

TECHNISCHE UNIVERSITÄT MÜNCHEN

Wissenschaftszentrum Weihenstephan für
Ernährung, Landnutzung und Umwelt

**Modellierung der Energie- und Wasserflüsse
zwischen Landoberfläche und Atmosphäre für
Grünland- und Ackerpflanzensysteme**

Christian Gerd Klein

Vollständiger Abdruck der von der Fakultät Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt der Technischen Universität München zur Erlangung des akademischen Grades eines

Doktors der Naturwissenschaften

genehmigten Dissertation.

Vorsitzender: Prof. Dr. Jörg Durner

Prüfer der Dissertation:

1. apl. Prof. Dr. Eckart Priesack
2. Prof. Dr. Urs Schmidhalter

Die Dissertation wurde am 20.07.2017 bei der Technischen Universität München eingereicht und durch die Fakultät Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt am 05.12.2017 angenommen.

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen bedanken, die mich bei der Erstellung dieser Dissertation begleitet haben. Besonders möchte ich mich bei meinem Betreuer Prof. Dr. Eckart Priesack bedanken, der mich mit seiner fachlichen Kompetenz und mit vielen stundenlangen Diskussionen, die auch sehr stark in philosophische Themen abschweifen konnten, unterstützt hat. Des weiteren, Danke ich allen Kollegen und Menschen, die mir in diesem Lebensabschnitt begegnet sind. Dr. Christian Biernath danke ich für die gute Zusammenarbeit, die schönen Wanderungen in den Alpen und die vielen Stunden in denen er mir viele Details über Pflanzen und Bodenkunde erklärte. Christoph Thieme arbeitete an ähnlichen Fragestellungen wie ich allerdings experimentell und stellte mir freundlicherweise seine Messdaten zur Verfügung. Er half mir mit seiner Fachkompetenz, das auf das Messen von EC - Daten beruhte und diskutierte mit mir das sinnvolle aufbereiten dieser. Anna Katharina Gilgen und Matthias Zeeman stellten mir ihre Messdaten am Standort Chamau zur Verfügung und halfen mir bei vielen Details in meiner Arbeit. Mit meinem Zimmerkollegen Florian Heinelein ist auch eine gute Freundschaft entstanden. Zusammen haben wir die Simulationen für AgMIP aufgesetzt und ausgewertet. Er hat mir mit seinen guten Sprachkenntnissen oft bei meinen geschriebenen Texten sowohl im Englischen als auch im Deutschen geholfen, wenn ich mir bei der Grammatik nicht sicher war. Während meiner Zeit am Helmholtz Zentrum durfte ich auch einige Studenten (Andrea Reimuth, Julia Fruth und Julia Hauck) bei ihren Bachelor bzw. Studienarbeiten betreuen und begleiten. Die Arbeit mit ihnen hat mir viel Freude bereitet und wir hatten zusammen immer etwas zu lachen. Nicht nur für das Korrekturlesen dieser Dissertation möchte ich mich bei meiner Frau Sonja Jakob bedanken: Sie hat mir immer den Rücken freigehalten und mich mental unterstützt. Des weiteren Danke ich meiner Familie, die uns immer wieder in München besuchte. Meine Tochter Olivia Sofia war für mich das schönste Geschenk. Obwohl sie beim Erstellen dieser Arbeit noch keinen Monat alt war, hat sie mich sehr inspiriert und ich hoffe, ich darf ihr irgendwann den Inhalt meine Dissertation erklären.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Agrarökosysteme und deren Bedeutung für das Klima	1
1.2	Pflanzen- und Bodenmodelle und deren Bedeutung für die Simulation der atmosphärischen Grenzschicht	3
1.2.1	Auswirkungen der Komplexität von Boden und Pflanzenmodellen auf die Energieflüsse auf der Erdoberfläche am Standort Chamau	4
1.2.2	Simulation von Energieflüssen und die Evaluierung mit EC-Messungen in heterogenen Agrarsystemen am Standort Scheyern	7
1.3	Struktur der Arbeit	9
2	Material und Methoden	11
2.1	Das Ökosystemmodell Expert-N	11
2.2	Berechnung der Oberflächenenergiebilanz	17
2.3	Eddy-Kovarianz Messungen	21
2.4	Standortbeschreibung und Messwerte	22
2.4.1	Chamau	22
2.4.2	Scheyern	23
2.5	Modellansätze und Parameter	32
2.5.1	Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie	32
2.5.2	Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen	39
2.5.3	Datenanalyse	47

3	Ergebnisse und Diskussionen	49
3.1	Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie	49
3.1.1	Simulation des Pflanzenwachstums	49
3.1.2	Simulation des Bodenwassergehalts	50
3.1.3	Dynamik der Energieflüsse	52
3.1.4	Statistische Analyse	60
3.1.5	Diskussion	61
3.2	Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen	68
3.2.1	Simulation des Pflanzenwachstums	69
3.2.2	Simulation des Bodenwassergehalts	71
3.2.3	Dynamik der Energieflüsse	73
3.2.4	Diskussion	103
4	Schlussfolgerung und weiterführende Diskussion	113
4.1	Bedeutung von mechanistischen Pflanzenwachstumsmodellen . .	113
4.1.1	Komplexität von Wachstumsmodellen	113
4.1.2	Messung und Simulation in heterogenem Gelände	116
4.2	Expert-N als Landoberflächenmodell	118
5	Zusammenfassung	123
6	Anhang	127
6.1	Abkürzungsverzeichnis	127
	Literaturverzeichnis	131

Abbildungsverzeichnis

2.1	Expert-N 5.0 Oberfläche mit verschiedenen Ansichten	14
2.2	Schematische Darstellung der Modellgitterstruktur im Expert-N und Unterteilung eines Gitterpunktes in ein Mosaik	14
2.3	Chamau: Photos der EC - Station im Jahr 2006	23
2.4	Scheyern: Photos der EC - Station im Jahr 2014	24
2.5	Scheyern: Anordnungen der Messgeräte und Anbau der Feldfrüchte 2013, 2014 und 2015	25
2.6	Scheyern: Verteilung des berechneten Footprints: Durchschnitt und Klassifikation in neutral, labil und stabile Schichtung	29
2.7	Scheyern: Atmosphärenstabilität des berechneten Footprints bezüglich der Tageszeit	30
3.1	Chamau: LAI - Dynamik der Modelle	50
3.2	Chamau: WFPS - Dynamik der Modelle	53
3.3	Chamau: Dynamik der Nettostrahlung der Modelle	54
3.4	Chamau: Dynamik der latenten Wärmeflüsse der Modelle	56
3.5	Chamau: Tagesdurchschnitte der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse der Modelle	57
3.6	Chamau: Dynamik der fühlbaren Wärmeflüsse der Modelle	58
3.7	Chamau: NSE - Balkendiragramm	60
3.8	Scheyern: Oberirdische Biomasse, LAI und Entwicklungsstadien der Modelle	70
3.9	Scheyern: Bodenwassergehalte der zwei Felder	72
3.10	Scheyern: Windrose über Scheyern	76
3.11	Scheyern: Hovmöller-Diagramme der simulierten latenten Wärmeflüsse von Feld 1	79

3.12	Scheyern: Hovmöller-Diagramme der simulierten latenten Wärmeflüsse von Feld 2	80
3.13	Scheyern: Hovmöller-Diagramme der simulierten fühlbaren Wärmeflüsse von Feld 1	81
3.14	Scheyern: Hovmöller-Diagramme der simulierten fühlbaren Wärmeflüsse von Feld 2	82
3.15	Scheyern: Hovmöller-Diagramme der latenten Wärmeflüsse (Mosaikmodell und gemessene Daten	83
3.16	Scheyern: Hovmöller-Diagramme der fühlbaren Wärmeflüsse (Mosaikmodell und gemessene Daten	84
3.17	Scheyern: Hovmöller-Diagramm der Zuordnungen der Flüsse zu den einzelnen Feldern	85
3.18	Scheyern: Simulierter latenter und fühlbarer Wärmefluss der Phase 1	93
3.19	Scheyern: Simulierter latenter und fühlbarer Wärmefluss der Phase 1 (Streudiagramm)	94
3.20	Scheyern: Simulierter latenter und fühlbarer Wärmefluss der Phase 2	97
3.21	Scheyern: Simulierter latenter und fühlbarer Wärmefluss der Phase 2 (Streudiagramm)	98
3.22	Scheyern: Simulierter latenter und fühlbarer Wärmefluss der Phase 3	101
3.23	Scheyern: Simulierter latenter und fühlbarer Wärmefluss der Phase 3 (Streudiagramm)	102

Tabellenverzeichnis

2.1	Modelle, die mit dem Expert-N 5.0 gekoppelt wurden	15
2.2	Verfügbare und getestete Modelle im Expert-N 5.0	16
2.3	Neue Modellkomponenten im Expert-N 5.0	17
2.4	Chamau: Messgeräte	24
2.5	Scheyern: Messgeräte	26
2.6	Scheyern: Saat und Erntetermine	27
2.7	Scheyern: Verteilung des berechneten Footprints	28
2.8	Chamau: Modellkonfiguration	36
2.9	Chamau: Unterschiede der Modellansätze	37
2.10	Chamau: Angepasste Parameter des HPM	38
2.11	Chamau: physikalische Bodenparameter	39
2.12	Scheyern: Modellkonfiguration	41
2.13	Scheyern: Bodenparameter der Felder	44
2.14	Scheyern: Pflanzenparametrisierung	45
2.15	Scheyern: Düngemanagement	46
3.1	Scheyern: Statistik der Wassergehalte	73
3.2	Scheyern: Statistik der Energieflüsse	75
3.3	Scheyern: Stabilität der Luftschichtungen	77
3.4	Scheyern: Statistik der Energieflüsse nach Sorten	89
3.5	Scheyern: Statistik: Frühe Phase (15. - 22. April 2014)	95
3.6	Scheyern: Statistik: Mittlere Phase (17. - 24. Juni 2013)	100
3.7	Scheyern: Statistik: Späte Phase (19. - 26. September 2013)	104

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Agrarökosysteme und deren Bedeutung für das Klima

Weltweit ist das Klima einem stetigen natürlichen Wandel unterworfen. Von 1951 bis 2010 wurde ein globaler Temperaturanstieg beobachtet. So berichtete das „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPPC), dass mehr als die Hälfte dieses Temperaturanstiegs mit hoher Sicherheit (95%) anthropogene Ursachen hat. Der Temperaturanstieg lässt sich hauptsächlich auf die Erhöhung der Treibhausgase Methan und Kohlendioxid zurückführen (Meyer und Pachauri 2014).

Für die Temperatur an der Erdoberfläche ist die Luftzusammensetzung von Bedeutung. Komponenten, die für den Treibhauseffekt verantwortlich sind, sind u. a. H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O , NO_x , VOC^1 und Aerosole. H_2O ist das Treibhausgas, das am meisten (60 %) Wärme absorbiert, gefolgt von CO_2 (26 %), O_3 (8 %) und den anderen Gasen, u. a. CH_4 und N_2O (6 %) (Kiehl und Trenberth 1997). Seit der Industrialisierung werden durch menschliche Tätigkeit verstärkt Treibhausgase bei der Treibstoffherstellung, der Verbrennung durch Industriebetriebe und Haushalte, im Transportwesen, durch Abfallbeseitigung und durch Landwirtschaft in die Atmosphäre emittiert (Monks u. a. 2009).

Durch die Landwirtschaft sind das alleine durch Düngung und Verbrennung 81 % des anthropogenen N_2O und 70 % des CH_4 (Isermann 1994). 67 % (das

¹Volatile organic compounds (Flüchtige organische Verbindungen)

Kapitel 1. Einleitung

entspricht ca. $10 \cdot 10^6$ Tonnen pro Jahr)² des emittierten N_2O stammt aus Böden (Isermann 1994).

Agrarökosysteme bilden auf der Erde den dominanten Anteil der Landoberfläche und nehmen etwa 38 % (ca. 4,91 Mrd. Hektar) der eisfreien Fläche ein (Foley u. a. 2011). Es stammen 12 % vom Ackerbau (1,53 Mrd. Hektar) und 26 % (3,38 Mrd. Hektar) vom Grasland. Die landwirtschaftliche Nutzung unterscheidet sich weltweit stark in der Bewirtschaftung der Flächen. Dies hat nicht nur eine große Auswirkung auf die Biodiversität der jeweiligen Agrarsysteme (Bürgi u. a. 2015), sondern es unterscheiden sich auch der Kohlenstoff- und Stickstoffumsatz sowie Wasser- und Wärmehaushalt im Boden und in den Pflanzen. Speziell in Regionen, bei der die Landnutzung starke Veränderungen aufweist, kann auch die Albedo einen hohen Einfluss auf die Veränderung des lokalen Klimas haben (bis zu 10 W m^2 Änderung der latenten und fühlbaren Wärme) und kann teilweises das Klima stärker beeinflussen als alle anthropogenen Treibhausgase zusammen (Pielke u. a. 2002).

Die Veränderung des Klimas und der Luftzusammensetzung wirkt sich auch auf das Wachstum der Pflanzen aus. So kann z. B. die CO_2 -Erhöhung zu einer Zunahme von extremen Dürren oder Ernten in Afrika führen (Rosenzweig und Parry 1994). Teile von Europa dagegen profitieren durch höhere Erträge und es können auch neue Getreidearten angebaut werden (Olesen und Bindi 2002). Um Strategien für die kommenden klimatischen Veränderungen zu entwickeln und rechtzeitig in der Landwirtschaft reagieren zu können, ist es notwendig gute Prognosen für die Zukunft machen zu können. Dafür müssen Ökosysteme und insbesondere Agrarsysteme, die für die Nahrungsmittelproduktion notwendig sind mithilfe von Modellen beschrieben werden. Song u. a. (2013) stellen zum Beispiel dar, wie wichtig es ist, die Wachstumsdynamik von Agrarsystemen mit Modellen möglichst detailliert nachzubilden, um den Energiekreislauf, die Wasser- und Kohlenstoffumsätze sowie deren Flüsse gut vorherzusagen. Artenvielfalt, eine hohe Anzahl von Agrarsorten und komplexes Management erweisen sich in Agrarökosystemen als eine der wesentlichen Herausforderungen beim Modellieren (Gayler u. a. 2002).

²im Jahr 1988/89

1.2 Pflanzen- und Bodenmodelle und deren Bedeutung für die Simulation der atmosphärischen Grenzschicht

Für die Simulation des Stoff- und Energieaustausches zwischen Boden, Pflanze und Atmosphäre werden bei Wetter- und Klimamodellen sog. Landoberflächenmodelle (LSM) verwendet. Insbesondere der Austausch von Energie zwischen Landoberfläche und Atmosphäre durch Energieflüsse, wie latenter, fühlbarer und Bodenwärmefluss sowie Nettostrahlung sind für die Wettermodelle wichtig und bestimmen über die Qualität der Wettervorhersagen (Chen und Avissar 1994a; Deng u. a. 2013; Mahfouf und Noilhan 1991; Ookouchi u. a. 1984; Rowntree und Bolton 1983). Mithilfe der LSMs wird der Energie- und Stoffaustausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre der Wettermodelle (Doms u. a. 2011; Skamarock u. a. 2008a) berechnet.

Die LSMs bilden die biologischen, chemischen und physikalischen Vorgänge im Boden und in der Pflanze ab und können auch Management sowie Viehhaltung und andere ökosystemrelevante Vorgänge simulieren. Sie können diese in unterschiedlicher Komplexität beschreiben. Es ist bekannt, dass Vegetation, Bodenbedeckung und Bodenbeschaffenheit einen sehr großen Einfluss auf den Wasserkreislauf haben und wichtig für den Stoff- und Energieaustausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre sind (McPherson 2007). Allerdings ist der Einfluss des Pflanzenwachstums auf die Energieflüsse bisher nur teilweise verstanden (Deng u. a. 2013; Gayler u. a. 2014). Um diesen Einfluss besser beschreiben zu können, wurden eine Vielzahl von LSMs entwickelt, welche sich auf die charakteristischen Prozesse, die an der unteren atmosphärischen Grenzschicht zwischen Landoberfläche und Atmosphäre stattfinden, konzentrieren (Chen und Dudhia 2001a,b; Jiménez u. a. 2012; Kothavala u. a. 2005; Krinner u. a. 2005; Oleson u. a. 2008; Sellers u. a. 1986). Bonan u. a. (2011) geben einen umfassenden Überblick über die Vielfalt der LSMs von einfachen empirischen zu komplexeren prozessorientierten Modellen. Da die meisten dieser Modelle, aufgrund der Schwierigkeiten die Konvektion in der Atmosphäre physikalisch sinnvoll modellieren zu können, nur große Skalen ($> 1 \times 1 \text{ km}^2$) abdecken, wurde das komplexere Zusammenspiel der Ökosysteme, das kleinräumig ist, vernach-

lässigt.

Auf der anderen Seite wurden zunehmend mechanistische Pflanzenwachstums- und Bodenmodelle entwickelt, um die Auswirkungen auf das Ökosystem und das Pflanzenwachstum selbst besser zu verstehen (Acker: Ritchie J. (1987), Goudriaan und Laar (1994), Wang (1997a), Yin und Laar (2005b); Wald: Hoffmann (1995), Bossel (1996), Fontes u. a. (2011); Grasland: Thornley (1998), De Noblet-Ducoudre u. a. (2004)).

Da Modelle und Teilmodelle nur schwer miteinander verglichen werden können, wurden modulare Boden- und Pflanzenmodellsysteme entwickelt, die verschiedene Pflanzen- und Bodenprozesse, die jeweils als Modul vorliegen, individuell kombinierbar machen (z. B.: Adam u. a. (2010), Biernath u. a. (2011), Keating u. a. (2003), Priesack (2006), Priesack und Bauer (2003), Stockle u. a. (1994) und Stöckle u. a. (2003)). Da Computer immer leistungsfähiger werden, ist es inzwischen möglich auch komplexere LSMs mit mechanistischeren Ansätzen in Wetter- und Klimasimulationen einzusetzen.

1.2.1 Auswirkungen der Komplexität von Boden und Pflanzenmodellen auf die Energieflüsse auf der Erdoberfläche am Standort Chamau

Bewirtschaftete Grünlandssysteme können sich stark voneinander unterscheiden durch unterschiedliches Klima, Bodeneigenschaften, unterschiedliche Artenzusammensetzung sowie Gras- und Futterqualitätsanforderungen: Beispiele sind Heu-, Viehfutter-, Silage- und Bioenergieproduktion, Nutztierhaltung, Brachland, Einschränkungen durch Naturschutz oder schnelle Ausbreitung von Bäumen bei unbewirtschaftetem Weideland (Silva u. a. 2008). Unterschiedlichen Behandlungen, wie Erntehäufigkeit und -höhe, Einsatz von Dünger, Nutztierhaltung und Beregnung beeinflussen den Energie- und Wasseraustausch an der Erdoberfläche. Es gibt jedoch nur wenige Studien, die sich mit dem Einfluss der Bewirtschaftung auf den Wasserkreislauf und dessen Einfluss auf die Oberflächenenergieflüsse von Grünland beschäftigen. Neuere Beispiele sind Fatichi u. a. (2014) und Kirschbaum u. a. (2015).

Simulationsmodelle beschreiben einzelne Pflanzenprozesse, dennoch werden bestimmte Prozesse oft vernachlässigt. Nicht jeder Prozess ist für jede Land-

1.2. Pflanzen- und Bodenmodelle und deren Bedeutung für die Simulation der atmosphärischen Grenzschicht

nutzung und Anwendung von gleicher Bedeutung. So wird der Einfluss der Durchwurzelungstiefe (Gayler u. a. 2014), die sich dynamisch während der Vegetationsperiode verändert, bei vielen LSMs vernachlässigt. Bei Getreide ändert sich diese über die Vegetationsperiode und kann daher einen großen Einfluss auf den simulierten Wasserkreislauf im Boden haben. Im Vergleich dazu verändert sich die Durchwurzelungstiefe bei Dauergrasland kaum und kann deshalb bei Modellen vernachlässigt werden (Fiala 2010; Sindhøj u. a. 2000). Meistens verwenden LSMs in Wetter und Klimamodellen einfache empirische Boden- und Vegetationsmodelle. Diesen fehlt häufig eine dynamische Beschreibung des Pflanzenwachstums, des Managements und der Bodenprozesse. Verschiedene Studien (Casanova und Judge 2008; Hoof u. a. 2011; Song u. a. 2013) belegen, dass gerade diese Komponenten einen großen Einfluss auf den Bodenwassergehalt, die Nährstoffverfügbarkeit für die Pflanze, die Bestandszusammensetzung und das Pflanzenwachstum haben. Falge u. a. (2005) stellten fest, dass die Pflanzensorte bzw. eine gute Beschreibung der Blattphysiologie wichtiger für die Oberflächenenergiebilanz ist als der reine Blattflächenindex (LAI) eines Systems. Das heißt, dass ein Modell, das auf eine bestimmte Pflanzenspezies spezialisiert ist, wahrscheinlich bessere Modellergebnisse liefert als rein generische Modelle. In der Studie von Falge u. a. (2005) wurde allerdings der Einfluss von Bodentypen und deren physikalischen Eigenschaften vernachlässigt, so dass diese Aussagen nicht verallgemeinert werden können.

Untersucht wurde dies wiederum durch Calanca u. a. (2016), die bewirtschaftetes Grasland modellierten. Sie kamen zum Ergebnis, dass gerade die korrekte Bodenbeschreibung im Modell neben der Benutzung eines mechanistischen Pflanzenwachstumsmodells sehr wichtig ist, besonders wenn in der Region Trockenperioden auftreten. Zeeman u. a. (2010) zeigten in einer Studie, die drei Graslandstandorte in der Schweiz umfasst, dass die Bewirtschaftungspraxis, die durch klimatische Bedingungen abhängt, sehr stark den Kohlenstoffhaushalt beeinflusst. Eine weitere Studie (Chen u. a. 2009) belegt, dass der Einfluss des Menschen in Steppenökosystemen zu starken Verschiebungen zwischen latenter und fühlbarer Wärme führen kann. Der menschliche Eingriff ins Ökosystem verändert massiv die Kohlenstoffverteilung. Sogar zwei angrenzende Graslandfelder mit unterschiedlichem Bewirtschaftungsregime (unterschiedliche Düngung und Schnitt) können sich signifikant im Kohlenstoffbud-

Kapitel 1. Einleitung

get (Ammann u. a. 2007) unterscheiden.

Einfache LSMs neigen dazu, die Energiebilanz einer trockenen oder nassen Phase zu über- oder unterschätzen (regional oder lokal), weil die Beschreibung der Modelle zu viele Prozesse vernachlässigt. Beispielsweise werden Management oder Nährstoff- und Wasserknappheit beim Pflanzenwachstum vernachlässigt. Das Pflanzenwachstum beeinflusst u. a. den Bodenwassergehalt, die Bestandshöhe, Pflanzenbiomasse und die Bodenbedeckung. Als sehr schwierig erweist sich auch die Vorhersage des Wachstums der oberirdischen Biomasse, da es sehr viele standortspezifische und wirtschaftlich motivierte landwirtschaftliche Bewirtschaftungsstrategien gibt, die sehr unterschiedlich ausfallen können. Während eines Jahres kann sich die oberirdische Biomasse schlagartig bei Erntereignissen verändern, was große Auswirkungen auf das regionale und lokale Mikroklima haben kann (Gigante u. a. 2009; Zeeman u. a. 2010).

In dieser Arbeit wurde ein Graslandökosystem des Standortes Chamau in der Schweiz mit Modellen unterschiedlicher Komplexität simuliert und der Energie- und Stoffaustausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre untersucht. Es wurden fünf Modelle unterschiedlicher Komplexität miteinander und mit Messdaten verglichen. Es standen Daten von einer EC- Messstation zur Verfügung. Die verwendeten Modelle bestanden dabei aus vier verschiedenen Modellkonfigurationen des neu entwickelten Modellsystems Expert-N 5.0 und einer Konfiguration des weit verbreiteten LSMs Noah (Chen und Dudhia 2001a; Chen u. a. 1996, 1997; Ek u. a. 2003; Koren u. a. 1999). Das neu ins Expert-N - Ökosystem integrierte Pflanzenwachstumsmodell Hurley Pasture (Thornley 1998) wurde das erste Mal dafür angewendet, um latente und fühlbare Wärmeflüsse zu simulieren. Noah diente als Referenzmodell, da es oft als LSM auf regionaler Skala in Kombination mit Klima- und Wettersimulationen verwendet wird (Skamarock u. a. 2008a).

Insbesondere wurde der Einfluss von

- i) einer standortspezifischen Darstellung der Bodeneigenschaften im Modell im Vergleich zu einer einfacheren, homogenen Bodenmodellkonfiguration,
- ii) unterschiedlich spezifischem Pflanzenwachstum und Management im Modell sowie
- iii) unterschiedlichen Durchwurzelungstiefen im Modell

1.2. Pflanzen- und Bodenmodelle und deren Bedeutung für die Simulation der atmosphärischen Grenzschicht

auf die Simulationsergebnisse und ihre Relevanz bzgl. der Oberflächenenergieflüsse untersucht.

1.2.2 Simulation von Energieflüssen und die Evaluierung mit EC-Messungen in heterogenen Agrarsystemen am Standort Scheyern

In den letzten Jahren gab es vermehrt Modellstudien über den Einfluss der Pflanzenwachstumsgleichung auf die Oberflächenenergie. De Noblet-Ducoudre u. a. (2004) und Osborne u. a. (2009) fanden heraus, dass weltweit die saisonale und jährliche Variabilität der Getreidearten eine signifikante Auswirkung auf das regionale und lokale Klima hat. Dies kann zu einer Rückkopplung auf die Ernteerträge führen. Daher empfehlen sie, dass anstelle von generischen Modellen spezialisierte Pflanzenmodelle für verschiedene Arten entwickelt werden müssen, damit die Simulation der Oberflächenenergien, die für Wettermodelle wichtig sind, verbessert werden kann. Dies gilt gerade für Regionen, in denen hauptsächlich Getreide angebaut wird. Die unterschiedlichen Entwicklungsprozesse verschiedener Pflanzenarten können sich entscheidend auf das Verhältnis zwischen latenter und fühlbarer Wärme auswirken (Falge u. a. 2005).

Auf der Feldskala ändern sich die Einflussfaktoren, die die Austauschprozesse an der Grenzschicht zwischen Boden, Pflanze und Atmosphäre beeinflussen, innerhalb einer Wachstumsperiode: Beispielsweise ändern sich von der Aussaat bis zur Reife des Getreides viele Eigenschaften des Ökosystems wie zum Beispiel die Pflanzenbedeckung vom frisch bearbeiteten unbedeckten Boden bis hin zur vollständigen Bedeckung durch die Pflanze. Des Weiteren ändert sich die Bestandshöhe, die Bestandsstruktur und der LAI. Daraus bedingt gibt es eine stetige Anpassung der bodennahen Luftströmungen an das sich verändernde Ökosystem, sowie eine Albedoentwicklung während der Wachstumsperiode. Deshalb können große Unterschiede in der Wärmeenergie in Bodennähe gemessen werden (Aubinet u. a. 2012).

In der Praxis werden latente und fühlbare Wärme üblicherweise mit Eddy-Kovarianz - Stationen (EC - Stationen) gemessen. Die vom Messvorgang erfassten Daten sind dabei integrierende Werte über eine Fläche (Footprint), die von Topographie und atmosphärischen Bedingungen wie Wind und Strö-

mungen abhängig sind und die sich deshalb zeitlich und räumlich kontinuierlich verändern. Der Footprint kann dabei zwischen Tag und Nacht zwischen 200^2 m^2 (= 4 ha) und 550^2 m^2 (= 30,25 ha) (oder mehr) schwanken³. Die Landnutzung ist in vielen Gebieten der Welt kleinräumig. Typischerweise sind Agrarsysteme in Europa kleiner als 300^2 m^2 (= 9 ha) (Temme und Verburg 2011). Daher beziehen sich die gemessenen Oberflächenenergien oft nicht auf ein Feld, sondern auf mehrere Felder und durch Änderung der Windrichtung werden teilweise Flüsse unterschiedlicher Agrarsysteme vermischt. Daher sind Messungen mit kleinräumiger Landnutzung besonders schwierig mit Simulationen vergleichbar, da in Modellen üblicherweise nur eine Landnutzung simuliert wird. Es gab verschiedene Ansätze, die vorgeschlagen wurden, um heterogene Landoberflächenflüsse zu berechnen. Sie wurden entwickelt, um verschiedene Landnutzungsregime an Wettermodelle, bei denen die kleinste auflösbare Fläche (Gitterpunkt) nicht kleiner als $1 \times 1 \text{ km}$ ist, zu koppeln. In den Simulationen werden typischerweise die rückzukoppelnden berechneten Energie- und Stoffflusswerte anteilig an das Wettermodell zurückgegeben (Koster und Suarez 1992; Li und Avissar 1994).

Bisher gibt es sehr wenige Studien, die ein ähnliches Verfahren verwendet haben, um berechnete Energieflüsse verschiedener Landnutzungen mit EC-Daten zu vergleichen. Zum Beispiel verwendete Kirschbaum u. a. (2015) einen solchen Ansatz mit unterschiedlich gemanagtem Grünland. Biermann u. a. (2014) kombinierte die Energieflüsse mehrerer Graslandstreifen mit denen von Seen.

Bisher wurde nach unserer Erkenntnis dieser Ansatz noch nicht mit einem landwirtschaftlich bewirtschafteten System von Feldern getestet, bei der unterschiedliche Agrarfrüchte wie Winterweizen und Kartoffeln angebaut wurden. Deshalb wurde ein Experiment unter Einbeziehung der TERENO Forschungsstation Scheyern konzipiert, bei der zwei aneinanderliegende Felder, zwischen denen eine EC - Messstation eingebettet war, bewirtschaftet wurden. Die Felder unterlagen einer Fruchtfolge, die Mais, Kartoffeln und Winterweizen umfasste. Die Simulationen wurden mit dem Modell Expert-N 5.0 durchgeführt, das für diesen Zweck unter Verwendung eines Mosaikansatzes an das Modell von Kormann und Meixner (2001) gekoppelt wurde.

³gerundete Flächen der Footprints von Scheyern zwischen 2013 und 2014, die mithilfe des Kormann und Meixner (2001)-Modells berechnet wurden

Ziel der Studie war es folgende Fragen zu untersuchen:

- (i) In welchem Maße lassen sich mit einem Agrarökosystemmodell die EC - Energieflussmessungen des Kartoffel- und des Winterweizenfeldes unter Berücksichtigung der Witterung am Standort Scheyern simulieren?
- (ii) Wie stark beeinflussen Getreideart und Kartoffelsorten latente und fühlbare Wärmeflüsse zwischen Landoberfläche und Atmosphäre im heterogenen Gelände? Inwiefern kann die Verwendung eines Mosaikansatzes helfen, die Evaluation des Modells und die Interpretation der Messungen zu verbessern?
- (iii) Wie unterscheiden sich die Energieflüsse und deren Zusammensetzung in den unterschiedlichen Phasen in der Entwicklung der Feldfrucht? Wie wird das im Mosaikansatz erfasst?

1.3 Struktur der Arbeit

In der vorliegenden Arbeit werden mithilfe der neu entwickelten Version des Modellsystems Expert-N die Stoff- und Energieaustauschprozesse zwischen Boden, Pflanze und der Atmosphäre an zwei verschiedenen Standorten analysiert. Die Standorte waren der Grünlandstandort Chamau in der Schweiz und der TERENO Standort Scheyern.

Im ersten Teil wurde mithilfe des neu in die Expert-N - Modellpalette implementierten Hurley Pasture Modells (HPM), die Auswirkung unterschiedlich komplexer Boden- und Pflanzenparametrisierungen auf den Wasser- und Stoffkreislauf analysiert. Es wurde untersucht, ob durch die Verwendung dieses Modells in Kombination mit Grasschnitt die Simulation von latenter und fühlbarer Wärme im Vergleich zu einem Modell, das interpolierte LAI - Werte verwendet, verbessert werden kann. Ziel war es daher zu analysieren, wie hoch der Einfluss von unterschiedlichen Modellparametrisierungen (Pflanze, Boden, Management) auf den Wasser- und Energiefluss an der Landoberfläche ist.

Im zweiten Teil wurde das simulierte Wachstum verschiedener Feldfrüchte auf zwei aneinander angrenzenden Feldern über zwei Wachstumsperioden untersucht. Hierfür wurde ein Mosaikansatzmodell, das in das Modellsystem Expert-N 5.0 implementiert wurde, mit einem Footprintmodell gekoppelt. Die simulierten Biomassen und Oberflächenenergieflüsse wurden mit Messdaten aus

Kapitel 1. Einleitung

Scheyern verglichen. Ziel war es zu untersuchen, inwiefern sich mit diesem Ansatz Eddy-Kovarianz-Messungen über heterogenen Landoberflächen besser mit simulierten Energieflüssen vergleichen lassen als mit simulierten Einzelmodellenergieflüssen und ob somit auch das heterogene Ökosystem besser mit dem Modell beschrieben werden kann.

Kapitel 2

Material und Methoden

2.1 Das Ökosystemmodell Expert-N

Expert-N (Biernath u. a. 2011; Keating u. a. 2003; Priesack 2006; Priesack und Bauer 2003; Stenger u. a. 1999) ist ein Modellbaukasten, bei dem verschiedene dynamische Modelle und Prozesse kombiniert werden können, um ein komplettes Ökosystemmodell zusammenzustellen.

Das Modellsystem wurde entwickelt, um Ökosystemprozesse, wie Stickstoff- und Kohlenstoffflüsse besser zu verstehen und Agrarsysteme sowie Forstsysteme zu modellieren. Durch einen hohen Modularitätsgrad erlaubt es das Erstellen und Kombinieren von zahlreichen Modellen unterschiedlicher Komplexität und es können einzelne Teilmodelle auf Prozessebene getestet werden. So lässt sich der Einfluss individueller Funktionen und Prozesse auf die Simulation des Ökosystems analysieren. Viele Prozesse können optional mit beliebigen Teilmodellen kombiniert werden. Dadurch kann ein Ökosystemmodell mit hohem oder niedrigem Detailgrad zusammengestellt werden, z. B. aufbauend auf einfachen empirischen Teilmodellen oder als Modell basierend auf mechanistischen Prozessmodellen.

Standortspezifische Informationen werden durch ein ausgereiftes Datenbanksystem im Modell berücksichtigt. Bei nicht vorhandenen hydraulischen Bodenparametern können diese mithilfe von sogenannten Pedotransferfunktionen abgeschätzt werden. Darüber hinaus ist es möglich, Expert-N mit eigenen Funktionen zu erweitern. Diese können mittels einer dynamischen Bibliothek hinzu geladen werden. Expert-N 3.0 wurde für das Microsoft Betriebssystem

entwickelt und hatte einige technische Limitierungen, z. B. konnte es nicht (ohne großem technischen Aufwand) auf Linux - Clustern ausgeführt werden. Außerdem war es nicht möglich, Ökosystemmodellsäulen, die auch miteinander interagieren können, in einer Gitterstruktur anzuordnen und diese parallel auf einem Computer auszuführen. Dadurch ergaben sich auch Einschränkungen bei der Entwicklung und Kopplung mit weiteren Modellen (z. B. mit Wettermodellen, Pollentransportmodellen, etc). Mit Expert-N 5.0 hingegen können durch diese Modellkopplungen horizontale Flüsse (z. B. durch ein Wettermodell) innerhalb einer Gitterstruktur simuliert werden. Des Weiteren können hoch aufgelöste Klimadaten verwendet werden. Daher ist es möglich, den Wasser-, Kohlenstoff- und Stickstoffkreislauf im gesamten Modell (nicht nur in einzelnen Teilmodellen) in einer hohen zeitlichen Auflösung zu simulieren und die Ergebnisse in dieser Auflösung auszugeben. Im Rahmen dieser Arbeit wurde Expert-N 5.0 als Nachfolgeversion von Expert-N 3.0 entwickelt. Der Kern des Modellsystems wurde überarbeitet. Teile der Struktur wurden jedoch – falls möglich – aus Expert-N 3.0 übernommen (Sperr und Priesack 1993), so dass es möglich war, einen Großteil der bestehenden Modelle auf das neue System zu portieren.

Expert-N 5.0 ist komplett konsolenbasiert und lässt sich unter POSIX - Systemen über PIPES steuern (Teodorovici 2013), so dass es leicht auf Systemebene mit Skriptsprachen und anderen Programmen interagieren kann. Der Kern und die meisten Modelle wurden wie Expert-N 3.0 mit der Programmiersprache C geschrieben. Daher lässt es sich auf vielen Betriebssystemen und unterschiedlicher Hardware kompilieren. Bisher wurde es auf der PC-Architektur mit Ubuntu (12.04, 14.04, 16.04), Microsoft Windows (Windows XP, Windows 7, Windows 10) und einem Hochleistungscluster mit Suse Linux Enterprise Server 11 (Lenovo x3850 X5 Server, 128 virtuelle Kerne, 256 GB RAM) betrieben. Des Weiteren kann es mittels OpenMP (Dagum und Menon 1998) oder MPI (Gabriel u. a. 2004) parallelisiert betrieben werden, wenn die jeweilige Technik vom Betriebssystem und der verwendeten Hardware unterstützt wird.

Technisch setzt Expert-N 5.0 auf die moderne Programmierertechnik der Objektorientierung, die auf dem GLib Object System (GObject) basiert (Krause 2007; Lacage 2002). Jeder Modellklasse wird eine Basisklasse („Base Class“) mit verschiedenen Methoden und Eigenschaften (z. B. für Pflanze, Boden, Bo-

denwasser, Wärmeleitung, Klima, Steuerung usw.) zur Verfügung gestellt, die von jeder Modellklasse abgeleitet wird. Eine Modellklasse kann aus mehreren Modellkomponenten bestehen.

Die in der abgeleiteten Klasse definierten Methoden und Eigenschaften stehen normalerweise nur innerhalb der jeweiligen Modellklasse zur Verfügung¹. Allerdings können diese auch über ein „Assoziatives Array“ bzw. „Hash-Tables“ (Kurt Mehlhorn 2008) (in Expert-N als Registry bezeichnet) anderen Klassen oder einer Treiberkomponente, die nicht Teil von Expert-N ist, zur Verfügung gestellt werden. Über die Registry kann ein Modell auch auf sämtliche Expert-N Modellkonfigurationen zugreifen und die Ergebnisausgabe kann darüber gesteuert werden. Durch die Flexibilität des GLib Object Systems können auch Modellkomponenten in anderen Programmiersprachen, wie z. B. in C++, Python, Java, etc. realisiert oder angebunden werden.

Zur leichteren Verwaltung wurde eine graphische Oberfläche, die ein unabhängiges Programm darstellt, geschaffen. Diese Oberfläche ersetzt die graphische Oberfläche von Expert-N 3.0: Mit dieser lassen sich Projekte verwalten. Neue Projekte können aus verschiedenen Vorlagen erstellt bzw. vorhandene Projekte können geladen werden (Abb. 2.1 a). In der Hauptansicht werden die Simulationen gestartet und die Ergebnisse können dargestellt und mit Messwerten verglichen werden. Verschiedenen statistische Tools stehen zur Auswertung zur Verfügung (Abb. 2.1 b). Es ist in der neuen Version möglich, Pflanzen-Boden-Atmosphäre Säulen in einer gitterartigen Struktur anzuordnen (siehe Abb. 2.1 c bzw. Abb. 2.2). Generell können auch laterale Flüsse simuliert werden, wenn dies in einem Expert-N Modul realisiert wird. Im jetzigen Entwicklungsstand werden diese in der simulierten Atmosphäre vom Wettermodell (WRF), wenn dieses an Expert-N gekoppelt ist, berechnet. Jede Gitterzelle kann in ein Mosaik weiter aufgeteilt werden (Abb. 2.1 c bzw. Abb. 2.2 b). In diesem Beispiel wird der gezeigte Gitterpunkt in drei Teile aufgeteilt. Im Falle einer Kopplung mit einem Wettermodell werden die an das Wettermodell zurückgegebenen Größen (z. B. latente und fühlbare Wärme) anteilig berechnet. Für jede Zelle lassen sich die Modellkomponenten kombinieren und separat konfigurieren (Abb. 2.1 d). Die Modellkomponenten sind in verschiedene Hauptgruppen, wie Wassertransport, Wärmetransport, Pflanzenwachs-

¹Diese Methoden und Eigenschaften werden in der Informatik als privat bezeichnet.

Kapitel 2. Material und Methoden

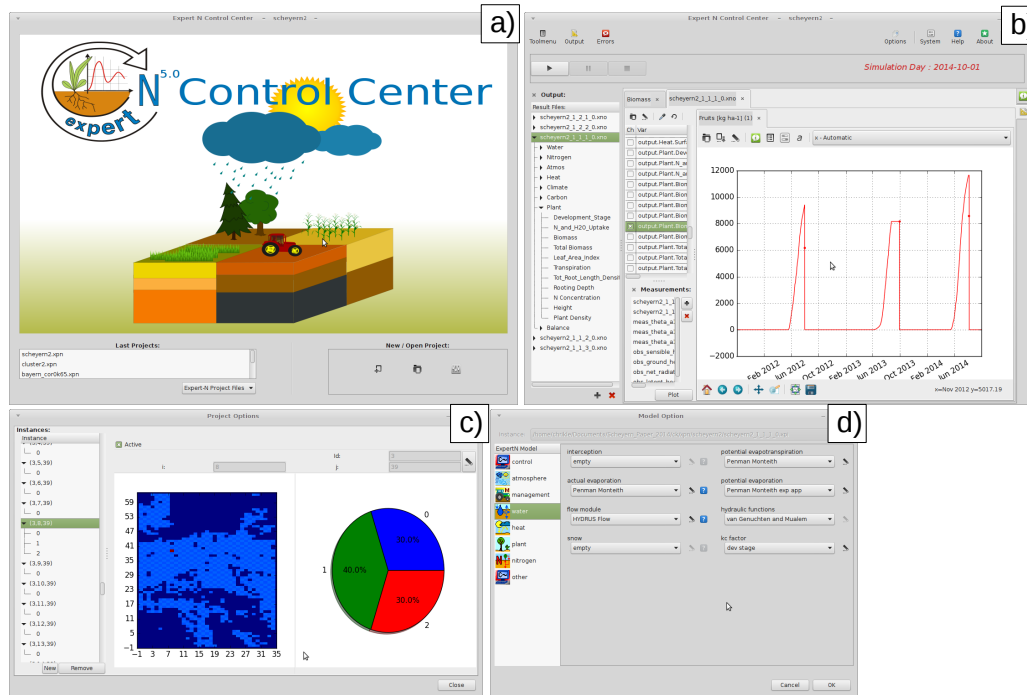


Abbildung 2.1: Expert-N 5.0 Oberfläche: Startbildschirm (a), Hauptansicht (b), Projektansicht (c) und Modelloption (d).

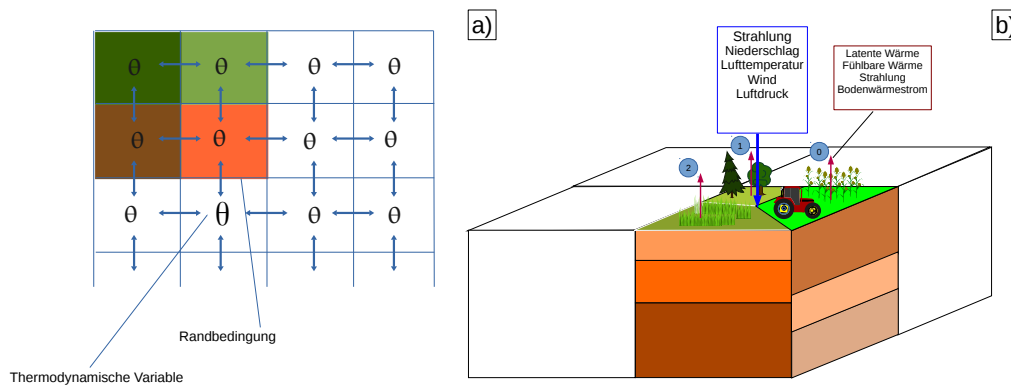


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Modellgitterstruktur und des Austauschprozesses zwischen Zellen (a) und Unterteilung eines Gitterpunktes in ein Mosaik (b), das mehrere Boden-Pflanze-Atmosphäre - Säulen enthält.

tum, Stickstoffumsatz usw. aufgeteilt. Die Hauptgruppen enthalten wiederum Untergruppen (hier: Interzeption, aktuelle Evaporation usw.). Eine neue Plugin Struktur ermöglicht es, das Modellsystem leichter zu erweitern und auch an Wettermodelle, Grundwassermodele, Transportmodelle (z. B. Pollentransport) und Ökonomiemodelle online (ohne Neukompilierung) zu koppeln. Im Expert-N 3.0 (Sperr und Priesack 1993) konnten mehrere Prozesse durch das Laden eines Plugins ersetzt werden. Im Expert-N 5.0 können beliebig viele Plugins geladen werden. Jedes Plugin kann zusätzliche Konfigurationsdateien enthalten, beliebige zusätzliche Ergebnisausgaben definieren, neue Modellgruppen oder Teilmodelle zur Verfügung stellen und Prozesse definieren die entweder innerhalb einer Boden-Pflanzen-Atmosphäre - Säule parallelisiert sind oder global zwischen diesen Säulen interagieren.

Zusätzlich zu den vorhandenen Modellen wurden weitere Pflanzenmodelle, z. B. das Hurley Pasture Model (HPM, Thornley (1998)), Blühphasenmodelle für Birken (Hauck 2014; Sofiev u. a. 2012), sowie die für den Austausch mit der Atmosphäre notwendigen Modellkomponenten, wie stündliche Evapotranspiration (Walter u. a. 2005) implementiert (siehe Tab.2.1). Viele Modelle wurden

Tabelle 2.1: Modelle, die mit dem Expert-N 5.0 gekoppelt wurden

Model name	Operation	Reference
Atmospheric Chemistry Observations (WRF - Chem)	angebunden und modifiziert (Pollentransport)	Grell u. a. (2005)
Mathematical Programming-based Multi-Agent Systems (MP-MAS)	Ökonomie- und Entscheidungsmodell	Troost und Berger (2014)
Weather Research and Forecasting Model (WRF)	Regionales Wetter- und Klimamodell	Skamarock u. a. (2008a)
OpenGeoSys (OGS)	Grundwassermodell	Delfs u. a. (2013) und Kolditz u. a. (2012)

für die Verwendung von kleinen Zeitschritten (kleiner als einer Stunde) optimiert. Aus dem Expert-N 3.0 wurden viele Teilmodelle (siehe auch Tab. 2.2) übernommen bzw. an die Rahmenbedingungen (kleine Zeitschritte, objektori-

entiert, parallelisiert, Ausgabe von Meldungen, Ergebnissen, etc.) angepasst, um mit dem neuen System kompatibel zu sein. Zusätzlich gibt es eine Reihe

Tabelle 2.2: Verfügbare und getestete Modelle im Expert-N 5.0

Model name	Operation	Reference
DAYCENT	Kohlenstoff- und Stickstoffumsatz	Parton u. a. (1998a)
LEACHM	Wasser und Stickstofftransport, Stickstoffumsatz, Pflanzen und LAI Entwicklung	Hutson und Wagenet 1992
HYDRUS	Wassertransport	Simunek u. a. (1998)
van Genuchten & Mualem	hydraulic functions	Genuchten (1980) und Mualem (1976)
Daisy	Wärmetransport, Wassertransport, Stickstoffumsatz	Hansen u. a. (1991a)
Feddes Root Model (FRM)	Wurzelwassertransport	Feddes u. a. (2001)
SPASS	Pflanzenwachstumsmodell (Kohlenstoffumsatz, LAI, Stickstoffumsatz, Atmung)	Heinlein u. a. (2017) und Wang (1997b)
CERES	Pflanzenwachstumsmodell (Kohlenstoffumsatz, LAI, Stickstoffumsatz, Atmung)	Hanks u. a. (1991)
TREEDYN	Pflanzenwachstumsmodell (Kohlenstoffumsatz, LAI, Stickstoffumsatz, Atmung)	Bossel (1996)
GECROS	Pflanzenwachstumsmodell (Kohlenstoffumsatz, LAI, Stickstoffumsatz, Atmung)	Yin und Laar (2005a)

neuer Modelle (siehe Tab. 2.3).

Übernommene Algorithmen, die in Modellen und Modulen verwendet werden, stammen von den bereits veröffentlichten Modellen z. B.: LEACHM (Hutson und Wagenet 1992), HYDRUS (Simunek u. a. 1998), N-SIM (Schaaf u. a. 1995), Modeling Plant and Soil (Horton u. a. 1991), NCSOIL (Nicolardot und Molina 1994), Hurley Pasture Model (Thornley 1998), Noah (Chen und Dudhia 2001c), CENTURY (Parton u. a. 1998a) and Daisy (Hansen u. a. 1991a).

2.2. Berechnung der Oberflächenenergiebilanz

Die Simulationen sind, wenn kein vertikaler Transport implementiert ist, eindimensional vertikal. Des Weiteren wird angenommen, dass die Simulationen die Feldskala repräsentieren. Es ist möglich, beliebige Boden-Pflanze-Atmosphäre

Tabelle 2.3: Neue Modellkomponenten im Expert-N 5.0

Model name	Operation	Reference
Hurley Pasture Model (HPM)	Pflanzenwachstumsmodell (Kohlenstoffumsatz, LAI, Wassertransport, Stickstoffumsatz, Atmung)	Fruth (2013), Klein u. a. (2017), Reimuth (2012) und Thornley (1998)
Blühphasenmodell	Temperatursummenmodell nach Sofiev	Hauck (2014) und Sofiev u. a. (2012)
Penman Monteith nach ASCE	Potentielle Evapotranspiration (stündlich)	Walter u. a. (2005)

- Säulen in einer gitterartigen Struktur anzuordnen. Das Gitter kann z. B. so konfiguriert werden, dass es sich bijektiv auf ein Arakawa-C - Gitter, welches vom WRF - Modell (Weather and Research Model, Skamarock u. a. (2008b)) verwendet wird, abgebildet werden kann. Zusätzlich ist es möglich, in jedem Gitterpunkt mehrere Boden-Pflanze-Atmosphäre - Säulen zu definieren. Dadurch kann die Heterogenität des Bodens und der Vegetation berücksichtigt werden. Es können z. B. die Oberflächenenergieflüsse anteilig durch die Verwendung des Mosaikansatzes (siehe Material und Methode, Abschnitt: 2.5.2) gemischt werden. Dies ist v. a im Falle der Kopplung von Expert-N mit einem Wettermodell sinnvoll.

2.2 Berechnung der Oberflächenenergiebilanz

Der folgende Abschnitt beschreibt, wie die Energieflüsse an der Landoberfläche in den in dieser Arbeit gezeigten Simulationen berechnet werden. Im Modell wird angenommen, dass die Energiebilanz geschlossen ist. Deshalb gilt folgende Formel:

$$R_n - G = H_s + L \quad (2.1)$$

Kapitel 2. Material und Methoden

wobei R_n (W/m^2) die Nettostrahlung, G (W/m^2) den Bodenwärmefluss, H_s (W/m^2) die fühlbare Wärme und L (W/m^2) die latente Wärme darstellt.

