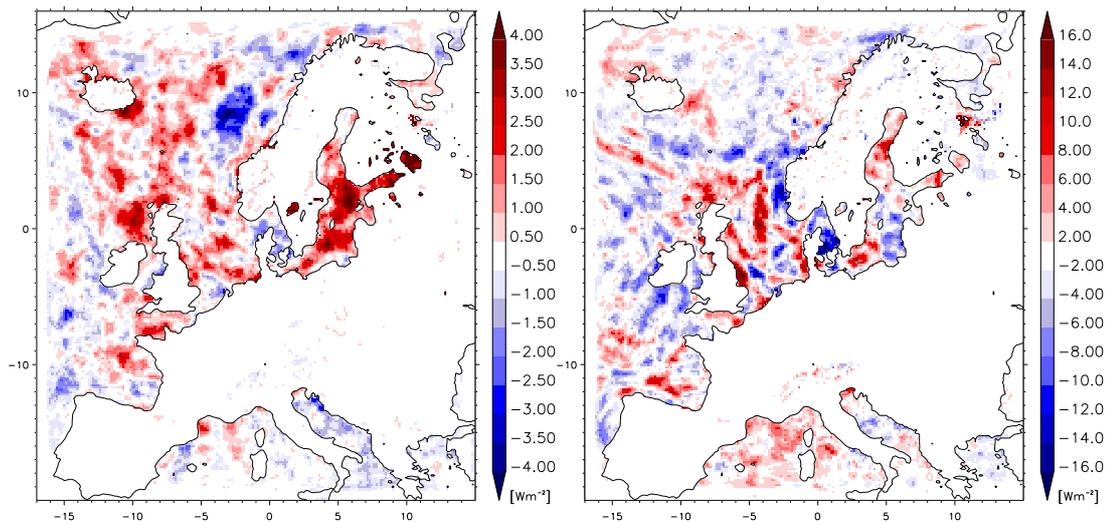


Abbildung 5.11: Differenz für den Bodenwärmestrom für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel Mai, LAI30-REF

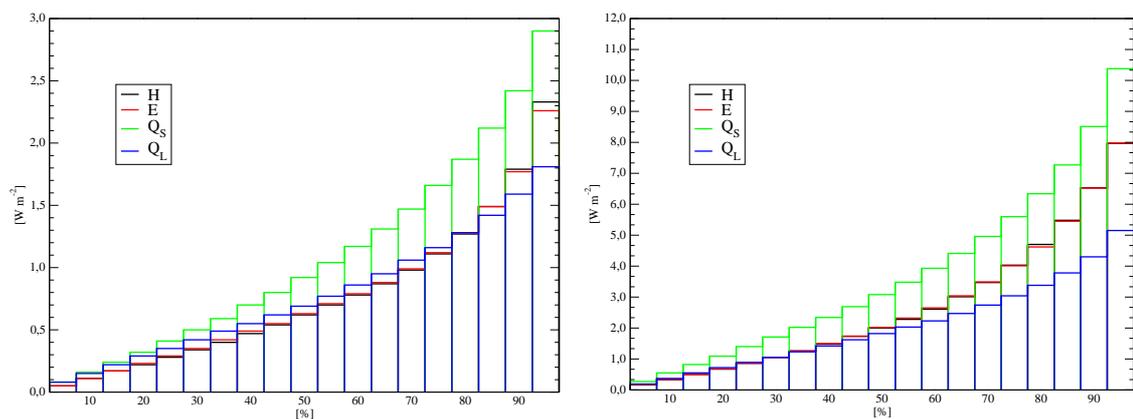


Abbildung 5.12: Häufigkeitsverteilung der absoluten Gitterpunktsdifferenzen für H , E , Q_S und Q_L für alle Landpunkte der Jahresmittel (links) und des Monatsmittels Mai, LAI30-REF

zung bei $0,1 K$ im Jahresmittel und bei $0,25 K$ im Mai (Abbildung 5.14). Die Veränderung des Bowenverhältnisses führt zu einer Veränderung der Temperatur. In Abbildung 5.15 ist die Änderung der 2m-Temperatur gegenüber der Änderung des modifizierten Bowenverhältnisses ($H/(H + E)$) für April und Mai auf der Iberischen Halbinsel (IBE) gezeigt. Die Korrelation der Größen ist gut zu erkennen, die Korrelationskoeffizienten sind $r = 0,73$ für April und $r = 0,65$ für Mai.

Noch ausgeprägter ist die Reaktion der 2m-Tagesmaximumtemperatur auf die Störung (Abbildung 5.16). Im Jahresmittel erhöht diese sich fast im gesamten Modellgebiet um $0,25 K$, im Einzelmonat (Mai) sogar bis $1 K$. Am geringsten sind die Auswirkungen wiederum in Skandinavien. Dort ist für Mai stellenweise sogar eine leichte Abnahme der

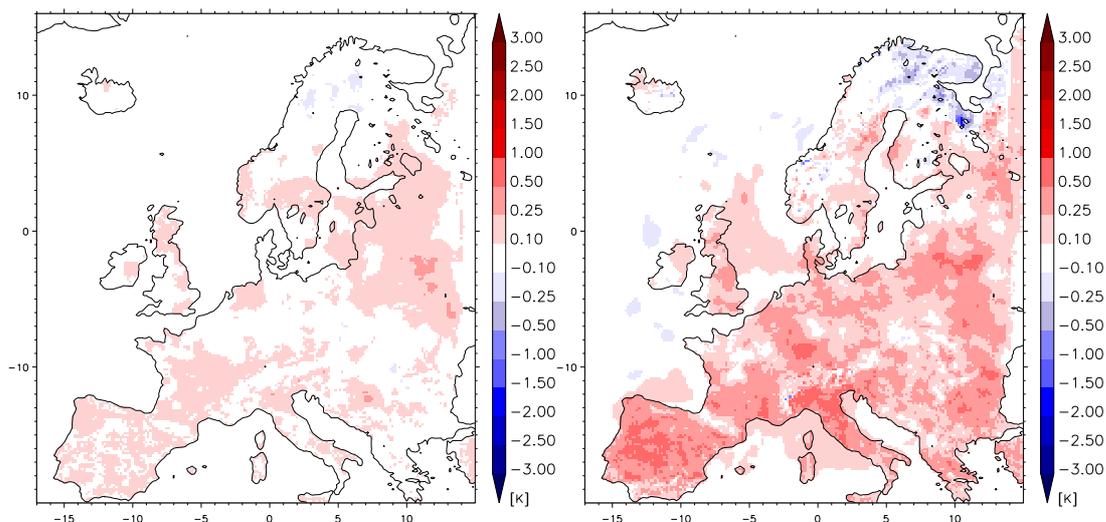


Abbildung 5.13: Differenz der 2m-Temperatur für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel Mai, LAI30-REF

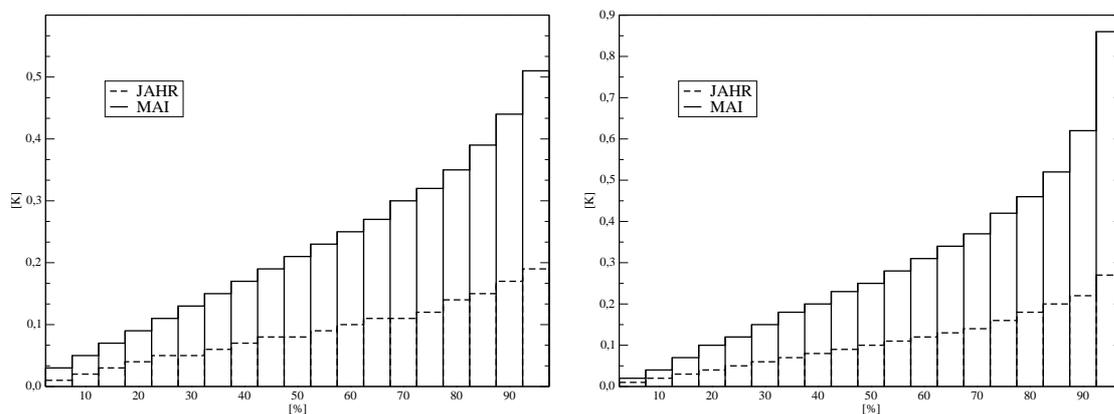


Abbildung 5.14: Häufigkeitsverteilung der absoluten Gitterpunktdifferenzen der 2m-Temperatur für alle Landpunkte des Jahresmittels und des Monatsmittels Mai, LAI30-REF (links) und LAIECO-REF

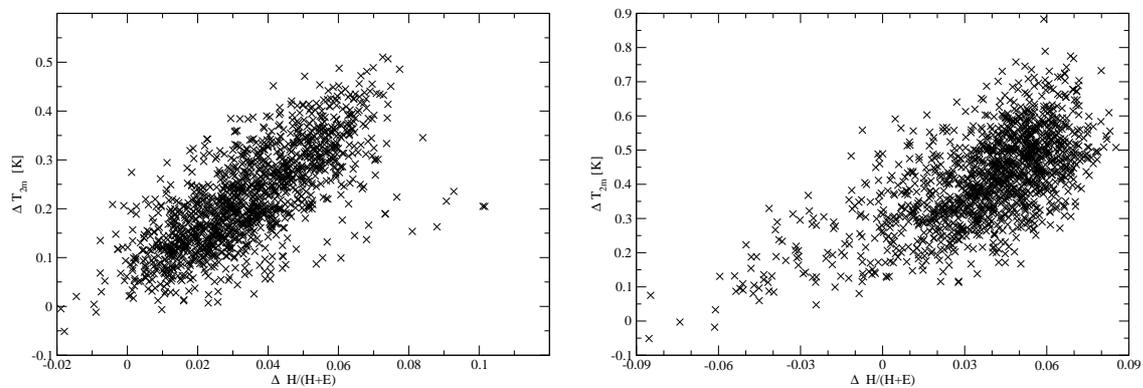


Abbildung 5.15: Abhängigkeit der Änderung der 2m-Temperatur von der Änderung des modifizierten Bowenverhältnisses für April (links) und Mai für die Gitterpunkte der Teilregion IBE

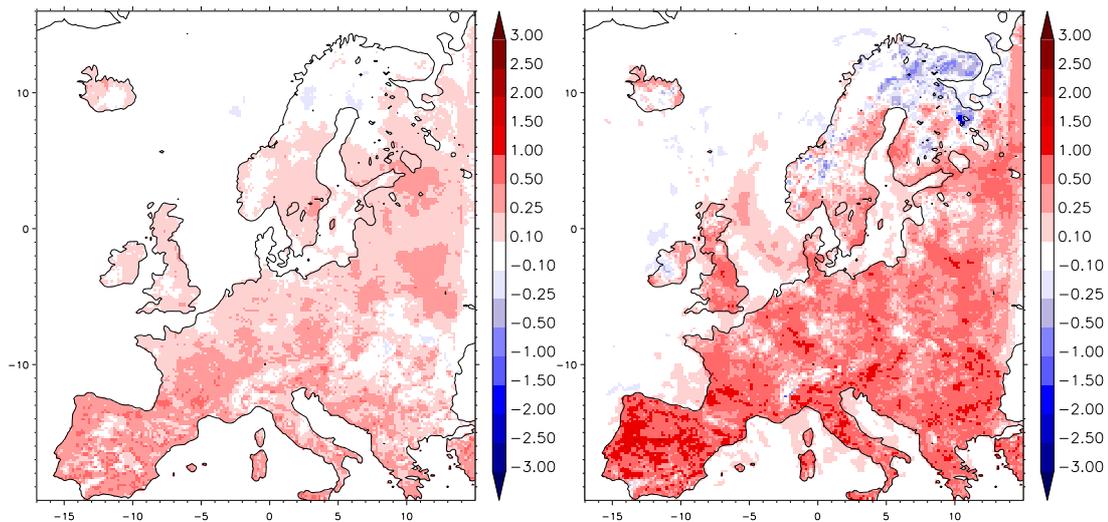


Abbildung 5.16: Differenz des Jahresmittels (links) und des Monatsmittels Mai der 2m-Tagesmaximumtemperatur, LAI30-REF

2m-Maximumtemperatur zu finden. Bei der Auswertung der Differenzen der Tagesgänge der Wärme- und Strahlungsflüsse wird deutlich, dass die stärksten Änderungen in den Mittagsstunden auftreten. Da die maximale 2m-Tagestemperatur normalerweise in diesem Zeitraum auftritt, ist sie damit am stärksten von den Änderungen der Wärme- und Strahlungsflüsse betroffen.

Für den Niederschlag kann keine einfache Aussage getroffen werden. Die Differenzen liegen im Bereich von wenigen Prozent in der Jahressumme und bis 30% in der Monatssumme (Abbildung 5.17). Die Veränderungen erstrecken sich dabei mit einem stochastischen Muster über das gesamte Modellgebiet. Im Flächenmittel über das gesamte Gebiet ergibt sich keine Änderung der Summe, und auch in Teilregionen ergeben sich nur geringfügige Zu-/Abnahmen der Niederschlagssumme sowohl in den Monatssummen als auch der Jahressumme.

Die Reduktion des LAI um 30% führt zu einer Veränderung der sensiblen und latenten Wärmeflüsse von im Monatsmittel maximal 10 W m^{-2} . Diese maximalen Änderungen treten aber nicht in den Bereichen auf, in denen der LAI absolut der größten Reduktion unterlag (SCA) sondern in Gebieten am Mittelmeer und im Balkan. Für fast das gesamte Modellgebiet kann ein leichter Anstieg der 2m-Temperatur bis $0,2 \text{ K}$ festgestellt werden, in einzelnen Monaten bis $0,5 \text{ K}$. Dieser Anstieg wird hauptsächlich durch eine stark erhöhte Maximaltemperatur hervorgerufen. Diese liegt im Jahresmittel um $0,25 \text{ K}$, in Einzelmomenten um 1 K höher. In Bezug auf die sensiblen und latenten Wärmeflüsse sowie die

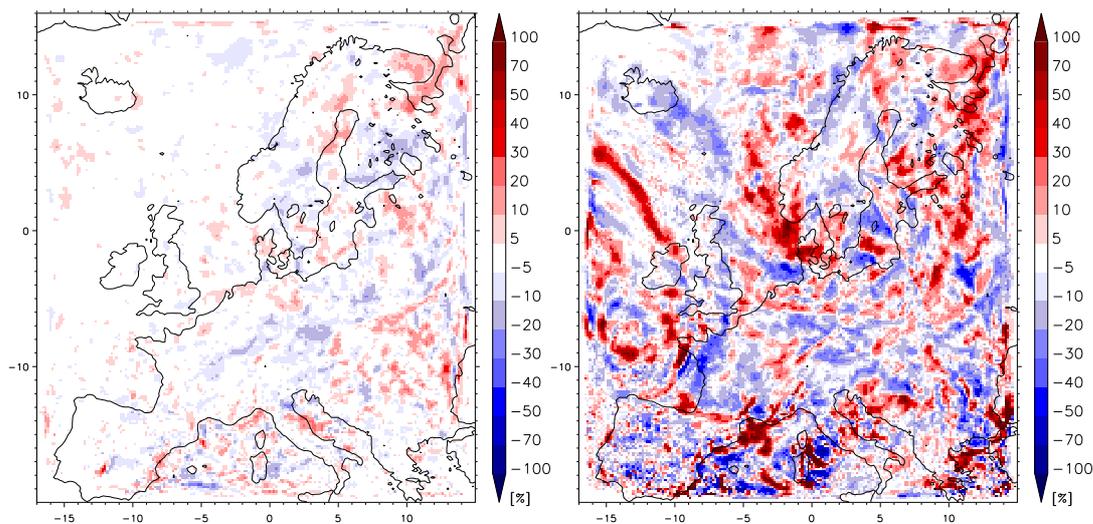


Abbildung 5.17: Prozentuale Differenz des Niederschlages der Jahressumme (links) und der Monatssumme Mai, LAI30-REF

Temperatur zeigt sich das Modell gegenüber einer Änderung des LAI sensitiv. Allerdings zeigen sich räumliche und zeitliche Unterschiede in der Stärke der Sensitivität.

5.2.2 LAIECO

Wie schon bei der flächigen Reduktion des LAI um 30% (Abschnitt 5.2.1) sind auch bei der Benutzung des LAI aus dem ECOCLIMAP-Datensatz im Jahresmittel Unterschiede zur Referenzsimulation in den sensiblen und latenten Wärmeflüssen von einigen $W m^{-2}$ zu erkennen (Abbildung 5.18). Die betroffenen Gebiete sind dabei mit denen von LAI30 fast identisch, die Ausprägung der Differenzen ist bei LAIECO aber etwas stärker. Die Werte liegen im Jahresmittel jetzt im Maximum bei $4 W m^{-2}$, im Monatsmittel bei $20 W m^{-2}$. In Abbildung 5.19 ist zu sehen, dass bei 60% der Landpunkte eine Abweichung im Jahresmittel von $1 W m^{-2}$ vorliegt, für 90% der Punkte unter $2 W m^{-2}$, im Monatsmittel Mai liegen für 10% der Landpunkte die Differenzen bei über $10 W m^{-2}$. Da die räumliche Verteilung der Reduktion annähernd gleich in beiden Simulationen ist, die Werte des ECOCLIMAP-Datensatzes aber eine stärkere Verringerung des LAI vorgegeben haben, führt dies zur Intensivierung der bereits beobachteten Effekte. Auch in dieser Simulation ist aber zu beobachten, dass die sehr starke Änderung des LAI in Skandinavien dort nicht zu einer Intensivierung der Differenzen führt. Diese Region scheint insensitiv auf eine Reduktion des LAI zu reagieren.

Auch die Temperatur reagiert mit einer größeren Amplitude der Differenzen. Für das

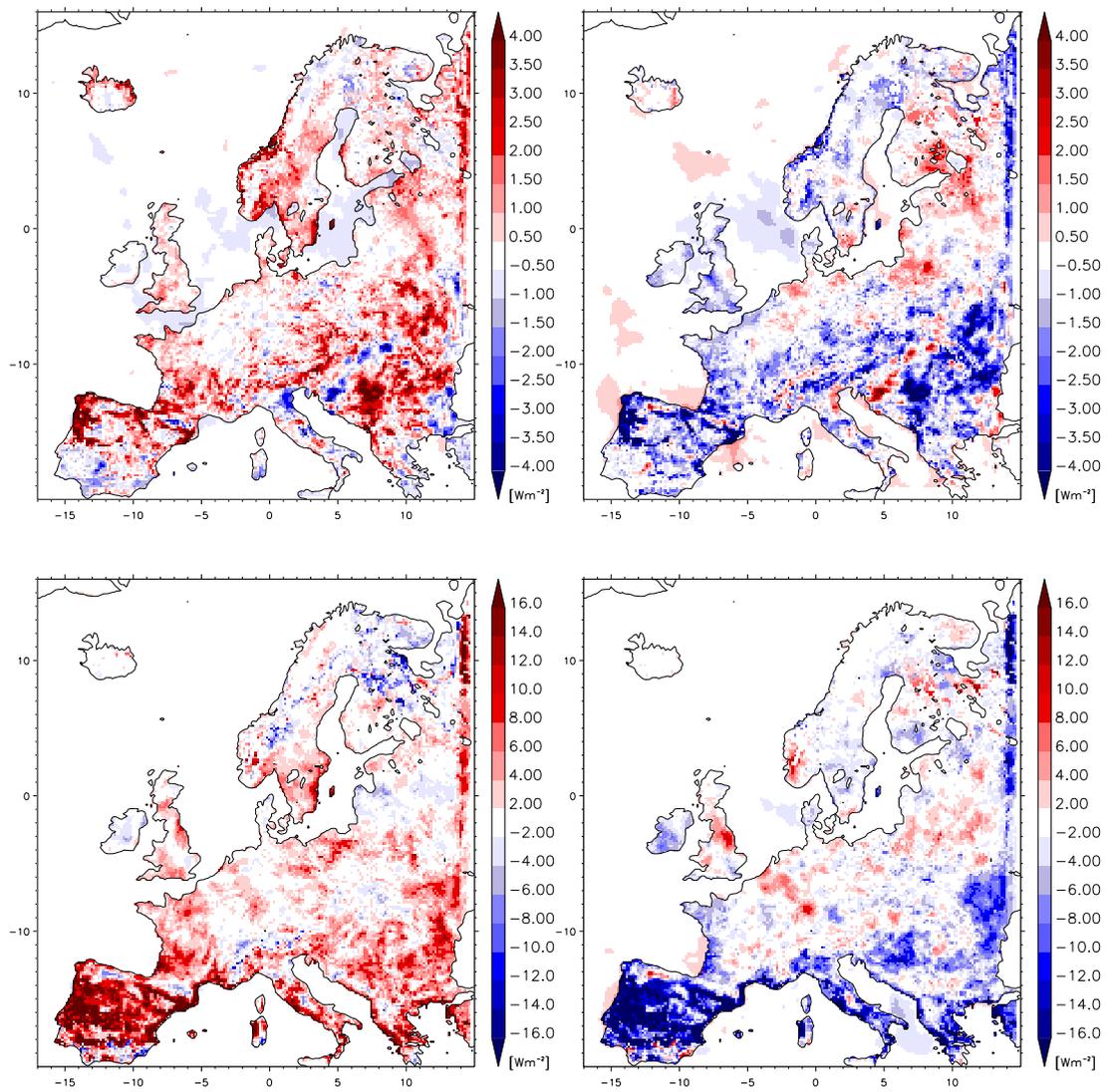


Abbildung 5.18: Differenz der Jahresmittel (oben) und der Monatsmittel Mai (unten) für H (links) und E (rechts), LAIECO-REF

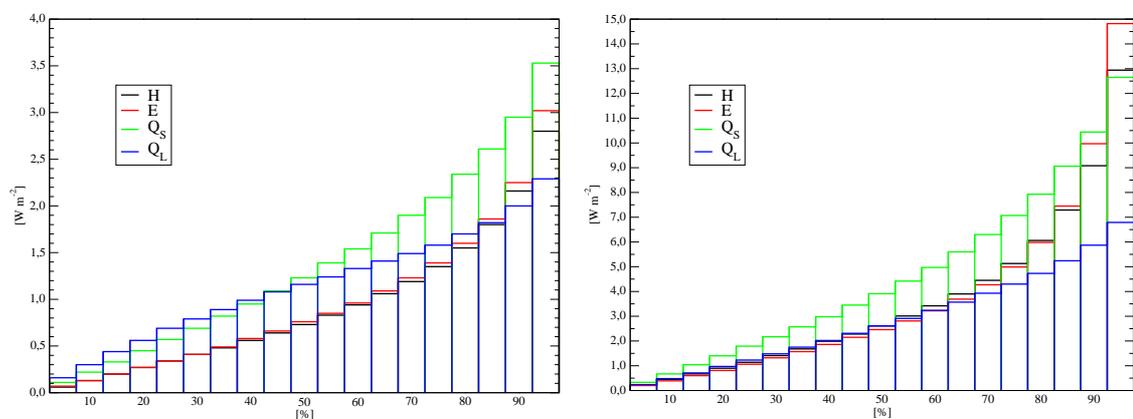


Abbildung 5.19: Häufigkeitsverteilung der absoluten Gitterpunktdifferenzen für H , E , Q_S und Q_L für alle Landpunkte der Jahresmittel (links) und des Monatsmittels Mai, LAIECO-REF

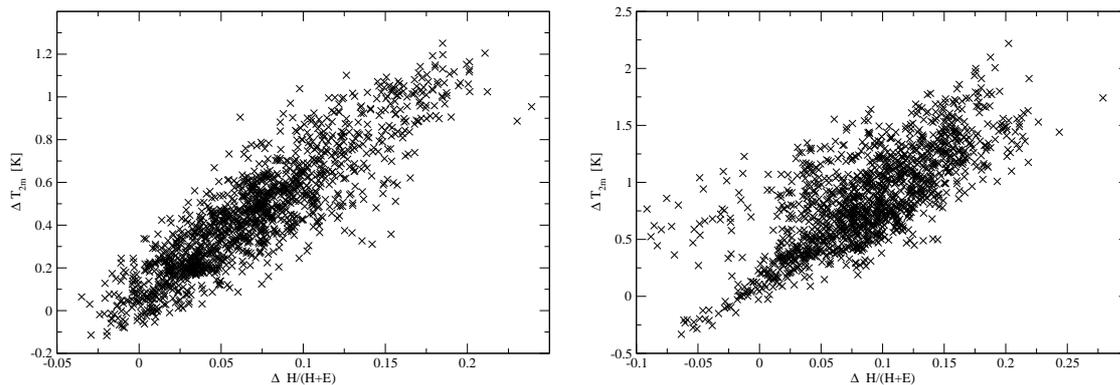


Abbildung 5.20: Abhängigkeit der Änderung der 2m-Temperatur von der Änderung des modifizierten Bowenverhältnisses für April (links) und Mai für die Gitterpunkte der Teilregion IBE

Jahresmittel kann ein Anstieg bis $0,25\text{ K}$ und im Monatsmittel bis 1 K festgestellt werden. Etwa 15% der Landpunkte weisen im Mai eine Temperaturänderung von über $0,5\text{ K}$ aus (Abbildung 5.14), während dies für LAI30 nur für 5% aller Punkte festgestellt werden kann. Auch hier ist eine hohe Korrelation der Änderung der 2m-Temperatur gegenüber der Änderung des Bowenverhältnisses zu erkennen. Abbildung 5.20 zeigt die Korrelation für April ($r = 0,89$) und Mai ($r = 0,73$) für die Teilregion IBE.

Die 2m-Maximaltemperatur liegt jetzt im Jahresmittel um $0,5\text{ K}$ und in einzelnen Monaten um 2 K höher als im Referenzexperiment. Die Lokalisierung der Differenzen ändert sich im Vergleich zu LAI30 wiederum nicht.

Beim Niederschlag ergibt sich ein ähnliches Bild wie bei LAI30, d.h. es gibt keine systematischen Veränderungen der Niederschlagssumme im Modellgebiet, aber die räumliche Verteilung des Niederschlages zeigt ein stochastisches Änderungsmuster mit Werten von 5-30% in der Monatssumme.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das Modell sensitiv auf Änderungen des LAI reagiert. Die Sensitivität ist aber lokal unterschiedlich stark ausgeprägt. Prinzipiell führt eine stärkere Reduktion des LAI zu einer Intensivierung der hervorgerufenen Differenzen.

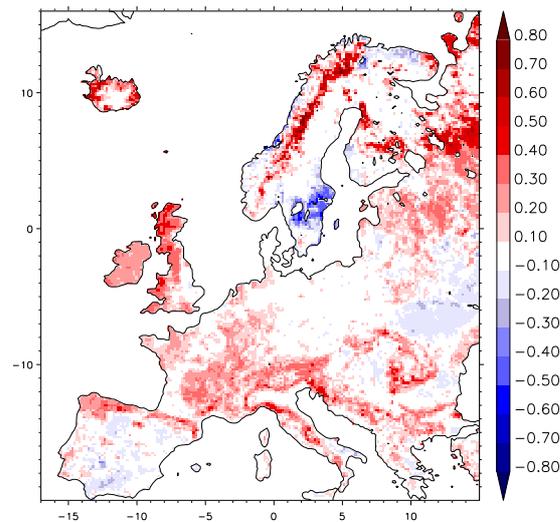


Abbildung 5.21: Differenz Vegetationsbedeckungsgrad für das Jahresmittel, PLCOV-REF

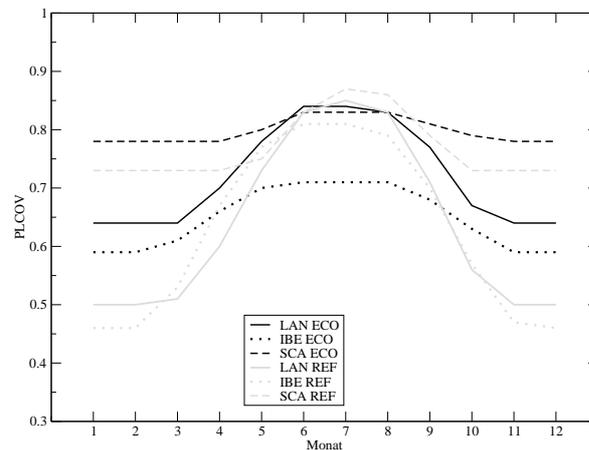


Abbildung 5.22: Differenz für den Jahresgang des Vegetationsbedeckungsgrades für verschiedene Teilgebiete, PLCOV-REF

5.3 Vegetationsbedeckungsgrad (PLCOV)

In Kapitel 4.2 wurde beschrieben, welcher Unsicherheitsbereich mit dem Parameter Vegetationsbedeckungsgrad verbunden ist. In dieser Sensitivitätsstudie wurden die Auswirkungen der Änderung des Vegetationsanteils an der Oberfläche untersucht. Für Landnutzungsänderungen muss man wissen, ob das Modell überhaupt eine Reaktion auf die Veränderung dieses Parameters zeigt. Für die Simulation wurde der Vegetationsbedeckungsgrad des ECOCLIMAP-Datensatzes benutzt. In Abbildung 5.21 ist die Differenz des Jahresmittels für diesen Parameter gegenüber den Originaldaten und in Abbildung 5.22 der Jahresgang der Differenz für bestimmte Teilregionen zu sehen. Es wird deutlich, dass die stärksten Unterschiede in den Wintermonaten liegen. In der Vegetationsphase ist der Bedeckungsgrad

in beiden Datensätzen sehr hoch (über 80%), deshalb sind hier nur geringe Veränderungen zu erkennen. Nur im Bereich der Iberischen Halbinsel (IBE) bleibt ECOCLIMAP unter 70%. Damit liegt hier der Wert niedriger als im Referenzlauf, während sonst die Werte von ECOCLIMAP eine Erhöhung des Vegetationsbedeckungsgrades zeigen.

Die Veränderung des Bedeckungsgrades führt zu Veränderungen der Werte der Energiebilanzgrößen im Jahresmittel von bis zu 2 W m^{-2} (Abbildung 5.23) und damit in der gleichen Größenordnung wie für die Veränderung des LAI. Die bestimmenden Prozesse sind dabei ähnlich wie beim LAI. Eine Reduktion des Vegetationsbedeckungsgrades führt zu einer Reduktion der Transpiration durch Pflanzen. Gleichzeitig erhöht sich dadurch aber der Anteil an unbewachsenem Boden, der über die Evaporation Feuchte an die Atmosphäre abgeben kann.

Die Differenzen für den sensiblen und latenten Wärmefluss sind nicht großräumig und konzentrieren sich ähnlich wie bei LAI30 und LAIECO auf das südliche Modellgebiet. Fast keine Änderung ist für die langwellige Strahlungsbilanz zu erkennen, während bei der kurzwelligen Strahlungsbilanz erneut Abweichungen über Meeresflächen zu sehen sind. In den Monatsmitteln sind die Abweichungen wieder generell stärker ausgeprägt und erreichen Werte bis 10 W m^{-2} (Abbildung 5.24). Beim sensiblen und latenten Wärmefluss zeigt sich wieder die Iberische Halbinsel als besonders auffällig. Die Strahlungsbilanzen zeigen in diesem Gebiet nicht so auffällige Änderungen. Wie schon bei der Reduktion des LAI bewirkt eine Reduktion des Bedeckungsgrades in Sommer zunächst eine Abnahme des latenten Wärmeflusses und ab etwa Juli einen höheren latenten Wärmefluss als in REF. Das führt dazu, dass sich die teilweise sehr intensiven Abweichungen im Jahresmittel nahezu aufheben. Dies sieht man in Abbildung 5.25 für die Teilregionen. In Abbildung 5.26, die den Bodenwärmestrom zeigt, wird das nochmals deutlicher. Weder im Monatsmittel noch im Jahresmittel ergibt sich eine nennenswerte Änderung des Energieflusses in den Boden nur eine Änderung des Bowenverhältnisses wird sichtbar.

