

Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades
der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg



Weiterentwicklung der Bodenhydrologie des regionalen Klimamodells REMO

Vorgelegt von
Daniel Karl-Joseph Abel
aus Wölf

Würzburg 2022



Eingereicht am: 08. September 2022

Erstgutachter: Prof. Dr. Heiko Paeth

Zweitgutachter: Prof. Dr. Roland Baumhauer

Mentor*innen: Prof. Dr. Heiko Paeth

Prof. Dr. Roland Baumhauer

Prof. Dr. Birgit Terhorst

Tag der Disputation: 21. März 2023

Erstprüfer: Prof. Dr. Heiko Paeth

Zweitprüfer: Prof. Dr. Roland Baumhauer

*Utopia is on the horizon.
I move two steps closer; it moves two steps further away.
I walk another ten steps and the horizon runs ten steps further away.
As much as I may walk, I'll never reach it.
So what's the point of utopia?
The point is this: to keep walking.*

— Eduardo Hughes Galeano

Zusammenfassung

Die Bodenfeuchte stellt eine essenzielle Variable für den Energie-, Feuchte- und Stoffaustausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre dar. Ihre Auswirkungen auf Temperatur und Niederschlag sind vielfältig und komplex. Die in Klimamodellen verwendeten Schemata zur Simulation der Bodenfeuchte, auch bodenhydrologische Schemata genannt, sind aufgrund des Ursprungs der Klimamodelle aus Wettermodellen jedoch häufig sehr stark vereinfacht dargestellt. Bei Klimamodellen, die Simulationen mit einer groben Auflösung von mehreren Zehner- oder Hunderterkilometern rechnen, können viele Prozesse vernachlässigt werden. Da die Auflösung der Klimamodelle jedoch stetig steigt und mittlerweile beim koordinierten Projekt regionaler Klimamodelle CORDEX-CORE standardmäßig bei $0,22^\circ$ Kantenlänge liegt, müssen auch höher aufgelöste Daten und mehr Prozesse simuliert werden. Dies gilt erst recht mit Blick auf konvektionsauflösende Simulationen mit wenigen Kilometern Kantenlänge. Mit steigenden Modellauflösungen steigt zugleich die Komplexität und Differenziertheit der Fragestellungen, die mit Hilfe von Klimamodellen beantwortet werden sollen. An diesem Punkt setzt auch das Projekt BigData@Geo an, in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit entstand. Ziel dieses Projektes ist es, hochaufgelöste Klimainformationen für den bayerischen Regierungsbezirk Unterfranken für Akteure aus der Land- und Forstwirtschaft sowie dem Weinbau zur Verfügung zu stellen.

Auf diesen angewandten und grundlegenden Anforderungen und Zielsetzungen basierend, bedarf auch das in dieser Arbeit verwendete regionale Klimamodell REMO (Version 2015) der weiteren Entwicklung. So ist das Hauptziel der Arbeit das bestehende einschichtige bodenhydrologische Schema durch ein mehrschichtiges zu ersetzen. Der Vorteil mehrerer simulierter Bodenschichten besteht darin, dass nun die vertikale Bewegung des Wassers in Form von Versickerung und kapillarem Aufstieg simuliert werden kann. Dies geschieht auf der Basis bodenhydrologischer Parameter, deren Wert in Abhängigkeit vom Boden und der Bodenfeuchte über die Wasserrückhaltekurve bestimmt wird. Für diese Kurve existieren verschiedene Parametrisierungen, von denen die Ansätze von Clapp-Hornberger und van Genuchten verwendet wurden. Außerdem kann die Bodenfeuchte nun bis zu einer Tiefe von circa 10 m beziehungsweise der Tiefe des anstehenden Gesteins simuliert werden. Damit besteht im Gegensatz zum vorherigen Schema, dessen Tiefe auf die Wurzeltiefe beschränkt ist, die Möglichkeit, dass Wasser auch unterhalb der Wurzeln zur Verfügung stehen kann und somit die absolute im Boden verfügbare Wassermenge zunimmt. Die Schichtung erlaubt darüber hinaus die Verdunstung aus unbewachsenem Boden lediglich auf Basis des in der obersten Schicht verfügbaren Wassers. Ein weiterer Prozess, der dank der Schichtung und der weiter unten erläuterten Datensätze neu parametrisiert werden kann, ist die Infiltration.

Für die Verwendung des Schemas sind Informationen über bodenhydrologische Parameter, die Wurzeltiefe und die Tiefe bis zum anstehenden Gestein erforderlich. Entsprechende Datensätze müssen hierfür aufbereitet und in das Modell eingebaut werden. Bezüglich der Wurzeltiefe wurden drei sich bezüglich der Tiefe, der Definition und der verfügbaren Auflösung stark voneinander unterscheidende Datensätze verglichen. Letztendlich wird

die Wurzeltiefe aus dem mit einer anderen REMO-Version gekoppelten Vegetationsmodul iMOVE verwendet, da zukünftig eine Kopplung dieses Moduls mit dem mehrschichtigen Boden geplant ist und die Wurzeltiefen damit konsistent sind. Zudem ist die zugrundeliegende Auflösung der Daten hoch und es werden maximale Wurzeltiefen berücksichtigt, die besonders wichtig für die Simulation von Landoberfläche-Atmosphäre-Interaktionen sind. Diese Vorteile brachten die anderen Datensätze nicht mit. In der finalen Modellversion werden für die Tiefe bis zum anstehenden Gestein und die Korngrößenverteilungen die Daten von SoilGrids verwendet. Ein Vergleich mit anderen Bodendatensätzen fand in einer parallel laufenden Dissertation statt (Ziegler, 2022). Bei SoilGrids ist hervorzuheben, dass die Korngrößenverteilungen in einer hohen räumlichen Auflösung (1 km² oder höher) und mit mehreren vertikalen Schichten vorliegen. Gegenüber dem ursprünglich in REMO verwendeten Datensatz mit einer Kantenlänge von 0,5° und ohne vertikale Differenzierung ist dies eine starke Verbesserung der Eingangsdaten. Dazu kommt, dass die Korngrößenverteilungen die Verwendung kontinuierlicher Pedotransferfunktionen statt fünf diskreter Texturklassen, denen für die bodenhydrologischen Parameter fixe Tabellenwerte zugewiesen werden, ermöglichen. Dies führt zu einer deutlich besseren Differenzierung des heterogenen Bodens.

Im Rahmen der Arbeit wurden insgesamt 19 Simulationen für Europa und ein erweitertes Deutschlandgebiet mit Auflösungen von 0,44° beziehungsweise 0,11° für den Zeitraum 2000 bis 2018 gerechnet. Dabei zeigte sich, dass die Einführung des mehrschichtigen Bodenschemas gegenüber dem einschichtigen Schema zu einer Verringerung der Bodenfeuchte in der Wurzeltiefe führt. Nichtsdestotrotz nimmt die absolute Wassermenge des Bodens durch die Berücksichtigung des Bodens unterhalb der Wurzelzone zu. Bezogen auf die einzelnen Schichten wird die Bodenfeuchte damit zwar unterschätzt, im Laufe der Modellentwicklung kann jedoch eine Verbesserung im Vergleich zu ERA5 erzielt werden. Das neue Schema führt zu einer Verringerung der Evapotranspiration, die über alle Schritte der Modellentwicklung und besonders während der Sommermonate auftritt. Im Vergleich zu Validationsdaten von ERA5 und GLEAM zeigt sich, dass dies eine Verbesserung dieser Größe bedeutet, die sowohl in der Fläche als auch beim Fehler und in der Verteilung auftritt.

Gleiches lässt sich für den Oberflächenabfluss sagen. Hierfür implementierte Schemata (Philip, Green-Ampt), die anders als das standardmäßig verwendete Improved-Arno-Schema bodenhydrologische Parameter berücksichtigen, konnten eine weitere Verbesserung im Flachland zeigen. In Gebirgsregionen nahm der Fehler durch die nicht enthaltene Berücksichtigung der Hangneigung jedoch zu, sodass in der finalen Modellversion auf das Improved-Arno-Schema zurückgegriffen wurde. Die Temperatur steigt durch die ursprüngliche Version des mehrschichtigen Schemas zunächst an, was zu einer Über- statt der vorherigen Unterschätzung gegenüber E-OBS führt. Die Modellentwicklung resultiert zwar in einer Reduzierung der Temperatur, jedoch fällt diese zu stark aus, sodass der Temperaturfehler letztendlich größer als in der einschichtigen Modellversion ist. Da die Evapotranspiration jedoch maßgeblich

verbessert wurde, kann dieser Fehler eventuell auf ein übermäßiges Tuning der Temperatur zurückgeführt werden.

Die Betrachtung von Hitzeereignissen am Beispiel der Sommer 2003 und 2018 hat gezeigt, dass die Modellentwicklung dazu beiträgt, diese Ereignisse besser als das einschichtige Schema zu simulieren. Zwar trifft dies nicht auf das räumliche Verhalten der mittleren Temperatur zu, jedoch auf deren zeitlichen Verlauf. Hinzu kommt die bessere Simulation der täglichen Extrem- und besonders der Minimaltemperatur, was zu einer Erhöhung der täglichen Temperaturspanne führt. Diese wird von Klimamodellen in der Regel zu stark unterschätzt.

Durch die Berücksichtigung der vertikalen Wasserflüsse hat sich jedoch auch gezeigt, dass noch enormes Entwicklungspotenzial mit Blick auf (boden)hydrologische Prozesse besteht. Dies gilt in besonderem Maße für zukünftige Simulationen mit konvektionserlaubender Auflösung. So sollten subskalige Informationen des Bodens und der Orographie berücksichtigt werden. Dies dient einerseits der Repräsentation vorliegender Heterogenitäten und kann andererseits, wie am Beispiel der Infiltrationsschemata dargelegt, zur Verbesserung bestehender Prozesse beitragen. Da die simulierte Drainage durch das mehrschichtige Bodenschema im gleichen Maße zu- wie der Oberflächenabfluss abnimmt und das Wasser dem Modell in der Folge nicht weiter zur Verfügung steht, sollte zukünftig auch Grundwasser im Modell berücksichtigt werden. Eine Vielzahl von Studien konnte einen Mehrwert durch die Implementierung dieser Variable und damit verbundener Prozesse feststellen. Mittelfristig ist jedoch insgesamt die Kopplung an ein hydrologisches Modell zu empfehlen, um die bei hochauflösenden Simulationen relevanten Prozesse angemessen repräsentieren zu können. Hierfür bieten sich beispielsweise ParFlow oder mHM an.

Insgesamt ist festzuhalten, dass das mehrschichtige Bodenschema einen Mehrwert liefert, da schwer zu simulierende und in der Postprozessierung zu korrigierende Variablen wie die Evapotranspiration und der Oberflächenabfluss deutlich besser modelliert werden können als mit dem einschichtigen Schema. Dies gilt auch für die Extremtemperaturen. Beides ist klar auf die Schichtung des Bodens und damit einhergehender Prozesse zurückzuführen. Bezüglich der Daten zeigt sich, dass die Wurzeltiefe, die Berücksichtigung von SoilGrids und die vertikale Bodeninformation für die weitere Optimierung verantwortlich sind. Darüber hinaus ist der höhere Informationsgehalt, der anhand der geschichteten Bodenfeuchte zur Verfügung steht, ebenfalls als Mehrwert einzustufen.

Abstract

Soil moisture is an essential variable for the exchange of energy, moisture, and substances between the land surface and the atmosphere. Its effects on temperature and precipitation are diverse and complex. However, the schemes used in climate models to simulate soil moisture, also called soil hydrological schemes, are often very simplified due to the origin of climate models from weather models. In climate models, which compute simulations at coarse resolutions of tens or hundreds of kilometers of edge length, many processes can be neglected. However, the resolution of those models is steadily increasing and now generally has $0,22^\circ$ in the recently published coordinated project of regional climate models called CORDEX-CORE. As a consequence, higher resolved data and more processes have to be simulated. This is even more true with respect to convection-permitting simulations having edge lengths of a few kilometers. With increasing model resolutions, the complexity and differentiation of questions to be answered by the use of climate models increases as well. This is also the case of the BigData@Geo-project, in which framework this thesis was written. The aim of this project is to provide high-resolution climate information for the Bavarian administrative district of Lower Franconia for stakeholders from agriculture, forestry, and viticulture.

Due to these applied and basic requirements and objectives, there is also the need of model development for the regional climate model REMO (version 2015) used in this work. Thus, the main goal of this thesis is to replace the existing singlelayer soil hydrological scheme by a multilayer one. The advantage of multiple simulated soil layers is that the vertical movement of water, thus percolation and capillary rise, can now be simulated. This is done on the basis of soil hydrological parameters, those value is determined by the water retention curve as a function of soil texture and soil moisture. Various parameterizations have been developed for this curve, whereas the one of Clapp-Hornberger and van Genuchten were used herein. Additionally, the soil moisture can now be simulated to a depth of approximately 10 m or the bedrock's depth, respectively. Thus, in contrast to the previous scheme, which depth is limited to the rooting depth, there is the possibility that water is also available below the root zone. Hence, the absolute amount of water in the root zone is increased. Furthermore, the layering allows evaporation from bare soil based only on the water available in the uppermost layer. Another process, that can be reparameterized due to the layering and the data sets explained subsequently, is infiltration.

To use the new scheme, information on soil hydrological parameters, rooting depth, and the depth to bedrock is required. For this purpose, appropriate data sets have to be prepared and implemented into the model. Regarding the rooting depth, three data sets with different depths, definitions, and resolutions were compared. Finally, the rooting depth from the vegetation module iMOVE, coupled with another REMO version, is used since a coupling between iMOVE and the multilayer soil scheme is planned in the future. With this, the rooting depths are consistent. In addition, the underlying resolution of the data is high and maximum rooting depths are considered, which are particularly important for simulating

land surface-atmosphere interactions. These advantages were not provided by the other data sets. In the final model version, SoilGrids data are used for the depth to bedrock and grain size distributions. A comparison with other soil data sets was done in a parallel thesis (Ziegler, 2022). For SoilGrids, it should be underlined that the grain size distributions enable the use of continuous pedotransfer functions instead of five discrete texture classes for the soil hydrological parameters. This leads to a much better differentiation of the heterogeneous soil.

For this thesis, 19 simulations were calculated for Europe and an extended German region with resolutions of $0,44^\circ$ and $0,11^\circ$, respectively, covering the period of 2000 to 2018. The implementation of the multilayer soil scheme leads to a decrease in root zone soil moisture compared to the singlelayer scheme. Nevertheless, the absolute amount of soil moisture increases by the consideration of soil below the root zone. Related to the individual layers, the soil moisture is thus underestimated, but in the process of model development an improvement can be achieved compared to ERA5. Furthermore, the new scheme results in a reduction of evapotranspiration that occurs across all model development steps and is especially present during summer. When compared to validation data from ERA5 and GLEAM, this is shown to be an improvement that occurs in space as well as bias and distribution.

The same was found for surface runoff. Schemes implemented for this purpose (Philip, Geen-Ampt), which differ from the defaultly used Improved-Arno scheme by taking hydrological parameters into account, were able to show a further improvement in lowlands. In mountainous regions, however, the bias increased due to the not included consideration of slopes. Consequently, the final model version uses the Improved-Arno scheme. Temperature initially increases through the original version of the multilayer scheme, resulting in an overestimation instead of the previous underestimation by the singlelayer soil relative to E-OBS. Although the model development leads to a reduction in temperature, this reduction turns out to be too large, so that the temperature bias is ultimately higher than in the singlelayer model version. However, since evapotranspiration has been significantly improved, this error can possibly be attributed to a temperature overtuning.

The analysis of heat events investigating the summers of 2003 and 2018 has shown that the model development leads to an improved simulation of these events compared to the singlelayer scheme. While this is not true for the spatial behavior of the mean temperature, there is a clear improvement of its temporal one. Additionally, the better simulation of daily extreme temperatures, especially its minimum, leads to an increase of the daily temperature range. This is usually underestimated too much by climate models.