R_n ist der Nettobetrag der Strahlungsenergie, an der Grenzfläche zwischen Vegetation und der Atmosphäre und wird folgendermaßen berechnet:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (2.2)$$

dabei ist R_n die Differenz aus der kurzwelligen Nettostrahlung, R_{ns} (W/m^2), und der langwelligen Nettostrahlung, R_{nl} (W/m^2). R_{ns} (Gl. 2.3) ist der Teil der einfallenden Solarstrahlung, R_s (W/m^2), der nicht reflektiert wird:

$$R_{ns} = R_s - \alpha R_s \quad (2.3)$$

$\alpha \cdot R_s$ ist dabei der reflektierte Teil von R_s . Die Albedo, α (-), hängt vom Blattflächenindex, LAI (m^2/m^2), und dem volumetrischen Wassergehalt der ersten Bodenschicht, $\theta_{soil,1}$ (-), ab. R_{nl} kann mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnet werden. Es wurde von Brunt (Brunt 1932; Brunt 2011) in folgender Form abgeleitet:

$$R_{nl} = \sigma f_{cd} (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) T_K^4 \quad (2.4)$$

Die Formel besteht aus der Stefan-Boltzmann-Konstante, σ (W/K^4m^2), dem berechneten Bewölkungsgrad, f_{cd} (-), dem aktuellen Dampfdruck, e_a (kPa), und der bodennahen Lufttemperatur, T_K (K).

G (W/m^2), (Gl. 2.5) wird unter Berücksichtigung des LAI s aus R_n abgeschätzt. (Choudhury 1989; Choudhury u. a. 1987). Der Proportionalitätsfaktor unterscheidet sich zwischen Tag und Nacht. G wird folgendermaßen berechnet:

$$G = \begin{cases} 0,4 \exp(-0,5 \cdot LAI) R_n & \text{von Sonnenauf- bis Sonnenuntergang} \\ 2,0 \exp(-0,5 \cdot LAI) R_n & \text{nachts} \end{cases} \quad (2.5)$$

L wird durch

$$L = \frac{10^6}{3600} \rho_w L_{evap} \cdot ET_{act} \quad (2.6)$$

berechnet. L_{evap} (MJ/kg) ist der Verdampfungsfaktor (Allen u. a. 2006; Walter u. a. 2005), ρ_w (Mg/m^3) die Dichte von Wasser, $\frac{10^6}{3600}$ ($h \cdot J/s \cdot MJ$), ein

2.2. Berechnung der Oberflächenenergiebilanz

Umrechnungsfaktor und ET_{act} (mm/h) die aktuelle Evapotranspiration. Diese wird aus der Summe von aktueller Evaporation, E_{act} (mm/h), und Transpiration, T_{act} (mm/h), berechnet:

$$ET_{act} = E_{act} + T_{act} \quad (2.7)$$

Die Berechnung von ET_{act} basiert auf der stündlichen Berechnung der potentiellen Evapotranspiration, ET_{pot} (mm/h), nach Penman-Monteith (Monteith 1965, 1981):

$$ET_{pot} = 3600 \frac{\Delta(R_n - G) \cdot 10^{-6} + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right] \cdot \rho_w L_{evap}} \quad (2.8)$$

Dabei ist Δ (kPa/K) die temperaturabhängige Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve, γ (kPa/K) die Psychrometerkonstante, e_s (kPa) der Sättigungsdampfdruck und e_a (kPa) der aktuelle Dampfdruck. ρ_a (kg/m^3) und c_p (MJ/kgK) sind die mittlere Luftdichte und die spezifische Wärmekapazität von Luft. 3600 (s/h) und 10^{-6} (MJ/J) sind Umrechnungsfaktoren. r_a (s/m) ist der aerodynamische Widerstand und r_s (s/m) ist der Oberflächenwiderstand.

r_a wird folgendermaßen berechnet (Brutsaert 1982; Cheng und Brutsaert 2005):

$$r_a = \frac{\left[\ln \left(\frac{z_w - d_0}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_w - d_0}{L_{MO}} \right) \right] \cdot \left[\ln \left(\frac{z_w - d_0}{z_{0h}} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_w - d_0}{L_{MO}} \right) \right]}{k^2 u_z} \quad (2.9)$$

In die Rechnung gehen die Höhe der Windmessung, z_w (m), die Nullpunktverschiebung, d_0 (m), die Rauigkeitslänge der Wärmeenergie, z_{0h} (m), und des Momentums, z_{0m} (m), die Obukhov-Länge, L_{MO} (m), die Kármánzahl, k ($-$) und die Windgeschwindigkeit, u_z (m/s) in die Formel ein. Die Stabilitätsfunktionen Ψ_m ($-$) und Ψ_h ($-$) werden wie in Brutsaert (1982) und Chen u. a. (1997) beschrieben eingesetzt. Der Pflanzenoberflächenwiderstand, r_s (s/m), wird unter Benutzung der Stomataleitfähigkeit, g_s (m/s), und dem aktiven sonnenbeschienenen Pflanzenbedeckungsgrad, LAI_{act} (m^2/m^2), berechnet. Es wird angenommen, dass dieser $0,5 \cdot LAI$ ist.

$$r_s = \frac{1}{0,5 LAI \cdot g_s} \quad (2.10)$$

Kapitel 2. Material und Methoden

Um die potentielle Evaporation, E_{pot} (mm/h), zu berechnen, wird der Anteil des unbedeckten brachen Bodens mit ET_{pot} multipliziert:

$$E_{pot} = \exp(-k_{can} \cdot LAI) \cdot ET_{pot} \quad (2.11)$$

Der Pflanzenbedeckungsgrad ist durch $1 - \exp(-k_{can} \cdot LAI)$ gegeben (Raes u. a. 1986). k_{can} (m^2/m^2) ist der Pflanzenextinktionskoeffizient. Unter Zuhilfenahme der Pflanzenbedeckung kann die potentielle Transpiration, T_{pot} (mm/h), ausgerechnet werden:

$$T_{pot} = ET_{pot} - E_{act} \quad (2.12)$$

Für ein gegebenes $E_{pot,max}$ (mm/h) (Maximum an Wasser, das aus dem Boden verdunstet werden kann) und $E_{pot,max}$ (mm/h) (Maximum an Wasser, das von der Pflanze transpiriert werden kann), kann die Evaporation (E_{act}) und die Transpiration (T_{act}) mithilfe von Gl. 2.13 und Gl. 2.14 berechnet werden.

$$E_{act} = \min(E_{pot,max}, E_{pot}) \quad (2.13)$$

$$T_{act} = \min(W_{sh}, T_{pot}) \quad (2.14)$$

Die maximale Verdunstungsrate eines Pflanzentriebes, W_{sh} (mm/h), ist eine Funktion des relativen Wassergehalts des Pflanzentriebes, θ_{sh} (m^3/m^3) (Thornley 1998).

Der fühlbare Wärmefluss H_s wird aus dem Residuum der Wasserbilanzgleichung Gl. 2.1 berechnet:

$$H_s = H_{s,pot} + \frac{10^6}{3600} \rho_w L_{evap} \cdot (ET_{pot} - ET_{act}) \quad (2.15)$$

Der potentielle fühlbare Wärmefluss ($H_{s,pot}$) kann in eine ähnliche Form gebracht werden wie ET_{pot} (Gl. 2.8):

$$H_{s,pot} = \frac{\gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})(R_n - G) - 3600 \cdot \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\left[\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a}) \right]} \quad (2.16)$$

2.3 Eddy-Kovarianz Messungen

In dieser Arbeit werden simulierte latente und fühlbare Wärmeflüsse mit gemessenen Eddy-Kovarianz (EC) - Daten verglichen. Ziel der EC - Messung ist es die sog. Turbulenz der Luft zu charakterisieren. Die EC - Messmethode hat sich als Standardmethode zur Messung turbulenter Flüsse der Landoberfläche etabliert (Aubinet u. a. 1999; Baldocchi 2003; Baldocchi u. a. 1988). Unter atmosphärischer Turbulenz versteht man eine Besonderheit bei atmosphärischen Strömungen, die darin besteht, dass einzelne Luftkörper (Turbulenzwirbel) unregelmäßige und zufällige Bewegungen um einen mittleren Zustand ausführen. Die Turbulenzwirbel haben unterschiedliche Größenordnungen mit einer charakteristischen Ausdehnung von Bruchteilen eines Zentimeters bis Tausende von Kilometern und einer Lebensdauer von einer Sekunde bis mehreren Tagen (Foken 2003). Turbulenz lässt sich oft indirekt durch Wirbel beobachten, wenn sich Staub, Rauch oder andere Partikel in der Atmosphäre befinden. Die mathematische Beschreibung ist aufgrund der chaotischen Eigenschaften und des damit oft verbundenen nicht deterministischen Verhaltens nicht einfach. Daher wird bei deren Messung mit einer EC - Station auf statistische Methoden zurückgegriffen:

Ein turbulenter Fluss kann zu einem beliebigen Zeitpunkt t als Summe seines Mittelwertes \bar{a} und dessen Abweichung a' beschrieben werden (Reynoldszerlegung):

$$a = \bar{a} + a' \quad (2.17)$$

Das Mittel \bar{a} , verändert sich sehr langsam über die Zeit. Die Abweichung bzw. Fluktuation a' ist die turbulente Komponente und es gilt: $\overline{a'} = 0$. Die Varianz σ^2 von a ist folgendermaßen definiert:

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (a_i - \bar{a})^2 = \overline{a'a'} \quad (2.18)$$

Nimmt man eine zweite Größe $b = \bar{b} + b'$ hinzu, so lässt sich das Produkt der Durchschnitte (von a und b) folgendermaßen beschreiben:

$$\overline{ab} = \bar{a}\bar{b} + \overline{a'b'} \quad (2.19)$$

Der Term $\overline{a'b'}$ ist auch die Kovarianz ($cov(a, b)$) zwischen den Variablen:

$$cov(a, b) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b}) = \overline{a'b'} \quad (2.20)$$

Von Bedeutung für latente und fühlbare Wärme ist die vertikale Windgeschwindigkeit, w (m/s), die spezifische Feuchte, q (kg/kg) und die Temperatur, T_K (K). Werden diese Größen mittels einer EC - Station gemessen (Windgeschwindigkeit, Temperatur, spezifische Luftfeuchte) so können aus den Größen die latente und fühlbare Wärme (L, H_s) ausgerechnet werden. Dafür muss die Kovarianz aus der Windgeschwindigkeit mit der Luftfeuchte oder der Temperatur gebildet werden:

$$L = \rho_a \overline{q'w'} \quad (2.21)$$

bzw.

$$H_s = \rho_a c_p \overline{T'_K w'} \quad (2.22)$$

Hier ist ρ_a (kg/m^3) die Dichte der Luft und c_p ($J/(kgK)$) die spezifische Wärmekapazität der Luft.

2.4 Standortbeschreibung und Messwerte

2.4.1 Chamau

Standort und Messwerte

Der untersuchte Standort Chamau in der Schweiz wird intensiv mit Grasland bewirtschaftet (Abb. 2.3) und umfasst etwa 20 Gras- und Krautspezies in der Schweizer Tiefebene ($47^\circ 12' 37''$ N, $8^\circ 24' 38''$ E, 393 m ü. M.). Der Boden wurde als Braunerde klassifiziert und von Roth (2006) genauer beschrieben. Details der physikalischen Bodeneigenschaften, die für diese Arbeit relevant sind, werden in Tab. 2.11 gezeigt. Die Simulationsperiode des Experiments umfasst das gesamte Jahr 2006. Es erfolgte keine Düngung während dieser Wachstumsperiode. Um die Auswirkung des Pflanzenwachstums und des Managements auf die Oberflächenenergieflüsse zu untersuchen, werden in der Vegetationsperiode von Mai bis August zwei extreme klimatische Zeiträume analysiert: Der feuchte Monat Mai mit guten Wachstumsbedingungen und der heiße und trockene



Abbildung 2.3: Die Photos zeigen die EC - Station (a) und deren Umgebung (b) im Jahr 2006. Die Bilder wurden von Kristina Roth erstellt und wurden aus Roth (2006) entnommen.

Monat Juli. An folgenden Terminen im Jahr 2006 wurde das Gras geschnitten: 04.05., 09.06., 10.07., 05.09. und 19.10.2006. Die Schnitthöhe betrug 7 cm. Die Artenzusammensetzung, der Aufbau des Standorts, das experimentelle Design, sowie die Messungen der Biomasse und des Managements werden detailliert von Gilgen und Buchmann (2009), Roth (2006) und Zeeman u. a. (2010) beschrieben. Die für die Simulation relevanten Messungen (LAI, Bodenfeuchte, physikalische Bodenparameter) des Ökosystems werden genauso verwendet, wie sie unter Gilgen und Buchmann (2009)² und Roth (2006)³ beschrieben werden. Mikrometeorologische Daten werden in der Simulation in dreißigminütiger Auflösung benutzt. Energieflüsse wurden mithilfe der Eddy-Kovarianz (EC) - Methode gemessen. Ein Überblick über die verwendeten Messinstrumente wird in Tab. 2.4 gegeben. Weitere Details können der Beschreibung von Zeeman u. a. (2010) entnommen werden.

2.4.2 Scheyern

Standort und Messwerte

Die TERENO Forschungsplattform Scheyern befindet sich 40 km nördlich von München (48°29,4' N, 11°26' E, 479 m ü. M.). Klimatisch⁴ zeichnet sich das im Tertiärhügelland gelegene Versuchsgut durch einen Jahresdurchschnittsniederschlag von 804 mm und eine Jahresdurchschnittstemperatur von 7,4 °C aus

²Pflanzenvariablen und Bodenfeuchte

³Bodeneigenschaften

⁴30 Jahre Messung

Tabelle 2.4: Messgeräte der Forschungsstation Chamau

	Instrumente	Höhe
Wind (dreidimensionales Ultraschallanemometer)	Solent R3, Gill Instruments	2,41 m
H ₂ O (Open Path Infrarot Gasanalysator)	IRGA, Li-7500, Li-Cor	2,41 m
Lufttemperatur und relative Luftfeuchte	HydroClip S3, Rotronic AG	2 m
Photosynthetische Photonflussdichte	K&Z PARlite, Kipp & Zonen B.V.	2 m
Kurz- und langwellige Strahlung	CNR1 ventilated CNR1, Kipp & Zonen B.V.	2 m
Bodenfeuchte	ML2x, Delta-T Devices Ltd.	-0,5 m

(Sommer u. a. 2003). Eine Eddy-Kovarianz (EC) - Messstation wurde zwischen zwei Felder der Forschungsstation Scheyern platziert (Abb. 2.4), da diese Felder (einzeln betrachtet) die Voraussetzungen für EC - Messungen (homogenes und flaches Terrain) am ehesten erfüllen (Baldocchi 2003). Dennoch bietet diese

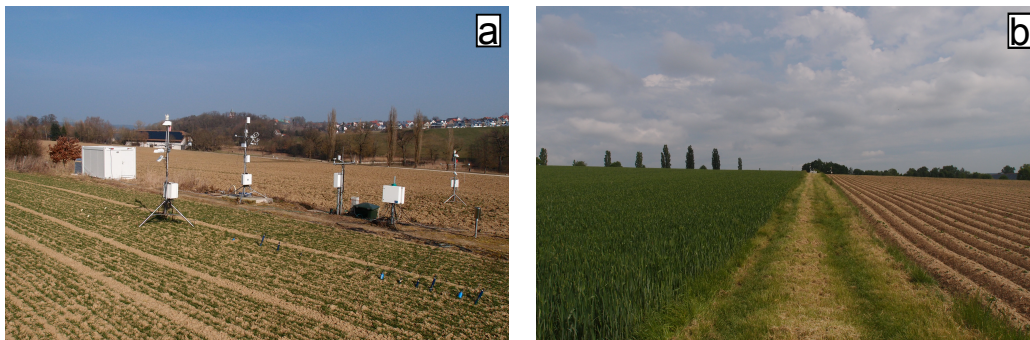


Abbildung 2.4: Die Photos zeigen die EC - Station zwischen den beiden Feldern in Scheyern: März 2014 (a) und Mai 2014 (b). Die Bilder wurden von Christoph Thieme erstellt.

Versuchsanordnung die Möglichkeit heterogene Landnutzung zu untersuchen. Durch die Platzierung der EC - Station ist es möglich, latente und fühlbare Wärme beider Felder abhängig von der Windrichtung und den atmosphärischen Luftströmungen zu messen. Beide Felder nehmen zusammen eine Größe von etwa 4 ha ein (Abb. 2.5). Die EC - Station besteht aus einem Ultraschallanemometer, einem Infrarot-Gasanalysator und einer Wetterstation. Zusätzlich wurden jeweils ein Strahlungsbilanzsensor und ein Bodenwärmeflussensor pro

2.4. Standortbeschreibung und Messwerte

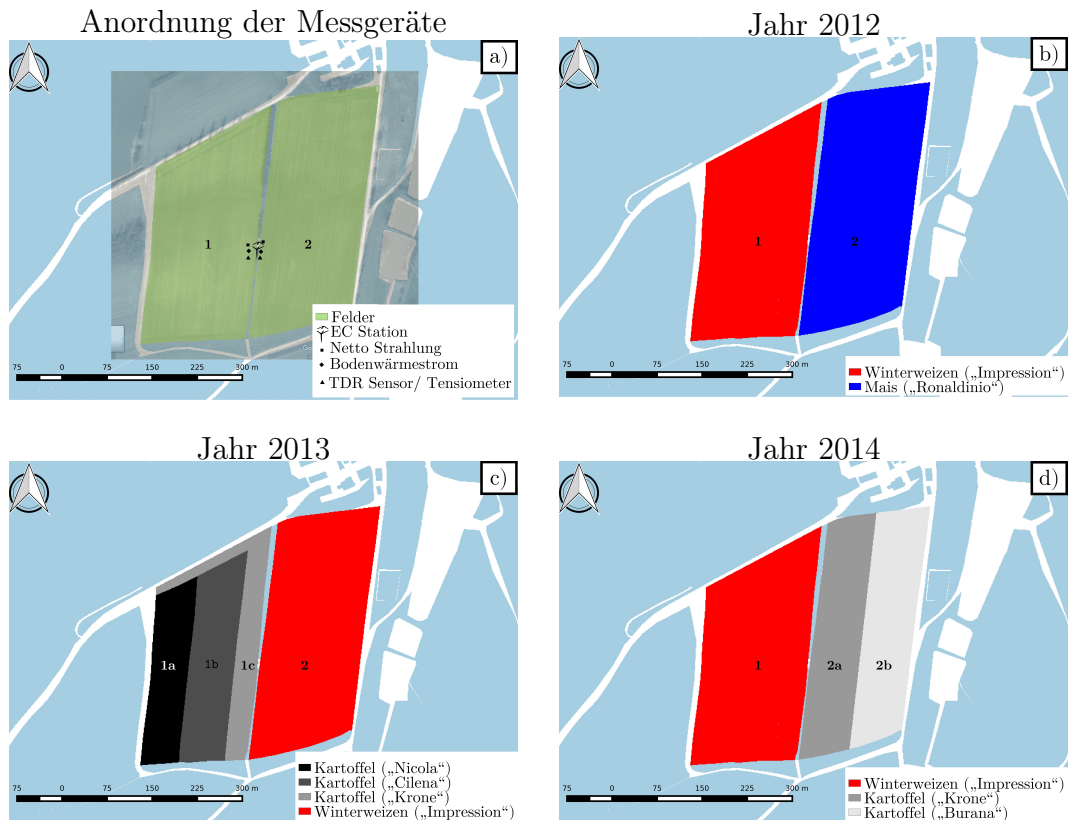


Abbildung 2.5: Übersicht, der zwei Felder, die im Falle vom Anbau von Kartoffeln weiter unterteilt sind: Anordnung der Messgeräte (a), Anbau der Feldfrüchte im Jahr 2012 (a), 2013 (b), 2014 (c).

Feld in etwa 10 m Abstand zur EC - Station verwendet. Tensiometer und TDR-Sonden wurden verwendet, um Saugspannungen im Boden und volumetrische Bodenwassergehalte zu messen. Tab. 2.5 gibt einen Überblick über die verschiedenen Messgeräte, ihre Lage kann aus Abb. 2.5 entnommen werden. Drei Vegetationsperioden werden simuliert. Die verwendeten Messwerte (Thieme 2017) umfassen den Zeitraum vom 2. Oktober 2011 bis 1. Oktober 2014. Die Simulation des Jahres 2012 dient in der Simulation zur Verbesserung und Ergänzung der Modellkalibrierung: Durch die Simulation der Vegetationsperiode 2012 können sich die internen Variablen des Modells (wie z. B. Stickstoffgehalte, Wassergehalte etc.) auf die klimatischen Bedingungen und die durch Bewirtschaftungsmaßnahmen eintretenden Veränderungen der Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte im Boden einstellen. Auf Feld 1 (gesamtes Feld) wurde in der Vegetationsperiode (2012) Winterweizen (*Triticum aestivum* „Impression“) und auf Feld 2 (gesamtes Feld) Mais (*Zea mays* „Ronaldinio“) angebaut.

Tabelle 2.5: Verwendete Messinstrumente in Scheyern

a) Messinstrumente, die zwischen den Feldern stehen:

Messgröße	Gerätebezeichnung	Höhe (m)
Windrichtung/ Windgeschwindigkeit	Ultraschallanemometer CSAT3	2,5
CO ₂ / H ₂ O - Gehalt	Gasanalysator LICOR-7500	2,5
Temperatur / Luftfeuchtigkeit	rft2	2

b) Messinstrumente, die auf jedem Feld stehen:

Messgröße	Gerätebezeichnung	Höhe (m)
Globalstrahlung	SPN1	2,5 m
Nettostrahlung	CNR1 (Kipp & Zonen)	1,4
Nettostrahlung	CM3 and CG3 (Kipp & Zonen)	1,4
Bodenwärmefluss	Huxeflux HFP01	-0,1/ -0,3/ -0,5
Saugspannung	Tensiometer TS1 (UMS)	-0,1/ -0,3/ -0,5
Wassergehalt	TDR Trime (UMS)	-0,1/ -0,3/ -0,5
	Logger (Campbell Scientific Ltd.) CR3000	

In der Vegetationsperiode 2013 wurden auf Feld 1 Kartoffeln (*solanum tuberosum*) und auf Feld 2 Winterweizen (*Triticum aestivum* „Impression“) angebaut. Dabei wurde das Kartoffelfeld (Feld 1) in drei Teilschläge unterteilt und mit verschiedenen Sorten bepflanzt (Teilschlag 1a: „Nicola“, Teilschlag 1b: „Cilena“ und Teilschlag 1c: „Krone“).

Im folgenden Jahr (2014) wurden die Feldfrüchte der Felder auf dem jeweils anderen Feld angebaut: Feld 1 wurde komplett mit Winterweizen (*Triticum aestivum* „Impression“) bepflanzt und Feld 2 mit Kartoffeln (*solanum tuberosum*). Das Kartoffelfeld (Feld 2) wurde durch Anbau der Sorten „Krone“ (Teilschlag 2a) und „Burana“ (Teilschlag 2b) in zwei Teilschläge unterteilt. Einen Überblick des Managements und der Bezeichnung der Felder wird in Tab. 2.6 gegeben.

Tabelle 2.6: Saat und Erntetermine der Felder 1 und 2 am Forschungsstandort Scheyern

Jahr	Feld	Modell	Feldfrucht	Sorte	Saat	Ernte
2012	1	T1a, T1b, T1c	Winterweizen	„Impression“	24 Okt. 2011	31 Jul. 2012
	2	T2a, T2b	Mais	„Ronaldinio“	28 Apr. 2012	18 Sep. 2012
2013	1a	T1a	Kartoffel	„Nicola“	29 Apr. 2013	28 Sep. 2013
	1b	T1b	Kartoffel	„Cilena“	29 Apr. 2013	24 Sep. 2013
	1c	T1c	Kartoffel	„Krone“	29 Apr. 2013	23 Sep. 2013
	2	T2a, T2b	Winterweizen	„Impression“	11 Okt. 2012	11 Aug. 2013
2014	1	T1a, T1b, T1c	Winterweizen	„Impression“	22 Okt. 2013	06 Aug. 2014
	2a	T2a	Kartoffel	„Krone“	18 Apr. 2014	18 Sep. 2014
	2b	T2b	Kartoffel	„Burana“	17 Apr. 2014	24 Sep. 2014

Berechnung der Energieflüsse und Footprints

Mithilfe der Software TK3 (Mauder und Foken 2011) wurden aus hochfrequenten EC - Daten (20 Hz) halbstündliche Energieflüsse (latente und fühlbare Wärme) aggregiert⁵. Die notwendigen Korrekturen werden von der Software durchgeführt (Moore-correction, WPL-correction, buoyancy correction, planar fit: siehe Foken und Wichura (1996)). Die Software errechnet auch Qualitäts-Flags für die turbulenten Flüsse. Diese werden gemäß den Empfehlungen des „CarboEurope-IP Spoleto Agreement“ erzeugt. Die Flüsse werden in drei Kategorien (0-2) unterteilt (Mauder u. a. 2013). Hierbei stellen Flüsse, die mit Flag 0 markiert sind, die höchste Qualität dar. Für diese Arbeit werden ausschließlich Flüsse, die mit Flag 0 markiert wurden, verwendet.

Die den Flüssen zugehörigen Footprints wurden vom Modell Kormann und Meixner berechnet (Kormann und Meixner 2001), das bereits in der TK3 Software integriert ist⁵.

⁵ Die EC - Daten wurden von Rolf Schilling und Christoph Thieme gemessen. Die Footprints und halbstündlichen Flussmessungen wurden von Christoph Thieme mithilfe der TK3 - Software prozessiert und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt (Thieme 2017).

Analyse der EC-Daten

Die EC - Daten (7721 halbstündliche Messwerte) standen für den Zeitraum vom 8. Mai 2013 bis 31. Juli 2014 zur Verfügung. Tab. 2.7 und Abb. 2.6 geben einen Überblick über die atmosphärische Stabilitätsverteilung des Footprints während dieser Zeit. Im Durchschnitt lagen 57% der Footprintfläche auf Feld 1

Tabelle 2.7: Verteilung des berechneten Footprints zwischen 08.05.2013 und 31.07.2014

Schichtung	Messwerte		Teilschlag					Feld		
	Anzahl	Anteil (%)	Anteil (%)					Anteil (%)		
			1a	1b	1c	2a	2b	1	2	Rest
gesamt	7721	100	3	17	36	25	3	57	28	15
neutral	2197	28	5	25	36	14	3	67	17	16
labil	3943	51	2	11	39	34	4	52	37	10
stabil	1581	20	5	21	29	15	3	55	17	28

und 28% der Footprintfläche auf Feld 2, das heißt 85% der Footprintfläche lagen in den beiden Feldern. Laut Göckede u. a. (2008) sind 80% der Fläche nötig, um als repräsentative Messung für ein Feld oder ein homogenes Gebiet zu gelten. Bei einer Unterteilung der Felder in die jeweiligen Teilschläge, fällt auf, dass der Hauptanteil der Footprintfläche von Feld 1 im Teilschlag 1b und 1c lag, bei Feld 2 in Teilschlag 2a (siehe Abb. 2.5 bzw. Tab. 2.7). Das heißt, dass die äußeren Bereiche der Felder einen sehr niedrigen Anteil (3% des Footprints) zum gemessenen Oberflächenfluss beitrugen. Insgesamt hatte folglich Feld 1 im Durchschnitt den größten prozentualen Anteil am Footprint (siehe Abb. 2.6 und Tab. 2.7). Allerdings muss bei der Analyse der Footprintverteilung auch auf die gemessenen Energiebeträge geachtet werden. Eine genauere Analyse erhält man, wenn die Footprintverteilungen nach atmosphärischen Stabilitätsregime stabil, labil und neutral unterteilt werden. Hierbei kann zum Beispiel gemäß Biermann u. a. (2014) klassifiziert werden: Stabil bedeutet, dass $z_w/L_{MO} > 0,0625$, neutral bedeutet, dass $0,625 > z_w/L_{MO} > -0,625$ und labil bedeutet, dass $z_w/L_{MO} < -0,625$. z_w/L_{MO} (m/m) wird allgemein als Stabilitätsparameter bezeichnet. Dieser ist aus der Messhöhe z_w (m) und der Obukhov Länge L_{MO} (m) zusammengesetzt, die den relativen

2.4. Standortbeschreibung und Messwerte

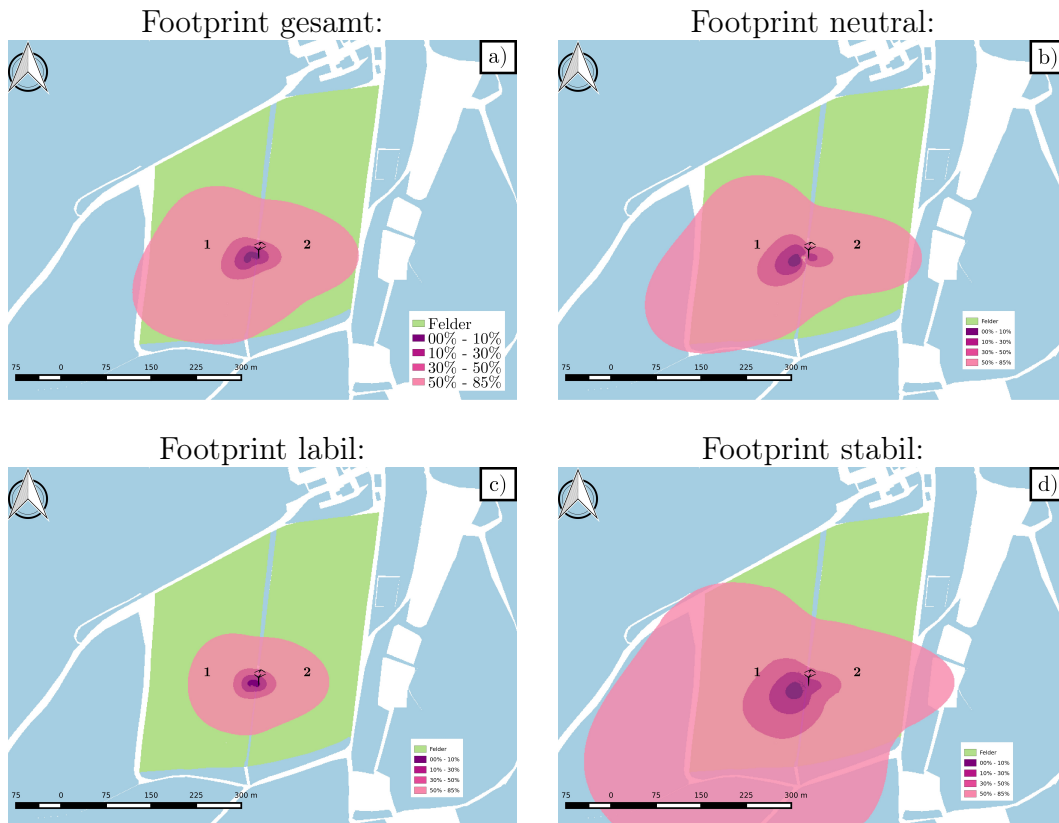


Abbildung 2.6: Räumliche Verteilung des berechneten Footprints zwischen dem 08.05.2013 und dem 31.07.2014: Durchschnitt aller verfügbarer Daten (a), Durchschnitt aller Daten unter der Atmosphärenklassifikation neutral (b), labil (c) und stabil (d).

Beitrag zur turbulenten kinetischen Energie des Auftriebs und der Schubkraft gibt (Guo 2010; Obukhov 1946; WEBB 1962). Laut der „Monin-Obukhov similarity theory“ kann L_{MO} als Stabilitätskriterium verwendet werden. Der Betrag von L_{MO} kann dabei als Höhe interpretiert werden, bei der die durch Auftrieb verursachte turbulente kinetische Energie gleich der Energie ist, die durch Windscherung produziert wird (Stull 1988).

Wie in Abb. 2.7 zu sehen ist, tritt der stabile Fall, bei dem der Footprint besonders groß ist (vergleiche mit Abb. 2.6), „fast“⁶ nur in der Nacht auf. Die Tagesenergie der stabilen Schichtung⁷ betrug weniger als 7% des gesamten 24 Stunden Tages. Der Footprint würde in dieser atmosphärischen Schichtung 72% der Fläche beider Felder bedecken. Da bei über 63% der durchschnittlichen Tagesenergie eine labile und bei fast 30% eine neutrale Schichtung auftraten

⁶zwischen 9 und 16 Uhr werden weniger als 5% der stabilen Messungen registriert

⁷gemeint ist die prozentuale verfügbare durchschnittliche Tagesenergie ($R_n + G$)

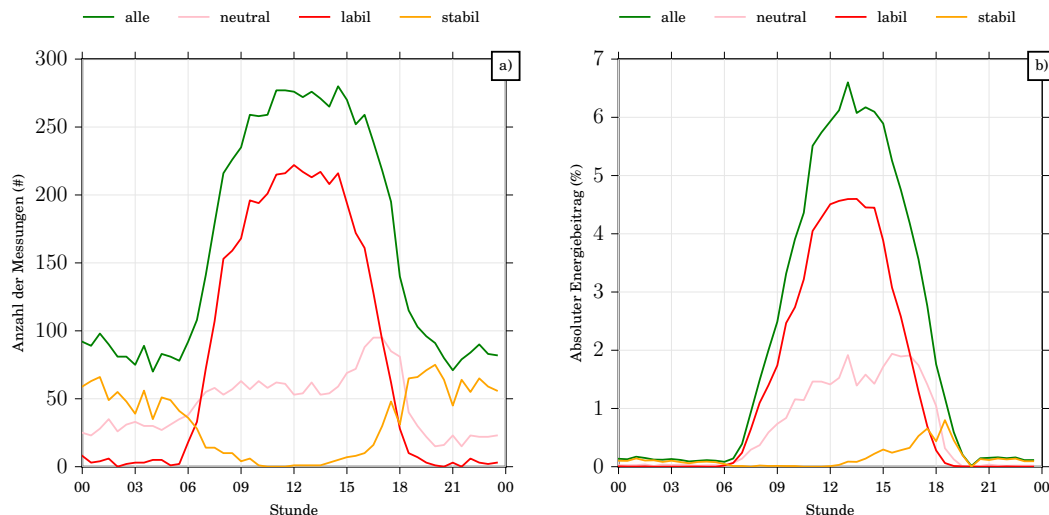


Abbildung 2.7: Atmosphärenstabilität des berechneten Footprints zwischen dem 08.05.2013 und dem 31.07.2014: Anzahl der Messungen (a), sowie der prozentuale Energiebetrag (b) für neutrale, labile und stabile Schichtungen ist auf die Tageszeit bezogen dargestellt. Energiebeitrag für den ganzen Tag: Neutral: 30%, stabil: 7%, labil: 63%.

und die Energien bei stabiler Schichtung gering waren, lassen sich die Beiträge der stabilen Schichtung vernachlässigen.

Speziell bei der labilen Schichtung, die v. a. tagsüber auftrat und die einen Hauptanteil zur Gesamttagenergie beitrug, lagen 90% der Footprintflächen in den beiden Feldern. Das Verhältnis, das die Footprintfläche zwischen beiden Feldern im Durchschnitt einnahm, lag zwischen Feld 1 und 2 Feld 2 bei etwa 3 zu 2.

Energiebilanzkorrektur

Um die Funktionalität einer EC - Station zu überprüfen, wird empfohlen die Schließung der Energiebilanz zu prüfen (Aubinet u. a. 1999; Wilson u. a. 2002): Für die Energiebilanzschließung wird zunächst die verfügbare Energie für Feld 1 und Feld 2 separat berechnet. Daraus wird die gesamte verfügbare Energie durch Gewichtung mit dem errechneten Footprint für beide Felder ermittelt:

$$R_n + G = \sum_{i=1}^N n_i (R_{n,i} + G_i) \quad (2.23)$$

Hierbei stellt $R_n + G$ die gesamte verfügbare Energie dar. Die verfügbare Energie $R_{n,i} + G_i$ bezieht sich auf das jeweilige Feld i und die Gewichtung n_i , die aus dem Footprint berechnet wird, wird wie in Gl. 2.33 (Material und Methoden: Abschnitt 2.5.2) definiert verwendet. Die Energiebilanzschließung, EBC (%), wird – wie von Aubinet u. a. (1999) und Wilson u. a. (2002) vorgeschlagen – als Quotient der Summen aus gemessener verfügbarer Energie und gemessenen latenten (L_o) und fühlbaren Wärmeflüssen ($H_{s,o}$) generiert⁸ und wird daher folgendermaßen berechnet:

$$EBC = 100 \cdot \frac{-\sum(L_o + H_{s,o})}{\sum(R_n + G)} \quad (2.24)$$

Für die Energiebilanzschließung wurden diejenigen Messwerte im Simulationszeitraum verwendet, bei denen alle Messgrößen zur Verfügung standen. Die Energiebilanzschließung betrug 80%. Das ist verglichen mit anderen Standorten ein durchschnittlicher Wert (Wilson u. a. 2002).

Kracher u. a. (2009) empfehlen die Messwerte zu korrigieren und dadurch die Energiebilanz zu schließen. Daher wurde die „Buoyancy Closure“, die von Charuchittipan u. a. (2014) empfohlen wird, für die Messdaten verwendet. Der Auftriebsstrom der Luft, Q_{HB} (W/m^2) ist analog zur fühlbaren Wärme definiert, verwendet allerdings die virtuelle Temperatur $T_v = T_K(1 + 0,61q)$, bei der die Lufttemperatur, T_K (K), mit der spezifischen Luftfeuchte, q (kg/kg), ergänzt wird. Unter Verwendung der Reynolds'schen Zerlegung erhält man näherungsweise:

$$Q_{HB} = H_{s,o} \cdot (1 + 0,61 \cdot T_K) \frac{c_p}{L_{evap} \cdot B_o} \quad (2.25)$$

L_{evap} (J/kg) ist dabei der Verdampfungsfaktor und c_p ($J/(kgK)$) die spezifische Wärmekapazität der Luft. B_o ist das Bowenverhältnis und ist durch den Quotienten von fühlbarer zu latenter Wärme ($B_o = H/L$) definiert.

Im „Buoyancy Closure“ - Ansatz wird das Residuum zwischen latenter und fühlbarer Wärme aufgeteilt:

$$H_s = H_{s,o} + f_{HB} \cdot R_{es} \quad (2.26)$$

⁸In diesem Abschnitt werden die gemessenen latenten und fühlbaren Wärmeflüsse mit L_o und $H_{s,o}$ bezeichnet, die korrigierten Flüsse mit L und H_s .

$$L = L_o + (1 - f_{HB}) \cdot R_{es} \quad (2.27)$$

mit $f_{HB} = H_{s,o}/Q_{HB}$.

R_{es} (W/m^2) stellt das Residuum der Energiebilanz dar. Durch Kombination der Gleichungen, lässt sich B_o ermitteln und die Energiebilanzkorrektur analytisch berechnen⁹.

Zum Teil mussten kleine Lücken in den Zeitreihen des Bodenwärmeflusses (G) und der Strahlung (R_n) mit modellierten Werten gefüllt werden. Diese Prozedur war notwendig, um eine kontinuierlich geschlossene Energiebilanz zu garantieren und eine konsistente Evaluation der Simulationen zu ermöglichen. Da die gemessenen R_n - und G - Werte gut zu den simulierten Werten passten (NSE $\approx 0,9$) ist davon auszugehen, dass diese Methode zu rechtfertigen ist. Das Schließen der Lücken war hauptsächlich im Jahr 2013 notwendig.

2.5 Modellansätze und Parameter

2.5.1 Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

Das Grasland - Modell

Eine neu in das Expert-N - Modellsystem aufgenommene Komponente stellt das Hurley Pasture Model (HPM) dar, mit welchem es möglich ist Weideland zu simulieren (Thornley 1998, 2001; Thornley und Cannell 1997). Folgende Teile des HPMs von Thornley 1998 wurden in das Expert-N - Modellsystem aufgenommen: Wachstum von Biomasse, Kohlenstoff- und Stickstoffumsatz der Pflanze, Wasserkreislauf in der Pflanze, Wurzelwachstum, Stickstoffaufnahme, Transpiration, Photosynthese, Tierhaltung, Grasschnitt. Die Teilmodelle Tierhaltung und Grasschnitt sind optional und sind für ein Funktionieren des Graslandmodells nicht notwendig. Das Teilmodell für die Stickstoff- und Wasser-aufnahme der Wurzel kann alternativ auch wie in Feddes (Feddes u. a. 2001)

⁹Die analytische Lösung gilt nur für positive L - und H_s - Werte. Daher wird bei negativen Werten (v. a. nachts) keine Korrektur durchgeführt.

berechnet werden. Im Modell werden verschiedene Pools unterschieden. So gibt es z. B. Pools für den stationären Kohlen- und Stickstoff, den flüssigen Kohlen- und Stickstoff, den LAI , den Wassergehalt, das Wasserpotential in der Pflanze usw. Diese Pools stehen meistens für verschiedene Teile der Pflanze wie Wurzel, Stängel oder Blätter zur Verfügung und interagieren untereinander. Eine für die in der vorliegenden Arbeit wichtige Größe stellt der LAI - Pool dar, der deswegen exemplarisch erklärt wird. Andere wichtige Größen können in der Dokumentation von Thornley (Thornley 1998) nachgelesen werden. Im Modell wird der LAI in vier Altersklassen unterteilt (Thornley 1998). Der gesamte LAI bildet die Summe der LAI s jeder Klasse (Gl. 2.28):

$$LAI = \sum_{i=1}^4 LAI^i \quad (2.28)$$

Jede LAI - Klasse (LAI^i) wird in einem unabhängigen Pool berechnet (Gl. 2.29):

$$\frac{dLAI^i}{dt} = I_{LAI}^i + k_{turn}LAI^i - k_{deg}LAI^i - O_{LAI}^i \quad (2.29)$$

$$\text{mit } \begin{cases} I_{LAI}^{i=1} = \nu f_{lam} G_{sh} \\ I_{LAI}^{i \neq 1} = k_{turn} LAI^{i-1} \end{cases}$$

$$\text{und } O_{LAI}^i = O_{LAI,an}^i + O_{LAI,hv}^i$$

Jede Gleichung der Pools mit dem Index (i) besteht aus vier Ausdrücken. Die Eingangsrate I_{LAI}^i ($m^2/(m^2 \cdot day)$) stellt dabei den Input in jeder Gleichung dar. I_{LAI}^1 ist das Produkt von der spezifischen Blattfläche ν (m^2/kg), der Anteil an der Gesamtblattfläche f_{lam} ($-$) und der aktuellen Wachstumsrate des Sprosses, G_{sh} ($kg/(m^2 \cdot day)$). Dagegen ist für die Gleichung, bei der $i \neq 1$ ist, der LAI - Fluss ($I_{LAI}^{i \neq 1}$) von der jeweiligen jüngeren LAI - Klasse ($i-1$) abhängig. Der Fluss wird über die Umsatzrate k_{turn} ($1/day$) berücksichtigt. Krankheiten und Verfall werden über die Degenerationsrate k_{deg} ($1/day$) geregelt. Ist das Weidemodul aktiviert, wird der LAI noch zusätzlich durch $O_{LAI,an}^i$ ($m/m \cdot day$) und bei aktiviertem Grasschnitt durch $O_{LAI,hv}^i$ ($m/m \cdot day$) reduziert.

Eine weitere wichtige Größe stellt die stomatare Leitfähigkeit, g_s (m/s), dar.

Sie wird durch eine lineare Funktion errechnet, die vom relativen Wassergehalt des Sprosslings, θ_{sh} (m^3/m^3), abhängt:

$$g_s = \begin{cases} g_{s,min} & \text{falls } (\theta \leq \theta_{gs,min} \text{ oder } R_p = 0) \\ g_{s,min} + \frac{(\theta_{sh} - \theta_{gs,min})(g_{s,max} - g_{s,min})}{g_{s,max} - g_{s,min}} & \text{falls } (\theta_{gs,min} < \theta_{sh} \leq \theta_{gs,max} \text{ und } R_p > 0) \\ g_{s,max} & \text{falls } (\theta_{sh} \geq \theta_{gs,max} \text{ und } R_p > 0) \end{cases} \quad (2.30)$$

Die lineare Funktion g_s wird durch eine vorgegebene minimale, $g_{s,min}$ (m/s), und maximale, $g_{s,max}$ (m/s), Leitfähigkeit begrenzt, die sich durch die Grenzwerte $\theta_{gs,min}$ (m^3/m^3) und $\theta_{gs,max}$ (m^3/m^3) ergeben. Die Gleichung berücksichtigt außerdem den Tag- und Nachtzyklus. Bei Nacht ist die photosynthetisch aktive Strahlung R_p (MJ/m^2day) Null. Dies führt dazu, dass g_s dann den Wert $g_{s,min}$ annimmt. Zur Abschätzung der Pflanzenhöhe wird im HPM angenommen, dass diese proportional zum LAI ist ($h_{can} \propto LAI$). Dabei wird im Falle der Simulation von Grasschnitten die oberirdische Biomasse und der LAI entsprechend der Schnitthöhe reduziert. Deshalb beeinflusst der Schnitt die aktuelle Transpiration und verändert damit das Verhältnis von latenter zu fühlbarer Wärme.

Die Wurzelwasseraufnahme kann im HPM auch mit dem Feddes-Wurzelmodell (Feddes u. a. 2001) berechnet werden. In diesem Modell wird die Wurzelbiomasseverteilung mit zunehmender Bodentiefe exponentiell abnehmend angenommen.

Model - Konfiguration

In dieser Arbeit wird das neu entwickelte Expert-N 5.0 mit dem Landoberflächenmodell (LSM) Noah verglichen. Es soll überprüft werden, ob sich das ins Expert-N implementierte Pflanzenmodell HPM dazu eignet Oberflächenenergieflüsse zu berechnen. Das Noah - LSM wurde ursprünglich dafür entwickelt die untere Randbedingung für das regionale Wetter- und Klimavorhersagemodell WRF zu berechnen (Skamarock u. a. 2008a). Daher ist es gut als Referenzmodell für neue LSMs geeignet.

Das Noah ist im Vergleich zum Expert-N ein Modell, bei dem der Pflanzen - LAI mithilfe tabellarischer Werte interpoliert wird. Es enthält daher kein dy-

namisches Pflanzenwachstumsmodell. Außerdem werden im Noah Böden mit einer Tiefe von 2 m simuliert und können nicht in Bodenhorizonte unterteilt werden.

In dieser Versuchsreihe wird das Modell Noah (Modell I) mit vier unterschiedlichen Konfigurationen des Modells Expert-N (Modell II-V) verglichen:

Modell I: Das Noah wird wie es in Chen und Dudhia (2001a), Chen u. a. (1996, 1997), Ek u. a. (2003) und Koren u. a. (1999) dokumentiert ist ohne weitere Modifikationen angewendet. Das Modell verwendet Look-Up - Tabellen für die Konfiguration der Pflanze und des Bodens. Hier wird für die Landnutzung der Typ „grassland“ und für den Boden der Typ „loam“ (Miller und White 1998) gewählt, weil er dem Boden wie er von Roth (2006) beschrieben wurde am ähnlichsten ist. Der Blattflächenindex (*LAI*) wird im Noah mit zwölf Werten angegeben (ein Wert pro Monat, der in der Tabelle stehende Wert entspricht dem 15. jedes Monats). Diese Werte werden linear interpoliert, um Tageswerte zu errechnen. Die Tabelle wurde kalibriert, so dass die Messwerte bestmöglich getroffen werden. Die Messwerte wurden Gilgen und Buchmann (2009) entnommen. Das 200 cm tiefe Bodenprofil besteht aus vier Horizonten, die die gleichen Bodeneigenschaften besitzen. Die Standarddurchwurzelungstiefe für „grassland“ beträgt 100 cm.

Modell II: In dieser Expert-N Konfiguration werden die Parameter vom Noah Bodentyp „loam“ auf das Modellsystem übertragen und dadurch die Bodenbeschreibung vom Modell Noah nachgeahmt. Im Bodenprofil werden 40 numerische Schichten mit identischen Bodeneigenschaften angenommen. Die Bodentexturen entsprechen der Angabe in der State Soil Geographic Database (STATSGO) (Miller und White 1998).

Die hydraulischen Bodeneigenschaften wurden mit der Software Rosetta abgeschätzt (Schaap u. a. 2001). Werte für organische Substanz, Steingehalt und pH-Werte werden entsprechend der Messungen von Roth (2006) verwendet (siehe Tab. 2.11).

Im Gegensatz zum Modell Noah wird das Graswachstum mit dem im Expert-N implementierten Hurley Pasture Modell (HPM) simuliert. Durch das verwendete Management wird die Grashöhe und -biomasse durch Grasschnitt reduziert (Termine: siehe Material und Methoden, Abschnitt 2.4.1).

Modelle III-V: In diesen Modellen wird für die Expert-N - Konfiguration eine

Kapitel 2. Material und Methoden

Bodenbeschreibung verwendet, wie sie in Roth (2006) dokumentiert ist. Dabei wird eine Profiltiefe von 130 cm und fünf Horizonten mit 26 äquidistanten numerischen Bodenschichten verwendet. Hydraulische Eigenschaften wurden mithilfe der Rosetta Software (Tab. 2.11) abgeleitet. Graslandwachstum wird mit dem HPM als Teilmodell im Expert-N für die Vegetation berechnet. Unter Benutzung dieser Grundlagen wurden drei Konfigurationen erstellt, um die Einflüsse von Erntemanagement und verschiedenen Wurzeltiefen auf die Oberflächenenergieflüsse zu überprüfen. Die Berechnung der Oberflächenenergien wird wie in Kapitel 2.2 beschrieben berechnet.

Modell III: Die Durchwurzelungstiefe ist auf 130 cm beschränkt. Erntemanagement ist deaktiviert.

Modell IV: Die Durchwurzelungstiefe ist auf 30 cm beschränkt. Erntemanagement ist aktiviert.

Modell V: Die Durchwurzelungstiefe ist auf 130 cm beschränkt. Erntemanagement ist aktiviert.

Ein Überblick über die Modelle I-V wird in Tab. 2.9 gegeben. Die Auswahl der verschiedenen Modellkombinationen von Modell II-V werden in Tab. 2.8 gezeigt. In den Modellen II-V wird das HPM mit den Originalparametern ver-

Tabelle 2.8: Modellauswahl von der Expert-N Simulation in Chamau

Modellname	Prozess	Referenz
DAYCENT	Boden: Kohlenstoff-, Stickstoffumsatz	Parton u. a. (1998b)
LEACHM	Boden: Stickstofftransport	Hutson und Wagenet (1992)
HYDRUS	Boden: Wassertransport	Simunek u. a. (1998)
van Genuchten & Mualem	Hydraulische Funktionen	Genuchten (1980) und Mualem (1976)
Daisy	Boden: Wärmetransport	Hansen u. a. (1991b)
Hurley Pasture Model (HPM)	Pflanzenwachstumsmodell	Thornley (1998, 2001) und Thornley und Cannell (1997)
Feddes Root Model (FRM)	Wasseraufnahme durch die Wurzel	Feddes u. a. (2001)

wendet, wie sie in (Thornley 1998) dokumentiert sind. Kleine Veränderungen mussten allerdings vorgenommen werden, um die Artenzusammensetzung des

2.5. Modellansätze und Parameter

Standorts zu berücksichtigen und damit ein realistisches Graswachstum im Modell zu ermöglichen (vergleiche auch Tab. 2.10). Alle Modelle werden ohne weitergehende Kalibrierung verwendet.