Die Auswirkungen auf die Temperatur sind moderat (Abbildung 5.27). Eine leichte Zunahme der 2m-Temperatur von $0,1 \text{ K}$ im Jahresmittel ist zu erkennen, die hauptsächlich aus den Änderungen in den Sommermonaten resultiert, in denen der Bedeckungsgrad insbesondere auf der Iberischen Halbinsel gegenüber REF eine Abnahme um absolut 10% zeigt. Dies wird auch im Monatsmittel Mai (Abbildung 5.27) sichtbar, wo die Reduktion des Vegetationsbedeckungsgrades auf der Iberischen Halbinsel zum Temperaturanstieg um $0,5 \text{ K}$ führt. Im Gebiet von Frankreich und den Britischen Inseln ist dagegen zu diesem

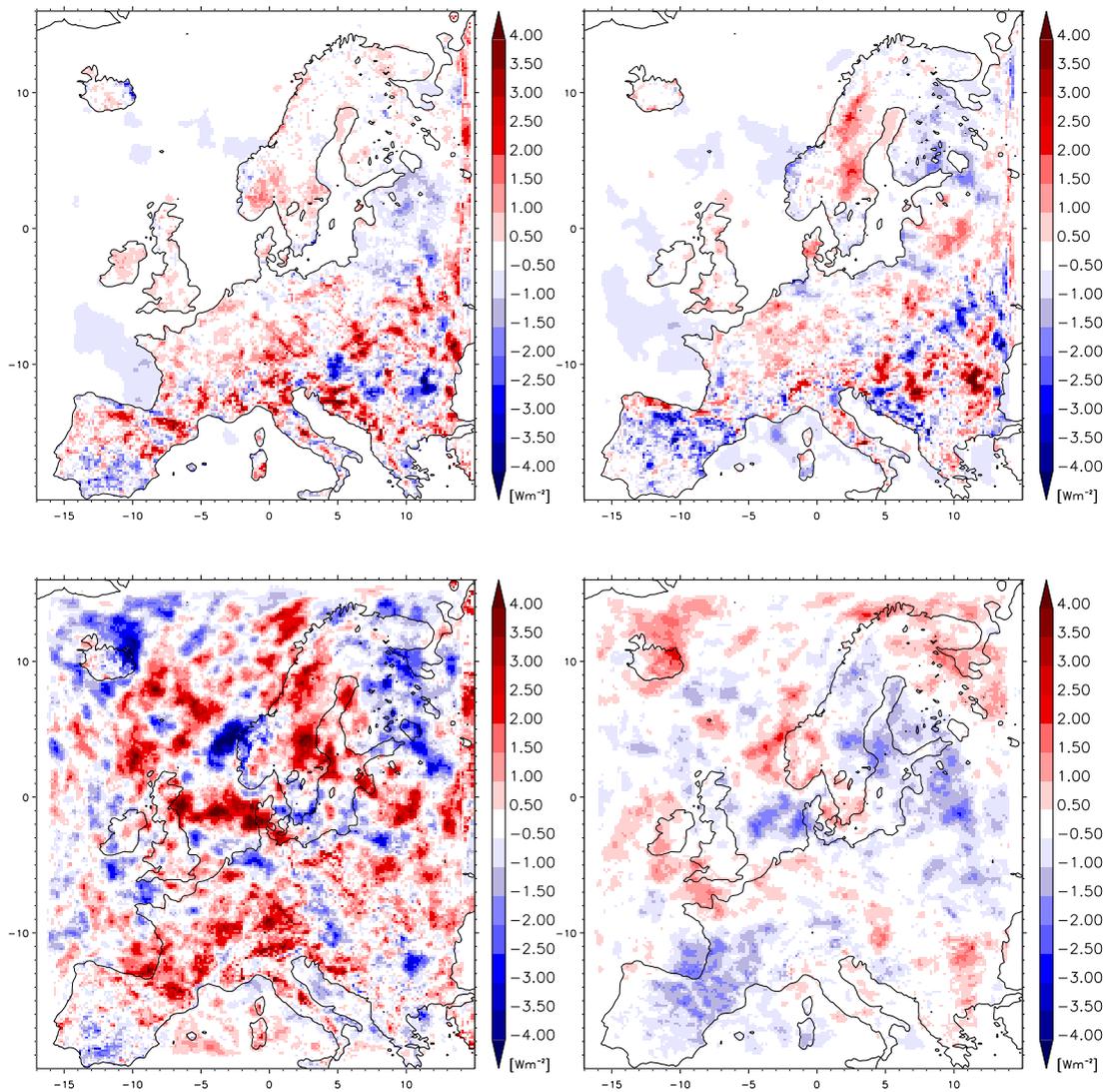


Abbildung 5.23: Differenz der Jahresmittel von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), PLCOV-REF

Zeitpunkt der Bedeckungsgrad noch höher als in REF, was hier in einer leichten Temperaturabnahme resultiert.

Die Auswirkungen auf die Maximumtemperatur liegen in etwa in der gleichen Größenordnung wie für die Tagesmitteltemperatur, d.h. im Jahresmittel Änderungen bis $\pm 0,1 K$, im Monatsmittel bis $\pm 0,5 K$. Die betroffenen Gebiete sind mit Gebieten einer geänderten 2m-Temperatur identisch (Abbildung 5.28).

Beim Niederschlag werden nur stochastische Änderungen in der räumlichen Verteilung erkennbar. In der Summe für das Gesamtgebiet oder Teilgebiete ist keine Änderung festzustellen. Die Störungen liegen dabei in der gleichen Größenordnung wie bei LAI30/LAIECO (5-30%).

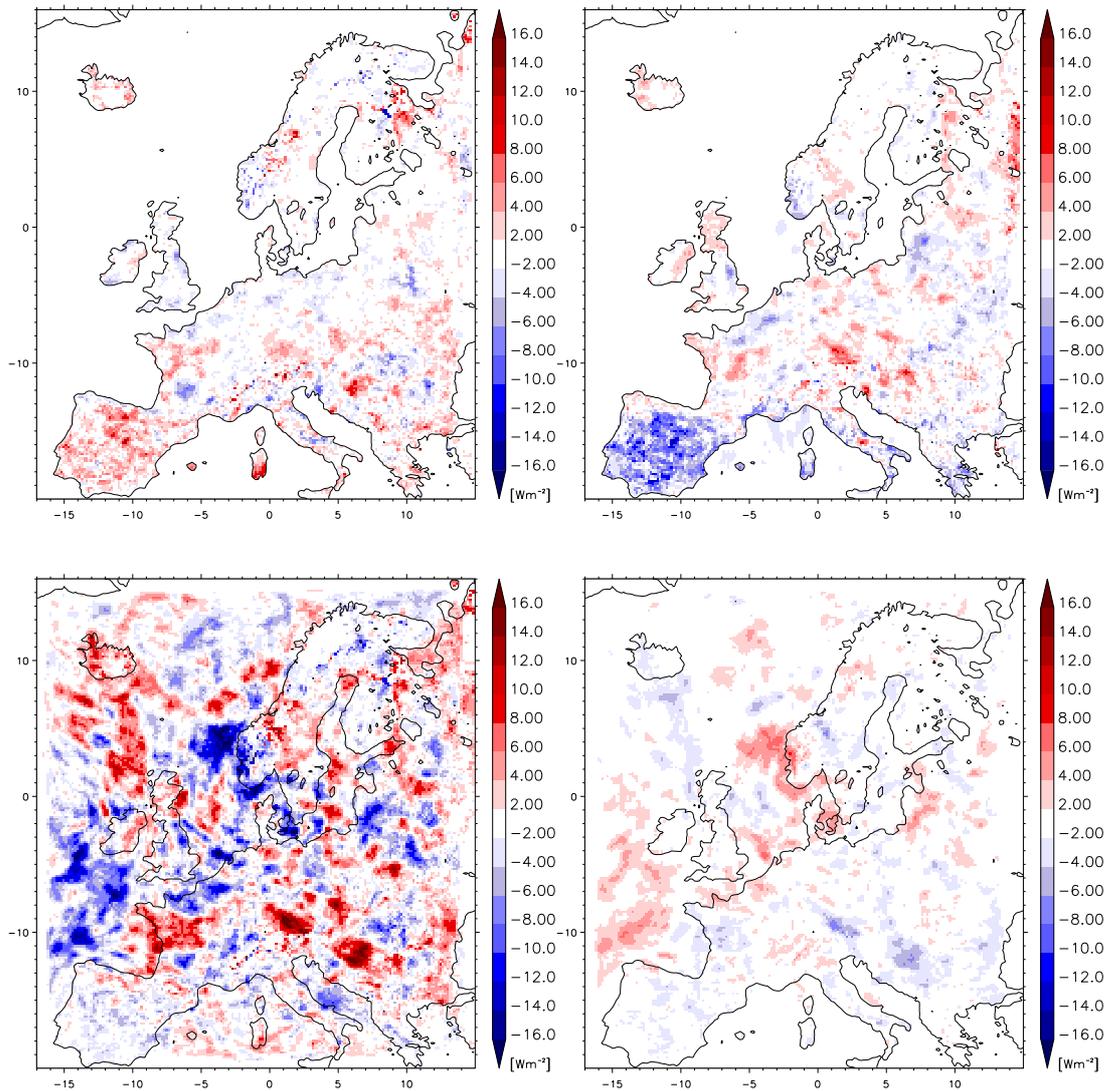


Abbildung 5.24: Differenz des Monatsmittels Mai von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), PLCOV-REF

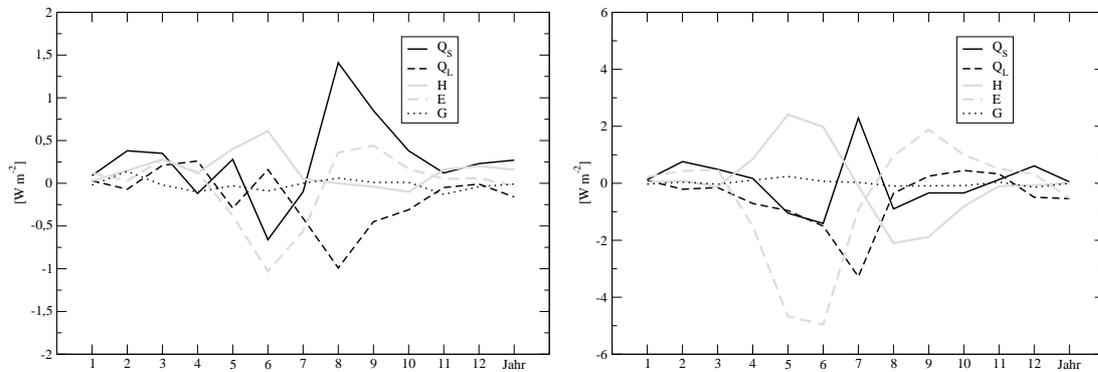


Abbildung 5.25: Differenzen für Q_S , Q_L , H , E und G für die Teilregionen LAN (links) und IBE, PLCOV-REF

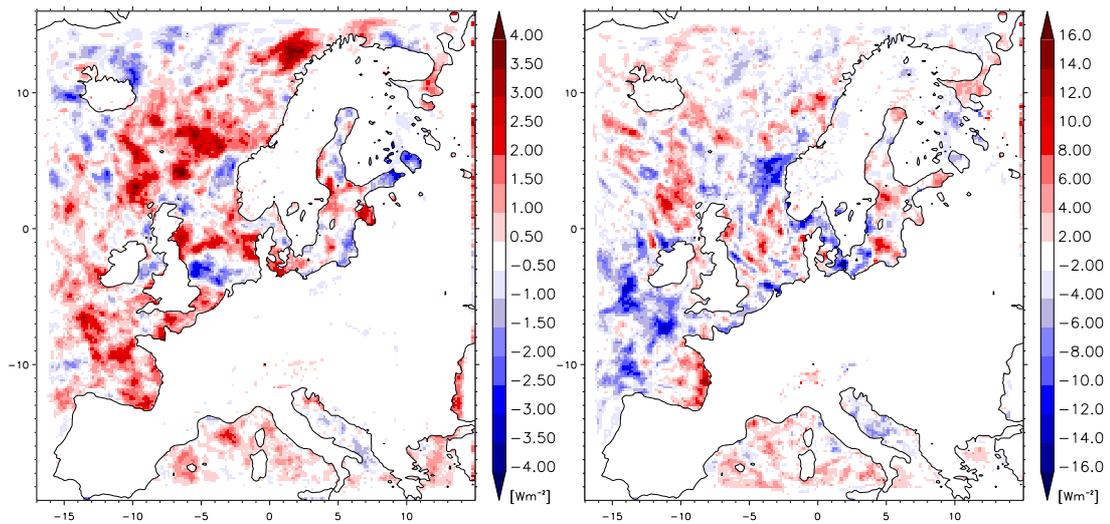


Abbildung 5.26: Differenz für den Bodenwärmestrom für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel Mai, PLCOV-REF

Die Veränderung des Vegetationsbedeckungsgrades führt zu direkten Änderungen des Bowenverhältnisses. Diese Auswirkungen sind dabei am intensivsten in der Vegetationsphase zu beobachten. Eine Reduktion des Bedeckungsgrades führt dabei zu einer Erhöhung des sensiblen Wärmeflusses in die Atmosphäre und damit auch zu einem Anstieg der Temperatur in diesem Gebiet (IBE). Umgekehrt führt eine Erhöhung des Anteils der Vegetation an der Gitterbox zu einer Reduktion des sensiblen Wärmeflusses und der 2m-Temperatur (Frankreich). Das Modell reagiert demzufolge sensitiv auf eine Änderung des untersuchten Parameters.

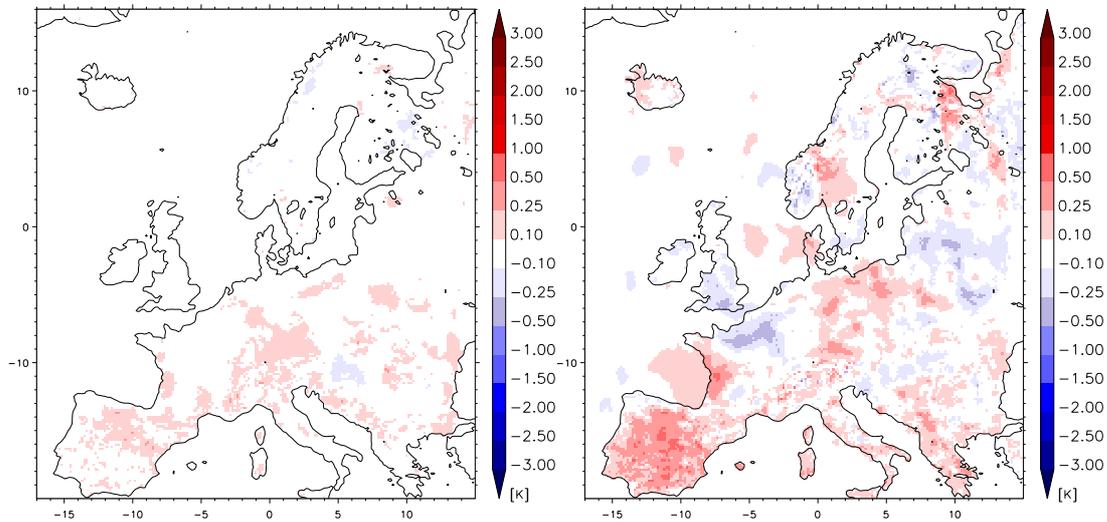


Abbildung 5.27: Differenz der 2m-Temperatur für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel Mai, PLCOV-REF

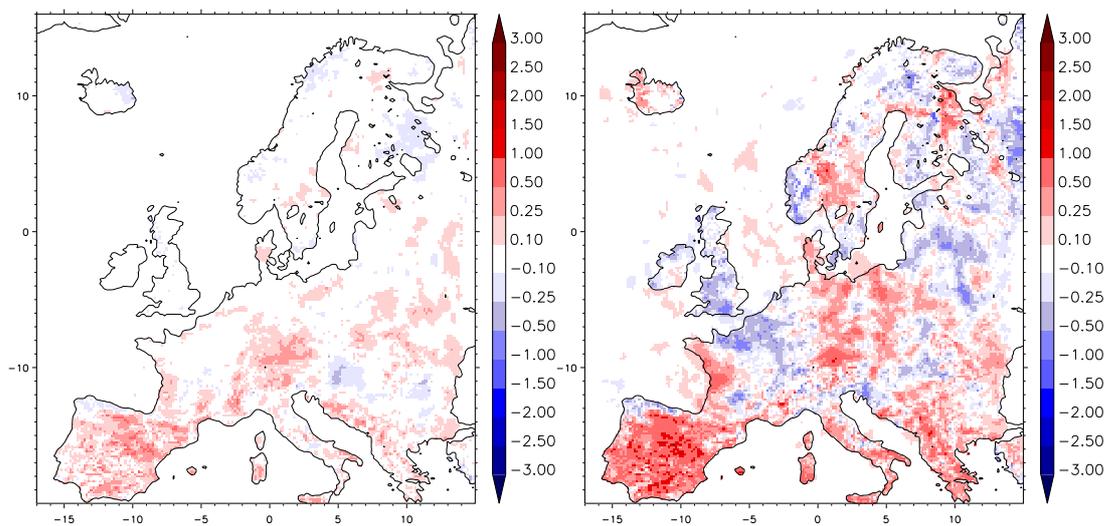


Abbildung 5.28: Differenz des Jahresmittels (links) und des Monatsmittels Mai der 2m-Tagesmaximumtemperatur, PLCOV-REF

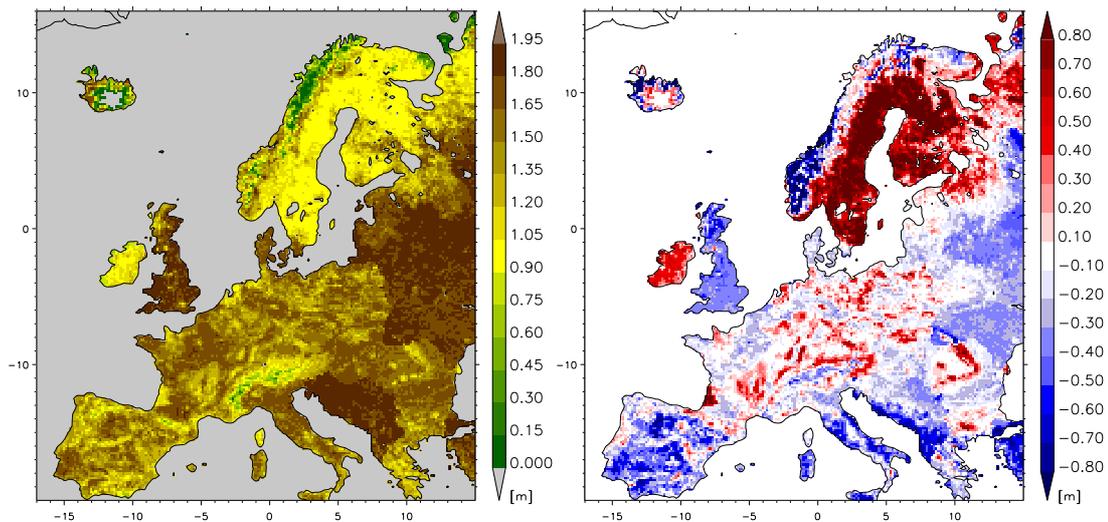


Abbildung 5.29: Absolute Wurzeltiefe im CLM (links) und Differenz der Wurzeltiefe, ECOCLIMAP-REF

5.4 Wurzeltiefe (ROOTDP)

In der Dokumentation des LM wird die Wurzeltiefe als Einstellparameter beschrieben, da eine genaue Kenntnis dieses Parameters nicht vorliegt. Damit ist hier ein sehr großer Unsicherheitsbereich bei der Bestimmung dieser Größe gegeben. Es stellt sich aber die Frage, inwieweit dieser Parameter wirklich Auswirkungen auf eine Klimasimulation hat. Daher wurde in dieser Studie die Wurzeltiefe des ECOCLIMAP-Datensatzes benutzt. In Abbildung 5.29 ist die Differenz ECO-REF zu sehen. Die größten Differenzen sind in Skandinavien zu erkennen, wo die Wurzeltiefe bis zu 1 m höher ist. Ansonsten liegen die Unterschiede im Bereich von $\pm 0,3$ m.

Die vorgenommene Veränderung der Wurzeltiefe zeigt nur geringe Auswirkungen auf den sensiblen und latenten Wärmefluss (Abbildung 5.30). Ganz vereinzelt sind Veränderungen von $\pm 2 \text{ W m}^{-2}$ zu erkennen. Auch im Monatsmittel sind Änderungen bis 8 W m^{-2} sichtbar (Abbildung 5.31). Zudem zeigt der Bereich der stärksten Änderung in Skandinavien nicht das stärkste Änderungssignal in Bezug auf das Bowenverhältnis. Vielmehr ist wiederum im Mittelmeerraum eine stärkere absolute Reaktion zu erkennen (Abbildung 5.32). Dort erfolgt durch die Reduktion der Wurzeltiefe im Sommer eine Erhöhung des Bowenverhältnisses, d.h. den Pflanzen steht zur Transpiration weniger Wasser zur Verfügung. Davor ist ein erhöhter latenter Wärmefluss zu erkennen. Durch die Reduktion der Wurzeltiefe wird dem Boden aus einer tieferen Schicht weniger Wasser zur Evaporation entzogen. Daher kann zu diesem Zeitpunkt, zu dem der Boden in diesem Gebiet insgesamt noch eine

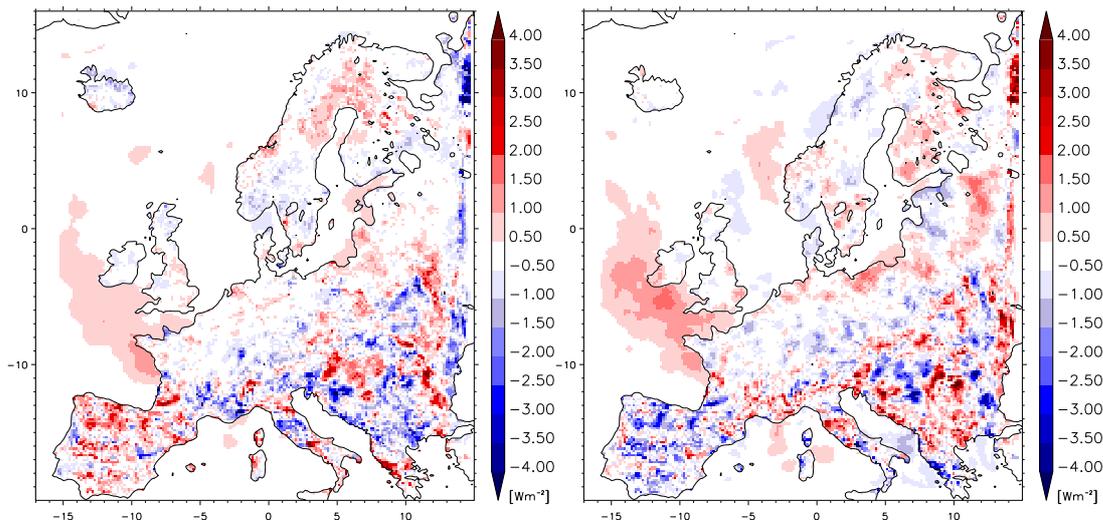


Abbildung 5.30: Differenz der Jahresmittel von H (links) und E , ROOTDP-REF

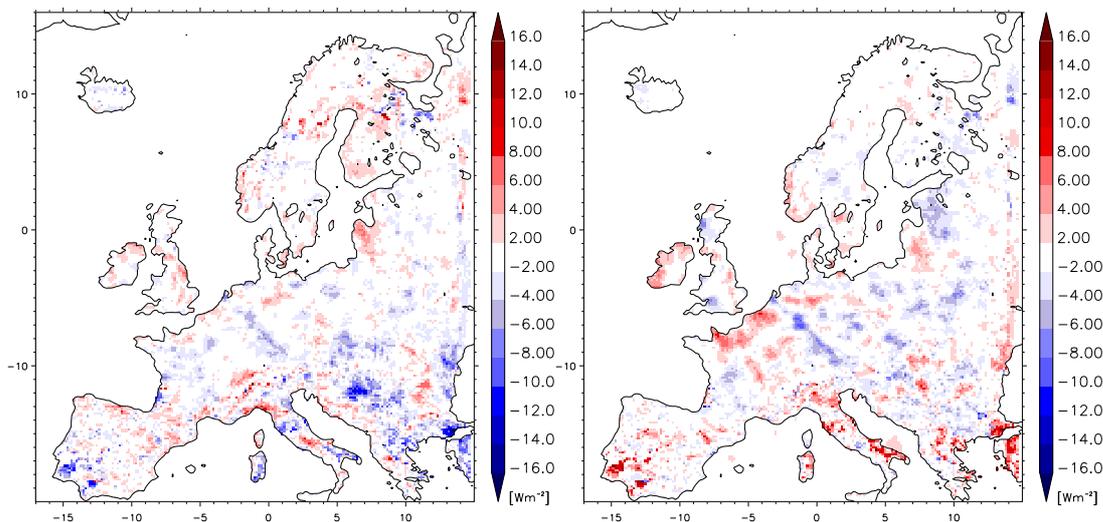


Abbildung 5.31: Differenz des Monatsmittels Mai von H (links) und E , ROOTDP-REF

hohe Feuchte besitzt, eine erhöhte Evaporation stattfinden, die anscheinend effektiver als die Transpiration ist.

In einer anderen Simulation mit einer älteren Version des CLM (2.4) wurde auch die Sensitivität des Modells auf die Wurzeltiefe untersucht (Keuler, 2006). Da der Originaldatensatz des DWD nur eine mittlere maximale Wurzeltiefe von 1 m vorgibt, wurde unter Einbehaltung der räumlichen Varianz die Wurzeltiefe auf 1,5 m erhöht. Dabei wurden Zunahmen des latenten Wärmeflusses bis 8 W m^{-2} im Jahresmittel respektive 15 W m^{-2} im Monatsmittel festgestellt. Das zeigt, dass eine stärkere Änderung der Wurzeltiefe zu intensiveren Signalen führt. Ein Vergleich mit einer Simulation mit der Originalwurzeltiefe

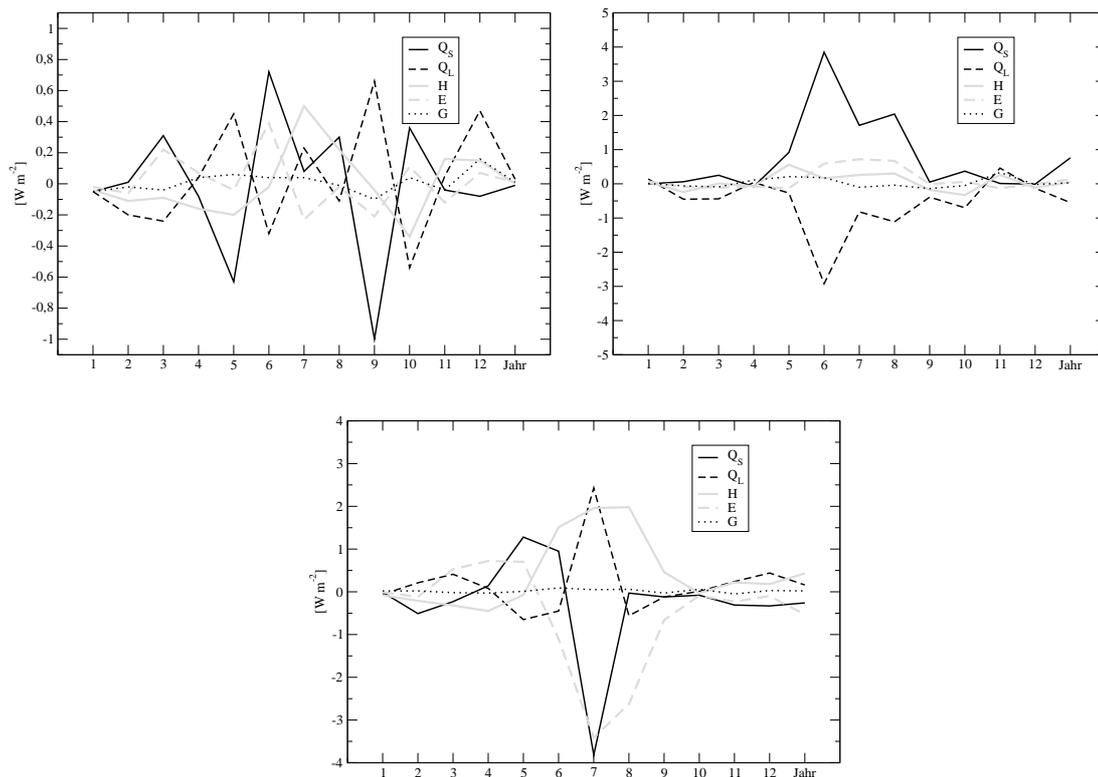


Abbildung 5.32: Differenzen für Q_S , Q_L , H , E und G für die Teilregionen LAN (oben links), SCA (oben rechts) und IBE (unten), ROOTDP-REF

könnte Ergebnisse in dieser Größenordnung zeigen.

Für den Bodenwärmestrom kann keine Veränderung festgestellt werden ebenso keine Temperaturänderung im Jahresmittel. In den Monatsmitteln ergeben sich Differenzen bis $0,5\text{ K}$. Diese sind aber nicht großräumig anzutreffen und systematisch in Bezug auf die Störungsgröße (Abbildung 5.33). So findet man auf der Iberischen Halbinsel und in Skandinavien eine Erhöhung der Temperatur in Juli um $0,25\text{ K}$, die Wurzeltiefe wurde aber in Skandinavien erhöht und im anderen Gebiet verringert.

Die gewonnenen Ergebnisse dieser Sensitivitätsstudie lassen den Schluss zu, dass der Parameter Wurzeltiefe im vorgenommenen Änderungsbereich nur einen geringen Einfluss auf die Simulation hat. Zusammen mit den Ergebnissen einer anderen Studie muss man aber zu dem Schluss kommen, dass die Wurzeltiefe durchaus einer genaueren Bestimmung bedarf.