The consideration of vertical water fluxes has shown that there is still enormous potential for model development with regard to (soil) hydrological processes. This is especially true for future simulations with convection-permitting resolution. Thus, subgrid information of the soil and the orography should be considered. On the one hand, this serves to represent existing heterogeneities and, on the other hand, can contribute to the improvement of existing

processes, as shown by the example of infiltration schemes. Since the simulated drainage increases due to the multilayer soil scheme to the same extent as the surface runoff decreases, the water is subsequently no longer available to the model. Therefore, groundwater should also be considered in the model. A number of studies have found an added value from integrating this variable and related processes. In the medium term, however, coupling to a hydrological model is generally recommended in order to be able to adequately represent the processes relevant in high-resolution simulations. ParFlow or mHM, for example, are suitable for this purpose.

Overall, it can be noted that the multilayer soil scheme provides an added value because variables like evapotranspiration and surface runoff, that are difficult to simulate and subsequently to be bias adjusted in postprocessing, are modeled much better than using the singlelayer scheme. This is also true for extreme temperatures. Both improvements are caused by the soil layering and associated processes. Regarding the data, it can be seen that the rooting depth, the consideration of SoilGrids, and the vertical soil information is responsible for the further optimization. In addition, the higher information content available by representing the layered soil moisture can also be classified as an added value.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	xiii
Tabellenverzeichnis	xvii
Abkürzungsverzeichnis	xix
1 Kontext und Ziel der Arbeit	1
2 Theoretische Grundlagen	5
2.1 Das Klimasystem	5
2.1.1 Der Strahlungshaushalt der Erde	6
2.1.2 Interaktionen von Landoberfläche und Atmosphäre – Die Rolle der Bodenfeuchte im Klimasystem	8
2.2 Grundlagen der Bodenhydrologie	12
2.2.1 Die Pedosphäre und ihre physikalischen Eigenschaften	12
2.2.2 Einteilung von Böden	14
2.2.2.1 Texturklassen	14
2.2.2.2 Kontinuierliche Pedotransferfunktionen (PTFs)	15
2.2.3 Hydrologische Prozesse in der Pedosphäre	17
2.2.3.1 Die Bodenfeuchte	17
2.2.3.2 Hydrologische Bodenparameter	19
2.2.3.3 Bewegung von Wasser im Boden und verwandte Flüsse	20
2.3 Grundlagen der Klimamodellierung	24
2.3.1 Entwicklung der Klimamodellierung	24
2.3.2 Regionale Klimamodellierung	25

2.3.2.1	Grundlagen und Entwicklung der regionalen Klimamodellierung	26
2.3.2.2	Mehrwert und Schwächen der regionalen Klimamodellierung	28
2.3.3	Schwächen, Stärken und Relevanz der Klimamodellierung	31
2.4	Repräsentation der Bodenhydrologie in Klimamodellen	33
3	Daten	37
3.1	Statische Bodenparameter	37
3.1.1	Wurzeltiefe	37
3.1.2	Tiefe bis zum anstehenden Gestein	38
3.1.3	Texturklassen und Korngrößenverteilungen	40
3.1.4	Hydrologische Bodenparameter	41
3.2	Validierungsdaten des Modelloutputs	44
3.2.1	Unsicherheiten gegriddeter Datensätze am Beispiel des Niederschlags .	44
3.2.2	E-OBS	46
3.2.3	ERA5	47
3.2.4	GLEAM	50
3.3	Aufbereitung der Validierungsdaten	52
4	Methoden	53
4.1	Statistische Methoden	53
4.1.1	Deskriptive Methoden	53
4.1.1.1	Lage- und Streuungsparameter	53
4.1.1.2	Boxplot	54
4.1.1.3	Kerndichteschätzer	55
4.1.2	Statistische Tests	56
4.1.2.1	KS-Test und Lilliefors-Test	56
4.1.2.2	t-Test	57
4.1.2.3	Wilcoxon-Test	58
4.1.3	Korrelation	58
4.1.3.1	Korrelation nach Pearson und Fisher-Z-Transformation . . .	58
4.1.3.2	Korrelation nach Spearman	59
4.1.4	Gütemaße	60
4.1.4.1	Bias und Mean Absolute Error	60
4.1.4.2	Root Mean Square Error	61
4.1.4.3	Verwendung der Gütemaße	61
4.1.5	Varianzanalyse	61

4.2	Numerische Methoden	64
4.2.1	Nullstellen ermitteln	64
4.2.2	Tridiagonale Gleichungssysteme lösen	64
5	Das regionale Klimamodell REMO und seine Weiterentwicklung	67
5.1	REMO	67
5.1.1	Allgemeine Modellcharakteristika	67
5.1.2	Modellaufbau: Ein kurzer Überblick	69
5.1.3	Parametrisierung der Atmosphäre	70
5.1.4	Parametrisierung der Landoberfläche	71
5.1.5	Bodenhydrologie	74
5.1.5.1	Infiltration: verbessertes Arno-Schema	74
5.1.5.2	Das Bucket-Schema und die darin verwendete Evapotranspiration und Drainage	76
5.2	Modellentwicklung im Rahmen der Arbeit	77
5.2.1	Das 5-Layer-Schema	77
5.2.2	Modellstruktur der Bodenhydrologie: Subroutinen und Prozesse	79
5.2.3	Einbau der Wurzeltiefe und der Tiefe des anstehenden Gesteins	85
5.2.3.1	Einbau der Wurzeltiefe	85
5.2.3.2	Einbau der Tiefe bis zum anstehenden Gestein	86
5.2.4	Einbau hydrologischer Bodenparameter	87
5.2.4.1	Zuweisung über Texturklassen	87
5.2.4.2	Einbau von Datensätzen	89
5.2.4.3	Verwendung von Pedotransferfunktionen	89
5.2.5	Einbau der geschichteten Bodenfeuchte in die Antriebsdaten	91
5.2.6	Überarbeitung der Infiltration	92
5.2.7	Korrektur des Bodenwärmestroms	95
5.2.8	Einbau der Parametrisierung nach van Genuchten	97
5.2.9	Überarbeitung der Richards-Gleichung	99
5.3	Experimente	103
5.3.1	Untersuchungsgebiete und Simulationsauflösung	103
5.3.2	Einschwingprozess	103
5.3.3	Experimentübersicht	105

6	Ergebnisse	107
6.1	Vergleich statischer Bodenparameter	107
6.1.1	Wurzeltiefe	107
6.1.2	Tiefe bis zum anstehenden Gestein	110
6.1.3	Texturklassen	112
6.1.4	Bodenhydrologische Parameter	114
6.2	Kalt- und Warmstart	124
6.3	Vergleich der Validierungsdaten	128
6.4	Vergleich von REMO mit Validierungsdaten	132
6.5	Vergleich von Bucket und 5-Layer-Schema	136
6.5.1	Vergleich anhand statistischer Größen und Flussdiagramme	136
6.5.2	Sensitivitätsstudien des 5-Layer-Schemas auf Basis extremer Bodenfeuchten	144
6.5.3	Raum-zeitliche Differenzen zwischen den bodenhydrologischen Schemata	148
6.6	Vergleich der Simulationen und Validierung	160
6.6.1	Vergleich aller Simulationen	160
6.6.2	Verwendung verschiedener Infiltrationsschemata	169
6.6.3	Wurzeltiefen	176
6.6.4	Vergleich von Bodendatensätzen, Pedotransferfunktionen, Schichtung und Parametrisierungen der Wasserrückhaltekurve	176
6.6.5	Überarbeitung der Richards-Gleichung	191
6.7	Auswirkungen der Simulationen auf Hitzeereignisse am Beispiel der Sommer 2003 und 2018	193
7	Diskussion und Schlussbetrachtung	203
7.1	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse sowie weitere Optimierungsvorschläge	203
7.2	Weitere Verwendung und Anschlussmöglichkeiten des 5-Layer-Schemas	212
7.3	Schlussbetrachtung	213
	Literatur	215
	Appendix	265
	Danksagung	269

Abbildungsverzeichnis

2.1	USDA-Diagramm der Bodentexturen.	16
2.2	Konzept der relativen Wasseranteile im Boden.	18
2.3	Wasserrückhaltekurven für lehmigen Sand und Ton nach Campbell und van Genuchten.	21
5.1	Bodenschichten in REMO.	73
5.2	Schematische Darstellung des Bucket- und des 5-Layer-Schemas.	77
5.3	Modellstruktur bodenhydrologischer Prozesse und und damit verbundener Subroutinen zu Beginn der Arbeit.	80
5.4	Überarbeitete Modellstruktur bodenhydrologischer Prozesse und damit verbundener Subroutinen.	84
5.5	Übersicht durchgeführter Warmstartsimulationen.	106
6.1	Wurzeltiefen in EUR-44 und GER-11.	108
6.2	Darstellung der Tiefe bis zum anstehenden Gestein.	111
6.3	Texturklassen von FAO und SoilGrids.	113
6.4	Porosität aus Validierungsdaten und verschiedenen Modellversionen sowie deren Differenzen, GER-11.	115
6.5	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit aus Validierungsdaten und den texturbasierten Modellversionen sowie deren Differenzen, GER-11.	118
6.6	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit aus Validierungsdaten und den auf kontinuierlichen PTFs basierenden Modellversionen sowie deren Differenzen, GER-11.	120
6.7	Zeitreihen für Kalt- und Warmstart von Bodentemperatur und -feuchte aus Bucket- und 5-Layer-Schema, EUR-44.	124
6.8	Differenzkarte zwischen Kalt- und Warmstart der bodenhydrologischen Schemata für EUR-44 und GER-11 im Jahr 2000.	126

6.9	Monatliche Mittelwerte gemeinsamer Variablen aus ERA5, E-OBS und GLEAM, 2000–2018.	128
6.10	Räumliche Verteilung der Differenzen im zeitlichen Mittel.	130
6.11	Monatliche Klimatologie ausgewählter Variablen von REMO2015 und Validierungsdaten, EUR-44, GER-44 und GER-11, 2000–2018.	132
6.12	Differenzen ausgewählter Variablen zwischen REMO2015 und Validierungsdaten für EUR-44 und GER-11.	134
6.13	Korrelationsmatrix räumlicher und zeitlicher Anomalien ausgewählter Variablen für EUR-44, GER-11 und GER-44.	140
6.14	Flussdiagramme hydrologischer Variablen mit beiden bodenhydrologischen Schemata, EUR-44 und GER-11. Dargestellt sind eingehende Flüsse des Niederschlags (blau), dessen Unterteilung in oberirdischen Abfluss oder den Verbleib in der Gitterzelle (orange) und die von der Landoberfläche ausgehenden Flüsse (grün). Für die Erläuterung der Variablennamen sei auf Tabelle 7.1 verwiesen.	143
6.15	Histogramm und Boxplots ausgewählter Variablen der bodenhydrologischen Schemata und der feuchten und trockenen Simulation, GER-11.	145
6.16	Differenzen ausgewählter Variablen aus feuchter und trockener Simulation, DJF und JJA, 2000–2003.	147
6.17	Absolute Werte der Bodenfeuchte in der Wurzelzone des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, GER-11.	149
6.18	Absolute Werte der Evapotranspiration des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, EUR-44.	150
6.19	Absolute Werte der Evapotranspiration des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, GER-11.	151
6.20	Absolute Werte der 2-Meter-Temperatur des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, EUR-44.	153
6.21	Absolute Werte des Gesamtniederschlags des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, EUR-44.	154
6.22	Absolute Werte des Gesamtniederschlags des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, GER-11.	155
6.23	Differenz von Bucket und 5-Layer-Schema des konvektiven Niederschlags für MAM, GER-11.	156
6.24	Absolute Werte der fraktionellen Bewölkung des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, GER-11.	157
6.25	Absolute Werte der Drainage des Bucket-Schemas und Differenzen zum 5-Layer-Schema, GER-11.	158

6.26	Boxplots der durchgeführten Simulationen für die relative Bodenfeuchte in der Wurzelzone, die Evapotranspiration, die 2-Meter-Temperatur und den Niederschlag, GER-1.	161
6.27	Taylor-Diagramm der relativen Bodenfeuchte in der Wurzelzone im Vergleich zu GLEAM für GER-44 und GER-11.	163
6.28	Taylor-Diagramm der relativen Bodenfeuchte in der obersten Schicht im Vergleich zu GLEAM und ERA5 für GER-11.	165
6.29	Taylor-Diagramm der Evapotranspiration im Vergleich zu ERA5 für GER-11.	167
6.30	Taylor-Diagramm der Temperatur und des Niederschlags im Vergleich zu E-OBS für GER-11.	168
6.31	Flussdiagramme hydrologischer Variablen unter Verwendung unterschiedlicher Infiltrationsschemata, GER-11.	170
6.32	Kernel density estimation (KDE) des Oberflächenabflusses, der Bodenfeuchte und der Evapotranspiration unter Verwendung verschiedener Infiltrationsschemata im Vergleich zum Bucket-Schema und Root Mean Square Error (RMSE) zu European Reanalysis (ERA)5, 2001–2018, GER-11.	171
6.33	Differenzen des Oberflächenabflusses ausgewählter Simulationen zu ERA5, 2001–2018, GER-11.	174
6.34	Differenzen der Bodenfeuchte zwischen ID194 und ID190 und Betrachtung der Differenzen pro Texturklasse, 2001–2018, GER-11.	175
6.35	Porosität, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und Bodenfeuchte aus den Simulationen ID203–ID208 sowie von Validierungsdaten an einem Gitterpunkt nahe Giebelstadt.	177
6.36	Flussdiagramme hydrologischer Variablen unter Verwendung verschiedener Funktionen der Wasserrückhaltekurve und Pedotransferfunktionen (PTFs), GER-11.	180
6.37	Differenzen der relativen Bodenfeuchte der obersten Schicht ausgewählter Simulationen zu ERA5, 2000–2018, GER-11.	182
6.38	Differenzen der Evapotranspiration ausgewählter Simulationen zu ERA5, 2000–2018, GER-11.	184
6.39	Kerndichteschätzer der Evapotranspiration von ausgewählten Simulationen und ERA5 für alle Zeitschritte, DJF und JJA, 2000–2018, GER-11.	185
6.40	Differenzen der 2-Meter-Temperatur ausgewählter Simulationen zu E-OBS, 2000–2018, für alle Zeitschritte und JJA, GER-11.	187
6.41	Differenzen des Niederschlags ausgewählter Simulationen zu E-OBS, 2000–2018, JJA, GER-11.	189
6.42	Kerndichteschätzer des Niederschlags von ausgewählten Simulationen und E-OBS für alle Zeitschritte, DJF und JJA, 2000–2018, GER-11.	189

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

6.43	Differenzen der 2-Meter-Temperatur zu E-OBS während der Sommer 2003 und 2018 ausgewählter Simulationen, GER-11.	194
6.44	Zeitreihen der absoluten Werte sowie der Differenzen von TEMP2 zu E-OBS in den Sommern 2003 und 2018, GER-11.	195
6.45	Minimale und maximale 2-Meter-Temperatur sowie tägliche Temperaturspanne in den Sommern 2003 und 2018 im Vergleich zu E-OBS, GER-11.	197
6.46	Differenzen der minimalen 2-Meter-Temperatur zu E-OBS während der Sommer 2003 und 2018 ausgewählter Simulationen, GER-11.	198
6.47	Differenz der Bodenfeuchte zwischen den Sommern 2018 und 2003 in ID209.0, GER-11.	199
6.48	Erklärte Varianzen der zweifaktoriellen ANOVA der TEMP2 in den Sommern 2003 und 2018.	200
6.49	Erklärte Varianzen der einfaktoriellen ANOVA für unterschiedliche Simulationen der TEMP2.	201