Tabelle 2.9: Überblick über die Hauptunterschiede der fünf Ansätze der Landoberflächenmodelle

Modellname	Anzahl der Schichten	Horizonte	Durchwurzelungstiefe (cm)	Profiltiefe (cm)	Erntemanagement
I	4	1	100	200	nein ^a
II	40	1	100	200	ja
III	26	5	130	130	nein
IV	26	5	30	130	ja
V	26	5	130	130	ja

^a interpolierte gemessene LAI Werte

Tabelle 2.10: Parameter des HPM^a

Beschreibung des Parameters (Einheit)	Wert	Referenz
maximale stomatäre Leitfähigkeit ($m/s \cdot 1/m^2 \cdot \text{leaf}$)	0,010 (0,005)	Kelliher u. a. (1995), Monteith (1993) und Schulze (1994)
Proportionalitätsfaktor bzgl. <i>LAI</i> zu Pflanzenhöhe ($m/(m^2 \cdot \text{leaf}/m^2 \cdot \text{ground})$)	0,15 (0,026)	aus den Messdaten ermittelt
Umwandlungsfaktor um aus dem Ertrag die Wachstumsrate auszurechnen (-)	0,78 (0,75)	Amthor (2000)
Blattpartitionierungsfaktor (-)	0,83 (0,7)	Robson (1973)
Michaelis - Menten - Konstante für Stickstoffaufnahme ($kg N/m^2$)	0,002 (0,003)	Alt (2000) und Peuke u. a. (1996)
Stickstoff - Inhibierungsparameter für die Aufnahme von Stickstoff ($kgN \cdot \text{substrate DM}/kg \cdot \text{structural DM}$)	0,01 (0,005)	Thornley (1998) ^b

^a Die Originalwerte aus Thornley (1998, 2001) sind in runden Klammern angegeben. Die 324 verbleibenden Parameter des Pflanzenmodells können aus Thornley (1998, 2001) entnommen werden.

^b kalibriert, um die richtigen C- und N- Konzentrationen im Boden und im Pflanzensubstrat zu gewährleisten

Tabelle 2.11: Beschreibung der physikalischen Bodenparameter für die Modelle II-V

Model	II ^a	III-V ^b				
Horizont	–	A_h	B_v	G_o	G_r	elC_v
Mächtigkeit (<i>cm</i>)	200	15	20	25	20	50
Numerische Schichtanzahl (–)	40	3	4	5	4	10
Ton (%)	18,0	24,5	24,5	25,6	17,2	17,2
Schluff (%)	39,0	50,2	50,9	24,3	20,5	20,5
Sand (%)	43,0	25,4	25,4	24,6	50,1	62,3
Lagerungsdichte (g/cm^3)	1,39	1,11	1,33	1,57	1,57	1,57
Porosität (%)	47,7	50,8	41,15	30,53	30,53	30,53
Feldkapazität (%)	38,3	45,8	41,8	30,9	22,1	17,4
Welkepunkt (%)	8,4	15,9	16,9	16,4	8,7	8,14
Gesättigte Leitfähigkeit (mm/d)	242,8	210	210	100	130	130
Organische Substanz (%)	1,98	7,0	3,0	0,5	0,3	0,1
Steingehalt (%)	0,0	0,7	0,9	45,0	55,0	60,0
pH (–)	6,2	5,3	5,2	6,9	7,3	7,8

^a nach Cosby u. a. (1984) für den Bodentyp „loam“

^b nach Roth (2006)

2.5.2 Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

Vegetationsmodell SPASS und Evapotranspiration

Die Pflanzenentwicklung und Wachstumsprozesse werden für den Standort Scheyern mit dem Expert-N - Teilmodell SPASS, einem Wachstumsmodell für Ackerpflanzenbestände simuliert. Es beinhaltet Module für Phänologieentwicklung, Photosynthese, Atmung, Assimilatverteilung, Wachstum von Biomasse, Entwicklung von Blättern, Stängeln und Wurzeln, Seneszenz der Pflanze so-

wie Wasser- und Stickstoffaufnahme. Weitere Details des Modells wurden von Biernath u. a. (2013), Gayler u. a. (2002) und Wang (1997b) dokumentiert. Das original SPASS (Wang und Engel 2000) benutzte Tageszeitschritte. Das im Expert-N 5.0 verwendete Teilmodell wurde von Florian Heinlein so verändert, dass es mit hoch aufgelösten Wetterdaten umgehen kann. Somit kann es den Kohlenstoffumsatz, Wasserentzug und Transpiration in kleinen Zeitschritten simulieren und auf hoch aufgelöste Klimadaten reagieren (Heinlein u. a. 2017). Somit entspricht es den Anforderungen an ein LSM bezüglich der Simulation des Wasser- und Energietransportes an der Landoberfläche (Heinlein u. a. 2017).

Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration wird für die Simulationen in Scheyern der stündliche Penman Monteith ASCE wie er in Walter u. a. (2005) dokumentiert wird verwendet¹⁰. Im Penman Monteith ASCE - Ansatz wird die Referenzverdunstung eines 0,12 m hohen Grasbestandes berechnet:

$$ET_{pot} = k_c \cdot 3600 \frac{\Delta(R_n - G) \cdot 10^{-6} + \gamma \frac{C_n}{T_K} (e_s - e_a)}{[\Delta + \gamma(1 + C_d u_z)] \cdot \rho_w L_{evap}} \quad (2.31)$$

In der Gleichung ist Δ (kPa/K) die temperaturabhängige Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve, γ (kPa/K) ist die Psychrometerkonstante, e_s (kPa) ist der Sättigungsdampfdruck, e_a (kPa) ist der aktuelle Dampfdruck und T_K (K) ist die Lufttemperatur in 2 m Höhe. C_n ($K \cdot mm/(s^3 \cdot Mg \cdot h)$) ist die Numerator- und C_d (s/m) die Denominatorkonstante:

$C_n = 37 K \cdot mm/(s^3 \cdot Mg \cdot h)$ bzw. $C_d = 0,24 s/m$ zwischen Sonnenauf- und Sonnenuntergang oder $C_d = 0,96 s/m$ bei Nacht.

Die Werte 3600 (s/h) und 10^{-6} (MJ/J) sind Umrechnungsfaktoren. Des Weiteren geht die Windgeschwindigkeit, u_z (m/s), in 2 m Höhe ein. Die Dichte von Wasser, ρ_w (Mg/m^3), und der Verdampfungsfaktor, L_{evap} (MJ/kg) sind Konstanten. Wie von der FAO empfohlen wird, wird die Evapotranspiration mit dem k_c - Faktor („Single crop coefficient“) gewichtet (Allen u. a. 1998). Dieser ist abhängig vom phänologischen Entwicklungsstadium der Feldfrucht und der Pflanzenart (Allen u. a. 1998).

¹⁰Zur Berechnung der Oberflächenenergien wird analog wie in Kapitel 2.2 beschrieben vorgegangen.

Einen Gesamtüberblick über die verwendeten Teilmodelle des Expert-N für die Simulation in Scheyern gibt Tab. 2.12.

Tabelle 2.12: Modellkonfiguration für die Simulation in Scheyern

Modellname	Prozess	Referenz
Penman Monteith ASCE	Potentielle Evapotranspiration	Walter u. a. (2005)
LEACHM	Boden: Kohlenstoff-, Stickstoffumsatz, Stickstofftransport	Hutson und Wagenet (1992)
HYDRUS	Boden: Wassertransport	Simunek u. a. (1998)
van Genuchten & Mualem	Hydraulische Funktionen	Genuchten (1980) und Mualem (1976)
Daisy	Boden: Wärmefluss	Hansen u. a. (1991b)
SPASS	Pflanzenwachstumsmodell	Gayler u. a. (2002) und Wang und Engel (1998, 2000)

Mosaikansatz

Die Energieflüsse der Felder werden in den Simulationen (Modellansätze M , M_1 , M_2 , $M_{1a,b,c}$ und $M_{2a,b}$: siehe nächster Abschnitt: Modell - Konfiguration) mit einem sog. Mosaikansatz kombiniert, der in ähnlicher Weise z. B. von Biermann u. a. (2014), Kirschbaum u. a. (2015) und Koster und Suarez (1992) verwendet wird. Bei dem hier verwendeten Ansatz wird der gesamte modellierte Fluss $F(\frac{W}{m^2})$ als Linearkombination der einzelnen modellierten Flüsse, $F_i(\frac{W}{m^2})$ jedes einzelnen Teilschlags oder Feldes (i) berechnet. Die Flüsse F_i werden dabei mit einem Faktor, $n_i(-)$, gewichtet:

$$F = \sum_{i=1}^N n_i \cdot F_i \quad (2.32)$$

Der Gewichtungsfaktor n_i wird folgendermaßen berechnet:

$$n_i = \frac{1}{\sum_{i=1}^N \Phi_i} \cdot \Phi_i \quad (2.33)$$

Φ_i ist der Anteil des Flusses von einem Feld oder Teilschlag, der vom Sensor gemessen (bzw. „gesehen“) wird (bezogen auf den gesamten berechneten Footprint). Φ_i errechnet sich durch das Flächenintegral (x, y : horizontale Fläche des Feldes oder Teilschlags) über die Footprint - Verteilungsfunktion $\Phi(x, y)$:

$$\Phi_i = \int_{\text{Fläche von Feld } i} \Phi(x, y) dx dy \quad (2.34)$$

Die Footprint - Verteilungsfunktion $\Phi(x, y)$ wird mithilfe des Modells Kormann und Meixner berechnet (Kormann und Meixner 2001).

Modell - Konfiguration

Die Simulation wurde ohne Neuinitialisierung über den gesamten Zeitraum vom 2. Oktober 2011 bis zum 1. Oktober 2014 ausgeführt. Die Zeitspanne beinhaltet drei Vegetationsperioden. Dabei werden verschiedene Feldfrüchte im Rahmen von Fruchtwechselwirtschaft simuliert. Die fünf Teilschläge (Tab. 2.6, Abb. 2.5) werden mithilfe von fünf Expert-N Boden-Planze-Atmosphäre - Säulen modelliert. Die relativen Anteile der simulierten Energieflüsse werden entweder aufsummiert und dann analysiert oder die Einzelfeldsimulationen werden direkt ausgewertet. Die Einzelteilschlagsimulationen **Modell T1a**, **Modell T1b** und **Modell T1c** lassen sich den Teilschlägen 1a, 1b und 1c auf Feld 1 zuordnen. **Modell T2a** und **Modell T2b** simulieren jeweils Teilschlag 2a und 2b auf Feld 2.

Die aus den Teilschlagsimulationen kombinierten Oberflächenenergieflüsse werden entweder mithilfe des Mosaikansatzes durch Summieren der gewichteten simulierten Einzelteilschlagssimulationenenergieflüsse berechnet (siehe Mosaikansatz in Kapitel 2.5.2) oder es wird der durchschnittliche Fluss der Teilschläge eines Feldes berechnet.

Folgende Modellansätze werden analysiert:

- **T1a, T1b, T1c bzw. T2a, T2b:** Es werden jeweils die einzelnen Simulationen der Energieflüsse der Teilschläge als repräsentativ für das gesamte Feld angenommen. Die Simulationen der Ansätze T1c und T2a beziehen sich jeweils auf die Teilschläge, die der EC - Station am nächsten sind.

- **M**: Die simulierten Flüsse werden mithilfe des Mosaikansatzes berechnet. Alle Modelle (T1a, T1b, T1c, T2a und T2b) und deren Werte werden berücksichtigt.
- **M₁ bzw. M₂**: Die simulierten Flüsse werden mithilfe des Mosaikansatzes berechnet. Alle Modelle (T1a, T1b, T1c, T2a und T2b) werden berücksichtigt. Es werden nur die Simulationswerte berücksichtigt, bei denen mindestens 80% des Footprints auf Feld 1 bzw. Feld 2 liegen.
- **M_{1a,b,c} bzw. M_{2a,b}**: Die simulierten Flüsse werden mit dem Mosaikansatz, der sich nur auf ein Feld bezieht, berechnet: Es werden nur die drei bzw. zwei Teilschläge des jeweiligen Feldes in die jeweilige Berechnung einbezogen. Dabei werden nur die Simulationswerte berücksichtigt, bei denen mindestens 80% des Footprints auf Feld 1 bzw. Feld 2 liegen.
- **Ø₁ bzw. Ø₂**: Die simulierten Energieflüsse von Feld 1 (T1a, T1b, T1c) bzw. von Feld 2 (T2a, T2b) werden gemittelt. Es werden nur die Simulationswerte berücksichtigt, bei denen mindestens 80% des Footprints auf Feld 1 bzw. Feld 2 liegen.

Anfangsbedingungen und verwendete Daten

Als Simulationsstart wurde der 2. Oktober 2011 festgelegt. Das Jahr 2012 dient dazu, dass sich die internen Variablen des Modells auf die klimatischen Bedingungen und die durch Bewirtschaftungsmaßnahmen eintretenden Veränderungen der Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte einstellen können. Während dieser Phase wurde Winterweizen („Impression“) auf Feld 1 und Mais („Ronaldinio“) auf Feld 2 angebaut.

Das Modell wurde durchgehend mit halbstündlichen Klimadaten (Globalstrahlung, Niederschlag, relativer Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit¹¹ und Lufttemperatur¹¹) angetrieben. Der Modellboden ist gemäß den gemessenen physikalischen Bodeneigenschaften und Texturen konfiguriert (Schröder u. a. 2002). Die hydraulischen Eigenschaften wurden durch Fitten von Retentionskurven mithilfe von gemessenen Bodenmatrixpotentialen und Bodenwassergehalten in unterschiedlichen Tiefen (10 cm, 30 cm, 50 cm) ermittelt. Weitere Details können aus Tab. 2.13 entnommen werden.

¹¹Sensor ist in 2 m Höhe angebracht.

Kapitel 2. Material und Methoden

Tabelle 2.13: Bodenparameter (Bodeneigenschaften und Texturen: siehe Schröder u. a. (2002)), die von den Modellen für Feld 1 und Feld 2 in Scheyern verwendet werden

Feld 1:					
Parameter (Einheit)	0-30 cm	30-40 cm	40-45 cm	45- 75 cm	75-200 cm
Ton (%)	18,9	30,1	27,5	28,8	30,5
Schluff (%)	59,1	53,4	52,8	49,4	56,2
Sand (%)	22,0	16,5	19,7	21,8	13,3
Organische Substanz (%)	2,17	0,67	0,55	0,45	0,38
Lagerungsdichte (g/cm^3)	1,46	1,62	1,52	1,61	1,61
Steingehalt (%)	1,3	0,1	0,6	1,3	0,1
pH (-)	5,9	6,2	6,2	6,3	5,7
Feldkapazität (%)	32,33	36,60	36,60	37,70	37,69
Welkepunkt (%)	8,18	9,53	9,53	9,39	9,39
Porosität (%)	50,62	36,92	36,92	38,28	38,28
residualer Wassergehalt (%)	6,38	14,81	14,81	17,00	17,00
van Genuchten α (m^{-1})	0,194	0,049	0,049	0,070	0,070
van Genuchten n (-)	1,63	1,89	1,89	1,23	1,23

Feld 2:					
Parameter (Einheit)	0-30 cm	30-40 cm	40-45 cm	45- 75 cm	75-200 cm
Ton (%)	21,8	31,2	26,5	27,3	23,5
Schluff (%)	61,7	57,1	52,4	57,1	46,7
Sand (%)	16,5	11,7	21,1	15,6	29,8
Organische Substanz (%)	2,17	0,67	0,55	0,45	0,38
Lagerungsdichte (g/cm^3)	1,4	1,59	1,47	1,49	1,72
Steingehalt (%)	0,8	0,0	0,1	0,2	0,0
Ph (-)	5,9	6,1	6,2	6,2	5,6
Feldkapazität (%)	37,08	39,21	34,37	33,00	25,00
Welkepunkt (%)	19,77	18,97	13,12	13,00	13,00
Porosität (%)	38,85	41,73	41,92	38,00	39,16
residualer Wassergehalt (%)	5,96	10,96	10,23	7,20	7,65
van Genuchten α (m^{-1})	0,11	0,12	0,91	0,91	0,83
van Genuchten n (-)	1,31	1,49	1,46	1,46	1,47

SPASS Parametrisierung

Das Pflanzenmodell SPASS wurde so kalibriert, dass es die gemessenen Entwicklungsstadien und die Biomassen bzw. Erträge der verschiedenen Feldfrüchte bestmöglich repräsentiert. Pflanzen- und Bodenmanagement sind in Tab. 2.15 und Tab. 2.6 aufgelistet.

Für Mais, Winterweizen und Kartoffeln wird jeweils die Standardkonfiguration verwendet (Gayler u. a. 2002; Wang 1997b). Lediglich die Dauer der vegetativen und generativen Phasen und die Parameter, die in Tab. 2.14 gezeigt werden, wurden angepasst oder lassen sich aus Messwerten ableiten.

Tabelle 2.14: Parametrisierung der Pflanze

Art:	Sorte:	Feld	Parameter	Wert	
Mais	„Ronaldinio“	2a	Saat – Ernte	28.10.2011 – 18.09.2012	
			Saadichte (<i>Pflanze/m²</i>)	10	
			Reihenabstand (<i>cm</i>)	75	
			Saattiefe (<i>cm</i>)	8	
			Maximale Pflanzenhöhe (<i>cm</i>)	92	
			Maximale Wurzeltiefe (<i>cm</i>)	100	
			Spezifisches Blattgewicht (<i>kg/ha</i>)	280	
Winterweizen	„Impression“	1	Saat – Ernte	24.10.2011 – 31.07.2012	
				21.10.2012 – 11.08.2013	
				22.10.2013 – 06.08.2014	
				Saadichte (<i>Pflanze/m²</i>)	380/ 360/ 360
				Reihenabstand (<i>cm</i>)	12,5
				Saattiefe (<i>cm</i>)	3 / 3 / 4
				Maximale Pflanzenhöhe (<i>cm</i>)	94/ 95/ 95
				Maximale Wurzeltiefe (<i>cm</i>)	130
				Lichtnutzungseffizienz (<i>g/J</i>)	0,6
				Verhältnis („Reserves to stem dry“) bei Anthese	0,62
				Relative Wachstumsrate der „Storage Organs“ (<i>mg/day</i>)	8,5
				Maximale Wurzelsterberate (<i>cm/day</i>)	3
Kartoffel	alle Sorten:		Reihenabstand (<i>cm</i>)	75	
			Saattiefe (<i>cm</i>)	5	
			Maximale Pflanzenhöhe (<i>cm</i>)	88	
			Maximale Wurzeltiefe (<i>cm</i>)	150	
			Maximale Wurzelsterberate (<i>cm/day</i>)	5	
		„Nicola“	1a	Saat – Ernte	29.04.2013 – 28.09.2013
				Saadichte (<i>Pflanze/m²</i>)	3,8
				Spezifisches Blattgewicht (<i>kg/ha</i>)	300
		„Cilena“	1b	Saat – Ernte	29.04.2013 – 24.09.2013
				Saadichte (<i>Pflanze/m</i>)	4,4
				Spezifisches Blattgewicht (<i>kg/ha</i>)	300
		„Krone“	1c/	Saat – Ernte	29.04. 2013 – 23.09.2013/
			2a		18.04.2014 – 18.09.2014
				Saadichte (<i>Pflanze/m²</i>)	4,4/ 4,3
				Spezifisches Blattgewicht (<i>kg/ha</i>)	500

Tabelle 2.15: Düngemanagement

Feld1:

Datum	Dünger	gesamt N <i>kg/ha</i>	NO ₃ -N <i>kg/ha</i>	NH ₄ -N <i>kg/ha</i>	Harnstoff-N <i>kg/ha</i>
18. März 2012	AHL ^a	60	15	15	30
26. April 2012	AHL ^a	60	15	15	30
2. Mai 2012	SSA ^b	26	0	26	0
30. Mai 2012	AHL ^a	48	12	12	24
16. Mai 2013	NPK blau ^c	93	27,9	65	1 0
1. Juli 2013	AHL ^a	10	2,5	2,5	5
6. Juli 2013	AHL ^a	10	2,5	2,5	2,5
15. Juli 2013	AHL ^a	10	2,5	2,5	2,5
21. Juli 2013	„Micro Top“	0	0	0	0
13. März 2014	NPK gelb ^c	73	29,2	43,8 0	0
12. April 2014	AHL ^a	65	16,25	16,25	32,5
26. April 2014	SSA ^b	5 0	0	5 0	0
19. Mai 2014	AHL ^a	70	17,5	17,5	35

Feld2:

Datum	Dünger	gesamt N <i>kg/ha</i>	NO ₃ -N <i>kg/ha</i>	NH ₄ -N <i>kg/ha</i>	Harnstoff-N <i>kg/ha</i>
26. April 2012	AHL ^a	122	30,5	30,5	61
15. März 2013	NPK blau ^c	76	22,8	53,2	0
24. April 2013	„Alzon 27“	85	17	30,6	37,4
25. April 2013	SSA ^b	85	0	85	0
9. Mai 2013	AHL ^a	40	10	10	20
15. Mai 2013	Harnstoff	10	0	0	10
8. Juni 2013	Harnstoff	66	0	0	66
19. November 2013	CaCO ₃ ^d	0	0	0	0
21. März 2014	SSA ^b	2	0	2	0
28. April 2014	NPK blau ^c	68	20,4	47,6	0
6. Mai 2014	AHL ^a	50	12,5	12,5	25
23. Mai 2014	Micro Top	0	0	0	0

^a Ammoniumnitrat-Harnstoff-Lösung (AHL)

^b Schwefelsaures Ammoniak (SSA)

^c Stickstoff - Phosphat - Kalium - Dünger (NPK)

^d Kalziumkarbonat (CaCO₃)

2.5.3 Datenanalyse

Die Qualität der Simulationen wird in der Arbeit mithilfe verschiedener statistischer Verfahren beurteilt. In der vorliegenden Arbeit werden die Nash-Sutcliffe-Effizienz (NSE), die mittlere Abweichung (MBE) und der mittlere quadratische Fehler (RMSE) verwendet. Die NSE ist definiert als:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (2.35)$$

P_i ist die Vorhersage des Modells, O_i der Messwert und \bar{O} der Mittelwert aller Messungen. Die NSE kann Werte zwischen $-\infty$ und 1 annehmen. Wenn die $NSE = 1$ ist, sind die Messungen mit den Modellvorhersagen identisch. Ist die $NSE > 0$, dann wird dadurch indiziert, dass die Modellvorhersagen besser sind als ein Modell, das als Vorhersage den Durchschnittswert der Messwerte wiedergibt (Nash und Sutcliffe 1970).

Die MBE ist definiert als:

$$MBE = N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (2.36)$$

Der RMSE ist:

$$RMSE = \sqrt{N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (2.37)$$

Kapitel 2. Material und Methoden

Kapitel 3

Ergebnisse und Diskussionen

3.1 Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

Die Simulationsergebnisse werden mit EC - Messungen aus Chamau, einem intensiv bewirtschafteten Graslandstandort verglichen. Dabei werden drei Zeiträume genauer untersucht:

- i) die Hauptvegetationsphase: Mai bis September 2006,
- ii) 2. - 13. Mai 2006: feuchter Zeitraum, mit gemäßigter Temperatur, bei dem der wassergefüllte Porenraum (WFPS) der Messwerte in einer Tiefe von 5 cm über 0,8 lag,
- iii) 18. - 19. Juli 2006: Zeitraum mit trockenem Boden. Die Werte des gemessenen WFPS variieren in der Tiefe von 5 cm zwischen 0,4 und 0,6 (Abb. 3.2).

3.1.1 Simulation des Pflanzenwachstums

Mithilfe des RMSEs lassen sich die Simulationen bezüglich der Fähigkeit, den gemessenen LAI zu simulieren (Abb. 3.1) bewerten und die Modelle in eine Reihenfolge bringen: I>IV>II>V>III. Modell III, welches den höchsten RMSE besitzt ($1,1 m^2/m^2$) unterschätzt den LAI im Juni und überschätzt ihn um das Zweifache im Juli. Der LAI erreicht dabei Ende August Werte, die größer als $7 m^2/m^2$ sind. Diese hohen LAI - Werte und eine Bestandshöhe von bis zu

1,2 m sind realistisch für extensiv bewirtschaftetes Grünland (zur Erzeugung von Heu) in den niedriger gelegenen Regionen der Alpen (Körner 2003). In den Simulationen der Modelle II, IV und V werden die LAI - Werte vom Modell bei jedem Schnitt auf $0,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$ zurückgesetzt. Dies ergibt sich aus der Modellannahme (Thornley 1998), nach der der LAI proportional zur Bestandshöhe ist. Deshalb nimmt der LAI nach einem Schnitt auf gleicher Schnitthöhe den gleichen Wert an. Die Simulationen unterschätzen für den Monat Juni den LAI um etwa 55%. Für Mitte Juli allerdings wird der LAI mit etwa $2,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$ in guter Übereinstimmung mit den vor der Ernte gemessenen Werten simuliert. Die RMSE - Statistik zeigt, dass Modell I (RMSE=0,31 m^2/m^2), dessen LAI - Werte direkt durch Interpolation aus den Messwerten abgeleitet werden, am besten die LAI - Dynamik der Messwerte simuliert. Jedoch kann Modell I aufgrund seiner einfachen Annahmen, die abrupten LAI - Abfälle, im Gegensatz zu den Modellen II, IV und V, während des Grasschnitts nicht beschreiben (Abb. 3.1).

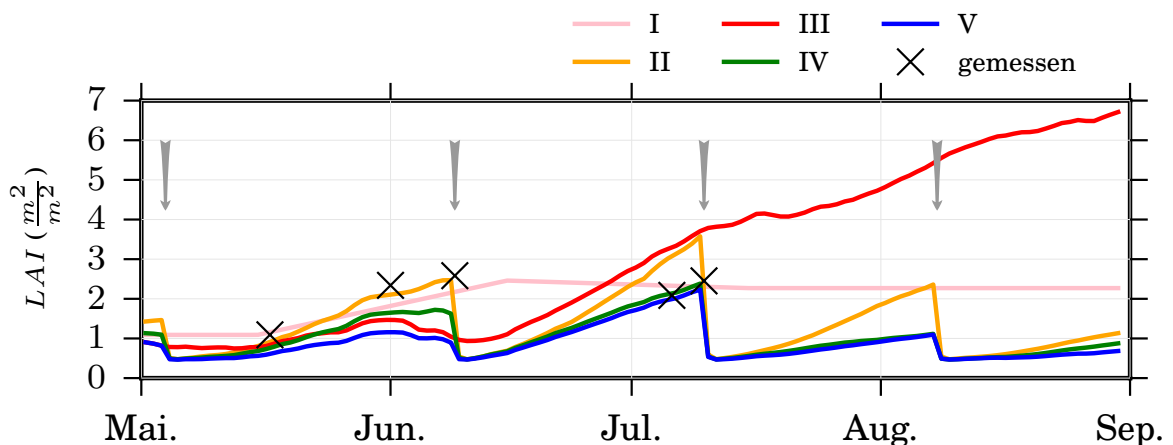


Abbildung 3.1: Gemessene (x) und simulierte (durchgehende Linie) Dynamik des LAI s von Mai bis September 2006. Modell I (rosa), II (orange), III (rot), IV (grün), V (blau). Senkrechte Pfeile zeigen den Schnitt des Graslands.

3.1.2 Simulation des Bodenwassergehalts

Das verfügbare Wasser im Boden begrenzt im Modell die aktuelle Evapotranspirationsrate, die proportional zum latenten Wärmefluss ist. Die Evapotrans-

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

piration beinhaltet Verdunstung aus dem Boden (Evaporation) und Wasserdampfabgabe aus dem Blattstomata. Die aktuelle Evaporationsrate wird im Modell durch eine Funktion berechnet, die vom verfügbaren Bodenwassergehalt des Oberbodens, der Bodenoberflächenalbedo und dem Anteil des unbewachsenen brachen Bodens abhängt. Die aktuelle Transpiration ist im HPM von dem Wassergehalt (θ_{sh}) abhängig, das in der Pflanze verfügbar ist (siehe Material und Methoden, Abschnitt 2.5.1). Dabei spielt im Modell der Bodenwassergehalt bzw. dessen Potenzial eine entscheidende Rolle, da abhängig vom Potentialunterschied zwischen numerischer Bodenschicht und dem entsprechenden Wurzelabschnitt der Pflanze, Wasser von der Pflanze aus der Bodenschicht aufgenommen oder in die Bodenschicht abgegeben werden kann. Die zu transpirierende Wassermenge wird vom stomatären Widerstand der Blätter bestimmt. Dieser ist von atmosphärischen (photosynthetisch aktive Strahlung) und pflanzlichen (relativer Wassergehalt der Pflanze) Randbedingungen abhängig (siehe Material und Methoden, Abschnitt 2.5.1).

Modell I kann die Messwerte der zwei Trockenperioden Mitte Juni und Ende Juli am besten simulieren (Abb. 3.2). Trotzdem wird der WFPS der Messungen während der restlichen Simulationszeit zwischen Mai und Mitte Juni und im August um etwa 25% unterschätzt. Das Modell simuliert verglichen mit den Messwerten zu niedrige WFPS Amplituden im Wertebereich von 0,7 bis 0,45 (Abb. 3.2).

In den Simulationsergebnissen von Modell II ist die Bodenfeuchte in den oberen Schichten sehr nahe am Sättigungswert ($WFPS > 0,75$) (Abb. 3.2). Nur während zwei Trockenperioden Mitte Juni und Ende Juli sinken die simulierten WFPS - Werte auf einen niedrigen Bereich zwischen 0,6 und 0,55. Während dieser beiden Zeiträume wird der WFPS im Vergleich zu den Messwerten meistens überschätzt. Dies zeigt sich besonders nach der kurzen Trockenperiode im Juni und während der Rückvernässungsphase Anfang August. Hier sind die gemessenen WFPS - Werte meistens kleiner als 0,5 und die simulierten Werte größer als 0,9. Im Durchschnitt unterschätzt das Modell IV die WFPS - Messwerte um 0,05. Die größte Unterschätzung beginnt mit dem Eintreten der Oberbodentrocknung Anfang Juli und tritt Ende Juli auf. Der WFPS nimmt Werte ein, die unter 0,2 sind, während die Messwerte höhere Werte als 0,4 einnehmen. Diese Unterschätzung kommt durch eine zu flache Durchwurzelung

zustande, denn im Modell IV (siehe Abschnitt 2.5.1) ist die Durchwurzelungstiefe auf 30 cm begrenzt. Die Begrenzung in der Konfiguration des Modells wurden aufgrund der Messungen von Roth (2006) durchgeführt. In der Simulation führt die Begrenzung der Durchwurzelungstiefe zu stärkerer Oberbodentrocknung, weil durch die flache Durchwurzelung die Wasserressourcen aus tieferen Bodenschichten nicht für die Transpiration der Pflanze zur Verfügung stehen. Nach der Rückvernässungsphase Ende August kann Modell IV die gemessenen Werte der WFPS - Dynamik in 5 cm Tiefe wieder gut repräsentieren.

Die Modelle III und V unterschätzen die WFPS - Messwerte bis Mitte Juni. Beide Modelle überschätzen den WFPS im Oberboden um 0,2 während der Rückvernässungsphase. Diese Unter- und Überschätzungen können durch fehlerhafte Parametrisierung der hydraulischen Parameter im Modell zustande kommen und werden durch zu hohen oder zu niedrigen Bodenwasserabfluss bedingt. Modell V erreicht die maximale Bodenaustrocknung Ende Juli (WFPS = 0,42). Die WFPS - Simulationen von Modell III und Modell V unterscheiden sich ab Mitte Juli. Von Modell III werden höhere WFPS - Gehalte (WFPS = 0,5) simuliert, verglichen mit denen von Modell V (WFPS = 0,4) . Modell V simuliert einen niedrigeren LAI - Wert ($0,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$), da es die Graserte berücksichtigt. Dadurch wird die Evaporation sprunghaft erhöht und das Modell entzieht aus den oberen Bodenschichten mehr Wasser. Diese Schichten trocknen daher schneller aus. Dagegen simuliert Modell III, das den Grasschnitt vernachlässigt, LAI - Werte über $4,0 \text{ m}^2/\text{m}^2$. Dadurch findet in dieser Simulation keine Evaporation mehr statt. Wasser wird deshalb vermehrt aus den tieferen Bodenschichten (130 cm) entnommen und im Oberboden bleibt mehr Feuchtigkeit zurück (WFPS = 0,50).

In den Ergebnissen von Modell II wird nach dem Grasschnitt eine Austrocknung des Bodens beobachtet, obwohl die LAI - Werte der Simulation niedrig sind. Grund ist das homogene Bodenprofil.

3.1.3 Dynamik der Energieflüsse

Die Energieflüsse, die an der Landoberfläche den höchsten Energiebeitrag haben, bestehen aus dem Bodenwärmefluss G , dem latenten Wärmefluss L , dem fühlbaren Wärmefluss H_s und der Nettostrahlung R_n . Fünf verschiedene Modelle werden auf die Fähigkeit hin untersucht, die Dynamik der Messwerte

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

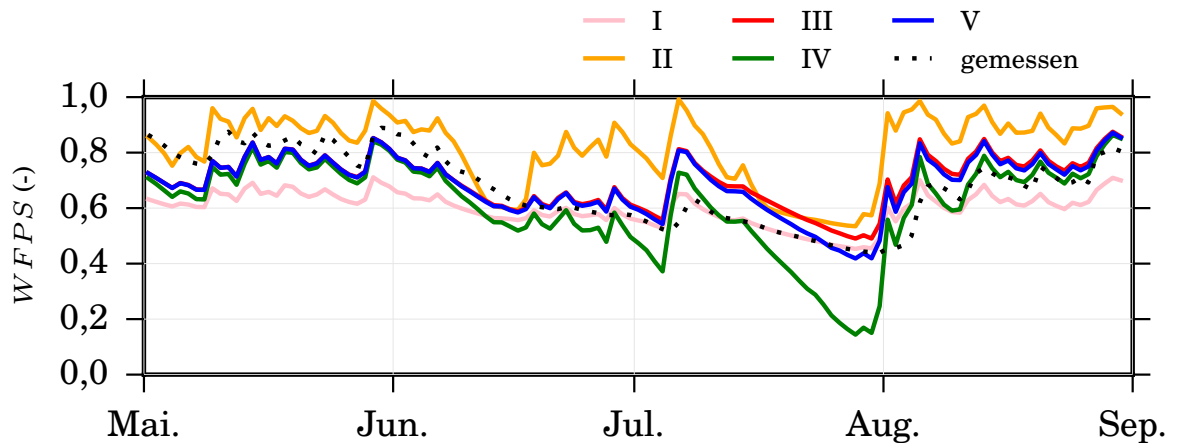


Abbildung 3.2: Gemessene (gestrichelte Linie) und simulierte (durchgehende Linie) WFPS Dynamik in einer Bodentiefe von 0,05 m von Mai bis September 2006. Modell I (rosa), II (orange), III (rot), IV (grün), V (blau).

(fühlbare und latente Wärme) zu repräsentieren. Die Nettostrahlung wird von allen Modellen um maximal 60 W/m^2 überschätzt, kann aber insgesamt von den Modellen ausreichend ($\text{RMSE} > 0.9$) simuliert werden (siehe Abb. 3.3). Die simulierten Unterschiede der Nettostrahlung betragen weniger als 50 W/m^2 . Dies ist weniger als 7% bezogen auf die Gesamt Nettostrahlung. Für den Bodenwärmestrom liegen keine Messwerte vor.

In diesem Abschnitt wird zuerst ein Überblick über die Güte der Simulationen der Oberflächenenergien in der Hauptvegetationsphase gegeben und im Anschluss werden zwei kürzere Zeiträume im Mai und im Juli näher analysiert (Abb. 3.7).

Im Simulationszeitraum zwischen Mai und August wird die Nettostrahlung mit guter Übereinstimmung zu den Messwerten simuliert (Modell I: $NSE = 0,85$; Modell II-V: $NSE > 0,94$). Die größten Unterschiede der Modelle treten in der Dynamik der fühlbaren Wärme auf: Die NSE - Werte betragen 0,6 für das Modell V, 0,5 für die Modelle IV und I. Das Modell II mit 0,1 und das Modell III mit -0,4, haben vergleichsweise niedrige Werte. Die NSE der latenten Wärmeflüsse liegt bei allen Modellen zwischen 0,8 (V und IV) und 0,7 (I). Insgesamt zeigt sich, dass der Durchschnitt ($NSE_{average}$) der NSE - Werte von R_n , L und H_s in allen Modellen höher als 0,5 ist (Abb. 3.7c).

Vergleicht man die Statistiken der Modelle I, IV und V jeweils vom Mai

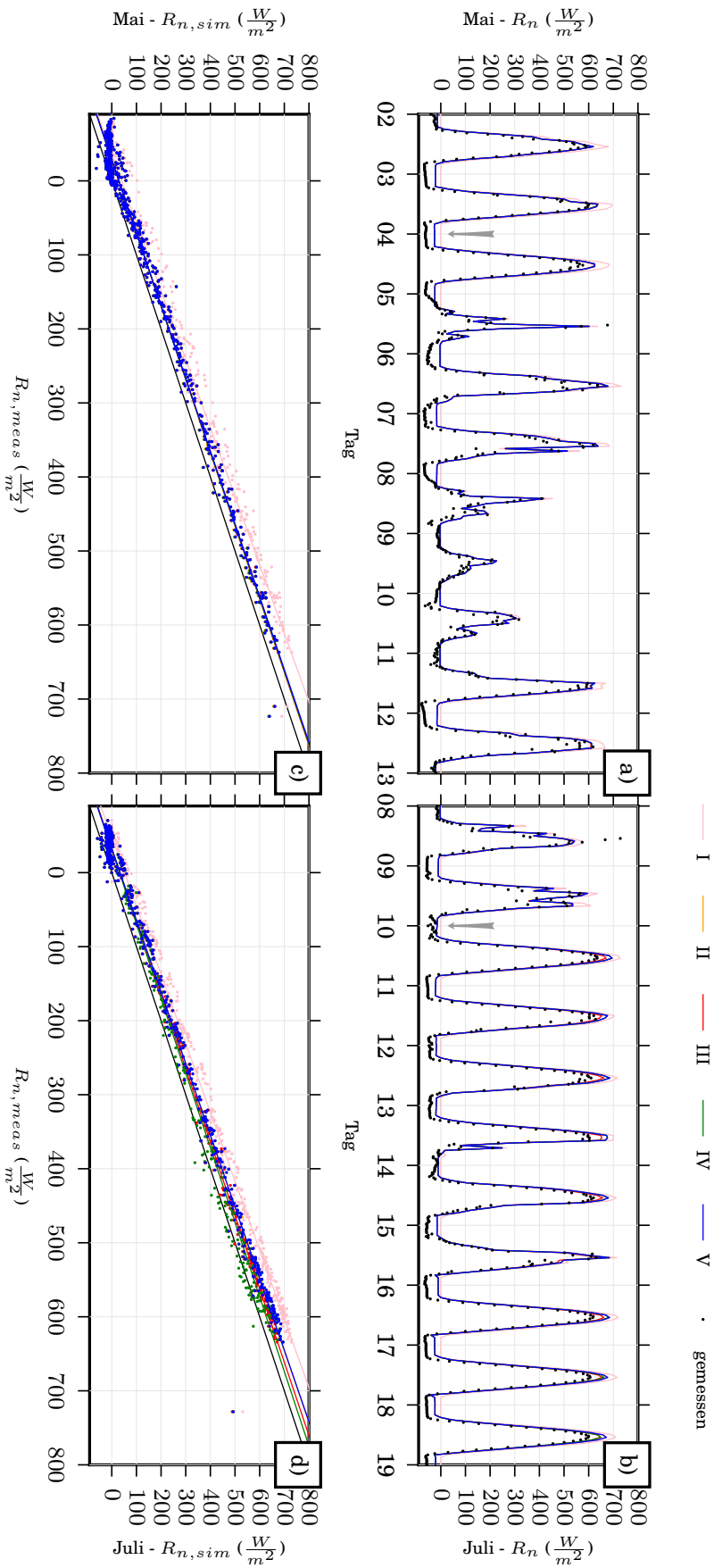


Abbildung 3.3: Gemessene (Punkte) und simulierte (durchgezogene Linie) Dynamik der Nettostrahlung von 2. - 13. Mai (a),(c) und 8. - 19. Juli (b),(d). Abbildung (c) und (d) stellen jeweils das Streudiagramm (gemessene Werte gegen simulierte Werte) für die jeweiligen Zeitpunkte dar. Modell I (rosa), II (orange), III (rot), IV (grün), V (blau).

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

(Abb. 3.7a), mit denen vom Juli (Abb. 3.7b) dann erkennt man, dass diese sich kaum voneinander unterscheiden. Ähnliche NSE - Werte ergeben sich für Modell III für Mai und Juli, wenn die NSE - Werte der fühlbaren Wärme im Juli ($NSE = -0,2$) außer Acht gelassen werden. Die niedrigsten NSE - Werte für Mai ($NSE = 0,25$) und für Juli ($NSE = -0,4$) hat Modell II.

Latente Wärme:

Für den Monat Mai (ein feuchter Monat, mit gemäßigter Temperatur) werden die Messwerte am ersten Tag nach dem Grasschnitt von den Modellen II-V um etwa 110 W/m^2 überschätzt (Abb. 3.4). Modell I dagegen kann die Dynamik des latenten Wärmeflusses gut repräsentieren, aber unterschätzt den täglichen Maximalwert vor dem Grasschnitt um etwa 50%. Wie man in Abb. 3.4c sieht, hat die Berücksichtigung des Grasschnitts in den Modellen II, IV und V keine signifikanten Einflüsse auf die Simulation der latenten Wärme. Gemessene Energien zwischen $110\text{-}130 \text{ W/m}^2$ werden im Durchschnitt gut von den Modellen simuliert. Alle Modelle neigen dazu hohe gemessene Energien zu unterschätzen und niedrige gemessene Energien zu überschätzen. Diese Tatsache zeigt sich besonders offensichtlich bei den Simulationsergebnissen von Modell I. Die Unterschiede der Modelle II-V sind nur klein ($<20 \text{ W/m}^2$). Es tritt in den Simulationen kein Wasserstress in den Pflanzen auf. Da die simulierten LAI - Werte um $1,0 \text{ m}^2/\text{m}^2$ recht klein sind, basiert ein großer Teil des latenten Wärmeflusses auf der Verdunstung des Wassers aus dem Boden.

Für die ersten Tage Anfang Juli unterscheiden sich die Simulationsergebnisse zwischen den Modellen II-V nicht signifikant voneinander. Nach dem Grasschnitt überschreitet der latente Wärmefluss von Modell III die Simulationsergebnisse von allen anderen Modellen um bis zu 150 W/m^2 (Abb. 3.4b und Abb. 3.4d). Der Grund dafür ist der viel zu hohe LAI (Abb. 3.1). Vier Tage nach dem Grasschnitt unterscheiden sich die latenten Wärmeflüsse der Modelle I, II, IV und V nicht signifikant voneinander. Am 17. Juli dagegen weichen die Simulationsergebnisse stark voneinander ab. Der Unterschied zwischen den Modellergebnissen ist größer als 200 W/m^2 (Abb. 3.4b). Die Maxima der simulierten Tagesamplituden sind von Modell II am höchsten und von Modell III am niedrigsten (Reihenfolge: II>I>IV>V>III). Der Hauptgrund für diese Amplitudenunterschiede sind durch die Unterschiede im Wasserstresslevel (die Menge des pflanzenverfügbaren Wassers) erklärbar. Die durchschnittli-

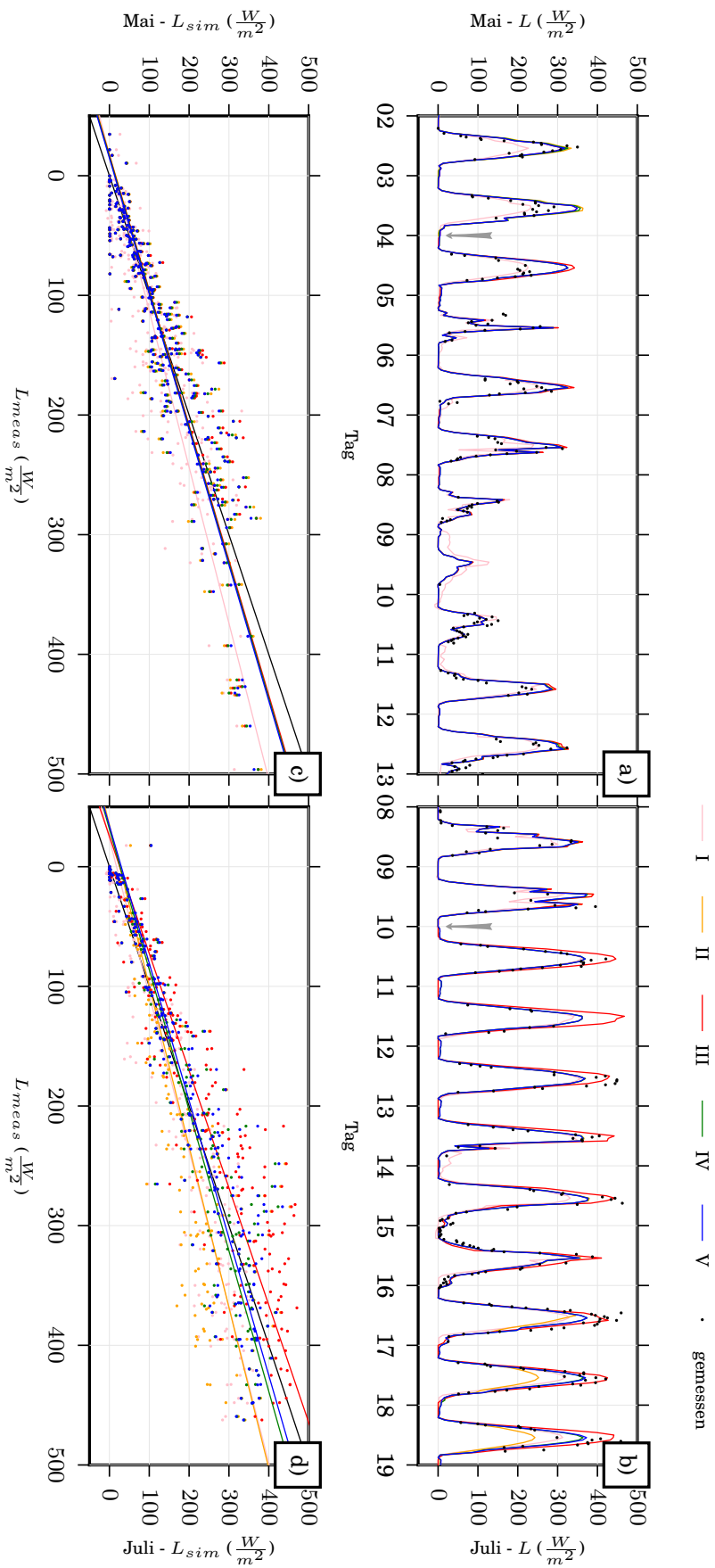


Abbildung 3.4: Gemessene (Punkte) und simulierte (durchgezogene Linie) Dynamik der latenten Wärme von 2. - 13. Mai (a),(c) und 8. - 19. Juli (b),(d). Abbildung (c) und (d) stellen jeweils das Streudiagramm (gemessene Werte gegen simulierte Werte) für die jeweiligen Zeitpunkte dar. Modell I (rosa), II (orange), III (rot), IV (grün), V (blau).

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

chen täglichen latenten Wärmeflüsse weisen eine ähnliche Tendenz auf: Die Simulationen unterscheiden sich in den latenten Wärmeflüssen bis zur Rückvernässungsphase im August (Abb. 3.5). Die größten Unterschätzungen hoher

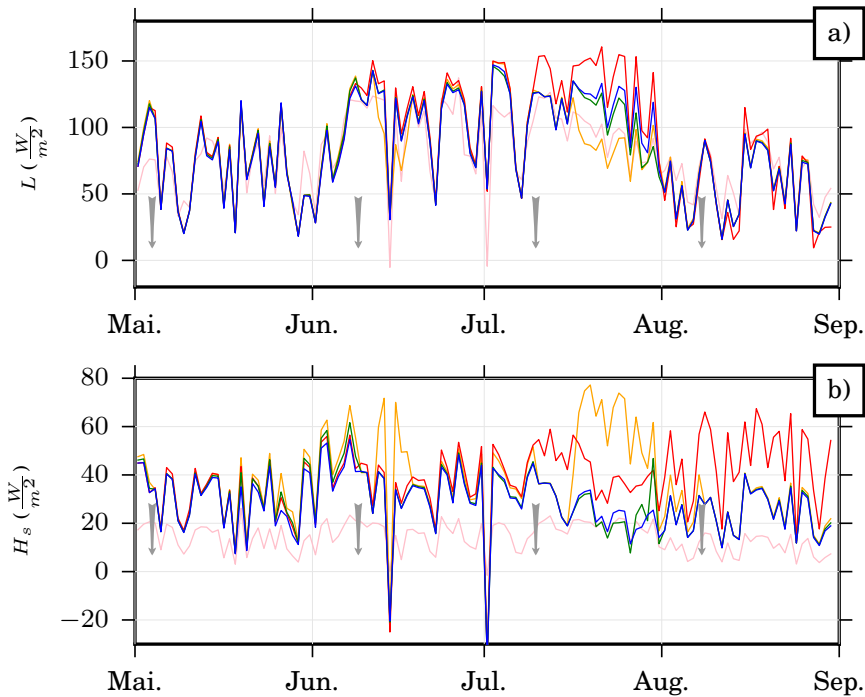


Abbildung 3.5: Simulierte (durchgezogene Linie) Tagesdurchschnittswerte der latenten Wärme (a) und der fühlbaren Wärme (b) von März bis September 2006. Modell I (rosa), II (orange), III (rot), IV (grün), V (blau).

Energien zeigen sich in den Ergebnissen von Modell I.