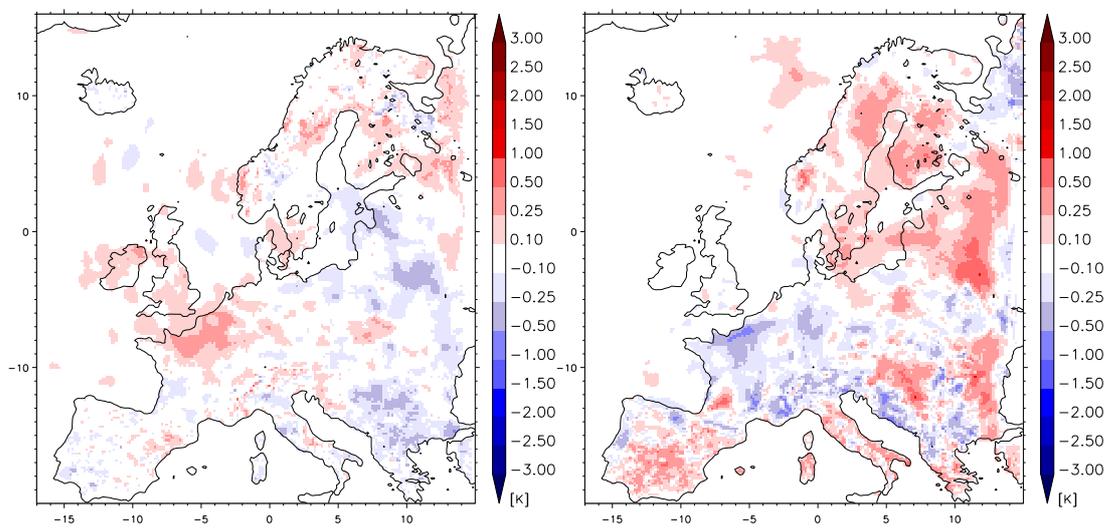


Abbildung 5.33: Differenz der 2m-Temperatur für das Monatsmittel Mai (links) und Juli, ROOTDP-REF

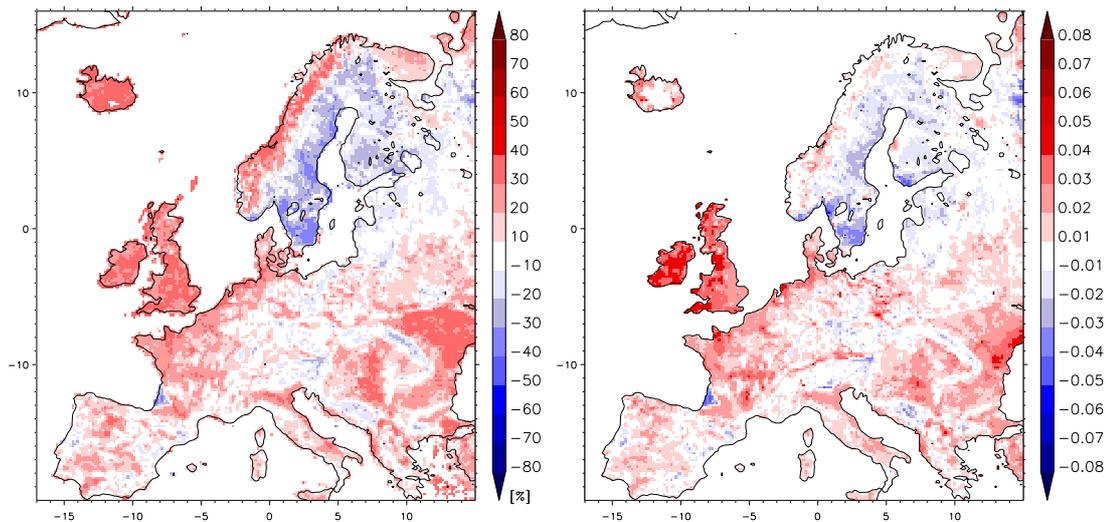


Abbildung 5.34: Prozentuale (links) und absolute Differenz der Vegetationsalbedo zum konstanten Wert des CLM, ALBVEG-REF

5.5 Vegetationsalbedo (ALBVEG)

Um die Auswirkungen einer räumlichen Variation der Vegetationsalbedo zu untersuchen, wurde eine räumlich variable Vegetationsalbedo eingeführt. Die Werte wurden dafür aus dem ECOCLIMAP-Datensatz abgeleitet. In Abbildung 5.34 ist zu sehen, zu welcher prozentualen Änderung der Vegetationsalbedo im Modellgebiet dies bei 100% Vegetationsbedeckungsgrad führt. Die Differenzen liegen im Bereich von $\pm 20\%$. Während in Skandinavien (Schweden) eine Abnahme der Albedo zu erkennen ist, erfolgt in den restlichen Gebieten eine Erhöhung. Auffällig sind dabei die Britischen Inseln, die großräumig eine Erhöhung der Albedo erfahren. Die absolute Änderung der Albedo im Jahresmittel ist in Abbildung 5.34 (rechts) zu sehen.

Die Veränderung der Vegetationsalbedo führt in den entsprechenden Gebieten zu Änderungen bis 6 W m^{-2} im sensiblen Wärmefluss und der kurzwelligen Strahlungsbilanz im Jahresmittel (Abbildung 5.35). Der latente Wärmefluss und die langwellige Strahlungsbilanz zeigen nahezu keine Veränderung. Die Änderungen sind dabei relativ konstant in ihrer Größenordnung über das Jahr, wie in Abbildung 5.36 zu sehen ist. Die Erhöhung der Vegetationsalbedo auf den Britischen Inseln führt zu einer geringeren solaren Strahlungsbilanz und auch zu einem in der Summe niedrigeren Wärmefluss in die Atmosphäre. Auch in den anderen Gebieten führt die höhere Albedo zu einer stärkeren Reflexion der kurzwelligen Strahlung an der Oberfläche und somit zu einer geringeren kurzwelligen Netobilanz. Dem Boden steht dadurch weniger Energie zur Umsetzung in die Wärmeflüsse

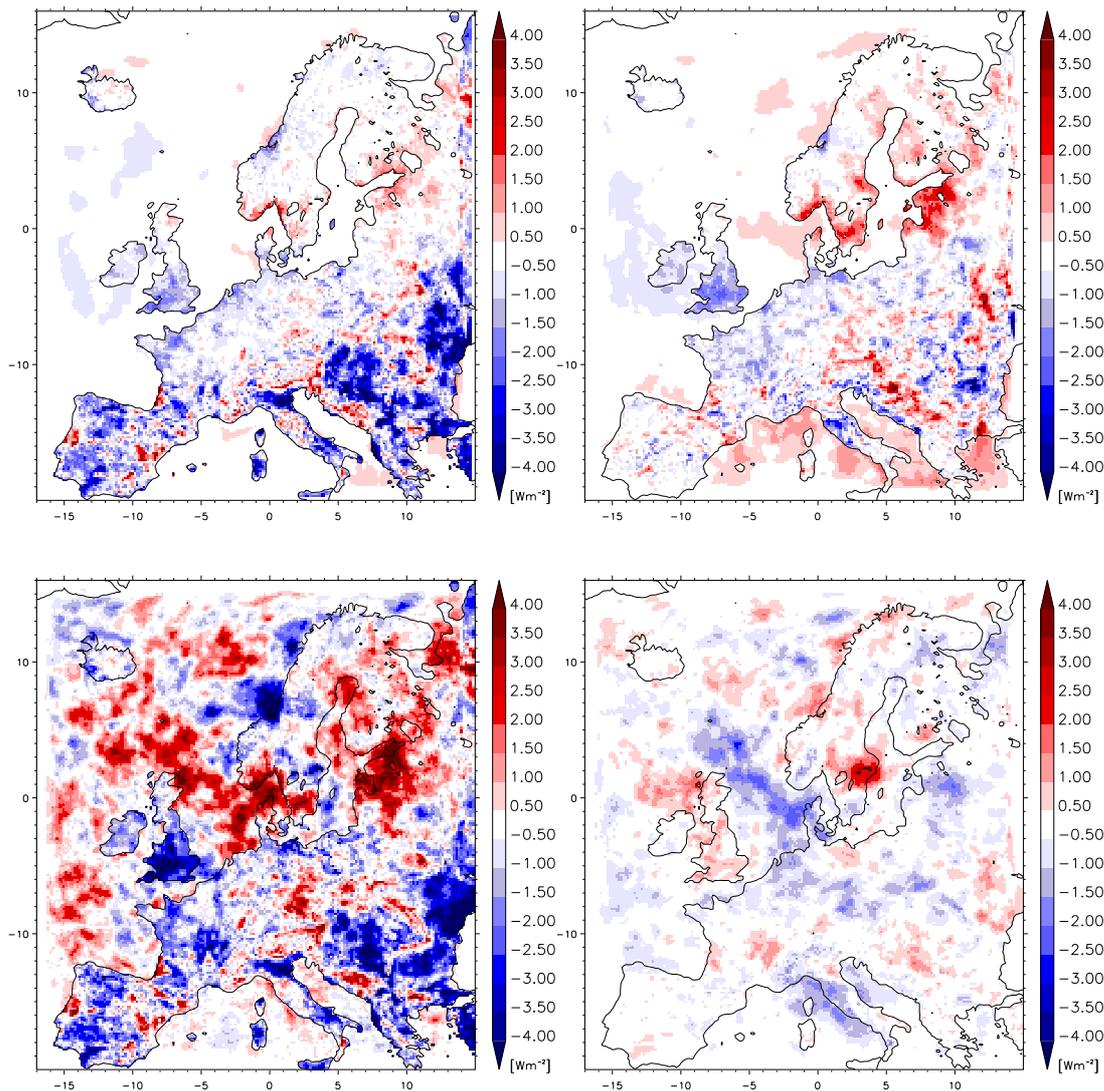


Abbildung 5.35: Differenz der Jahresmittel von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), ALBVEG-REF

zur Verfügung, was sich in der Reduktion des sensiblen Wärmeflusses zeigt. Dabei ändert sich auch die Summe von H und E und nicht allein das Bowenverhältnis. In Skandinavien führt die Verringerung der Albedo nicht zu einer wesentlichen Erhöhung der kurzwelligen Strahlungsbilanz. Lediglich im Juli ist eine Zunahme der Strahlungsabsorption zu erkennen, was mit dem ansonsten geringen absoluten Strahlungsangebot erklärt werden kann. Die Zunahme im Juli führt dann auch zu einem Anstieg des latenten Wärmeflusses in dieser Region. Da hier genügend Wasser zur Evapotranspiration zur Verfügung steht, wird nur ein kleiner Teil des Energiegewinnes in sensible Wärme umgewandelt.

Da der Bodenwärmestrom sich in der Simulation nicht ändert, müssen sich diese Änderungen auf die bodennahe Lufttemperatur auswirken. Wie in Abbildung 5.37 zu sehen,

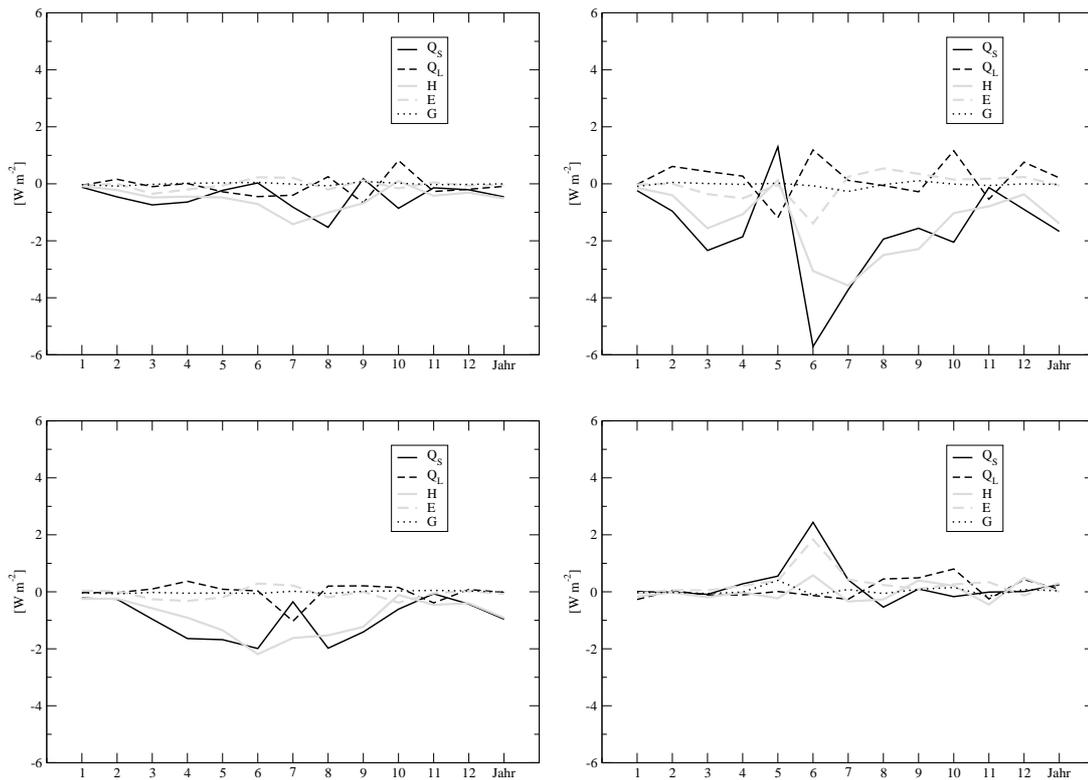


Abbildung 5.36: Differenzen für Q_S , Q_L , H , E und G für die Teilregionen LAN (oben links), BLK (oben rechts), IBE (unten links) und SCA (unten rechts), ALBVEG-REF

führt das im Jahresmittel auf dem Balkan zu einer Verringerung der Temperatur bis $0,5\text{ K}$. Im Monatsmittel (August) ergibt sich sogar eine Reduktion bis 1 K (Abbildung 5.37). Im Bereich der Britischen Inseln findet man eine Abnahme der Temperatur von $0,25\text{ K}$ im Juli. Da in Skandinavien nur im Juli Auswirkungen auf die Oberflächenenergiebilanz festzustellen waren, erklärt sich auch die nahezu unveränderte Temperatur in diesem Gebiet.

Die Abnahme der Temperatur in weiten Teilen des Modellgebietes ist auch in der gleichen Größenordnung auf die Tagesmaximumtemperatur festzustellen. Auf den Niederschlag hat die Änderung der Vegetationsalbedo nur einen stochastischen Einfluss, d.h. es kommt zu keinem systematischen Anstieg/Abfall der Niederschlagssumme in einem Gebiet in der Monats- oder Jahressumme.

Die Veränderung der Vegetationsalbedo hat einen Einfluss auf den sensiblen Wärmefluss und die bodennahe Lufttemperatur. Eine Veränderung der Variabilität konnte in diesem Experiment auch wegen der kurzen Simulationszeit nicht festgestellt werden. Es bleibt aber festzuhalten, dass sich die Veränderung der Vegetationsalbedo auf die Simulationsergebnisse spürbar ausgewirkt hat.

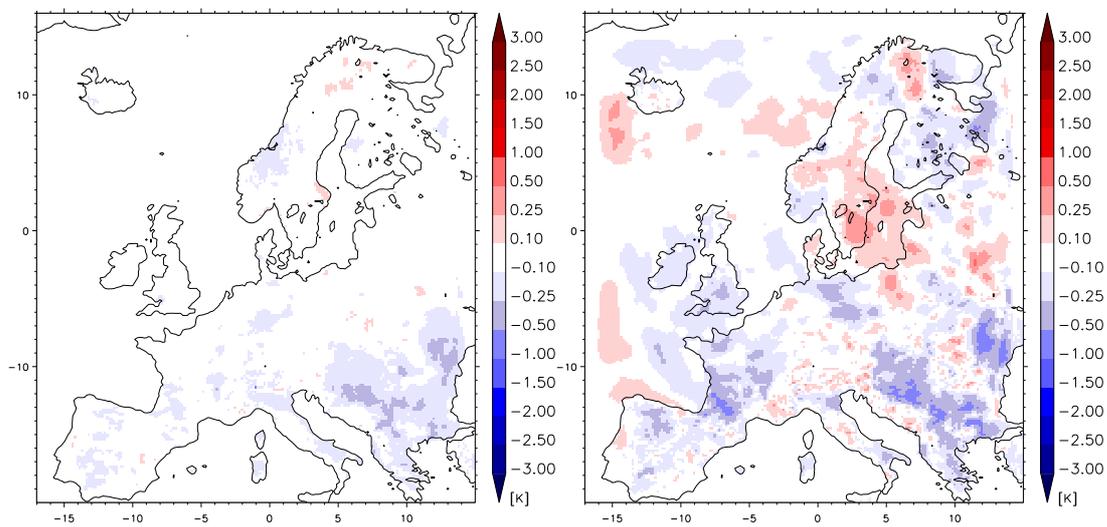


Abbildung 5.37: Differenz der 2m-Temperatur für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel August, ALBVEG-REF

Bodenart	Sand	sandiger Lehm	Lehm	lehmiger Ton	Ton	Torf
r_{min}	120	152,5	185	217,5	250	282,5
r_{max}	3000	3500	4000	4500	5000	5500

Tabelle 5.1: Modifizierte Werte für Stomatawiderstand für die verschiedenen Bodenarten in $s m^{-1}$

5.6 Stomatawiderstand (RS)

Ein weiterer Parameter, der untersucht wurde, ist der stomatale Widerstand r_s . Dieser wird berechnet nach Gleichung 3.19 in Abhängigkeit vom minimalen und maximalen Stomatawiderstand. In einigen Arbeiten wurde darauf hingewiesen, dass dies ein sensitiver Parameter im BATS ist (*Wilson et al. (1987); Henderson-Sellers (1993); Pitman (1994);* Sourcecode CLM src_soil_multilay.f90). Dort werden auch Werte für den minimalen Stomatawiderstand im Bereich von 120 bis 250 dokumentiert. Im Modell wird momentan ein räumlich konstanter Wert für den minimalen und maximalen Stomatawiderstand angenommen. Das CLM unterscheidet keine Arten der Vegetation, so dass diese Setzung konsequent erscheint. Dabei gilt $r_{min} = 150 s m^{-1}$ für den minimalen Stomatawiderstand, der als Namelistparameter gesetzt werden kann, und $r_{max} = 4000 s m^{-1}$ für den maximalen Stomatawiderstand. Durch eine räumliche Variation dieses Parameters kann man eine Unterscheidung der Art der Vegetation zumindest andeuten. Aus diesem Grund wurde die Berechnung der neuen Werte für den Stomatawiderstand an die räumliche Verteilung der Bodenarten gekoppelt. Für Bodenarten, die hauptsächlich im südlichen Modellgebiet vorherrschen (Lehm, lehmiger Ton), wurde eine Erhöhung des Widerstandes angestrebt, für Gebiete im nördlichen Bereich (Sand, sandiger Lehm) eine Reduktion (vgl. Abbildung 4.5). Für die jeweiligen Bodenarten ergeben sich dann die Werte wie in Tabelle 5.1 dokumentiert. Die aktuellen Werte ergeben sich für jeden Gitterpunkt nach den jeweiligen Bedingungen und in räumlicher Abhängigkeit der Bodenart wie in Abbildung 4.5 zu sehen.

Die Veränderung des stomatalen Widerstandes führt zu einem Änderungssignal von $2-4 W m^{-2}$ gegenüber REF hauptsächlich im östlichen Modellgebiet für den sensiblen und latenten Wärmefluss (Abbildung 5.38). Für die kurzweilige Strahlungsbilanz ist insgesamt eine Zunahme im Jahresmittel über zentralen und östlichen Gebieten von ebenfalls $2-4 W m^{-2}$ zu verzeichnen, eine adäquate Änderung der langwelligen Strahlungsbilanz ist jedoch auch sichtbar. Im Einzelmonat treten Differenzen bis $6 W m^{-2}$ (H , E) respektive bis $10 W m^{-2}$ (Q_S) auf, wobei die stärksten Abweichungen im Frühjahr und Sommer zu

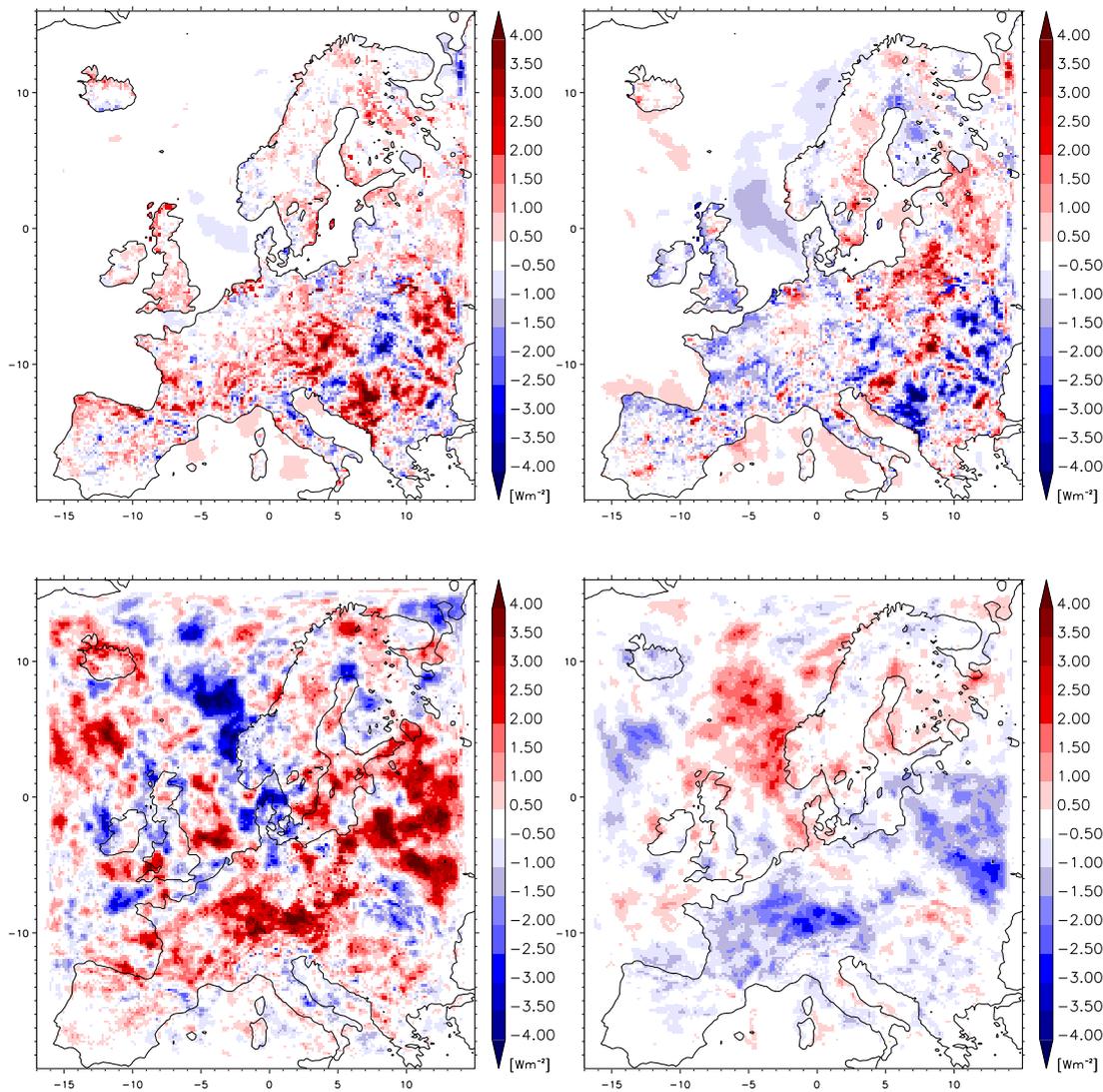


Abbildung 5.38: Differenz der Jahresmittel von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), RS-REF

finden sind (Abbildung 5.39). Die Veränderung der kurzwelligen Strahlungsbilanz hängt mit einer Abnahme des Wolkenbedeckungsgrades insbesondere im Mai zusammen. Durch den insgesamt erhöhten stomatalen Widerstand im Modellgebiet wird weniger Feuchte an die Atmosphäre abgegeben. Damit kommt es zu weniger Wolkenbildungsprozessen in diesen Gebieten, mehr solare Einstrahlung ist die Folge.

Erneut kommt es nur zu einer Erhöhung des Bowenverhältnisses und nicht zu einer Veränderung der Summe der turbulenten Wärmeflüsse. Für die Iberische Halbinsel zeigt sich zudem wieder eine Veränderung des Vorzeichens der Differenz für H und E im Verlauf des Sommers. Die Erhöhung des stomatalen Widerstandes führt zu einem geringeren latenten Wärmefluss in diesen Gebieten. Diese Reduktion wird durch den sensiblen Wärmefluss aus-

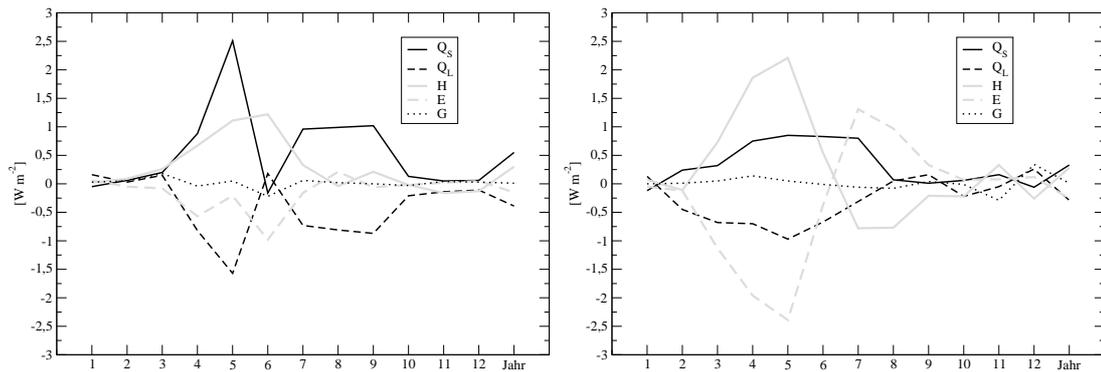


Abbildung 5.39: Differenzen für Q_S , Q_L , H , E und G für die Teilregionen LAN (links) und IBE, RS-REF

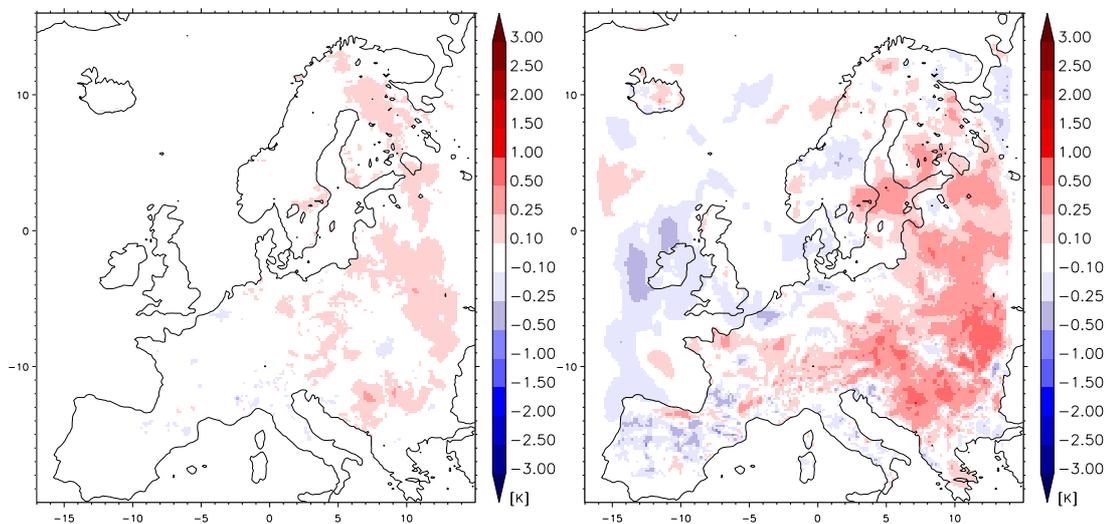


Abbildung 5.40: Differenz der 2m-Temperatur für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel August, RS-REF

geglichen. Damit wird dem Boden insgesamt weniger Wasser entzogen. Im Juni, wenn die Referenzsimulation bereits den Welkepunkt respektive die Residualfeuchte erreicht hat, ist im Boden noch Feuchtigkeit zur Evapotranspiration vorhanden. Damit kommt es zu einem im Vergleich höheren latenten Wärmefluss.

Die Änderung des Stomatawiderstandes hat Auswirkungen auf die Temperatur im östlichen Modellgebiet bis $0,25\text{ K}$ im Jahresmittel (Abbildung 5.40). Im Monat erreicht die Zunahme im östlichen Modellgebiet großräumig Werte bis $0,5\text{ K}$, während auf der Iberischen Halbinsel eine Abnahme bis $0,25\text{ K}$ festgestellt werden kann.

Auf den Niederschlag konnten durch die Veränderung des Stomatawiderstandes keine systematischen Auswirkungen festgestellt werden.

Der Anstieg der Temperatur im östlichen Modellgebiet, sowie die Änderungen des sen-

siblen und latenten, sowie der kurzwelligen Strahlungsbilanz lassen darauf schließen, dass das Modell sensitiv auf eine großräumige Änderung des Stomatawiderstandes reagiert.

Bodenart	Sand	sand- iger Lehm	Lehm	lehm- iger Ton	Ton
w_{PV} [1]	0,405	0,421	0,458	0,479	0,491
w_{FC} [1]	0,228	0,265	0,323	0,391	0,417
w_{PWP} [1]	0,071	0,084	0,132	0,184	0,221
w_{ADP} [1]	0,021	0,026	0,042	0,053	0,063
I_{K2} [$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$]	0,0029	0,0023	0,0013	0,0006	0,0004
D_o [$10^{-9}\ m^2\ s^{-1}$]	10900	8480	2740	1730	811
D_1 [1]	-8,96	-8,45	-8,22	-7,31	-7,25
K_0 [$10^{-9}\ m\ s^{-1}$]	28700	20900	5170	2030	391
K_1 [1]	-20,07	-19,93	-19,68	-18,17	-17,42
$\rho_0 c_0$ [$10^6\ J\ m^{-3}\ K^{-1}$]	1,32	1,35	1,42	1,52	1,57
λ_0 [$W\ K^{-1}\ m^{-1}$]	0,29	0,28	0,25	0,21	0,20
$\Delta\lambda$ [$W\ K^{-1}\ m^{-1}$]	2,11	1,85	1,59	1,33	1,33
$\alpha_{so,t}$ [1]	0,28	0,27	0,25	0,25	0,25
$\alpha_{so,f}$ [1]	0,36	0,32	0,25	0,23	0,23
Exponent B [1]	4,2	4,8	6,5	8,2	9,3
f_{Sand} [1]	0,78	0,65	0,47	0,30	0,25
f_{Ton} [1]	0,08	0,12	0,22	0,42	0,53

Tabelle 5.2: Neue Werte für Bodenparameter

5.7 Bodenkennwerte (BK)

Die in Kapitel 4.3 festgestellten Unsicherheitsbereiche für die Beschreibung der bodenphysikalischen Eigenschaften und die ihre Auswirkungen auf die Energiebilanz wurden in dieser Studie untersucht.