Tabellenverzeichnis

2.1	Partikeldurchmesser unterschiedlicher Korngrößen nach deutscher bzw. US-amerikanischer Norm.	15
2.2	Funktionen der Wasserrückhaltekurve und der hydraulischen Leitfähigkeit.	20
2.3	Vergleich hydrologischer Prozesse in verschiedenen Arten von Modellen.	36
3.1	Für die bodenhydrologischen Parameter verwendete Validierungsdatensätze und Variablen.	41
3.2	Für den Modelloutput verwendete Validierungsdatensätze und Variablen.	44
5.1	Variablen der Bodenbibliothek in REMO.	70
5.2	Variablen der Antriebsdaten.	71
5.3	Bodenparameter der Bodentexturklassen und Torf in REMO.	72
5.4	Hydrologische Bodenparameter für Texturklassen und Torf, die im 5-Layer-Schema verwendet werden.	88
5.5	Einschwingvariablen in REgional MOdel (REMO).	104
6.1	Statistische Parameter der Wurzeltiefen.	108
6.2	Korrelationen der hydraulischen Leitfähigkeit mehrerer Modellsimulationen mit zwei Validierungsdatensätzen.	121
6.3	Mittelwert und Standardabweichung ausgewählter Variablen aus REMO nach Verwendung der bodenhydrologischen Schemata für EUR-44 und GER-11 mit Darstellung der Signifikanz der Änderungen.	138
6.4	Statistische Parameter der Differenzen ausgewählter Variablen aus extremen Bodenfeuchtesimulationen zum 5-Layer-Schema.	146
6.5	Lösungsansätze für Divergenzen bei Verwendung der modifizierten Picard-Iteration.	191
6.6	RMSE der Temperaturzeitreihen während der Sommer 2003 und 2018 zu E-OBS.	195

7.1 Übersicht in dieser Arbeit genutzter REMO-Variablen 265

Abkürzungsverzeichnis

AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer Version 2
ANOVA	Analysis of Variance
AOGCM	Atmosphere-Ocean General Circulation Model
CLM	Community Land Model
CoLM	Common Land Model
CORDEX	Coordinated Regional Downscaling Experiment
CORDEX-CORE	CORDEX - Coordinated Output for Regional Evaluation
COSMO	Consortium for Small-scale Modelling
CPM	Convection Permitting Model
CWatM	Community Water Model
DTR	Daily Temperature Range
E3SM	Energy Exascale Earth System Model
ECHAM	ECMWF HAMBURG
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EFRE	Europäischer Fonds für Regionale Entwicklung
EM/DM	Europa-Modell/Deutschland-Modell
ERA	European Reanalysis
ESM	Earth System Model
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
GCM	General Circulation Model
GHCN	Global Historical Climatology Network
GLCCD	Global Land Cover Characteristics Database
GLEAM	Global Land Evaporation Amsterdam Model

Abkürzungsverzeichnis

GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GSDE	Global Soil Data for Earth System Modeling
HD	Hydrological Discharge
HTESSEL	Hydrology in the Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land
HWSD	Harmonized World Soil Database
IA	Improved Arno
IFS	Integrated Forecasting System
iMOVE	interactive MOsaic-based VEgetation
IQB	Interquartilbereich
ISBA	Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere
JRA-55	Japanese Reanalysis
JSBACH	Jena Scheme for Biosphere-Atmosphere-Coupling in Hamburg
JULES	Joint United Kingdom Land Environment Simulator
KDE	Kernel density estimation
KMU	Klein- und Mittelständisches Unternehmen
LAM	Limited Area Model
LAI	Leaf Area Index
LBC	Lateral Boundary Condition
LULCC	Land Use and Land Cover Change
LSM	Land Surface Model
LSP	Land Surface Parameter
MAE	Mean Absolute Error
ME	Mean Error
MERRA	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications
mHM	mesoscale Hydrological Model
mIA	modified Improved Arno Scheme
MIKE SHE	MIKE Systeme Hydrologique European
MODIS	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
MOS	Model Output Statistics
MPI	Max-Planck-Institut
MPI-ESM	Max-Planck-Institute Earth System Model
mRM	multiscale Routing Model
NWP	Numerical Weather Prediction

ORCHIDEE	Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems
ParFlow	PARallel FLOW
PFT	Plant Functional Type
PTF	Pedotransfer Function
RCM	Regional Climate Model
RCP	Representative Concentration Pathway
REA	Regional Reanalysis
RegCM4	Regional Climate Model 4
REMO	REgional MOdel
RESM	Regional Earth System Model
RMSE	Root Mean Square Error
SMAP	Soil Moisture Active Passive
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SURFEX	Surface Externalisée
TESSEL	Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchange over Land
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
USDA	United States Department of Agriculture
WaSiM	Water balance Simulation Model
WISE	World Inventory of Soil Emission Potentials
WRF-HMS	Weather Research and Forecasting Model with Hydro-Meteorological Simulations
WRF-Hydro	Weather Research and Forecasting Model Hydrological modeling system

Kontext und Ziel der Arbeit

Im Zuge des anthropogenen Klimawandels (IPCC, 2021) steigt das Interesse an detaillierten Informationen bezüglich dessen Auswirkungen stetig (IPCC, 2022), um sich an diese anzupassen oder sie abzufedern. Unter anderem durch die Nutzung regionaler Klimamodelle (Regional Climate Models (RCMs), Giorgi (2019)) besteht die Möglichkeit, diese Auswirkungen mit einer verhältnismäßig hohen räumlichen Auflösung zu simulieren. Dadurch wird die Möglichkeit eröffnet, die komplexen Daten in einer gut verständlichen Art und Weise aufzubereiten und daraus gewonnene Informationen für fachspezifische Akteure und die breite Öffentlichkeit in Form von Klimaservices bereitzustellen (z.B. van den Hurk et al. (2018)).

Im Rahmen des vom Europäischen Fonds für Regionale Entwicklung (EFRE) geförderten Projekts BigData@Geo (BigData@Geo, 2022a) findet die Zusammenarbeit der Julius-Maximilians-Universität Würzburg mit Klein- und Mittelständischen Unternehmen (KMUs), die in der Land- und Forstwirtschaft sowie dem Weinbau tätig und im bayerischen Regierungsbezirk Unterfranken beheimatet sind, statt, um für diese relevante Klimainformationen und -indizes aufzubereiten und zur Verfügung zu stellen. Dabei werden sowohl Beobachtungen als auch bereits existierende Zukunftsprojektionen der Freisetzung von Treibhausgasen aus bestehenden RCM-Simulationen unter Annahme verschiedener repräsentativer Konzentrationspfade (Representative Concentration Pathways (RCPs), van Vuuren et al. (2011)) berücksichtigt. Die Auswahl der Indizes richtet sich nach für die KMUs relevanten, landwirtschaftlichen Faktoren. Dies betrifft einerseits klimatologische Charakteristika wie Hitze oder Wasserverfügbarkeit. Andererseits sind auch pflanzenspezifischere Indizes wie die Dauer der Vegetationsperiode oder Trockenheits- und Wärmekomfortindizes berücksichtigt (Paeth et al., 2022). Diese Informationen wurden im Rahmen eines Klimaberichts für Unterfranken veröffentlicht (Schönbein et al., 2020).

Um die angesprochenen Informationen direkt für die jeweilige Raumeinheit von unter einem Kilometer, in der die angesprochenen Akteure agieren, bereitzustellen, sind bestehende

Modellsimulationen mit $0,11^\circ \times 0,11^\circ$ wie im Rahmen des europäischen Coordinated Regional Downscaling Experiment (CORDEX) (Jacob et al., 2014) räumlich zu grob aufgelöst. Ein Ansatz, um mit diesem Skalenproblem umzugehen, ist die Neuskalierung der bestehenden Daten mit Hilfe statistischer Methoden (statistisches Downscaling, Maraun und Widmann (2018)). Dieser Ansatz ist zwar üblich und wurde auch im Klimabericht verfolgt, bringt jedoch den Nachteil mit sich, dass er nicht auf physikalischen Zusammenhängen beruht und eine entsprechende Konsistenz zwischen Variablen nicht gegeben ist. Einen alternativen Ansatz stellt das dynamische Downscaling mit Hilfe von RCMs dar, die auf höheren Auflösungen als den derzeit üblichen rechnen sollen. Dies bringt die Notwendigkeit mit sich, im Rahmen einer intensiven Modellentwicklung bestehende Prozesse zu verfeinern und neue Prozesse in die Modelle zu integrieren (Rockel, 2015; Giorgi & Gao, 2018). Darüber hinaus ist gegebenenfalls auch die Aufbereitung und Bereitstellung neuer Eingangsdaten unumgänglich (Ziegler, 2022), da sowohl neue Variablen notwendig werden können als auch die Auflösung der Eingangsdaten nicht mehr im Bereich der Modellauflösung liegen kann.

An diesen Stellen setzt die vorliegende Dissertation an. Sie hat das Ziel, das derzeit in REMO für die Bodenhydrologie verwendete, einschichtige Bucket-Schema (Manabe, 1969) durch ein mehrschichtiges Schema (Hagemann & Stacke, 2015) zu ersetzen, die notwendigen Eingangsdaten zur Verfügung zu stellen und das Schema weiterzuentwickeln. Dadurch werden erstmals vertikale Wasserflüsse des Bodens in REMO repräsentiert. Dies ist eine wichtige Neuerung, da somit eine realistischere Umsetzung einer wertvollen Komponente des Klimasystem möglich wird, die bei der aktuellen sowie zukünftig höheren Modellauflösungen, wie sie im weiteren Rahmen des Projekts geplant sind, nicht mehr vernachlässigt werden kann (Wood et al., 2011; Clark et al., 2015; Markstrom et al., 2016). Dass die Nutzung eines komplexeren bodenhydrologischen Schemas in Klimamodellen von Vorteil für die Simulation verschiedener hydrologischer und meteorologischer Größen ist, konnte bereits durch eine Vielzahl von Studien belegt werden (z.B. Henderson-Sellers et al. (1995), Balsamo et al. (2009), Lorenz et al. (2012), Guimberteau et al. (2014), Hagemann und Stacke (2015) und Wagner et al. (2016)). Damit wird ein wichtiger Schritt auf dem Weg hin zu einem regionalen Erdsystemmodell (RESM) unternommen.

Zunächst werden in Kapitel 2 einige Grundlagen des Klimasystems, der Bodenhydrologie und der Klimamodellierung vermittelt. Anschließend werden die verwendeten Daten (Kapitel 3) und Methoden (Kapitel 4) beschrieben. In Kapitel 5 werden sowohl die zu Beginn der Arbeit erhaltene Version von REMO mit Fokus auf die darin enthaltene Repräsentation der Bodenhydrologie als auch die unternommenen Schritte der Modellentwicklung erläutert. Damit stellt dieses Kapitel den technischen Kern der Arbeit dar. Anschließend werden die Effekte der verschiedenen Modellversionen auf unterschiedliche Größen des Klimasystems im Ergebniskapitel untersucht

(Kapitel 6). Abschließend erfolgt eine Diskussion und Einordnung der Ergebnisse, die auch Vorschläge für weitere Schritte der Modellentwicklung enthält (Kapitel 7).

Der Arbeit nachgelagert ist eine Kombination der beschriebenen Modellentwicklung mit den Arbeiten von Ziegler (2022) und Pollinger et al. (2020), die die Implementierung höher aufgelöster Landoberflächendaten und eines Vegetationsmoduls vorgenommen haben, geplant. Im Rahmen des Projekts sollen darauf aufbauend Klimasimulationen durchgeführt und mit Blick auf die eingangs angesprochenen Indizes untersucht werden, um für den Regierungsbezirk Informationen in einer sehr hohen räumlichen Auflösung zu analysieren und bereitzustellen. Darüber hinaus sollen die Daten beispielsweise als Antrieb für ein hydrologisches Modell genutzt werden, um eine spezialisierte Datengrundlage mit Blick auf die zukünftige Wasserverfügbarkeit zu erhalten.

Theoretische Grundlagen

2.1 Das Klimasystem

Die Erläuterung der Grundlagen des Klimasystems erfordert zunächst die Definition des Klimas und damit die Berücksichtigung verschiedener Zeitskalen. Während das Wetter den hochvariablen Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort und zu einer bestimmten Zeit beschreibt, bezieht sich der Begriff Witterung auf das Verhalten von Zustandsgrößen wie der Temperatur über Zeiträume von Tagen bis hin zu Jahreszeiten und auf einer regionalen Skala. Das Klima hingegen bezieht sich auf Zeiträume einiger Jahre, wobei in der Regel 30 Jahre als Minimum veranschlagt werden. Es ist räumlich nicht definiert. Je nach Datengrundlage und betrachteter Systemkomponente können die Zeiträume, bei denen von Klima gesprochen wird, auch deutlich länger sein. Dies lenkt den Blickwinkel auf das System an sich. Bei Wetter und Witterung wird lediglich der Zustand der Atmosphäre betrachtet. Diese stellt jedoch nur eine Komponente des Klimasystems dar, das sich darüber hinaus aus der Hydrosphäre (Wasser in Flüssen, Seen, Ozeanen und Wasserkreislauf), der Kryosphäre (Eisschilde, Meereis, Gletscher und Schnee), der Biosphäre (Pflanzen, Tiere und Menschen), der Pedosphäre (Boden) und der Lithosphäre (Vulkane, Kontinentalplatten) zusammensetzt. Die Prozesse der einzelnen Systemkomponenten laufen auf unterschiedlichen Zeitskalen von Sekundenbruchteilen bis hin zu Jahrmillionen ab und weisen stete Wechselwirkungen untereinander auf. Detaillierte Erläuterungen hierzu finden sich in allen Standardwerken, für obige Beschreibung wurden Schönwiese (2003), Kraus (2004) und Kappas (2009) herangezogen.

Da in dieser Arbeit die Weiterentwicklung der Bodenhydrologie eines regionalen Klimamodells vorgenommen sowie deren Einfluss auf weitere Variablen des Klimasystems untersucht werden, sind im folgenden lediglich die hierfür relevanten Systemkomponenten detaillierter erläutert. Dies betrifft die Atmosphäre, wobei die Grundlagen des Strahlungshaushalts und der

Energiebilanz im Fokus stehen. Zudem werden Wechselwirkungen der Atmosphäre mit der Landoberfläche betrachtet, der Fokus liegt jedoch klar auf der Interaktion mit dem im Boden befindlichen Wasser (vgl. Kapitel 2.1.2). Grundlagen zur Pedosphäre sowie des Bodenwassers als Teil der Hydrosphäre werden in Kapitel 2.2 behandelt.

2.1.1 Der Strahlungshaushalt der Erde

Die Strahlungs- und damit auch Energiequelle für die Atmosphäre stellt die Sonne dar. Diese emittiert elektromagnetische Strahlung mit der Strahlungsflussdichte Q [W m^{-2}], die sich nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnen lässt (Kraus, 2004):

$$Q = \epsilon \sigma T_s^4. \quad (2.1)$$

Ist die Emissivität $\epsilon = 1$, spricht man von einem Schwarzen Körper, der einen perfekten Emittenten darstellt. Da die Erdoberfläche keinen Schwarzen Körper darstellt, ist $\epsilon < 1$. σ entspricht der Stefan-Boltzmann-Konstante

$$\sigma = 5,670374419 * 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}. \quad (2.2)$$

Die emittierte Strahlungsflussdichte hängt aufgrund der vierten Potenz maßgeblich von der Oberflächentemperatur ab. Für die Sonne ergibt sich bei einer Oberflächentemperatur von 5776 K eine Strahlungsflussdichte von $6,3 \cdot 10^7 \text{ W m}^{-2}$. Aufgrund der Kugelform der Sonne und des Abstands zwischen Sonne und Erde beträgt die mittlere Strahlungsflussdichte, die an einer senkrecht zur Strahlung liegenden Fläche außerhalb der Erdatmosphäre eintrifft, ungefähr 1366 W m^{-2} . Dieser Wert wird als Solarkonstante I_K bezeichnet. Aufgrund der Kugelform der Erde entspricht die mittlere Strahlungsflussdichte, die tatsächlich an der Oberkante der Atmosphäre auftritt, $\frac{I_K}{4} \approx 342 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$ (Schönwiese, 2003; Kraus, 2004).