Fühlbare Wärme:

Für den Monat Mai (ein feuchter Monat, mit gemäßigter Temperatur) können keine signifikanten Unterschiede zwischen den fühlbaren Wärmeflüssen der Modelle II-V beobachtet werden (Abb. 3.6a). Die Modelle überschätzen systematisch die fühlbare Wärme bei niedrigen gemessenen Energien (unter $0 W/m^2$) bzw. bei hohen gemessenen Energien (über $100 W/m^2$) zwischen $10 W/m^2$ und $30 W/m^2$. Die Regressionsgerade ist fast parallel zur Winkelhalbierenden des 1. und 3. Quadranten (Abb. 3.6c). Die Unterschiede zwischen den Modellen (unterschiedliches Erntemanagement, unterschiedliche Durchwurzelungstiefen und unterschiedliche Beschreibungen der Bodeneigenschaften) haben keinen signifikanten Einfluss auf die Simulationsergebnisse (Abb. 3.6a). Die Amplituden der fühlbaren Wärme, die von Modell I simuliert werden, sind im Mai

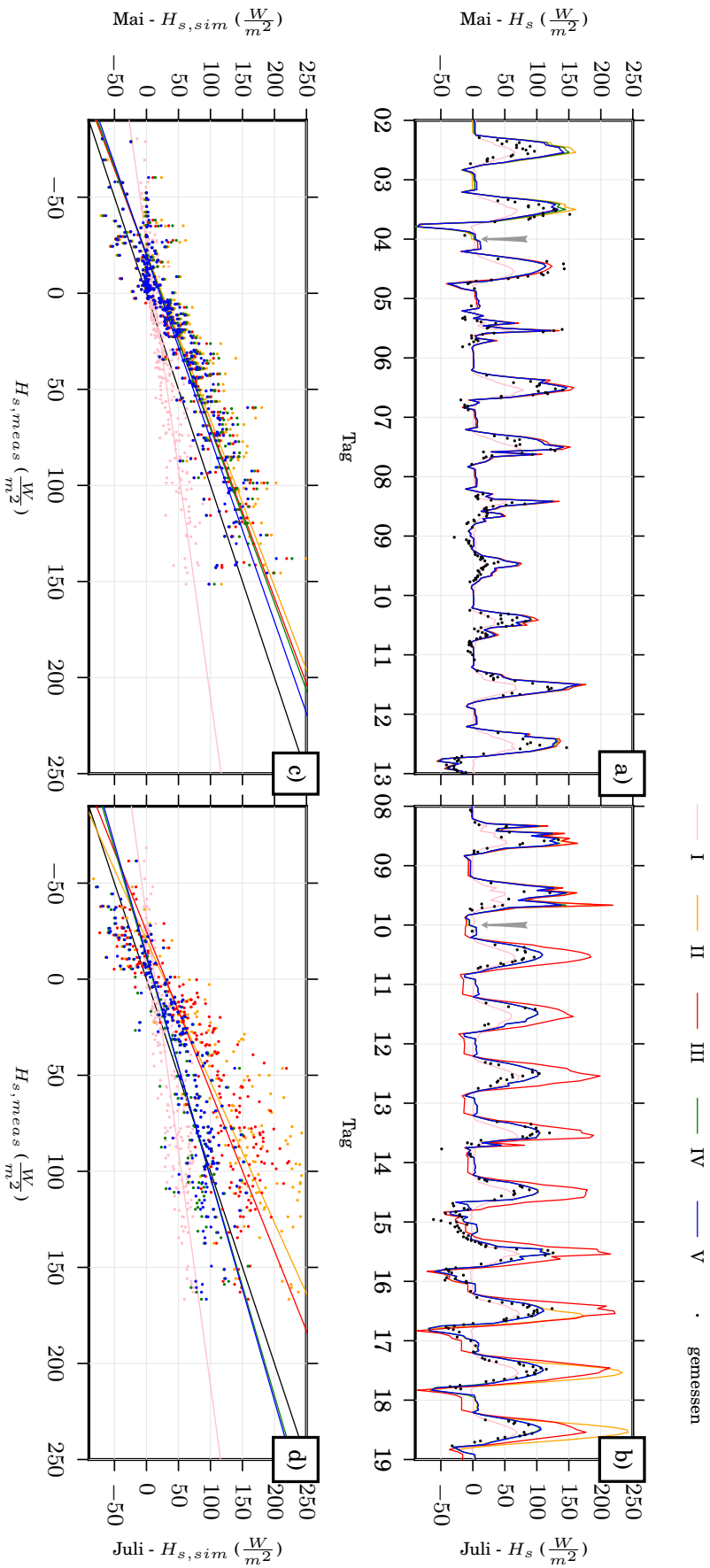


Abbildung 3.6: Gemessene (Punkte) und simulierte (durchgezogene Linie) Dynamik der fühlbaren Wärme von 2. - 13. Mai (a), (c) und 8. - 19. Juli (b), (d). Abbildung (c) und (d) stellen jeweils das Streudiagramm (gemessene Werte gegen simulierte Werte) für die jeweiligen Zeitpunkte dar. Modell I (rosa), II (orange), III (rot), IV (grün), V (blau).

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

und auch im Juli niedriger als die von den Simulationen der Modelle II-V (Abb. 3.6a und Abb. 3.6b). Dies trifft auch auf die restliche Simulationszeit zu (Abb. 3.5b). Modell I unterschätzt die gemessenen Flüsse oberhalb von 100 W/m^2 um bis zu 50% und überschätzt negative gemessenen Flüsse um bis zu 50% bei 25 W/m^2 (Abb. 3.6c). Die Oberflächenenergieflüsse zwischen 25 W/m^2 und 0 W/m^2 unterscheiden sich nur geringfügig zwischen Simulation und Messung.

Für den Juli beobachtet man vor dem Grasschnitt keine signifikanten Unterschiede zwischen den simulierten fühlbaren Wärmeflüssen der Modelle II-V. Die Messwerte werden in dieser Phase von den Simulationsergebnissen überschätzt (Abb. 3.6b). Nach dem Grasschnitt simuliert Modell III (Modell ohne Management) zwischen 50% und 100% höhere Flüsse als die Modelle, die den Grasschnitt berücksichtigen. Nach weiteren sechs Tagen (Modell IV und V produzieren ähnliche Ergebnisse) überschätzt auch Modell III die Messwerte deutlich (Abb. 3.6b). Diese Überschätzung nimmt bis zum Ende der Simulationsperiode um bis zu 150 W/m^2 zu. Allgemein bewirkt der höhere LAI in den Simulationen von Modell III einen deutlich höheren Pflanzenbedeckungsgrad, wodurch der Bodenwärmestrom um ein Viertel reduziert wird, verglichen mit den anderen Modellen (II, IV, V). Darüber hinaus wird durch die Annahme, dass die Bestandshöhe proportional zum LAI ist, die Rauigkeitslänge erhöht. Dadurch wird der aerodynamische Widerstand niedriger, was zur Erhöhung der Turbulenz und folglich zu einem höheren H_s führt (Park u. a. 2011).

Das starke Austrocknen des Bodens nach dem Grasschnitt im Juli von Modell II (homogener Boden), bewirkt einen plötzlichen Anstieg im Fluss der fühlbaren Wärme. Dieser erreicht dadurch tägliche Durchschnittswerte von bis zu 78 W/m^2 (Abb. 3.5b). Dieser abrupte Anstieg tritt wegen der schnellen Austrocknung des homogenen Bodenprofils nach dem Grasschnitt auf und begrenzt folglich das pflanzenverfügbare Wasser der Transpiration.

Während der gesamten Wachstumsperiode simuliert Modell I die niedrigsten durchschnittlichen fühlbaren Wärmeflüsse ($< 25 \text{ W/m}^2$). Die Dynamik des Flusses in Modell I reagiert nicht auf Wasserstress (der Pflanze). Die niedrigeren latenten Wärmeflüsse (verglichen mit Modell II-V bis zu 50%; Abb. 3.6a,b) werden durch einen höheren Bodenwärmestrom kompensiert (dieser ist um etwa 60% höher im Vergleich zu den anderen Modellen). Abb. 3.6a) und b)

demonstrieren, wie wenig die fühlbare Wärme im Modell I darauf reagiert. Der fühlbare Wärmestrom der Messwerte wird von Modell II und Modell III überschätzt. Modell IV und V simulieren die fühlbare Wärme zufriedenstellend ($NSE \approx 0,65$). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Modelle IV und V bei Betrachtung der fühlbaren Wärme den Wasserstress am besten simulieren. Die Regressionsgerade dieser Modelle weicht im Juli nur geringfügig von der Winkelhalbierende des 1. und 3. Quadranten (Abb. 3.6d) ab. Hohe fühlbare gemessene Energieflüsse werden von den Modellen II und III oft über- und von Modell I oft unterschätzt.

3.1.4 Statistische Analyse

Für die statistische Analyse wird die Nash-Sutcliffe-Effizienz (NSE) berechnet. In Abb. 3.7 werden die NSE der Größen L , H_s , R_n und der Durchschnitt (\emptyset) für verschiedene Zeiträume gezeigt. Modell II und III können für Mai (Witterung

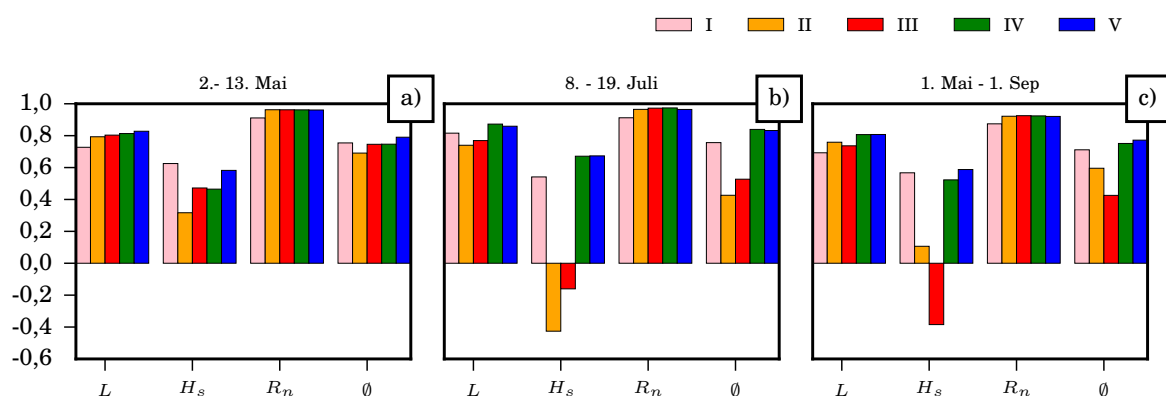


Abbildung 3.7: NSE (vertikale Balken) für die Simulationen von L , H_s , R_n und deren Durchschnitt (\emptyset). Die Graphiken zeigen die folgenden Zeiträume: 2. - 13. Mai (a), 8. - 19. Juli (b) und 1. Mai - 1. September (c). Modell I (rosa), II (orange), III (rot), IV (grün), V (blau).

ist feucht und Temperatur ist moderat) die Messwerte gut simulieren (latente Wärme: $NSE \approx 0,8$; fühlbare Wärme: $NSE > 0,25$). Für Juli dagegen haben diese Modelle Schwierigkeiten die Messwerte zu simulieren (latente Wärme: $NSE \approx 0,8$; fühlbare Wärme: $NSE < 0,0$). Beide Modellsimulationen (II und III) können die fühlbare Wärme nicht akkurat repräsentieren, da der modellier- te Bodenwärmestrom fünfmal niedriger ist als die der anderen Simulationen.

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

Die Energiebilanzen sind in den Modellen Expert-N und Noah geschlossen und die verfügbaren Energien sind daher für alle Modellsimulationen identisch. Die niedrigeren Bodenwärmeströme, wie sie von Modell II simuliert werden, sind dadurch begründet, dass das Modell II einen homogenen Boden hat. Dieser kann den Wassergehalt im Boden nicht adäquat repräsentieren (es führt zur Austrocknung des Oberbodens). Modell III hat zwar eine Bodenkonfiguration mit hohem Detailgrad, allerdings führt der fehlende Grasschnitt zu sehr hohen *LAI* - Werten und dadurch tritt keine Evaporation mehr auf und damit zu einer Überschätzung des Bodenwärmeflusses.

Die Modelle I, IV und V produzieren im Mai und Juli ähnliche Ergebnisse. Trockenheit wirkt sich nicht negativ auf die Dynamik der Oberflächenflüsse der Simulationen aus (latente Wärme: $NSE \approx 0,8$; fühlbare Wärme: $NSE > 0,4$).

Insbesondere stellt sich die fühlbare Wärme als sehr empfindlich gegenüber den Bodeneigenschaften im Modell und dem Management, das den *LAI* beeinflusst, heraus.

Abb. 3.7c zeigt die NSEs für den Zeitraum von Mai bis September. Alle Modelle zeigen eine ähnlichen NSE für die Nettostrahlung ($\approx 0,9$). Die latente Wärme wird am besten von den Modellen IV und V ($\approx 0,8$) wiedergegeben. Alle anderen NSE - Werte liegen zwischen 0,6 und 0,8. Die fühlbare Wärme ist die empfindlichste Größe in den Modellen: Während das Verhalten der Modelle I, IV und V mit Werten zwischen 0,45 und 0,5 stabil ist, haben Modell II (Modell mit homogenem Bodenprofil) und Modell III (Modell ohne Management) niedrige NSE - Werte (III: -0,4; II: 0,1). Wenn man die durchschnittlichen NSE - Werte vergleicht (latente Wärme, fühlbare Wärme und Nettostrahlung) kommt man zu dem Ergebnis, dass die simulierten Flüsse von den Modellen IV und V die gemessenen Werte am besten wiedergeben können. Dicht danach folgt Modell I. Modelle II und III können die Flüsse trotz ihrer Komplexität nicht zufriedenstellend simulieren.

3.1.5 Diskussion

Im folgenden Abschnitt werden die vorherigen Ergebnisse in Hinblick auf die unterschiedliche Komplexität der Pflanzenwachstumsmodelle analysiert. In die-

sem Zusammenhang werden auch die Einflüsse der unterschiedlich komplex beschriebenen physikalischen Bodeneigenschaften, des Grasschnittes und der verschiedenen Durchwurzelungstiefen auf die simulierten, bodennahen Energieflüsse diskutiert.

Pflanzenwachstum

Das Wachstum einer Pflanze wird in einem Pflanzenwachstumsmodell durch die Wachstumsrate beschrieben. Diese wird bei den hier verwendeten Modellen (II-V) mit dem Pflanzenwachstumsmodell (HPM) berechnet. Die Modelle (II-V) simulieren über den gesamten betrachteten Zeitraum eine tägliche Durchschnittswachstumsrate von 4 - 7 $g/(m^2 \cdot day)$. Dabei können die Werte innerhalb eines Tages zwischen 0,1 $g/(m^2 \cdot day)$ und 20 $g/(m^2 \cdot day)$ schwanken. Diese Werte liegen etwas niedriger, als sie zum Beispiel in Simulationen von Hurtado-Uria u. a. (2012) ermittelt werden, die mit der ursprünglichen Version des HPM (Thornley 1998) 27 Jahre permanentes Weideland in Irland simulieren. Sie beobachten tägliche Wachstumsraten zwischen 3 und 32 $g/(m^2 \cdot day)$, überschätzen dabei allerdings systematisch die gemessenen Werte, besonders während der sommerlichen Dürreperiode. Diese Art von Überschätzung der Wachstumsraten wird in unseren Modellläufen nicht beobachtet, teilweise deshalb, weil wir ein komplexeres Wasserflussmodell (Hydrus) verwenden und die Wasseraufnahme mit dem Wasseraufnahmemodell nach Feddes berechnet wird (siehe auch Tab. 2.8). Hurtado-Uria u. a. (2012) stellen keine Information bzgl. der Pflanzenparametrisierung zur Verfügung. Deshalb erschwert es den Vergleich mit unserer Parametrisierung (Tab. 2.8). Das verwendete Wassermodell in Hurtado-Uria u. a. (2012) besteht, wie auch das in der ursprünglichen HPM-Version verwendete Wassermodell (Thornley 1998), aus einem einfachen Kapazitätsmodell, das auf einer einzigen numerischen Bodenschicht basiert. Deshalb ist es mit dieser Version des HPM-Modells nicht möglich, die Austrocknungsphasen an der Bodenoberfläche bzw. im Oberboden zu simulieren. Für Mai beobachtet Hurtado-Uria u. a. (2012) in seinen Simulationen Wachstumsraten zwischen 6 $g/(m^2 \cdot day)$ und 12 $g/(m^2 \cdot day)$. In unseren Modellsimulationen sind Wachstumsraten zwischen 3,7 $g/(m^2 \cdot day)$ und 5,3 $g/(m^2 \cdot day)$ zu beobachten. Diese Unterschiede treten u. a. aufgrund abweichender klimatischer Bedingungen, Bodeneigenschaften, Management und einer anderen Spezies-

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

zusammensetzung der Gräser der zwei Standorte auf. Für Juli reagieren die meisten Modelle (in Chamau) auf den Trockenstress und die Wachstumsraten fallen von $9 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{day})$ auf bis zu $3 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{day})$. Nur das Modell, bei dem die Bodenhorizonte als homogen angenommen werden, simuliert eine gesteigerte Wachstumsrate (von $6 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{day})$ nach $8 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{day})$).

Trockenheit kann auf die Vegetation des Graslandes, z. B. auf die Graslanddynamik und die in der Graspflanze ablaufenden Mechanismen, viele Auswirkungen haben. Die meisten dieser Mechanismen werden in den verwendeten Modellen nicht berücksichtigt, könnten aber potentiell wichtig für das Verständnis von Feldversuchen sein. Diese Veränderungen können physisch sein wie Chaves (2002) und Thomas u. a. (1989) zeigen. Manche Grasarten können Wasserstress vermeiden indem sie verstärkt Wasser aus tieferen Bodenschichten aufnehmen (Volaire und Lelièvre 2001; Volaire 2008). Dies führt langfristig zu Populationsverschiebungen hin zu Grassorten, die tiefer wurzeln (z. B. Gilgen u. a. (2010) und Mariotte u. a. (2013)).

Allerdings kann aufgrund der Evaluation der Simulationen ausgesagt werden, dass mithilfe der Modelle die LAI - Dynamik und die Energieflüsse in guter Übereinstimmung mit den Messwerten (Gilgen und Buchmann 2009) simuliert werden können, sofern Management und Bodenparametrisierung nicht zu stark vereinfacht werden (siehe Ergebnisse). Das Modell, das kein Pflanzenwachstumsmodell verwendet und gemessene (statische) LAI - Werte einsetzt, hat Schwierigkeiten die Dynamik der Evapotranspiration abzubilden, die durch den plötzlichen Abfall des LAIs nach der Ernte bedingt wird und schneidet deshalb schlechter ab als die anderen Modelle. In der Studie von Tsarouchi u. a. (2014) wird gezeigt, dass gerade bei Trockenheit Modelle, die statische LAI - Werte verwenden und ähnlich aufgebaut sind wie bei uns Modell I, Probleme bei der Berechnung der Evapotranspiration (Überschätzung) verursachen können. Bei uns wird die fühlbare Wärme im Modell I systematisch unterschätzt. Die Modelle mit dynamischem Pflanzenwachstum (speziell IV und V) zeigen dieses Verhalten nicht. Zusammenfassend kommt man, wie auch Tsarouchi u. a. (2014) zu dem Ergebnis, dass die Verwendung von dynamischen Pflanzenwachstumsmodellen zu einer realistischeren Darstellung der Evapotranspiration führt und damit auch die Oberflächenenergien besser abgebildet werden können.

Erntemanagement und Bodeneigenschaften

Wie aus den Ergebnissen hervorgeht, können auch die Modelle, die kein Erntemanagement berücksichtigen bzw. einen homogenen Boden voraussetzen, die latente und fühlbare Wärme während der Phase gut simulieren, in der die Temperatur für das Wachstum als optimal angenommen wird und ausreichend Niederschlag zur Verfügung steht (Monat Mai). Dagegen haben diese Modelle Schwierigkeiten, das Verhältnis von fühlbarer Wärme zu latenter Wärme, insbesondere während der Trockenphase, adäquat wiederzugeben. Sowohl ein hoher *LAI* - Wert, der aufgrund der nicht berücksichtigten Grasernte zu hoch ist, als auch eine zu einfache Beschreibung des Bodens führen in der Simulation zum Austrocknen des Oberbodens. Ammann u. a. (2007) stellen fest, dass die Erntefrequenz einen sehr hohen Einfluss auf den Kohlenstoffumsatz, die Partitionierung des Kohlenstoffs in der Pflanze und deren Dynamik haben und deshalb auch den *LAI* stark beeinflussen. Auch Mahmood und Hubbard (2003) untersuchen den Einfluss des Erntemanagements auf die Pflanzen und kommen zu der Erkenntnis, dass speziell die veränderte Dynamik des Pflanzenwachstums die Oberflächenenergien erheblich beeinflusst. Dies legen auch die in dieser Arbeit gezeigten Modellsimulationen nahe.

Die Heuernte zu vernachlässigen kann somit nicht empfohlen werden, da die modellierte Pflanze dann unrealistische Pflanzenmassen und *LAI* - Werte annimmt. Wenn Zukunftsszenarien berechnet werden sollen, ist es allerdings auch nicht ratsam, vorgegebene Erntefrequenzen anzunehmen (Ammann u. a. 2007), da diese einen sehr großen Einfluss auf den Kohlenstoffhaushalt in der Pflanze haben können (Ammann u. a. 2007). Eine weitere Option wäre, gemittelte Monatsmesswerte zu verwenden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Oberflächenenergien damit viel besser simuliert werden können. Allerdings hat das entsprechende Modell dann Schwierigkeiten nach der Ernte das Pflanzenwachstum adäquat abzubilden. Zu dieser Erkenntnis sind auch Tsarouchi u. a. (2014) gekommen. Eine offene Frage ist allerdings, wie in der Simulation Erntereignisse ausgelöst werden sollen, wenn keine Managementdaten verfügbar sind. Dies ist zum Beispiel bei Vorhersagen der Fall.

Die Modellergebnisse der Simulationen, die einen homogenen Modellboden voraussetzen, zeigen, dass die Unterschiede bezüglich der Oberflächenflüsse verglichen mit denjenigen Simulationen, die eine detaillierte Bodenbeschreibung

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

im Modell voraussetzen, nur dann gering sind, solange der Boden mit Wasser gesättigt ist. In diesem Modellansatz ist allerdings die Austrocknung des Bodens besonders im Sommer ausgeprägt. Die fühlbare Wärme reagiert sehr empfindlich darauf und die gemessenen Wärmeflüsse werden systematisch unterschätzt. Daher kann man zusammenfassen, dass der Detailgrad der Darstellung der physikalischen Bodenparameter dann wichtig ist, wenn es am Standort Trockenperioden gibt. Auch Lin und Cheng (2016) stellen fest, wie wichtig die Bodentextur und der Bodenwassergehalt, insbesondere auch die Startwerte, sein können. Laut ihrem Ergebnis reagieren Modelle besonders dann empfindlich auf die Bodentextur, wenn der Boden trocken ist. Mahmood und Hubbard (2003) untersuchten verschiedene Böden und zeigten, dass Böden mit höherer Wasserkapazität den Pflanzen Wasserstress durch ihre Speicherfunktion ersparen können. In nassen Jahren spielte bei ihnen die Bodentextur eine deutlich geringere Rolle als in trockenen Jahren. Letzteres deckt sich mit unseren Simulationsergebnissen. Denn Modelle mit homogener Bodenbeschreibung können in den feuchten Monaten die Oberflächenenergien besser simulieren, als in trockenen Monaten. Modelle mit komplexerer Bodenbeschreibungen haben weniger Schwierigkeiten den Bodenwassergehalt bei Trockenheit adäquat zu simulieren. Mahmood und Hubbard (2003) vermuteten, dass der Effekt unterschiedlicher Bodenbeschreibungen weniger ausschlaggebend ist als der Effekt der Landnutzung und des Managements. Diese Hypothese kann durch unsere Simulation weiter untermauert werden.

Durchwurzelungstiefe

Um den Einfluss der Durchwurzelungstiefe auf die Simulationsergebnisse am Standort Chamau zu untersuchen, werden in der Arbeit zwei Modelle mit unterschiedlicher Durchwurzelungstiefe analysiert. Für Modell IV wird eine maximale Durchwurzelungstiefe von 30 cm angenommen. Diese Tiefe wurde durch Messungen von Roth (2006) ermittelt. Ein zweites Modell (Modell V) geht von einer größeren maximalen Durchwurzelungstiefe von 130 cm aus. Die Simulationsergebnisse zeigen, dass die Begrenzung der Durchwurzelungstiefe auf 30 cm eine stärkere Oberbodenaustrocknung verursacht, als es die Messwerte zeigen. Vermutlich konnten die Pflanzen in Wirklichkeit Wasserressourcen aus tieferen Bodenschichten aufnehmen.

Kapitel 3. Ergebnisse und Diskussionen

Es ist zu vermuten, dass einzelne Spezies den Boden tiefer durchwurzeln, denn das Grasland umfasste ungefähr 25 Grasarten (Gilgen und Buchmann 2009). Zwar beobachteten Dierschke und Briemle (2002) und Herndl M. u. a. (2011), dass die meisten Grasarten kaum tiefer als 30 cm wurzeln, dagegen zeigten Brown u. a. (2010), dass 20 von 41 Grasarten tiefer als 70 cm wurzeln können. Bei ihnen lagen 5-15% der Wurzelbiomassen unterhalb von 68 cm. Ihre Schlussfolgerung ist, dass Gräser durch äußere Randbedingungen, wie Trockenheit oder Nährstoffmangel tiefer wurzeln können. Ein Feldversuch von Mueller u. a. (2013) legt nahe, dass die Durchwurzelungstiefe einer Grasart stark vom Diversitätsgrad des Graslands abhängt: Besteht ein Graslandplot aus mehr als 16 Arten, wie in Chamau, so wurzelten viele dieser Spezies tiefer als diese in Monokulturen (etwa 30 cm) wurzeln würden. Die Wurzelbiomasse war in dem Versuch von Mueller u. a. (2013) unterhalb von 30 cm Bodentiefe, im Falle von mehr als 16 Arten pro Feld, um das siebenfache höher als bei den gleichen Pflanzenarten, wenn sie in Monokulturen angebaut wurden. Gilgen und Buchmann (2009) beschreiben auch im Laufe des Experiments eine hohe Ausbreitung des Wildkrauts *Rumex obtusifolius* am Standort Chamau. Diese *Rumex* und anderes Kraut, wie zum Beispiel *Plantago lanceolata*, neigen oft dazu, tiefer zu wurzeln.

Ein möglicher Beitrag zum Wassergehalt im Oberboden könnte auch durch den sog. „Hydraulic Lift“ hervorgerufen werden, der von den tiefer wurzelnden Grasarten ausgehen kann (Caldwell u. a. 1998). Beim „Hydraulic Lift“ wird Wasser von tiefen Bodenhorizonten oder dem Grundwasser von tief wurzelnden Pflanzen in höhere Bodenhorizonte transportiert.

Da im Modell nur eine Pflanze, die den gesamten Bestand repräsentiert („Big Leaf“ - Ansatz), simuliert wird und daher auch kein „Hydraulic Lift“ anderer Pflanzen berücksichtigt werden kann, kann eine tiefere Durchwurzelung der Modellpflanze zu besseren Ergebnissen führen, auch wenn die Messungen von Roth (2006) eine maximale Durchwurzelungstiefe von 30 cm nahe legen. Gayler u. a. (2014) zeigen für Getreide, dass Modelle verbessert werden können, wenn das Wurzelwachstum dynamisch simuliert wird und sich die Wurzelbiomasse und die Wurzeltiefe kontinuierlich über die Vegetationsperiode anpassen. Dauergrünland ändert jedoch seine Durchwurzelungstiefe kaum während des Jahres (Fiala 2010; Sindhøj u. a. 2000) und es ist schwieriger die Durchwurzelungstiefe

3.1. Chamau: Auswirkung unterschiedlicher Komplexität von Pflanzen- und Bodenmodellen auf die Oberflächenenergie

im Modell ohne Entwicklungsstadien vorherzusagen. Allerdings könnte ein dynamisches Wurzelwachstumsmodell auf unterschiedliche Umweltbedingungen sowohl mit beschleunigtem Wachstum als auch mit Wurzelabsterben während einer Trockenperiode reagieren (Monteith 1991). Dies würde die Sensitivität eines Grünlandökosystemmodells gegenüber Hitzeperioden erhöhen und die simulierte Pflanze widerstandsfähiger gegenüber Wasserstress machen. Jedoch ist der Vorgang, wie Gräser mit Wasserstress umgehen, noch nicht komplett verstanden und wird teils kontrovers diskutiert. Daher wurden Experimente in ariden Gebieten gemacht, um die generellen Reaktionen von Gräsern zum Beispiel auf Trockenheit zu verstehen (Kalapos u. a. 1996; Wijk 2010). Diese Erkenntnisse ließen sich jedoch nicht auf andere Standorte übertragen und konnten in anderen Experimenten nicht bestätigt werden (Prechsl u. a. 2014; Walter u. a. 2012).

Basierend auf unseren Simulationen schlussfolgern wir, dass es ein Vorteil sein kann, die maximale Durchwurzelung von tiefen Horizonten im Modell zuzulassen, auch wenn einzelnen Messungen eine niedrigere maximale Durchwurzelungstiefe nahelegen. Ein dynamisches Wurzelwachstumsmodell könnte die Simulationen noch zusätzlich verbessern, wenn es auf Trockenstress oder Nährstoffmangel adäquat reagieren kann.

3.2 Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

Eine EC - Messstation wurde am Standort Scheyern zwischen zwei Feldern platziert. Dies bietet die Möglichkeit den Einfluss der Heterogenität auf die Oberflächenenergieflüsse zu untersuchen. Auf den Feldern wurden Weizen, Mais und Kartoffeln angebaut. Beim Anbau von Kartoffeln (2013, 2014) wurde das Feld in Teilschläge unterteilt, die mit verschiedenen Kartoffelsorten bepflanzt wurden (siehe Material und Methoden: Abschnitt: 2.4.2).

Für die vorliegende Arbeit werden die Vegetationsperioden von 2012 bis 2014 mit dem Modellsystem Expert-N simuliert und die vorhandenen Messergebnisse mit den Simulationsergebnissen verglichen.

Das Jahr 2012 dient dazu, dass sich die internen Variablen des Modells auf die klimatischen Bedingungen und die durch Bewirtschaftungsmaßnahmen eintretenden Veränderungen der Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte einstellen können (siehe Material und Methoden: Abschnitt 2.4.2). Zum Evaluieren wurden alle verfügbaren Messdaten der Jahre 2013 und 2014 verwendet. Im folgenden Abschnitt wird der Fokus auf folgende Fragestellungen gelegt:

- (i) In welchem Maße lassen sich mit einem Agrarökosystemmodell die EC - Energieflussmessungen des Kartoffel- und des Winterweizenfeldes unter Berücksichtigung der Witterung am Standort Scheyern simulieren?
- (ii) Wie stark beeinflussen Getreideart und Kartoffelsorten latente und fühlbare Wärme flüsse zwischen Landoberfläche und Atmosphäre im heterogenen Gelände? Inwiefern kann die Verwendung eines Mosaikansatzes helfen, die Evaluation des Modells und die Interpretation der Messungen zu verbessern?
- (iii) Wie unterscheiden sich die Energieflüsse und deren Zusammensetzung in den unterschiedlichen Entwicklungsphasen der Feldfrucht? Wie wird das im Mosaikansatz erfasst?

Für eine genauere Analyse wurden drei Phasen von jeweils einer Woche innerhalb der Wachstumsperioden für das Jahr 2013 und 2014 ausgewählt. Diese beziehen sich auf die Phase während der Keimung (fast unbewachsener braucher Boden), auf das Ende der vegetativen Phase (Blätter sind vollständig

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

entwickelt) und auf das Ende der generativen Phase (Zeit, in der geerntet wird). Im Folgenden werden die Phasen als Frühphase, mittlere Phase und Spätphase bezeichnet:

1. Phase (Frühphase): 15. bis 22. April 2014
2. Phase (mittlere Phase): 17. bis 25. Juni 2013.
3. Phase (Spätphase): 19. bis 26. September 2013.

3.2.1 Simulation des Pflanzenwachstums

Abb. 3.8a-c zeigen Simulation und Messwerte für oberirdische Biomassen, Ernteerträge, die Entwicklung der LAIs und die Entwicklungsstadien (BBCH - Werte) der verschiedenen Getreidesorten. Winterweizen der Sorte „Impression“ wurde jeweils 2012 und 2014 auf dem Feld 1 und 2013 auf Feld 2 gepflanzt. Der MBE des Winterweizenenertrags, der sich aus dem Vergleich von Simulationsergebnissen und Messung ergibt, liegt, bezogen auf die drei Jahre, bei $25,6 \text{ dt/ha}$ (MBE, siehe Material und Methoden: Abschnitt: 2.5.3). Der LAI in den Simulationen nimmt als Maximum etwa $7 \text{ m}^2/\text{m}^2$ an. Dies ist ein typischer Wert für Winterweizen (Gao u. a. 2009; Liu u. a. 2002). Die mittlere Abweichung der Entwicklungsstadien liegt bei 2,1 (BBCH - Wert (Meier 1997)).

Bei den Kartoffeln wurden drei unterschiedliche Sorten („Cilena“, „Krone“ und „Nicola“) auf Feld 1 im Jahr 2013 und zwei unterschiedliche Sorten („Krone“ und „Burana“) im Jahr 2014 auf Feld 2 angebaut. Der simulierte Ertrag (Trockenmasse der Knolle) aller Kartoffelsorten wird für 2013 und 2014 um $5,8 \text{ dt/ha}$ überschätzt. Die maximalen LAI - Werte liegen in den verschiedenen Jahren zwischen 2,5 und $7 \text{ m}^2/\text{m}^2$, d. h. im üblichen Bereich (Griffin u. a. 1993). Die simulierten Entwicklungsstadien werden um 2,9 (BBCH - Wert) unterschätzt.

Im Jahr 2012 wurde Silagemais („Ronaldinio“) auf Feld 2 angebaut. Dessen simulierte Biomasse wird um $43,2 \text{ dt/ha}$ unterschätzt. Der maximale LAI beträgt etwa $9 \text{ m}^2/\text{m}^2$. Die Entwicklungsstadien werden um 2,3 (BBCH - Wert) unterschätzt. Für die Auswertung wurden die Modellergebnisse der fünf Teilschlagmodelle T1a, T1b und T1c bzw. T2a und T2b verwendet (für die Zuordnung der Modelle zu den Feldern bzw. Teilschlägen: siehe Material und Methoden: Abschnitt: 2.5.2 bzw. Tab. 2.6.)

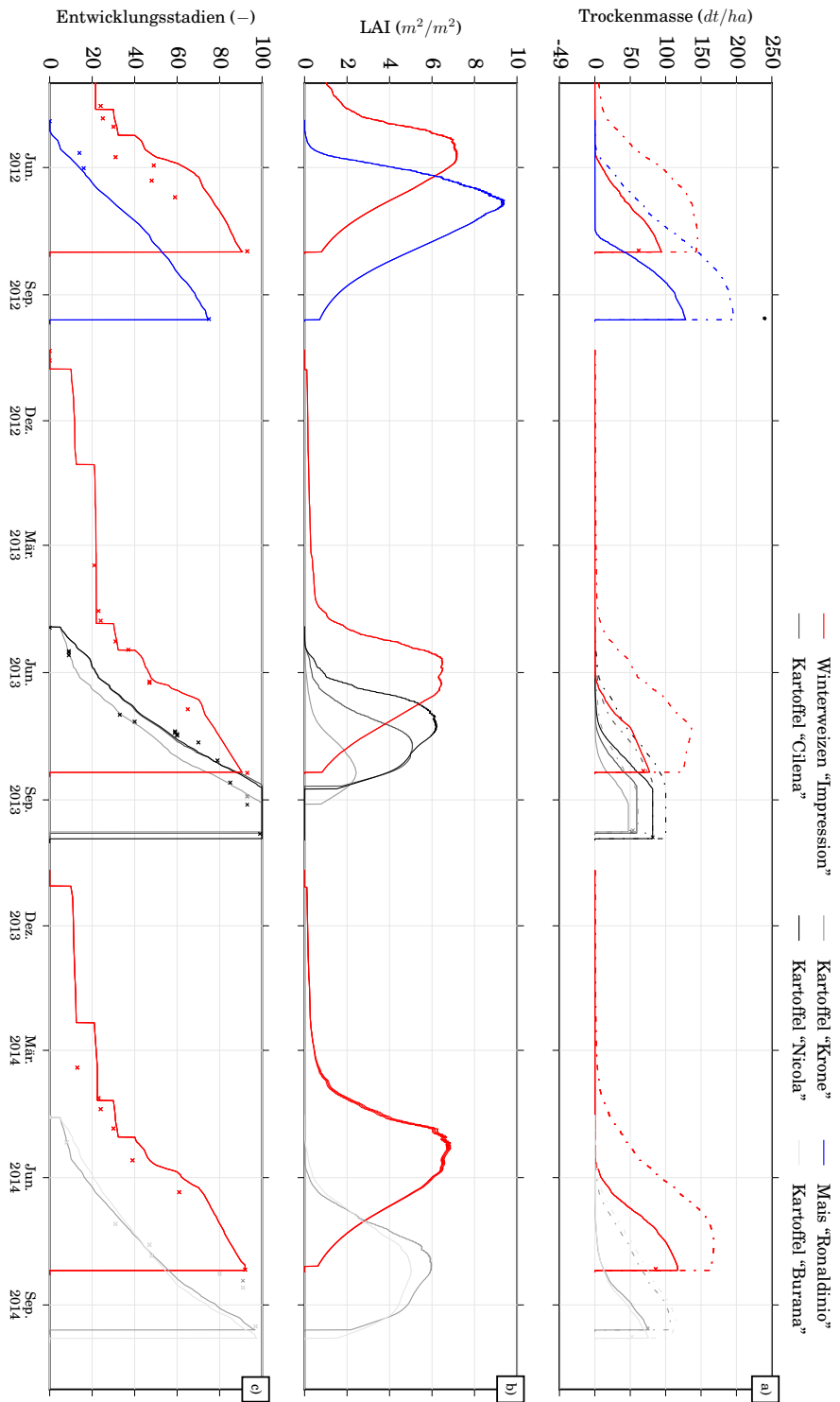


Abbildung 3.8: Simulationsergebnisse von drei Jahren: Oberirdische Biomasse (dt/ha) (Simulation: gestrichelte Linie; gemessene Werte: Stern) und Ertrag (dt/ha) (Simulation: durchgehende Linie; gemessene Werte: Kreuz) (a), Entwicklung des LAI (m²/m²) (Simulation: durchgehende Linie) (b), Entwicklungsstadien der Pflanzen (BBCH - Werte) (Simulation: durchgehende Linie; gemessene Werte: Kreuz) (c). Winterweizen (rot), Kartoffel (verschiedene Grautöne), Mais (blau).

3.2.2 Simulation des Bodenwassergehalts

Abb. 3.9 zeigt die simulierten und gemessenen volumetrischen Bodenwassergehalte von Feld 1 und Feld 2 der Tiefe von 10 cm. Im Modell wird angenommen, dass die Evapotranspirationsrate proportional zum latenten Wärmestrom ist. Im Frühjahr vor der Keimung und im Herbst nach der Ernte wird im Modell, da keine Pflanzen vorhanden sind, nur die Evaporation simuliert. Die simulierten Wassergehalte in 10 cm Tiefe variieren für das Jahr 2013 im Feld 1 zwischen $0,11 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (29.07.2013) und $0,50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (03.06.2013) und für das Jahr 2014 von $0,11$ (28.06.2014) und $0,39$ (21.07.2014). Der Jahresdurchschnitt liegt bei $0,26 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ für 2013 und $0,24 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ für 2014. Für das Jahr 2014 ist das simulierte Feld 1 im Vergleich zu 2013 somit trockener und es tritt häufiger Wasserstress in den Agrarpflanzen auf.

Die Wassergehalte in 10 cm Tiefe für das Jahr 2013 im Feld 2 liegen in der Simulation zwischen $0,18 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (29.07.2013) und $0,38 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (31.05.2013) bzw. für 2014 zwischen $0,18$ (28.06.2014) und $0,38$ (27.01.2014). Im Jahresdurchschnitt der Simulation liegen die Wassergehalte 2013 bei $0,33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ und 2014 bei $0,28 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Im Jahr 2014 ist somit das Feld 2 trockener als im Jahr 2013. Dies gilt sowohl für die Simulation als auch für die Messung.

Werden die simulierten Wassergehalte von Feld 1 mit denen von Feld 2 verglichen, dann hat letzteres insgesamt einen höheren Wassergehalt. Die simulierten Wassergehalte von Feld 1 besitzen höhere maximale Wassergehalte und haben auch die höheren Schwankungen im Wassergehalt.

Bis April 2013 wird der Wassergehalt von Feld 1 in 10 cm Tiefe systematisch um etwa 10% vom Modell unterschätzt. In der restlichen Zeit kann das Modell die Dynamik der Messwerte zufriedenstellend (Abweichung $< 10\%$) abbilden. Zwischen Februar und April 2014 werden die Messwerte um weniger als 10% überschätzt (siehe Tab. 3.1). Im Feld 2 können die Wassergehalte in 10 cm Tiefe im Durchschnitt gut (NSE = 0,32) simuliert werden. Allerdings sind die Amplituden, die durch Niederschläge verursacht werden, speziell von Januar bis Juli 2013, in den Simulation kaum zu erkennen. Möglicherweise handelt es sich um präferenzielle Flüsse, die durch Makroporen oder Risse im Boden auftreten können und vom Modell nicht abgebildet werden. Bei präferenziellem Fluss perkoliert das Wasser entlang relativ enger Fließbahnen und umgeht dabei Teile der Bodenmatrix. Dadurch gelangt Wasser von der Bodenoberfläche

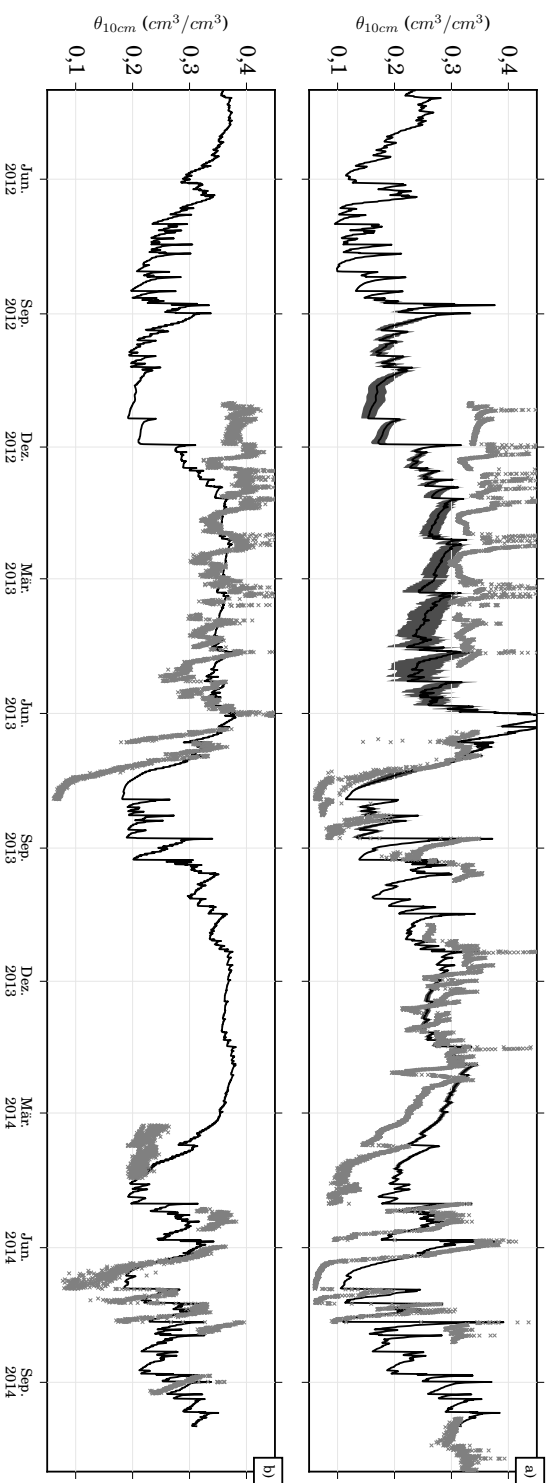


Abbildung 3.9: Simulierte (durchgehende Linie) und gemessene (Kreuze) Dynamik der relativen volumetrischen Bodenwasser-
 gehalte in 10 cm Tiefe von Feld 1 (a) und Feld 2 (b). Die simulierten Wassergehalte der Teilschläge (Simulation unterschiedlicher
 Sorten) werden für jedes Feld gemittelt und mit Standardabweichung dargestellt. Die Messwerte stammen von Thieme (2017)

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

schnell in tiefere Bereiche des Bodens (Flury u. a. 1994).

Insgesamt können die Wassergehalte der Felder in 10 cm Tiefe (siehe Tab. 3.1) zufriedenstellend simuliert werden. Beide Simulationen der Wassergehalte in

Tabelle 3.1: Statistik der Wassergehalte

Feld	NSE	MBE (cm^3/cm^3)	RMSE (cm^3/cm^3)
1	0,34	-0,02	0,08
2	0,32	0,01	0,07

10 cm Bodentiefe haben einen RMSE der kleiner als $0,09 cm^3/cm^3$ ist und der $|MBE|$ ist kleiner als $0,03 cm^3/cm^3$. Die NSE - Werte betragen etwa 0,33.

3.2.3 Dynamik der Energieflüsse

Im folgenden Kapitel wird die simulierte Dynamik der Energieflüsse an der Landoberfläche analysiert und mit Messungen der EC - Station verglichen. Die 30-minütigen Rohdaten der EC - Messwerte stammen von Thieme (2017). Deren weitere Prozessierung wird in Material und Methoden, Abschnitt 2.4.2 erklärt. Das Kapitel ist in verschiedene Abschnitte unterteilt, um die Simulationsergebnisse nach verschiedenen Gesichtspunkten untersuchen zu können. Als Schwerpunkt werden die Unterschiede der simulierten Energieflüsse mit Berücksichtigung der Witterung, sowie der Einfluss der Nutzpflanzen (Winterweizen, Kartoffel) und der Kartoffelsorten auf die latente und fühlbare Wärme untersucht. Des Weiteren werden drei verschiedene Zeiträume von jeweils einer Woche exemplarisch genauer analysiert.

Überblick und standortspezifische Witterung:

Vergleicht man die simulierten Oberflächenenergieflüsse mit den Messwerten, so ergibt sich für den gesamten verfügbaren Zeitraum unter Verwendung des Mosaikansatzes (April 2012 bis November 2014) ein NSE von 0,49 für die latente Wärme und ein NSE von 0,57 für die fühlbare Wärme. Das bedeutet, dass die Messwerte mit dem Modell besser abgebildet werden können, als mit einem Modell, das auf dem Durchschnittswert der Messung beruht.

Wenn die Felder getrennt betrachtet werden sollen, bietet sich üblicherweise ein anderer Ansatz an: Laut Göckede u. a. (2008) ist eine Messung dann repräsentativ für ein Feld, wenn 80% des Footprints in diesem liegen. Daher lassen

sich auch Statistiken für Flüsse erstellen, die sich hauptsächlich auf Feld 1 oder Feld 2 beziehen, wenn man nur die gemessenen Energieflüsse berücksichtigt, bei denen dieses Kriterium erfüllt ist (für die Beschreibung der Modellansätze siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.5.2). Die Spalten T1c und T2a in Tab. 3.2 zeigen die berechneten Statistiken für genau diesen Fall¹. In Tab. 3.2 werden jeweils NSE, RMSE und MBE für die Vegetationsperiode 2013 und 2014 bzw. für den Gesamtzeitraum gezeigt. In den Simulationen werden die zwei Felder in drei (Feld 1) bzw. zwei (Feld 2) Teilschläge unterteilt. T1c und T2a beziehen sich jeweils auf die Teilschlagsimulation, die der EC - Station am nächsten sind². Diese werden hier als repräsentativ für das gesamte Feld angenommen. Von den insgesamt 6977 Messwerten (N für 2013-2014) können insgesamt 5885 Werte Feld 1 oder Feld 2 (bzw. den Simulationsergebnissen der Modelle T1c und T2a) zugeordnet werden. Die restlichen 1092 Messwerte (R), die weder dem Feld 1 noch dem Feld 2 zugeordnet werden können, werden mit Simulationsergebnissen des Mosaikansatzes analysiert. Die meisten Energieflussmessungen stammten von Feld 1 (59%), da der Wind meistens aus Südwesten wehte. Im Falle von Ostwind lagen die Flüsse fast immer auf Feld 2 (25%). Etwa 16% der Flüsse konnten keinem Feld zugeordnet werden. Der Wind kam in dem Fall entweder aus dem Norden oder aus dem Süden (siehe Tab. 3.2 und Abb. 3.10a). Die Verteilung der Windrichtungen über den Tag war im Durchschnitt nicht gleichmäßig (siehe Abb. 3.10b). Nachts zwischen 20 und 8 Uhr wehte der Wind fast nur (mehr als 95%) aus Westen und damit konzentrierten sich auch sämtliche gemessenen nächtlichen Energieflüsse auf Feld 1. Tagsüber war die Windverteilung derart, dass die Anzahl der gemessenen Energieflusswerte auf beiden Feldern etwa gleich ausfiel. Da die Energieflüsse nachts nur wenige W/m^2 betragen, war deren Beitrag an der Gesamtenergie für die statistischen Maße nicht ausschlaggebend. Auch der Niederschlag war nicht gleich verteilt. Wie in Abb. 3.10c zu sehen ist, trat über 90% des Niederschlags bei Westwindlage auf. So gab es nur wenige Tage im Jahr mit ge-

¹T1c besagt, dass die Energieflüsse, die hauptsächlich von Feld 1 gemessen wurden, mit den Simulationsergebnissen dieses Feldes (Modell T1c) verglichen werden und T2a, dass die Energieflüsse, die hauptsächlich von Feld 2 gemessen wurden, mit den Simulationsergebnissen des anderen Feldes (Modell T2a) verglichen werden. Das Teilschlagmodell, das die Kartoffelsorte simuliert, die der EC - Station am nächsten liegt, wird als repräsentativ für das gesamte Feld angenommen.

²In der Scheyernübersichtskarte sind dies die mittleren Felder. In Abb. 2.5 werden diese Felder bzw. Simulationen als T1c bzw. T2a bezeichnet.