Die Zuordnung zu einer Bodenart erfolgt nach der Zusammensetzung des Bodengemisches an Sand, Ton und Schluff. Durch die jeweiligen Mengen der Anteile werden auch die bodenphysikalischen Eigenschaften der Bodenarten bestimmt. In der Sensitivitätsstudie wurde eine neue Einteilung der Bodenarten erreicht, indem die jeweils benachbarten Bodenarten miteinander "gemischt" wurden. Das heißt, dass z.B. der bisherigen Bodenart Lehm nun eine Mischung aus sandigem Lehm, Lehm und lehmigen Ton zugewiesen wurde. Für die Bodenarten im Grenzbereich des Texturdreieckes (Sand und Ton) wurde jeweils nur eine weitere benachbarte Bodenart beigemischt. Konkret wurde dies umgesetzt durch die Mittelung ("Mischung") der bodenphysikalischen Parameter (vgl. Tabelle 3.2) der entsprechenden Bodenarten. Die Bodenart Torf wurde bei dieser Betrachtung nicht berücksichtigt. Die neuen Werte W ergeben sich damit aus

Bodenart	Sand	sand-iger Lehm	Lehm	lehm-iger Ton	Ton
w_{PV}	11,1	-5,3	0,7	0,8	-3,2
w_{FC}	16,3	2,1	-4,9	5,7	-10,0
w_{PWP}	69,0	-16,0	19,7	-0,5	-14,0
w_{ADP}	75,0	-14,4	19,0	-11,1	-3,8
I_{K2}	-17,1	-1,4	30,0	-5,6	250,0
D_o	-40,6	145,0	-23,3	46,7	83,5
D_1	6,0	-10,7	10,5	-5,8	7,6
K_0	-40,2	121,4	-2,7	165,8	2197,1
K_1	4,1	-4,5	0,1	-1,9	6,7
$\rho_0 c_0$	2,7	0,0	0,2	1,1	-4,0
λ_0	-3,3	-1,2	-1,3	1,6	8,3
$\Delta\lambda$	0,5	-12,7	20,1	-0,7	0,8
$\alpha_{so,t}$	-8,3	6,7	0,0	0,0	0,0
$\alpha_{so,f}$	-19,3	17,3	2,8	0,0	2,3
Exponent B	18,6	0,0	6,6	-4,3	-7,0
f_{Sand}	-13,9	0,0	16,7	-14,3	66,7
f_{Ton}	50,0	16,7	8,3	19,0	-25,0

Tabelle 5.3: Prozentuale Änderung der Bodenparameter

REF		BK	
CLM (US)	DIN 4220	US	DIN 4220
Sand	Sand	lehmiger Sand	lehmiger Sand
sandiger Lehm	lehmiger Sand	sandiger Lehm	lehmiger Sand
Lehm	schluffiger Lehm	Lehm	sandiger Lehm
lehmiger Ton	toniger Lehm	Ton	sandig toniger Lehm
Ton	Ton	Ton	lehmiger Ton

Tabelle 5.4: Bodenarten verschiedener Klassifikationen

$$\begin{aligned}
 W_{Sand} &= \frac{1}{2}(W_{Sand} + W_{sandiger Lehm}) \\
 W_{sandiger Lehm} &= \frac{1}{3}(W_{Sand} + W_{sandiger Lehm} + W_{Lehm}) \\
 W_{Lehm} &= \frac{1}{3}(W_{sandiger Lehm} + W_{Lehm} + W_{lehmiger Ton}) \\
 W_{lehmiger Ton} &= \frac{1}{3}(W_{Lehm} + W_{lehmiger Ton} + W_{Ton}) \\
 W_{Ton} &= \frac{1}{2}(W_{lehmiger Ton} + W_{Ton}).
 \end{aligned}$$

In Tabelle 5.2 sind die resultierenden neuen Werte zu sehen, in Tabelle 5.3 die prozentualen Veränderungen der jeweiligen Parameter. Aufgrund der neuen Werte für den Sand- und Tongehalt würde die Bodenart Sand nun als lehmiger Sand und lehmiger Ton als Ton nach

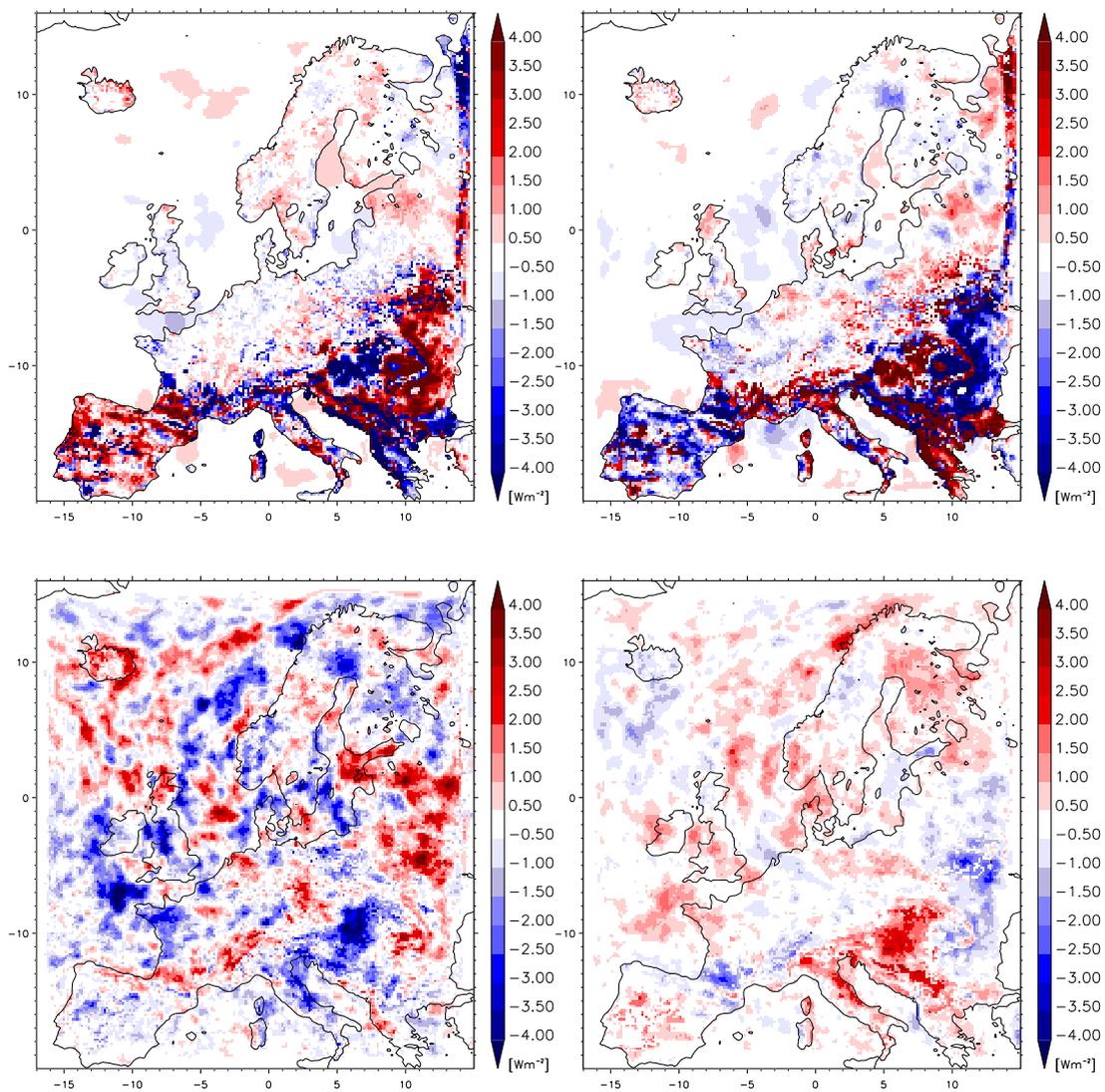


Abbildung 5.41: Differenz der Jahresmittel von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), BK-REF

der US Klassifikation bezeichnet werden (Tabelle 5.4). Im Mittel ergeben sich Änderungen um rund 20%, bei K_0 ist jedoch eine wesentlich größere prozentuale Veränderung zu erkennen, allerdings erstreckt sich der Wertebereich für die unterschiedlichen Bodenarten auch über 3 Größenordnungen. Die Simulation wurde als Kaltstart am 01.05.1986 aufgesetzt, damit sich der Boden mit den richtigen Werten einschwingen konnte.

Im Jahresmittel sind Differenzen bis zu $\pm 6 W m^{-2}$ großräumig im Mittelmeerraum und Balkan für den sensiblen und latenten Wärmefluss zu erkennen und Differenzen bis $2 W m^{-2}$, jedoch räumlich wesentlich begrenzter, für die Strahlungsbilanzen (Abbildung 5.41). Im nördlichen bis mittleren Modellgebiet sind fast keine Änderungen für H und E zu detektieren. Im Monatsmittel sind die Änderungssignale für die Wärmeflüsse bis ± 20

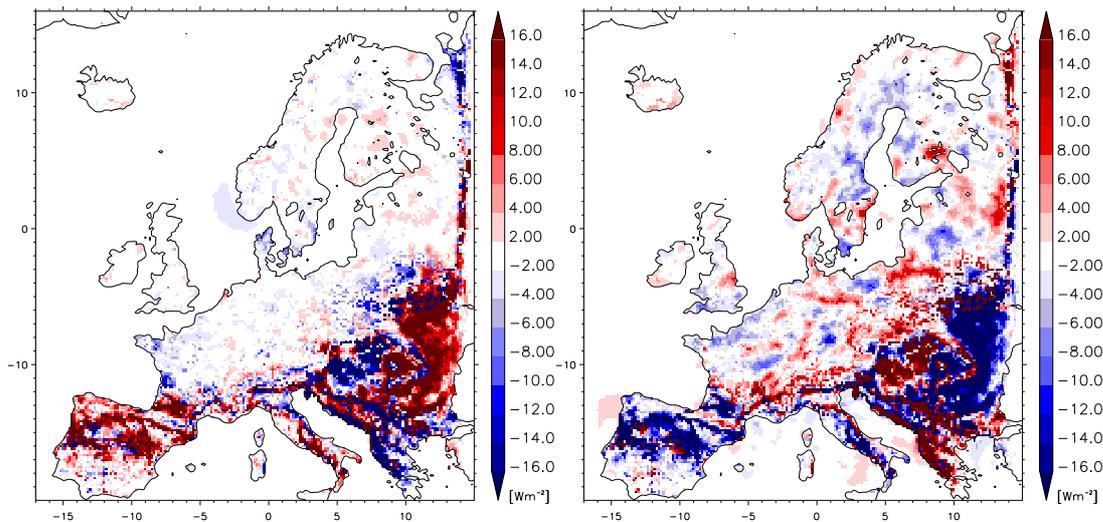


Abbildung 5.42: Differenz der Monatsmittel Juli von H (links) und E , BK-REF

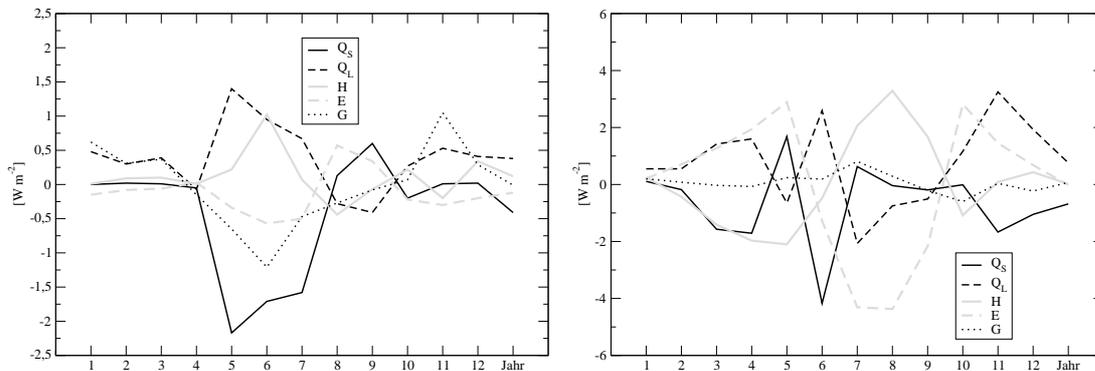


Abbildung 5.43: Differenzen für Q_S , Q_L , H , E und G für die Teilregionen SCA (links) und BLK, BK-REF

$W m^{-2}$ stark (Abbildung 5.42) und erfassen, wenn auch nicht in der maximalen Intensität auch die nördlichen Landpunkte (Abbildung 5.43). Diese starken Änderungen finden sich auch im Bodenwärmestrom wieder. Hier liegen die Änderungen bei maximal $1,5 W m^{-2}$ im Monatsmittel, während im Jahresmittel keine Reduktion oder Erhöhung festgestellt werden kann. Im Teilgebiet BLK ist zudem eine zweifache Änderung des Bowenverhältnisses zu sehen. Nachdem zunächst mehr Evapotranspiration aufgrund der geänderten Bodenparameter erfolgen kann, ist der Boden frühzeitig ausgetrocknet. Im September steht dann wieder genügend Wasser zur Verfügung und der latente Wärmefluss intensiviert sich erneut.

Auch die Temperatur erfährt eine Änderung hauptsächlich im südlichen Modellgebiet. Dort werden Werte im Jahresmittel bis $\pm 0,5 K$ erreicht, im Monat teilweise bis $1,5 K$ (Abbildung 5.44). Für Gebiete mit der Bodenart lehmiger Ton ist dabei in Analogie zur Reduktion des sensiblen Wärmeflusses eine Abnahme der Temperatur zu erkennen, während die

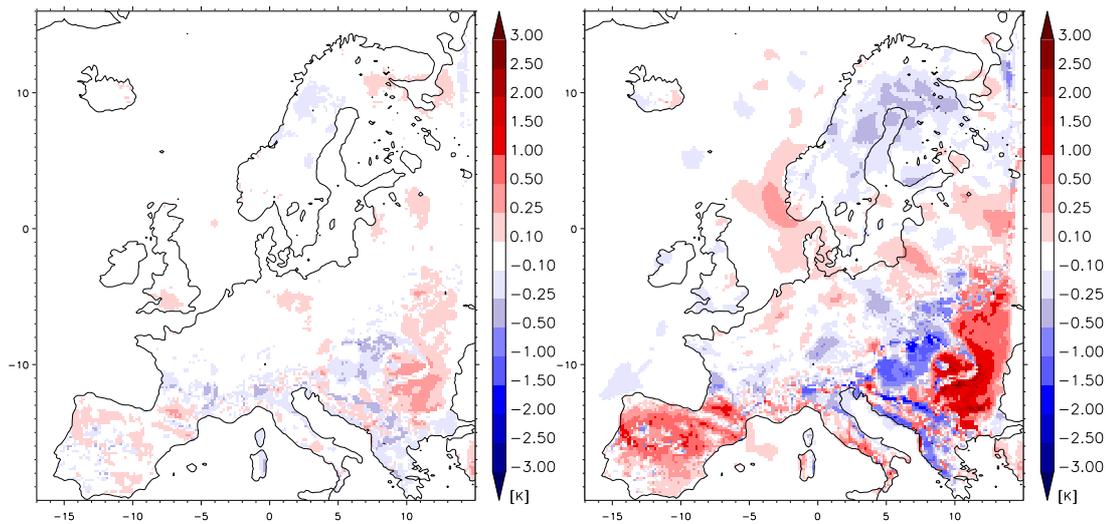


Abbildung 5.44: Differenz der 2m-Temperatur für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel Juli, BK-REF

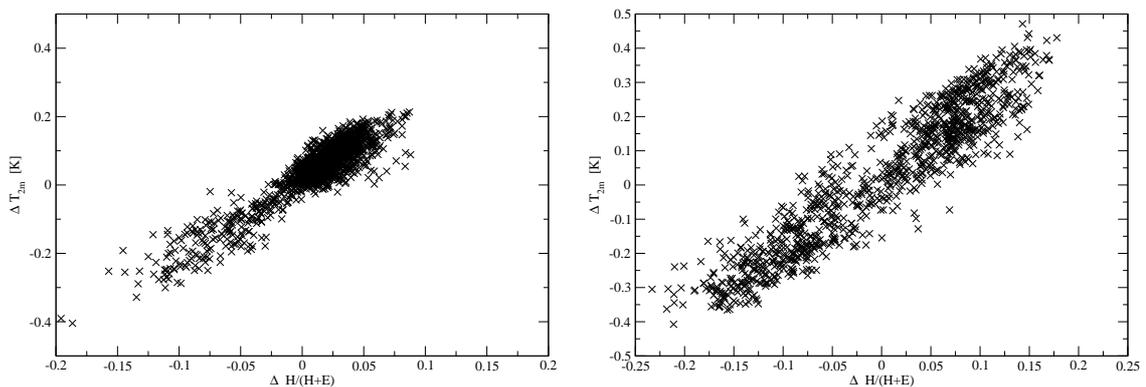


Abbildung 5.45: Abhängigkeit der Änderung der 2m-Temperatur von der Änderung des modifizierten Bowenverhältnisses für das Jahresmittel der Teilregionen IBE (links) und BLK

Gebiete mit Lehm Boden durch eine Zunahme der Temperatur auffallen. Dies könnte u.a. damit zusammenhängen, dass für Lehm Boden der permanente Welkepunkt und die Residualfeuchte, die Bereiche in denen also keine Transpiration respektive Evaporation mehr stattfindet, mit den neuen Werten eher erreicht werden, während dies bei lehmigen Ton umgekehrt ist. Insbesondere in feuchtelimitierten Gebieten ist das von Bedeutung. In diesem Zusammenhang zeigt sich erneut, dass die Änderungen der 2m-Temperatur sehr stark mit der Änderung des Bowenverhältnisses zusammenhängen. In Abbildung 5.45 ist die Korrelation der beiden Änderungen für die Teilgebiete IBE ($r = 0,92$) und BLK ($r = 0,94$) im Jahresmittel zu sehen.

Zudem wird auch eine Abschwächung des Tagesgangs der 2m-Temperatur (DTR) sicht-

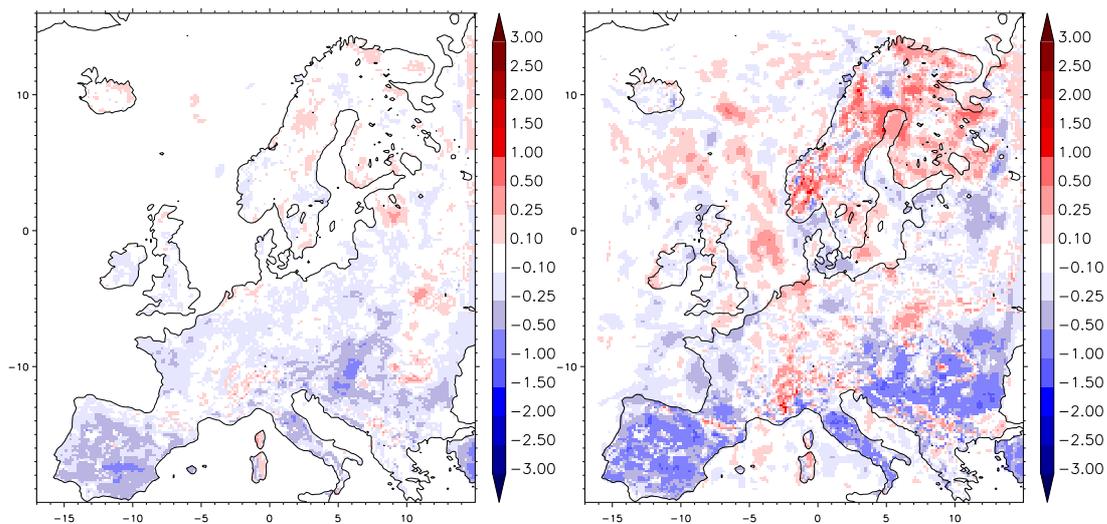


Abbildung 5.46: Differenz des Jahresmittels (links) und des Monatsmittels November des Tagesgangs der 2m-Temperatur (DTR), BK-REF

bar, die sich für alle Bodenarten über fast das gesamte Modellgebiet und insbesondere im Winter feststellen lässt (Abbildung 5.46).

Die Zuordnung der Bodenart mit den entsprechenden bodenphysikalischen Parametern hat einen entscheidenden Einfluss auf die Aufteilung des sensiblen und latenten Wärmeflusses und damit auf die bodennahe Lufttemperatur im Modell. Die Sensitivität des Modells gegenüber der Bestimmung der Bodenart konnte gezeigt werden.

5.8 Wärmeleitfähigkeit (WL)

Im TERRA-ML ist, wie in Gleichung 3.8 zu sehen, die Wärmeleitfähigkeit eine Funktion der Bodenart und des Wassergehaltes. Für die Berechnung wird momentan ein mittlerer, konstanter Wassergehalt angenommen (Gl. 3.9). Das bedeutet eine zeitlich und vertikal konstante Wärmeleitfähigkeit unabhängig vom Wasser- und Eisgehalt des Bodens. In der Simulation WL wurde eine Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit vom Wasser-/Eisgehalt der jeweiligen Bodenschicht berücksichtigt. Die Formulierung beruht dabei auf der Arbeit von *Peters-Lidard et al. (1998)*, die einen Ansatz von *Johansen (1975)* für SVAT empfehlen.

Die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit λ erfolgt dabei als eine Kombination aus der trockenen λ_{tr} und der Leitfähigkeit bei Sättigung λ_{Sat} , die durch eine normalisierte Wärmeleitfähigkeit (K_e , Kersten-Zahl) gewichtet wird:

$$\lambda = K_e(\lambda_{Sat} - \lambda_{tr}) + \lambda_{tr} . \quad (5.1)$$

Die Wärmeleitfähigkeit trockenen Bodens ergibt sich durch eine semiempirische Funktion in Abhängigkeit der Porosität w_{PV} des Bodens mit

$$\lambda_{tr} = \frac{0,135\rho_{tr} + 64,7}{2700 - 0,947\rho_{tr}} , \quad (5.2)$$

wobei die Trockendichte ρ_{tr} bestimmt wird durch

$$\rho_{tr} = (1 - w_{PV}) \cdot 2700 . \quad (5.3)$$

Die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit gesättigten Bodens erfolgt in Abhängigkeit vom Porenvolumen, des Quarzgehaltes und des Eisanteils des Bodenwassers

$$\lambda_{Sat} = \lambda_s^{(1-w_{PV})} \lambda_l^{w_l} \lambda_{Eis}^{w_{Eis}} , \quad (5.4)$$

wobei $\lambda_l = 0,57 W m^{-1} K^{-1}$ die Wärmeleitfähigkeit von Wasser und $\lambda_{Eis} = 2,2 W m^{-1} K^{-1}$ die Wärmeleitfähigkeit von Eis ist. Die Wärmeleitfähigkeit der Bodenmatrix λ_s wird bestimmt mit

$$\lambda_s = \lambda_q^q \lambda_0^{(1-q)} , \quad (5.5)$$

wobei q der Quarzgehalt und $\lambda_q = 7,7 W m^{-1} K^{-1}$ die Wärmeleitfähigkeit von Quarz. Für

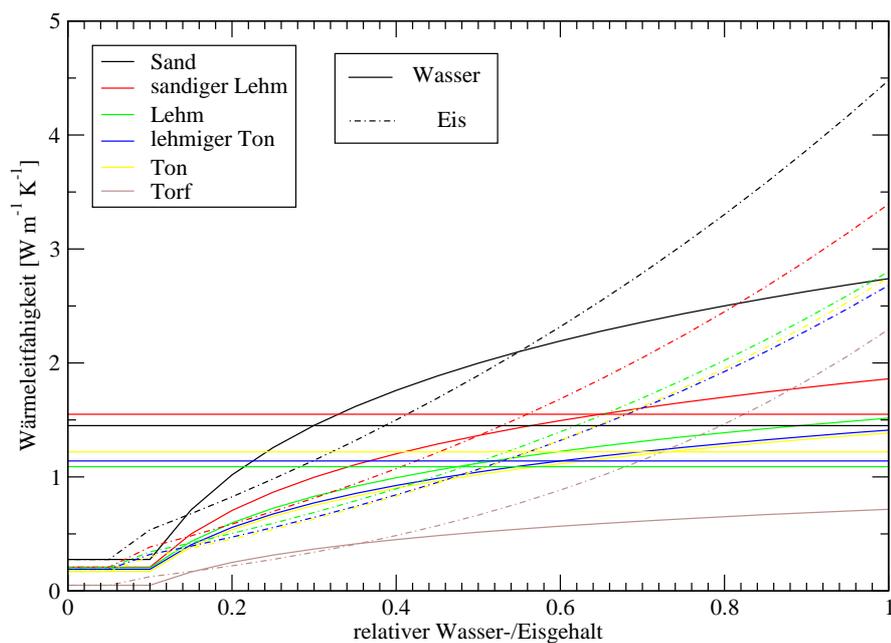


Abbildung 5.47: Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Wassergehalt respektive Eisgehalt für die verschiedenen Bodenarten

die Wärmeleitfähigkeit des übrigen Materials λ_0 gilt

$$\lambda_0 = \begin{cases} 2,0 & ; q > 0,2 \\ 3,0 & ; q \leq 0,2 \end{cases} \quad [W m^{-1} K^{-1}]. \quad (5.6)$$

Der Quarzgehalt wurde für die Berechnungen in der Simulation mit dem Sandgehalt f_{Sand} (Tabelle 3.2) gleichgesetzt.

Die Kersten-Zahl K_e ist eine Funktion des Sättigungsgrades $S_r = (w_l + w_{Eis})/w_{PV}$ und abhängig vom Phasenzustand

$$K_e = \begin{cases} 0,7 \log S_r + 1,0 & ; T_{so} \geq T_0, S_r \geq 0,1 \\ 0,0 & ; T_{so} \geq T_0, S_r < 0,1 \\ S_r & ; T_{so} < T_0 \end{cases} \quad (5.7)$$

In Abbildung 5.47 sind die Werte für die Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Wasser respektive Eisgehalt gezeigt. Die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit im Modell erfolgt in dieser Simulation nach Gleichung 5.1.

Im Jahresmittel resultiert die veränderte Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit in Differenzen der turbulenten Energieflussdichten gegenüber REF von $\pm 5 W m^{-2}$ großräumig im

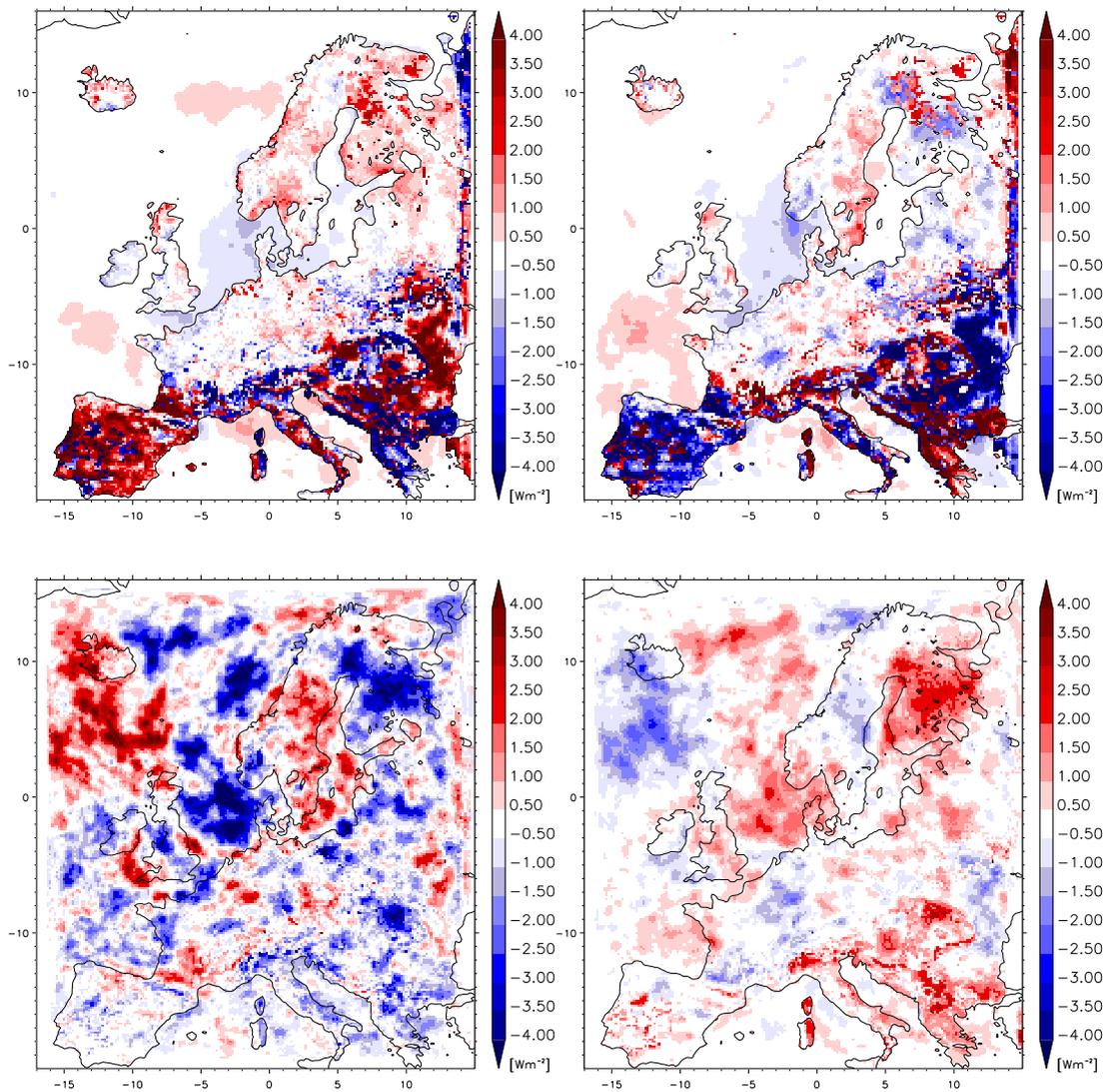


Abbildung 5.48: Differenz der Jahresmittel von H (links oben), E (rechts oben), Q_S (links unten) und Q_L (rechts unten), WL-REF

südlichen Modellgebiet. Die kurzwellige und langwellige Strahlungsbilanz zeigt nur geringe Reaktionen im Bereich von 2 W m^{-2} , diese aber insbesondere im nördlichen Modellgebiet (Finnland) (Abbildung 5.48). Nur geringe Änderungen für die Wärmeflüsse sind dagegen im nördlichen Modellgebiet zu erkennen. Im Monatsmittel findet man Abweichungen für H und E über $\pm 16 \text{ W m}^{-2}$ im südlichen Modellgebiet und bis 8 W m^{-2} für den latenten Wärmefluss im nördlichen Modellgebiet (Abbildung 5.49). In Abbildung 5.50 kann man erkennen, dass in Skandinavien (SCA) die stärksten Reaktionen eher im Winter auftreten und sich zudem auch der Bodenwärmestrom ändert. Im südöstlichen Modellgebiet (BLK) sind Änderungen der Wärmeflüsse das ganze Jahr sichtbar. Eine Änderung des Bodenwärmestromes ist auch für andere Gebiete (östliches Modellgebiet im April, IBE im

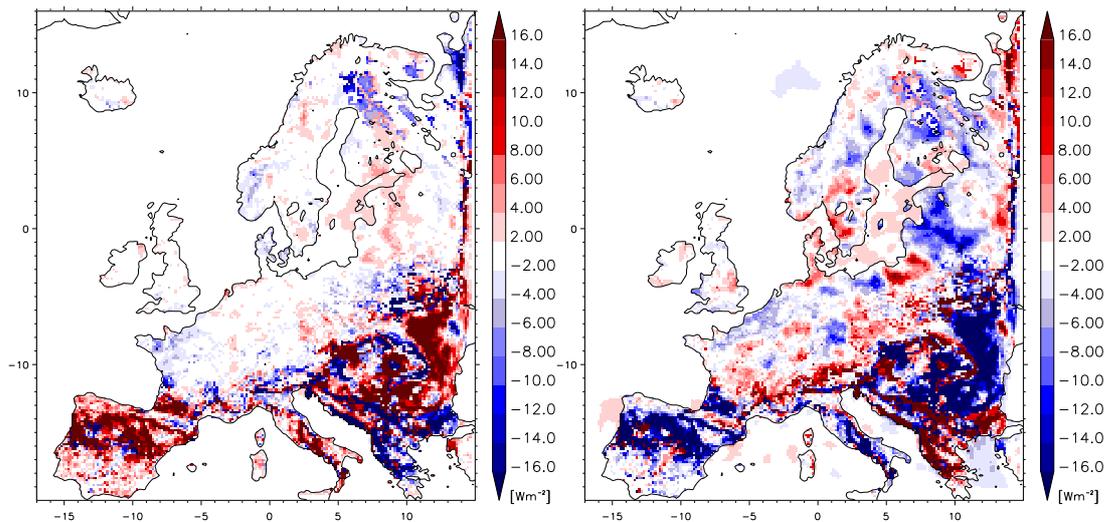


Abbildung 5.49: Differenz des Monatsmittels Juli für H (links) und E , WL-REF

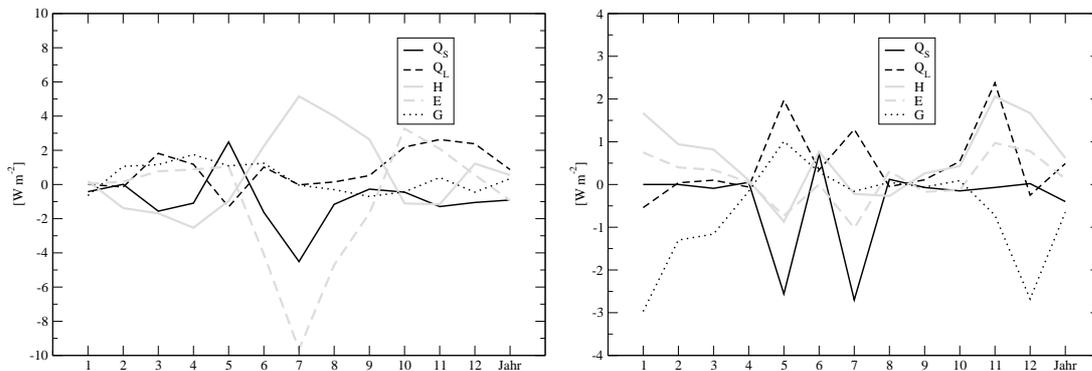


Abbildung 5.50: Differenzen für Q_S , Q_L , H , E und G für die Teilregionen BLK (links) und SCA, WL-REF

Oktober) im Monatsmittel zu beobachten (Abbildung 5.51). Die Veränderung des Wärmeleitkoeffizienten führt damit zu einem veränderten Wärmetransport im Boden. Welche Auswirkungen das auf die Jahresmitteltemperatur hat, ist in Abbildung 5.52 zu sehen. Die größten Änderungen bis $+1\text{ K}$ sind in Skandinavien zu finden, im Mittelmeerraum erreichen die Differenzen $\pm 0,25\text{ K}$. Es wird deutlich dass im nördlichen Modellgebiet die für gefrorenen Boden nicht optimale Formulierung der Wärmeleitfähigkeit Auswirkungen zeigt. Dies ist auch deutlich in den Monatswerten zu erkennen (Abbildung 5.52). Dort erreichen die Abweichungen in Skandinavien Werte über $1,5\text{ K}$. Auf der Iberischen Halbinsel und am Balkan werden im Sommer die größten Abweichungen festgestellt. Durch die Austrocknung des Bodens in einigen Bereichen wird hier die geringere Wärmeleitfähigkeit des Bodens spürbar.