In der nachfolgenden Betrachtung der Strahlungsbilanz und des Strahlungshaushalts, die vornehmlich an das Lehrbuch von Kraus (2004) angelehnt ist und sich auf das globale und langzeitliche Mittel bezieht, entspricht dieser Wert 100 %. Von dieser eingehenden kurzwelligen Strahlung $K \downarrow$ werden 30 % bereits in der Atmosphäre als kurzwellige, ausgehende Strahlung $K \uparrow$ reflektiert. Von den übrigen 70 % gelangen lediglich 23 % als direkte Sonneneinstrahlung S_0 an die Erdoberfläche. 26 % erreichen diese als diffuse Sonneneinstrahlung D_0 , da dieser Anteil zuvor an Wolken oder Aerosolen in der Atmosphäre gestreut wurde. 4 % werden von der Erdoberfläche als $K \uparrow_0$ direkt reflektiert. Damit weist die Atmosphäre eine Bilanz der kurzwelligen Strahlung an der Erdoberfläche von +45 % (Q_{K0}) auf. Bei Betrachtung der langwelligen Strahlung werden 114 % als ausgehende Strahlung $L \uparrow_0$ von der Erdoberfläche abgestrahlt, 97 % treffen als atmosphärische Gegenstrahlung $L \downarrow_0$ wieder auf die Erdoberfläche. Die langwellige Strahlung weist folglich eine

negative Bilanz von -17 % an der Erdoberfläche (Q_{L0}) auf. Demnach entsteht in der Bilanz ein Strahlungsüberschuss von 28 % an der Erdoberfläche (Q_0). Dieser wird durch turbulente Flüsse in Form von latenter (22 %, E_0) und sensibler (6 %, H_0) Wärme von der Erdoberfläche abgegeben. Damit ist auch der Haushalt ausgeglichen, da der Verlust durch langwellige Abstrahlung $L \uparrow$ von -53 % durch den Überschuss an kurzwelliger Strahlung $K \downarrow$ von +25 % und turbulente Flüsse von +28 % ausgeglichen wird. Für die Strahlungsbilanz gilt also:

$$\begin{aligned} Q_0 &= (K \downarrow + L \downarrow) - (K \uparrow + L \uparrow) = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \\ &= Q \downarrow - Q \uparrow = Q_K + Q_L = (S_0 + D_0 - K \uparrow_0) + (L \downarrow - L \uparrow). \quad (2.3) \end{aligned}$$

In dieser räumlich und zeitlich gemittelten und damit stark vereinfachten Betrachtung ist der Strahlungshaushalt der Erde ausgeglichen. Allerdings ist $\frac{I_K}{4}$ nicht auf der gesamten Erdoberfläche gleich, sondern eine Funktion der geographischen Breite und nimmt zu den Polen hin ab. Darüber hinaus ist die eingehende Strahlung auch von der Tages- und Jahreszeit abhängig. Bei einer noch differenzierteren Betrachtung wirken sich regionale Unterschiede an der Erdoberfläche wie das Auftreten von Wasser-, Eis- oder Schneeflächen beziehungsweise die Landbedeckung auf die Albedo aus (Schönwiese, 2003). So entsteht ein hochkomplexes, thermodynamisches System aus zonalen, temporären, regionalen und lokalen Strahlungs- und damit Energieüberschüssen und -defiziten. Den Hauptsätzen der Thermodynamik folgend, strebt ein System den Ausgleich bestehender (Energie-)Gradienten an. Diese Gradienten führen zu Unterschieden des Luftdrucks und sind somit der Treiber der atmosphärischen Zirkulation, die maßgeblich durch den Wärmetransport vom Äquator zu den Polen geprägt wird (Schönwiese, 2003; Kraus, 2004).

Die Erläuterungen des global und zeitlich gemittelten Strahlungshaushaltes beziehen sich auf die derzeitigen Rahmenbedingungen, die an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre herrschen. Unter der Annahme starker Veränderungen an der Landoberfläche kann das Modell nicht mehr in der genannten Form gelten, da sich die jeweiligen Strahlungsanteile verändern. Dies kann etwa durch eine weitläufige Zunahme (Abnahme) heller Eis- oder Schneeflächen und/oder die Abnahme (Zunahme) dunkler Vegetation erfolgen, was zu einer Erhöhung (Verringerung) der Albedo führt. Ein weiterer Fall, der zur Veränderung der Strahlungsanteile und damit zu einem nicht ausgeglichenen Strahlungshaushalt führt, ist die Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre. Dieser Fall soll im Folgenden kurz erläutert werden. Bei obiger Ausführung betrug die von der Erdoberfläche ausgehende langwellige Strahlung 114 %, während die langwellige eingehende Strahlung (atmosphärische Gegenstrahlung) bei 97 % lag. Die Diskrepanz lässt sich damit erklären, dass ein großer Teil der ausgehenden langwelligen Strahlung in der Atmosphäre absorbiert wird. Die Absorption erfolgt durch das Auftreten sogenannter Treibhausgase wie Wasserdampf, Ozon, Kohlenstoffdioxid, Methan oder Lachgas, die bei bestimmten Wellenlängen

Absorptionsbanden aufweisen. Diese verhindern, dass von der Erdoberfläche ausgehende Strahlung mit Wellenlängen im Bereich der Absorptionsbanden die Atmosphäre verlassen kann. Dieser sogenannte natürliche Treibhauseffekt ist essenziell für die globale Durchschnittstemperatur von 288 K (15 °C), da diese nach Gleichung 2.1 ansonsten bei 255 K (−18 °C) liegen würde. Durch die Erhöhung der Konzentration von Treibhausgasen werden bestehende atmosphärische Fenster, die das Gegenstück zu den Absorptionsbanden darstellen, geschlossen. Die Konsequenz ist, dass der Anteil der atmosphärischen Gegenstrahlung zunimmt, wodurch der Strahlungshaushalt positiv wird und mehr Energie im System verbleibt (Schönwiese, 2003; Kraus, 2004). Eine Erhöhung der globalen Durchschnittstemperatur, wie sie auch im Rahmen des anthropogenen Klimawandels zu beobachten ist (IPCC, 2013), ist nur eine der weitreichenden und komplexen Folgen einer solchen Veränderung der Atmosphärenzusammensetzung.

Für die vorliegende Arbeit ist eine detaillierte Betrachtung der atmosphärischen Zirkulation oder des anthropogenen Klimawandels nicht essentiell. Vielmehr soll durch die obige Erläuterung des Strahlungshaushaltes darauf aufmerksam gemacht werden, dass neben der kurz- und langwelligen Strahlung auch die Wärmeflüsse eine entscheidende Rolle für die Energiebilanz und den Ausgleich des Strahlungshaushaltes spielen. Dieser Aspekt wird im nachfolgenden Kapitel näher erläutert.

2.1.2 Interaktionen von Landoberfläche und Atmosphäre – Die Rolle der Bodenfeuchte im Klimasystem

Die Interaktion zwischen Landoberfläche und Atmosphäre spielt eine wichtige Rolle im Klimasystem. Während ein Großteil der Interaktionen lediglich oberflächlich behandelt werden sollen, wird in diesem Kapitel vertieft auf die Rolle der Bodenfeuchte im Klimasystem eingegangen, da sie essentiell für die Unterteilung der Wärmeflüsse ist.

Wie bereits angesprochen, spielt die Albedo eine entscheidende Rolle für den Anteil der reflektierten Strahlung. Hellere Flächen wie Schnee, Eis oder auch Wüsten verringern die durchschnittliche Albedo der Erde, während eine Vergrößerung von Wasserflächen oder Vegetation diese erhöht. Neben der Albedo ist auch die Land-Meer-Verteilung, beispielsweise mit Blick auf die Abhängigkeit der eingehenden Strahlung vom Breitengrad, wichtig für Aspekte des Strahlungshaushalts. Darüber hinaus haben sowohl die Albedo als auch die Land-Meer-Verteilung einen Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation. Diese wird von der Orographie an Land beeinflusst, zudem bestimmt unter anderem die Orographie unterhalb des Meeresspiegels die ozeanische Zirkulation. Auch kleinräumigere Aspekte der Landoberfläche beeinflussen die Atmosphäre durch die regionale oder lokale Veränderung des Strahlungshaushalts und anderer Größen wie der Rauheitslänge. Hier sind beispielsweise das Auftreten von Vegetation und

deren saisonale Schwankung ebenso zu nennen wie Seen oder Städte. Besonders die Vegetation nimmt eine vielfältige Rolle im Strahlungs- und Wasserhaushalt sowie in Stoffkreisläufen ein (Latif, 2009).

Unter all diesen Eigenschaften der Landoberfläche nimmt die Bodenfeuchte eine besondere Rolle ein, da sie anders als die meisten der genannten Eigenschaften einen Einfluss auf die Unterteilung der turbulenten Wärmeflüsse, das Bowen-Verhältnis, hat. Bei sensiblen Wärmeflüssen (H_0) wird die an der Erdoberfläche eingehende Strahlung direkt in Wärme umgesetzt und ist in Form einer erhöhten Temperatur fühl- und messbar. Latente Wärmeflüsse (E_0) treten hingegen auf, wenn die eingehende Strahlung Wasser verdunstet, wodurch die relative Feuchte in der Atmosphäre ansteigt und ein Kühlungseffekt entsteht (Schönwiese, 2003; Kraus, 2004). Während für das Auftreten beider Flüsse gilt, dass genügend Energie vorhanden sein muss, sind für die latenten Wärmeflüsse jedoch noch zwei weitere Bedingungen erforderlich: Einerseits darf die Luft nicht gesättigt sein und andererseits muss genügend Wasser für die Verdunstung zur Verfügung stehen. Tritt kein latenter Wärmefluss auf, so wird die Energie für sensible Wärmeflüsse genutzt. Während an Wasseroberflächen stets Wasser zur Verdunstung vorhanden ist, ist dies an Landoberflächen nicht immer der Fall.

Für Landoberflächen lässt sich dies kurz als die Limitierung von Energie oder Wasser im Boden (Bodenfeuchte, s. Kapitel 2.2.3.1) ausdrücken. Für diese Verdunstungslimitierung definieren beispielsweise Seneviratne et al. (2010) trockene, feuchte und Übergangsregime. Innerhalb feuchter Regime ist demnach stets genügend Bodenfeuchte für die Verdunstung vorhanden, der limitierende Faktor ist die Energie beziehungsweise im Fall der Tropen die Sättigung der Luft. Die Verdunstung ist hier also unabhängig von der Bodenfeuchte. Anders verhält es sich in Trocken- und Übergangsregimen. Hier steht zwar meist genügend Energie für die Verdunstung zur Verfügung, die verfügbare Bodenfeuchte ist jedoch begrenzt. In trockenen Regionen, in denen die Bodenfeuchte üblicherweise unterhalb der für Pflanzen verfügbaren Menge liegt, ist eine Begrenzung der Regelfall. Problematisch wird ein Bodenfeuchtedefizit daher besonders in den Übergangsregimen, in denen ein starker negativer Zusammenhang zur Oberflächentemperatur besteht (Seneviratne et al., 2010; Whan et al., 2015; Gevaert et al., 2018). Als Übergangsregime sind beispielsweise der Mittelmeerraum, Indien und der südliche Teil der USA zu verstehen, wobei im Zuge des anthropogenen Klimawandels beispielsweise auch Mittel- und Osteuropa als solche einzustufen sein werden (Seneviratne et al., 2006; Seneviratne et al., 2010). Neben dem Einfluss der Bodenfeuchte auf die turbulenten Wärmeflüsse besteht auch eine Beziehung zum Niederschlag (Seneviratne et al., 2010).

Zunächst soll die einfachere Beziehung zwischen Bodenfeuchte und Temperatur dargestellt werden. Hierbei führt eine negative Bodenfeuchteanomalie zu einer Verringerung der Verdunstung – und damit des latenten Wärmeflusses – und folglich zu einer Zunahme des sensiblen Wärme-

flusses. Dies resultiert in einer Erwärmung, welche zu einer Erhöhung der Verdunstung führt, die die anfängliche Anomalie verstärkt, bis kein Wasser mehr zur Verdunstung zur Verfügung steht (Seneviratne et al., 2010). Diese positive Rückkopplung begünstigt das Auftreten hoher Maximaltemperaturen und Hitzewellen wie es beispielsweise für Nordamerika (Durre et al., 2000; Zhang et al., 2009), Asien (Liu et al., 2014; Erdenebat & Sato, 2018) und Europa (Fischer et al., 2007a; Fischer et al., 2007b; Vautard et al., 2007; Zampieri et al., 2009; Garcia-Herrera et al., 2010; Hirschi et al., 2010; Jaeger & Seneviratne, 2011; Fischer, 2014; Stéfanon et al., 2014; Whan et al., 2015; Gallego-Elvira et al., 2016; Hauser et al., 2016; Vogel et al., 2018; Liu et al., 2020b) beobachtet wurde. Im Hinblick auf die durch den Klimawandel auftretende Erwärmung intensiviert sich diese Beziehung (Seneviratne et al., 2006) wie unter anderem für Europa (Diffenbaugh et al., 2007; Vidale et al., 2007; Seneviratne et al., 2013; Lorenz et al., 2016; Vogel et al., 2017; Ruosteenoja et al., 2018) in der Auswertung globaler und regionaler Klimamodelle gezeigt werden konnte. Das Auftreten von Hitzewellen geht dabei aufgrund des Bodenfeuchtedefizits häufig mit Dürren einher (Vautard et al., 2007; Zampieri et al., 2009; Hanel et al., 2018; Samaniego et al., 2018; Dirmeyer et al., 2021).

Der Zusammenhang zwischen Niederschlag und Bodenfeuchte gestaltet sich komplexer und diverser als zwischen Bodenfeuchte und Temperatur. Zunächst hat das Auftreten von Niederschlag und dessen Versickerung einen offensichtlich positiven Einfluss auf die Bodenfeuchte. Da der Atmosphäre mittels Verdunstung Wasser aus dem Reservoir der Bodenfeuchte zugeführt wird, besteht der Zusammenhang auch umgekehrt – jedoch in komplexer nichtlinearer Art und Weise, deren Ausprägung wie bei der Temperatur in den Übergangsregimen am stärksten ist (Seneviratne et al., 2010). Die grundlegende Prozesskette ist seit den 1990er Jahren Gegenstand intensiver Forschung und soll im Folgenden anhand von Eltahir und Bras (1996), Eltahir (1998) und Schär et al. (1999) erläutert werden.

Die Bodenfeuchte wirkt sich sowohl auf die Albedo des Bodens als auch über die Evapotranspiration auf das Bowen-Verhältnis aus. Feuchte Böden verringern diese beiden Werte, so dass es zu einem verstärkten Fluss latenter Wärme in die untere Atmosphäre kommt. Durch die Verringerung der Lufttemperatur nimmt zudem die Mächtigkeit der atmosphärischen Grenzschicht ab. Daraus resultiert, dass die vertikale Schichtung der Atmosphäre instabiler wird, was dem Auftreten konvektiver Niederschlagsprozesse zuträglich ist. Während sich die genannten Studien bezüglich der Prozesse einig sind, besteht ein Dissens über die Quelle, aus der der auftretende Niederschlag die notwendige Feuchte bezieht. Dabei kann entweder das verdunstete Wasser als direkte Quelle fungieren, was als Niederschlagsrecycling bezeichnet wird (Eltahir & Bras, 1996), oder die Feuchte entstammt advektiven Prozessen (Eltahir, 1998; Schär et al., 2020). Letztere Theorie ist in der rezenten Debatte vorherrschend, auch wenn die genaue Prozesskette und insbesondere deren einzelne Wechselwirkungen aufgrund der Komplexität der Strahlungs-

und Feuchtigkeitsflüsse an der Landoberfläche und in der atmosphärischen Grenzschicht noch nicht gänzlich nachvollzogen werden können.