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

Tabelle 3.2: Statistik der Energieflüsse

	2013			2014			2013-2014			
	T1c ^a K	T2a ^b W	R ^c M ^d	T1c ^a W	T2a ^b K	R ^c M ^d	T1c ^a	T2a ^b	R ^c M ^d	
Feldfrucht ^e	1659	795	536	2448	983	556	4107	1778	1092	6977
N ^f										
Latente Wärme										
NSE	0,14	0,46	0,41	0,77	0,22	0,54	0,52	0,36	0,48	0,49
RMSE (W/m^2)	79,3	83,7	68,6	41,4	79,8	62,1	59,7	81,5	65,4	65,7
MBE (W/m^2)	19,8	-6,2	9,9	-3,2	43,3	27,4	6,1	21,2	18,8	11,3
Fühlb. Wärme										
NSE	0,44	0,58	0,68	0,65	0,30	0,54	0,56	0,46	0,62	0,57
RMSE (W/m^2)	79,8	89,2	67,1	54,4	90,3	68,5	65,8	89,8	67,8	71,7
MBE (W/m^2)	-	14,5	-3,3	7,4	16,4	1,7	-3,9	15,5	-0,7	1,9
	20,5		-7,4							

^a 80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 1

^b 80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 2

^c Gemischte Flüsse die sich weder eindeutig Feld 1 noch Feld 2 zuordnen lassen (mit dem Mosaikansatz gewichtet)

^d Alle Wertepaare sind mit dem Mosaikansatz gewichtet. Entweder werden alle Werte des Feldes verwendet (kein Index)

oder nur die Werte eines Feldes (Index)

^e Dominante Feldfrucht (K: Kartoffel, W: Weizen), ansonsten gemischt

^f Anzahl der Wertepaare

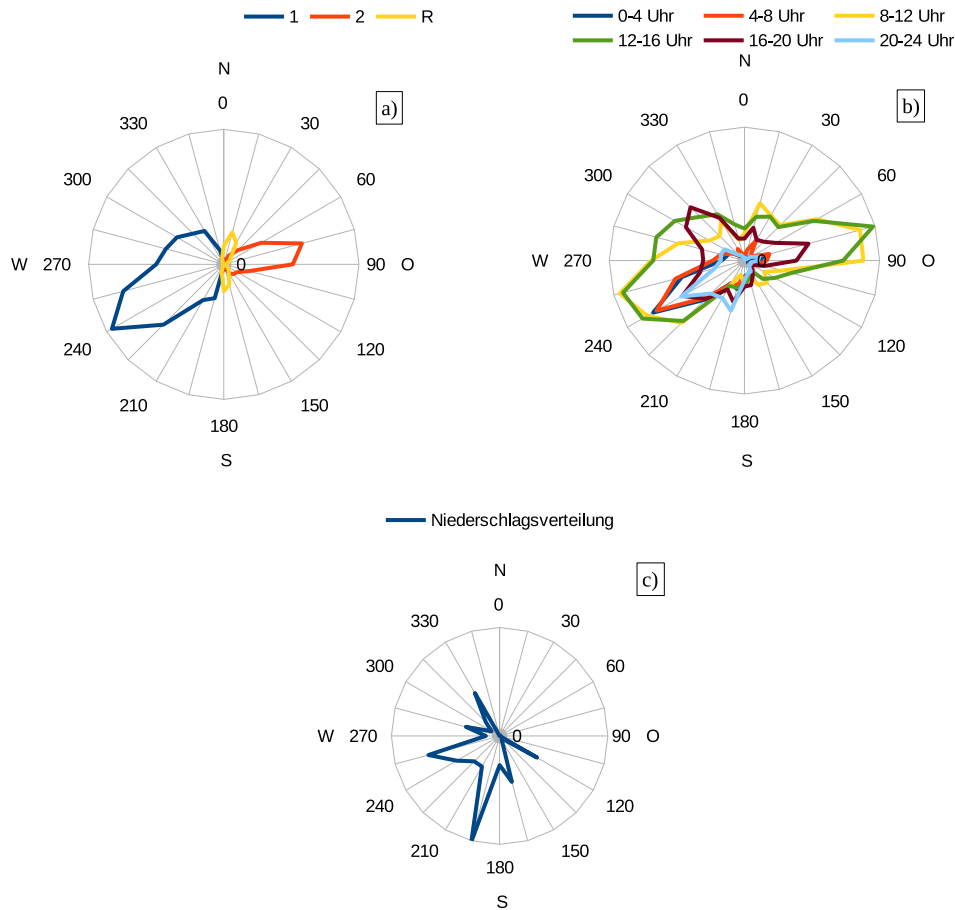


Abbildung 3.10: Windrose über Scheyern: Verteilung (Histogramm) der Flüsse in Abhängigkeit der Windrichtung ($^{\circ}$) über die zwei Felder (Feld 1: rot, Feld 2: blau, gemischt: gelb) und des gemischten Flusses (a), die Häufigkeit der Windrichtung in Abhängigkeit von der Tageszeit (vierstündige Quantile, Farben siehe Legende) (b) und die durchschnittliche Niederschlagsverteilung in Abhängigkeit der Windrichtung (c). Die für die Graphiken verwendeten Messwerte stammen von Thieme (2017).

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

messenen Energieflusswerten unter Niederschlagsbedingungen, die von Feld 2 stammten. Daher wurde ein Großteil der Energieflüsse von Feld 2 bei sonnigem Wetter gemessen, während es bei den latenten und fühlbaren Wärmeflüssen, die von Feld 1 stammten, eine stärkere Mischung an unterschiedlichen Wetterkonstellationen gab. Dies führte zu deutlich niedrigeren durchschnittlichen Wärmeflüssen bei Feld 1: Diese lagen bei 86 W/m^2 beim latenten und bei 65 W/m^2 beim fühlbaren Wärmefluss. Feld 2 hatte dagegen durchschnittliche latente und fühlbare Wärmeflüsse um 117 W/m^2 . Die prozentuale Stabilität der Atmosphäre war auch nicht immer gleichmäßig auf beide Felder verteilt (siehe Tab. 3.3). Grundsätzlich trat in fast allen Fällen die labile Schichtung am häufigsten auf. Das Verhältnis der Messwerte von labiler Schichtung zu den anderen Schichtungen war am größten, wenn die Flüsse keinem Feld eindeutig zugeordnet werden konnten (R). Im Jahr 2014 trat die neutrale Schichtung bei

Tabelle 3.3: Stabilität der Luftschichtungen der unterschiedlichen Felder

	2013			2014			2013-2014		
	1 ^a	2 ^b	R ^c	1 ^a	2 ^b	R ^c	1 ^a	2 ^b	R ^c
stabil (%)	21	20	20	24	12	19	23	15	20
neutral (%)	31	21	9	41	22	6	37	22	7
labil (%)	49	59	71	35	66	74	40	63	73

^a80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 1

^b80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 2

^cGemischte Flüsse, die sich weder eindeutig Feld 1 noch Feld 2 zuordnen lassen. Diese werden mit dem Mosaikansatz gewichtet

den Energieflussmessungen von Feld 1 am häufigsten auf.

Generell müsste die Evapotranspiration bzw. die latente Wärme am besten vom Modell abgebildet werden können, wenn die Schichtung neutral ist, sofern kein Wasserstress vorliegt. Der Grund dafür ist, dass der im Modell verwendete Penman-Monteith-Ansatz (Allen u. a. 2006; Monteith 1965; Penman 1948), mit dem die potentielle Evapotranspiration berechnet wird, für neutrale Schichtung, bei der weder Luft aufsteigt, noch absinkt, entwickelt wurde. Da allerdings auch andere Aspekte, wie die stomatäre Leitfähigkeit der Pflanze und die Wasserverfügbarkeit im Boden sowie die Albedo und das Entwicklungssta-

dium (durch die k_c - Faktoren (siehe Material und Methoden: Abschnitt 2.5.2)) in die Berechnung der Evapotranspiration mit eingehen und in der Statistik auch die Simulations- und Messwerte der stabilen und labilen Luftschichtung berücksichtigt werden, sind die Effekte der atmosphärischen Schichtungen in den statistischen Maßen nicht erkennbar.

Die simulierten latenten und fühlbaren Wärmeflüsse, der Felder sind in Abb. 3.11, Abb. 3.12, Abb. 3.13 und Abb. 3.14 als Hovmöller - Diagramm dargestellt³ (Hovmöller 1949). Hovmöller - Diagramme verwenden typischerweise zusätzlich zur x- und y- Achse (hier: x: Zeit in Tagen bzw. Datum; y: Stunde des Tages) eine zusätzliche z- Achse (hier: Wärmefluss), bei der der Wert einer Variable farblich kodiert ist. Sie eignen sich vor allem für eine übersichtliche Darstellung von längeren Zeiträumen (z. B. mehreren Vegetationsperioden), ohne dass über die darzustellende Variable (aus Platzgründen) zeitlich gemittelt werden muss. Es werden nur die simulierten Werte gezeigt, bei denen auch Messwerte vorhanden sind. Vergleicht man die Modellsimulationen untereinander, so sind die Modellunterschiede der Pflanzenarten (Winterweizen und Kartoffel) am größten. Die Messwerte, die Ergebnisse von Modell M und die Zuordnung der Simulationswerte zu den Feldern werden in Abb. 3.15, Abb. 3.16 und Abb. 3.17 gezeigt. Sowohl Simulation T1c (repräsentiert Feld 1) als auch Simulation T2a (repräsentiert Feld 1) können latente und fühlbare Wärmeflüsse mit NSE - Werten zwischen 0,14 und 0,77 simulieren. Die NSE - Werte der Flüsse von Modell R waren in beiden Jahren immer größer als 0,41. Modell M, das alle Wertepaare mit einbezieht, liegt immer zwischen den Gütemaßen der Statistiken von Modell T1c, Modell T2a und Modell R. Da die für die statistischen Maße verwendeten Wertepaare (Simulation und Messung) für die verschiedenen Modelle (T1c, T2a, R, M) während des Zeitraums vom Footprint abhängig sind, ist eine Bewertung und ein Vergleich der Modelle nicht sinnvoll (siehe Abb. 3.17).

Simulation der Getreideart:

In der Vegetationsperiode 2013 wuchsen auf Feld 1 Kartoffeln und auf Feld 2 Winterweizen, während im darauf folgenden Jahr Kartoffeln auf Feld 2 und Winterweizen auf Feld 1 gepflanzt wurde. Da jede Feldfrucht auf jedem Feld

³Jeweils Modellansatz T1c und Modellansatz T2a repräsentieren Feld 1 bzw. Feld 2 in der hier betrachteten Statistik.

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

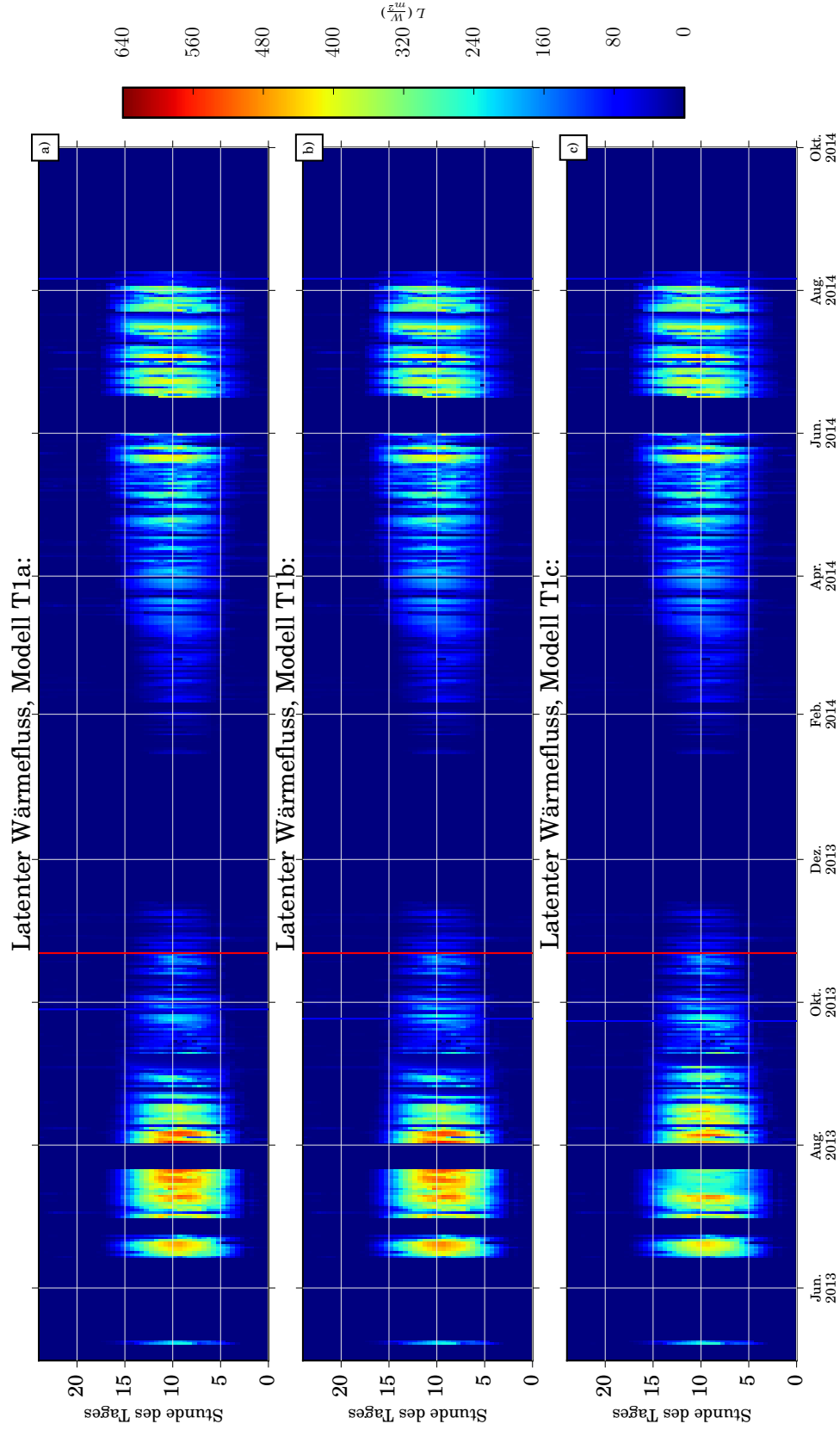


Abbildung 3.11: Hovmöller-Diagramme der simulierten latenten Wärmeflüsse von Feld 1. Es werden die Simulationsergebnisse von Modell T1a (a), T1b (b) und T1c (c) gezeigt (Saat: rote vertikaler Balken, Ernte: blauer vertikaler Balken).

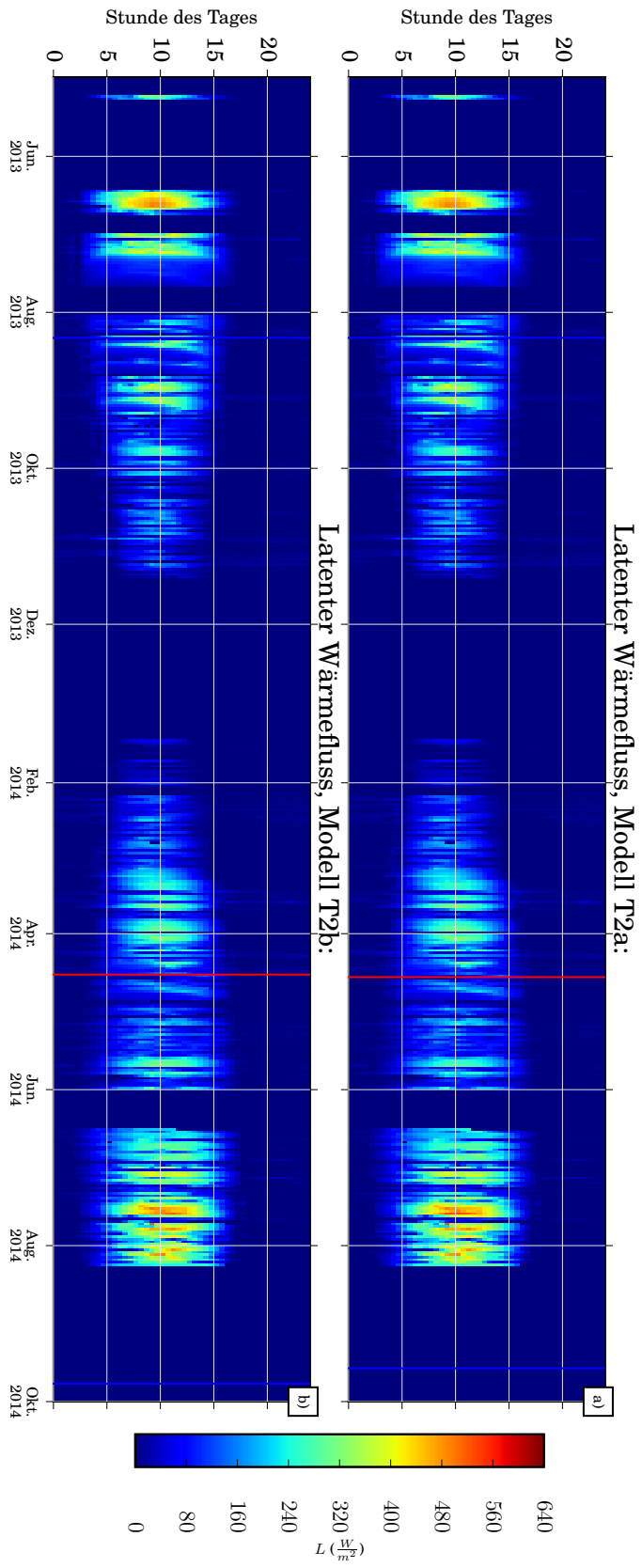


Abbildung 3.12: Hovmöller-Diagramme der simulierten latenten Wärmeflüsse von Feld 2. Es werden die Simulationsergebnisse von Modell T2a (a) und T2b (b) gezeigt (Saat: rote vertikaler Balken, Ernte: blauer vertikaler Balken).

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

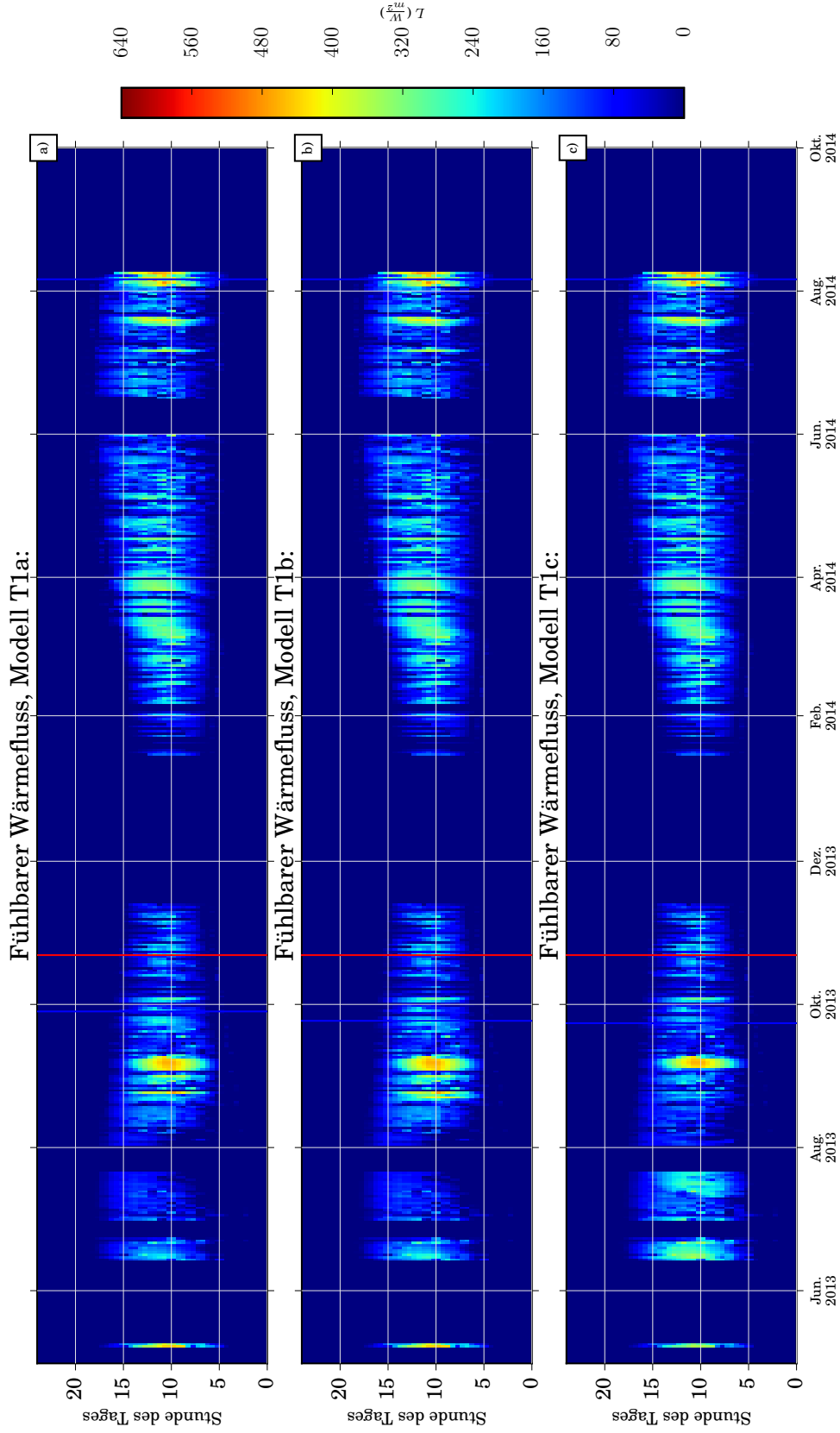


Abbildung 3.13: Hovmöller-Diagramme der simulierten fühlbaren Wärmeflüsse von Feld 1. Es werden die Simulationsergebnisse von Modell T1a (a), T1b (b) und T1c (c) gezeigt (Saat: rote vertikaler Balken, Ernte: blauer vertikaler Balken).

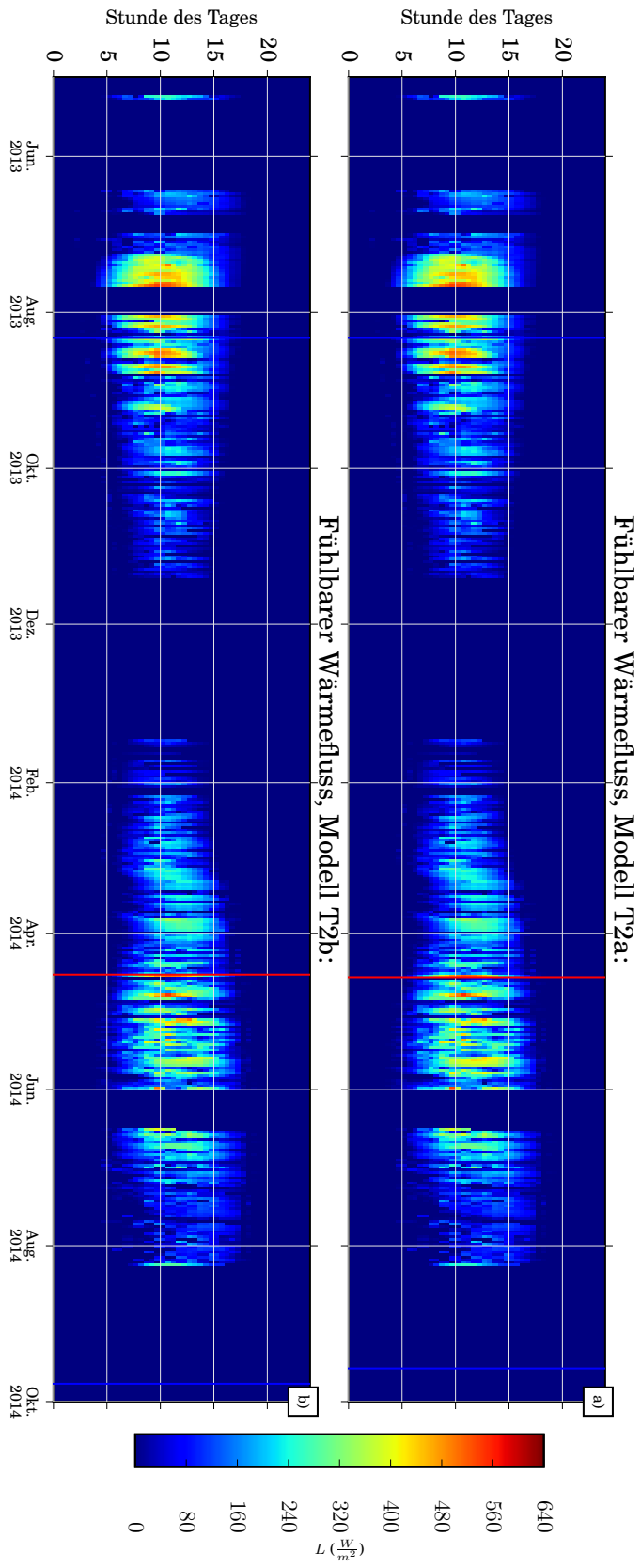


Abbildung 3.14: Hovmöller-Diagramme der simulierten fühlbaren Wärmeflüsse von Feld 2. Es werden die Simulationsergebnisse von Modell T2a (a) und T2b (b) gezeigt (Saat: rote vertikaler Balken, Ernte: blauer vertikaler Balken).

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

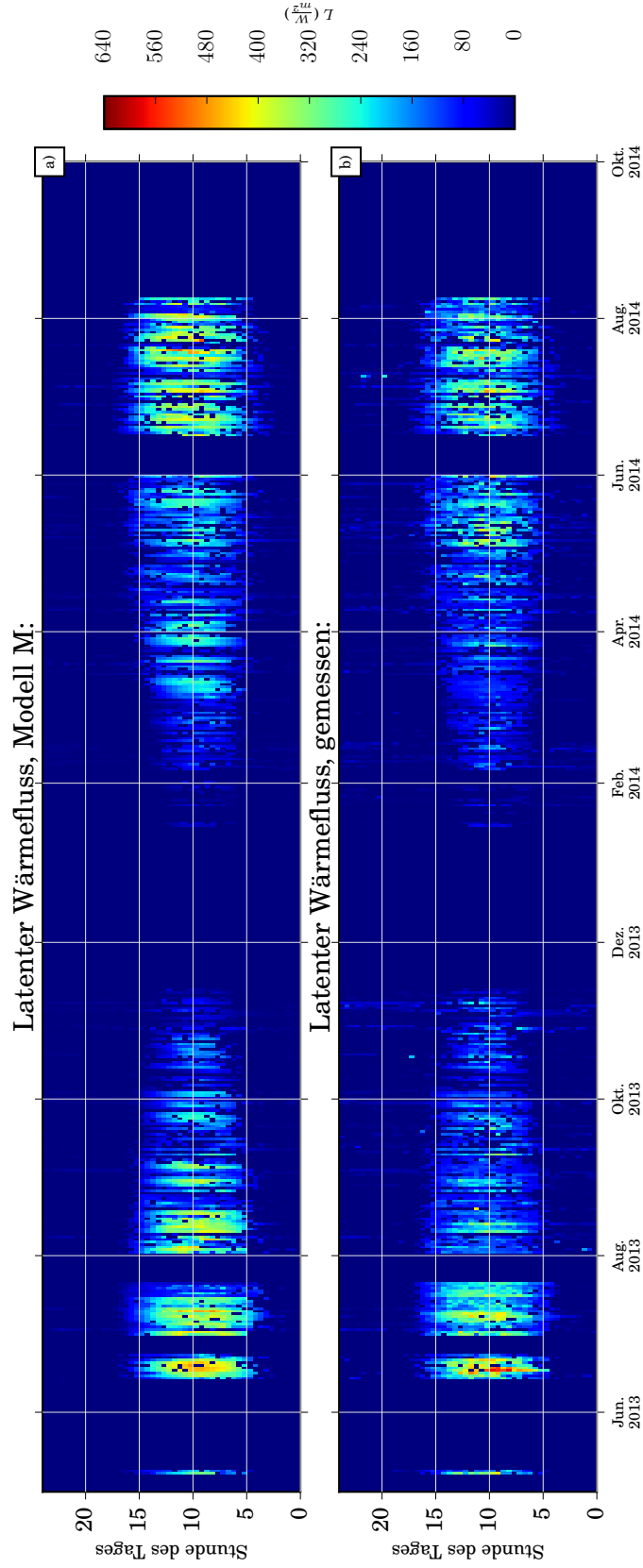


Abbildung 3.15: Hovmöller-Diagramme der latenten Wärmeflüsse zeigen die Ergebnisse des Mosaikansatzes (Modell M) (a) und die korrigierten gemessenen Flüsse (b) (gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2)

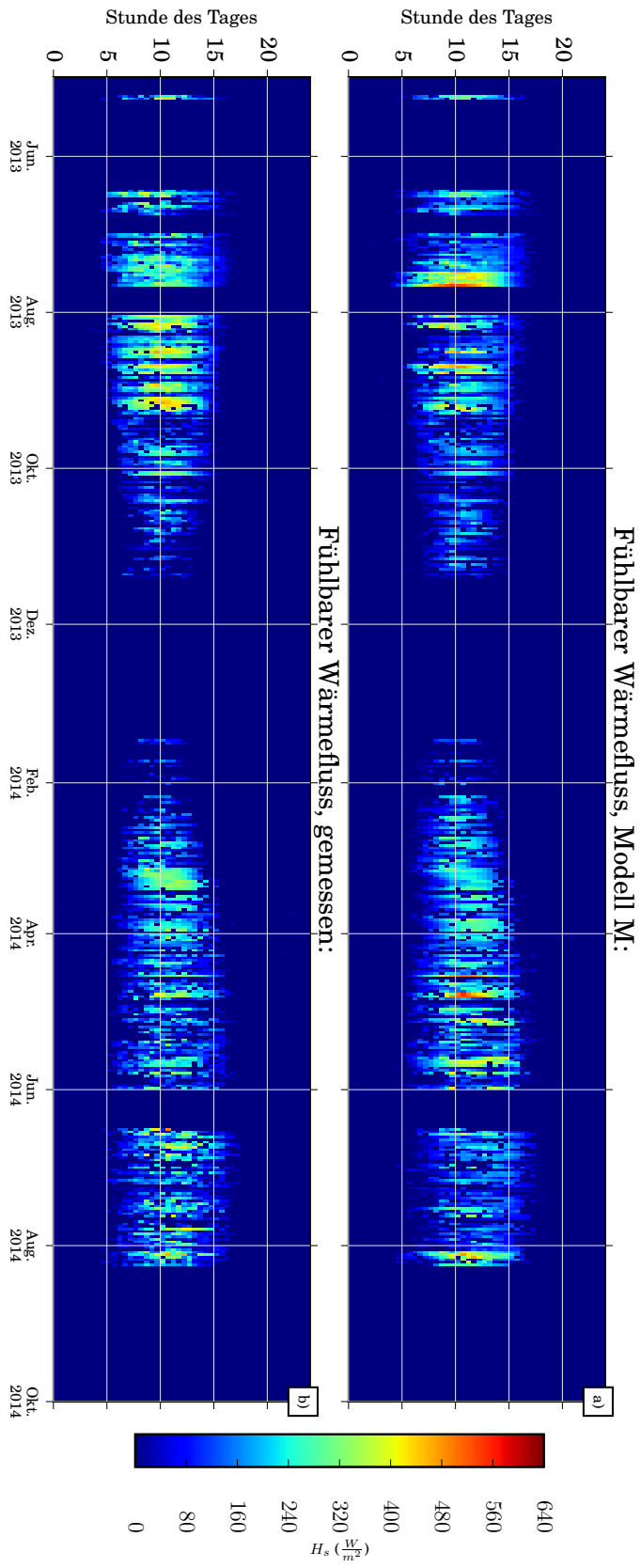


Abbildung 3.16: Hovmöller-Diagramme der fühlbaren Wärmeflüsse zeigen die Ergebnisse des Mosaikansatzes (Modell M) (a) und die korrigierten gemessenen Flüsse (b) (gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2)

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

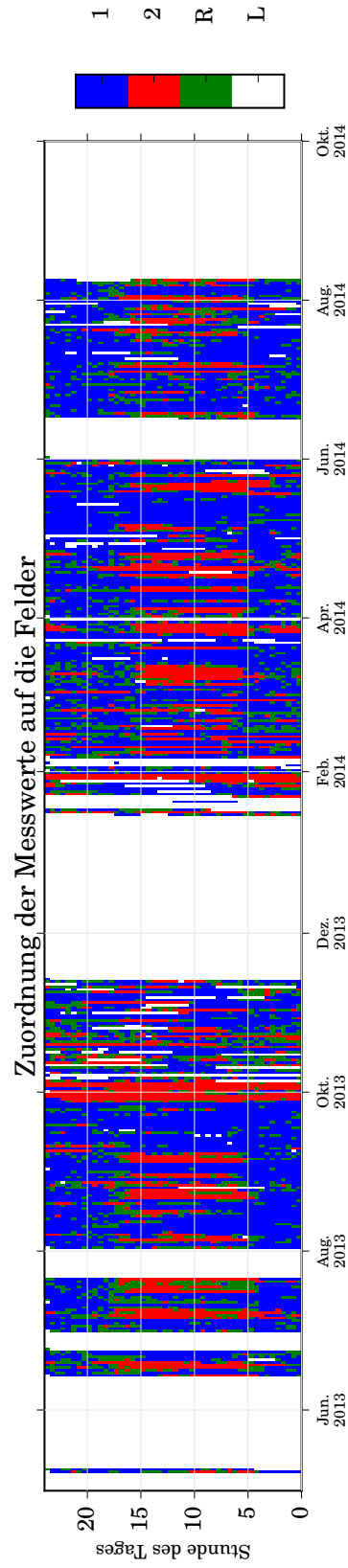


Abbildung 3.17: Das Hovmöller-Diagramm zeigt die Zuordnung der Flüsse auf die Felder 1 (blau) und 2 (rot) bzw. die Flüsse, die sich nicht zuordnen lassen (R, grün). Datenlücken werden weiß (L) dargestellt.

angebaut wurde, lassen sich über die zwei Jahre die statistischen Maße aus Simulation und Messung kombiniert bezüglich der Feldfrüchte auswerten. Der durchschnittliche NSE zwischen latenter und fühlbarer Wärme (Tab. 3.2) zeigt, dass die Dynamik der Flüsse beim Kartoffelanbau (2013 Feld 1: 0,29 und 2014 Feld 2: 0,26) schlechter simuliert wird als die Flussdynamik beim Winterweizenanbau (2013 Feld 2: 0,52 und 2014 Feld 1: 0,71). Beim MBE ergibt sich ein ähnliches Bild, wenn man die jeweiligen Energiebeträge betrachtet. So ist der MBE der Oberflächenenergie der Winterweizensimulation fast immer deutlich weniger als halb so groß wie der MBE - Wert der simulierten Flüsse des Kartoffelfeldes.

Das statistische Maß RMSE bestätigt die Aussage, die aus der Interpretation des NSE folgt, wenn man beide Jahre betrachtet: Zwar erreicht die Simulation der Energieflüsse über dem Kartoffelfeld im Jahr 2013 einen RMSE - Wert der etwa 7 W/m^2 niedriger ist, allerdings sind für 2014 die durchschnittlichen RMSEs der Energien der Winterweizensimulation um mehr als 35 W/m^2 niedriger. Der Grund für die teils unterschiedlichen Aussagen zwischen NSE und RMSE liegen in den jeweiligen statistischen Maßen selbst begründet. Beim NSE wird durch die Summe der quadrierten gemessenen Schwankungen ($\sum_i (O_i - \bar{O})^2$) geteilt (siehe Material und Methoden Abschnitt 2.5.3). Der NSE hat daher die Eigenschaft, dass große gemessene Energieschwankungen dazu führen, dass Abweichungen zwischen Messung und Simulation besser vom statistischen Maß bewertet werden als wenn die gemessenen Energieschwankungen niedrig sind. Deshalb kommt es beim NSE nicht auf die absoluten Energiebeträge an, sondern auf deren Verhältnis zur energetischen Schwankung (siehe auch Krause u. a. (2005)).

Die gemessenen Energieflüsse hängen von Windrichtung und atmosphärischer Schichtung ab. Ein gemessener Wert bezieht sich deshalb entweder auf Feld 1, auf Feld 2 oder auf keines der Felder (Abb. 3.17). Deutlich ist in der Abbildung auch zu sehen ist, wie ungleichmäßig die Zuteilung der Meßwerte bezüglich der Tageszeit zwischen Feld 1 und Feld 2 ist. Daher unterscheidet sich auch der in die NSE - Statistik eingehende Energiedurchschnitt (\bar{O}), der jeweils aus latenten und fühlbaren Wärmeflüssen berechnet wird. Er kann sich pro simuliertem Jahr um das doppelte pro Feld und Fluss (latenter und fühlbarer Wärmefluss)

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

unterscheiden (bis zu 60 W/m^2). Deren durchschnittliche Schwankungen⁴ unterscheiden sich um bis zu 30 W/m^2 .

Es lässt sich aufgrund der statischen Maße (NSE und RMSE) schlussfolgern, dass das Modell die Oberflächenenergien des Weizenfeldes besser simulieren kann, als die des Kartoffelfeldes.

Simulation der Sorte:

Im Jahr 2013 wurden auf Feld 1 drei Kartoffelsorten und im Jahr 2014 auf Feld 2 zwei Kartoffelsorten angebaut (siehe Abb. 2.5). Im vorherigen Abschnitt, wurde angenommen, dass es jeweils nur eine Sorte auf jedem Feld gab. Es wurde jeweils die Simulation desjenigen Teilschlags, der der EC - Messtation am nächsten lag, als repräsentativ für das gesamte Feld angesehen. Wie in den Abbildungen (Abb. 3.11, Abb. 3.12 bzw. Abb. 3.13 und Abb. 3.14) zu sehen ist, unterscheiden sich die simulierten Energien der drei Kartoffelteilschläge (Modelle T1a, T1b und T1c) 2013 auf Feld 1 und der zwei Kartoffelteilschläge (Modelle T2a und T2b) 2014 auf Feld 2. Deutlich wird dies auch in den Statistiken (Tab. 3.4). Die Unterschiede der simulierten Energien der verschiedenen Kartoffelteilschläge für das Jahr 2013 betragen bis zu 240 W/m^2 bei der latenten Wärme und 200 W/m^2 bei der fühlbaren Wärme. Diese hohen Unterschiede treten Mitte bis Ende Juli zwischen den Teilschlagmodellen T1a und T1c bzw. den Teilschlagmodellen T1b und T1c auf. Die simulierten Energieflüsse der Teilschläge 1a und 1b (Modell T1a und T1b) unterscheiden sich lediglich Mitte August um weniger als 100 W/m^2 und das trotz der Anfang Juli auftretenden hohen Unterschiede der berechneten LAIs zwischen den zwei Teilschlägen (LAI - Unterschied: $3 \text{ m}^2/\text{m}^2$). Der Boden ist in der Simulation während dieser Zeit mit Wasser gesättigt und da die Böden in der Simulation als identisch angenommen werden, ändert sich lediglich das Verhältnis von simulierter Evaporation zu simulierter Transpiration. Dies hat zur Folge, dass sich die simulierte Dynamik der Wassergehalte in den unterschiedlichen Bodenschichten teilweise anders entwickelt: Mitte Juli trocknet der Oberboden in der Simulation des Teilschlages 1b aus, was zu einer Reduktion der simulierten Transpiration führt.

Ähnliche Ursachen haben die Energieunterschiede zwischen den Modellen T1a

⁴Hier wurden aus Gründen der leichteren Interpretation die Wurzeln aus den durchschnittlichen Schwankungen verwendet: $(N^{-1} \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2)^{1/2}$

und T1c bzw. T1b und T1c. Besonders für 11. bis 29. Juli simuliert Modell T1c eine starke Austrocknung des Oberbodens. Dies führt zu niedrigeren latenten Wärmeflüssen und zu einer höheren fühlbaren Wärme. Eine weitere, wenn auch geringere Wirkung auf die Energieunterschiede liefert die Albedo (maximal 60 W/m^2 an einigen Tagen Ende August). Die Albedo hat einen direkten Einfluss auf die Nettostrahlung und nimmt daher indirekt Einfluss auf die berechnete Evapotranspiration im Modell (siehe Material und Methoden: Abschnitt 2.2). Sie ist vom LAI und dem volumetrischen Wassergehalt der ersten Bodenschicht abhängig. Die Albedos unterscheiden sich in den Simulationen von Teilschlag 1a und 1c um 0,1: Die meiste Zeit im August liegen die simulierten Albedowerte zwischen 0,2 und 0,23 und haben bei allen Teilschlägen ähnliche Werte.

Um den Einfluss der verschiedenen Kartoffelsorten auf die Energieflüsse zu untersuchen, werden NSE -, RMSE - und MBE - Statistiken gezeigt, bei der jeweils die simulierten Oberflächensimulationen der Teilschläge (Sorte) mit den gemessenen Oberflächenenergien verglichen werden (siehe Tab. 3.4). Verglichen werden die Simulationsergebnisse und Messungen für Feld 1 (2013) unter der Bedingung, dass 80% der Footprintfläche auf diesem Feld liegen. Im Jahr 2014 werden die simulierten Oberflächenenergien von Feld 2 mit den Energiemesswerten verglichen, falls 80% der Footprintfläche auf Feld 2 liegen.

Die Modellansätze (T1a, T1b, T1c, T2a, T2b, M₁, M₂, Ø₁ und Ø₂) werden mithilfe der statistischen Maße NSE, RMSE und MBE verglichen. Eine Übersicht der Modellansätze wird im Material und Methoden Teil, Abschnitt: 2.5.2 gegeben.

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

Tabelle 3.4: Statistiken der Energieflüsse nach Sorten

Vegetationsperiode Feldfrucht, Feld ^e	M ₁ ^a	M _{1a,b,c} ^b	Ø ₁ ^c	T1c ^d	T1b	T1a	M ₂ ^a	M _{2a,b} ^b	Ø ₂ ^c	T2a ^d	T2b
	2013						2014				
	Kartoffel, Feld 1						Kartoffel, Feld 2				
Latente Wärme											
NSE	0,18	0,16	0,10	0,14	0,00	0,00	0,24	0,22	0,22	0,22	0,19
RMSE (W/m^2)	77,2	78,1	81,0	79,3	85,2	85,2	78,7	79,7	79,6	79,8	81,0
MBE (W/m^2)	16,9	17,3	18,0	19,8	17,4	16,9	42,9	43,4	43,2	43,3	44,9
Fühlb. Wärme											
NSE	0,48	0,47	0,42	0,44	0,35	0,33	0,33	0,31	0,33	0,30	0,34
RMSE (W/m^2)	77,0	78,0	81,6	79,8	86,0	87,4	88,4	89,9	88,4	90,3	88,1
MBE (W/m^2)	-18,5	-18,9	-21,4	-20,5	-21,2	-22,5	16,2	16,2	16,1	16,4	14,1

^aBeim Mosaikansatz werden alle fünf Teilschläge berücksichtigt: 1a, 1b, 1c, 2a, 2b

^bBeim Mosaikansatz werden 2013 die Teilschläge 1a, 1b, 1c und 2014 die Teilschläge 2a, 2b berücksichtigt.

^cAuswertung des Durchschnitts der Flüsse der Teilschläge 1a, 1b, 1c (2013) bzw. der Teilschläge 2a, 2b (2014)

^dDer Fluss der Simulation des Teilschlags, der am nächsten zur EC - Messtation liegt, wird als repräsentativ für das gesamte Feld angenommen (siehe Abb. 2.5).

^eDominante Feldfrucht (Kartoffel). 80% des Footprints müssen in dem jeweiligen Feld sein.

Für das Jahr 2013 sind die NSEs der Energieflüsse der verschiedenen Ansätze von Feld 1 (Modelle: T1a, T1b, T1c, Ø₁, M_{1a,b,c} und M₁) zwischen 0,00 bis 0,18 beim latenten Wärmefluss und zwischen 0,33 und 0,48 beim fühlbaren Wärmefluss. Ordnet man die Modellansätze hinsichtlich der Modellgüte nach NSE bzw. RMSE erhält man die gleiche Reihenfolge (von der besten bis zur schlechtesten): M₁, M_{1a,b,c}, T1c, Ø₁, T1b, T1a. Die statistischen Maße

(Tab. 3.4) werden also besser, wenn die Simulation des Teilschlags mit den Messwerten verglichen wird, die näher an der EC - Station liegen (NSE: 0,14 bzw. 0,44), während der Vergleich der durchschnittlichen Energieflüsse aus den drei Teilschlägen mit den Messwerten schlechtere Werte liefert als die Simulation, die den Teilschlag repräsentiert, der am nächsten an der EC - Station liegt (NSE: $T1c > \emptyset_1$). Je weiter die Teilschläge von der EC - Station entfernt sind, desto schlechter werden die NSE- und RMSE - Werte (NSE: $T1c > T1b > T1a$).

Besser als die bisher behandelten Ansätze schneidet die Simulation ab, in der die drei Energieflusssimulationen (T1a, T1b, T1c) mithilfe des Mosaikansatzes ($M_{1a,b,c}$) gemischt werden. Die NSE ist mit 0,16 und 0,47 höher im Vergleich zur Teilschlagsimulation T1c (0,14 bzw. 0,44), die den Teilschlag repräsentieren, der am nächsten zur EC - Station liegt (siehe Tab. 3.4).

Werden die Simulationen der Energieflüsse aller Teilschläge und Felder bei der Gewichtung der Simulationen mithilfe des Mosaikansatzes mit einbezogen, d. h. werden die simulierten Energien des Feldes 2 noch zusätzlich einbezogen (M_1), dann verbessert sich der NSE ein weiteres Mal auf (0,18 und 0,48).

Im Jahr 2014 wurde das Feld 2 in zwei Teilschläge unterteilt. Es wurde auf dem Teilschlag 2a die Kartoffelsorte Krone und auf dem Teilschlag 2b die Sorte Burana angepflanzt. Die simulierten Energieunterschiede zwischen den zwei Sorten sind viel geringer, als diejenigen, die für das Jahr 2013 simuliert worden sind und liegen bei der latenten Wärme bei maximal 90 W/m^2 und bei der fühlbaren Wärme bei maximal 60 W/m^2 . Diese Unterschiede treten in den Simulationen nur an einzelnen Tagen Mitte bis Ende September auf (zwischen 18. und 24. September). Die Gründe dafür sind hier nicht die simulierten Wasserverfügbarkeiten, sondern die veränderten Albedos aufgrund der Ernte, die in Modell T2a am 18. und in Modell T2b am 24. September stattfindet. Bei der Ernte fällt die Albedo jeweils von 0,2 auf 0,1. Werden die statistischen Maße (NSE und RMSE) in Tab. 3.4 betrachtet, die sich auf die unterschiedlichen Teilschläge der Kartoffel beziehen, so stellt man bei der latenten Wärme einen ähnlichen Trend fest wie für Feld 1 im Jahre 2013. Die Simulation, die den Teilschlag betrifft, der der EC - Station am nächsten liegt, weist die besten NSE - Werte (0,22) auf. Modell $M_{2a,b}$ bringt keine Verbesserung. Der Mosaikansatz führt nur dann zu einer Verbesserung, wenn alle Teilschläge (auch die

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

des Weizenfeldes) im Modellansatz (Modell M₂) berücksichtigt werden (NSE = 0,24). Bei der fühlbaren Wärme zeigt die Energieteilschlagsimulation T2b, die den Teilschlag repräsentiert, der am weitesten von der EC - Station entfernt ist, die besten NSE - und RMSE - Werte (0,34 bzw. 0,88 W/m²). Generell sind die Unterschiede der simulierten Energieflüsse dieser Teilschläge allerdings gering (maximaler Unterschied beim RMSE: latente Wärme: 2,2 W/m², fühlbare Wärme: 2,3 W/m²). Für 2014 waren diese statistischen Maße größer (maximaler Unterschied beim RMSE: latente Wärme: 8,0 W/m², fühlbare Wärme: 10,4 W/m²). Insgesamt kann das Modell M₂ auch im Jahr 2014 die Messwerte laut Statistik besser simulieren als alle anderen Modelle.

Unterschiedliche Entwicklungsphasen der Feldfrucht:

Für die Untersuchung des Einflusses der Pflanzenentwicklung, werden in dieser Arbeit exemplarisch drei Zeiträume (Phasen) von jeweils einer Woche gewählt. Phase 1 (frühe Phase) wurde um den Saatzeitraum des Winterweizens gewählt. In dieser Phase war der Boden unbedeckt und unbewachsen. Daher fand nur Evaporation aus dem Boden statt. In der zweiten bzw. mittleren Phase (vegetative Phase bzw. Phase 2) befanden sich die Ackerpflanzen in der Phase des größten Zuwachs an vegetativer Biomasse. Die Entwicklungsstadien sind bei der simulierten Kartoffel (Feld 1) zwischen 32 und 38 (BBCH - Wert) und beim Winterweizen zwischen 64 und 71 (BBCH - Wert). In Phase 3 (späte Phase oder Erntephase) wurden die Kartoffeln geerntet, nicht jedoch der Winterweizen, der bereits vor diesem Zeitraum geerntet wurde.

Da die EC - Messdaten teilweise große Lücken enthielten und es daher zum Teil nicht möglich war, aussagekräftige Statistiken zu erstellen, wurde Phase 2 und Phase 3 aus dem Jahr 2013 und Phase 1 aus dem Jahr 2014 exemplarisch ausgewertet und diskutiert.

Phase 1 (15. - 22. April 2014):

Die simulierten LAI - Werte, die sich auf Feld 1 beziehen, liegen zwischen 3,5 m²/m² und 5 m²/m². Folglich ist die Transpiration in diesem Zeitraum dominant und um mehr als den Faktor 10 höher als die Evaporation. Die Feldfrucht leidet zu dieser Zeit nicht unter Trockenstress.

Auf Feld 2 wurden am 18. April Kartoffeln angepflanzt. Da Kartoffeln erst ab dem 10. EC - Stadium (BBCH - Wert) die ersten Blätter entwickeln, liegt der simulierte LAI in dem gesamten Zeitraum bei 0 m²/m² und der Boden ist für

die Evapotranspiration und für die Reflexion des Lichts (Albedo) ausschlaggebend. In Abb. 3.18 und Abb. 3.19 werden die Simulations- und Messwerte (latente und fühlbare Wärme) vom 15. bis 22. April 2014 sowohl als Zeitreihe als auch als Streudiagramm (Scatterplott) gezeigt. Wie in Abb. 3.18a und b zu sehen ist, werden je nach Windrichtung die Messwerte mit den Simulationen der Oberflächenenergien von Feld 1 (Modell T1c) oder von Feld 2 (Modell T2a) verglichen. Im Falle, dass der Footprint nicht eindeutig zuzuordnen ist, wird nur die simulierte Energie gezeigt, die sich aus dem Mosaikansatz ergibt (Modell M). Modell M unterscheidet sich während der Zeit, in der Feld 1 oder Feld 2 eindeutig zugeordnet werden kann, kaum von den Simulationsergebnissen der Einzelfelder (T1c und T2a) und ist daher in der Graphik nicht erkennbar. Dass sich die simulierten Oberflächenenergieflüsse der Modellansätze, die den Mosaikansatz verwenden, kaum von den Einzelfeldsimulationsergebnissen unterscheiden, lässt sich auch im Streudiagramm Abb. 3.19a und b beobachten. Die Regressionsgeraden zwischen M_1 und T1c bzw. M_2 und T2a unterscheiden sich kaum. Deren Abstand beträgt im gezeigten Bereich nie mehr als 150 W/m^2 . In Tab. 3.5 werden die statistischen Maße NSE, RMSE und MBE gezeigt. Die NSE mit über 0,7 ($\text{RMSE} < 29 \text{ W/m}^2$) zeigt, dass die simulierte latente und fühlbare Wärme von Feld 1 mit Modell T1c gut abgebildet werden kann. Die Simulation der fühlbaren Wärmeenergie von Feld 2 schneidet deutlich schlechter ab ($\text{NSE} = 0,24$). Der Grund ist, dass die Simulation am 17. April die Messwerte um fast 200 W/m^2 überschätzen. An diesem Tag wird auch die simulierte Nettostrahlung um diesen Betrag überschätzt, da die einfallende gemessene Solarstrahlung, mit der das Modell rechnet, ungewöhnlich hoch ist. Da schon die eingehende Strahlung, die aus der Nettostrahlung berechnet wird, wahrscheinlich zu hoch ist, können die gemessenen fühlbaren, latenten und Bodenwärme flüsse vom Modell bei geschlossener Energiebilanz nicht mit niedrigerer Energie simuliert werden.