Der Niederschlag reagiert auf die Änderung des Parameters wieder nur mit stochasti-

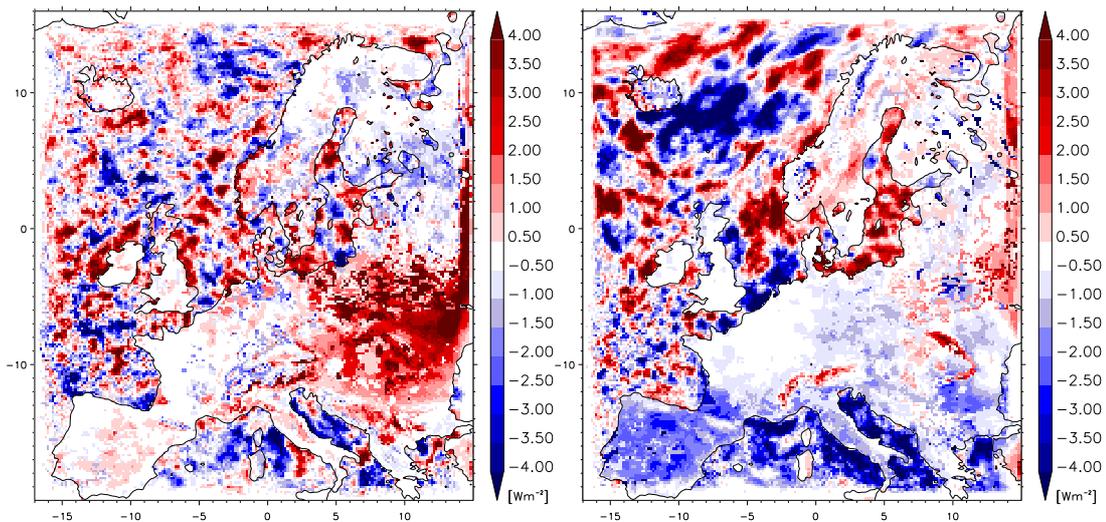


Abbildung 5.51: Differenz für den Bodenwärmestrom für die Monatsmittel April (links) und Oktober, WL-REF

schen Änderungen in der räumlichen Verteilung, die Summen bleiben konstant.

Damit zeigt die Simulation ein ähnliches Verhalten wie die Simulation BK, bei der auch die Störung in Abhängigkeit von der Bodenart vorgenommen wurde. Im südlichen Modellgebiet sind die Auswirkungen auf den latenten und sensiblen Wärmefluss sehr groß, was sich hier auch in der Änderung der 2m-Temperatur niederschlägt. Allerdings ist auch eine starke Reaktion der 2m-Temperatur in Skandinavien erkennbar, die aber eher von einer ungenügenden Umsetzung der wassergehaltabhängigen Wärmeleitfähigkeit für gefrorenen Boden hervorgerufen wird. Insgesamt zeigt das Modell sich sensitiv gegenüber diesem Parameter.

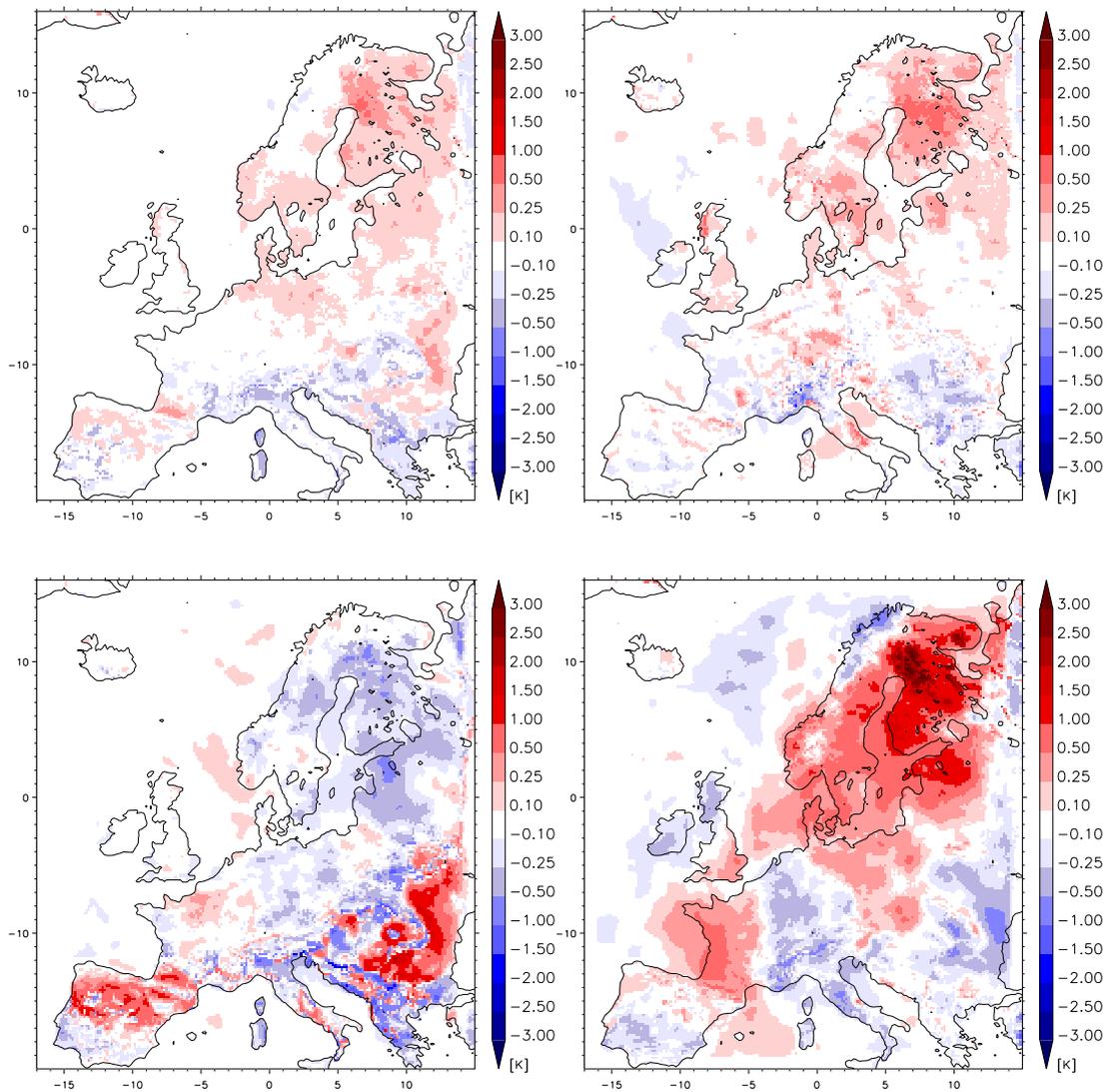


Abbildung 5.52: Differenz der 2m-Temperatur für das Jahresmittel (links oben) und die Monatsmittel Februar (rechts oben), Juli (links unten) und November (rechts unten), WL-REF

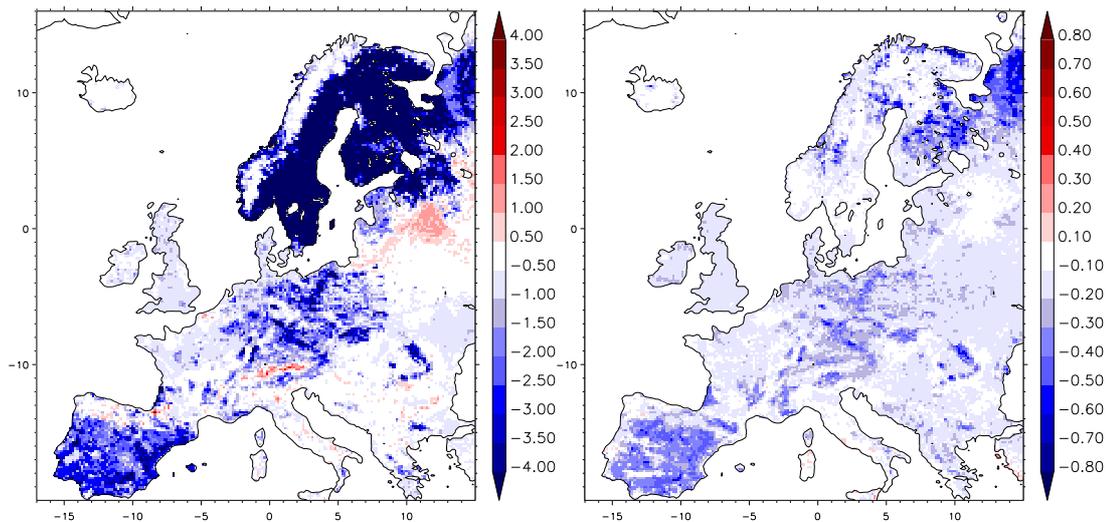


Abbildung 5.53: Differenz der Jahresmittel des LAI (links) und Vegetationsbedeckungsgrades, GKSS-REF

5.9 GKSS und ECOCLIMAP

Eine Reihe von Datensätzen mit Oberflächenparametern wurde in den letzten Jahren, auch gestützt durch Satellitenbeobachtungen, erstellt. Diese Datensätze unterscheiden sich in den Werten für die Parameter, wie in Kapitel 4 gezeigt, teilweise erheblich. Allerdings stellt nicht jeder Datensatz auch alle eventuell benötigten Größen bereit. Für den Anwender dieser Daten stellt sich die Frage, ob es einen besten Datensatz für seine Anwendung gibt. Da das fast nie zu beantworten ist, muss mit dem Unsicherheitsbereich, den die Datensätze aufspannen, gearbeitet werden. Welche Auswirkungen unterschiedliche Inputdatensätze auf die Simulationsergebnisse haben, soll in diesem Abschnitt gezeigt werden. Dazu wurden die bereits in Kapitel 4 beschriebenen Datensätze der GKSS und ECOCLIMAP herangezogen.

Die Parameter, die sich zwischen GKSS und DWD Datensatz unterscheiden, sind der LAI, der Vegetationsbedeckungsgrad und die Bodenart. Die Differenzen der Jahresmittel von LAI und Vegetationsbedeckungsgrad sind in Abbildung 5.53 zu sehen. Die Einteilung der Bodenarten des GKSS-Datensatzes ist in Abbildung 4.5 zu sehen. Es wird deutlich, dass die größten Unterschiede im LAI in Skandinavien und der Iberischen Halbinsel sowie im zentralen Modellgebiet zu finden sind. Beim Vegetationsbedeckungsgrad fällt insbesondere wiederum die Iberische Halbinsel auf. Für beide Parameter ist eine Reduktion gegenüber der Referenz zu erkennen. Die Bodenarten weisen insbesondere im südlichen Modellgebiet im GKSS Datensatz eine Verschiebung von lehmigen Böden hin zu sandigen Böden auf.

Die Parameter, die aus dem ECOCLIMAP-Datensatz benutzt wurden, sind LAI, Vege-

tationsbedeckungsgrad, Wurzeltiefe und Vegetationsalbedo. Die Differenzen der Parameter zum DWD-Datensatz und Auswirkungen der einzelnen Größen wurden schon in den vorherigen Abschnitten gezeigt (z.B. Abbildungen 5.5, 5.21, 5.29, 5.34). Für den LAI wurde z.B. insgesamt eine Reduktion insbesondere in Skandinavien festgestellt. Der Vegetationsbedeckungsgrad zeigte hauptsächlich in den Zeiten außerhalb der Vegetationsperiode eine leichte Zunahme.

Da in dieser Simulation mehrere Parameter gleichzeitig geändert wurden, kann nur eine Aussage darüber getroffen werden, wie ein anderer Datensatz sich auf die Simulation auswirkt und nicht mehr direkt nachvollzogen, welchen Anteil die einzelne Parameteränderung hat. Die einzige Gemeinsamkeit der Änderungen der Inputdaten ist der reduzierte LAI auf der Iberischen Halbinsel. Man kann damit nur den Unsicherheitsbereich aus den Differenzbildern ableiten.

Der Unsicherheitsbereich für den sensiblen und latenten Wärmefluss in diesen Simulationen liegt im Jahresmittel im Maximum bei $\pm 6 \text{ W m}^{-2}$ (Abbildung 5.54). Auffällig sind dabei wieder besonders die Regionen im südlichen Modellgebiet, aber im Gegensatz zu den Einzelparameteruntersuchungen zeigen sich auch stärkere Differenzen in Skandinavien. Dies wird noch deutlicher beim Blick auf die kurzwellige und langwellige Strahlungsbilanz (Abbildung 5.55). Hier wird insbesondere die Zunahme der langwelligen Abstrahlung in beiden Simulationen im Bereich von $2\text{-}4 \text{ W m}^{-2}$ sichtbar.

Trotz der unterschiedlichen Änderungen in den jeweiligen Parametern sind die Änderungssignale der Simulationen sehr ähnlich. Das wird auch nochmals in den Monatswerten sichtbar, wo die Abweichungen bis $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$ erreichen können und verstärkt im südlichen Modellgebiet auftreten (Abbildung 5.56). Eine weitere Gemeinsamkeit kann man gut in Abbildung 5.57 erkennen. Bei beiden Simulationen kommt es bis Juli zu einer Reduktion des latenten Wärmeflusses auf der Iberischen Halbinsel, danach ist eine Zunahme des Wärmeflusses zu verzeichnen. Hier wird wieder die Sensitivität gegenüber dem Bodenwassergehalt in dieser Region sichtbar.

Die Auswirkungen stimmen auch insofern in ihren Änderungsmustern überein, als dass beide Simulationen im Jahresmittel einen Anstieg der Temperatur berechnen (Abbildung 5.58). Die maximalen Werte liegen bei 1 K auf der Iberischen Halbinsel für GKSS. ECO zeigt dort auch sein relatives Maximum, liegt aber mit $0,5 \text{ K}$ absolut niedriger. Diese Erhöhung der Jahrestemperatur resultiert hauptsächlich aus einer bis über 2 K gestiegenen Sommertemperatur (Abbildung 5.59). Im Winter ist dagegen im Flächenmittel eine

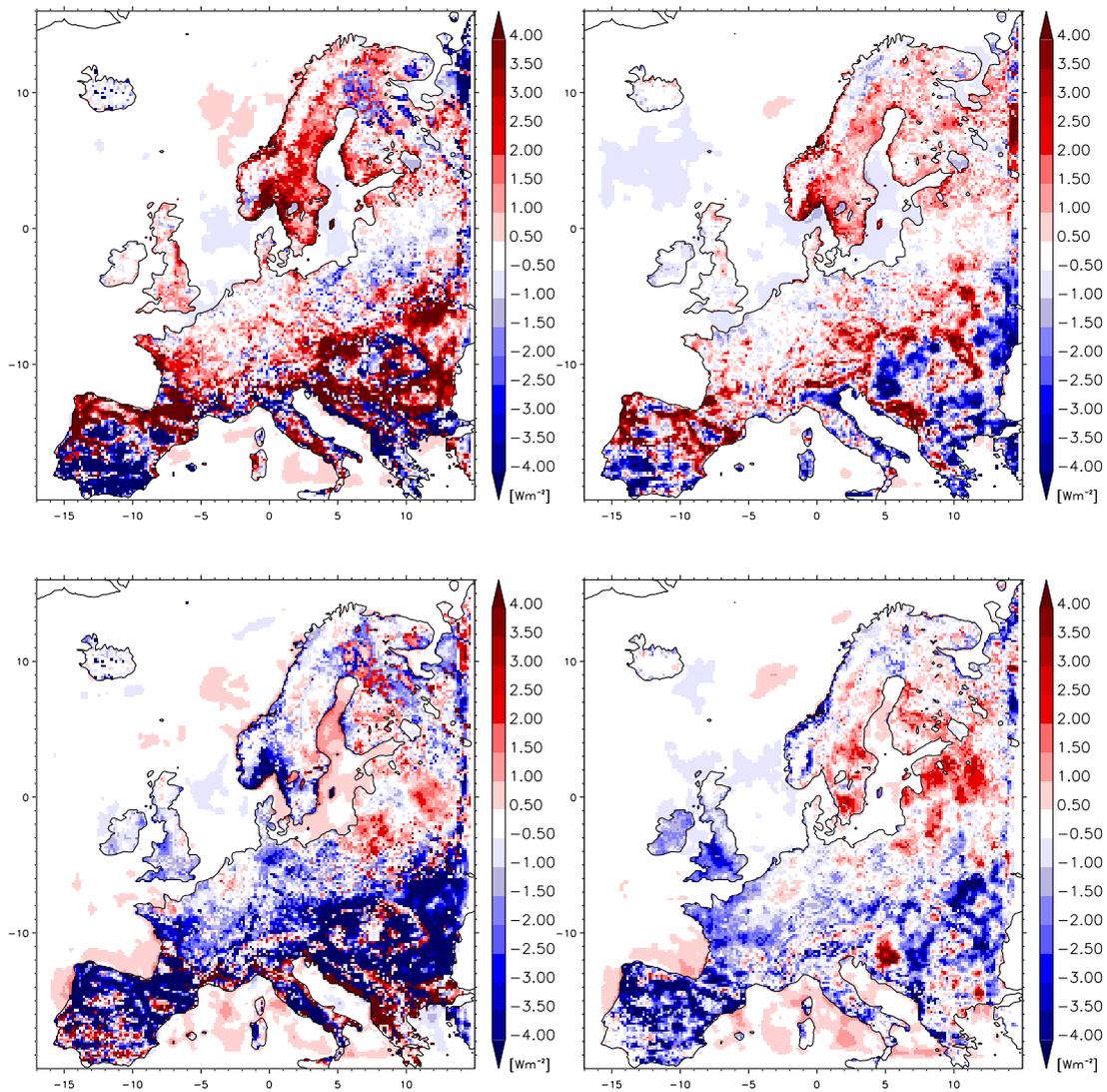


Abbildung 5.54: Differenz der Jahresmittel von H (oben) und E (unten) für GKSS-REF (links) und ECO-REF (rechts)

Abnahme zu erkennen, wie im Jahresgang in Abbildung 5.60 zu sehen ist.

Die Abbildung 5.61 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Differenzen der Gitterpunkte zwischen GKSS-REF und ECO-REF für die Energiebilanzkomponenten und die 2m-Temperatur für das Jahresmittel und den Monat Juli. Im Jahresmittel ergeben sich für 50% aller Gitterpunkte Abweichungen von rund $1 W m^{-2}$, wobei bei GKSS der sensible Wärmefluss mit einem 95% Perzentil von über $8 W m^{-2}$ die stärksten Veränderungen zeigt, wogegen bei ECO das höchste 95% Perzentil bei $5 W m^{-2}$ von der solaren Energiebilanz stammt. Im Juli liegt das 50% Perzentil bei beiden Simulationen bei etwa $5 W m^{-2}$ für die Wärme- und Strahlungsflüsse. Eine Abweichung von mehr als $18 W m^{-2}$ ist bei 20% der Gitterpunkte für den sensiblen Wärmefluss bei GKSS zu erkennen. Für ECO ist das 80%

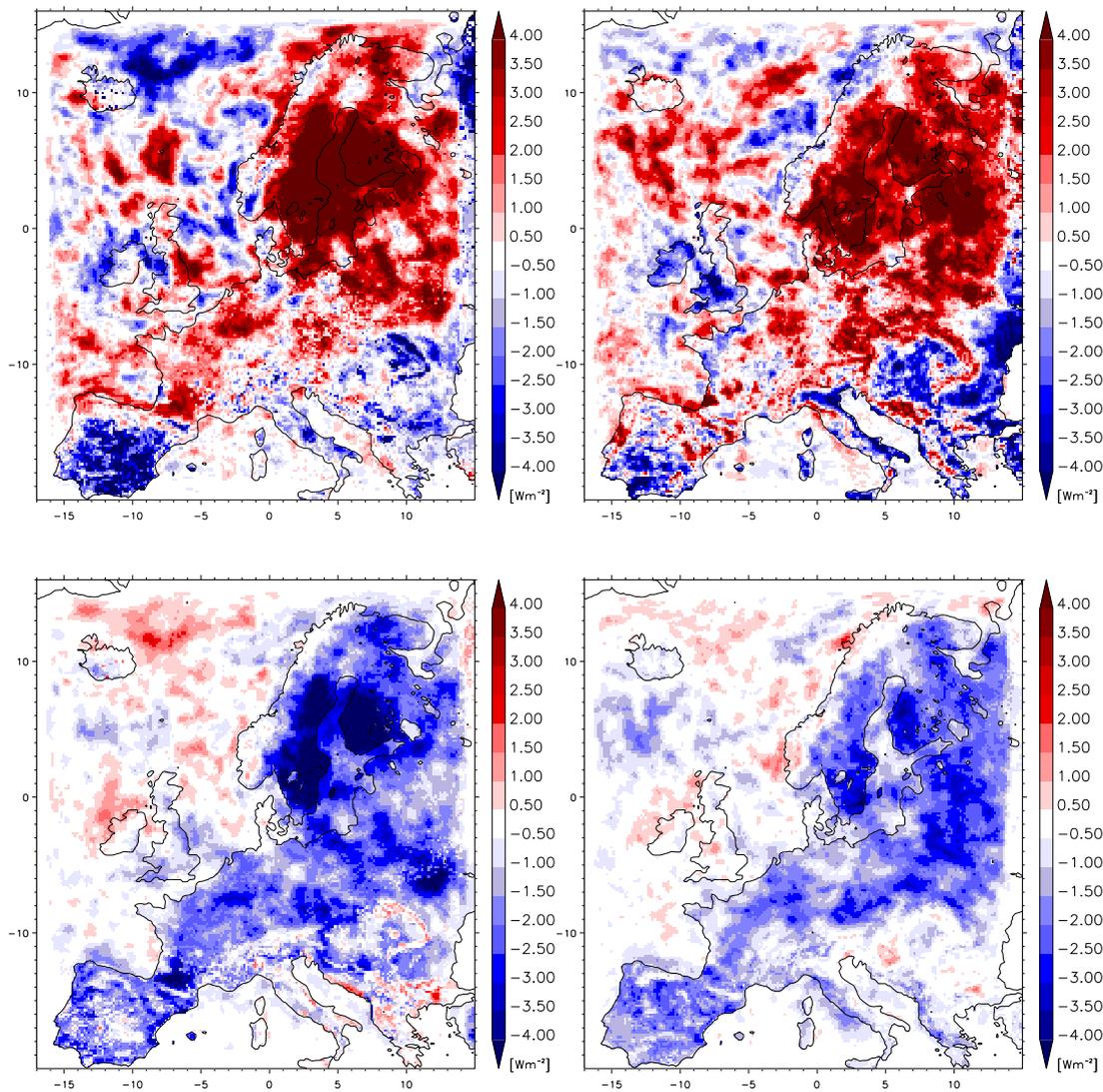


Abbildung 5.55: Differenz der Jahresmittel von Q_S (oben) und Q_L (unten) für GKSS-REF (links) und ECO-REF (rechts)

Perzentil im Juli mit 12 W m^{-2} für Q_S abzulesen. Das 50% Perzentil für die Differenz der Jahresmittels der 2m-Temperatur liegt bei $0,1 \text{ K}$ für beide Simulationen (Abbildung 5.61). Im Juni beträgt das 50% Perzentil $0,6 \text{ K}$ respektive $0,4 \text{ K}$ für GKSS und ECO. Bei GKSS zeigen sogar 25% aller Landpunkte eine Änderung der Temperatur von über 1 K .

Die neuen Inputdatensätze für verschiedene Parameter zeigen eine deutliche Sensitivität des Modells auf diese Änderungen. Die Tendenzen der Änderungen und die Gebiete mit intensivster Reaktion gleichen sich dabei. Beide zeigen für das südliche Modellgebiet in Bezug auf die turbulenten Wärmeflüsse die auffallendsten Reaktionen. Für beide Datensätze kann als Auswirkung eine Erhöhung der Temperatur im Modellgebiet insbesondere auf der Iberischen Halbinsel festgestellt werden.

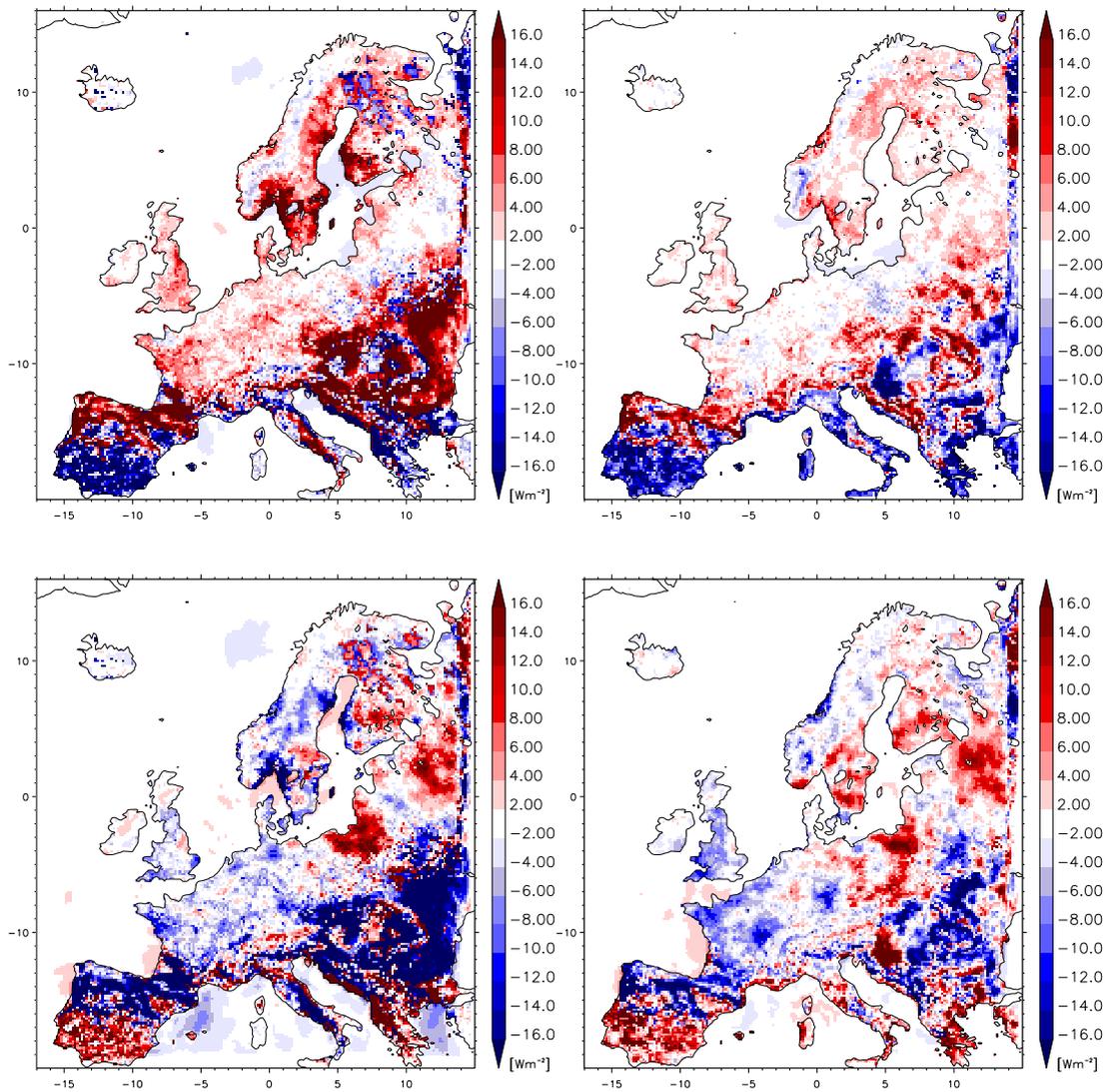


Abbildung 5.56: Differenz der Monatsmittel Juli von H (oben) und E (unten) für GKSS-REF (links) und ECO-REF (rechts)

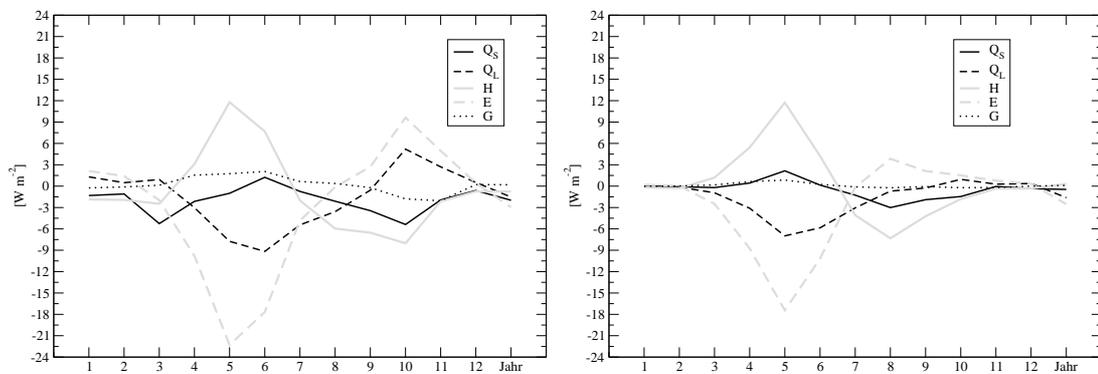


Abbildung 5.57: Differenzen für Q_S , Q_L , H , E und G für GKSS-REF (links) und ECO-REF für die Teilregion IBE

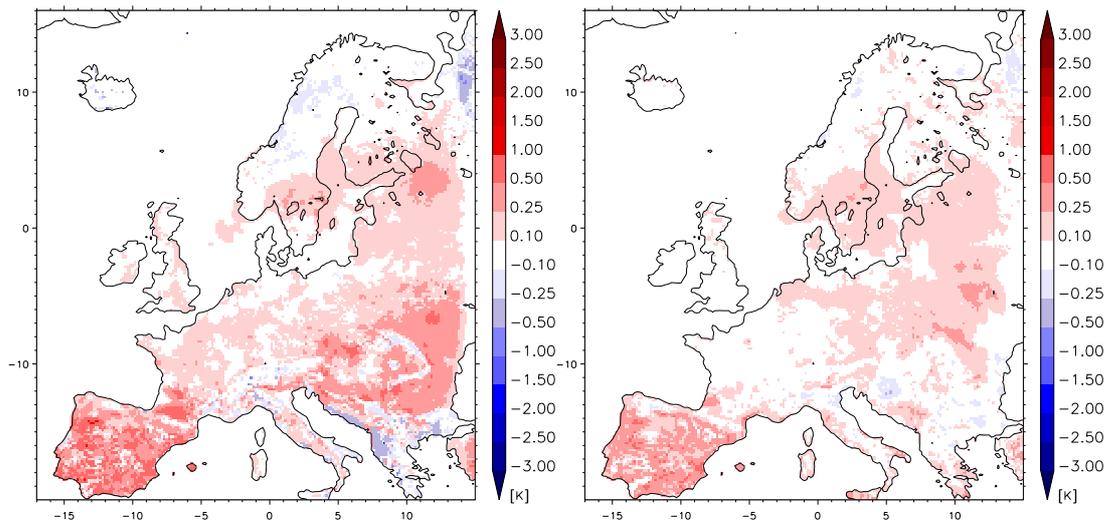


Abbildung 5.58: Differenz der 2m-Temperatur für das Jahresmittel GKSS-REF (links) und ECO-REF