Eine Unsicherheit in der Beziehung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag besteht darin, dass es sowohl die beschriebene positive als auch eine negative Rückkopplung gibt, wobei letztere deutlich seltener auftritt (Seneviratne et al., 2010). Das negative Feedback kann dabei unter anderem von der Stabilität und Feuchte der freien Atmosphäre oberhalb der Grenzschicht (Ek & Mahrt, 1994; Ek & Holtzlag, 2004), der Verteilung und Gradienten der Bodenfeuchteanomalien (Emori, 1998; Imamovic et al., 2017; Su & Dickinson, 2017; Koukoula et al., 2019; Koukoula et al., 2021) und der regionalen Klimatologie und Landoberflächenparameter (Alfieri et al., 2008; Koukoula et al., 2021) abhängen. Erschwerend für das Verständnis kommt hinzu, dass die Richtung der Wechselwirkung in Modellen von der Wahl der Konvektions- (Hohenegger et al., 2009; Williams, 2019) und Evapotranspirationsschemata (Williams, 2019) sowie von den zum Antrieb des Modells verwendeten Bodenfeuchtedaten (Ford et al., 2018) abhängt. Negative Feedbacks wurden beispielsweise in den USA (Pal & Eltahir, 2003; Alfieri et al., 2008) und im Sahel (Taylor & Ellis, 2006; Berg et al., 2017) beobachtet.

Bereits in dieser kurzen Betrachtung zeigt sich, dass die Interaktionen zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre, oder – allgemeiner gesprochen – der Landoberfläche und der Atmosphäre, äußerst komplex sind, was unter anderem von Seneviratne et al. (2010) und Santanello et al. (2018) in übersichtlicher Form dargestellt wird. Für die vorliegende Arbeit ist das Wissen um die Komplexität und Vielfältigkeit des Einflusses der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre wichtig. Eine realistischere Repräsentation dieser als "essentielle Klimavariablen" (Bojinski et al., 2014) eingestuft Größe und der damit in Verbindung stehenden Variablen und Prozesse ist notwendig, um das System besser zu modellieren und zu einer Weiterentwicklung des Systemverständnisses und der Modellierung beizutragen. Darüber hinaus können aus einer verbesserten Simulation auch Informationen in Form von Klimaservices (van den Hurk et al., 2018) auf spezielle regionale Fragestellungen, die sich mit Blick auf den Klimawandel ergeben, gewonnen und bereitgestellt werden (z.B. Buontempo et al. (2020) und Paeth et al. (2022)).

2.2 Grundlagen der Bodenhydrologie

Die Pedosphäre stellt gemeinsam mit der Biosphäre die Schnittstelle zwischen Atmosphäre, Lithosphäre und Hydrosphäre dar und spielt damit eine entscheidende Rolle für den Austausch von Energie, Wasser, Kohlenstoff und Nährstoffen (Amelung et al., 2018). Die Bodenhydrologie konzentriert sich dabei auf den Einfluss und die Bewegung von Wasser auf bzw. innerhalb der Böden. Nachfolgend soll daher ein Überblick über die Pedosphäre, deren grundlegende Eigenschaften sowie die Rolle des Wassers im Boden gegeben werden.

2.2.1 Die Pedosphäre und ihre physikalischen Eigenschaften

Die Pedosphäre bezeichnet nach Hillel (1998) den Boden als verwitterten und fragmentierten Teil der terrestrischen Erdoberfläche. Die physikalische und chemische Zerkleinerung und Zersetzung eines Ausgangsgesteins sowie organischer Materialien bilden die Grundlage für die Bodenbildung. Mit dem Klima als dominantem Faktor sowie dem Zusammenspiel aus Topographie, den Aktivitäten von Lebewesen wie Bakterien, Pflanzen, Tieren, Pilzen und dem Menschen sowie der Zeit findet die Bodenbildung, die sogenannte Pedogenese, statt. Des Weiteren erfolgen im Boden Prozesse wie Auswaschung oder Einspülung und chemische Reaktionen (Hillel, 1998; Amelung et al., 2018). Damit ergibt sich auf dem gesamten Globus ein vielseitiges Spektrum an Böden, die eine hohe regionale und lokale Variabilität aufweisen können (FAO, 2014).

Des Weiteren zeichnen sich Böden durch vertikale Lagen aus. Dieses sogenannte Bodenprofil besteht aus unterschiedlichen Horizonten (A-C Horizont), die nach oben abhängig von der vorhandenen Vegetation durch eine organische Lage und nach unten durch das Festgestein begrenzt werden. Der A-Horizont, ein auflagernder Oberboden, stellt die oberste Lage dar und zeichnet sich durch die höchste biologische Aktivität und den größten organischen Anteil aus. Im darunterliegenden, mächtigeren und aufgrund der aufliegenden Masse kompakteren B-Horizont akkumulieren sich durch Wasserflüsse und Bioturbation ausgespülte Bestandteile des A-Horizonts. Der unterste C-Horizont besteht aus dem verwitterten und fragmentierten Ausgangsgestein oder Ablagerungen äolischen, fluvialen oder glazialen Ursprungs (Hillel, 1998). In dieser Arbeit wird statt der pedologischen Begrifflichkeit der Lage von Bodenschichten oder kurz Schichten gesprochen, da dieser Begriff im Bereich der Modellierung gebräuchlich ist.

Die Pedosphäre ist ein dreiphasiges System, da in ihr alle drei Aggregatzustände auftreten können. Zwischen den festen Bodenpartikeln befinden sich Hohlräume, die sogenannten Poren. Diese Poren sind bei trockenem Boden mit Luft gefüllt. Ist der Boden feucht, so verdrängt Wasser die Luft teilweise oder vollständig. Zudem können auch kleinere Luftanteile vom Wasser eingeschlossen werden. Außerdem kommt es dazu, dass das Wasser gefrieren kann, was in der nachfolgenden Betrachtung aufgrund der gesteigerten Komplexität jedoch nicht berücksichtigt

wird. In Verbindung mit unterschiedlichen Korngrößenverteilungen (s. Kapitel 2.2.2) entsteht so ein komplexes, heterogenes und mehrphasiges System (Hillel, 1998).

Aufgrund der drei Phasen lassen sich die Masse M_t und das Volumen V_t des Bodens in ihre festen (M_s, V_s), gasförmigen (M_a, V_a) und flüssigen (M_w, V_w) Bestandteile zerlegen. So lässt sich die Dichte der einzelnen Phasen bestimmen. Die Dichte der festen Bestandteile ρ_s liegt in der Regel zwischen 2600 bis 2700 kg m⁻³. Eine andere Form der Dichte der Bodenpartikel ist die Schüttdichte ρ_b (bulk density), die das Verhältnis der Masse der festen Bestandteile M_s zum Gesamtvolumen V_t beschreibt (Hillel, 1998). Der grobkörnige Sand weist dabei Werte auf, die oberhalb von 1600 kg m⁻³ liegen können, während die Schüttdichte des feinen Tons geringer als 1200 kg m⁻³ sein kann (Hillel, 1998; Amelung et al., 2018). Wird auch Wasser mit einer Dichte von 1000 kg m⁻³ berücksichtigt, so spricht man von der gesamten oder feuchten Schüttdichte ρ_t (wet bulk density), die das Verhältnis der Gesamtmasse M_t zum Gesamtvolumen V_t des Bodens darstellt (Hillel, 1998).

Eine wichtige Größe ist die Porosität f [m³ m⁻³], die den Anteil des Porenvolumens ($V_a + V_w$) am Gesamtvolumen V_t beschreibt (Hillel, 1998):

$$f = \frac{V_a + V_w}{V_t} = \frac{V_f}{V_t}. \quad (2.4)$$

Da kleinere Partikel stärker von der idealen Kugelform abweichen und Oberflächenkräfte eine größere Ausprägung als massenbedingte Kräfte haben, verhält sich die Porosität antiproportional zur Korngröße. Tonpartikel sind darüber hinaus eher plattig und chaotisch angeordnet, was die Porosität zusätzlich begünstigt. In Verbindung mit Wasser kommt es bei tonhaltigen Böden weiterhin zu einer Volumenänderung durch Quell- und Schrumpfprozesse (Amelung et al., 2018).

Neben den Wasserflüssen, die in Kapitel 2.2.3 detailliert behandelt werden, spielen auch Wärmeflüsse im Boden eine Rolle. Die Bodentemperatur wirkt sich entscheidend auf die Rate und Richtung von Energie- und Massenaustausch zwischen Pedo- und Atmosphäre sowie auf physikalische, chemische und biologische Prozesse im Boden aus. Abgesehen von Wärmequellen innerhalb der Erde, die durch tektonische Spalten und Klüfte entstehen können, hier aber nicht weiter berücksichtigt werden, stellt die auf die Bodenoberfläche treffende Strahlung die alleinige Quelle thermischer Energie im Boden und damit der Bodentemperatur dar (Hillel, 1998).

Die auf die Oberfläche eintreffende Strahlung wird teilweise reflektiert, absorbiert und remittiert (s. Kapitel 2.1.1). Wie viel Wärmeenergie ein Boden speichern kann, hängt von der Wärmekapazität c [J m⁻³ K⁻¹] seiner Bestandteile ab. Die mineralischen Bestandteile des Bodens f_m weisen vergleichbare Wärmekapazitäten c_0 auf, weswegen diese zur Vereinfachung nicht einzeln betrachtet werden. Zudem kann Luft aufgrund ihrer geringen Dichte und der damit einhergehenden geringen Kapazität grundsätzlich vernachlässigt werden. Der organische Anteil

f_o und der Wasseranteil f_w mit ihren Wärmekapazitäten c_o beziehungsweise c_w müssen ebenfalls berücksichtigt werden (Hillel, 1998):

$$c_0 = f_m c_m + f_o c_o + f_w c_w . \quad (2.5)$$

Die Wärmeleitfähigkeit κ [$\text{W K}^{-1} \text{m}^{-1}$] beschreibt die Menge des Wärmeflusses in einer Fläche pro Zeit und Temperaturgradient. Wie bei der Wärmekapazität hängt die Wärmeleitfähigkeit von den mineralischen und organischen Anteilen und dem Bodenwassergehalt ab. Der Luftanteil kann ebenfalls vernachlässigt werden. Durch die höhere Dichte des Bodens in tieferen Bereichen ist die Wärmeleitfähigkeit außerdem eine Funktion der Tiefe (Hillel, 1998).

2.2.2 Einteilung von Böden

Eine wichtige Aufgabe der Pedologie ist es, passende Funktionen zu finden, mit denen sich aufwändig messbare Bodeneigenschaften auf Basis direkt messbarer Eigenschaften bestimmen lassen. Ein konkretes Beispiel hierfür ist die Quantifizierung hydrologischer oder thermischer Bodenparameter mit Hilfe von Korngrößenverteilungen, der Textur (Bouma, 1989; van Looy et al., 2017). Solche Funktionen werden PTFs genannt. Sie lassen sich in diskrete und kontinuierliche Funktionen unterteilen. Während sich die diskreten Funktionen an den Eigenschaften von Texturklassen orientieren, werden für kontinuierliche Funktionen quantitative Messungen wie die absoluten Werte der Korngrößenverteilung, der Schüttdichte oder des organischen Anteils genutzt (Bouma, 1989). Nachfolgend sollen zum einen Texturklassen näher erläutert werden, da sie häufig in Klima- und Landoberflächenmodellen (Land Surface Models (LSMs)) verwendet werden. Da die Einteilung in Texturklassen jedoch Schwächen aufweist, wird auch auf kontinuierliche PTFs eingegangen, die im Rahmen der Arbeit ebenfalls Anwendung finden.

2.2.2.1 Texturklassen

Eine Einteilung der Böden hinsichtlich ihrer Eigenschaften kann anhand der Partikeldurchmesser durchgeführt werden. Die Partikeldurchmesser des Bodenmaterials lassen sich in die Fraktionen Sand (sand), Schluff (silt) und Ton (clay) unterteilen. Für die Abgrenzung dieser drei Korngrößen gibt es international unterschiedliche Schemata, die sich auf den Durchmesser der einzelnen Partikel beziehen (s. Tabelle 2.1).

Das deutsche DIN-Schema und das US-amerikanische Schema der United States Department of Agriculture (USDA) unterscheiden sich in ihrer groben Einteilung nur geringfügig. In beiden Schemata kann die Sandfraktion auch spezifischer unterteilt werden (Hillel, 1998). Die einzelnen Fraktionen können in ihrer Zusammensetzung sowohl homogen als auch heterogen sein, was einen entscheidenden Einfluss auf die physikalischen Prozesse des Bodens hat (Amelung

Tabelle 2.1: Partikeldurchmesser unterschiedlicher Korngrößen nach deutscher bzw. US-amerikanischer Norm (Hillel, 1998).

Fraktion	Deutschland [mm]	USA [mm]
Sand	< 2,0	< 2,0
Schluff	< 0,06	< 0,05
Ton	< 0,002	< 0,002

et al., 2018). Um dies zu vereinfachen, wird zunächst die Korngrößenverteilung anhand der Massenverhältnisse einzelner Fraktionen zur Gesamtmasse der Bodenpartikel bestimmt. Diese Korngrößenverteilungen lassen sich mit Hilfe von Diagrammen den Texturklassen zuordnen, wobei auch hier international unterschiedliche Klassenzahlen und -grenzen definiert sind. Am häufigsten wird das Dreiecksdiagramm der USDA (s. Abbildung 2.1) verwendet, das den Boden in zwölf Texturen unterteilt. Die Nomenklatur im Diagramm setzt sich aus den Korngrößenverteilungen sowie der jeweils dominierenden Fraktion zusammen. Eine Ausnahme stellen die Texturen mit Lehm (loam) dar, die im Zentrum des Diagramms zu finden sind. Lehm repräsentiert damit ein ausbalanciertes Komposit der verschiedenen Fraktionen und ihrer Eigenschaften (Hillel, 1998). Den Texturen als Vereinfachung der komplexen Bodenzusammensetzung lassen sich nun im Labor gemessene Werte für die physikalischen Größen zuweisen (Karamouz et al., 2012).

Die hydrologischen und thermischen Eigenschaften einer Textur werden über Tabellen zur Verfügung gestellt (s. z.B. Tabelle 5.3, 5.4). Dank dieser einfachen Handhabung werden sie häufig in Klima- und Landoberflächenmodellen verwendet (van Looy et al., 2017). Twarakavi et al. (2010) untersuchten die Eignung von Texturklassen für hydrologische Fragestellungen. Die Autoren kamen zu dem Ergebnis, dass zwölf Texturklassen wie beim USDA-Diagramm prinzipiell eine geeignete Anzahl sind. In Klassen mit mehr als 60 % Sand können die hydrologischen Parameter demnach gut dargestellt werden, in Klassen mit geringeren Sandanteilen gelingt dies schlechter. Der Nachteil der Texturklassen ist, dass sie generell nicht differenziert genug sind und die Parameter innerhalb der Klassen stark variieren können (van Looy et al., 2017). Darüber hinaus vergrößern die diskreten horizontalen und vertikalen Grenzen zwischen Klassen den Modellfehler im Übergangsbereich zweier Klassen (Omuto et al., 2013). Aus diesen Defiziten folgt, dass für eine adäquate Repräsentation der hydrologischen Parameter komplexere Funktionen herangezogen werden müssen, auf die nachfolgend eingegangen werden soll.

2.2.2.2 Kontinuierliche Pedotransferfunktionen (PTFs)

Die kontinuierlichen PTFs orientieren sich direkt an leicht messbaren Bodenparametern wie den Korngrößenverteilungen oder der Schüttdichte (van Looy et al., 2017), können darüber hinaus aber auch vom Terrain, der Vegetation, der Morphologie oder dem Wassergehalt abhängen (für eine

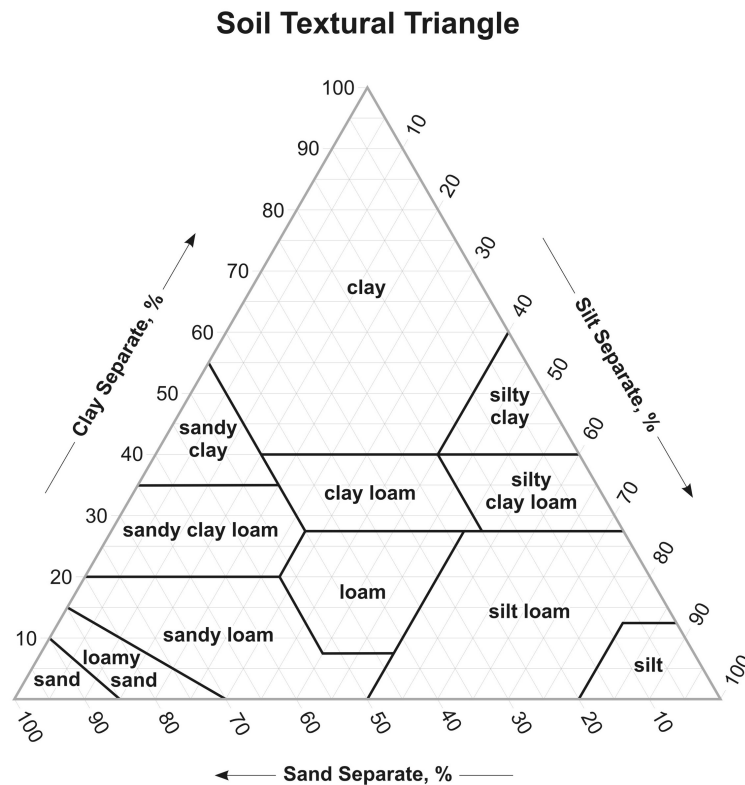


Abbildung 2.1: USDA-Diagramm der Bodentexturklassen (USDA, 2011).