Wie auch in den statistischen Maßen gesehen werden kann, führt die Verwendung eines Mosaikansatzes bei den Energien in der frühen Phase zu keinen Verbesserungen gegenüber der Simulation der einzelnen Felder. Der Vorteil des Modells M ist es aber, dass die Simulation Lücken in der Messreihe füllen kann und für die komplette Phase simulierte Werte ermittelt werden können. Da in Phase 1 in der Simulation auch in den verschiedenen Bodenhorizonten fast im-

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

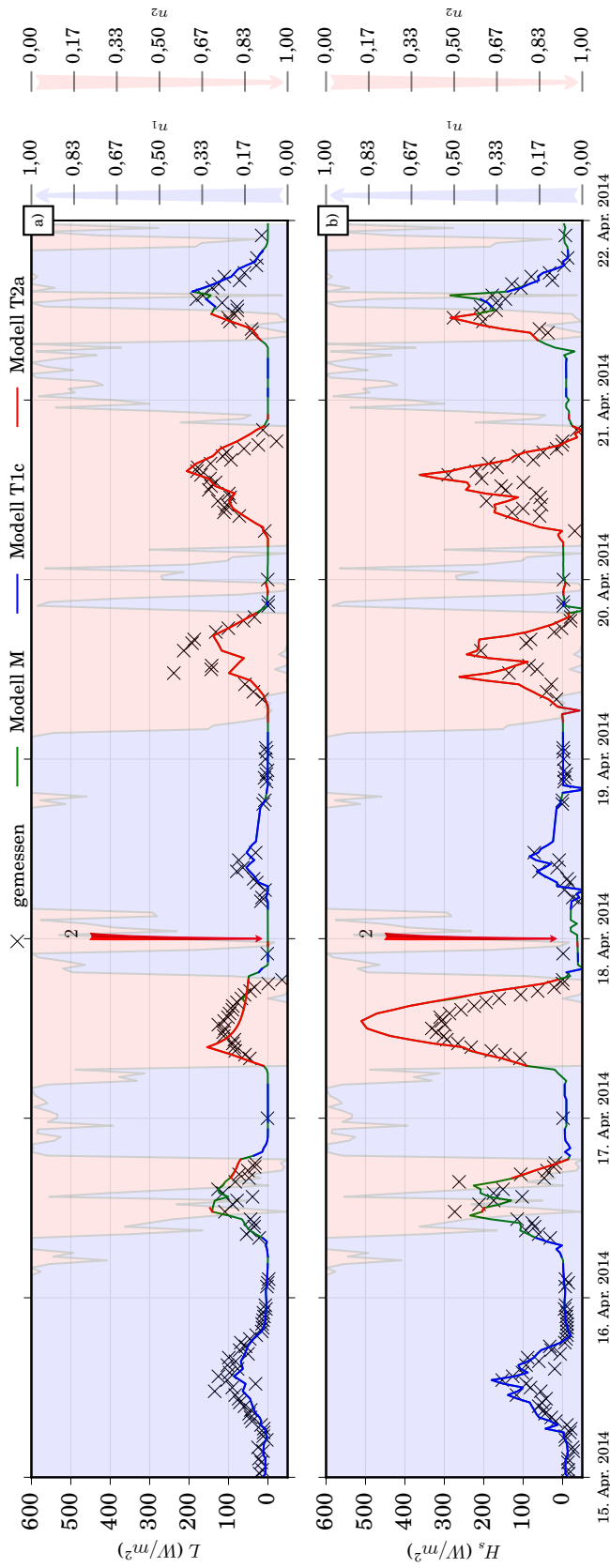


Abbildung 3.18: Phase 1: Simulierter (durchgehende Linie) latenter (a) und fühlbarer Wärmefluss (b) der beiden Felder. Der gefüllte Bereich im Hintergrund zeigt den Anteil des Footprints von Feld 1 (hellblau) und Feld 2 (hellrot). Grün: Modell M, blau Modell T1c, rot: Modell T2a, Kreuze: Messung, Saat (rot) und Erntetermine (blau) sind durch vertikale Pfeile markiert, gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2.

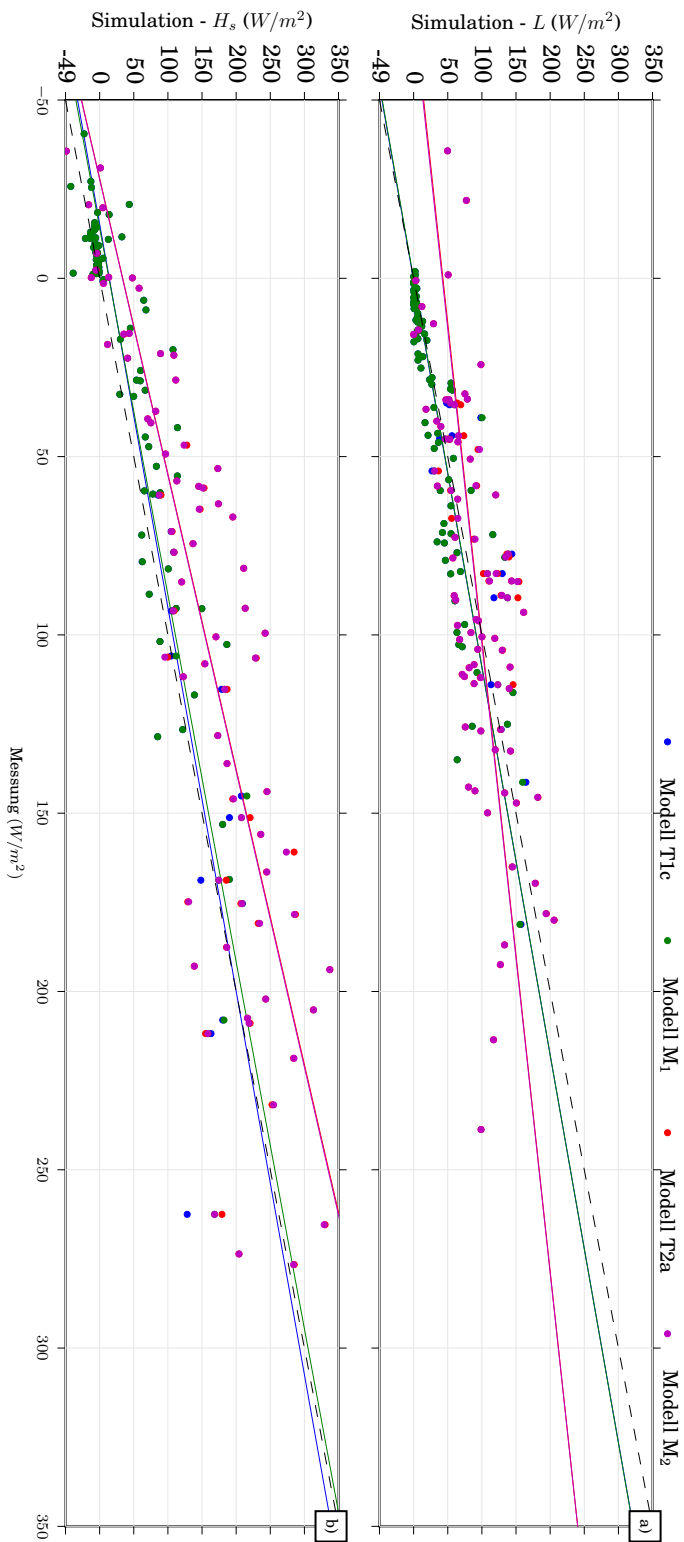


Abbildung 3.19: Phase 1: Simulierter latenter (a) und fühlbarer Wärmefluss (b) der beiden Felder. In den Abbildungen sind jeweils die simulierten Werte gegen die Messwerte aufgetragen und mithilfe einer Geraden gefittet. Modell T1c: blau, Modell M1: grün, Modell T2a: rot, Modell M2 violett, Winkelhalbierende des 1. und 3. Quadranten: schwarz gestrichelt, gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

Tabelle 3.5: Statistik: Frühe Phase (15. - 22. April 2014)

	1 ^a	M ₁ ^d	2 ^b	M ₂ ^d	R ^c	M ^d
Feldfrucht ^e		W		K		
N ^f		80		71	12	163
Latente Wärme						
NSE	0,74	0,74	0,40	0,41	0,44	0,63
RMSE	21,1	21,1	41,7	41,4	27,4	23,2
MBE	-6,4	-6,4	2,4	2,4	14,6	-1,1
Fühlbare Wärme						
NSE	0,70	0,70	0,24	0,24	0,68	0,54
RMSE	28,7	28,9	91,2	90,8	44,5	64,4
MBE	12,8	13,0	67,8	67,6	10,2	36,6

^a80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 1

^b80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 2

^cGemischte Flüsse, die sich weder eindeutig Feld 1 noch Feld 2 zuordnen lassen (mit dem Mosaikansatz gewichtet)

^dAlle Wertepaare sind mit dem Mosaikansatz gewichtet. Entweder werden alle Werte des Feldes verwendet (kein Index) oder nur die Werte eines Feldes (Index)

^eDominante Feldfrucht (K: Kartoffel, W: Weizen), ansonsten gemischt

^fAnzahl der Wertepaare

mer ausreichend Wasser für die Pflanze zur Verfügung steht, sind die simulierten Energieunterschiede der unterschiedlichen Sorten eher gering ($< 5 \text{ W/m}^2$). Die simulierten Flüsse von latenter und fühlbarer Wärme zwischen dem Kartoffelfeld und dem Weizenfeld sind zwar stärker ausgeprägt (zur Mittagszeit etwa 10 bis 20 W/m^2), allerdings stammen die gemessenen und simulierten Wärmeflüsse aufgrund der atmosphärischen Bedingungen vollständig von Feld 1 oder von Feld 2 und werden nur von kurzen Zeiträumen mit gemischten Phasen unterbrochen (siehe Abb. 3.18). Der Grund liegt vor allem darin, dass die Verteilung der Windrichtungen im Falle, dass der Wind von Feld 1 kam, sehr schmal ausfiel (Westwind: Windrichtung zwischen 270° und 300°). Bei Ostwind war es ähnlich: Der Wind kam in dem Fall fast ausschließlich aus dem Osten (Windrichtung zwischen 75° und 90°) und der Footprint bedeckte daher nur

das Feld 2. Es gab in diesem Fall kaum gemischte Energieflüsse.

Phase 2 (17. - 24. Juni 2013):

Der simulierte LAI liegt bei der Simulation, die sich auf Feld 1 bezieht (Kartoffel) zwischen 4 und 5 m^2/m^2 . Die Feldfrucht befindet in der Wachstumsphase. Die Entwicklungsstadien sind bei der simulierten Kartoffel zwischen 32 und 38 (BBCH - Wert). Der Pflanzenbedeckungsgrad liegt bei über 90 % und die Transpiration ist daher dominant. Die simulierte Feldfrucht hat in dieser Phase keinen Trockenstress. Der simulierte LAI beträgt bei Feld 2 (Winterweizen) in etwa 6 m^2/m^2 und hat seinen Maximalwert (bei etwa 6,6 m^2/m^2) schon überschritten. Die simulierten Entwicklungsstadien des Winterweizens liegen zwischen 64 und 71 (BBCH - Wert). Wie in Abb. 3.20 zu sehen ist, unterscheidet sich in Phase 2 die Simulation der latenten und fühlbaren Wärme des Modellansatzes M (Mosaikansatz) von den Simulationen der Energieflüsse der Einzelfelder. Die simulierten Flüsse von Feld 1 unterscheiden sich v. a. an den Tagen vom 20. bis zum 22. Juni (Abb. 3.20a und b: blaue und grüne Linie). Das nach den statistischen Maßen beste Modell (M) berechnet nicht an allen Tagen die besten Simulationsergebnisse wie z. B. am 20. Juni zu sehen ist. Die Energieflussbeiträge der Simulationen T1a, T1b, T1c und T2a bzw. T2b, aus denen sich beim Mosaikansatz (Modell M) der Oberflächenfluss zusammensetzt, sind sehr unterschiedlich je nach Tageszeit ausgeprägt: Zwischen 8 und 14 Uhr liegen zwischen 60% und 70% des Footprints auf Teilschlag 1c, 15% bis 30% liegen auf dem Teilschlag 1b und bis zu 5% auf dem Teilschlag 1a. Die Footprintfläche befindet während dieser Tageszeiten nie in Feld 2. Erst ab 14 Uhr stammen bis zu 30% der Energieflüsse von Teilschlag 2a im Modell M. Der Teilschlag 1c nimmt einen Anteil zwischen 23% und 80% in der Footprintverteilung ein. Dies wirkt sich direkt auf Modell M aus und dessen Simulationsergebnisse unterscheiden sich dadurch von den Ergebnissen des Modells T1c. Eine ähnliche Aufteilung des Footprints auf die Teilschläge lässt sich auch am 21. und 22. Juni beobachten: Morgens (zwischen 3 - 9 Uhr bzw. 0-9 Uhr) und abends (18-0 Uhr bzw. 16 bis 0 Uhr) ist der Anteil des Footprints des Teilschlags 2a am größten und übertrifft die Anteile der anderen Teilschläge. Die restliche Zeit stellen die Teilschläge 1c und 1b den größten Anteil am Footprint. Diese Tageszeitabhängigkeit ist typisch für Phase 2 am Standort Scheyern und lässt sich über große Teile der gesamten Simulations-

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

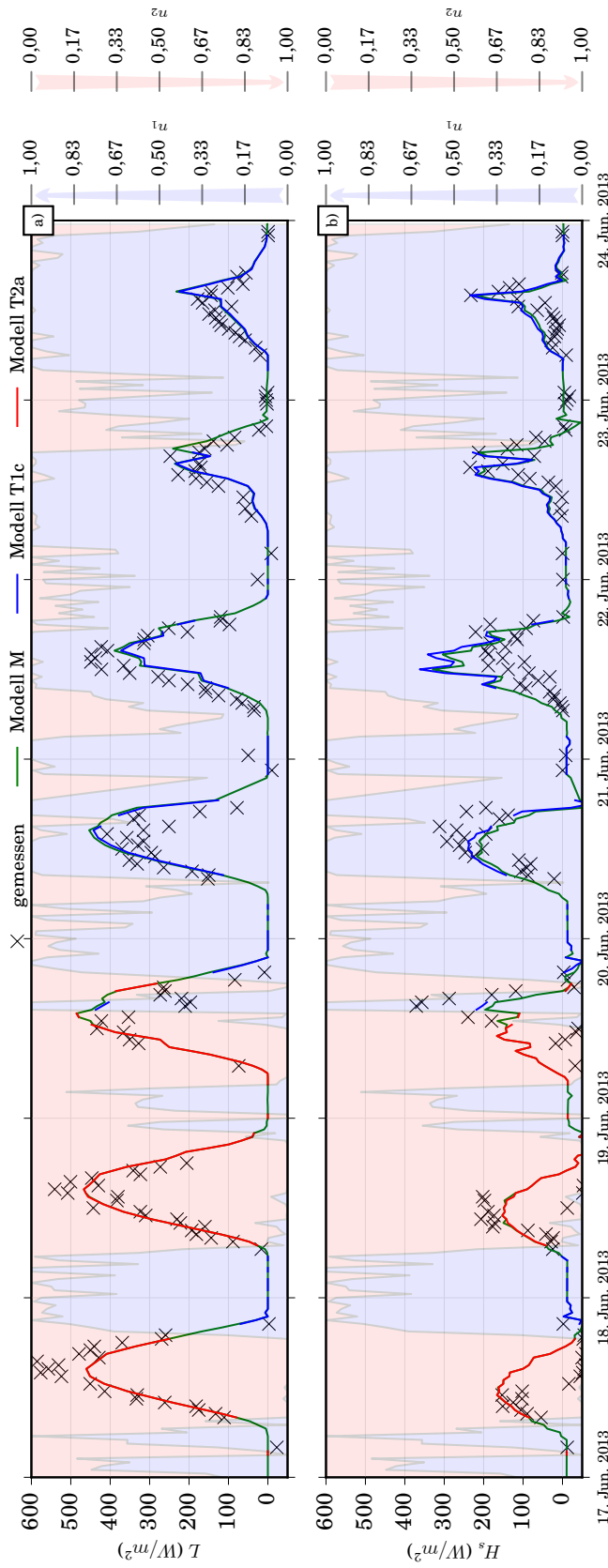


Abbildung 3.20: Phase 2: Simulierter (durchgehende Linie) latenter (a) und fühlbarer Wärmefluss (b) der beiden Felder. Der gefüllte Bereich im Hintergrund zeigt den Anteil des Footprints von Feld 1 (hellblau) und Feld 2 (hellrot). Grün: Modell M, blau Modell T1c, rot: Modell T2a, Kreuze: Messung, Saat (rot) und Erntetermine (blau) sind durch vertikale Pfeile markiert, gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2.

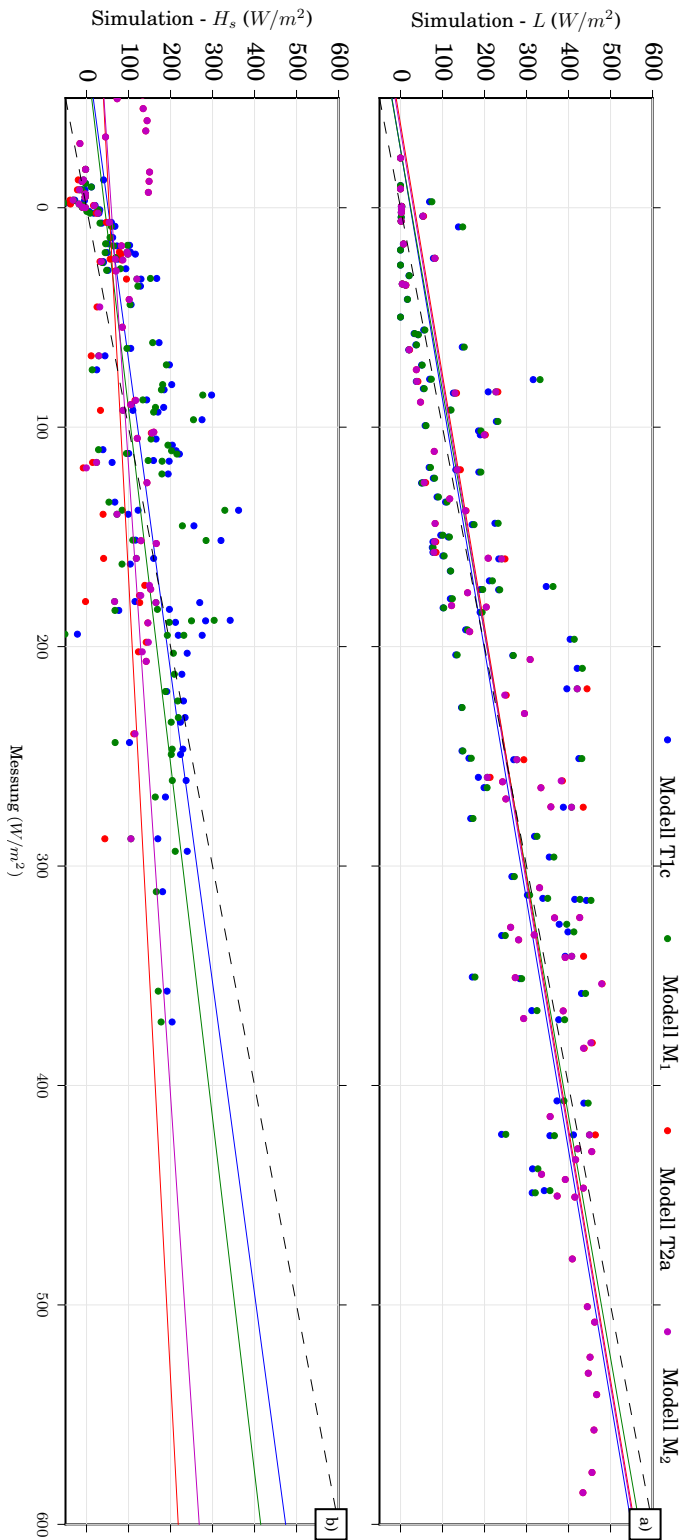


Abbildung 3.21: Phase 2: Simulierter latenter (a) und fühlbarer Wärmefluss (b) der beiden Felder. In den Abbildungen sind jeweils die simulierten Werte gegen die Messwerte aufgetragen und mithilfe einer Geraden gefittet. Modell T1c: blau, Modell M1: grün, Modell T2a: rot, Modell M2 violett, Winkelhalbierende des 1. und 3. Quadranten: schwarz gestrichelt, gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

zeit beobachten. Deshalb sie auch an der Windrose, die sich auf den gesamten Messzeitraum bezieht (Abb. 3.10b) erkennbar.

Die Unterschiede zwischen den simulierten Energieflüssen von Modell T2a und M_2 sind geringer als die Unterschiede der simulierten Energieflüsse von Modell T1c und M_1 . Es können kleine Abweichungen von wenigen W/m^2 zwischen Modell T2a und Modell M_2 am 18. Juni beobachtet werden, ansonsten sind die Ergebnisse von Modell T2a und Modell M_2 identisch. Diese kleinen Abweichungen werden im Modell M durch die simulierten Energieflüsse von Teilschlag 1c bedingt, dessen Anteil am Footprint 5-10% beträgt. Die simulierten Energieflüsse von Teilschlag 2a und 2b waren fast identisch. Die große Übereinstimmung der simulierten Energieflüsse von diesen Teilschlägen kommt daher, dass die Modellkonfiguration beider Teilschläge in dieser Vegetationsperiode identisch sind (Winterweizen). Im Streudiagramm für den Vergleich von simulierten und gemessenen Energieflüssen des latenten Wärmestroms (Abb. 3.21a) sind die Regressionsgeraden fast parallel zur Winkelhalbierenden des 1. und 3. Quadranten. Dies weist auf eine gleichmäßige Über- und Unterschätzung der Messwerte durch die Simulation hin. Bei der fühlbaren Wärme (Abb. 3.21b) dagegen werden niedrige gemessene Energien ($< 0 W/m^2$) durch die Simulation um bis zu $200 W/m^2$ über- und Energien ($> 200 W/m^2$) um bis zu $250 W/m^2$ unterschätzt. Das tritt vor allem beim Vergleich von Messwerten mit den simulierten Ergebnissen der Modellansätze T2a und M_2 auf (Abb. 3.21b). In Tab. 3.6 wird, wie auch schon in den Abbildungen, deutlich, dass die Simulationen der verschiedenen Modellansätze, die Messwerte unterschiedlich gut wiedergeben können. So kann Modell T1c (Feld 1) die latenten Wärmeflüsse besser simulieren (NSE = 0,55) als Modell M_1 (NSE = 0,53). Bei der fühlbaren Wärme ist es umgekehrt (Modell T1c: NSE = 0,20; Modell M_1 : NSE = 0,24). Im Durchschnitt der NSE - Werte hat Modell M leicht bessere Ergebnisse, auch wenn die Unterschiede gering sind.

Phase 3 (19. - 26. September 2013):

In dieser Phase wurde die Kartoffel auf Feld 1 geerntet (23. September). Durch das Abtöten des Krauts durch Herbizide ist der LAI auf $0 m^2/m^2$ abgesunken (29. August, Entwicklungsstadium > 93 (BBCH - Wert)). Im Modell ist dieser Managementvorgang nur indirekt über die Entwicklungsstadien abgebildet, denn in Abhängigkeit vom Entwicklungsstadium wird der simulierte LAI

Tabelle 3.6: Statistik: Mittlere Phase (17. - 24. Juni 2013)

	1 ^a	M ₁ ^d	2 ^b	M ₂ ^d	R ^c	M ^d
Feldfrucht ^e		K		W		
N ^f		76		50	27	153
Latente Wärme						
NSE	0,55	0,53	0,77	0,77	0,63	0,74
RMSE	85,3	87,1	66,2	65,9	70,2	77,8
MBE	-1,8	4,1	-13,1	-13,5	20,6	1,3
Fühlbare Wärme						
NSE	0,20	0,24	-0,05	-0,04	0,48	0,30
RMSE	86,9	84,2	103,5	103,1	57,4	87,1
MBE	26,3	11,4	60,6	61,7	-6,6	24,6

^a80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 1

^b80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 2

^cGemischte Flüsse, die sich weder eindeutig Feld 1 noch Feld 2 zuordnen lassen (mit dem Mosaikansatz gewichtet)

^dAlle Wertepaare sind mit dem Mosaikansatz gewichtet. Entweder werden alle Werte des Feldes verwendet (kein Index) oder nur die Werte eines Feldes (Index)

^eDominante Feldfrucht (K: Kartoffel, W: Weizen), ansonsten gemischt

^fAnzahl der Wertepaare

der Kartoffelpflanze reduziert. Während dieser Zeit erfährt die Pflanze keinen Trockenstress. Wie in Abb. 3.22a und b zu sehen ist, unterscheiden sich in dieser Phase die mit Modell M erzielten Simulationsergebnisse für die latenten und fühlbaren Wärmeenergien von denen, die sich auf einzelne Felder beziehen, nahezu an allen Tagen. Die Hauptwindrichtung während dieser Phase ist Südwest. Zwischen 19. und 22. September liegt der Footprint wegen dieser Wetterlage, abgesehen von der Nacht vom 20. auf 21. September, zu 50 % im Teilschlag 1b und damit stammt der größte Anteil der simulierten Energieflüsse im Modell M von diesem Teilschlag. Während Phase 3 ist der Teilschlag, der am nächsten an der EC - Station liegt, also nicht der einflussreichste: Die Footprintfläche liegt zu 40% auf Teilschlag 1c. Der restliche Anteil am simulierten Wärmefluss im Modell M stammt fast vollständig von der Simulation des

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

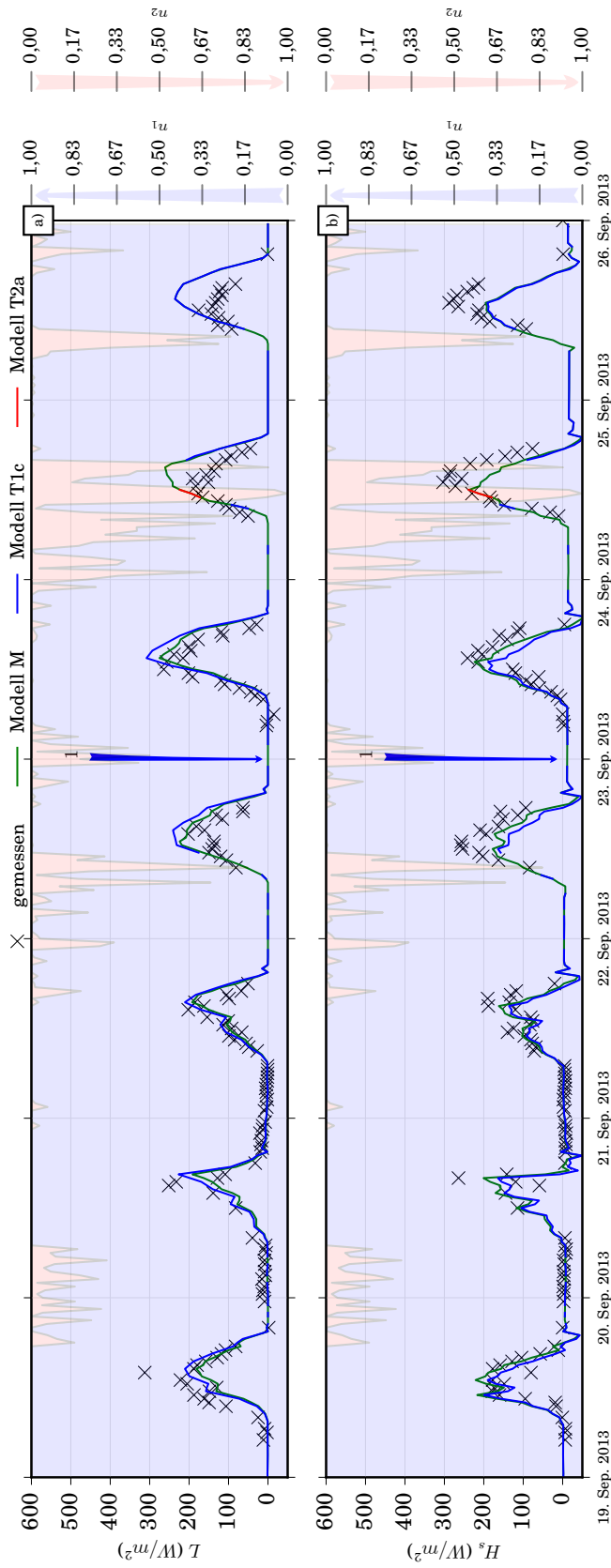


Abbildung 3.22: Phase 3: Simulierter (durchgehende Linie) latenter (a) und fühlbarer Wärmefluss (b) der beiden Felder. Der gefüllte Bereich im Hintergrund zeigt den Anteil des Footprints von Feld 1 (hellblau) und Feld 2 (hellrot). Grün: Modell M, blau Modell T1c, rot: Modell T2a, Kreuze: Messung, Saat (rot) und Erntetermine (blau) sind durch vertikale Pfeile markiert, gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2.

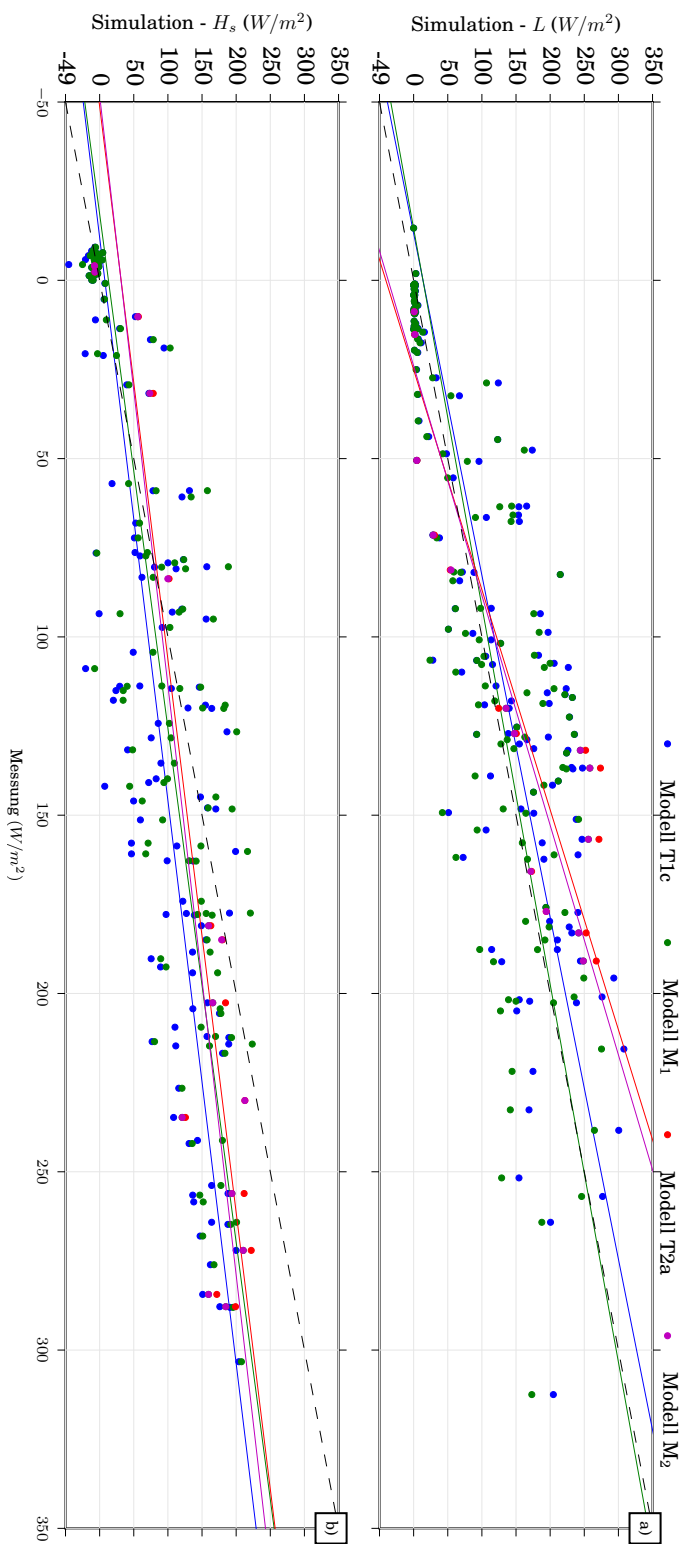


Abbildung 3.23: Phase 3: Simulierter latenter (a) und fühlbarer Wärmefluss (b) der beiden Felder. In den Abbildungen sind jeweils die simulierten Werte gegen die Messwerte aufgetragen und mithilfe einer Geraden gefittet. Modell T1c: blau, Modell M1: grün, Modell T2a: rot, Modell M2 violett, Winkelhalbierende des 1. und 3. Quadranten: schwarz gestrichelt, gemessene Daten: siehe Material und Methoden, Abschnitt: 2.4.2

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

Teilschlages 1a. In der übrigen Zeit nimmt meistens Teilschlag 1c den größten Anteil am Footprint ein. An diesen Tagen ist die Bedeutung der Energieflüsse von Feld 2 (Winterweizen) im berechneten Modell M zeitweise größer als vorher. Am 24. September wechselte die Windrichtung kurzzeitig nach Osten und Feld 2 war deshalb mit einem Anteil von 80% vom Footprint bedeckt. Im Streudiagramm (Abb. 3.23a) ist zu sehen, dass die Simulationsergebnisse von Modell M_1 (Mosaikansatz bei dem nur die Flüsse ausgewertet werden, bei dem mind. 80% des Footprints im Feld 1 liegen) fast auf der Winkelhalbierenden des 1. und 3. Quadranten liegen und die Messwerte durch die simulierten Werte im Durchschnitt weder über- noch unterschätzt werden. Modell 2a überschätzt die Messwerte weniger als 50 W/m^2 . Die statistischen Maße (NSE, RMSE) in dieser Phase, die sich auf Modell 2a und M_2 beziehen, sind aufgrund der geringen Anzahl von Messwerten nicht aussagekräftig. Bei der fühlbaren Wärme werden (Abb. 3.23b) kleine gemessene Energieflüsse ($H_s < 50 \text{ W/m}^2$) durch alle simulierten Werte um weniger als 50 W/m^2 unterschätzt, hohe Werte ($H_s \approx 250 \text{ W/m}^2$) werden teilweise um mehr als 150 W/m^2 unterschätzt. Die statistischen Maße (Tab. 3.7) zeigen, dass Modell M_1 in der späten Phase deutlich bessere Ergebnisse beim NSE (latente Wärme: $M_1 : 0,52$, 1: 0,46; fühlbare Wärme: $M_1: 0,69$, 1: 0,46) und auch beim RMSE (siehe Tab. 3.7) liefert.

3.2.4 Diskussion

Im Ergebnisteil werden simulierte latente und fühlbare Wärmeflüsse mit entsprechenden Messwerten der EC - Station am Standort Scheyern verglichen. Die EC - Station ist zwischen zwei Feldern platziert. Auf dem einen Feld wurden im ersten Jahr (2013) Kartoffeln und auf dem anderen Winterweizen angebaut. Im Folgejahr wurden dieselben Feldfrüchte auf dem jeweils anderen Feld angepflanzt. Das Feld, auf dem Kartoffeln angebaut waren, war nochmals in drei (2013) bzw. zwei (2014) Teilschläge unterteilt. Auf den Teilschlägen wurden unterschiedliche Kartoffelsorten gepflanzt. Durch die zeitliche und räumliche Veränderung des Footprints bestehen die Energieflüsse am Messstandort aus einer Mischung der Energieflüsse von den einzelnen Teilschlägen bzw. Feldern.

Wie auch schon Novick u. a. (2014) feststellten, ist die Windrichtung bei vielen Standorten über den Tag nicht gleichmäßig verteilt. Dies betrifft auch die

Tabelle 3.7: Statistik: Späte Phase (19. - 26. September 2013)

	1 ^a	M ₁ ^d	2 ^b	M ₂ ^d	R ^c	M ^d
Feldfrucht ^e		K		W		
N ^f		131		3	11	145
Latente Wärme						
NSE	0,46	0,52	0,80	0,81	-0,22	0,49
RMSE	55,0	51,9	19,2	18,6	66,6	52,7
MBE	16,8	6,3	-1,1	-1,1	34,1	8,2
Fühlbare Wärme						
NSE	0,60	0,69	0,94	0,95	0,66	0,70
RMSE	57,6	50,4	14,7	14,1	69,1	51,6
MBE	-27,47	-15,76	-1,37	-2,43	-40,43	-17,35

^a80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 1

^b80% der Footprintflächendistribution liegen in Feld 2

^cGemischte Flüsse, die sich weder eindeutig Feld 1 noch Feld 2 zuordnen lassen (mit dem Mosaikansatz gewichtet)

^dAlle Wertepaare sind mit dem Mosaikansatz gewichtet. Entweder werden alle Werte des Feldes verwendet (kein Index) oder nur die Werte eines Feldes (Index)

^eDominante Feldfrucht (K: Kartoffel, W: Weizen), ansonsten gemischt

^fAnzahl der Wertepaare

Größe und Richtung des Footprints. Die Autoren untersuchten ein Waldökosystem in einem komplexen Gelände und stellten fest, dass der gemessene latente Wärmestrom stark davon abhing, aus welcher Richtung der Wind kam. Der Wärmestrom wies eine deutliche Tageszeitabhängigkeit aufgrund der Windrichtung auf. Novick u. a. (2014) führen die Gründe auf das komplexe Gelände (heterogenes Ökosystem) zurück, die zu unterschiedlichen vertikalen und horizontalen Advektionsflüssen durch die Baumkronen führen. In Scheyern konnten auch tageszeitenabhängige Effekte für den Ackerbestand beobachtet werden. So waren sowohl die Durchschnittswerte der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse über den gesamten Tag als auch die 12-Uhr-Werte, die für Feld 1 (Osten) bei gleicher Feldfrucht gemessen wurden, deutlich niedriger (siehe Ergebnisse) als die für Feld 2 (Westen). Hauptursache dürfte die Tatsache sein, dass

3.2. *Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen*

Niederschlag nur im Fall von Westwind beobachtet wurde. Der Niederschlag führte zu einer niedrigeren Energieverfügbarkeit und deshalb zu geringeren Wärmeflüssen. Ähnliche Erkenntnisse gewannen auch Chasmer u. a. (2011). Sie stellten für ihren Waldstandort fest, dass sich bei ändernder Windrichtung die Schlüsselgrößen (Strahlung, Temperatur, Luftfeuchte) verändern, die den Kohlenstoffumsatz in den Pflanzen beeinträchtigen. So war die Luft an ihrem Standort (Utikuma, Kanada) je nach Windrichtung kühl und feucht, wenn dieser vom Ozean kam oder warm und trocken, wenn der Wind vom Landesinneren wehte. Die nachts gemessenen EC - Werte wurden immer von Feld 1 (Westwind) gemessen. Des Weiteren zeigte die Windrose, dass nur ein kleiner Prozentsatz der möglichen Windrichtungen innerhalb der zwei Jahre abgedeckt war. Der Wind kam entweder aus West, Südwest oder aus dem Osten. Nord- oder Südwinde wurden kaum gemessen.

Grundsätzlich ist es möglich sowohl durch die Windrichtung als auch durch die Zuordnung des Footprints die Messwerte, die zum simulierten Standort (Feld oder Teilschlag) passen, auszusortieren und mit der jeweiligen Simulation zu vergleichen. Dieses Aussortieren führt allerdings zu großen Datenlücken in den Messwerten. Will man Simulationsergebnisse und Messwerte vergleichen, so stehen für bestimmte Felder unter Umständen nur wenige Zeitabschnitte zur Verfügung. Durch die Verwendung eines Mosaikansatzes können diese Probleme zum Teil umgangen werden, da auch der gesamte Zeitraum zur Verfügung steht. Des Weiteren kann dieser Ansatz dazu verwendet werden Messreihen auch bei heterogenen Landflächen mithilfe von Simulationswerten aufzufüllen (Biermann u. a. 2014). In diesem Fall werden die nicht vorhandenen Messwerte mithilfe der simulierten Werte eines Modells aufgefüllt, das vorher mithilfe der Messwerte kalibriert wurde. Durch Ansätze wie den Mosaikansatz lassen sich sogar die Einflüsse kleinräumiger Strukturen wie zum Beispiel Seen (Biermann u. a. 2014) oder wie in Scheyern unterschiedliche Sorten, berücksichtigen.

Eine Besonderheit am Standort Scheyern und an diesem Experiment ist die Heterogenität in der Landnutzung. Diese macht sich auch innerhalb der einzelnen Vegetationsperioden in den gemessenen und simulierten Energieflüssen bemerkbar. Hauptursache sind die unterschiedlichen Feldfrüchte auf den Feldern. Die Platzierung der EC - Station in der Mitte maß je nach Wind und Wetterlage eine Mischung der Flüsse von unterschiedlichen Feldfrüchten auf

zwei Feldern und im Falle der weiteren Unterteilung eines Feldes eine Mischung von Energieflüssen die zwar von einer Frucht, aber von verschiedenen Sorten herrührte. Dies lässt sich gut in den Simulationen beobachten. Es unterscheiden sich zum Beispiel die simulierten Evapotranspirationsraten in den verschiedenen Entwicklungsstadien der Feldfrüchte. Dies führt aufgrund des wechselnden Footprints zu veränderten latenten und fühlbaren Wärmeflüssen in den Simulationen und es wurde auch mit der EC - Station gemessen. Für die Simulation des Weizens und der Kartoffeln wird jeweils das ins Expert-N implementierte Pflanzenwachstumsmodell SPASS (Wang 1997b) verwendet. Die Energieflüsse vom Winterweizenfeld können laut den statistischen Maßen (NSE, RMSE) besser vom Modell simuliert werden als die Energieflüsse vom Kartoffelfeld. Das Modell wurde durch eine Vielzahl von Studien (Biernath u. a. 2011; Biernath u. a. 2013; Hoffmann u. a. 2016; Priesack 2006; Priesack und Bauer 2003; Wang 1997b; Wang und Engel 1998) für diese Feldfrucht (Winterweizen) optimiert und kann so aufgrund der adäquaten Simulation der Bestände auch die Oberflächenenergien besser abbilden. Das Kartoffelmodell wurde von Gayler u. a. (2002) entwickelt und am Standort Scheyern validiert. Kartoffelmodelle sind bisher noch nicht so gut entwickelt wie Wachstumsmodelle für Getreide. Wie Raymundo u. a. (2014) feststellen wurden zwar mehr als 30 Kartoffelmodelle entwickelt, dennoch sind nur die wenigsten bisher mit Messdaten überprüft bzw. nur an wenigen Standorten für einzelne Vegetationsperioden getestet worden. Sie beanstanden an den Modellen, auch an dem hier verwendeten SPASS-Modell, dass durch die wenigen Tests, Stressbedingungen, wie hohe Temperaturen, Hitze und Trockenheit bzw. atmosphärische CO₂-Konzentrationserhöhung nicht ausreichend analysiert wurden. Des Weiteren fehlen die Berücksichtigung von Schädlingen und Krankheiten sowie die dadurch initiierten landwirtschaftlichen Maßnahmen. Generell wurde sehr viel Forschung in die Verbesserung von Weizen-, Mais-, Sojabohnen- und Reismodellen investiert. Kartoffelwachstumsmodelle und deren systematischer Vergleich mit Agrarmessdaten sind selten (White u. a. 2011). Trotz der genannten Mängel, lassen sich in dieser Arbeit die Energieflüsse für Kartoffelfelder zufriedenstellend, wenn auch schlechter als die für die Weizenfelder, simulieren. Die Unterschiede der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse für die einzelnen Feldfrüchte lassen sich mithilfe des Footprintmodels zuordnen und durch den

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

Mosaikansatz analysieren. Dadurch ist es in Zukunft möglich trotz der heterogenen Bewirtschaftung die jeweiligen Agrarmodelle gezielt zu untersuchen und zu verbessern. Durch die Anwendung des Mosaikansatzes können die simulierten Energieflüsse der Teilschläge kombiniert werden und dadurch kann eine kontinuierliche Zeitreihe erstellt werden, die für das Füllen von Messlücken geeignet ist. Diese können für die Analyse und Charakterisierung eines Standortes (Biermann u. a. 2014) verwendet werden. Es kann dadurch auch der Einfluss der einzelnen Feldfrüchte auf die Oberflächenenergien an einer spezifischen Position abgeschätzt werden. Dies ist vor allem dann wichtig, wenn Bestandsmodelle für Ackerpflanzen an Wetter- und Atmosphärenmodelle gekoppelt werden sollen. Lu u. a. (2015) konnten nachweisen, dass durch die Kopplung ihres Modells (Sojabohnen und Mais) an ein Wettermodell Simulationen der Tagestemperaturen und der Luftfeuchte durch die im Modell enthaltenen Managementmodelle verbessert werden konnten.

Je nach Bestand und Boden kann lokale Trockenheit unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Da Boden und Bestand lokal sehr stark variieren können und oft eine Mischung verschiedener Landnutzung vorliegt, wird auch die gemessene Evapotranspiration dadurch sehr stark beeinflusst (Mahmood und Hubbard 2003).

Von Gayler u. a. (2002) wurde das Expert-N-SPASS-Modell für die Kartoffelsorten *Christa* und *Agria* an den Standort Scheyern angepasst. In den in der Arbeit gezeigten Simulationen ist die Grundkonfiguration um die Sorten *Nicola*, *Cilena*, *Krone* und *Burana* erweitert worden. Obwohl die Sorten nur mit wenigen Tagen Unterschied gepflanzt und geerntet worden sind, bzw. die Bewirtschaftungsmaßnahmen, wie die Düngung, identisch sind, gibt es kleinere Unterschiede in der Pflanzenentwicklung, die sich vor allem im Ertrag und der oberirdischen Biomasse zeigt. Selbst diese kleinen Unterschiede verursachen an einzelnen Tagen bis zu 240 W/m^2 Unterschied in der latenten und 200 W/m^2 in der fühlbaren Wärme. Kleinere Unterschiede in der Zusammensetzung des Wassergehalts in den Bodenschichten führen zu einem veränderten Verhältnis von Evaporation zu Transpiration. Bedingt wird dies vor allem durch Unterschiede im simulierten LAI. Zenone u. a. (2015) stellten fest, dass der LAI einer der wichtigsten biophysikalischen Treiber bei Pflanzen ist, der sowohl die simulierte Evapotranspiration als auch die simulierten Kohlenstoffbilanzen

beeinflusst. Sie untersuchten mithilfe der EC - Technik die Zusammenhänge zwischen LAI - Änderungen, CO₂ - Austausch und latenter und fühlbarer Wärmeflüsse zwischen Boden und Atmosphäre in einem Pappel - Niederwald in Ostflandern (Niederlande). In ihrer Versuchsanordnung hatten selbst kleine Unterschiede in der Blattfläche des Bestandes signifikante Effekte auf die gemessenen Kohlenstoffflüsse und dem damit verbundenen Energieaustausch mit der Atmosphäre. Die Albedos haben in unseren Simulationen auch einen Einfluss auf die berechneten Oberflächenenergien, diese sind aber gering. In den meisten Fällen kann das Modell, das den Teilschlag simulierte, der am nächsten zur EC - Station liegt, auch am besten die gemessenen latenten und fühlbaren Wärmeflüsse simulieren. Ein besseres Ergebnis kann nur der Mosaikansatz liefern, bei dem alle Flüsse der Kartoffelsorten und auch die Energieflüsse des Winterweizens mit einbezogen werden.

Dass sich verschiedene Kartoffelsorten nicht nur beim Ertrag und in der Stickstoffaufnahme unterscheiden, wurde schon von Gayler u. a. (2002) festgestellt. Bei ihnen unterschieden sich bei den Kartoffelsorten auch die oberirdische Biomasse bzw. die Blattbiomasse. Ebenfalls ist schon lange bekannt, dass sich Kartoffeln unterschiedlicher Sorten in Photosynthese, Transpiration und Pflanzenwachstumscharakteristika unterscheiden (Schans und Arntzen 1991). Es kann sogar sinnvoll sein bei der Simulation einer Sorte die Feldfläche aufzuteilen und durch zwei Simulationen zu repräsentieren, wenn z. B. Teile des Feldes im Schatten liegen. Marín u. a. (2016) untersuchten zwei Kaffeefelder, die unterschiedlich beschattet waren und fanden signifikante Unterschiede im Energie-, Wasser- und Kohlenstoffkreislauf.

Grundsätzlich könnte es auch bei Kartoffelfeldern hilfreich sein, die Tatsache mit einzubeziehen, dass Kartoffeln typischerweise in einem Damm (der Damm war in Scheyern etwa 20 cm hoch) gepflanzt werden. Die Dämme, in die die Kartoffeln gelegt wurden, hatten einen Abstand von 75 cm. Ein Modellansatz wie er bei Sánchez u. a. (2008) durchgeführt wird, könnte auch bei den unterschiedlichen Sorten zu besser simulierten Oberflächentemperaturen und damit zu einer besseren Simulation der Evapotranspiration und der latenten Wärme führen. Bei ihnen wird in einem Ansatz, der ähnlich dem Mosaikansatz ist, unbedeckter bracher Boden und bepflanzter Boden, d. h. der Dammbereich unabhängig simuliert und diese Simulationsergebnisse werden dann

3.2. *Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen*

kombiniert. Zwar wird im Expert-N der Bodenbedeckungsgrad berechnet, allerdings wird dabei der Reihenabstand der Pflanzen nicht berücksichtigt. Des Weiteren könnten auch zusätzliche kleine Modellvariationen, wie zum Beispiel eine verbesserte Beschreibung der Photosynthese und die Berechnungen einer stomatären Leitfähigkeit, die tageszeitenabhängig ist, zu einer Verbesserung (auch beim Winterweizen) beitragen (Arora 2003).