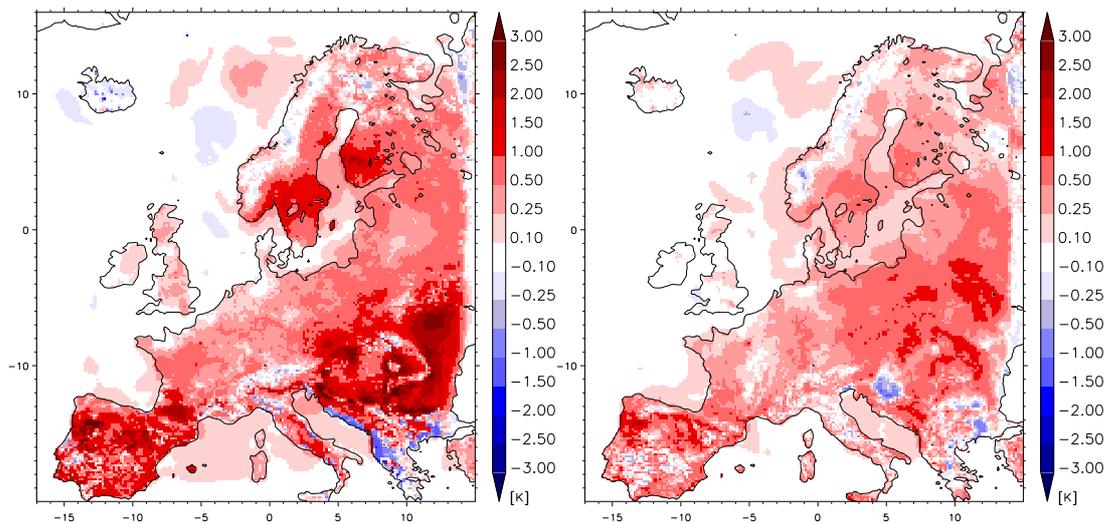


Abbildung 5.59: Differenz der 2m-Temperatur für das Monatsmittel Juli GKSS-REF (links) und ECO-REF

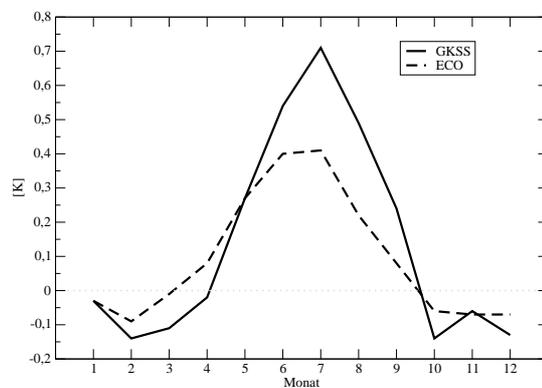


Abbildung 5.60: Differenz der 2m-Temperatur im Jahresgang für alle Landpunkte (LAN) für GKSS-REF und ECO-REF

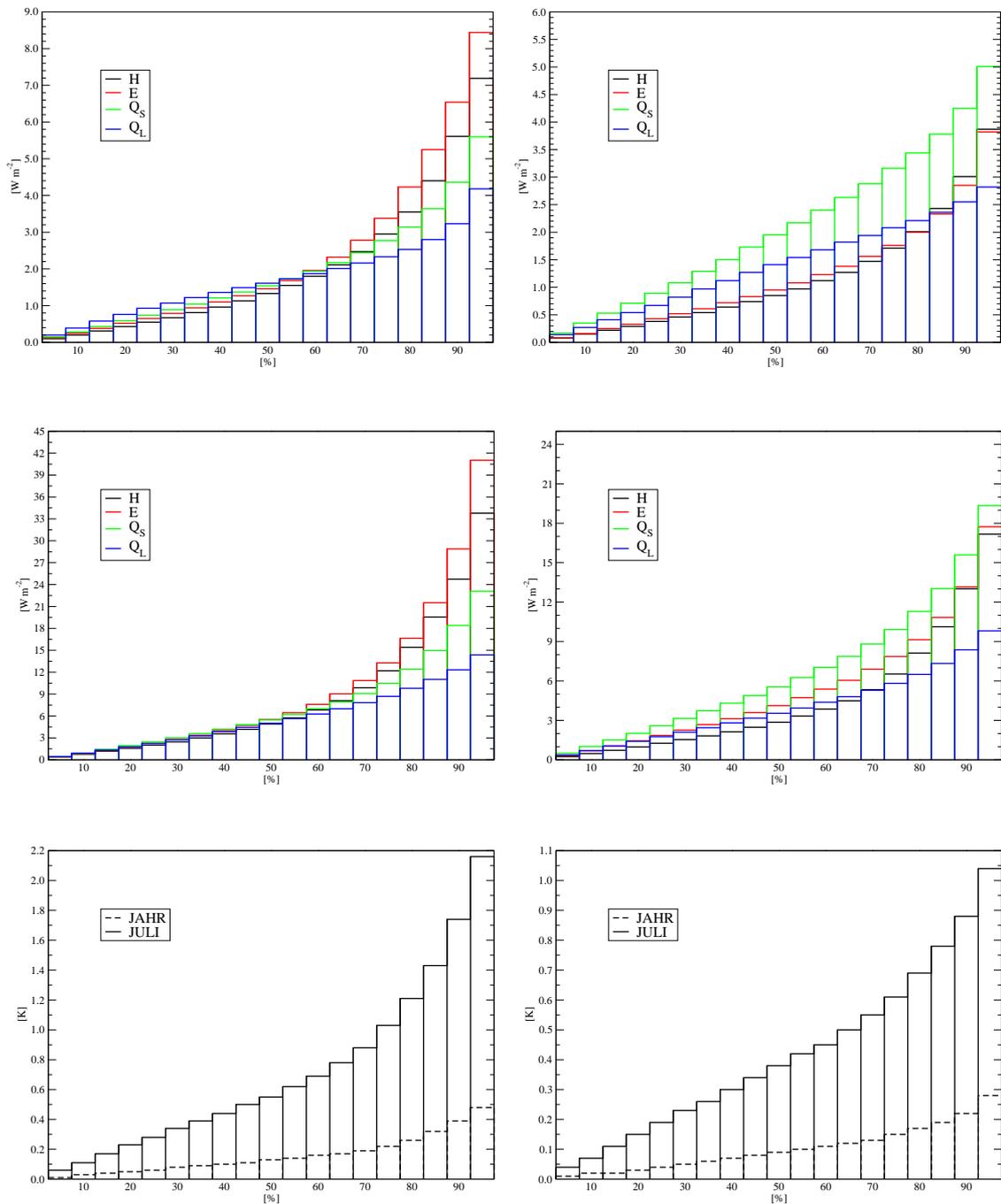


Abbildung 5.61: Häufigkeitsverteilung der absoluten Gitterpunktdifferenzen für H , E , Q_S und Q_L für alle Landpunkte der Jahresmittel (oben) und des Monatsmittels Juli (mitte) sowie der 2m-Temperatur (unten) für GKSS-REF (links) und ECO-REF (rechts)

Kapitel 6

Diskussion der Ergebnisse

6.1 Einfluss des Wassergehaltes

In den Simulationen in denen der LAI variiert wurde, konnte gezeigt werden, dass nicht die intensivsten Veränderungen in den Gebieten auftraten, in denen ursprünglich die stärksten Änderungen impliziert wurden. Die starke Reduktion des LAI in Skandinavien z.B. führte nicht zu den auffälligsten Abweichungen, vielmehr wurden diese in Gebieten um das Mittelmeer gefunden (Kapitel 4.1). In Abbildung 6.1 ist zu sehen, welche Änderungen des LAI jeweils zu Änderungen in den Energiebilanzkomponenten und der 2m-Temperatur führten. In Skandinavien (SCA) wurde eine Reduktion des LAI im Mai für 50% der Landpunkte im Bereich von $2,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ vorgenommen, während das 50% Perzentil auf der Iberischen Halbinsel (IBE) nur bei etwa $0,75 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ liegt. Die Änderungen, die daraus für die Teilgebiete resultieren, liegen aber für die sensiblen und latenten Wärmeflüsse weit auseinander. Liegt das 50% Perzentil im Mai für SCA bei etwa 1 W m^{-2} liegt der Wert für IBE schon bei fast 6 W m^{-2} . Das dokumentiert sich auch in der 2m-Temperatur, die im Mai für 50% der Gitterpunkte auf der Iberischen Halbinsel eine Zunahme der Temperatur von mindestens $0,4 \text{ K}$ zeigt, während dieser Wert in Skandinavien überhaupt von keinem Gitterpunkt erreicht wird.

Weitere Untersuchungen zeigten, dass die Auswirkungen der Parameteränderungen sehr stark vom Wassergehalt des Bodens am jeweiligen Gitterpunkt bestimmt werden. Dies hängt mit der Formulierung der Evapotranspiration im TERRA-ML respektive der Umsetzung im Code zusammen. Sowohl die Evaporation aus unbewachsenem Boden E_b als auch die Transpiration der Vegetation E_{Tr} hängen vom Blattflächenindex und der Vegetationsbedeckung ab. Abweichend von der Formulierung in der Dokumentation (Gl. 3.26 und

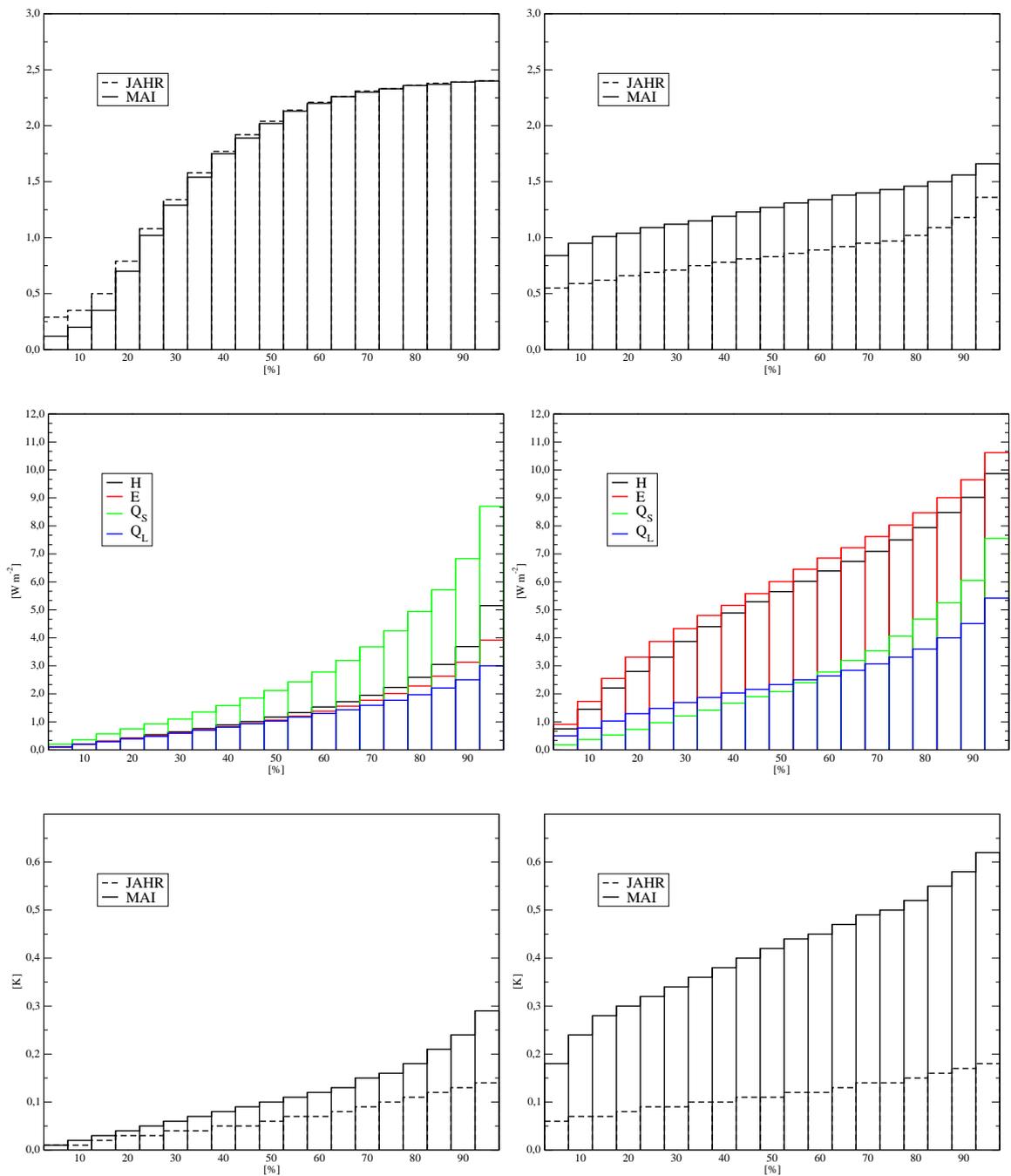


Abbildung 6.1: Häufigkeitsverteilung der absoluten Gitterpunktdifferenzen für den LAI (oben), H , E , Q_S und Q_L (mitte) und die 2m-Temperatur (unten) für alle Landpunkte des Jahresmittels und des Monatsmittels Mai (LAI, T_{2m}) sowie des Monatsmittels Mai für H , E , Q_S und Q_L für die Teilregionen SCA (links) und IBE (rechts), LAI30-REF

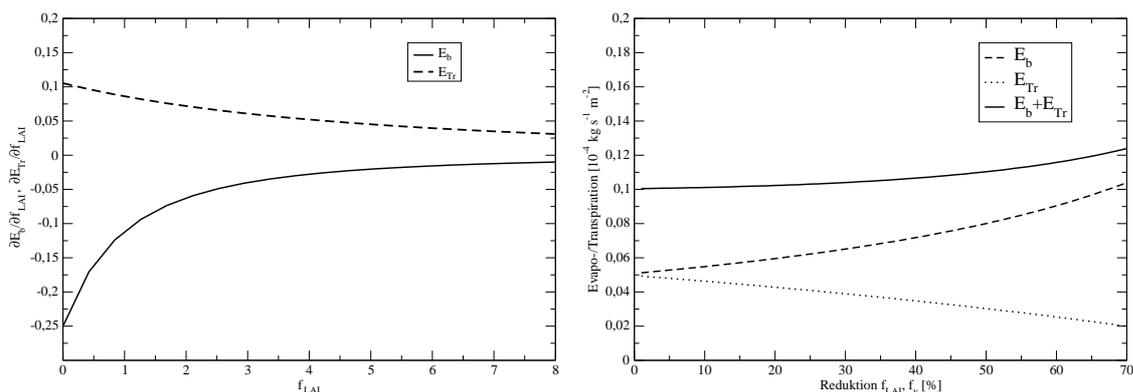


Abbildung 6.2: Ableitung der Transpiration $\partial E_{Tr}/\partial f_{LAI}$ und Evaporation $\partial E_b/\partial f_{LAI}$ (links), Evapotranspiration in Abhängigkeit von der prozentualen Reduktion des LAI respektive Vegetationsbedeckungsgrades ($r_s = 500 \text{ s m}^{-1}$, $r_a = 66 \text{ s m}^{-1}$; $f_{LAI} = 6$ respektive $f_v = 1$)

3.16) erfolgt eine Berechnung der Werte im Code durch Setzung des Namelistparameters $c_lnd = 2$ mit

$$E_b = (1 - f_i) \cdot (1 - f_s) \cdot \frac{1}{(2 + f_{LAI} f_v)} \cdot \text{Min}[E_{pot}; E_m] \quad (6.1)$$

und

$$E_{Tr} = (1 - f_i) \cdot (1 - f_s) \cdot \frac{f_{LAI} f_v}{r_a(2 + f_{LAI} f_v) + r_s} \cdot \rho_a(q_{sfc,sat} - q_a). \quad (6.2)$$

Leitet man diese Funktionen nach dem LAI und dem Vegetationsbedeckungsgrad ab, so erkennt man, dass im Bereich hoher Werte für den LAI (oder den Vegetationsbedeckungsgrad) eine geringere Sensitivität zu erwarten ist. In Abbildung 6.2 ist die Ableitung für den LAI gezeigt. Es wird klar, dass bei Werten unter $2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ eine deutlich höhere Sensitivität der Evapotranspiration bei einer Änderung des LAI zu erwarten ist. In den gezeigten Simulationen liegt der LAI in Skandinavien deutlich über $3 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. Aber auch auf der Iberischen Halbinsel liegen die Werte zu den Zeiten, zu denen die starken Differenzen zu erkennen sind, bei Werten über/um $3 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. Diese Abhängigkeit kann somit nur bedingt die geringe Sensitivität in Skandinavien und die hohe Sensitivität im südlichen Modellgebiet erklären.

Ein anderer Erklärungsansatz bezieht sich nun auf den Bodenwassergehalt. Der maximale Wasserdampfdruck durch die Bodenoberfläche E_m ist von der Bodenart abhängig (Gl. 3.28). Besitzen beide Terme E_b und E_{Tr} dieselbe Größenordnung, so wird eine Änderung des LAI oder der Vegetationsbedeckung annähernd ausgeglichen. Bei einer Änderung von etwa 30% eines dieser beiden Parameter ändert sich die Summe von Evaporation und

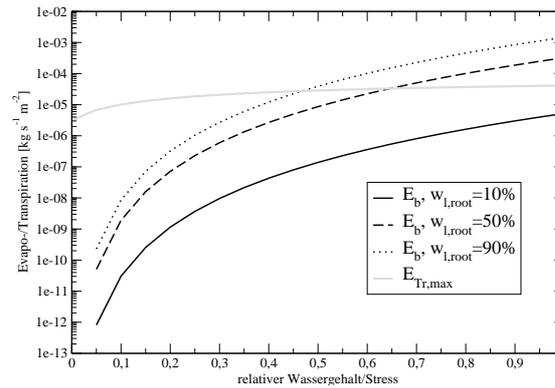


Abbildung 6.3: Evaporation E_b und Transpiration $E_{Tr,max}$ in Abhängigkeit vom relativen Wassergehalt respektive Stress für verschiedene Wassergehalte in der durchwurzelten Bodenschicht ($w_{l,root}$)

Transpiration unter den gegebenen Bedingungen nicht. In Abbildung 6.2 ist eine Änderung der Evaporation in Abhängigkeit einer Parameteränderung vom Vegetationsbedeckungsgrad respektive LAI gezeigt. Das bedeutet, dass eine Änderung vom LAI oder dem Bedeckungsgrad im Bereich von 30% unter diesen Bedingungen fast keine Veränderungen der Evapotranspiration und damit des latenten Wärmeflusses bewirken kann. Unter welchen Bedingungen haben aber Transpiration und Evaporation dieselbe Größenordnung? Das ist der Fall, wenn der maximal mögliche Wasserdampfstrom durch den Boden einen Wert im Bereich der potentiellen Verdunstung erreicht. E_m ist nur abhängig von der Bodenart und der im Boden verfügbaren Wassermenge gemäß Gleichung 3.28. Bei einem gesättigten Boden ist ein hoher Wasserdampfstrom möglich. In Abbildung 6.3 sind die Transpiration und Evaporation in Abhängigkeit vom Stress respektive dem relativen Wassergehalt für einen Gitterpunkt in Skandinavien im Sommer gezeigt (Bodenart sandiger Lehm). Bis zu einem relativen Wassergehalt von etwa 50% in der obersten und den durchwurzelten Bodenschichten ist zu erkennen, dass E_b und E_{Tr} in derselben Größenordnung liegen. Liegt der Wassergehalt aber unter 30% ist eine starke Abnahme der Evaporation und nur eine unbedeutende Abnahme der Transpiration mit zunehmendem (Wasser-)Stress zu erkennen. Bei geringen Wassergehalten ist die Transpiration die bestimmende Größe bei der Evapotranspiration, sie liegt dann Größenordnungen über der Evaporation. Eine Reduktion der Transpiration um 30%, durch eine Veränderung des Pflanzenbedeckungsgrades oder des LAI, resultiert damit in einer Reduktion der Evapotranspiration in annähernd derselben Größenordnung, da sich die 30%-ige Erhöhung der Evaporation nicht bemerkbar macht. Erreicht der Wassergehalt den permanenten Welkepunkt, findet keine Transpiration mehr statt. Danach bestimmt die Evaporation den latenten Wärmefluss aus dem Boden, bis

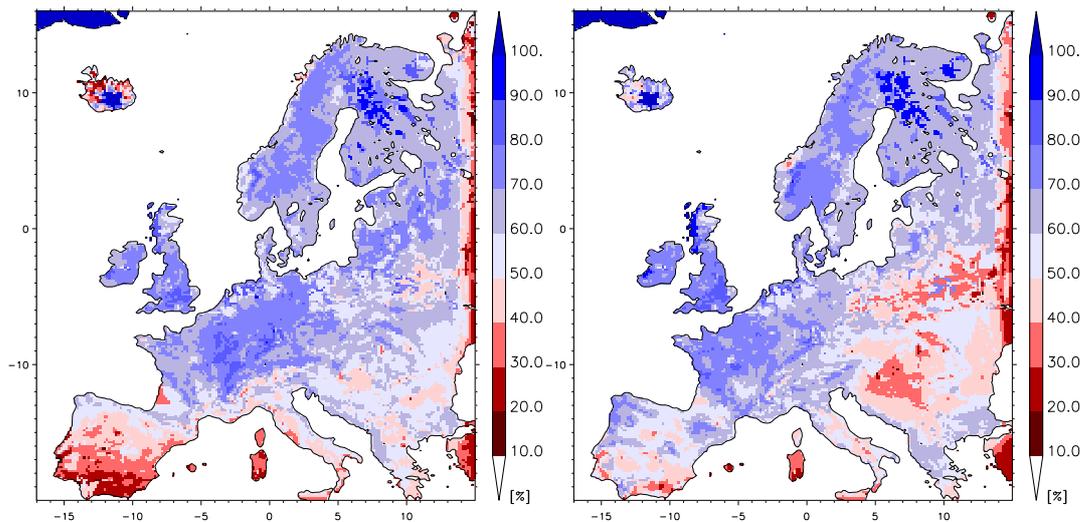


Abbildung 6.4: Monatsmittel des relativen Wassergehaltes der obersten Bodenschicht für Juni (links) und Oktober der Simulation LAI30

der Residualfeuchtegehalt des Bodens erreicht wird und auch die Evaporation unterbunden wird. Die Sensitivität des Modells gegenüber einer Änderung des Vegetationsbedeckungsgrades oder des LAI ist somit entscheidend vom Wassergehalt abhängig.

Mit diesen Erkenntnissen lassen sich die Ergebnisse der Simulationen LAI30, LAIECO erklären. In Abbildung 6.4 ist der relative Wassergehalt der Simulation LAI30 im Juni und Oktober in der obersten Bodenschicht gezeigt, in Abbildung 6.5 der Jahresgang für alle Bodenschichten für die Teilregionen IBE und SCA für die Simulationen REF und LAI30. In Skandinavien liegt der Wassergehalt jeweils bei respektive über 65%. Dort kann der Mechanismus des Ausgleiches von Evaporation und Transpiration wie beschrieben greifen. Im Mittelmeerraum dagegen ist eine Austrocknung des Bodens im Sommer zu erkennen, die dazu führt, dass die Reduktion des LAI respektive des Vegetationsbedeckungsgrades in einer Reduktion der Evapotranspiration als latenter Wärmefluss sichtbar wird. Im Jahresverlauf (Juni) ändert sich auch das Vorzeichen, weil der Boden zunächst weniger verdunstet und sich das Bowenverhältnis erhöht. Später ist im Referenzfall der Boden so weit ausgetrocknet, dass die Transpiration, teilweise auch die Evaporation, unterbunden wird, d.h. es wird die gesamte Energie dem sensiblen Wärmefluss zugeteilt. Bei LAI30/LAIECO wird aufgrund der anfangs geringeren Transpiration der Punkt der Austrocknung später erreicht und immer noch Energie durch den latenten Wärmefluss abgegeben, die dem sensiblen Wärmefluss gegenüber der Referenz nicht zur Verfügung steht. Die Zunahme des latenten Wärmeflusses ist die Konsequenz.

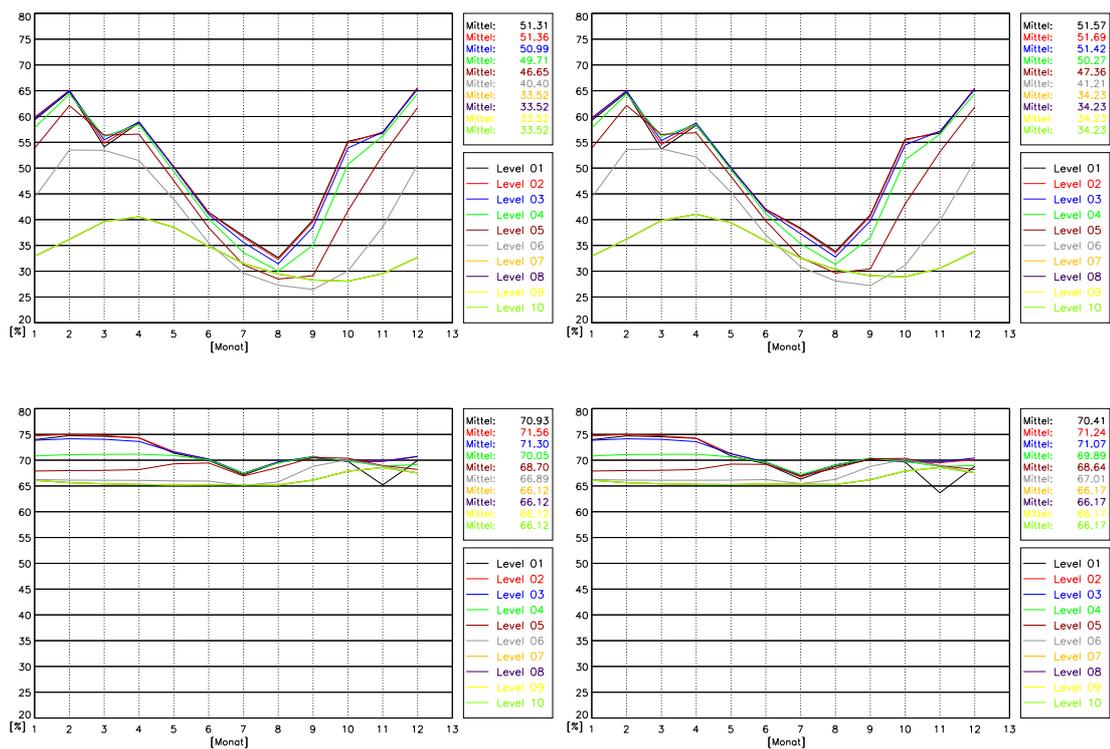


Abbildung 6.5: Mittlerer Jahrgang auf Monatsbasis des relativen Wassergehaltes für alle Bodenschichten für die Teilgebiete IBE (oben) und SCA (unten) jeweils für die Simulationen REF (links) und LAI30 (rechts)

In Abbildung 6.6 ist die räumliche Korrelation der Änderungssignale für den latenten Wärmefluss gegenüber der im jeweiligen Experiment eingebrachten Änderungssignale im Bodenmodell für die Teilgebiete IBE und SCA gezeigt. Zunächst ist zu erkennen, dass die Korrelation insgesamt gering ist, nur selten werden absolute Werte über 0,5 für den Koeffizienten überschritten. Für den Jahresmittelwert zeigt auf der Iberischen Halbinsel (IBE) die Veränderung des latenten Wärmeflusses die höchste Korrelation gegenüber der Veränderung des Vegetationsbedeckungsgrades (PLCOV). In Skandinavien ist dagegen die stärkste Kopplung zwischen Störung und Signal für die Änderung der Vegetationsalbedo (ALBVEG), den Stomatawiderstand (RS) respektive die wassergehaltabhängige Wärmeleitfähigkeit (WL) im Jahresmittel zu erkennen. Für die einzelnen Monate wird dann wiederum die erhöhte Sensitivität des südlichen Modellgebietes gegenüber Veränderungen des LAI und des Vegetationsbedeckungsgrades sichtbar. Von März bis Mai ist für IBE eine hohe Korrelation zu erkennen (LAIECO, PLCOV) die für SCA nicht erreicht wird, obwohl dort das stärkste Störungssignal zu finden war. Auffällig ist zudem ein nahezu unkorreliertes Verhältnis Störung-Signal im Falle der Reduktion des LAI um 30% in Skandinavien (LAI30). In Abbildung 6.7, in der die räumliche Korrelation der Veränderung des latenten

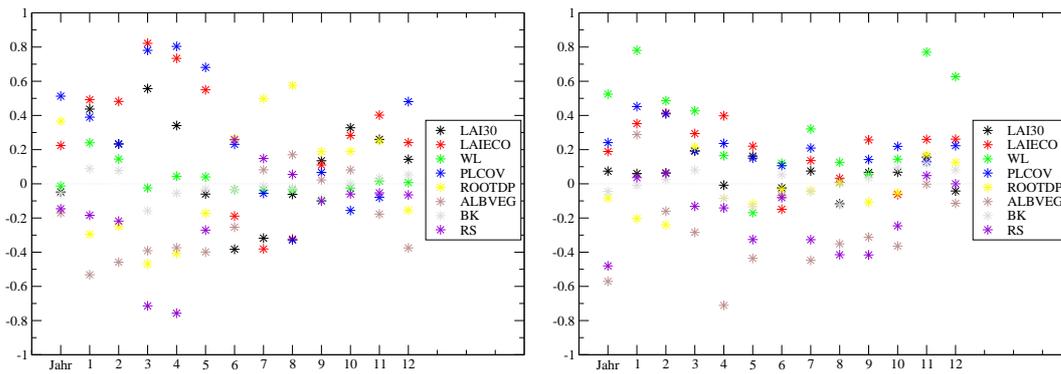


Abbildung 6.6: Räumlicher Korrelationskoeffizient für die Monatsmittel und das Jahresmittel zwischen der Differenz des latenten Wärmeflusses Simulation-Referenz und der Differenz der gestörten Größe Simulation-Referenz (LAI30, LAIECO - LAI; WL, BK, RS - Bodenart; PLCOV - Vegetationsbedeckungsgrad; ALBVEG - Albedo; ROOTDP - Wurzeltiefe) für die Teilgebiete IBE (links) und SCA

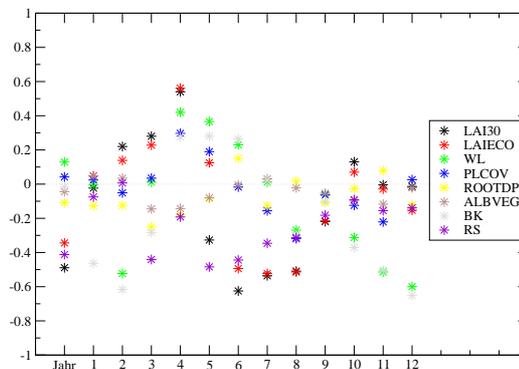


Abbildung 6.7: Räumlicher Korrelationskoeffizient für die Monatsmittel und das Jahresmittel zwischen der Differenz des latenten Wärmeflusses Simulation-Referenz und dem Wassergehalt der obersten Bodenschicht für das Teilgebiet IBE

Wärmeflusses gegenüber dem Wassergehalt in der obersten Bodenschicht gezeigt ist, wird sichtbar, dass von Juni bis August eine höhere Korrelation zwischen dem Wassergehalt und dem latenten Wärmefluss besteht als zwischen dem Änderungssignal des LAI und E . Damit wird deutlich, dass zunächst die Änderung des LAI die entscheidende Größe in der Limitierung des latenten Wärmeflusses auf der Iberischen Halbinsel ist, später dann die Reaktion vom verfügbaren Wasser abhängt, und die Änderung des LAI selbst nicht mehr von Bedeutung ist.