Übersicht und weiterführende Quellen s. Vereecken et al. (2010)). Die Funktionen können über Regressionstechniken oder Maschinelles Lernen erstellt werden (van Looy et al., 2017). Letzteres erfordert keine A-priori-Information und wird dank global verfügbarer Informationen und der Steigerung der Rechenkapazität seit Beginn der 2000er Jahre verstärkt durchgeführt. Seitdem ist dies Gegenstand intensiver Forschung (z.B. Schaap et al. (2001), van Looy et al. (2017) und Araya und Ghezzehei (2019)), wird allerdings nicht in Klima- oder Landoberflächenmodellen verwendet. Lineare wie nichtlineare Regressionstechniken (z.B. Cosby et al. (1984), Rawls und Brakensiek (1985) und Saxton und Rawls (2006)) stellen eine klassischere, weit verbreitete Variante dar, um kontinuierliche PTFs zu erstellen. Die a priori-Festlegung der Prädiktoren sowie die Möglichkeit, dass die Beziehung zwischen Prädiktor und Prädiktand im Datensatz nicht einheitlich ist, ist als Nachteil herauszustellen. Die Vorteile der direkten Erzeugung und einfachen Handhabung in der Modellnutzung überwiegen jedoch im Vergleich zum Maschinellen Lernen noch (van Looy et al., 2017).

Viele Landoberflächen- und Klimamodelle nutzen Texturklassen, um die Bodenparameter zu beschreiben. Defizite bei der Interaktion zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in Kli-

modellen werden unter anderem auf diese nicht ausreichende und häufig grob aufgelöste Beschreibung der Bodenprozesse und damit verbundener Parameter zurückgeführt (van Looy et al., 2017). Die Verwendung kontinuierlicher PTFs kann dazu beitragen diese Defizite zu verringern (Kishné et al., 2017). Hierbei ist jedoch zu beachten, dass die Aggregation und Interpolation der Ausgangsdaten oder der bereits berechneten hydrologischen Parameter fehleranfällig ist. Diese Fehler können vor allem bei Verwendung von PTFs auftreten, die nur in einem Untersuchungsgebiet und nicht über eine ausreichende Zahl unterschiedlicher Korngrößenverteilungen bestimmt wurden (McBratney et al., 2002). Die Aggregation führt weiterhin zur Vernachlässigung der subskaligen Heterogenität (Hoffmann et al., 2016). Zudem konnte gezeigt werden, dass die Verwendung unterschiedlicher PTFs einen erheblichen Einfluss auf die Simulation der Wasserflüsse hat, weswegen eine Harmonisierung dieser beim Vergleich von Modellen empfohlen wird (Weihermüller et al., 2021).

In den Kapiteln 5.2.4 und 5.2.8 wird spezifischer auf die in der vorliegenden Arbeit verwendeten PTFs eingegangen.

2.2.3 Hydrologische Prozesse in der Pedosphäre

Nachdem die grundlegenden physikalischen Eigenschaften von Böden und die Einteilung in Texturen erläutert wurden, rückt nun das im Boden befindliche Wasser, die Bodenfeuchte, in den Fokus. Hierfür wird zunächst auf den Begriff der Bodenfeuchte eingegangen. Anschließend erfolgt eine Erläuterung der mit dieser Größe in Verbindung stehenden hydrologischen Parameter sowie deren Beziehung zueinander. Danach werden die Grundlagen der Bewegung von Wasser im Boden als Bestandteile der Wasserhaushaltsgleichung behandelt.

2.2.3.1 Die Bodenfeuchte

Die Einheit der Bodenfeuchte kann in Metern angegeben werden, so dass sie als Wassersäule ein Äquivalent zu den Wasserflüssen von Niederschlag, Abfluss und Evapotranspiration darstellt und gegebenenfalls in eine Bilanzgleichung mit einbezogen werden kann (s. Kapitel 2.2.3.3). Neben dieser für die Bilanzierung vorteiligen Einheit kann die Bodenfeuchte auch als relativer Wert angegeben werden. So ist entweder die Betrachtung der Wassersäule im Verhältnis zur Bodentiefe [m_w/m_s] oder das Verhältnis der Volumina von Wasser und Boden [m_w^3/m_s^3] üblich. Der relative Wassergehalt θ kann folglich in einen direkten Bezug zur Porosität f gesetzt werden.

Generell wird zwischen der gesättigten und ungesättigten Zone unterschieden. Bei dauerhaft gesättigtem Boden – der Porenraum ist also vollständig mit Wasser gefüllt – ist von Grundwasser die Rede, dessen obere Grenze zur ungesättigten Zone und der darin befindlichen Bodenfeuchte als Grundwasserspiegel bezeichnet wird. Die physikalischen Eigenschaften und Prozesse der

ungesättigten Zone unterscheiden sich fundamental von denen der gesättigten Zone. Da diese im Rahmen der vorliegenden Arbeit allerdings nicht berücksichtigt werden, soll auf die gesättigte Zone nicht weiter eingegangen werden.

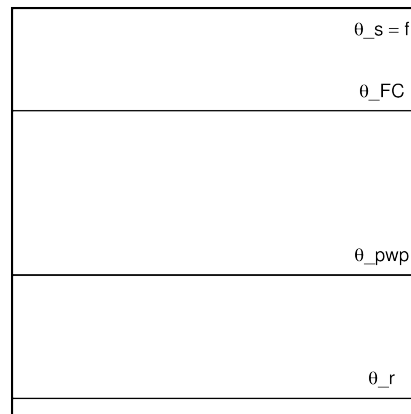


Abbildung 2.2: Konzept der relativen Wasseranteile im Boden.

Die ungesättigte Zone wird auch als vadose Zone bezeichnet und steht im Fokus dieser Arbeit. Abbildung 2.2 stellt verschiedene Bereiche von θ dar, die einen wichtigen Einfluss auf das Verhalten des Wassers im Boden sowie die Wechselwirkung mit der Biosphäre und Atmosphäre haben. Die vadose Zone kann Wasser im Bereich der Sättigung θ_s , die der Porosität f entspricht, enthalten. Das Wasser fließt jedoch relativ schnell ab, da die Gravitationskräfte größer als die Kapillarkräfte (s. Kapitel 2.2.3.2) sind, die an den Bodenpartikeln herrschen und Wasser binden können. Sinkt der relative Wassergehalt θ unter den Schwellwert der Feldkapazität θ_{FC} , so sind die Kapillarkräfte größer als die Gravitation und das Wasser verbleibt zu großen Teilen in den Porenräumen. Versickerung und letztendlich Drainage kann nur noch langsam und stark eingeschränkt stattfinden. Während gesättigte Verhältnisse für die meisten Pflanzen suboptimal sind, können sie unter diesen Bedingungen problemlos mit Hilfe ihrer Wurzeln auf das Bodenwasser zugreifen. Erst wenn die Bodenfeuchte unter den permanenten Welkepunkt θ_{pwp} sinkt, sind die Pflanzen nicht mehr in der Lage, dem Boden mehr Wasser zu entziehen als durch Transpiration an die Atmosphäre abzugeben. Der Bereich zwischen θ_{pwp} und θ_{FC} wird daher auch als für Pflanzen verfügbare Bodenfeuchte θ_{ava} bezeichnet. Unter natürlichen Umständen enthält der Boden stets einen geringen Wasseranteil, das Tot- oder Residualwasser θ_r , welches dem Boden beispielsweise durch Trocknung im Labor entzogen werden kann (Hillel, 1998; Karamouz et al., 2012).

Zu diesem Konzept der relativen Wasseranteile θ sei gesagt, dass in der Theorie und damit auch in der Modellierung aus Gründen der Vereinfachung üblicherweise von abrupten Übergängen

zwischen den einzelnen Bereichen ausgegangen wird. Aus der Praxis lässt sich jedoch festhalten, dass beispielsweise in Bezug auf den Welkepunkt unterschiedliche Pflanzeigenschaften eine wesentliche Rolle für die Wasserentnahme durch die Wurzeln spielen, die in dieser vereinfachten Betrachtung nicht berücksichtigt werden (Hillel, 1998).

2.2.3.2 Hydrologische Bodenparameter

Die hydraulische Leitfähigkeit K [m s^{-1}] und das Matrixpotenzial ψ [m] sind die beiden dominierenden Parameter der Bodenhydrologie und stellen eine Funktion der relativen Bodenfeuchte θ dar. Dabei werden diese Variablen in der Regel für gesättigte Verhältnisse angegeben. K beschreibt die Fließgeschwindigkeit des Wassers im Boden auf Grundlage der Darcy-Gleichung (s. Gleichung 2.6), während ψ aus der Interaktion von Kapillar- und Adsorptionskräften zwischen dem Wasser und den Bodenpartikeln resultiert (Bonan, 2019). Somit kann, dem Gravitationspotenzial ψ_z entgegenwirkend, Wasser an den Partikeln gebunden werden (Hillel, 1998). Dies führt dazu, dass ψ in der Regel ein negatives Vorzeichen aufweist, weswegen bei Parametrisierungen häufig mit der Matrixsaugspannung gerechnet wird, die $|\psi|$ entspricht. In der Pedologie wird häufig auch der Begriff Druckhöhe h (pressure head) anstelle von ψ verwendet, um bestimmte Schwellwerte von θ , die den relativen Wasseranteilen (s. Kapitel 2.2.3.1) entsprechen, zu beschreiben (Bonan, 2019). So bezeichnen θ_{33} und θ_{1500} beispielsweise θ_{FC} und θ_{pwp} , die bei einer Druckhöhe von 33 kPa bzw. 1500 kPa auftreten (Saxton & Rawls, 2006). 1 kPa entspricht dabei 0,01 m.

Die Beziehung zwischen ψ und θ wird als Wasserrückhaltekurve bezeichnet. Um den Verlauf dieser Kurve zu beschreiben, existieren verschiedene Parametrisierungen. Die gebräuchlichsten sind diejenigen von Brooks und Corey (1964, 1966), Campbell (1974) und van Genuchten (1980). Zudem hat sich die Funktion von Kosugi (1994, 1996) etabliert (s. Tabelle 2.2). Die Funktionen von Campbell und van Genuchten sind beispielhaft in Abbildung 2.3 dargestellt und beziehen sich auf die Bodentexturen von lehmigem Sand und Ton (s. Kapitel 2.2.2.1).

Generell lässt sich sagen, dass bei trockenen (feuchten) Bodenverhältnissen eine hohe (geringe) Matrixsaugspannung und eine geringe (hohe) hydraulische Leitfähigkeit vorliegen. Für sehr geringe θ , die bei Campbell gen 0 und bei van Genuchten gen θ_r streben, nähert sich $|\psi|$ unendlich. Konsequenzen, die sich aus diesem Verhalten für die Modellierung der Wasserbewegung ableiten lassen, sind in Kapitel 5.2.9 beschrieben, da die detaillierte Darstellung an dieser Stelle zu weit führen würde. Von diesen allgemeinen Aussagen über den Verlauf der Kurve abgesehen, zeigt sich beim Vergleich von lehmigem Sand und Ton, dass $|\psi|$ neben dem Wassergehalt stark von der Textur (s. Kapitel 2.2.2) abhängt.

Bei der Verwendung der genannten Funktionen in Landoberflächen- oder Klimamodellen werden die Ansätze von Brooks und Corey (1964, 1966) und Campbell (1974) bevorzugt, während

Tabelle 2.2: Funktionen der Wasserrückhaltekurve und der hydraulischen Leitfähigkeit (Brooks & Corey, 1964, 1966; Campbell, 1974; van Genuchten, 1980; Kosugi, 1994, 1996; Bonan, 2019). ψ_b , c , b , α , n und m stellen empirisch ermittelte Parameter dar, die abhängig von der Korngrößenverteilung sind. $erfc$ bezeichnet die Gaußsche Fehlerfunktion, h_m den geometrischen Median des Potentials und σ die Standardabweichung von $\ln(h)$.

Funktion	$\theta(\psi)$	$K(\theta)$
Brooks & Corey	$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{\psi}{\psi_b}\right)^{-c}$	$K = K_{sat} S_e^{2/c+3}$
Campbell	$\frac{\theta}{\theta_s} = \left(\frac{\psi}{\psi_{sat}}\right)^{-1/b}$	$K = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3}$
van Genuchten	$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\alpha \psi)^n]^{-m}$	$K = K_{sat} S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2$
Kosugi	$\theta(h) = \theta_r + \frac{1}{2}(\theta_s - \theta_r) erfc\left(\frac{\ln(h/h_m)}{\sqrt{2}\sigma}\right)$	$K(h) = K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/2} \left[\frac{1}{2} erfc\left(\frac{\ln(h/h_m)}{\sqrt{2}\sigma} + \frac{\sigma}{\sqrt{2}}\right)\right]^2$

hydrologische Modelle in der Regel van Genuchten (1980) verwenden. Dies liegt zum einen an der ausreichenden numerischen Genauigkeit bei geringerem Rechenaufwand im Vergleich zu van Genuchten (Shao & Irannejad, 1999; Braun & Schädler, 2005) und zum anderen an der größeren Schwierigkeit, die van-Genuchten-Parameter zu bestimmen (z.B. Schaap et al. (2001)).

2.2.3.3 Bewegung von Wasser im Boden und verwandte Flüsse

Das nachfolgende Unterkapitel erläutert die Bewegung von Wasser im Boden sowie die Infiltrations-, Drainage- und Evapotranspirationsflüsse, die dem Boden Wasser zu- bzw. abführen. Neben der Definition sollen hierbei auch einige theoretische Grundlagen vermittelt werden, die jedoch noch keinen oder nur einen geringen Bezug zur Modellierung nehmen. Die Bewegungen und Flüsse werden der Einfachheit halber lediglich im eindimensionalen Raum betrachtet, obwohl sie in der Natur stets dreidimensional stattfinden.