An unserem Standort gab es nicht nur tageszeitliche Unterschiede in den Windrichtungen, sondern die Windverteilung unterschied sich auch in den Jahreszeiten, die untersucht wurden, so dass sich die gemessenen latenten und fühlbaren Wärmeenergieflüsse je nach Jahreszeit aus unterschiedlichen Anteilen an Wärmeflüssen von verschiedenen Teilschlägen zusammensetzten. Abhängig von dem gewählten Zeitraum war der Einfluss am gemessenen Energiefluss der Teilschläge von den Kartoffelsorten und dem Winterweizenfeld unterschiedlich stark ausgeprägt. Da der Beobachtungszeitraum nur zwei Jahre betrug, gelten diese Beobachtungen noch nicht als jahreszeitlicher Trend. Typischerweise werden oft Zeiträume von 30 Jahren untersucht (Sommer u. a. 2003). Jahreszeitliche Abhängigkeiten von Windrichtungen sind dennoch an vielen Standorten zu beobachten. Dies war auch ein Ergebnis von Griebel u. a. (2016), die im Wombat State Forest (Australien) den saisonalen, zwischen-jährlichen und jährlichen Kohlenstoffaustausch des Waldökosystems untersuchten. Sie hatten außerdem die Erkenntnis, dass, selbst wenn ein Ökosystem jahrelang unverändert blieb, kleine Inhomogenitäten im Footprint zu starken Messschwankungen führen können. Dies führte zu unerwarteten hohen Unterschieden im Kohlenstoff- bzw. Energiebudget der Messungen. Deswegen ist es bei Messungen mit einer EC - Station und beim Vergleich der EC - Messwerte mit Simulationsmesswerten wichtig zu bedenken, dass klimatische Windcharakteristika und zum Wind dazugehörige Advektionsflüsse hochgradig standortabhängig sind (Aubinet u. a. 2010; Yi u. a. 2005).

Es gibt in unseren Simulationen für den Standort Scheyern auch Zeiträume (frühe Phase) in denen die Wahl der Sorte keinen Einfluss auf die Energieflüsse hat, wenn z. B. die Agrarpflanzen in einer frühen Entwicklungsphase noch klein sind und der Boden hohen Wassergehalt (Feldkapazität) hat. Erst in der mittleren und späten Entwicklungsphase des Bestandes spielen die Sortenunterschiede eine größere Rolle. Generell sind die Energieflüsse aus Feldern

mit Agrarpflanzen, wie zum Beispiel Winterweizen, Raps oder Mais sehr stark von der Saison und der Bewirtschaftung abhängig (Wizemann u. a. 2015) und müssen vor allem auch in Landoberflächenmodellen unterschieden werden. So ist es nicht sinnvoll diese mit einem allgemeinen „Crop“ - Ansatz zu berechnen, bei denen nicht zwischen den Arten unterschieden wird (Wizemann u. a. 2015). Selbst ein einfacher Gittermodellansatz, bei dem zwischen Zuckerrübe und Winterweizen in Nordrhein-Westfalen unterschieden wurde, führte zu deutlich besser simulierten latenten Wärmeströmen (Sulis u. a. 2015) als die Verwendung eines generellen Ansatzes, bei dem lediglich das Pflanzenbiom charakterisiert wird und noch in den meisten LSM verwendet wird. Speziell bei Agrarpflanzen ist die Evapotranspiration stark vom Entwicklungsstadium abhängig (Kang u. a. 2003) und deshalb sollte das verwendete Pflanzenwachstumsmodell die Entwicklungsstadien der Agrarpflanzen mit berücksichtigen. Insgesamt ist für die Untersuchung einer heterogenen Landoberfläche, bei dem EC - Messdaten mit simulierten Daten verglichen werden sollen, ein Mosaikansatz empfehlenswert, da er eine deutlich bessere Vergleichbarkeit zwischen Messdaten und Simulationsdaten schafft. Selbst kleine Unterschiede von Energieflüssen wie sie bei verschiedenen Sorten einer Fruchtart auftreten können (z. B. unterschiedliche Kartoffelsorten), werden von der EC - Station detektiert. Lassen sich aus bestimmten Gründen, wie Nicht - Verfügbarkeit von Messdaten zu Kalibrierungszwecken, Ressourcenknappheit (Rechenkapazität oder menschliche Ressourcen), fehlende Modellkomponenten (z. B. für bestimmte Pflanzensorten) usw., nicht alle Sorten und Arten mit einem Modell repräsentieren, so scheint es sinnvoll die Sorte bzw. Art für das gesamte Feld zu verwenden, die der EC - Station am nächsten liegt.

Die Zuordnung von Messdaten zu simulierten Ergebnissen eines Feldes oder Teilschlags hat den großen Nachteil, dass bedingt durch die Wetterlage und den dadurch veränderten Footprint die gemessenen Oberflächenflüsse durch Flüsse anderer Teilschläge verfälscht werden können, selbst wenn man nur die Messwerte verwendet, bei denen 80% des Footprints in dem Feld liegen, das simuliert werden soll. Es sollte beim Vergleich von EC - Messungen mit Simulationsergebnissen darauf Rücksicht genommen werden, dass auch Teilschläge, die laut Footprint vermeintlich nur kleine Einflüsse auf die Messungen haben, dennoch zu großen Abweichungen in der latenten und fühlbaren Wärme führen

3.2. Scheyern: Vergleich von Simulationen und Messwerten in heterogenen bewirtschafteten Regionen

können. Dies kann z. B. bei unseren Ergebnissen beim Vergleich der Kartoffelsorten beobachtet werden. Werden Teilschläge mit unterschiedlichen Kartoffelsorten im Modell berücksichtigt, dann ist eine angemessene Vergleichbarkeit von Modell und Messung möglich. Werden die unterschiedlichen Kartoffelsorten nicht berücksichtigt, so weisen große Unterschiede zwischen gemessenen und simulierten Oberflächenenergieflüssen auf einen unzureichenden Modellansatz oder auf technisch bedingte Messfehler hin.

Kapitel 3. Ergebnisse und Diskussionen

Kapitel 4

Schlussfolgerung und weiterführende Diskussion

4.1 Bedeutung von mechanistischen Pflanzenwachstumsmodellen

In der Arbeit werden mithilfe der weiter entwickelten Version des Modellsystems Expert-N die Stoff- und Energieaustauschprozesse zwischen Boden, Pflanze und der Atmosphäre anhand verschiedener Beispiele analysiert. Zur Analyse werden Messdaten des Grünlandstandorts Chamau in der Schweiz sowie des TERENO Standorts Scheyern verwendet.

4.1.1 Komplexität von Wachstumsmodellen

Im ersten Teil wird gezeigt, dass das neu ins Expert-N - Modellsystem aufgenommene und so mit den Expert-N - Teilmodellen gekoppelte Graslandwachstumsmodell HPM die gemessenen Biomassen und Bodenwassergehalte zufriedenstellend simuliert. In der Einjahresstudie soll überprüft werden, ob es mit diesem Grasland - Modell in Kombination mit Expert-N möglich ist Oberflächenenergien adäquat zu simulieren. Dafür werden Messdaten einer EC - Station mit den simulierten Energieflüssen vier verschiedener Expert-N - Simulationen mit unterschiedlichen Modellkonfigurationen und den simulierten Energieflüssen des weit verbreiteten NOAH Landoberflächenmodells ver-

glichen. Die Ansätze unterscheiden sich in der Komplexität, der physikalischen Beschreibung des Bodens, der maximalen Durchwurzelungstiefe und der Berücksichtigung von Pflanzenwachstum und Grasschnitt. Das Expert-N - Modell mit dem höchsten Detailgrad der Bodenhorizonte, der tieferen maximalen Durchwurzelungstiefe und mit berücksichtigten Grasschnitt erzielt die besten Ergebnisse. Am stärksten wird die simulierte Dynamik der Oberflächenenergien durch den Grasschnitt, d. h. durch Veränderungen des LAIs beeinflusst. Etwas geringer ist der Einfluss des Detailgrads der Repräsentation des Bodens auf die Simulation. Die Durchwurzelungstiefe hat den kleinsten Einfluss. Daher lässt sich schlussfolgern, dass bei der Modellierung von bewirtschaftetem Grünland gerade der abrupte Abfall des LAIs und dessen Regeneration nach dem Grünlandschnitt nicht vernachlässigt werden darf. Die Unterschiede der simulierten Oberflächenenergien zwischen den Modellvarianten sind für Mai, meist ein feuchter und warmer Monat, gering. Die simulierten LAI - Werte der Modellvarianten unterscheiden sich in diesem Zeitraum kaum voneinander und für die Pflanze wird mit keinem Modell Trockenstress simuliert. Folglich können für den Monat Mai auch kaum Unterschiede bei den simulierten Oberflächenenergieflüssen festgestellt werden.

Dagegen treten für den heißen und trockenen Monat Juli bei den simulierten Oberflächenenergien der Modelle deutliche Abweichungen auf. Hauptsächlich werden diese Energieunterschiede durch Abweichungen im LAI (Einfluss des Erntemanagements) und die Wasserverfügbarkeit in den oberen Bodenschichten (Einfluss der maximalen Durchwurzelungstiefe und Detailgrad der Bodencharakterisierung) hervorgerufen. Die Modellvariante bei dem kein Grasschnitt simuliert wird, überschätzt die LAI - Werte um mehr als das Zweifache. Die Überschätzung der LAI - Dynamik führt zu einer Unterschätzung der fühlbaren Wärme an der Bodenoberfläche. Der berechnete Bodenwassergehalt des Oberbodens und die Simulation des latenten und fühlbaren Wärmeflusses wird entscheidend von der angenommenen maximalen Durchwurzelungstiefe beeinflusst. Im Durchschnitt kann das Modell die Energieflüsse (latente und fühlbare Wärme) am besten wiedergeben, das das dynamisches Pflanzenwachstum mit Grasschnitt, der tiefsten maximalen Durchwurzelungstiefe und der detailreichsten Beschreibung des Bodens aufweist. Es lässt sich schlussfolgern, dass die Erhöhung der Modellkomplexität dann zu verbesserten Simulationen führt,

4.1. Bedeutung von mechanistischen Pflanzenwachstumsmodellen

wenn:

- i) während des Wachstums der Pflanze Trockenstress auftritt,
- ii) der Oberboden austrocknet,
- iii) Pflanzenbiomasse mittels Grasschnitt entfernt wird oder
- iv) der LAI durch biotische oder abiotische Prozesse wie Krankheiten, Umweltverschmutzung o. ä. verändert wird.

Daraus lässt sich schlussfolgern, dass die Wahl eines komplexeren Modells sinnvoll ist, wenn Situationen simuliert werden, in denen die Vegetation Stresssituationen ausgesetzt wird, die z. B. klimatisch oder biotisch bedingt sind. In diesem Fall lassen sich Oberflächenenergien gerade in Monaten in denen es trocken und heiß ist besser berechnen, da gerade in diesen Monaten die Wasserverfügbarkeit in den Bodenhorizonten für die Pflanze entscheidend ist. Der Einfluss der maximal erlaubten Durchwurzelungstiefe auf den Wasserkreislauf ist daher maßgeblich. Die Qualität komplexerer Modelle kann durch bessere Parametrisierung erhöht werden, wenn das untersuchte Ökosystem gut charakterisiert werden kann. Dabei ist es eine Herausforderung diejenigen Standortdaten, die für die Kalibrierung und Beschreibung des Modells notwendig sind, in hoher räumlicher Auflösung bereitzustellen. Wenn keine Management- und Standortdaten für die Kalibrierung des Modells vorhanden sind, mag es für Einzelfälle günstig sein, Annahmen über die Konfiguration des Bodens und des Managements zu treffen. Jedoch sind gute Ökosystembeschreibungen bzgl. Heterogenität und Management auf der Feldskala unabdingbar, um die Simulation von Oberflächenenergieflüssen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre signifikant zu verbessern.

Daher lässt sich schlussfolgern, dass mit dem HPM - Modell, das ins Expert-N - Modellsystem integriert ist, unter Berücksichtigung der Heuernte die Simulation der Oberflächenenergien verbessert werden kann. Deshalb kann das Modell auch für die Verwendung als Landoberflächenmodell im Falle von Grasland z. B. in Wettermodellen empfohlen werden, da es die Darstellung der Energieflüsse zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in diesen Modellen verbessern kann.

4.1.2 Messung und Simulation in heterogenem Gelände

Ökosysteme befinden sich häufig in heterogenem Gelände, das sich durch Inhomogenitäten im Relief, dem Boden und dem Pflanzenbewuchs auszeichnet. Insbesondere Agrarsysteme sind in vielen Gebieten Europas kleinräumig (kleiner als $300^2 \text{ m}^2 = 9 \text{ ha}$) und tragen zur Inhomogenität bei. Um Simulationen der Oberflächenenergien und den Stoffaustausch von Modellsystemen zu validieren, werden üblicherweise Eddy - Kovarianz - Messungen herangezogen. Die gemessenen Daten sind aufgrund des Messprinzips integrierende Werte über eine Fläche, die von Topographie und atmosphärischen Bedingungen wie Wind und Strömungen abhängig sind. Sie sind von daher nicht für die Messung von heterogenem Gelände ausgelegt. Denn die von der EC - Station gemessenen Oberflächenenergieflüsse sind eine Mischung aus Energieflüssen, die im Falle von kleinräumigen Agrarsystemen von unterschiedlichen bewirtschafteten Feldern stammen. Um die Messungen latenter und fühlbarer Wärmeflüsse aus einer heterogenen Landoberfläche mithilfe von Modellen interpretieren zu können, wurde im zweiten Teil der Arbeit ein Footprintmodell mit dem Pflanzenwachstumsmodell Expert-N gekoppelt. Durch diese Kopplung können die simulierten Oberflächenenergieflüsse in Abhängigkeit der Footprintverteilung durch einen Mosaikanteil gemischt und den Messwerten zugeordnet werden. In der Arbeit werden für 2013 und 2014 die simulierten und gemessenen Oberflächenflüsse analysiert. Im Jahr 2013 waren auf dem einen Feld Kartoffeln angebaut und auf dem anderen Feld Winterweizen. Im Folgejahr (2014) wurden dieselben Feldfrüchte auf dem jeweils anderen Feld angepflanzt. Das Feld, auf dem Kartoffeln angebaut waren, war nochmals in drei (2013) bzw. zwei (2014) Teilschläge unterteilt. Auf diesen Teilschlägen wurden unterschiedliche Kartoffelsorten gepflanzt.

Die Erträge des Winterweizens und der verschiedenen Kartoffelsorten sowie entsprechende Bodenwassergehalte können zufriedenstellend simuliert werden. Die Analyse des Footprints für den Zeitraum 2013 - 2014 zeigt, dass ein Großteil der gemessenen Oberflächenenergieflüsse (latente und fühlbare Wärme) von Feld 1 kam, nachts sogar mehr als 90%. Auch waren Regenereignisse fast nur dann zu beobachten, wenn der Wind aus Westen kam. Daher waren die gemessenen Jahresdurchschnittsenergieflüsse der latenten und fühlbaren Wärme in bei Westwindlage deutlich niedriger. Die Oberflächenenergieflüsse über

4.1. Bedeutung von mechanistischen Pflanzenwachstumsmodellen

dem Winterweizenfeld können laut der statistischen Maße (NSE, RMSE) besser simuliert werden, als die über dem Kartoffelfeld. Werden die Simulationen untersucht, die sich nur auf die unterschiedlichen Kartoffelsorten beziehen, so zeigen sich auch hier deutliche Unterschiede zwischen den simulierten Energieflüssen, auch wenn diese viel geringer ausfallen als diejenigen zwischen den simulierten Energieflüssen aus dem Kartoffel- und dem Weizenfeld der Fall ist. Überwiegend ist es sinnvoll, wenn angenommen wird, dass pro Feld nur eine Art und Sorte angebaut wird, diejenige Sorte zu simulieren, die der EC - Station räumlich am nächsten ist. Das Mitteln der drei simulierten Oberflächenenergien der Teilschläge führt im Vergleich zur Oberflächenenergie der Simulation des Einzelteilschlags zu keiner Verbesserung und ist aufgrund des Mehraufwandes der Simulationen nicht zu empfehlen. Wenn alle Kartoffelsorten, d. h. alle Teilschlagssimulationen kombiniert werden sollen, so erhält man das beste Ergebnis, wenn die Energieflüsse mit dem Mosaikansatz berechnet werden. Die Modellansätze, die den Mosaikansatz verwenden, sind deutlich besser als die Modellansätze die sich nur auf einzelne Sorten beziehen. Da im Fall der Messung zwischen zwei Feldern von den Messwerten der Energieflüsse bis zu 20% auch aus dem jeweils gegenüberliegenden Feld stammen können, ist es von Vorteil auch die Energieflüsse der Simulation des gegenüberliegenden Feldes, auf dem eine andere Feldfrucht wächst, mit einzubeziehen. Der Modellansatz, der die Energieflüsse aller Felder berücksichtigt, kann laut den statistischen Maßen (NSE, RMSE) die gemessenen Energieflüsse am besten wiedergeben. Die Gewichtung der Teilschläge, auf denen die unterschiedlichen Kartoffelsorten angebaut waren, durch den Footprint, zeigten jahreszeitliche Unterschiede. Basierend auf dieser Gewichtung werden im Mosaikansatz die Oberflächenenergien der simulierten Teilschläge kombiniert. Dadurch ist der Einfluss der einzelnen Kartoffelsortenteilschläge auf den simulierten Oberflächenenergiefluss im Mosaikansatz von der Jahreszeit abhängig. Im Frühjahr unterscheiden sich die Sorten in den Simulationen kaum, da die Pflanzen aufgrund ihres niedrigen Entwicklungsstadiums noch einen LAI von 0 haben. Erst Mitte Juli bzw. August unterscheidet sich durch die verschiedenen Modelle simulierte Wachstumsdynamik. Der durch den Mosaikansatz berechnete Oberflächenenergiefluss unterscheidet sich für diese Monate deutlich von den einzelnen simulierten Sorten und verbessert die Simulationsergebnisse im Vergleich zu

den Einzelflussmodellen.

Zusammenfassend kann durch die Verwendung des Mosaikansatzes die Berechnung simulierter Oberflächenenergieflüsse deutlich verbessert werden und zwar auch dann, wenn aus dem Footprintmodell hervorgeht, dass ein großer Prozentsatz des Footprints auf einem bestimmten Feld liegt und deshalb ein Modell verwendet werden könnte, das nur einen Teilschlag oder ein Feld berücksichtigt. Denn selbst benachbarte Teilschläge, die laut der Footprintverteilung nur kleine Beträge zum gemessenen Energie- und Stoffaustausch beitragen, können die Messungen stark verändern (siehe Ergebnisse Abschnitt 3.2.3). Des Weiteren können durch den Mosaikansatz die Heterogenität der Landoberfläche in den Simulationen berücksichtigt, Modelle mit Messwerten besser überprüft und Messdatenlücken gefüllt werden.

4.2 Expert-N als Landoberflächenmodell

Wie gezeigt wurde, können mit dem Expert-N - Modellsystem, Austauschprozesse wie Evapotranspiration, latente und fühlbare Wärme zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auf Feldskala mit mechanistischen Ansätzen und unter der Berücksichtigung von Erntemanagement besser simuliert werden als mit einfacheren oft empirischen Modellansätzen. Durch die Verwendung eines Mosaikansatzes lassen sich Energieflüsse von heterogenen Landoberflächen als Mischung der Flüsse aus den einzelnen Teilschlägen berechnen und dadurch größere Flächen simulieren. Durch die Verwendung von Techniken wie der des Mosaikansatzes lassen sich Interaktionen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in einer ausreichenden Größenordnung (z. B. $1 \times 1 \text{ km}^2$) simulieren, wie sie auch bei einzelnen Gitterpunkten von Wetter- und Klimamodellen üblich sind (Koster und Suarez 1992; Li und Avissar 1994). Daher stellt sich die Frage inwiefern sich Expert-N als Landoberflächenmodell auch in Wetter- und Klimasimulationen verwenden lässt. Denn wie Studien zeigen, sind Unsicherheiten bei regionalen und globalen Wetter- und Klimasimulationen teilweise durch eine unvollständige Modellbeschreibung der Landoberflächenprozesse bedingt (Stainforth u. a. 2005). Energieflüsse, die von Pflanzen- und Bodenmodellen berechnet werden, sind wichtige Eingangswerte für Wetter- und Klimamodelle und deshalb wichtig für Wettervorhersagen (Chen und Avissar 1994a,b; Deng

u. a. 2013; Mahfouf und Noilhan 1991; Ookouchi u. a. 1984; Rowntree und Bolton 1983). Zwar würde die Verwendung von komplexeren Modellen, wie dem Expert-N Ökosystemmodell höhere Rechenleistungen erfordern als Modelle mit tabellarisch gelisteten Vegetationsdynamiken. Da jedoch die Rechenleistung durch den Fortschritt der Technik immer mehr zunimmt, können zunehmend dynamische Agrar- und Pflanzenwachstumsmodelle auf regionaler und globaler Ebene verwendet werden (Eweys u. a. 2017; Folberth u. a. 2012; Ingwersen u. a. 2011; Rosenzweig u. a. 2013).

Die derzeit verwendeten, mit Wettermodellen (z. B. Skamarock u. a. (2008a), Baldauf u. a. (2011)) gekoppelten Landoberflächenmodelle, vernachlässigen oft das dynamische Pflanzenwachstum bzw. verwenden sehr stark vereinfachte Modelle, die z. B. kein Management simulieren und viele Wachstumsprozesse vernachlässigen.

Wenn ein regionales Wettermodell mit einem dynamischen Pflanzenmodell gekoppelt wird, beeinträchtigt das Wachstum der Pflanze u. a. durch eine veränderte Simulation der Transpiration und Albedo das berechnete Klima und Wetter in der Simulation (Temperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Wind, ...). Umgekehrt nimmt die Veränderung des Klimas wieder Einfluss auf das simulierte Pflanzenwachstum. Generell sind biophysikalische Prozesse häufig skalenabhängig (Meentemeyer 1989). Eine der Fragen, die zu beantworten ist, ist die, inwiefern sich die Modellprozesse von der Bestandsebene auf andere Auflösungen skalieren lassen, wie sie z. B. von Wettermodellen gefordert werden und die ein vielfaches niedriger sein können (Baron u. a. 2005; Folberth u. a. 2012). Denn bei der Kopplung von Pflanzenwachstumsmodellen mit atmosphärischen Modellen, die für regionale Prozesse ausgelegt sind, ist der Datenaustausch zwischen den Modellen möglicherweise nicht für die entsprechende Skala ausgelegt (Baron u. a. 2005). Ein Lösungsansatz, der auch in dieser Arbeit in anderem Zusammenhang zur Anwendung kam, ist die Mischung von Energie- und Stoffflüssen von mehreren simulierten Beständen mittels eines Mosaikansatzes. Allerdings müssen auch die Daten (Art und Sorte der Bestände, Bodeneigenschaften, Erntemanagement usw.) in dieser Auflösung vorhanden sein.

Für die Simulation von Agrarsystemen, die sich auf größer Gebiete als Feldskala beziehen, werden oft Daten mit entsprechend niedriger Auflösung verwendet. Die verwendeten Daten beruhen fast immer auf räumlich gemittelten Werten

oder es wird die am häufigsten auftretende Datenklasse verwendet. Eine Datenklasse kann sich z. B. auf eine Feldfrucht oder eine Bodenart beziehen. Generell stellt sich die Frage für welche räumlichen Auflösungen ein Pflanzenmodell, das einen Bestand repräsentiert, verwendet werden kann, wenn Boden oder Wetterdaten aggregiert werden. Allein die Aggregation führt häufig schon zu Fehlern, die zu großen Abweichungen von den Messdaten führen (O'Neill und Rust 1979; Rastetter u. a. 1992). Bei einer Studie, bei der auch das Expert-N - Modell einbezogen wurde, wurden die Simulationsergebnisse zum Körnertrag, die mit 14 Agrarmodellen berechnet wurden, miteinander verglichen, wobei zusätzlich die Auflösung der als Eingangsdaten genutzten Boden- und Klimadaten variiert wurde (Hoffmann u. a. 2016). Es wurde das Wachstum von Winterweizen und Silagemais auf der Fläche von Nordrhein-Westfalen mit Auflösungen von $1 \times 1 \text{ km}^2$, $10 \times 10 \text{ km}^2$, $25 \times 25 \text{ km}^2$, $50 \times 50 \text{ km}^2$ und $100 \times 100 \text{ km}^2$ über einen Zeitraum von 30 Jahren von 1982 bis 2011 simuliert. Die Skalierung der Klimadaten bewirkt in dieser Studie eine Zunahme des simulierten Ertrags und dessen Streuung. Größeren Einfluss als das Klima hat nur die Skalierung der Bodenparameter. Durch räumliche Aggregation der Klimadaten, die durch lineare Interpolation erreicht wird, nimmt die Variabilität des simulierten Ertrags ab. Die Änderung der räumlich simulierten Erträge durch die Aggregation der Klimadaten ist vergleichbar mit deren direkter räumlicher linearer Interpolation. Werden dagegen Bodendaten aggregiert, dann kann die Aggregation in einigen Modellen zur abrupten Veränderung im simulierten Ertrag führen (Hoffmann u. a. 2016).

Es muss daher bei der Aggregation von Eingabedaten (Klima- und Bodendaten) für Agrarmodelle die Auswirkung der Aggregation auf das Simulationsergebnis für jede spezielle Region getestet werden. Die Anpassung der Bodendaten auf die entsprechende Auflösung ist besonders kritisch und muss daher mit besonderer Sorgfalt unter Beachtung der lokalen Heterogenität der Böden erfolgen.

Für eine hoch aufgelöste Simulation, bei der ein Wettermodell mit Agrarmodellen gekoppelt wird, sind sehr viele einzelne Informationen über die gesamte Region notwendig, um die Modelle ausreichend genau mit Eingangsdaten und Parametern zu versehen. Es gibt Studien, die sich damit befassen, ob es genügt, die Agrarmodelle nur für spezifische Orte einer Region anzupassen,

um repräsentative Simulationsergebnisse für diese Region zu erhalten („effective sampling“). In Nordrhein-Westfalen konnte der gemessene Durchschnittsertrag durch Auswahl bestimmter Standorte bereits mit der Simulation von zehn Standorten (aus 34078 Standorten) simuliert werden (Bussel u. a. 2016). Um eine vergleichbare Variabilität zu den Simulationsergebnissen der 34078 Standorte bei den Erträgen zu erreichen, reichten bereits 100 Standorte. Diese Strategie kann zum Beispiel dann helfen, wenn größere Gebiete hochauflösend simuliert werden sollen, ohne dass flächendeckende Standortinformationen zum Management zur Verfügung stehen. Grundsätzlich lässt sich das Modell Expert-N in der jetzigen Form mit Wettermodellen gekoppelt betreiben. So zeigt eine Simulation bei der das Modell Expert-N als Landoberflächenmodell des regionalen Wettermodells WRF (Skamarock u. a. 2008a) genutzt wird, dass sowohl die Simulation von Bodenwassergehalten und Bodentemperaturen als auch die Simulation der Temperatur und des Niederschlags verbessert werden kann (Reimuth 2012)¹. Da es sich in dieser Studie allerdings nur um einen kurzen Simulationszeitraum handelte, sind weitere Studien zur Evaluation nötig. Eine Frage, die sich generell bei landwirtschaftlichen Simulationen in der Fläche stellt, ist die Frage wie das Management im Modell abgeschätzt werden kann, wenn keine Daten zur Verfügung stehen oder wie Simulationen, die sich auf zukünftige Zeiträume beziehen, konfiguriert werden können. Eine Möglichkeit wäre, das „effective sampling“ dafür zu verwenden. Da bei dieser Methode Flächen und Felder mit großer Ähnlichkeit (Anbau, Boden, Tradition der Bewirtschaftung, ...) identifiziert werden, können diese Standorte auch mit dem gleichen Management im Modell konfiguriert werden (Zhao u. a. 2016). Eine weitere Möglichkeit besteht darin, das Ökosystem mit Entscheidungsmodellen wie MP-MAS (Troost und Berger 2014) oder FarmActor (Aurbacher u. a. 2013) zu koppeln. Die Entscheidungsmodelle wählen nach wirtschaftlichen Kriterien (Kosten - Nutzen), welche Managementstrategien bei gegebenem Klima und Boden am besten geeignet sind. Diese Verfahren können sehr rechenintensiv sein. Die einfachste Strategie ist die der „Best Practice“, welche teilweise im Expert-N 5 integriert wurde und optional verwendet werden kann. Bei dieser Methode werden Düngung und Erntevorgänge fest an Entwicklungsstadien gekoppelt und daher das Management aufgrund von festgelegten Kriterien, wie

¹Die Bachelorarbeit wurde von Andrea Reimuth erstellt und von mir betreut.

bestimmte Simulationsergebnisse, getroffen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das Expert-N - Modellsystem in Zukunft auch verwendet werden kann, um Ökosysteme zu simulieren, die sich auf Skalen beziehen, die größer als Feldskala sind. Durch den neu entwickelten Mosaikansatz ist es möglich die Oberflächenenergieflüsse der Pflanzen- und Bodenmodelle, die für die Bestandsebene entwickelt und getestet wurden, entsprechend zu skalieren. Als Ergänzung zu den vorhanden Modellen kann das neu ins Expert-N Modellsystem integrierte HPM - Graslandmodell für die Simulation vom Stoff- und Energietransport zwischen Landoberfläche und Atmosphäre verwendet werden, falls Grasland als Landnutzung vorliegt. Dadurch können Landoberflächenmodelle, die für niedrigere Auflösungen (z. B. $1 \times 1 \text{ km}^2$) gedacht sind und mit einem Wettermodell gekoppelt sind, ersetzt werden. Dies könnte Wettersimulationen auf regionaler und lokaler Ebene verbessern.

Kapitel 5

Zusammenfassung

Das Klima ist einem ständigen natürlichen Wandel unterworfen. Seit der Industrialisierung wird ein Temperaturanstieg beobachtet, der mit hoher Wahrscheinlichkeit anthropogene Ursachen hat. Dieser Anstieg wird hauptsächlich auf die Erhöhung der Treibhausgase CO_2 und Methan zurückgeführt. Weitere wichtige Treibhausgase, die insbesondere in der Landwirtschaft eine große Rolle spielen sind N_2O und H_2O . Auch die Landnutzung hat einen großen Einfluss auf das regionale Klima. Da Agrarökosysteme den dominanten Anteil der Landoberfläche ausmachen, ist es wichtig, diese Ökosysteme und ihre Wechselwirkung mit dem Klima zu analysieren und zu beschreiben. Zur Quantifizierung zukünftiger Veränderungen dieser Ökosysteme eignen sich Modelle, die die zugrundeliegenden Prozesse und die Wechselwirkungen zwischen Pflanzenwachstum mit dem Boden und dem landwirtschaftlichen Management abbilden. Die Modelle liegen in unterschiedlichen Detailgraden vor und werden üblicherweise mit Messdaten validiert.

In der vorliegenden Arbeit wurden mithilfe der neu entwickelten Version des Modellsystems Expert-N die Stoff- und Energieaustauschprozesse zwischen Boden, Pflanze und der Atmosphäre an zwei verschiedenen Standorten analysiert. Die Standorte waren der Grünlandstandort Chamau in der Schweiz und der TERENO Standort Scheyern. Im ersten Teil wurde in einer Modellstudie ein intensiv gemanagtes Grasland in der Schweiz mit fünf verschiedenen Landoberflächenmodellansätzen mit unterschiedlichem Detailgrad simuliert und die einzelnen Modellergebnisse verglichen. Die Studie zeigte den Einfluss von dynamischem Pflanzenwachstum, Management, Detail der Bodenprofilcharakte-

risierung und Durchwurzelungstiefen im Modell auf den Wassergehalt und die Oberflächenenergieflüsse. Um latente und fühlbare Wärmeflüsse, mit dem hier verwendeten Graslandmodell HPM simulieren zu können, wurde dieses Pflanzenwachstumsmodell hierfür in das Expert-N Modellsystem integriert. Der zeitliche Verlauf der Energieflüsse konnte besser simuliert werden, wenn ein dynamisches Wachstumsmodell verwendet wurde, das den abrupten Abfall der Pflanzenbedeckung bei der Ernte abbilden konnte. Eine weitere Verbesserung wurde erzielt, wenn eine komplexere Bodenparametrisierung mit einer Durchwurzelungstiefe über das gesamte Bodenprofil kombiniert wurde. Die simulierten Energieflüsse der fünf verschiedenen Modellansätze unterschieden sich signifikant im trockenen Monat Juli, waren sich aber im feuchten Monat Mai ähnlich. Es lässt sich schlussfolgern, dass die Berücksichtigung von Grasschnitt und die Verwendung detaillierter standortspezifischer Bodenprofile in Modellen gerade in den trockenen und heißen Sommermonaten zu einer deutlichen Verbesserung der Simulation der Oberflächenenergien an intensiv bewirtschafteten Standorten führen kann. Die Ergebnisse implizieren, dass Graslandsimulationen auf regionaler Skala signifikant von hochauflösenden Eingabedaten wie dem Bodenprofil, der Landnutzung, sowie der Bewirtschaftung profitieren. In einer zweiten Studie wurde der Einfluss der Heterogenität der Landoberfläche auf die Messungen und Simulationen der Oberflächenenergieflüsse analysiert. Um die Heterogenität im Modell zu berücksichtigen, wurde ein Footprintmodell mit dem Pflanzenwachstumsmodell Expert-N gekoppelt. Dadurch konnten die simulierten Energieflüsse entweder durch die Verwendung eines Mosaikansatzes aus mehreren Teilschlagmodellen berechnet werden oder Simulationen eines einzelnen Teilschlags ausgewertet werden. Die Energieflüsse, die an der EC - Station gemessen wurden, stammten von zwei Feldern, von denen das erste mit Kartoffeln bepflanzt war und das zweite mit Winterweizen. Das Kartoffelfeld war nochmals in drei Teilschläge unterteilt, auf denen jeweils unterschiedliche Sorten angebaut waren. Die Ergebnisse der Simulation und der Messung zeigten den großen Einfluss der Witterung – u. a. Windrichtung, Regenereignisse und Jahreszeit – auf die Footprintverteilung und die dadurch bedingte Mischung der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse von der heterogenen Landoberfläche. In der Arbeit wurden verschiedene Ansätze verglichen, um die Heterogenität der Landoberfläche zu berücksichtigen. Diese Heterogenität

wurde durch die verschiedenen Sorten und Feldfrüchte verursacht und wirkte sich auf die Energieflüsse aus. Jede Sorte und Feldfrucht wurde in einer eigenen Boden-Pflanze-Atmosphären - Säule simuliert. Durch die Footprintverteilung wurden die simulierten Oberflächenflüsse der verschiedenen Teilschläge entweder einzeln mit den Messwerten verglichen, wenn ein Großteil der Energie der Flüsse von diesem Teilschlag stammte, oder es wurden die Flüsse mehrerer Teilschläge und Felder gemischt. Die Studie kam zu dem Ergebnis, dass es für die Evaluation der Modelle zwar besser war, die Sorte für die Simulation eines Feldes zu wählen, die dem EC - Turm am nächsten steht, und nicht den Durchschnitt aller Sorten. Dennoch führte diese Strategie zu einem signifikanten Fehler. In der Studie traten hohe Unsicherheiten im Sommer und Herbst auf. Daher wird empfohlen, alle Sorten einer Art in die Simulation mit einzubeziehen. Das beste Ergebnis wurde erzielt, wenn die simulierten Energieflüsse mit dem Mosaikansatz gewichtet wurden. Die Modelle, die den Mosaikansatz verwendeten, waren deutlich besser als die Simulationen der einzelnen Sorten. Da von den Messwerten der Energieflüsse bis zu 20% auch aus dem jeweilig gegenüberliegenden Feld stammten, war es von Vorteil auch die Energien der Simulation des gegenüberliegenden Feldes, auf dem eine andere Feldfrucht gepflanzt war, mit einzubeziehen. Das Modell, das sowohl die Energien der verschiedenen Simulationen der Kartoffelsorten als auch die der Winterweizensimulation mit berücksichtigte, wies laut der statistischen Maße immer die besten Ergebnisse auf.

Insgesamt zeigte die Arbeit, dass Modelle, die mehr mechanistische Details beinhalteten, wie z. B. eine bessere Beschreibung des Bodens, des Managements und der Wachstumsprozesse zu besseren Simulationsergebnissen führen. Folglich konnte das Expert-N - HPM - Modell zu einer Verbesserung der Beschreibung der Oberflächenenergieflüsse unter Verwendung von Grasschnitt führen. Bei heterogener Landnutzung kann mithilfe des Mosaikansatzes die Simulation von Energieflüssen und der Vergleich dieser mit Messdaten einer EC - Station deutlich verbessert werden.

Kapitel 5. Zusammenfassung

Kapitel 6

Anhang

6.1 Abkürzungsverzeichnis

Symbol	Einheit	Beschreibung
ASCE		American Society of Civil Engineers
B_0	–	Bowenverhältnis
CERES		Crop Environment Resource Synthesis
C_H	–	Wärmeübergangskoeffizient
C_d	s/m	Denominatorkonstante
C_n	$K \cdot mm / (s^3 \cdot Mg \cdot h)$	Numeratorkonstante
c_p	$J / (kgK)$	spezifische Wärmekapazität der Luft
DAYCENT		Daily Century
d_0	m	Nullpunktverschiebung
e_a	kPa	Dampfdruck
E_{act}	mm/h	aktuelle Evaporation
E_{pot}	mm/h	potentielle Evaporation
$E_{pot,max}$	mm/h	Maximum an Wasser, das aus dem Boden verdunsten kann
e_s	kPa	Sättigungsdampfdruck
EBC	‰	Energiebilanzschließung
EC		Eddy-Kovarianz
ET_{act}	mm/h	aktuelle Evapotranspiration
ET_{pot}	mm/h	potentielle Evapotranspiration

Kapitel 6. Anhang

Symbol	Einheit	Beschreibung
f_{cd}	–	Bewölkungsgrad
f_{lam}	(-)	Anteil der Gesamtblattfläche
F	W/m^2	Fluss
FRM		Feddes Root Model
g_s	m/s	stomatäre Leitfähigkeit
$g_{s,max}$	m/s	maximale stomatäre Leitfähigkeit
$g_{s,min}$	m/s	minimale stomatäre Leitfähigkeit
G	W/m^2	Bodenwärmestrom
GECROS		Genotype by environment interaction on crop growth simulator
G_{sh}	$kg/(m^2 \cdot day)$	Wachstumsrate des Sprosses
h_{can}	m	Pflanzenhöhe
H_s	W/m^2	fühlbarer Wärmestrom
$H_{s,o}$	W/m^2	fühlbarer Wärmestrom (unkorrigierter Messwert)
$H_{s,pot}$	W/m^2	potentieller fühlbare Wärmefluss
HPM		Hurley Pasture Model
I_{LAI}^i	$m^2/(m^2 \cdot day)$	LAI - Inputrate
k	–	Kármánzahl
k_c	–	„Single crop coefficient“
k_{can}	m^2/m^2	Pflanzenextinktionskoeffizient
k_{deg}	$1/day$	Degenerationsrate
k_{turn}	$1/day$	Umsatzrate
L	W/m^2	Latenter Wärmestrom
L_o	W/m^2	Latenter Wärmestrom (unkorrigierter Messwert)
LAI	m^2/m^2	Blattflächenindex
LAI_{act}	m^2/m^2	aktiven sonnenbeschienenen Pflanzenbedeckungsgrad
LSM		Landoberflächenmodell
L_{evap}	MJ/kg	Verdampfungsfaktor
L_{MO}	m	Obukhov-Länge
MBE		mittlere Abweichung

Symbol	Einheit	Beschreibung
MP	–	Mathematical Programming-based Multi-Agent Systems
MAS		Multi-Agent Systems
n_i	–	Gewichtungsfaktor
Noah		Landoberflächenmodell: National Centers for Environmental Prediction, Oregon State University, Air Force, Hydrologic Research Lab
NSE		Nash-Sutcliffe-Effizienz
\bar{O}		Mittelwert aller Messungen
OGS		OpenGeoSys
O_i		Messwert
$O_{LAI,an}^i$	$m/m \cdot day$	Reduktionsrate (Tiere)
$O_{LAI,hv}^i$	$m/m \cdot day$	Reduktionsrate (Schnitt)
P_i		Wert des Modells
q	kg/kg	spezifische Luftfeuchte
Q_{HB}	W/m^2	Auftriebsstrom der Luft
r_a	s/m	aerodynamische Widerstand
$RMSE$		mittlerer quadratischen Fehler
R_{es}	W/m^2	Residuum der Energiebilanz
R_n	W/m^2	Nettostrahlung
R_{nl}	W/m^2	langwelliger Nettostrahlung
R_{ns}	W/m^2	kurzwelliger Nettostrahlung
r_s	s/m	Oberflächenwiderstand
r_s	s/m	Pflanzenoberflächenwiderstand
R_s	W/m^2	einfallenden Solarstrahlung
SPASS		Soil–Plant–Atmosphere System Simulation
T_{act}	mm/h	aktuelle Transpiration
T_K	K	bodennaher Lufttemperatur
T_v	K	virtuelle Temperatur
u_z	m/s	Betrag der Windgeschwindigkeit in 2 Meter Höhe
w	m/s	Windgeschwindigkeit in z-Richtung
WFPS	(-)	wassergefüllter Porenraum
WRF		Weather Research and Forecasting Model

Kapitel 6. Anhang

Symbol	Einheit	Beschreibung
WRF Chem	-	WRF - Atmospheric Chemistry Observations Model
W_{sh}	mm/h	maximale Verdunstungsrate eines Pflanzentrie- bes
z_{0h}	m	Rauhigkeitslänge der Wärmeenergie
z_{0m}	m	Rauhigkeitslänge des Momentums
z_w	m	Höhe der Windmessung
z_w/L_{MO}	m/m	Stabilitätsparameter
α	-	Albedo
γ	kPa/K	Psychrometerkonstante
Δ	kPa/K	temperaturabhängige Steigung der Sättigungs- dampfdruckkurve
θ_{sh}	m^3/m^3	relativer Wassergehalts des Pflanzentrie- bes
$\theta_{soil,1}$	-	volumetrischer Wassergehalt der ersten Boden- schicht
ν	m^2/kg	spezifischen Blattfläche
ρ_a	kg/m^3	mittlere Luftdichte
ρ_w	Mg/m^3	Dichte von Wasser
σ	W/K^4m^2	Stefan-Boltzmann-Konstante
$\Phi(x, y)$	-	Footprint - Verteilungsfunktion
Ψ_h	-	Stabilitätsfunktion
Ψ_m	-	Stabilitätsfunktion

Literaturverzeichnis

- Adam, M., F. Ewert, P. Leffelaar, M. Corbeels, H. van Keulen und J. Wery (2010). „CROSPAL, software that uses agronomic expert knowledge to assist modules selection for crop growth simulation“. In: *Environmental Modelling & Software* 25.8, S. 946–955. DOI: 10.1016/j.envsoft.2010.02.007.
- Allen, R., W. Pruitt, J. Wright, T. Howell, F. Ventura, R. Snyder, D. Itenfisu, P. Steduto, J. Berengena, J. Yrisarry, M. Smith, L. Pereira, D. Raes, A. Perrier, I. Alves, I. Walter und R. Elliott (2006). „A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ET₀ by the FAO56 Penman-Monteith method“. In: *Agricultural Water Management* 81.1-2, S. 1–22. ISSN: 0378-3774. DOI: 10.1016/j.agwat.2005.03.007. (Besucht am 28.03.2012).
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes und M. Smith (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome, Italy: FAO - Food und Agriculture Organization of the United Nations. ISBN: 92-5-104219-5.
- Alt, C (2000). „Modelling Nitrogen Content and Distribution in Cauliflower (*Brassica oleracea* L.botrytis)“. In: *Annals of Botany* 86.5, S. 963–973. DOI: 10.1006/anbo.2000.1252.
- Ammann, C., C. Flechard, J. Leifeld, A. Neftel und J. Fuhrer (2007). „The carbon budget of newly established temperate grassland depends on management intensity“. In: *Agriculture, Ecosystems & Environment* 121.1-2, S. 5–20. DOI: 10.1016/j.agee.2006.12.002.
- Amthor, J (2000). „The McCree–de Wit–Penning de Vries–Thornley Respiration Paradigms: 30 Years Later“. In: *Annals of Botany* 86.1, S. 1–20. DOI: 10.1006/anbo.2000.1175.

- Arora, V. K. (2003). „Simulating energy and carbon fluxes over winter wheat using coupled land surface and terrestrial ecosystem models“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 118.1-2, S. 21–47. DOI: 10.1016/S0168-1923(03)00073-X.
- Aubinet, M., A. Grelle, A. Ibrom, Ü. Rannik, J. Moncrieff, T. Foken, A. Kowalski, P. Martin, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Clement, J. Elbers, A. Granier, T. Grünwald, K. Morgenstern, K. Pilegaard, C. Rebmann, W. Snijders, R. Valentini und T. Vesala (1999). „Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology“. In: *Advances in Ecological Research*. Elsevier BV, S. 113–175. DOI: 10.1016/S0065-2504(08)60018-5.
- Aubinet, M., C. Feigenwinter, B. Heinesch, C. Bernhofer, E. Canepa, A. Lindroth, L. Montagnani, C. Rebmann, P. Sedlak und E. V. Gorsel (2010). „Direct advection measurements do not help to solve the night-time CO₂ closure problem: Evidence from three different forests“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 150.5, S. 655–664. DOI: 10.1016/j.agrformet.2010.01.016.
- Aubinet, M., T. Vesala und D. Papale (2012). *Eddy Covariance*. Hrsg. von M. Aubinet, T. Vesala und D. Papale. Springer Science + Business Media. DOI: 10.1007/978-94-007-2351-1.
- Aurbacher, J., P. S. Parker, G. A. C. Sánchez, J. Steinbach, E. Reinmuth, J. Ingwersen und S. Dabbert (2013). „Influence of climate change on short term management of field crops – A modelling approach“. In: *Agricultural Systems* 119, S. 44–57. DOI: 10.1016/j.agsy.2013.04.005.
- Baldauf, M., A. Seifert, J. Förstner, D. Majewski, M. Raschendorfer und T. Reinhardt (2011). „Operational Convective-Scale Numerical Weather Prediction with the COSMO Model: Description and Sensitivities“. In: *Monthly Weather Review* 139.12, S. 3887–3905. DOI: 10.1175/mwr-d-10-05013.1.
- Baldocchi, D. D. (2003). „Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future“. In: *Global Change Biology* 9.4, S. 479–492. DOI: 10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x.
- Baldocchi, D. D., B. B. Hincks und T. P. Meyers (1988). „Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods“. In: *Ecology* 69.5, S. 1331–1340. DOI: 10.2307/1941631.

- Baron, C., B. Sultan, M. Balme, B. Sarr, S. Traore, T. Lebel, S. Janicot und M. Dingkuhn (2005). „From GCM grid cell to agricultural plot: scale issues affecting modelling of climate impact“. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 360.1463, S. 2095–2108. DOI: 10.1098/rstb.2005.1741.
- Biermann, T., W. Babel, W. Ma, X. Chen, E. Thiem, Y. Ma und T. Foken (2014). „Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co basin, Tibetan Plateau“. English. In: *Theoretical and Applied Climatology* 116.1-2, S. 301–316. ISSN: 0177-798X. DOI: 10.1007/s00704-013-0953-6.
- Biernath, C., S. Gayler, S. Bittner, C. Klein, P. Högy, A. Fangmeier und E. Priesack (2011). „Evaluating the ability of four crop models to predict different environmental impacts on spring wheat grown in open-top chambers“. In: *European Journal of Agronomy* 35.2, S. 71–82. ISSN: 1161-0301. DOI: 10.1016/j.eja.2011.04.001. (Besucht am 28.09.2012).
- Biernath, C., S. Bittner, C. Klein, S. Gayler, R. Hentschel, P. Hoffmann, P. Högy, A. Fangmeier und E. Priesack (2013). „Modeling acclimation of leaf photosynthesis to atmospheric CO₂ enrichment“. In: *European Journal of Agronomy* 48, S. 74–87. DOI: 10.1016/j.eja.2013.02.008.
- Bonan, G., P. Lawrence, K. Oleson, S. Levis, M. Jung, M. Reichstein, D. Lawrence und S. Swenson (2011). „Improving canopy processes in the Community Land Model version 4 (CLM4) using global flux fields empirically inferred from FLUXNET data“. In: *Journal of Geophysical Research* 116.G2. DOI: 10.1029/2010jg001593.
- Bossel, H. (1996). „TREEDYN3 forest simulation model“. In: *Ecological Modelling* 90.3, S. 187–227. DOI: 10.1016/0304-3800(95)00139-5.
- Brown, R. N., C. Percivalle, S. Narkiewicz und S. DeCullo (2010). „Relative Rooting Depths of Native Grasses and Amenity Grasses with Potential for Use on Roadsides in New England“. In: *HortScience* 45(3), S. 393–400.
- Brunt, D. (1932). „Notes on radiation in the atmosphere. I“. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 58.247, S. 389–420. DOI: 10.1002/qj.49705824704.
- Brunt, D. (2011). *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge University Press, S. 428.

- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. Springer Netherlands.
DOI: 10.1007/978-94-017-1497-6.
- Bussel, L. G. van, F. Ewert, G. Zhao, H. Hoffmann, A. Enders, D. Wallach, S. Asseng, G. A. Baigorria, B. Basso, C. Biernath, D. Cammarano, J. Chrysanthacopoulos, J. Constantin, J. Elliott, M. Glotter, F. Heinlein, K.-C. Kersebaum, C. Klein, C. Nendel, E. Priesack, H. Raynal, C. C. Romero, R. P. Rötter, X. Specka und F. Tao (2016). „Spatial sampling of weather data for regional crop yield simulations“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 220, S. 101–115. DOI: 10.1016/j.agrformet.2016.01.014.
- Bürgi, M., L. Li und T. Kizos (2015). „Exploring links between culture and biodiversity: studying land use intensity from the plot to the landscape level“. In: *Biodiversity and Conservation* 24.13, S. 3285–3303. DOI: 10.1007/s10531-015-0970-0.
- Calanca, P., C. Deléglise, R. Martin, P. Carrère und E. Mosimann (2016). „Testing the ability of a simple grassland model to simulate the seasonal effects of drought on herbage growth“. In: *Field Crops Research* 187, S. 12–23. DOI: 10.1016/j.fcr.2015.12.008.
- Caldwell, M. M., T. E. Dawson und J. H. Richards (1998). „Hydraulic lift: consequences of water efflux from the roots of plants“. In: *Oecologia* 113.2, S. 151–161. DOI: 10.1007/s004420050363.
- Casanova, J. J. und J. Judge (2008). „Estimation of energy and moisture fluxes for dynamic vegetation using coupled SVAT and crop-growth models“. In: *Water Resources Research* 44.7, n/a–n/a. DOI: 10.1029/2007wr006503.
- Charuchittipan, D., W. Babel, M. Mauder, J.-P. Leps und T. Foken (2014). „Extension of the Averaging Time in Eddy-Covariance Measurements and Its Effect on the Energy Balance Closure“. In: *Boundary-Layer Meteorology* 152.3, S. 303–327. ISSN: 1573-1472. DOI: 10.1007/s10546-014-9922-6.
- Chasmer, L., N. Kljun, C. Hopkinson, S. Brown, T. Milne, K. Giroux, A. Barr, K. Devito, I. Creed und R. Petrone (2011). „Characterizing vegetation structural and topographic characteristics sampled by eddy covariance within two mature aspen stands using lidar and a flux footprint model: Scaling to MODIS“. In: *Journal of Geophysical Research* 116.G2. DOI: 10.1029/2010jg001567.