Damit wird eine räumliche und zeitliche Abhängigkeit der Auswirkungen von Parameteränderungen festgestellt. Gleichzeitig wird damit die Notwendigkeit gekoppelter Simulationen deutlich. Eine Reduktion des LAI führt in den südlichen Modellgebieten nur anfangs zu einer Reduktion des latenten Wärmeflusses und damit zu einem Anstieg der Temperatur in diesem Gebiet. Durch die höhere im Boden verbleibende Wassermenge in feuchtelimitier-

ten Gebieten kann die Evapotranspiration im Sommer dann aber länger aufrecht erhalten werden. Es kommt wegen der Reduktion des LAI zu einem höheren latenten Wärmefluss und damit zur Temperaturabnahme. Dieses Ergebnis ist nur mit einer Interaktion zwischen Boden und Atmosphäre zu erhalten.

Die räumliche und zeitliche Abhängigkeit ist auch für Klimaszenariensimulationen von Bedeutung, in denen eine Veränderung des Wasserhaushaltes auftritt. Dort könnten die Ergebnisse bisher gegenüber den Parametern insensitiver Regionen, wie in diesen Simulationen Skandinavien, im Szenario mit großen Unsicherheiten behaftet sein. Kommt es in einem Gebiet zu geringerem Niederschlag, so kann in dieser Region auf mittlerer Zeitskala der Boden austrocknen. Eine erhöhte Sensitivität gegenüber dem LAI und dem Vegetationsbedeckungsgrad wäre die Folge. Sind diese Oberflächenparameter ungenau spezifiziert, erhöht sich die Signifikanz der Unsicherheit der Simulationsergebnisse in dieser Region. Da die Klimaänderungen meistens auch mit Landnutzungsänderungen verbunden sind, weist das auf das Problem der Klimamodelle, inklusive des CLM hin, die keine dynamische Vegetation berücksichtigen - die Veränderungen der klimatologischen Verhältnisse sind nicht mit einer Veränderung der Vegetation verbunden.

6.2 Unsicherheitsbereiche

In den Abbildungen 6.8 und 6.9 sind die aus den beschriebenen Sensitivitätsexperimenten gewonnen Unsicherheitsbereiche für verschiedene Größen und unterschiedliche Teilgebiete im Jahresgang gezeigt. Dazu wurde aus den Werten aller Simulationen der Mittelwert berechnet und als Unsicherheitsbereich die maximale positive und negative Abweichung zum Mittel bestimmt. Für den sensiblen Wärmefluss konnte in Abhängigkeit der Unsicherheitsbereiche des LAI, der Vegetationsbedeckung, der Bodenart, der Wurzeltiefe, der Vegetationsalbedo, der Wärmeleitfähigkeit und des Stomatawiderstandes ein Unsicherheitsbereich in der Vorhersage von $0,5 \text{ W m}^{-2}$ im Winter und $3,5 \text{ W m}^{-2}$ im Sommer für das Flächenmittel über alle Landpunkte festgestellt werden. Für den latenten Wärmefluss liegt der Bereich bei $0,6\text{-}4,6 \text{ W m}^{-2}$. Für die kurzweilige und langweilige Strahlungsbilanz resultieren Unsicherheiten im Bereich von $0,4\text{-}7,4 \text{ W m}^{-2}$ respektive $0,5\text{-}6,1 \text{ W m}^{-2}$. Die Unsicherheitsbereiche für das Jahresmittel für die Energiebilanzkomponenten, die in Tabelle 6.1 aufgelistet sind, liegen zwischen $0,8\text{-}2,0 \text{ W m}^{-2}$. Im Monatsmittel finden sich insbesondere im Sommer sehr große Unsicherheitsbereiche für die turbulenten Wärmeflüsse auf der Iberischen Halbinsel. Die Werte erreichen dort Größen bis $22,3 \text{ W m}^{-2}$ für den latenten

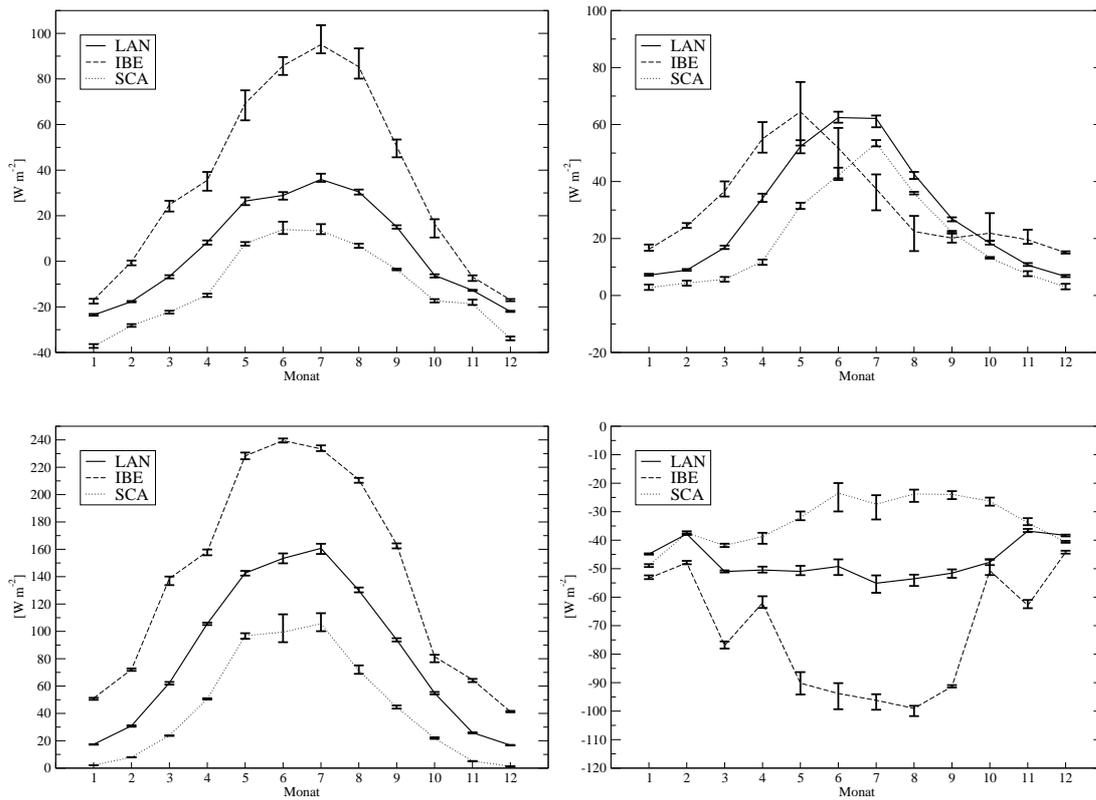


Abbildung 6.8: Unsicherheitsbereiche für H (oben links), E (oben rechts), Q_S (unten links) und Q_L (unten rechts) für die Teilregionen LAN, SCA, IBE

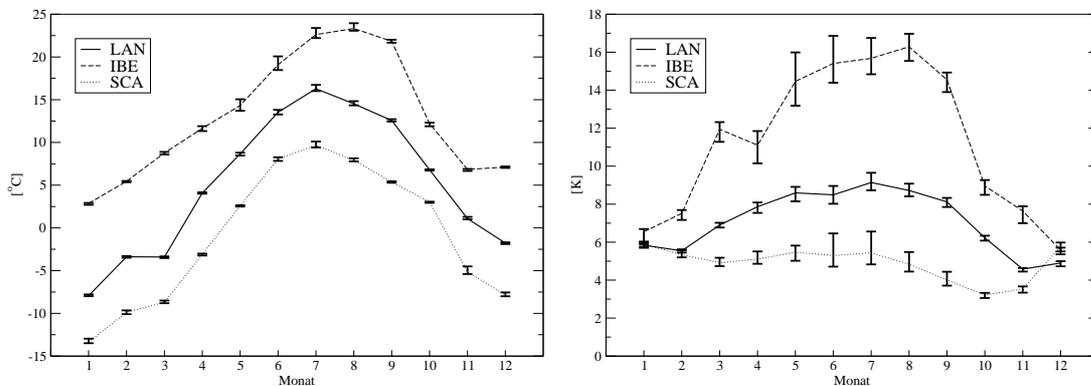


Abbildung 6.9: Unsicherheitsbereiche für die 2m-Temperatur (links) und den Tagesgang der 2m-Temperatur (DTR) für die Teilregionen LAN, SCA, IBE

	LAN	IBE	SCA
$H [W m^{-2}]$	0,8	2,6	1,1
$E [W m^{-2}]$	1,4	3,0	0,8
$Q_S [W m^{-2}]$	2,0	2,8	2,5
$Q_L [W m^{-2}]$	2,0	2,0	3,1
$T_{2m} [K]$	0,1	0,4	0,1
$DTR [K]$	0,4	1,0	0,7

Tabelle 6.1: Unsicherheitsbereiche der Jahresmittel für verschiedene Teilregionen

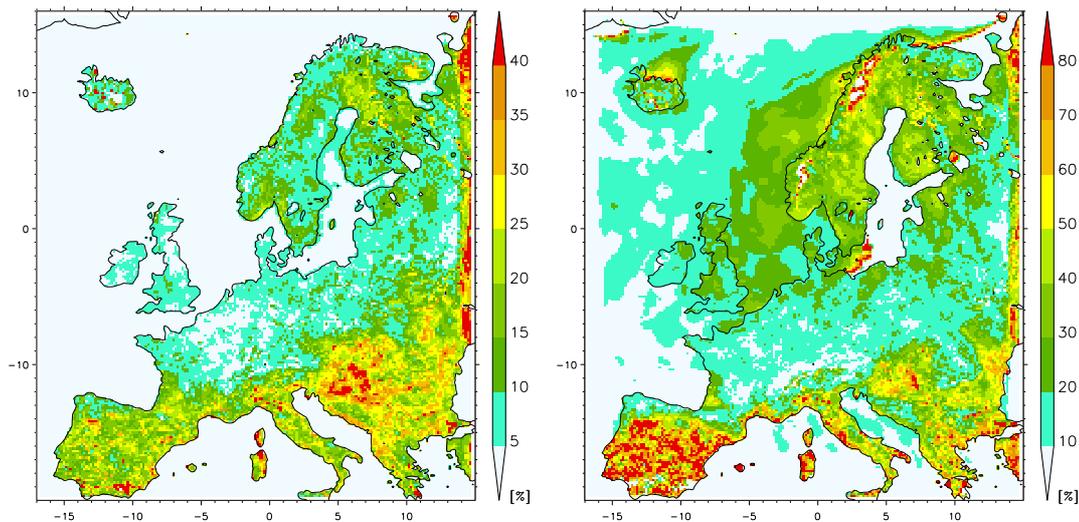


Abbildung 6.10: Prozentualer Anteil des gitterpunktsbezogenen Unsicherheitsbereiches am Absolutwert des latenten Wärmeflusses für das Jahresmittel (links) und das Monatsmittel Juni des einzelnen Gitterpunktes

Wärmefluss im Mai und $13,2 \text{ W m}^{-2}$ für den sensiblen Wärmefluss.

Die Unsicherheitsbereiche für die 2m-Temperatur im Jahresmittel liegen bei $0,1 \text{ K}$ für das Flächenmittel über alle Landpunkte und bei $0,4 \text{ K}$ für die Iberische Halbinsel. In den einzelnen Monaten ergeben sich maximale Bereiche von $0,7 \text{ K}$ (LAN), $0,9 \text{ K}$ (SCA) und $1,6 \text{ K}$ (IBE). Der Tagesgang der 2m-Temperatur (DTR) zeigt im Jahresmittel mit $0,4\text{-}1,0 \text{ K}$ einen noch größeren Unsicherheitsbereich als die 2m-Mitteltemperatur (Tabelle 6.1).

In Abbildung 6.10 ist für den latenten Wärmefluss gezeigt, welchen prozentualen Anteil der gitterpunktsbezogene Unsicherheitsbereich an dem Mittelwert aller Simulationen im Jahresmittel und Monat Juli an den einzelnen Gitterpunkten besitzt. Es ist zu erkennen, dass im Juli für den Mittelmeerraum der Unsicherheitsbereich bis zu 80% des Absolutwertes des latenten Wärmeflusses an einigen Gitterpunkten erreicht. Auch in Skandinavien liegen die Werte mit 30% über den des restlichen Modellgebietes. Im Jahresmittel erreicht der Unsicherheitsbereich 20-40% des Absolutwertes im südlichen Modellgebiet, während im nördlichen Modellgebiet die Werte bei 5-15% liegen.

In einem Experiment wurde die Sensitivität des CLM gegenüber einer stochastischen Änderung des Anfangszustandes untersucht (*A. Will, pers. Mitteilung*). Dort wurde gezeigt, dass sich diese Störung im Monatsmittel mit $\pm 3 \text{ W m}^{-2}$ ausgedrückt als räumliche Standardabweichung der Differenz im sensiblen und latenten Wärmefluss bemerkbar macht, nach einem Jahr nur noch mit $\pm 1 \text{ W m}^{-2}$. Für die 2m-Temperatur wurde ein Wert von $\pm 0,2 \text{ K}$ auf Monatsbasis und $\pm 0,1 \text{ K}$ auf Jahresbasis festgestellt, für DTR $\pm 0,3 \text{ K}$

respektive $\pm 0,1 K$. Diese Differenzen zeigen aber deutlich eine stochastische Verteilung wie in Abbildung 6.11 zu sehen ist. Die absoluten Differenzwerte liegen in etwa in dem Bereich der in den Sensitivitätsstudien gezeigt wurde. Allerdings sind hier die Abweichungen nicht so großräumig und zeigen auch starke Variationen von Monat zu Monat. Zumindest in den südlichen Modellgebieten konnte aber in den vorangegangenen Kapiteln eine Korrelation der Veränderungen mit der Störgröße festgestellt werden. Für andere Gebiete, in denen auch Veränderungen in derselben Größenordnung auf Monatsbasis festgestellt wurden, aber keine hohe Korrelationen, deutet das darauf hin, dass diese Veränderungen möglicherweise stochastischer Natur sind. Bei Simulationen über längere Zeiträume ist daher zu erwarten, dass der Anteil an signifikanten Änderungen abnimmt.

Vidale et al. (2003) konnten in ihrer Arbeit zeigen, dass aufgrund einer Anfangsstörung im Modell CHRM, der Schweizer Version des LM, bei einer 4 Jahressimulation im Sommer im Bereich der Alpen eine Unsicherheit von 0,3-0,6 K für die 2m-Temperatur festzustellen ist. Allerdings weisen die Autoren darauf hin, dass diese Unsicherheiten stochastisch und nicht systematisch sind. Für die hier ausgewerteten Sensitivitätsstudien liegen die Unsicherheiten im selben Bereich, allerdings konnten systematische Zusammenhänge aufgezeigt werden.

Für Simulationen mit unterschiedlichen regionalen Klimamodellen konnte ein Unsicherheitsbereich von $\pm 1,5 K$ für die Bestimmung der 2m-Temperatur festgestellt werden (*Keuler*, 2006). Diese Größenordnung wurde mit den Sensitivitätsstudien des CLM nicht erreicht. Allerdings müssen die bestimmten Unsicherheitsbereiche mit in die Diskussion eingehen, wenn Szenarien des CLM auf ihre Signifikanz der Änderungen bewertet werden. Insbesondere die Unsicherheiten in den trocken warmen Modellgebieten weisen darauf hin, dass eine Szenariensimulation ohne adäquate Berücksichtigung der Vegetation im Szenario möglicherweise nur schwach belastbare Aussagen über die Veränderungen der Zielgrößen auf saisonaler Basis, wie z.B. der 2m-Temperatur, treffen kann.

6.3 Signifikanz der Unsicherheiten

Die Simulationen haben für die betrachteten Größen in allen Gebieten zu Veränderungen gegenüber der Referenzsimulation geführt. Vor allem für den Niederschlag konnten aber keine systematischen Änderungen nachgewiesen werden. Es zeigte sich, dass die Veränderungen einer zufälligen Störung der Simulation gleichen. Auch in Gebieten, in denen keine Störung am Boden vorgenommen wurde, wie über den Meeresflächen, zeigten sich in den

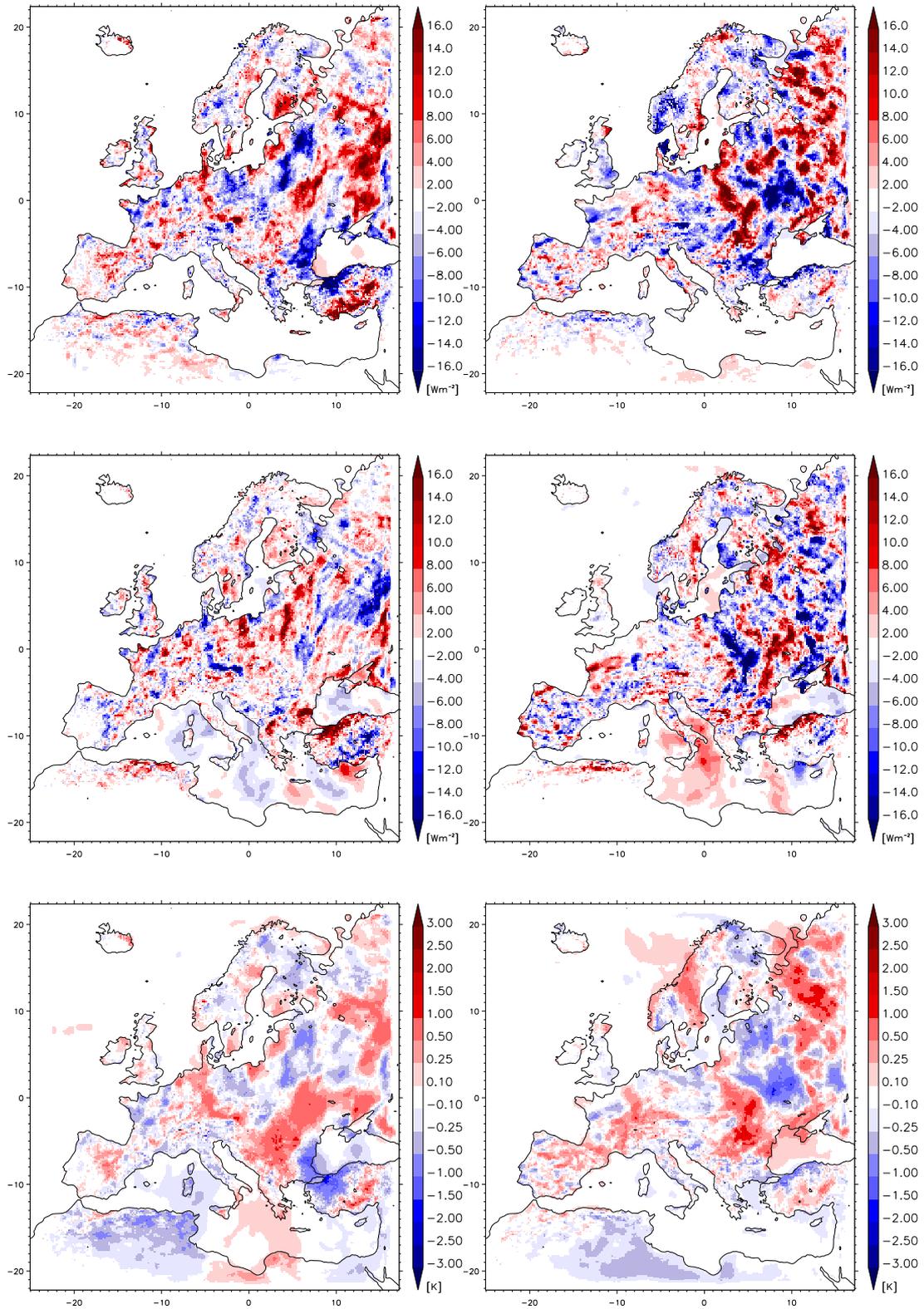


Abbildung 6.11: Differenzen der Monatsmittel zwischen einer Simulation mit stochastischer Störung der Anfangsbedingungen und der entsprechenden Referenzsimulation für den Monat Juni (links) und Juli (rechts) für H (oben), E (mitte) und T_{2m} (unten)

Monatsmitteln und teilweise im Jahresmittel Differenzen. Besonders deutlich wurde das bei der kurzweiligen Strahlungsbilanz. Hier führten die über den Landflächen eingebrachten Störungen zu teilweise starken Veränderungen über den Meeresflächen. Eine kleine Störung des Modells reichte aus, um die dynamischen Vorgänge zu beeinflussen, dass sich Veränderungen im Wolkenbedeckungsgrad im Modellgebiet ergaben, was zu einer spürbaren Veränderung der kurzweiligen Strahlungsbilanz führte.

Um zu untersuchen, welche Signale der Simulationen einfach einer stochastischen Störung der Anfangsbedingung geschuldet sind, und welche Signale eine belastbare Aussage liefern, wurde für den sensiblen und latenten Wärmefluss sowie die 2m-Temperatur das Konfidenzintervall mittels Bootstrapping abgeschätzt. Dazu wurden zunächst die Tageswerte der betrachteten Größen auf ihre Normalverteilung mittels Kolmogorov-Smirnov Test überprüft. Sowohl für die Wärmeflüsse als auch die 2m-Temperatur kann eine Normalverteilung im 99% Konfidenzintervall angenommen werden. Aus den Tageswerten wurde dann eine Stichprobe mit Zurücklegen im Umfang von 200 Monatsmitteln erstellt und für diese dann die Standardabweichung geschätzt. Danach wurde ein t -Test auf dem 99% Konfidenzintervall durchgeführt. Dasselbe Verfahren wurde mit dem Jahresmittel auf Grundlage der Monatsmittel benutzt.

In den Abbildungen 6.12 und 6.13 sind die signifikanten Werte für verschiedene Größen (H , E , T_{2m}) und Teilgebiete (LAN, IBE, SCA) zu sehen. Es wurde für die verschiedenen Teilgebiete der Anteil der Gitterpunkte mit signifikanten Änderungen gegenüber der jeweiligen Gesamtanzahl bestimmt. Die größte Anzahl an signifikanten Änderungen aller Landpunkte weist die Simulation auf, bei der der Datensatz der GKSS als Input benutzt wurde, wo insbesondere im Sommer über 90% der Fläche signifikante Änderungen zeigen. Aber auch für die anderen Simulationen wird mit dieser Methode eine hohe Anzahl signifikanter Änderungen aller Landpunkte sichtbar. In den Teilgebieten (Abbildung 6.13) wird dann sichtbar, dass auf der Iberischen Halbinsel für den sensiblen und latenten Wärmefluss nahezu alle Punkte im Sommer eine signifikante Veränderung gegenüber der Referenzsimulation aufweisen.

Aufgrund des geringen Datenensembles ist die Verlässlichkeit dieser Untersuchung limitiert. Simulationen über längere Zeiträume könnten ein besseres Signal-Rauschen Verhältnis gewinnen. Damit könnten dann eventuell auch belastbare Aussagen über mögliche Veränderungen des Niederschlages gemacht werden.

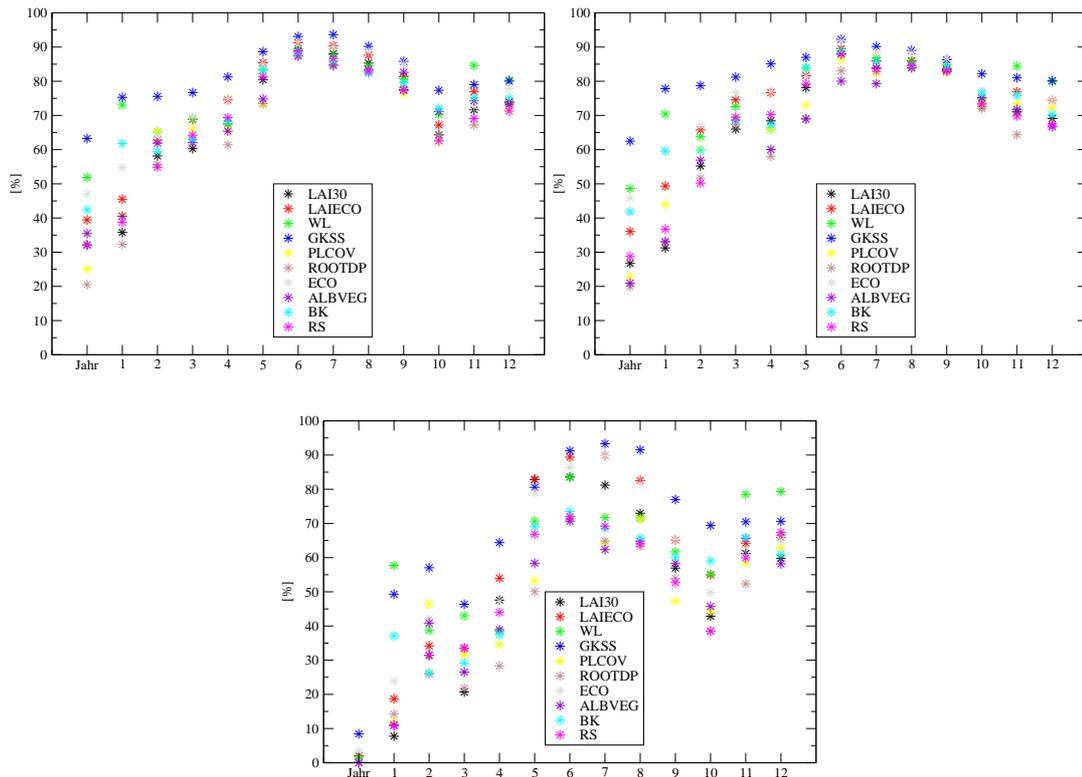


Abbildung 6.12: Anteil an Gitterpunkten mit signifikanten Abweichungen am Teilgebiet LAN für H (oben links), E (oben rechts) und T_{2m} für das Jahresmittel

6.4 Sensitive Parameter

Für alle Oberflächen- und Bodenparameter, die getestet wurden, konnte eine Sensitivität des Modells mittels der Größen der Bodenenergiebilanz und der bodennahen Lufttemperatur festgestellt werden. Die Auswirkungen sind annähernd gleich stark in ihrer Ausprägung für die einzelnen Parameter, jedoch wurde eine räumlich unterschiedlich starke Ausprägung der Sensitivität sichtbar. Im südlichen Modellgebiet konnten für fast alle Parameter die höchsten Sensitivitäten festgestellt werden. Zudem wurde eine räumliche Heterogenität festgestellt, die auf eine weitere wichtige Größe für die Sensitivität der Parameter hinweist, den Bodenwassergehalt. Für alle untersuchten Größen zeigte sich, dass die Sensitivität des Modells gegenüber einer Parameteränderung sehr stark von den lokalen Bedingungen des Wasserhaushaltes abhängt. In seiner Arbeit hat *Ament* (2006) das LM-Bodenmodell TERRA, das prinzipiell dieselben Parameterisierungen wie das TERRA-ML besitzt jedoch nur mit 2 Bodenschichten gerechnet wird, auf seine Sensitivität gegenüber Bodenparametern in einer stand-alone Version getestet. Für Werte in einem Gebiet in Deutschland wurde eine hohe Sensitivität gegenüber dem LAI gezeigt. Außerdem wird darauf hingewiesen, dass eine exakte Bestimmung der Bodenfeuchte notwendig ist. Zu diesem Ergebnis kommt auch die

	H	E	Q_S	Q_L	T_{2m}
LAI30	0,6; 1,8	0,6; 1,8	0,9; 2,4	0,7; 1,6	0,1; 0,2
LAIECO	0,7; 2,2	0,8; 2,3	1,2; 3,0	1,2; 2,0	0,1; 0,2
PLCOV	0,5; 1,6	0,6; 1,6	0,8; 2,1	0,5; 1,2	0,1; 0,1
ROOTDP	0,5; 1,5	0,5; 1,5	0,8; 1,9	0,4; 1,1	0,0; 0,1
ALBVEG	0,6; 2,2	0,6; 1,5	1,2; 3,0	0,4; 1,0	0,1; 0,2
RS	0,6; 1,8	0,6; 1,8	0,8; 2,4	0,5; 1,4	0,1; 0,1
BK	0,7; 4,1	0,8; 4,6	0,8; 2,1	0,5; 1,3	0,1; 0,2
WL	0,9; 4,4	1,0; 4,8	0,9; 2,2	0,6; 1,6	0,1; 0,2

Tabelle 6.2: 50% und 90% Perzentil (rechts) der Differenzen für das Teilgebiet LAN für H , E , Q_S und Q_L für das Jahresmittel in $W m^{-2}$ sowie T_{2m} in K

Arbeit von *Heret et al.* (2006), die mit dem LM eine starke Abhängigkeit vom LAI und Bodenwassergehalt im TERRA für eine Simulation im Vergleich zu Beobachtungsdaten zeigen konnten. Die in diesen Simulationen gewonnenen Erkenntnisse bestätigen diese Ergebnisse und weisen zusätzlich die langzeitliche Abhängigkeit der Auswirkungen der Änderungen des LAI vom Bodenwassergehalt nach.

In Tabelle 6.2 sind die 50% und 90% Perzentile der Abweichungen für alle Landpunkte im Jahresmittel gezeigt. Es ist zu erkennen, dass für alle Parameter die Werte in derselben Größenordnung liegen. Für die Veränderung der Bodenarten (BK) und der Wärmeleitfähigkeit (WL) fällt das 90% Perzentil für die Wärmeflüsse als besonders hoch auf. Ansonsten kann man festhalten, dass alle Oberflächen- und Bodenparameteränderungen die gleiche Quantität an Signalen im Jahresmittel hervorgerufen haben.

Da alle Parameter unter bestimmten Umweltbedingungen eine signifikante Reaktion zeigten, erscheint es notwendig, unter dem Gesichtspunkt sich ändernder Landnutzungsverhältnisse, für Klimaszenarien mit dem CLM auch für die Inputparameter möglichst genaue respektive realistische Werte vorzugeben. Da sich die Wasser- und Energiehaushalte im zukünftigen Klima lokal ändern können, kann es für Regionen, in denen Parameter unter heutigen Bedingungen insensitiv reagieren, im Szenario zu hohen Unsicherheiten aufgrund unpassender Werte für diese Parameter kommen. Zudem muss auch unter heutigem Klima darauf geachtet werden, welche Umweltbedingungen in der zu untersuchenden Region herrschen, um den Einfluss der Parameterunsicherheiten einschätzen zu können.

Der Einsatz der Datensätze ECOCLIMAP und GKSS mit verschiedenen Werten für diverse Bodenparameter zeigt deutlich eine Abhängigkeit der Simulationsergebnisse von den Eingangsdaten. In beiden Fällen ist ein Anstieg der Temperatur im Modellgebiet zu verzeichnen. Das bedeutet, dass die simulierte Temperatur sich den Werten der CRU Be-

obachtungsdaten annähert. Anhand dieser Simulationen wird sichtbar, dass zu einem regionalen Klimamodell auch eine sorgsame Behandlung der Eingabedaten gehört. Da dem Anwender möglicherweise verschiedene Datensätze zur Verfügung stehen, ist es notwendig zu wissen, welche Auswirkungen diese unterschiedliche Datensätze auf die Simulationsergebnisse haben können. Im vorliegenden Fall zeigt ein Vergleich der Datensätze, dass die Werte des LAI in Skandinavien und auf der Iberischen Halbinsel im Datensatz der GKSS sich sehr stark von den Werten andere Datensätze unterscheiden. Eine Überprüfung dieser Werte sollte daher vor der Benutzung vorgenommen werden.