Wasser kann entweder nach unten versickern oder durch kapillare Diffusion aufsteigen. Maßgeblich hierfür ist die Darcy-Gleichung (Bonan, 2019):

$$Q = -K(\theta) \frac{\delta\psi_t}{\delta z} - K(\theta). \quad (2.6)$$

Q [m s^{-1}] stellt dabei den Fluss von Wasser [m^3] pro Fläche [m^2] und Zeit [s] dar, ψ_t die Summe der einzelnen Potentiale¹. Die Gleichung besagt, dass sich ein Fluid in einem porösen Medium

¹Das Gravitationspotential ψ_z und das Matrixpotential ψ stellen die bereits beschriebenen, im Boden dominierenden Potentiale dar. Darüber hinaus spielt das osmotische Potential ψ_o vor allem in Küstenregionen aufgrund

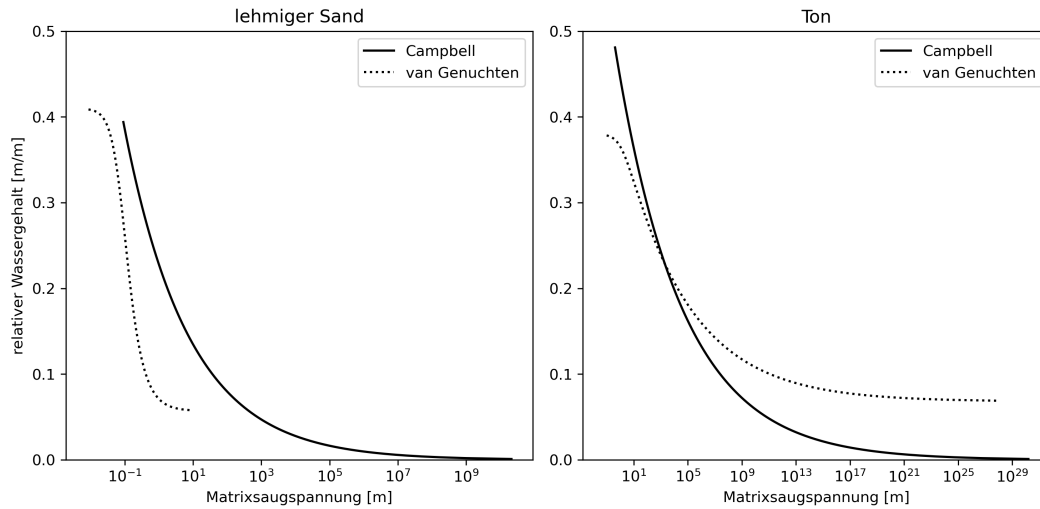


Abbildung 2.3: Wasserrückhaltekurven für lehmigen Sand und Ton (vgl. Kapitel 2.2.2.1) nach den Parametrisierungen von Campbell (1974) und van Genuchten (1980). Werte für die zur Berechnung notwendigen Variablen (s. Tabelle 2.2) stammen nach Bonan (2019) aus Clapp und Hornberger (1978), Carsel und Parrish (1988) und Leij et al. (1996).

vom niedrigen zum hohen Potential bewegt. Auf das Bodenwasser bezogen heißt das, dass Wasser von feuchten zu trockenen Böden fließt. Für den vertikalen Fall ist das Matrixpotential ψ dem Gravitationspotential ψ_z entgegengesetzt. Letzteres ist in oberflächennahen Bodenschichten größer als in tieferen. Versickerung wird als negativer und kapillarer Aufstieg als positiver Fluss betrachtet (Hillel, 1998; Bonan, 2019).

Die zeitliche Änderung des Flusses kann mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung beschrieben werden (Bonan, 2019):

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = -\frac{\Delta Q}{\Delta z}. \quad (2.7)$$

Demnach entspricht die Differenz zwischen dem zu- und dem abgeführten Wasser der Änderung des Wassers im Boden. Durch Substitution von Q aus der Kontinuitätsgleichung mit der Darcy-Gleichung erhält man die Richards-Gleichung (Richards, 1931) (s. Gleichung 5.32), die die Bewegung eines Fluids durch ein poröses Medium beschreibt (Bonan, 2019). Details zur Richards-Gleichung finden sich in Kapitel 5.2.9.

Mit Blick auf die Darcy-Gleichung wird klar, dass die Bewegung von Wasser im Boden stark von der relativen Bodenfeuchte θ beeinflusst wird, da die Parameter K und ψ von θ abhängig

gelöster Salze eine wichtige Rolle. Weiterhin müssen das Gaspotential ψ_g und das piezometrische Potential ψ_p berücksichtigt werden, wenn der Luftdruck im Boden nicht dem Atmosphärendruck entspricht beziehungsweise wenn Wasser außerhalb des porösen Mediums Druck auf das poröse Medium ausübt (Amelung et al., 2018). ψ_o , ψ_g und ψ_p können in der hier durchgeführten allgemeinen Betrachtung und im weiteren Verlauf der Arbeit vernachlässigt werden.

sind. Folglich findet nun eine Betrachtung der Zuflüsse (Infiltration) und der Abflüsse (Drainage, Evapotranspiration) statt, die die relative Feuchte des Bodens beeinflussen.

Die Infiltration beschreibt den Eintritt von an der Landoberfläche verfügbarem Wasser durch einen abwärtsgerichteten Fluss in den oberen Bereich des Bodens (Hillel, 1998). Dabei bestimmen Prozesse wie Regen, Schneeschmelze, Abfluss oder Abtropfen von der Vegetation, Bewässerung oder Oberflächenabfluss die Menge des verfügbaren Wassers (Vereecken et al., 2019). Ausschlaggebend für die infiltrierbare Wassermenge ist neben dem verfügbaren Wasser die Rate, mit der Wasser in den Boden eindringen kann. Diese wird maßgeblich durch den aktuellen Wassergehalt sowie die Textur des Bodens bestimmt (Hillel, 1998; Vereecken et al., 2022). Die aktuelle Infiltrationskapazität beschreibt also wie viel Wasser in Abhängigkeit vom Wassergehalt, den hydrologischen Eigenschaften des Bodens sowie der Zeit infiltrieren kann (Vereecken et al., 2019). Steht mehr Wasser zur Verfügung als infiltrieren kann (infiltration excess), so wird Oberflächenabfluss gebildet, der sogenannte Horton-Abfluss (Horton, 1933). Eine zweite Form der Infiltrationslimitierung tritt auf, wenn im oberen Bereich des Bodens bereits Sättigung herrscht und deswegen kein weiteres Wasser infiltrieren kann. Der so generierte Oberflächenabfluss wird als Sättigungsüberschuss (saturation excess) bezeichnet (Dunne, 1978; Freeze, 1980). Die Infiltration kann entweder gleichmäßig durch die Porenräume des Bodens oder konzentriert durch Makroporen (durch Makroorganismen wie Würmer oder Wurzeln entstandene Öffnungen (Vereecken et al., 2019)) oder Risse im Boden sowie durch eine Kombination all dieser Prozesse erfolgen.

Als Drainage wird der Abfluss des Wassers aus dem Boden bezeichnet, das über die Feldkapazität θ_{FC} hinausgeht (Hillel, 1998). Wird der Boden oberhalb des Grundwassers betrachtet, ist die Drainage in der eindimensionalen Betrachtung der an der Untergrenze der vadosen Zone auftretende Abfluss. Bei Berücksichtigung des Grundwassers beschreibt die Drainage das Abfließen von Grundwasser (groundwater drainage), der zuvor beschriebene Prozess würde als Auffüllung (recharge) bezeichnet werden.

Die Evapotranspiration bezeichnet die Verdunstung von Wasser und setzt sich aus zwei Komponenten zusammen. Wird die Verdunstung von der Vegetation geleistet, wird sie als Transpiration bezeichnet. Ohne Vegetation erfolgt die Verdunstung aus dem Boden heraus und nennt sich Evaporation des unbewachsenen Bodens (bare soil evaporation) (Hillel, 1998). Auf die Prozessanteile der Evapotranspiration soll im Folgenden kurz eingegangen werden.

Damit Evapotranspiration auftreten kann, müssen Bedingungen externer und interner Art erfüllt sein. Als externe Bedingungen gelten dabei das Vorhandensein von Wärmeenergie und eines Dampfdruckgradienten. Die Wärmeenergie kann entweder im System selbst vorhanden sein oder durch Strahlung oder Advektion transportiert werden. Der Dampfdruckgradient muss zwischen der Oberfläche, von der verdunstet werden soll, und der umgebenden Atmosphäre

bestehen. Die interne Bedingung ist die Verfügbarkeit von Wasser, die von verschiedenen Faktoren innerhalb des Bodens bzw. der Pflanze wie dem vorherrschenden Potential und der Leitfähigkeit abhängt. Die Evaporation des Bodens führt dazu, dass die Bodenfeuchte in der oberen Schicht reduziert wird. Diese Reduzierung hat eine Vergrößerung des Potentials zur Folge, weswegen Wasser aus tieferen Schichten in die obere Schicht aufsteigt (Hillel, 1998). Das gleiche Prinzip gilt indirekt auch für Pflanzen, die das benötigte Wasser über die Wurzeln aufnehmen. Dadurch wird Wasser aus der Wurzelzone entnommen, was das Einfließen von Wasser aus feuchteren – in der eindimensionalen Betrachtung also tieferen – Bereichen begünstigt. Die Aufnahme von Wasser durch Wurzeln (root water uptake) sowie die Abgabe über die Blätter an die Atmosphäre, die unter anderem von der Leitfähigkeit und dem Widerstand der Stomata abhängt, ist pflanzenspezifisch.

Die beschriebenen Prozesse sind direkt oder indirekt Bestandteile der Wasserbilanzgleichung:

$$0 = P + Q_{in} - Q_{out} - ET + \Delta S . \quad (2.8)$$

P stellt hierbei das durch Niederschlag verfügbare Wasser an der Oberfläche dar, Q_{in} den eingehenden und Q_{out} den ausgehenden ober- beziehungsweise unterirdischen Fluss eines betrachteten Gebietes, ET die Evapotranspiration und ΔS die Änderung des Speichers dar. Die Infiltration füllt entsprechend den Speicher auf, aus dem die Evapotranspiration und die Drainage als Bestandteil von Q_{out} entnommen werden. Der Oberflächenabfluss stellt den zweiten Bestandteil von Q_{out} dar. Ist der Zeitraum lang genug und bleibt das betrachtete Gebiet frei von äußeren Einflüssen auf den Zu- oder Abtrag des Wassers, so kann $\Delta S = 0$ angenommen werden. Äußere Einflüsse können hierbei je nach Gebiet durch natürliche und anthropogene Vorgänge oder Eingriffe erfolgen.

2.3 Grundlagen der Klimamodellierung

Im folgenden Kapitel werden zunächst die Grundlagen und die Entwicklung der Klimamodellierung beschrieben. Dies umfasst den Ursprung der Modelle sowie die Differenzierung zwischen der globalen und regionalen Klimamodellierung, deren technische Prinzipien und Entwicklung ebenfalls dargestellt werden. Darüber hinaus wird der Mehrwert der höher aufgelösten Regionalmodelle gegenüber den ursprünglich global betriebenen, grob aufgelösten Modellen erläutert. Anschließend wird ein Blick auf die Stärken und Schwächen der Klimamodellierung geworfen, bevor abschließend die Verwendung der Modelle in den Fokus rückt. Zudem wird die Repräsentation der Bodenfeuchte sowohl innerhalb verschiedener Klimamodelle als auch innerhalb von Modellen anderer Systemkomponenten erläutert.

2.3.1 Entwicklung der Klimamodellierung

Klimamodelle berechnen Simulationen des atmosphärischen Verhaltens für bestimmte Zeiträume und Gebiete von unterschiedlicher Komplexität. Das Grundprinzip sowie die Umsetzung der Atmosphärenphysik stammen aus numerischen Wettermodellen (Numerical Weather Prediction (NWP)), jedoch ist das Ziel der Simulation ein gänzlich anderes (Schönwiese, 2003; Edwards, 2011). NWPs werden lediglich für die Vorhersage von wenigen Tagen bis Wochen genutzt, weshalb sie, von einem bekannten Atmosphärenzustand ausgehend, dessen Verhalten – mit einer gewissen Unsicherheit behaftet – definitiv vorhersagen können. In der Klimatologie steht nicht die exakte Vorhersage des Atmosphärenzustandes, sondern dessen Statistik im Mittelpunkt. Daher erstrecken sich die Simulationen in der Regel über mehrere Dekaden, besonders in der Paläoklimatologie werden jedoch auch bedeutend längere Zeiträume simuliert. Bei Veränderung der Randbedingungen, beispielsweise durch die Zunahme von Treibhausgasen in der Atmosphäre, interessiert die Veränderung dieser Statistik (Schönwiese, 2003).

Dadurch ergibt sich, dass Klimamodelle im Gegensatz zu Wettermodellen in der Lage sein müssen, niederfrequente Ereignisse und Oszillationen der Atmosphäre sowie deren Interaktionen, die regionale oder globale Auswirkungen haben können, abzubilden. Dahingegen sind diese nichtlinearen Zustände in der Wettervorhersage durch die Anfangsbedingungen bereits bekannt. Zudem müssen Klimamodelle mehr Komponenten des Klimasystems, also Kryosphäre, Hydrosphäre, Pedosphäre und Biosphäre, modellieren können, um Effekte und Interaktionen (z.B. Eis-Albedo-Effekt oder Landnutzungsänderungen) zu berücksichtigen. Die Einbeziehung der genannten Systemkomponenten erhöht die Komplexität der Klimamodelle erheblich. Die Kopplung mehrerer spezialisierter Modelle an ein Klimamodell sowie deren stetige Weiterentwicklung durch die Berücksichtigung weiterer Prozesse macht dieses zum Erdsystemmodell (ESM). Ein guter Überblick über die Entwicklung von Klimamodellen wird unter anderem von Edwards

(2011) aus einer historisch-chronologischen Sicht und von Manabe und Broccoli (2020) mit eher technischem Fokus gegeben.

Erste Allgemeine Zirkulationsmodelle (General Circulation Models (GCMs)), die die Zirkulation in einer mehrschichtigen Atmosphäre simulierten, wurden in den 1950er und 1960er Jahren entwickelt (Phillips, 1956; Smagorinsky et al., 1965). Sie basierten – wie auch heutige Modelle – auf den Bewegungs- und Zustandsgleichungen nach Bjerknes und deckten den Globus in sehr grober Auflösung mit Gitterzellen von mehreren 100 km Kantenlänge ab (Edwards, 2011). Die Modelle wurden zu atmosphärisch-ozeanischen Allgemeinen Zirkulationsmodellen (Atmosphere-Ocean General Circulation Models (AOGCMs)) weiterentwickelt, indem zusätzlich stark vereinfachte Ozean- und Landoberflächen berücksichtigt wurden (Manabe, 1969).

Prinzipiell bestehen alle Klimamodelle aus einem dynamischen Kern, der die Bewegungs- und Zustandsgleichungen löst, und der Modellphysik, in der weitere physikalische Prozesse innerhalb der Atmosphäre wie der Strahlungstransfer oder die Wolkenbildung, aber auch die Interaktion der Atmosphäre mit der Landoberfläche und dem Ozean über den Transfer von Wärme, Wasser und Stoffen sowie Prozesse auf molekularer Ebene simuliert werden. Die Modellphysik bedarf dabei Parametrisierungen, die durch die Einführung von Funktionen oder Konstanten durchgeführt werden, da die abgebildeten Prozesse auf geringeren Skalen als der Modellauflösung stattfinden und diskretisiert werden müssen (von Storch et al., 2000; Edwards, 2011). Der Einbau weiterer Prozesse, die Erhöhung der räumlichen und zeitlichen Auflösung und längere Modellläufe wurden durch zunehmende Rechenressourcen möglich (Giorgi, 1995; Edwards, 2011).

In den 1980er Jahren erfolgte die Weiterentwicklung der AOGCMs, indem diese Modelle mit spezifischeren Modellen anderer Klimasystemkomponenten wie der Landoberfläche, der Kryosphäre oder der Hydrosphäre gekoppelt wurden (Giorgi, 1995; Edwards, 2011). Somit wurde der Begriff des Erdsystemmodells (Earth System Model (ESM)) geprägt (Edwards, 2011). In die gleiche Zeit fällt auch der regionale Fokus, so dass Klimamodelle nicht mehr den gesamten Globus, sondern einen Ausschnitt dessen in höherer raum-zeitlicher Auflösung darstellen konnten. Diese Modelle nennt man Regionale Klimamodell (RCMs).