- Chaves, M. M. (2002). „How Plants Cope with Water Stress in the Field? Photosynthesis and Growth“. In: *Annals of Botany* 89.7, S. 907–916. DOI: 10.1093/aob/mcf105.
- Chen, F. und J. Dudhia (2001a). „Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity“. In: *Monthly Weather Review* 129.4, S. 569–585. DOI: 10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2.
- (2001b). „Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation“. In: *Monthly Weather Review* 129.587-604. DOI: 10.1175/1520-0493(2001)129<0587:CAALSH>2.0.CO;2. (Besucht am 07.05.2010).
- Chen, F. und R. Avissar (1994a). „Impact of Land-Surface Moisture Variability on Local Shallow Convective Cumulus and Precipitation in Large-Scale Models“. In: *Journal of Applied Meteorology* 33.12, S. 1382–1401. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450(1994)033<1382:IOLSMV>2.0.CO;2.
- (1994b). „The Impact of Land-Surface Wetness Heterogeneity on Mesoscale Heat Fluxes“. In: *Journal of Applied Meteorology* 33.11, S. 1323–1340. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450(1994)033<1323:TIOLSW>2.0.CO;2.
- Chen, F. und J. Dudhia (2001c). „Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity“. In: *Monthly Weather Review* 129.4, S. 569–585.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L. Pan, V. Koren, Q. Y. Duan, M. Ek und A. Betts (1996). „Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations“. In: *Journal of Geophysical Research* 101.D3, S. 7251–7268. DOI: 10.1029/95jd02165.
- Chen, F., Z. Janjić und K. Mitchell (1997). „Impact of Atmospheric Surface-layer Parameterizations in the new Land-surface Scheme of the NCEP Mesoscale Eta Model“. In: *Boundary-Layer Meteorology* 85.3, S. 391–421. ISSN: 0006-8314. DOI: 10.1023/A:1000531001463.
- Chen, S., J. Chen, G. Lin, W. Zhang, H. Miao, L. Wei, J. Huang und X. Han (2009). „Energy balance and partition in Inner Mongolia steppe ecosystems with different land use types“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 149.11, S. 1800–1809. DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.06.009.

- Cheng, Y. und W. Brutsaert (2005). „Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer“. In: *Boundary-Layer Meteorology* 114.3, S. 519–538. DOI: 10.1007/s10546-004-1425-4.
- Choudhury, B. (1989). „Theory and applications of optical remote sensing“. In: Hrsg. von A. G. NYSE:JW/A. Kap. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: Vistas in modeling, S. 628–690.
- Choudhury, B., S. Idso und R. Reginato (1987). „Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 39.4, S. 283–297. DOI: 10.1016/0168-1923(87)90021-9.
- Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp und T. R. Ginn (1984). „A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils“. In: *Water Resources Research* 20.6, S. 682–690. DOI: 10.1029/wr020i006p00682.
- Dagum, L. und R. Menon (1998). „OpenMP: an industry standard API for shared-memory programming“. In: *IEEE Computational Science and Engineering* 5.1, S. 46–55. DOI: 10.1109/99.660313.
- Delfs, J.-O., S. Gayler, C. Klein, O. Kolditz, E. Priesack, A. Singh, T. Streck und W. Wang (2013). „A mechanistic approach towards catchment hydrology and pollutant cycling“. In: *Modellierung und Simulation von Ökosystemen*. Hrsg. von N. X. Thin. Shaker Verlag GmbH, Herzogenrath.
- Deng, X., C. Zhao und H. Yan (2013). „Systematic Modeling of Impacts of Land Use and Land Cover Changes on Regional Climate: A Review“. In: *Advances in Meteorology* 2013, S. 1–11. DOI: 10.1155/2013/317678.
- de Noblet-Ducoudre, N., S. Gervois, P. Ciais, N. Viovy, N. Brisson, B. Seguin und A. Perrier (2004). „Coupling the Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer Scheme ORCHIDEE to the agronomy model STICS to study the influence of croplands on the European carbon and water budgets“. In: *Agronomie* 24.6-7, S. 397–407. DOI: 10.1051/agro:2004038.
- Dierschke, H. und G. Briemle (2002). *Kulturgrasland. Wiesen, Weiden und verwandte Staudenfluren*. Ulmer-Verlag, Stuttgart.

- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H. Herzog, D. Mironov, M. Raschendorfer, T. Reinhardt, B. Ritter, R. Schrodin, J. Schulz und G. Vogel (2011). *A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part II: Physical Parameterization*. Techn. Ber. 154 pp. Deutscher Wetterdienst. URL: www.cosmo-model.org.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno und J. D. Tarpley (2003). „Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model“. In: *Journal of Geophysical Research* 108.D22. DOI: 10.1029/2002jd003296.
- Eweys, O. A., A. A. Elwan und T. I. Borham (2017). „Integrating WOFOST and Noah LSM for modeling maize production and soil moisture with sensitivity analysis, in the east of The Netherlands“. In: *Field Crops Research* 210, S. 147–161. DOI: 10.1016/j.fcr.2017.06.004.
- Falge, E., S. Reth, N. Brüggemann, K. Butterbach-Bahl, V. Goldberg, A. Oltchev, S. Schaaf, G. Spindler, B. Stiller, R. Queck, B. Köstner und C. Bernhofer (2005). „Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany“. In: *Ecological Modelling* 188.2-4, S. 174–216. DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2005.01.057.
- Fatichi, S., M. J. Zeeman, J. Fuhrer und P. Burlando (2014). „Ecohydrological effects of management on subalpine grasslands: From local to catchment scale“. In: *Water Resources Research* 50.1, S. 148–164. DOI: 10.1002/2013wr014535.
- Feddes, R., H. Hoff, M. Bruen, T. Dawson, P. de Rosnay, P. Dirmeyer, R. Jackson, P. Kabat, A. Kleidon, A. Lilly und A. Pitman (2001). „Modeling root water uptake in hydrological and climate models“. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 82.12, S. 2797–2809. DOI: 10.1175/1520-0477(2001)082<2797:MRWUIH>2.3.CO;2.
- Fiala, K. (2010). „Belowground plant biomass of grassland ecosystems and its variation according to ecological factors“. In: *Ekologia* 29.2, S. 182–206. DOI: 10.4149/ekol_2010_02_182.
- Flury, M., H. Flüher, W. A. Jury und J. Leuenberger (1994). „Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study“. In: *Water Resources Research* 30.7, S. 1945–1954. DOI: 10.1029/94wr00871.

- Foken, T. und B. Wichura (1996). „Tools for quality assessment of surface-based flux measurements“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 78.1-2, S. 83–105. DOI: 10.1016/0168-1923(95)02248-1.
- Foken, T. (2003). *Angewandte Meteorologie*. Springer Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-662-05743-8.
- Folberth, C., H. Yang, X. Wang und K. C. Abbaspour (2012). „Impact of input data resolution and extent of harvested areas on crop yield estimates in large-scale agricultural modeling for maize in the USA“. In: *Ecological Modelling* 235-236, S. 8–18. DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2012.03.035.
- Foley, J. A., N. Ramankutty, K. A. Brauman, E. S. Cassidy, J. S. Gerber, M. Johnston, N. D. Mueller, C. O’Connell, D. K. Ray, P. C. West, C. Balzer, E. M. Bennett, S. R. Carpenter, J. Hill, C. Monfreda, S. Polasky, J. Rockstrom, J. Sheehan, S. Siebert, D. Tilman und D. P. M. Zaks (2011). „Solutions for a cultivated planet“. In: *Nature* 478.7369, S. 337–342. ISSN: 0028-0836.
- Fontes, L., J.-D. Bontemps, H. Bugmann, M. V. Oijen, C. Gracia, K. Kramer, M. Lindner, T. Rötzer und J. P. Skovsgaard (2011). „Models for supporting forest management in a changing environment“. In: *Forest Systems* 3.4, S. 8–29. DOI: 10.5424/fs/201019s-9315.
- Fruth, J. (2013). „Modellierung von Grünlandwachstum in gemäßigttem Klima unter simuliertem Trockenstress“. Bachelorarbeit. Ludwig Maximiliansuniversität München.
- Gabriel, E., G. E. Fagg, G. Bosilca, T. Angskun, J. J. Dongarra, J. M. Squyres, V. Sahay, P. Kambadur, B. Barrett, A. Lumsdaine, R. H. Castain, D. J. Daniel, R. L. Graham und T. S. Woodall (2004). „Open MPI: Goals, Concept, and Design of a Next Generation MPI Implementation“. In: *Recent Advances in Parallel Virtual Machine and Message Passing Interface: 11th European PVM/MPI Users’ Group Meeting Budapest, Hungary, September 19 - 22, 2004. Proceedings*. Hrsg. von D. Kranzlmüller, P. Kacsuk und J. Dongarra. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 97–104. ISBN: 978-3-540-30218-6. DOI: 10.1007/978-3-540-30218-6_19.
- Gao, Y., A. Duan, J. Sun, F. Li, Z. Liu, H. Liu und Z. Liu (2009). „Crop coefficient and water-use efficiency of winter wheat/spring maize strip in-

- tercropping“. In: *Field Crops Research* 111.1-2, S. 65–73. DOI: 10.1016/j.fcr.2008.10.007.
- Gayler, S., E. Wang, E. Priesack, T. Schaaf und F.-X. Maidl (2002). „Modeling biomass growth, N-uptake and phenological development of potato crop“. In: *Geoderma* 105.3-4, S. 367–383. DOI: 10.1016/s0016-7061(01)00113-6.
- Gayler, S., T. Wöhling, M. Grzeschik, J. Ingwersen, H.-D. Witzmann, K. Warrach-Sagi, P. Högy, S. Attinger, T. Streck und V. Wulfmeyer (2014). „Incorporating dynamic root growth enhances the performance of Noah-MP at two contrasting winter wheat field sites“. In: *Water Resources Research* 50, S. 1337–1356. DOI: 10.1002/2013WR014634.
- Genuchten, M. T. van (1980). „A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils“. In: *Soil Science Society of America Journal* 44.5, S. 892–898. DOI: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.
- Gigante, V., V. Iacobellis, S. Manfreda, P. Milella und I. Portoghesi (2009). „Influences of Leaf Area Index estimations on water balance modeling in a Mediterranean semi-arid basin“. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9.3, S. 979–991. DOI: 10.5194/nhess-9-979-2009.
- Gilgen, A. und N. Buchmann (2009). „Response of temperate grasslands at different altitudes to simulated summer drought differed but scaled with annual precipitation“. In: *Biogeosciences Discussions* 6.3, S. 2525–2539. DOI: 10.5194/bg-6-2525-2009.
- Gilgen, A. K., C. Signarbieux, U. Feller und N. Buchmann (2010). „Competitive advantage of *Rumex obtusifolius* L. might increase in intensively managed temperate grasslands under drier climate“. In: *Agriculture, Ecosystems & Environment* 135.1-2, S. 15–23. DOI: 10.1016/j.agee.2009.08.004.
- Goudriaan, J. und H. H. V. Laar (1994). *Modelling Potential Crop Growth Processes*. Springer Netherlands. DOI: 10.1007/978-94-011-0750-1.
- Grell, G. A., S. E. Peckham, R. Schmitz, S. A. McKeen, G. Frost, W. C. Skamarock und B. Eder (2005). „Fully coupled “online” chemistry within the WRF model“. In: *Atmospheric Environment* 39.37, S. 6957–6975. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2005.04.027.
- Griebel, A., L. T. Bennett, D. Metzen, J. Cleverly, G. Burba und S. K. Arndt (2016). „Effects of inhomogeneities within the flux footprint on the interpretation of seasonal, annual, and interannual ecosystem carbon exchange“.

- In: *Agricultural and Forest Meteorology* 221, S. 50–60. DOI: 10.1016/j.agrformet.2016.02.002.
- Griffin, T. S., B. S. Johnson und J. T. Ritchie (1993). *A simulation model for potato growth and development: Substor-potato Version 2.0*. Michigan State University, Department of Crop und Soil Sciences.
- Guo, X. (2010). „Research resource review: Foken T 2008: Micrometeorology. Heidelberg: Springer. 308 pp. 75 cloth. ISBN: 978 3 540 74665 2“. In: *Progress in Physical Geography* 34.5, S. 727–729. DOI: 10.1177/0309133310369438.
- Göckede, M., T. Foken, M. Aubinet, M. Aurela, J. Banza, C. Bernhofer, J. M. Bonnefond, Y. Brunet, A. Carrara, R. Clement, E. Dellwik, J. Elbers, W. Eugster, J. Fuhrer, A. Granier, T. Grünwald, B. Heinesch, I. A. Janssens, A. Knohl, R. Koeble, T. Laurila, B. Longdoz, G. Manca, M. Marek, T. Markkanen, J. Mateus, G. Matteucci, M. Mauder, M. Migliavacca, S. Minerbi, J. Moncrieff, L. Montagnani, E. Moors, J.-M. Ourcival, D. Papale, J. Pereira, K. Pilegaard, G. Pita, S. Rambal, C. Rebmann, A. Rodrigues, E. Rotenberg, M. J. Sanz, P. Sedlak, G. Seufert, L. Siebicke, J. F. Soussana, R. Valentini, T. Vesala, H. Verbeeck und D. Yakir (2008). „Quality control of CarboEurope flux data - Part 1: Coupling footprint analyses with flux data quality assessment to evaluate sites in forest ecosystems“. In: *Biogeosciences* 5.2, S. 433–450. DOI: 10.5194/bg-5-433-2008.
- Hanks, J., J. T. Ritchie und J. T. Ritchie (1991). „Wheat Phasic Development“. In: *Modeling Plant and Soil Systems*. American Society of Agronomy. DOI: 10.2134/agronmonogr31.c3.
- Hansen, S., H. Jensen, N. Nielsen und H Svendsen (1991a). „Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY“. In: *Fertilizer Research* 27.2-3, S. 245–259.
- Hansen, S., H. Jensen, N. Nielsen und H. Svendsen (1991b). „Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY“. In: *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 27.2, S. 245–259. DOI: 10.1007/978-94-011-3434-7_10.
- Hauck, J. (2014). „Zeitliche und räumliche Übertragbarkeit eines Temperatursummenmodells zur Vorhersage des Blühzeitraums der Birke in Bayern“. Projektarbeit. Technische Universität München.

- Heinlein, F., C. Biernath, C. Klein, C. Thieme und E. Priesack (2017). „Evaluation of Simulated Transpiration from Maize Plants on Lysimeters“. In: *Vadose Zone Journal* 16.1, S. 0. DOI: 10.2136/vzj2016.05.0042.
- Herndl M., K. M., B. A., K. B., G. W. und S. M. (2011). „Wurzelparame- ter von Gräsern, Kräutern und Leguminosen als Grundlage zur Bewertung von Trockenheitstoleranz im Grünland“. In: *1. Tagung der Österreichischen Gesellschaft für Wurzelforschung*, S. 45–54.
- Hoffmann, F. (1995). „FAGUS, a model for growth and development of beech“. In: *Ecological Modelling* 83.3, S. 327–348. DOI: 10.1016/0304-3800(94)00101-8.
- Hoffmann, H., G. Zhao, S. Asseng, M. Bindi, C. Biernath, J. Constantin, E. Coucheney, R. Dechow, L. Doro, H. Eckersten, T. Gaiser, B. Grosz, F. Heinlein, B. T. Kassie, K.-C. Kersebaum, C. Klein, M. Kuhnert, E. Lewan, M. Moriondo, C. Nendel, E. Priesack, H. Raynal, P. P. Roggero, R. P. Rötter, S. Siebert, X. Specka, F. Tao, E. Teixeira, G. Trombi, D. Wallach, L. Weihermüller, J. Yeluripati und F. Ewert (2016). „Impact of Spatial Soil and Climate Input Data Aggregation on Regional Yield Simulations“. In: *PLOS ONE* 11.4. Hrsg. von D. A. Lightfoot, e0151782. DOI: 10.1371/journal.pone.0151782.
- Hoof, C. V. den, E. Hanert und P. L. Vidale (2011). „Simulating dynamic crop growth with an adapted land surface model – JULES-SUCROS: Model development and validation“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 151.2, S. 137–153. DOI: 10.1016/j.agrformet.2010.09.011.
- Horton, R., S.-O. Chung, J Hanks, J. Ritchie u. a. (1991). „Soil heat flow.“ In: *Modeling plant and soil systems*, S. 397–438.
- Hovmöller, E. (1949). „The Trough-and-Ridge diagram“. In: *Tellus* 1.2, S. 62–66. DOI: 10.1111/j.2153-3490.1949.tb01260.x.
- Hurtado-Uria, C., D. Hennessy, L. Shalloo, R. P. O. Schulte, L. Delaby und D. O’Connor (2012). „Evaluation of three grass growth models to predict grass growth in Ireland“. In: *Journal of Agricultural Science* 151.01, S. 91–104. DOI: 10.1017/s0021859612000317.
- Hutson, J. und R. Wagenet (1992). „LEACHM, Leaching estimation and chemistry model, version 3“. In: *Department of Soil, Crop, and Atmospheric Science Research Series, Cornell University, Ithaca, NY* 92-3.

- Ingwersen, J., K. Steffens, P. Högy, K. Warrach-Sagi, D. Zhunusbayeva, M. Poltoradnev, R. Gäbler, H.-D. Wizemann, A. Fangmeier, V. Wulfmeyer und T. Streck (2011). „Comparison of Noah simulations with eddy covariance and soil water measurements at a winter wheat stand“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 151.3, S. 345–355. DOI: 10.1016/j.agrformet.2010.11.010.
- Isermann, K. (1994). „Agriculture’s share in the emission of trace gases affecting the climate and some cause-oriented proposals for sufficiently reducing this share“. In: *Environmental Pollution* 83.1-2, S. 95–111. DOI: 10.1016/0269-7491(94)90027-2.
- Jiménez, P., J. Dudhia, J. González-Rouco, J. Navarro, J. Montávez und E. García-Bustamante (2012). „A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation.“ In: *Monthly Weather Review* 140.3. DOI: 10.1175/MWR-D-11-00056.1.
- Kalapos, T., R. van den Boogaard und H. Lambers (1996). „Effect of soil drying on growth, biomass allocation and leaf gas exchange of two annual grass species“. In: *Plant Soil* 185.1, S. 137–149. DOI: 10.1007/bf02257570.
- Kang, S., B. Gu, T. Du und J. Zhang (2003). „Crop coefficient and ratio of transpiration to evapotranspiration of winter wheat and maize in a semi-humid region“. In: *Agricultural Water Management* 59.3, S. 239–254. DOI: 10.1016/s0378-3774(02)00150-6.
- Keating, B., P. Carberry, G. Hammer, M. Probert, M. Robertson, D Holzworth, N. Huth, J. Hargreaves, H Meinke, Z Hochman, G McLean, K Verburg, V Snow, J. Dimes, M Silburn, E Wang, S Brown, K. Bristow, S Asseng, S Chapman, R. McCown, D. Freebairn und C. Smith (2003). „An overview of APSIM, a model designed for farming systems simulation“. In: *European Journal of Agronomy* 18.3-4, S. 267–288. DOI: 10.1016/s1161-0301(02)00108-9.
- Kelliher, F., R. Leuning, M. Raupach und E.-D. Schulze (1995). „Maximum conductances for evaporation from global vegetation types“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 73.1-2, S. 1–16. DOI: 10.1016/0168-1923(94)02178-m.

- Kiehl, J. T. und K. E. Trenberth (1997). „Earth’s Annual Global Mean Energy Budget“. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.2, S. 197–208. DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2.
- Kirschbaum, M. U., S. Rutledge, I. A. Kuyper, P. L. Mudge, N. Puche, A. M. Wall, C. G. Roach, L. A. Schipper und D. I. Campbell (2015). „Modelling carbon and water exchange of a grazed pasture in New Zealand constrained by eddy covariance measurements“. In: *Science of the Total Environment* 512–513.0, S. 273–286. ISSN: 0048-9697. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.01.045.
- Klein, C., C. Biernath, F. Heinlein, C. Thieme, A. K. Gilgen, M. Zeemann und E. Priesack (2017). „Vegetation growth models improve surface layer flux simulations of a temperate grassland“. Eingereicht bei *Vadose Zone Journal*.
- Kolditz, O., S. Bauer, L. Bilke, N. Böttcher, J. O. Delfs, T. Fischer, U. J. Görke, T. Kalbacher, G. Kosakowski, C. I. McDermott, C. H. Park, F. Radu, K. Rink, H. Shao, H. B. Shao, F. Sun, Y. Y. Sun, A. K. Singh, J. Taron, M. Walther, W. Wang, N. Watanabe, Y. Wu, M. Xie, W. Xu und B. Zehner (2012). „OpenGeoSys: an open-source initiative for numerical simulation of thermo-hydro-mechanical/chemical (THM/C) processes in porous media“. In: *Environmental Earth Sciences* 67.2, S. 589–599. DOI: 10.1007/s12665-012-1546-x.
- Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q.-Y. Duan, F. Chen und J. M. Baker (1999). „A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models“. In: *Journal of Geophysical Research* 104.D16, S. 19569–19585. DOI: 10.1029/1999jd900232.
- Kormann, R. und F. Meixner (2001). „An Analytical Footprint Model For Non-Neutral Stratification“. English. In: *Boundary-Layer Meteorology* 99.2, S. 207–224. ISSN: 0006-8314. DOI: 10.1023/A:1018991015119.
- Koster, R. D. und M. J. Suarez (1992). „A Comparative Analysis of Two Land Surface Heterogeneity Representations“. In: *Journal of climate* 5.12, S. 1379–1390. DOI: doi:10.1175/1520-0442(1992)005<1379:ACAOTL>2.0.CO;2.
- Kothavala, Z., M. Arain, T. Black und D. Versegny (2005). „The simulation of energy, water vapor and carbon dioxide fluxes over common crops by

- the Canadian Land Surface Scheme (CLASS)“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 133.1, S. 89–108. DOI: 10.1016/j.agrformet.2005.08.007.
- Kracher, D., H.-T. Mengelkamp und T. Foken (2009). „The residual of the energy balance closure and its influence on the results of three SVAT models“. In: *Meteorologische Zeitschrift* 18.6, S. 647–661. DOI: 10.1127/0941-2948/2009/0412.
- Krause, A. (2007). „Foundations of GTK+ Development (Expert’s Voice in Open Source)“. In: *Foundations of GTK+ Development*. Berkeley, CA: Apress. Kap. Using GLib, S. 159–218. ISBN: 978-1-4302-0386-5. DOI: 10.1007/978-1-4302-0386-5_6.
- Krause, P., D. P. Boyle und F. Bäse (2005). „Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment“. In: *Advances in Geosciences* 5, S. 89–97. DOI: 10.5194/adgeo-5-89-2005.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch und I. Prentice (2005). „A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system“. In: *Global Biogeochemical Cycles* 19.GB1015. DOI: 10.1029/2003gb002199.
- Kurt Mehlhorn, P. S. (2008). „Algorithms and Data Structures“. In: *Algorithms and Data Structures: The Basic Toolbox*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. Kap. Hash Tables and Associative Arrays - The Basic Toolbox, S. 81–98. ISBN: 978-3-540-77978-0. DOI: 10.1007/978-3-540-77978-0_4.
- Körner, C. (2003). *Alpine Plant Life - Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems*. Hrsg. von C. Körner. Bd. XI. 349 p., ISBN: 978-3-540-00347-2. Springer.
- Lacage, M. (2002). „The Glib Object system v0. 10.0“. In:
- Li, B. und R. Avissar (1994). „The Impact of Spatial Variability of Land-Surface Characteristics on Land-Surface Heat Fluxes“. In: *Journal of Climate* 7.4, S. 527–537. DOI: 10.1175/1520-0442(1994)007<0527:TIOSV0>2.0.CO;2.
- Lin, T.-S. und F.-Y. Cheng (2016). „Impact of Soil Moisture Initialization and Soil Texture on Simulated Land–Atmosphere Interaction in Taiwan“. In: *Journal of Hydrometeorology* 17.5, S. 1337–1355. DOI: 10.1175/jhm-d-15-0024.1.

- Liu, C., X. Zhang und Y. Zhang (2002). „Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 111.2, S. 109–120. DOI: 10.1016/s0168-1923(02)00015-1.
- Lu, Y., J. Jin und L. M. Kueppers (2015). „Crop growth and irrigation interact to influence surface fluxes in a regional climate-cropland model (WRF3.3-CLM4crop)“. In: *Climate Dynamics* 45.11-12, S. 3347–3363. DOI: 10.1007/s00382-015-2543-z.
- Mahfouf, J. und J. Noilhan (1991). „Comparative study of various formulations of evaporations from bare soil using in situ data“. In: *Journal of Applied Meteorology* 30.9, S. 1354–1365. DOI: 10.1175/1520-0450(1991)030<1354:CSOVFO>2.0.CO;2.
- Mahmood, R. und K. G. Hubbard (2003). „Simulating sensitivity of soil moisture and evapotranspiration under heterogeneous soils and land uses“. In: *Journal of Hydrology* 280.1-4, S. 72–90. DOI: 10.1016/s0022-1694(03)00183-5.
- Marín, A. M. C., N. M. R. Herrera, A. J. P. Quiñones, V. H. R. Builes, A. V. Salazar, A. F. Casas und G. A. G. Vinasco (2016). „Energy, water vapor and carbon fluxes in Andean agroecosystems: conceptualization and methodological standardization“. In: *Acta Agronómica* 66.1. DOI: 10.15446/acag.v66n1.52543.
- Mariotte, P., C. Vandenberghe, P. Kardol, F. Hagedorn und A. Buttler (2013). „Subordinate plant species enhance community resistance against drought in semi-natural grasslands“. In: *Journal of Ecology* 101.3. Hrsg. von S. Schwinning, S. 763–773. DOI: 10.1111/1365-2745.12064.
- Mauder, M. und T. Foken (2011). *Documentation and instruction manual of the eddy-covariance software package TK3*. Bd. 46. Univ., Abt. Mikrometeorologie.
- Mauder, M., M. Cuntz, C. Drüe, A. Graf, C. Rebmann, H. P. Schmid, M. Schmidt und R. Steinbrecher (2013). „A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 169, S. 122–135. DOI: 10.1016/j.agrformet.2012.09.006.

- McPherson, R. (2007). „A review of vegetation-atmosphere interactions and their influences on mesoscale phenomena“. en. In: *Progress in Physical Geography* 31.3, S. 261–285. ISSN: 0309-1333, 1477-0296. DOI: 10.1177/0309133307079055. (Besucht am 22.04.2013).
- Meentemeyer, V. (1989). „Geographical perspectives of space, time, and scale“. In: *Landscape Ecology* 3.3-4, S. 163–173. DOI: 10.1007/bf00131535.
- Meier, U. (1997). *Growth stages of mono- and dicotyledonous plants : BBCH-Monograph*. Berlin Boston: Blackwell Wissenschafts-Verlag. ISBN: 978-3826331527.
- Meyer, L. und R. Pachauri (2014). *Climate Change 2014 Synthesis Report Summary for Policymakers*.
- Miller, D. und R. White (1998). „A conterminous United States multilayer soil characteristics dataset for regional climate and hydrology modeling“. In: *Earth Interactions* 2.2, S. 1–26. DOI: 10.1175/1087-3562(1998)002<0001:ACUSMS>2.3.CO;2.
- Monks, P., C. Granier, S. Fuzzi, A. Stohl, M. Williams, H. Akimoto, M. Amann, A. Baklanov, U. Baltensperger, I. Bey, N. Blake, R. Blake, K. Carslaw, O. Cooper, F. Dentener, D. Fowler, E. Fragkou, G. Frost, S. Generoso, P. Ginoux, V. Grewe, A. Guenther, H. Hansson, S. Henne, J. Hjorth, A. Hofzumahaus, H. Huntrieser, I. Isaksen, M. Jenkin, J. Kaiser, M. Kanakidou, Z. Klimont, M. Kulmala, P. Laj, M. Lawrence, J. Lee, C. Liousse, M. Maione, G. McFiggans, A. Metzger, A. Mieville, N. Moussiopoulos, J. Orlando, C. O'Dowd, P. Palmer, D. Parrish, A. Petzold, U. Platt, U. Pöschl, A. Prévôt, C. Reeves, S. Reimann, Y. Rudich, K. Sellegri, R. Steinbrecher, D. Simpson, H. ten Brink, J. Theloke, G. van der Werf, R. Vautard, V. Vestreng, C. Vlachokostas und R. von Glasow (2009). „Atmospheric composition change – global and regional air quality“. In: *Atmospheric Environment* 43.33. {ACCENT} Synthesis, S. 5268 –5350. ISSN: 1352-2310. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.08.021>.
- Monteith, J. L. (1993). „Plants and Microclimate (Second Edition). By Hamlyn G. Jones. Cambridge: Cambridge University Press (1992), pp. 428, hardback £55.00, ISBN 0-521-41502-0, paperback £19.95. ISBN 0-521-42524-7.“ In: *Experimental Agriculture* 29.03, S. 389. DOI: 10.1017/s0014479700021013.
- Monteith, J. (1965). „Evaporation and environment“. In: *Symp. Soc. Exp. Biol.* Bd. 19. 205-34.

- (1981). „Evaporation and surface temperature“. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 107.451, S. 1–27. DOI: 10.1002/qj.49710745102.
- Monteith, J. (1991). „Plant and crop modelling—A mathematical approach to plant and crop physiology“. In: *Agricultural Systems* 37.4, S. 451–452. DOI: 10.1016/0308-521x(91)90064-h.
- Mualem, Y. (1976). „A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media“. In: *Water Resources Research* 12.3, S. 513–522. DOI: 10.1029/wr012i003p00513.
- Mueller, K. E., D. Tilman, D. A. Fornara und S. E. Hobbie (2013). „Root depth distribution and the diversity-productivity relationship in a long-term grassland experiment“. In: *Ecology* 94.4, S. 787–793. DOI: 10.1890/12-1399.1.
- Nash, J. und J. Sutcliffe (1970). „River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles“. In: *Journal of Hydrology* 10.3, S. 282–290. DOI: 10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Nicolardot, B und J. Molina (1994). „C and N fluxes between pools of soil organic matter: model calibration with long-term field experimental data“. In: *Soil biology and biochemistry* 26.2, S. 245–251.
- Novick, K., S. Brantley, C. F. Miniati, J. Walker und J. Vose (2014). „Inferring the contribution of advection to total ecosystem scalar fluxes over a tall forest in complex terrain“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 185, S. 1–13. DOI: 10.1016/j.agrformet.2013.10.010.
- Obukhov, A. M. (1946). „Turbulence in the atmosphere with inhomogeneous temperature“. In: *Trudy geofiz. inst. AN SSSR* 1.
- Olesen, J. E. und M. Bindi (2002). „Consequences of climate change for European agricultural productivity, land use and policy“. In: *European Journal of Agronomy* 16.4, S. 239–262. DOI: 10.1016/s1161-0301(02)00004-7.
- Oleson, K., G.-Y. Niu, Z.-L. Yang, D. Lawrence, P. Thornton, P. Lawrence, R. Stöckli, R. Dickinson, G. Bonan, S. Levis, A. Dai und T. Quian (2008). „Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle“. In: *Journal of Geophysical Research, Biogeosciences* 113.G1. DOI: 10.1029/2007JG000563.

- O'Neill, R. und B. Rust (1979). „Aggregation error in ecological models“. In: *Ecological Modelling* 7.2, S. 91–105. DOI: 10.1016/0304-3800(79)90001-2.
- Ookouchi, Y., M. Segal, R. C. Kessler und R. A. Pielke (1984). „Evaluation of Soil Moisture Effects on the Generation and Modification of Mesoscale Circulations“. In: *Monthly Weather Review* 112.11, S. 2281–2292. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(1984)112<2281:EOSMEO>2.0.CO;2.
- Osborne, T., J. Slingo, D. Lawrence und T. Wheeler (2009). „Examining the Interaction of Growing Crops with Local Climate Using a Coupled Crop–Climate Model“. In: *Journal of Climate* 22.6, S. 1393–1411. DOI: 10.1175/2008jcli2494.1.
- Park, H., T. Yamazaki und T. Oht (2011). „Responses of Energy Budget and Evapotranspiration to Climate Change in Eastern Siberia“. In: *Evapotranspiration*. InTech. DOI: 10.5772/14161.
- Parton, W. J., M. Hartman, D. Ojima und D. Schimel (1998a). „DAYCENT and its land surface submodel: description and testing“. In: *Global and planetary Change* 19.1, S. 35–48.
- Parton, W., M. Hartman, D. Ojima und D. Schimel (1998b). „DAYCENT and its land surface submodel: Description and testing“. In: *Global Planet Change* 19.1, S. 35–48. ISSN: 0921-8181. DOI: 10.1016/S0921-8181(98)00040-X.
- Penman, H. L. (1948). „Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass“. In: *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 193.1032, S. 120–145. DOI: 10.1098/rspa.1948.0037.
- Peuke, A. D., J. Glaab, W. M. Kaiser und W. D. Jeschke (1996). „The uptake and flow of C, N and ions between roots and shoots in *Ricinus communis* L. IV. Flow and metabolism of inorganic nitrogen and malate depending on nitrogen nutrition and salt treatment“. In: *Journal of Experimental Botany* 47.3, S. 377–385. DOI: 10.1093/jxb/47.3.377.
- Pielke, R. A., G. Marland, R. A. Betts, T. N. Chase, J. L. Eastman, J. O. Niles, D. d. S. Niyogi und S. W. Running (2002). „The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases“. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical*

- and Engineering Sciences* 360.1797, S. 1705–1719. DOI: 10.1098/rsta.2002.1027.
- Prechsl, U. E., S. Burri, A. K. Gilgen, A. Kahmen und N. Buchmann (2014). „No shift to a deeper water uptake depth in response to summer drought of two lowland and sub-alpine C3-grasslands in Switzerland“. In: *Oecologia* 177.1, S. 97–111. DOI: 10.1007/s00442-014-3092-6.
- Priesack, E. (2006). „Expert-N Dokumentation der Modellbibliothek - FAM-Bericht 60“. In: *Forschungsverbund Agrarökosysteme München-Erfassung, Prognose und Bewertung nutzungsbedingter Veränderungen in Agrarökosystemen und deren Umwelt. Hyronimus Buchproduktions GmbH München, Germany*, S. 310.
- Priesack, E. und C. Bauer (2003). „Expert-N Datenmanagement - FAM-Bericht 59“. In: *Forschungsverbund Agrarökosysteme München-Erfassung, Prognose und Bewertung nutzungsbedingter Veränderungen in Agrarökosystemen und deren Umwelt. Hyronimus Buchproduktions GmbH München, Germany*, S. 120.
- Raes, D., P. Van Aelst und G. Wyseure (1986). „ETref, ETcrop, ETsplit and deficit, a computer package for calculating crop water requirements: Reference manual“. In: *Leuven: Laboratory of Soil and Water Engineering*.
- Rastetter, E. B., A. W. King, B. J. Cosby, G. M. Hornberger, R. V. O’Neill und J. E. Hobbie (1992). „Aggregating Fine-Scale Ecological Knowledge to Model Coarser-Scale Attributes of Ecosystems“. In: *Ecological Applications* 2.1, S. 55–70. DOI: 10.2307/1941889.
- Raymundo, R., S. Asseng, D. Cammarano und R. Quiroz (2014). „Potato, sweet potato, and yam models for climate change: A review“. In: *Field Crops Research* 166, S. 173–185. DOI: 10.1016/j.fcr.2014.06.017.
- Reimuth, A. (2012). „Die Modellierung meteoroloischer Größen mit Hilfe eines reregional Wetter- und Klimamodells am Forschungsstandort Scheyern“. Bachelorarbeit. Technische Univeristät München.
- Ritchie J. Godwin D., O.-N. S. (1987). „A simulation model of wheat growth and development“. Unpublished model documentation.
- Robson, M. J. (1973). „The Growth and Development of Simulated Swards of Perennial Ryegrass: I. Leaf Growth and Dry Weight Change as Related to the Ceiling Yield of a Seedling Sward“. In: *Annals of Botany* 37.3, S. 487–

500. eprint: <http://aob.oxfordjournals.org/content/37/3/487.full.pdf+html>.
- Rosenzweig, C. und M. L. Parry (1994). „Potential impact of climate change on world food supply“. In: *Nature* 367.6459, S. 133–138. DOI: 10.1038/367133a0.
- Rosenzweig, C., J. Elliott, D. Deryng, A. C. Ruane, C. Müller, A. Arneth, K. J. Boote, C. Folberth, M. Glotter, N. Khabarov, K. Neumann, F. Piontek, T. A. M. Pugh, E. Schmid, E. Stehfest, H. Yang und J. W. Jones (2013). „Assessing agricultural risks of climate change in the 21st century in a global gridded crop model intercomparison“. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111.9, S. 3268–3273. DOI: 10.1073/pnas.1222463110.
- Roth, K. (2006). „Bodenkartierung und GIS-basierte Kohlenstoffinventur von Graslandböden: Untersuchungen an den ETH - Forschungsstationen Chamau und Frübüel (ZG, Schweiz)“. Magisterarb. Department of Geography, University of Zurich.
- Rowntree, P. R. und J. A. Bolton (1983). „Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe“. In: *Q.J Royal Met. Soc.* 109.461, S. 501–526. DOI: 10.1002/qj.49710946105.
- Sánchez, J., W. Kustas, V. Caselles und M. Anderson (2008). „Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations“. In: *Remote Sensing of Environment* 112.3, S. 1130–1143. DOI: 10.1016/j.rse.2007.07.018.
- Schaaf, T., E Priesack und T. Engel (1995). „Comparing field data from north Germany with simulations of the nitrogen model N-SIM“. In: *Ecological Modelling* 81.1, S. 223–232.
- Schaap, M., F. Leij und M. van Genuchten (2001). „Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions“. In: *Journal of Hydrology* 251.3-4, S. 163–176. ISSN: 0022-1694. DOI: 10.1016/S0022-1694(01)00466-8. (Besucht am 31.10.2012).
- Schans, J. und F. K. Arntzen (1991). „Photosynthesis, transpiration and plant growth characters of different potato cultivars at various densities of *Globobera pallida*“. In: *Netherlands Journal of Plant Pathology* 97.5, S. 297–310. DOI: 10.1007/bf01974225.

- Schröder, P., B. Huber, U. Olazábal, A. Kämmerer und J. Munch (2002). „Land use and sustainability: FAM Research Network on Agroecosystems“. In: *Geoderma* 105.3-4, S. 155–166. DOI: 10.1016/S0016-7061(01)00101-x.
- Schulze, E.-D. (1994). „Relationships Among Maximum Stomatal Conductance, Ecosystem Surface Conductance, Carbon Assimilation Rate, and Plant Nitrogen Nutrition: A Global Ecology Scaling Exercise“. In: *Annual Review of Ecology and Systematics* 25.1, S. 629–660. DOI: 10.1146/annurev.ecolsys.25.1.629.
- Sellers, P., Y. Mintz, Y. Sud und A. Dalcher (1986). „A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models“. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 43.6, S. 505–531. DOI: 10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2.
- Silva, J., J. Toland, W. Jones, J. Eldridge, E. Thorpe und E. O’hara (2008). *LIFE and Europe’s grasslands: Restoring a forgotten habitat*. Office for Official Publications of the European Communities. DOI: 10.2779/23028.
- Simunek, J., K. Huang und M. Van Genuchten (1998). „The HYDRUS code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 6.0“. In: *Research Report* 144.
- Sindhøj, E., A.-C. Hansson, O. Andrén, T. Kätterer, M. Marissink und R. Pettersson (2000). „Root dynamics in a semi-natural grassland in relation to atmospheric carbon dioxide enrichment, soil water and shoot biomass“. English. In: *Plant and Soil* 223.1-2, S. 255–265. ISSN: 0032-079X. DOI: 10.1023/A:1004801718567.
- Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, M. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang und J. Powers (2008a). „A description of the Advanced Research WRF version 3“. In: *NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR*. DOI: 10.5065/D68S4MVH.. URL: <http://www.wrf-model.org/>.
- Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill und D. Barker (2008b). *Coauthors, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Techn. Ber. Note NCAR/TN-4751STR*.
- Sofiev, M., P. Siljamo, H. Ranta, T. Linkosalo, S. Jaeger, A. Rasmussen, A. Rantio-Lehtimäki, E. Severova und J. Kukkonen (2012). „A numerical model of birch pollen emission and dispersion in the atmosphere. Description of the

- emission module“. In: *International Journal of Biometeorology* 57.1, S. 45–58. DOI: 10.1007/s00484-012-0532-z.
- Sommer, M., M. Wehrhan, M. Zipprich, U. Weller, W. zu Castell, S. Ehrich, B. Tandler und T. Selige (2003). „Hierarchical data fusion for mapping soil units at field scale“. In: *Geoderma* 112.3-4, S. 179–196. DOI: 10.1016/s0016-7061(02)00305-1.
- Song, Y., A. K. Jain und G. F. McIsaac (2013). „Implementation of dynamic crop growth processes into a land surface model: evaluation of energy, water and carbon fluxes under corn and soybean rotation“. In: *Biogeosciences Discussions* 10.6, S. 9897–9945. DOI: 10.5194/bgd-10-9897-2013.
- Sperr C., E. T. und Priesack (1993). „Expert-N, Aufbau, Bedienung und Nutzungsmöglichkeiten des Prototyps“. In: *Expert-N und Wachstumsmodelle. Referate des Anwenderseminars im März 1993 in Weihenstephan*. Hrsg. von T. Engel und M. Baldioli. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, S. 41–57.
- Stainforth, D., T. Aina, C. Christensen, M. Collins, N. Faull, D. Frame, J. Kettleborough, S. Knight, A. Martin, J. Murphy, C. Piani, D. Sexton, L. Smith, R. Spicer, A. Thorpe und M. Allen (2005). „Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases“. In: *Nature* 433, S. 403–406. ISSN: 0028-0836. DOI: 10.1038/nature03301;
- Stenger, R., E. Priesack, G. Barkle und G. Sperr (1999). „A tool for simulating nitrogen and carbon dynamics in the soil-plant atmosphere system“. In: *Proceedings of the technical session*. 20, S. 19–28.
- Stockle, C. O., S. A. Martin und G. S. Campbell (1994). „CropSyst, a cropping systems simulation model: Water/nitrogen budgets and crop yield“. In: *Agricultural Systems* 46.3, S. 335–359. DOI: 10.1016/0308-521x(94)90006-2.
- Stull, R. B. (1988). „Boundary Layer Clouds“. In: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer Science + Business Media, S. 545–585. DOI: 10.1007/978-94-009-3027-8_13.
- Stöckle, C. O., M. Donatelli und R. Nelson (2003). „CropSyst, a cropping systems simulation model“. In: *European Journal of Agronomy* 18.3-4, S. 289–307. DOI: 10.1016/s1161-0301(02)00109-0.
- Sulis, M., M. Langensiepen, P. Shrestha, A. Schickling, C. Simmer und S. J. Kollet (2015). „Evaluating the Influence of Plant-Specific Physiological Parameterizations on the Partitioning of Land Surface Energy Fluxes“. In:

- Journal of Hydrometeorology* 16.2, S. 517–533. DOI: 10.1175/jhm-d-14-0153.1.
- Temme, A. und P. Verburg (2011). „Mapping and modelling of changes in agricultural intensity in Europe“. In: *Agriculture, Ecosystems & Environment* 140.1-2, S. 46–56. DOI: 10.1016/j.agee.2010.11.010.
- Teodorovici, V. G. (2013). „Advanced programming in the UNIX environment, third edition by W. Richard Stevens and Stephen A. Rago“. In: *ACM SIGSOFT Software Engineering Notes* 38.6, S. 45–45. DOI: 10.1145/2532780.2532798.
- Thieme, C. (2017). „Measurements and Modeling of Energy and Greenhouse Gas Fluxes in heterogeneous cropprop ecosystems“. In Vorbereitung. Diss. TU München.
- Thomas, H., M. B. Jones und A. Lazenby (1989). „The Grass Crop. The Physiological Basis of Production.“ In: *The Journal of Applied Ecology* 26.3, S. 1095. DOI: 10.2307/2403725.
- Thornley, J. (1998). *Grassland dynamics: An ecosystem simulation model*. Wallingford; New York: CAB International.
- (2001). „Simulating Grass-Legume Dynamics: A Phenomenological Submodel“. en. In: *Annals of Botany* 88.5, S. 905–913. ISSN: 0305-7364, 1095-8290. DOI: 10.1006/anbo.2001.1529. (Besucht am 27. 03. 2012).
- Thornley, J. und M. Cannell (1997). „Temperate grassland responses to climate change: An analysis using the Hurley Pasture Model“. In: *Annals of Botany* 80.2, S. 205. DOI: 10.1006/anbo.1997.0430.
- Troost, C. und T. Berger (2014). „Dealing with Uncertainty in Agent-Based Simulation: Farm-Level Modeling of Adaptation to Climate Change in Southwest Germany“. In: *American Journal of Agricultural Economics* 97.3, S. 833–854. DOI: 10.1093/ajae/aau076.
- Tsarouchi, G. M., W. Buytaert und A. Mijic (2014). „Coupling a land surface model with a crop growth model to improve ET flux estimations in the Upper Ganges basin, India“. In: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 11.6, S. 6843–6880. DOI: 10.5194/hessd-11-6843-2014.
- Volaire, F. und F. Lelièvre (2001). „Drought survival in *Dactylis glomerata* and *Festuca arundinacea* under similar rooting conditions in tubes“.

- In: *Plant and Soil* 229.2, S. 225–234. ISSN: 1573-5036. DOI: 10.1023/A:1004835116453.
- Volaire, F. (2008). „Plant traits and functional types to characterise drought survival of pluri-specific perennial herbaceous swards in Mediterranean areas“. In: *European Journal of Agronomy* 29.2-3, S. 116–124. DOI: 10.1016/j.eja.2008.04.008.
- Walter, I. A., R. G. Allen, R. Elliott, D. Itenfisu, P. Brown, M. E. Jensen, B. Meham, T. A. Howell, R. Snyder, S. Eching, T. Spofford, M. Hattendorf, D. Martin, R. H. Cuenca und J. L. Wright (2005). *The ASCE standardized reference evapotranspiration equation*. American Society of Civil Engineers.
- Walter, J., K. Grant, C. Beierkuhnlein, J. Kreyling, M. Weber und A. Jentsch (2012). „Increased rainfall variability reduces biomass and forage quality of temperate grassland largely independent of mowing frequency“. In: *Agriculture, Ecosystems & Environment* 148, S. 1–10. DOI: 10.1016/j.agee.2011.11.015.
- Wang, E. (1997a). „Development of a generic process-oriented model for simulation of crop growth“. Diss. Institut für Landwirtschaftlichen und Gärtnereischen Pflanzenbau – Fachgebiet für Ackerbau und Informatik im Pflanzenbau, TU München.
- (1997b). *Development of a generic process-oriented model for simulation of crop growth*. Herbert Utz Verlag.
- Wang, E. und T. Engel (1998). „Simulation of phenological development of wheat crops“. In: *Agricultural Systems* 58.1, S. 1–24. DOI: 10.1016/s0308-521x(98)00028-6.
- (2000). „SPASS: a generic process-oriented crop model with versatile windows interfaces“. In: *Environmental Modelling & Software* 15.2, S. 179–188. DOI: 10.1016/s1364-8152(99)00033-x.
- WEBB, E. K. (1962). „Thermal Convection with Wind Shear“. In: *Nature* 193.4818, S. 840–842. DOI: 10.1038/193840a0.
- White, J. W., G. Hoogenboom, B. A. Kimball und G. W. Wall (2011). „Methodologies for simulating impacts of climate change on crop production“. In: *Field Crops Research* 124.3, S. 357–368. DOI: 10.1016/j.fcr.2011.07.001.
- Wijk, M. T. van (2010). „Understanding plant rooting patterns in semi-arid systems: an integrated model analysis of climate, soil type and plant bio-

- mass“. In: *Global Ecology and Biogeography* 20.2, S. 331–342. DOI: 10.1111/j.1466-8238.2010.00601.x.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Ceulemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Oechel, J. Tenhunen, R. Valentini und S. Verma (2002). „Energy balance closure at FLUXNET sites“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 113.1, S. 223–243. DOI: S0168-1923(02)00109-0.
- Wizemann, H.-D., J. Ingwersen, P. Högy, K. Warrach-Sagi, T. Streck und V. Wulfmeyer (2015). „Three year observations of water vapor and energy fluxes over agricultural crops in two regional climates of Southwest Germany“. In: *Meteorologische Zeitschrift* 24.1, S. 39–59. DOI: 10.1127/metz/2014/0618.
- Yi, C., R. K. Monson, Z. Zhai, D. E. Anderson, B. Lamb, G. Allwine, A. A. Turnipseed und S. P. Burns (2005). „Modeling and measuring the nocturnal drainage flow in a high-elevation, subalpine forest with complex terrain“. In: *Journal of Geophysical Research* 110.D22. DOI: 10.1029/2005jd006282.
- Yin, X. und H. van Laar (2005a). *Crop Systems Dynamics*. Wageningen Academic Publishers. DOI: 10.3920/978-90-8686-539-0.
- (2005b). *Crop Systems Dynamics: An Ecophysiological Simulation Model for Genotype-by-Environment Interactions*. Wageningen Academic Publishers. DOI: 10.3920/978-90-8686-539-0.
- Zeeman, M., R. Hiller, A. K. Gilgen, P. Michna, P. Plüss, N. Buchmann und W. Eugster (2010). „Management and climate impacts on net CO_2 fluxes and carbon budgets of three grasslands along an elevational gradient in Switzerland“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 150.4, S. 519–530. DOI: 10.1016/j.agrformet.2010.01.011.
- Zenone, T., M. Fischer, N. Arriga, L. S. Broeckx, M. S. Verlinden, S. Vanbever, D. Zona und R. Ceulemans (2015). „Biophysical drivers of the carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a short-rotation poplar coppice“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 209-210, S. 22–35. DOI: 10.1016/j.agrformet.2015.04.009.
- Zhao, G., H. Hoffmann, J. Yeluripati, S. Xenia, C. Nendel, E. Coucheney, M. Kuhnert, F. Tao, J. Constantin, H. Raynal, E. Teixeira, B. Grosz, L. Doro,

Literaturverzeichnis

R. Kiese, H. Eckersten, E. Haas, D. Cammarano, B. Kassie, M. Moriondo, G. Trombi, M. Bindi, C. Biernath, F. Heinlein, C. Klein, E. Priesack, E. Lewan, K.-C. Kersebaum, R. Rötter, P. P. Roggero, D. Wallach, S. Asseng, S. Siebert, T. Gaiser und F. Ewert (2016). „Evaluating the precision of eight spatial sampling schemes in estimating regional means of simulated yield for two crops“. In: *Environmental Modelling & Software* 80, S. 100–112. DOI: 10.1016/j.envsoft.2016.02.022.