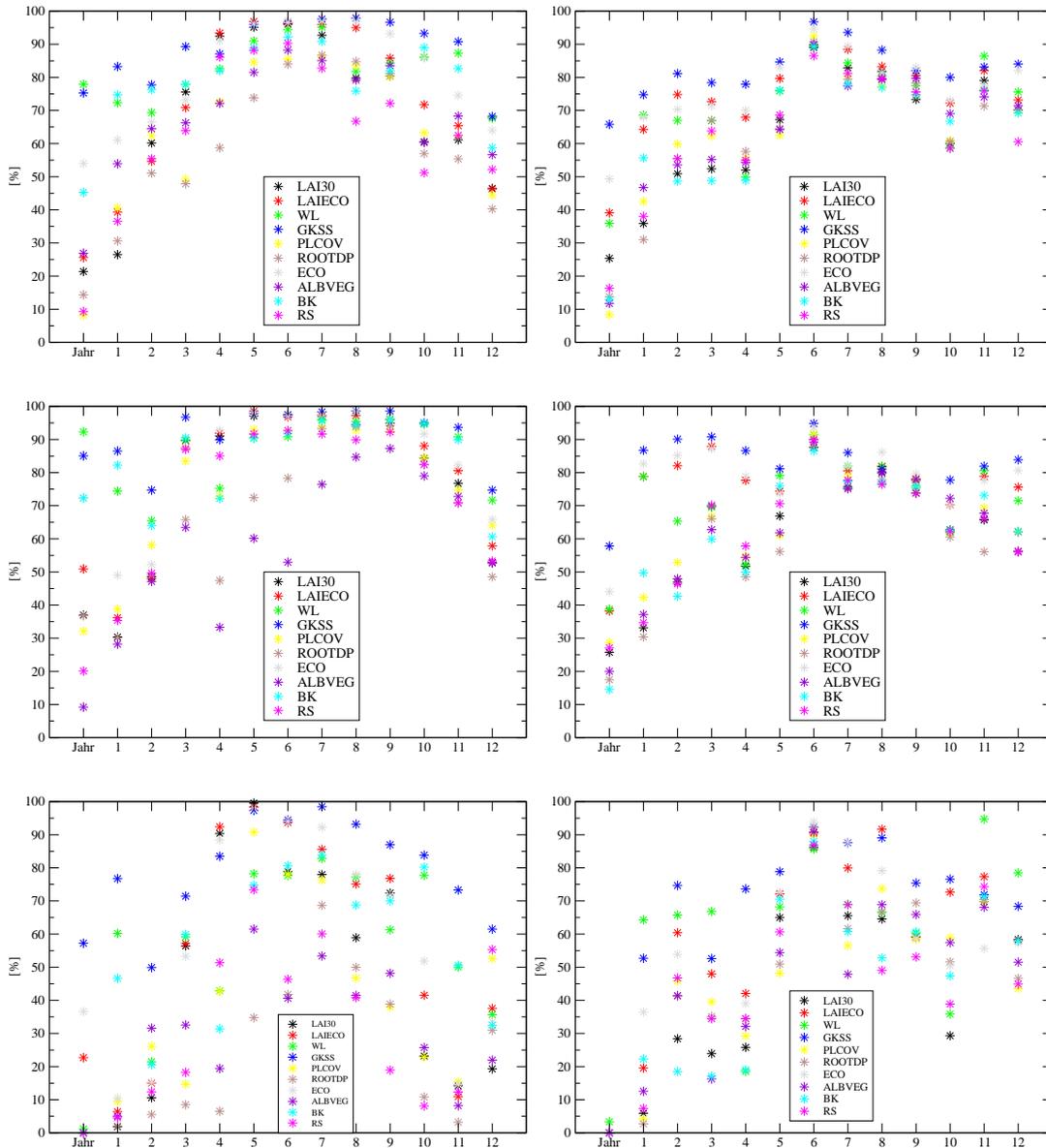


Abbildung 6.13: Anteil an Gitterpunkten mit signifikanten Abweichungen am Teilgebiet IBE (links) und SCA (rechts) für H (oben), E (mitte) und T_{2m} (unten) für das Jahresmittel

Kapitel 7

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden die Auswirkungen von Veränderungen der Oberflächen- und Bodenparameter LAI, Vegetationsbedeckungsgrad, Wurzeltiefe, Vegetationsalbedo, Stomatawiderstand, Bodenart und Wärmeleitfähigkeit auf regionale Klimasimulationen untersucht. Für die Parameter wurden dabei zunächst die jeweiligen Unsicherheitsbereiche in der Bestimmung festgestellt. Sie liegen für den LAI, den Vegetationsbedeckungsgrad und die Wurzeltiefe im Bereich von 5-30%. Der Bestimmungsbereich für die Bodenparameter, also die Werte, die in den Modellformulierungen der Parametrisierungen eingesetzt werden, wurde zunächst mit in der Literatur dokumentierten Werte verglichen. Hier zeigte sich ein Unsicherheitsbereich für einzelne Größen, z.B. Wärmekapazität oder Porenvolumen, von 5-50% und ein Unsicherheitsbereich der mehrere Größenordnungen umfasst für die hydraulische Leitfähigkeit. Die Bodenparameter werden immer in Bezug auf eine Bodenart bestimmt. Eine Veränderung der Bodenart resultierte in einem Unsicherheitsbereich der Bodenparameter von rund 20% an den Gitterpunkten im Modell.

Zudem wurden in den Formulierungen der Gleichungen des Bodenmodells TERRA-ML Defizite in der Behandlung einzelner Größen entdeckt. Dies bezieht sich zum einen auf die Albedo der Vegetation und den stomatalen Widerstand zum anderen auf die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit. Im ersten Fall wird im Modell ein von der Vegetationsart unabhängiger und damit räumlich konstanter Wert benutzt. Dadurch wird eine mögliche Quelle räumlicher Variabilität dieser Parameter nicht berücksichtigt. Im Fall der Wärmeleitfähigkeit führt die Bestimmung ohne Berücksichtigung des aktuellen Wassergehaltes zu einer verminderten räumlichen und zeitlichen Variabilität des Parameters. Die Einführung einer räumlich variablen Vegetationsalbedo resultierte in Veränderungen der Werte der Albedo im Bereich von $\pm 30\%$.

Im Weiteren wurden die Auswirkungen der Unsicherheitsbereiche der Oberflächen- und Bodenparameter auf die Klimasimulationen untersucht. Dabei wurde für die Größen LAI, Vegetationsbedeckungsgrad, Wurzeltiefe, Vegetationsalbedo, Stomatawiderstand, Bodenart und Wärmeleitfähigkeit je eine Simulation mit veränderten Werten durchgeführt. Zudem wurden zwei Simulationen mit Datensätzen aus unterschiedlichen Quellen gerechnet. Diese Datensätze führen zu Veränderungen mehrerer Eingabeparameter gleichzeitig. Im Falle des ECOCLIMAP Datensatzes sind das die Größen LAI, Vegetationsbedeckungsgrad, Wurzeltiefe und Vegetationsalbedo, im Falle des Datensatzes der GKSS der LAI, der Vegetationsbedeckungsgrad und die Bodenart.

In allen Simulationen konnten signifikante Auswirkungen der Unsicherheitsbereiche der Oberflächen- und Bodenparameter auf die Bodenenergiebilanz und die 2m-Temperatur festgestellt werden. Die Ausprägung der Auswirkungen im Jahresmittel ist dabei zwischen den Parametern mit Veränderungen der Energie- und Strahlungsflüsse von $2\text{-}6\text{ W m}^{-2}$ und $0,25\text{ K}$ für die 2m-Temperatur generell vergleichbar. Auch im Monatsmittel liegen die Differenzen gegenüber der Referenzsimulation mit $10\text{-}20\text{ W m}^{-2}$ für den latenten und sensiblen Wärmefluss und $0,5\text{-}1,5\text{ K}$ für die 2m-Temperatur in derselben Größenordnung für alle Sensitivitätsstudien.

Des Weiteren wurde festgestellt, dass die Auswirkungen der Änderungen des LAI und des Vegetationsbedeckungsgrades räumlich unterschiedlich stark ausfallen. Der Hauptgrund liegt dabei in einer Abhängigkeit der Sensitivität vom Bodenwassergehalt. In feuchtelimitierten Gebieten, wie der Iberischen Halbinsel oder dem Balkan, führt eine Änderung von 30% des Parameterwertes zu starken Veränderungen des Bowenverhältnisses. Dies hat im Jahresgang eine veränderte Wasserbilanz und Temperaturänderungen bis $1,5\text{ K}$ in diesen Gebieten zur Folge. Für hydrologische Untersuchungen mit dem Modell muss auf eine korrekte Bereitstellung der Werte des LAI und des Vegetationsbedeckungsgrades in diesen Gebieten geachtet werden. Diese Erkenntnis zeigt deutlich die Vorteile regionaler Klimasimulationen zur Untersuchung der Parametersensitivität von LSMs gegenüber ungekoppelten stand-alone Simulationen. In Gebieten, in denen die Wasserverfügbarkeit der Vegetation nicht limitiert ist, wie z.B. Skandinavien, zeigt das Modell geringere Sensitivitäten gegenüber diesen Parametern. Der Unsicherheitsbereich in der Bestimmung des LAI und des Vegetationsbedeckungsgrades von 30% hat in diesen Gebieten keine Auswirkungen auf die Modellergebnisse. Es gilt aber zu beachten, dass sich im Rahmen von Szenariosimulationen die klimatischen Verhältnisse in den Gebieten ändern können. Eine grobe

Fehleinschätzung der Werte der Parameter führt dann zu großen Unsicherheiten in den Simulationsergebnissen. Daher ist es notwendig in Klimaszenarienrechnungen für Europa die mögliche Veränderung der Landnutzung und damit die Veränderung der Oberflächenparameter mit zu berücksichtigen.

Die Implementierung einer wassergehaltabhängigen Wärmeleitfähigkeit in das Modell führte zu einer Veränderung der turbulenten Wärmeflüsse von 5 W m^{-2} auf Jahresbasis und über 15 W m^{-2} auf Monatsbasis sowie einer Veränderung der 2m-Temperatur bis $1,5 \text{ K}$ auf Monatsbasis. Auf einer längeren Zeitskala als einem Jahr ist zu erwarten, dass sich diese Auswirkungen auch in der zeitlichen Variabilität der Wärmeflüsse und der 2m-Temperatur bemerkbar machen. Eine Übernahme der Formulierung in das TERRA-ML kann daher empfohlen werden ebenso wie die Einführung der räumlichen Variabilität der Vegetationsalbedo.

Der Einsatz von Oberflächenparameterdatensätzen aus zwei unterschiedlichen Quellen führte in beiden Fällen zu einer Erhöhung der 2m-Temperatur im Modellgebiet von $0,25\text{-}0,5 \text{ K}$ im Jahresmittel und gebietsweise bis über $2,0 \text{ K}$ im Sommer. Da das CLM im Vergleich mit den Beobachtungsdaten im Jahresmittel eine um $1,5 \text{ K}$ zu niedrige Temperatur aufweist, kann die Benutzung dieser Datensätze dieses Problem teilweise beheben. Dabei ist aufgrund realistischerer Werte für den LAI in Skandinavien und auf der Iberischen Halbinsel der ECOCLIMAP eher als der GKSS Datensatz zu empfehlen.

Der aus allen Simulationen abgeleitete Unsicherheitsbereich in der Bestimmung der Wärme- und Strahlungsflüsse sowie der 2m-Temperatur zeigt mit über 20 W m^{-2} respektive $1,6 \text{ K}$ seine höchsten Werte in der Vegetationsphase. Für das Jahresmittel ergeben sich maximale Unsicherheitsbereiche in den turbulenten Wärmeflüssen von 3 W m^{-2} für das Gebiet der Iberischen Halbinsel. Die festgestellten Unsicherheitsbereiche für die Bestimmung des latenten Wärmeflusses machen damit auf Jahresbasis 5-40% des Absolutwertes an den einzelnen Gitterpunkten im gesamten Modellgebiet aus, im Monatsmittel werden insbesondere wieder im südlichen Modellgebiet Unsicherheiten bis über 80% des Absolutwertes sichtbar. Im übrigen Modellgebiet liegt der Wert bei 10-30%. Außerdem spiegelt sich hier erneut die räumliche Abhängigkeit der Sensitivitäten gegenüber den Parameteränderungen wieder. Für die südlichen, im Sommer trockenen Modellgebiete konnte insgesamt eine höhere Unsicherheit in der Bestimmung der Energiebilanzgrößen und der 2m-Temperatur durch die Unsicherheiten in den Oberflächen- und Bodenparametern festgestellt werden.

Literaturverzeichnis

ADELMO VAREJÃO-SILVA, M., S. H. FRANCHITO und V. B. RAO, 1998. A Coupled Biosphere-Atmosphere Climate Model Suitable for Studies of Climatic Change Due to Land Surface Alterations. *Journal of Climate*, 11:1749–1767.

AMENT, F., 2006. Energy and moisture exchange processes over heterogeneous land-surfaces in a weather prediction model. Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Bonn.

AYRA, S. P., 2001. *Introduction to micrometeorology*. International geophysics series, Academic Press, San Diego.

BASTIDAS, L. A., H. GUPTA, S. SOROOSHIAN, W. J. SHUTTLEWORTH und Z. L. YANG, 1999. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research*, 104(D16):19481–19490.

BENOIT, R., 1976. A comprehensive parameterisation of the atmospheric boundary layer for general circulation models. Technical Report PB-264540, US Department of Commerce.

BÖHM, U., M. KÜCKEN, W. AHRENS, A. BLOCK, D. HAUFFE, K. KELUER, B. ROCKEL und A. WILL, 2006. CLM - the climate version of LM: Brief description and long-term applications. *COSMO Newsletter*, 6:225–235.

BROOKS, R. H. und A. T. COREY, 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper 3, State University, Fort Collins, Colorado.

CAMPBELL, G. S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117:311–314.

CARSEL, R. F. und R. S. PARRISH, 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.*, 24:755–769.

- CLAPP, R. B. und G. M. HORNBERGER, 1978. Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14:601–604.
- COX, P. M., C. HUNTINGFORD und R. J. HARDING, 1998. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *J. Hydrol.*, 212-213:79–94.
- DARCY, H. P. G., 1856. *Les fontaines publiques de la Ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris.
- DE ROSNAY, P., M. BRUEN und J. POLCHER, 2000. Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *Geophysical Research Letters*, 27:3329–3332.
- DE VRIES, D. A., 1963. Thermal properties of soils. In W. R. van Wijk, Ed., *Physics of plant environment*, 210–235. North Holland Pub. Co., Amsterdam.
- DEARDORFF, J. W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83:1889–1904.
- DESBOROUGH, C. E. und A. J. PITMAN, 1998. The BASE land surface model. *Global and Planetary Change*, 19(1–4):3–18.
- DICKINSON, R. E., 1983. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. *Advances in Geophysics*, 25:305–353.
- DICKINSON, R. E., 1984. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In J. E. Hansen und T. Takahashi, Eds., *Climate processes and climate sensitivity*, 58–72. American Geophysical Union Geophysical Monograph 29, Washington, DC.
- DICKINSON, R. E., A. HENDERSON-SELLERS und P. J. KENNEDY, 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, TN383+STR, NCAR.
- DICKINSON, R. E., A. HENDERSON-SELLERS, P. J. KENNEDY und M. F. WILSON, 1986. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, TN275+STR, NCAR.

- DICKINSON, R. E., M. SHAIKH, R. BRYANT und L. GRAUMLICH, 1998. Interactive canopies for a climate model. *Journal of Climate*, 11(11):2823–2836.
- DOMS, G., J. FÖRSTNER, E. HEISE, H.-J. HERZOG, M. RASCHENDORFER, R. SCHRODIN, T. REINHARDT und G. VOGEL, 2005. *A description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part II: Physical parameterization*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- DOMS, G. und U. SCHÄTTLER, 2002. *A description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part I: Dynamics and numerics*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- DUDHIA, J., D. GILL, K. MANNING, W. WANG, C. BRUYERE, S. KELLY und K. LACKERY, 2005. *PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3*. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research.
- FRIEDL, M., F. DAVIS, J. MICHAELSEN und M. MORITZ, 1995. Scaling and Uncertainty in the Relationship between the NDVI and Land-Surface Biophysical Variables - an Analysis Using a Scene Simulation-Model and Data from FIFE. *Remote Sensing of Environment*, 54(3):233–246.
- GARRATT, J. R., 1993. Sensitivity of Climate Simulations to Land-Surface and Atmospheric Boundary-Layer Treatments-A Review. *Journal of Climate*, 6:419–448.
- GEIGER, R., R. H. ARON und P. TODHUNTER, 1995. *The climate near the ground*. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig/Wiesbaden.
- GUPTA, H. V., L. BASTIDAS, S. SOROOSHIAN, W. J. SHUTTLEWORTH und Z. YANG, 1999. Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research*, 104(D16):19491–19504.
- HECK, P., D. LÜTHI, H. WERNLI und C. SCHÄR, 2001. Climate impacts of european-scale anthropogenic vegetation changes: A sensitivity study using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 106(D8):7817–7836.
- HENDERSON-SELLERS, A., 1993. A factorial assessment of the sensitivity of the BATS land-surface parameterization scheme. *Journal of Climate*, 6(2):227–247.
- HENDERSON-SELLERS, A., Z. L. YANGA und R. E. DICKINSON, 1993. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(7):1335–1349.

- HERET, C., A. TITTEBRAND und F. H. BERGER, 2006. Latent heat fluxes simulated with a non-hydrostatic weather forecast model using actual surface properties from measurements and remote sensing. *Boundary-Layer Meteorology*, 121(1):175–194.
- JACQUEMIN, B. und J. NOILHAN, 1990. Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Boundary-Layer Meteorology*, 52(1-2):93–134.
- JARVIS, P. G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 273(927):593–610.
- JOHANSEN, O., 1975. *Thermal conductivity of soils*. Ph.D. thesis, University of Trondheim.
- KEULER, K., 2006. *Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungssimulationen*. Projekt Abschlussbericht, BTU Cottbus.
- KLEIDON, A., K. FRAEDRICH und M. HEIMANN, 2000. A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. *Climatic Change*, 44(4):471–493.
- KOSTER, R. D. und P. S. EAGLESON, 1990. A One-Dimensional Interactive Soil-Atmosphere Model for Testing Formulations of Surface Hydrology. *Journal of Climate*, 3:593–607.
- KRAUS, H., 2000. *Die Atmosphäre der Erde*. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig/Wiesbaden.
- KÜCKEN, M. und D. HAUFFE, 2002. *The nonhydrostatic limited area model LM (Lokal Model of DWD with PIK extensions. Part II: Extensions User Guide*. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- LEAN, J. und P. R. ROWNTREE, 1997. Understanding the Sensitivity of a GCM Simulation of Amazonian Deforestation to the Specification of Vegetation and Soil Characteristics. *Journal of Climate*, 10:1216–1235.
- LEGG, B. J. und I. F. LONG, 1975. Turbulent diffusion within a wheat canopy: II. Results and interpretation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101:611–628.

- LOUIS, J. F., 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, 17:187–202.
- MANABE, S., 1969. Climate and the ocean circulation - 1. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(11):739–774.
- MASSON, V., J.-L. CHAMPEAUX, F. CHAUVIN, C. MERIGUET und R. LACAZE, 2003. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9):1261–1282.
- MÖLDERS, N., 2001. On the uncertainty in mesoscale modeling caused by surface parameters. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 76:119–141.
- MONTEITH, J. L. und G. SZEICZ, 1962. Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc*, 88:496–507.
- NEW, M., M. HULME und P. D. JONES, 2000. Representing twentieth century space-time climate variability. Part 2: development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13:2217–2238.
- NEW, M., D. LISTER, M. HULME und I. MAKIN, 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*, 21:1–25.
- NOILHAN, J. und S. PLANTON, 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, 117(3):536–549.
- OLESON, K. W., Y. DAI, G. B. BONAN, M. BOSILOVICH, R. DICKINSON, P. DIRMEYER, F. HOFFMAN, P. HOUSER, S. LEVIS, G.-Y. NIU, P. THORNTON, M. VERTENSTEIN, Z.-L. YANG und X. ZENG, 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM). Technical Report NCAR/TN-461+STR, National Center for Atmospheric Research.
- PETERS-LIDARD, C. D., E. BLACKBURN, X. LIANG und E. WOOD, 1998. The effect of soil conductivity parametrization on surface energy fluxes and temperature. *J. Atmos. Sci.*, 55(7):1209–1224.
- PITMAN, A. J., 1994. Assessing the sensitivity of a land-surface scheme to the parameter values using a single column model. *Journal of Climate*, 7:1856–1869.

- PITMAN, A. J., 2003. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23:479–510.
- RAWLS, W. J. und D. L. BRAKENSIEK, 1982. Estimating soil water retention from soil properties. *Journal Irrigation Drainage Division ASCE*, 108:166–171.
- RICHARDS, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, 1:318–333.
- ROESCH, A., J.-P. SCHULZ und M. WILD, 1997. *Comparison and Sensitivity Studies of the Land Surface Schemes in the ECHAM General Circulation Model and the Europa-Modell*. MPI Report No. 244, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- SCHAAP, M. G. und F. J. LEIJ, 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*, 163:765–779.
- SCHEFFER, F., P. SCHACHTSCHABEL, H.-P. BLUME, G. BRÜMMER, K. HARTGE und U. SCHWERTMANN, 1992. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 13. Auflage.
- SELLERS, P., J. A. BERRY, G. J. COLLATZ, C. B. FIELD und F. G. HALL, 1992. Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote Sensing of Environment*, 42(3):187–216.
- SELLERS, P., R. DICKINSON, D. RANDALL, A. BETTS, F. HALL, J. BERRY, C. COLLATZ, A. DENNING, H. MOONEY, C. NOBRE und N. SATO, 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between the continents and the atmosphere. *Science*, 275:502–509.
- SELLERS, P., Y. MINTZ, Y. C. SUD und A. DALCHER, 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Science*, 43:505–531.
- SELLERS, P., D. RANDALL, G. COLLATZ, J. BERRY, C. FIELD, D. DAZLICH, C. ZHANG und L. BOUNOUA, 1996. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part I: Model Formulation. *Journal of Climate*, 9:676–705.
- SILVA, M. E. S., S. H. FRANCHITO und V. BRAHMANANDA RAO, 2006. Effects of amazonian deforestation on climate: a numerical experiment with a coupled biosphere-atmosphere model with soil hydrology. *Theoretical and Applied Climatology*, 85:1–18.

- STEINER, A. L., J. S. PAL, F. GIORGI, R. E. DICKINSON und W. L. CHAMEIDES, 2005. The coupling of the Common Land Model (CLM0) to a regional climate model (RegCM). *Theoretical and Applied Climatology*, 82:225–243.
- STÖCKLE, C. O. und R. NELSON, 1996. *Cropsyst Users's Manual (Version 2.0)*. Biological Systems Engineering Department, Washington State University, Pullman.
- STÖCKLI, R. und P. L. VIDALE, 2004. European plant phenology and climate as seen in a 20-year AVHRR land-surface parameter dataset. *International Journal of Remote Sensing*, 25(17):3303–3330.
- THOM, A., 1972. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98:124–134.
- VAN DEN HURK, B. J. J. M., P. VITERBO und S. LOS, 2003. Impact of leaf area index seasonality on the annual land surface evaporation in a global circulation model. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 108:5:1–9.
- VAN GENUCHTEN, M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892–898.
- VAN WIJK, W. R., 1963. *Physics of plant environment*. John Wiley & Sons, New York.
- VAN WIJK, W. R. und D. DE VRIES, 1966. *The atmosphere and the soil*. Amsterdam.
- VERSEGHY, D. L., 1991. CLASS - A canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11:111–133.
- VIDALE, P. L., D. LÜTHI, C. FREI, S. I. SENEVIRATNE und C. SCHÄR, 2003. Predictability and uncertainty in a Regional Climate Model. *Journal of geophysical research*, 108(D18):ACL12.1–ACL12.23.
- VITERBO, P. und C. BELJAARS, 1995. An improved land surface parametrization scheme in the ECMWF model and its validation. *J. Climate*, 8(11):2716–2748.
- WEN, L., W. YU, C. A. LIN, M. BELAND, R. BENOIT und Y. DELAGE, 2000. The Role of Land Surface Schemes in Short-Range, High Spatial Resolution Forecasts. *Monthly Weather Review*, 128(10):3605–3617.

WILSON, M. F., A. HENDERSON-SELLERS, R. E. DICKINSON und P. J. KENNEDY, 1987. Sensitivity of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the Inclusion of Variable Soil Characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 26:341–362.

XIA, Y., Z. YANG, P. L. STOFFA und M. K. SEN, 2005. Optimal parameter and uncertainty estimation of a surface model: Sensitivity to parameter ranges and model complexities. *Advances in Atmospheric Sciences*, 22(1):142–157.

ZENG, X. M., M. ZHAO, B. K. SU, J. P. TANG, Y. Q. ZHENG, Y. J. ZHANG und J. CHEN, 2002. Effects of subgrid heterogeneities in soil infiltration capacity and precipitation on regional climate: a sensitivity study. *Theoretical and Applied Climatology*, 73:207–221.

Symbole

Symbol	Dimension	Beschreibung
B, B_f	-	spezifische Konstante für BATS
c_{Eis}	$J kg^{-1} K^{-1}$	spezifische Wärmekapazität von Eis
c_m	$J kg^{-1} K^{-1}$	spezifische Wärmekapazität der Bodenmatrix
$c_{p,a}$	$J kg^{-1} K^{-1}$	spezifische Wärmekapazität von Luft
c_{so}	$J kg^{-1} K^{-1}$	spezifische Wärmekapazität des Bodens
c_w	$J kg^{-1} K^{-1}$	spezifische Wärmekapazität von Wasser
C_b	-	Berechnungsparameter für BATS
C_q	-	aerodynamischer Transportkoeffizient für turbulenten Wasserdampffluss
C_h	-	aerodynamischer Transportkoeffizient für turbulenten Wärmefluss
D, D_{min}, D_{max}	$m^2 s^{-1}$	Berechnungsparameter für BATS
D_w	$m s^{-1}$	hydraulische Diffusivität
E, E_0	$W m^{-2}$	turbulente Flussdichte latenter Wärme
E_b	$kg m^{-2} s^{-1}$	Evaporationsrate aus unbewachsenem Boden
E_i	$kg m^{-2} s^{-1}$	Evaporationsrate aus Interzeptionsspeicher
E_m	$kg m^{-2} s^{-1}$	maximaler Wasserdampffluss durch Bodenoberfläche
E_s	$kg m^{-2} s^{-1}$	Evaporationsrate aus Schneedecke
E_{Tr}	$kg m^{-2} s^{-1}$	Transpirationsrate
f_i, f_s, f_v	-	Flächenanteil des Interzeptionsspeichers, der Schneedecke, der Vegetation

Symbol	Dimension	Beschreibung
f_{LAI}	-	Blattflächenindex
f_{Sand}	-	Sandanteil der Bodenart
f_{Ton}	-	Tonanteil der Bodenart
F_{PAR}	-	funktionaler Einfluss der Strahlung auf Wasserdampffluss
F_q	-	funktionaler Einfluss der spezifischen Feuchte auf Wasserdampffluss
F_T	-	funktionaler Einfluss der Temperatur auf Wasserdampffluss
F_w	-	funktionaler Einfluss des Bodenwassergehaltes auf Wasserdampffluss
g	$m s^{-2}$	Erdbeschleunigung ($g = 9,81 m s^{-2}$)
G, G_0	$W m^{-2}$	Bodenwärmestrom
H	$W m^{-2}$	turbulente Flussdichte sensibler Wärme
I_P	$kg m^{-2} s^{-1}$	Infiltrationsrate
k	-	Index Bodenschicht
ke	-	Index letzte (hydrologisch) aktive Bodenschicht
K	$m s^{-1}$	hydraulische Leitfähigkeit
L	$J kg^{-1}$	spezifische Verdampfungswärme von Wasser ($L = 2,5 \cdot 10^6 J kg^{-1}$)
q_a	$kg kg^{-1}$	spezifische Feuchte bodennaher Luft
q_r	s^{-1}	Wasseraufnahmerate durch Wurzeln
q_{sfc}	$kg kg^{-1}$	spezifische Feuchte an der Oberfläche
$q_{sfc,sat}$	$kg kg^{-1}$	spezifische Sättigungfeuchte an der Bodenoberfläche
q_z	$m s^{-1}$	vertikaler Wasserfluss im Boden
Q	$W m^{-2}$	Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
Q_{PAR}	$W m^{-2}$	photosynthetisch aktive Strahlung
$Q_{PAR,crit}$	$W m^{-2}$	Tuningparameter ($Q_{PAR,crit} = 100 W m^{-2}$)
Q_L	$W m^{-2}$	langwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche

Symbol	Dimension	Beschreibung
$Q_{L,d}$	$W m^{-2}$	langwellige atmosphärische Strahlungsflussdichte (atmosphärische Gegenstrahlung)
Q_S	$W m^{-2}$	kurzwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
$Q_{S,d}$	$W m^{-2}$	kurzwellige Strahlungsflussdichte (Globalstrahlung)
r_a	$s m^{-1}$	Widerstand für Wasserdampftransport in Atmosphäre
r_f	$s m^{-1}$	Widerstand für Wasserdampftransport in Bestandsluft
r_{la}	$s m^{-1}$	Widerstand für Wasserdampftransport
r_{max}	$s m^{-1}$	maximaler Stomatawiderstand
r_{min}	$s m^{-1}$	minimaler Stomatawiderstand
r_s	$s m^{-1}$	Stomatawiderstand
R, R_k	$kg m^{-2} s^{-1}$	Oberflächenabfluss, Abfluss aus Bodenschicht
t	s	Zeit
T_0	K	Gefriertemperatur ($T_0 = 273.15 K$)
T_{2m}	K	Temperatur in 2 m Höhe
T_{end}	K	Tuningparameter ($T_{end} = 315.15 K$)
T_{sfc}	K	Oberflächentemperatur
T_{so}	K	Bodentemperatur
Tr_k	$kg m^{-2} s^{-1}$	Wasserextraktion durch Wurzeln in Bodenschicht
v_h	$m s^{-1}$	horizontale Windgeschwindigkeit
w	$m s^{-1}$	Vertikalgeschwindigkeit
w_{ADP}	-	Residualfeuchte
w_{Eis}	-	relativer Eisgehalt der Bodenschicht
w_{FC}	-	Feldkapazität
w_l	-	relativer Wassergehalt der Bodenschicht
$w_{l,root}$	-	Flüssigwassergehalt gemittelt über Wurzeltiefe
w_m	-	mittlerer Bodenwassergehalt

Symbol	Dimension	Beschreibung
$w_{s,t}, w_{s,u}$	-	normierter Wassergehalt von Bodenschichten
w_{PV}	-	Porenvolumen
w_{PWP}	-	permanenter Welkepunkt
w_{TLP}	-	Turgorverlustpunkt
W_i	m	absoluter Wassergehalt Interzeptionsspeicher
$W_{l,k}$	m	absoluter Wassergehalt der Bodenschicht
W_s	m	absoluter Wassergehalt der Schneedecke
z	m	Vertikalkoordinate (positiv nach unten)
z_{root}	m	Wurzeltiefe
α	-	kurzwellige Albedo der Bodenoberfläche
λ	$W m^{-1} K^{-1}$	Wärmeleitfähigkeit des Bodens
θ	K	potentielle Temperatur
θ_{wm}	-	Anteil des mit Wasser gesättigten Bodens
ε	-	Emissivität der Bodenoberfläche
ρ_a	$kg m^{-3}$	Dichte von Luft
ρ_{Eis}	$kg m^{-3}$	Dichte von Eis
ρ_m	$kg m^{-3}$	Dichte der Bodenmatrix
ρ_{so}	$kg m^{-3}$	Dichte des Bodens
ρ_w	$kg m^{-3}$	Dichte von Wasser
σ	$W m^{-2} K^{-4}$	Stephan-Boltzmann-Konstante ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)
ψ_0	m	hydraulisches Potential bei Sättigung ($\psi_0 = 0,2$)
ψ_g	m	Gaspotential
ψ_H	m	hydraulisches Potential
ψ_m	m	Matrixpotential
ψ_o	m	osmotisches Potential
ψ_s	m	Lufttrittspotential bei Sättigung
ψ_z	m	Gravitationspotential