2.3.2 Regionale Klimamodellierung

Durch den regionalen Fokus von RCMs, ursprünglich auch Limited Area Models (LAMs) genannt (McGregor, 1997), bedienen diese die gesteigerten Anforderungen aus Wissenschaft, Politik und Öffentlichkeit, die sich mit Fragen der regionalen Auswirkungen des Klimawandels auseinandersetzen (Giorgi & Mearns, 1991; Foley, 2010). Dabei stellen RCMs das dynamische Downscaling, also die Erhöhung der Auflösung gegenüber den globalen Modellen mit Hilfe der Zustands- und Bewegungsgleichungen sowie von Parametrisierungen, dar. Daneben gibt es auch das statistische

Downscaling, das die höhere Auflösung mit Hilfe statistischer Methoden und Zusammenhänge erreicht. Gegenüber dem dynamischen Downscaling ist die benötigte Rechenkapazität geringer und eine nachfolgende Korrektur systematischer Fehler (Model Output Statistics (MOS)) nicht notwendig (Gutierrez et al., 2013), jedoch gibt es hier klare Schwachstellen in Gebirgen und Regionen mit wenigen Beobachtungsdaten (Paeth, 2011). Zudem basiert das statistische Downscaling nicht auf physikalischen Zusammenhängen. Zu RCMs gibt es seit Beginn der 1990er Jahre eine Vielzahl von Reviews, die die grundlegenden Prinzipien behandeln (Giorgi & Mearns, 1991; Giorgi, 1995, 2019), die Entwicklung der Regionalmodellierung beleuchten (Giorgi, 2019), den Vergleich von Modellen und Simulationen durchführen (McGregor, 1997), Vorteile gegenüber GCMs sowie die Schwächen der RCMs darlegen (Wang et al., 2004; Foley, 2010) und weitere Entwicklungsmöglichkeiten aufzeigen (Leung et al., 2006; Giorgi & Gao, 2018).

2.3.2.1 Grundlagen und Entwicklung der regionalen Klimamodellierung

Beim dynamischen Downscaling durch RCMs werden lediglich Teilregionen der Erde simuliert, wobei sowohl die räumliche als auch die zeitliche Auflösung höher als bei den GCMs ist (Giorgi & Mearns, 1991; Giorgi, 1995). Um mit einem RCM rechnen zu können, wird das höher aufgelöste Modellgebiet in das grobe Gitternetz der globalen Daten eingebettet, man spricht hierbei vom Nesting, genauer dem Ein-Wege-Nesting (Wang et al., 2004). Der gröber aufgelöste Lauf wird so genutzt, um das RCM anzutreiben, indem die Randbedingungen an den äußeren Gitterboxen des RCM, den sogenannten Lateral Boundary Conditions (LBCs), vorgeschrieben werden. Außerdem werden dem RCM auf diese Weise Initialwerte verschiedener Variablen für die einzelnen Gitterpunkte vorgegeben. Neben GCMs können auch Reanalysen als Antriebsdaten verwendet werden (Giorgi & Mearns, 1991; Wang et al., 2004), jedoch ist deren Verwendung auf die von Messungen abgedeckte Vergangenheit begrenzt. Gibt das RCM die simulierten Daten an das GCM zurück, ist vom Zwei-Wege-Nesting die Rede (z.B. Wang et al. (2004), Lorenz und Jacob (2005) und Giorgi (2019)). Wird ein weiteres RCM in das RCM eingebaut, spricht man vom Double-Nesting (Mearns et al., 2003; Wang et al., 2004), das sich theoretisch beliebig häufig in Form eines multiplen Nestings durchführen ließe (Giorgi & Gutowski, 2015).

Um die Unterschiede der Auflösung zwischen den Antriebsdaten und dem RCM auszugleichen, wird ein sogenanntes Relaxationsschema verwendet, das die groben Antriebsdaten vom Rand des Modellgebietes aus schrittweise auf die höhere Zielauflösung interpoliert (Giorgi & Mearns, 1991; Wang et al., 2004). Diese Relaxationszone wird auch Sponge Zone genannt und produziert in der Regel besonders beim Niederschlag keine validen Daten, weswegen sie für die Analyse der Simulationen nicht berücksichtigt wird (McGregor, 1997; Mearns et al., 2003). Das gebräuchlichste Relaxationsschema ist das von Davies (1976) (Wang et al., 2004), wobei gilt, dass

die Größe der Relaxationszone von der Auflösung des antreibenden Datensatzes abhängt (Matte et al., 2017). Zudem werden RCMs häufig in einem rotierten Koordinatensystem gerechnet, bei dem der Äquator die Mitte des Untersuchungsgebietes darstellt (Jacob & Podzun, 1997). Dies hat den Effekt, dass die simulierten Gitterzellen alle relativ gleich groß sind und eine Konvergenz der Breitengrade zu den nördlichen und südlichen Bereichen des Gebietes weitgehend vermieden wird. Des Weiteren ist ein Einschwingen notwendig, um von den Initialwerten der Antriebsdaten aus einen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Dieser unterliegt der modellspezifischen Physik und Numerik sowie den statischen Randbedingungen wie Topographie, Vegetation oder Bodeneigenschaften des RCMs (Yang et al., 1995). Weitere Details zum Einschwingvorgang mit Bezug auf das in dieser Arbeit verwendete RCM REMO finden sich in Kapitel 5.3.2.

RCMs haben seit ihrer Etablierung Anfang der 90er Jahre eine stete Entwicklung durchlaufen. Anfängliche Modellläufe erstreckten sich lediglich über wenige Tage oder Monate und wurden unter veränderten Randbedingungen wiederholt, um eine Klimatologie zu erzeugen (Giorgi, 2019). Zudem lag die räumliche Auflösung der zu dieser Zeit durchgeführten RCM-Simulationen bei Gitterboxen mit 20 bis 250 km Kantenlänge, wobei die meisten ca. 50 km aufwiesen (McGregor, 1997). Danach gelang es relativ schnell, mehrjährige Simulationen sowohl vergangener als auch zukünftiger Zeiträume durchzuführen. Während die ersten Arbeiten der Regionalmodellierung in den USA angesiedelt waren, gab es vor allem in Europa eine Vielzahl von Projekten, die Simulationen mit unterschiedlichen Fragestellungen für Europa und andere Regionen der Erde durchführten. Damit einher ging eine Erhöhung der Auflösung auf 25 bzw. 12 km Kantenlänge sowie die Erstellung von Simulationen, die mehrere Jahrhunderte abdecken. Da die einzelnen RCMs auf unterschiedlichen GCMs aufbauen und verschiedene Parametrisierungen verwenden sowie mit unterschiedlichen spezifischeren Modellen anderer Klimasystemkomponenten gekoppelt sind, wurden auch Projekte geschaffen, die die Performance der RCMs untereinander verglichen und Ensembles verschiedener Szenarien erzeugten. Hier ist beispielsweise das CORDEX (Giorgi et al., 2009; Jones et al., 2011; Gutowski Jr. et al., 2016) zu nennen (Giorgi, 2019), dessen Ziele neben dem verbesserten Verständnis des regionalen Klimas und der Bewertung und Methodik des dynamischen Downscalings der Aufbau koordinierter und konsistenter Ensemblesimulationen verschiedener Regionen sowie der stärkere Wissensaustausch sind.

Wie auch bei den globalen Modellen ist die Entwicklung von RCMs hin zu Regionalen Erdsystemmodellen (Regional Earth System Models (RESMs)) aktuell Gegenstand der Modellentwicklung (Rockel, 2015; Giorgi & Gao, 2018). So gibt es beispielsweise Kopplungen von RCMs mit Aerosol- (z.B. Qian und Giorgi (1999) und Pietikäinen et al. (2012)), See- (z.B. Hostetler et al. (1993) und Pietikäinen et al. (2018)) oder Ozeanmodellen (z.B. Jacob et al. (2001), Sein et al. (2015) und Ruti et al. (2016)), die in der Regel zu Verbesserungen der Simulationen des regionalen Klimas beitragen (Wang et al., 2004; Giorgi, 2019). Gegenwärtig liegt der Fokus

auf der Kopplung mit Vegetationsmodellen (z.B. Lu et al. (2001) und Wilhelm et al. (2014)). Entsprechend gibt es auch mehrfache Kopplungen wie die des RCM CCLM mit Landoberflächenmodellen (Pitman, 2003) wie CLM und VEG3D sowie regionalen Ozeanmodellen für das Mittelmeer (NEMO-MED12), die Nord- (NEMO-NORDIC) und Ostsee (TRIMNP+CICE) und einer zusätzlichen Kopplung an das globale ESM MPI-ESM (Will et al., 2017).

Ein weiterer aktueller Forschungsbereich ist die Entwicklung von nicht-hydrostatischen Modellen, die auch als konvektionserlaubende Modelle (Convection Permitting Models (CPMs)) bekannt sind (Prein et al., 2015). Diese Entwicklung geht mit der weiteren Erhöhung der Auflösung von RCMs auf Skalen von weniger als 4 km einher, bei der Konvektion explizit behandelt wird und deswegen nicht mehr parametrisiert werden muss (Palmer, 2014), was eine Fehlerquelle in der Modellierung darstellt (s. Kapitel 2.3.3). Während Wang et al. (2004) das theoretisch vorhandene Potential der CPMs betonen, jedoch der tatsächlichen Umsetzung noch skeptisch gegenüberstehen, stellen Prein et al. (2015) in ihrem Review zu CPMs heraus, dass diese eine äußerst vielversprechende Möglichkeit darstellen, um die Lücke zwischen regionalen Klimainformationen auf der einen und lokalen Fragestellungen auf der anderen Seite zu schließen. Jedoch bedarf es noch weiterer Entwicklung und Koordinierung, um die Potentiale dieser hoch aufgelösten Modelle auszuschöpfen (Prein et al., 2020). Erste Ensemble-Simulationen von CPMs im Großraum der Alpen wurden diesbezüglich bereits durchgeführt (Ban et al., 2021; Pichelli et al., 2021). Lucas–Picher et al. (2021) bieten ein ausführliches Review zu CPMs und deren Repräsentation von lokalen Charakteristika der Landoberfläche sowie die Auswirkungen auf die Simulation der Atmosphäre.

Die hohe Auflösung der Modelle und die Darstellung komplexer Prozesse sind sehr rechenintensiv und erfordern zudem große Mengen an Speicherplatz. Da es mittlerweile möglich ist, RCMs auf Grafikkartenprozessoren (GPUs) zu rechnen, kann die Rechenzeit jedoch stark verringert werden. Um dem Speicherplatzproblem gerecht zu werden, ist davon auszugehen, dass die Analyse der Daten in der Zukunft so weit möglich während der Modellrechnung durchgeführt wird (Schär et al., 2020).

2.3.2.2 Mehrwert und Schwächen der regionalen Klimamodellierung

Nach der technischen Beschreibung und Darstellung der Entwicklung der Regionalmodellierung stellt sich die Frage, welchen Mehrwert die mit gesteigerter Komplexität und höheren Anforderungen an Rechenressourcen verbundenen RCMs gegenüber den GCMs haben. Als Mehrwert wird hierbei im Allgemeinen das Ausmaß beschrieben, um das das RCM näher an den Beobachtungsdaten liegt als das antreibende GCM (Flato et al., 2013). Diesbezüglich gelten jedoch einige Einschränkungen, die im späteren Verlauf dieses Kapitels erläutert werden. Die Arbeiten von

Di Luca et al. (2015), Rummukainen (2016) und Giorgi und Gao (2018) bieten hierzu weitere Details.

Der große Vorteil von RCMs ist die höhere räumliche und zeitliche Auflösung, die es ihnen ermöglicht, Elemente abzubilden, welche von GCMs nicht hinreichend aufgelöst werden. Dies wird vor allem in Regionen mit heterogenen Oberflächeneigenschaften wie einer komplexen Orographie oder Küstenlinie deutlich, da sowohl die Eigenschaften selbst (Giorgi & Mearns, 1991; McGregor, 1997; Wang et al., 2004) als auch die damit in Verbindung stehenden Prozesse wie der konvektive Niederschlag (Di Luca et al., 2012; Rummukainen, 2016; Giorgi, 2019) besser dargestellt werden können. Außerdem werden kurzweilige Prozesse wie Extremniederschläge besser simuliert (Rummukainen, 2016; Soares & Cardoso, 2018; Careto et al., 2021; Coppola et al., 2021). Der Mehrwert konnte zudem bei Mittelwerten und höheren statistischen Momenten von Temperatur, Niederschlag und Wind (Rummukainen, 2016; Iles et al., 2020) sowie mesoskaligen Phänomenen wie Zyklonen (Flaounas et al., 2013) oder städtischen Wärmeinseln (Hamdi et al., 2014) und klimatischen Extrema (Iles et al., 2020; Ciarlo et al., 2021; Coppola et al., 2021) gefunden werden. Torma et al. (2015) konnten für den Niederschlag in den Alpen zeigen, dass RCMs sowohl den konvektiven Niederschlag als auch extreme Niederschlagsereignisse besser als die antreibenden GCMs simulierten. Iles et al. (2020) haben für Europa gezeigt, dass Hitzewellen und Starkniederschläge im Gebirge sowie Starkwinde über der gesamten Landfläche mit RCMs besser wiedergegeben werden können. Auch für großräumige Phänomene wie Monsunniederschläge konnte eine verbesserte Darstellung durch das dynamische Downscaling gezeigt werden (Gao et al., 2012; Dosio et al., 2015; Choudhary et al., 2019; Dosio et al., 2019). Neben der höheren Auflösung von Oberflächeneigenschaften hat sich auch gezeigt, dass RCMs systematische Fehler der antreibenden GCMs reduzieren können (Diaconescu & Laprise, 2013).

Trotz einer großen Vielfalt an Studien, die den Mehrwert eines RCMs gegenüber dem antreibenden GCM für die Gegenwart zeigen, lässt sich dieser Mehrwert nicht einheitlich abschätzen. Dies liegt daran, dass die Studien in der Regel unterschiedliche Antriebe, Modelle, Regionen, Zeiträume und Bewertungsmetriken verwenden beziehungsweise untersuchen (Rummukainen, 2016). Daher forderte Giorgi (2019), dass der Mehrwert mit vielen Modellen und einer Vielzahl verbundener Variablen in unterschiedlichen Regionen zu untersuchen sei, um allgemeinere Aussagen treffen zu können. Dies wurde kürzlich durch Ciarlo et al. (2021) umgesetzt, die im Rahmen der neu geschaffenen CORDEX-Initiative CORDEX - Coordinated Output for Regional Evaluation (CORDEX-CORE) (Giorgi et al., 2021; Giorgi et al., 2022) einen Ansatz, der auf gitterpunktweisen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen basiert, verfolgten. So konnten die im vorherigen Absatz beschriebenen Mehrwerte in Bezug auf eine komplexe Orographie oder Küstenlinie, in den Tropen sowie in Verbindung mit Extremereignissen bestätigt werden. Die Autoren konnten zudem zeigen, dass der Mehrwert der RCMs durch die Verwendung gröber aufgelöster

Beobachtungsdaten reduziert wird. Di Luca et al. (2016) merken an, dass der Mehrwert durch die Postprozessierung der Modellergebnisse signifikant erhöht werden kann.

Einschränkend sei jedoch erwähnt, dass die Bewertung, was der Mehrwert ist und wo er auftritt, stark von den Beobachtungsdaten abhängt, mit denen das Modell verglichen wird. Dies stellt besonders in Regionen mit geringer Messdichte wie Gebirgen ein Problem dar (Rummukainen, 2016; Giorgi, 2019). Des Weiteren merken Di Luca et al. (2015) an, dass der Mehrwert zwischen zwei Modellversionen nicht zwingend quantifizierbar sei. Daher solle die Definition des Mehrwerts auch die Verwendung verbesserter Eingangsdaten oder den Gewinn an Informationen durch die Integration neuer Prozesse berücksichtigen. Außerdem hängt die Qualität der RCM-Simulationen von der Qualität der Antriebsdaten (Wang et al., 2004; Di Luca et al., 2016; Sørland et al., 2021), der Region und der betrachteten Variable ab (Di Luca et al., 2016). Weiterhin sollte darauf geachtet werden, dass die im RCM verwendeten Parametrisierungen, die generell eine wichtige Fehlerquelle darstellen (s. Kapitel 2.3.3), mit denen im GCM übereinstimmen (Jacob et al., 2020).

Die Wahl des Gebietes, das ein RCM simulieren soll, ist ebenfalls entscheidend. So sollte einerseits darauf geachtet werden, dass das Gebiet nicht zu klein ist und sich keine eigene Modelldynamik herausbilden kann. Andererseits kann ein zu großes Gebiet dazu führen, dass das RCM die großskalige Zirkulation nicht richtig reproduzieren kann (Wang et al., 2004), da eine Entkopplung des Regionalmodells von den Antriebsdaten möglich ist (Rockel et al., 2008; Leduc & Laprise, 2009). Zudem sollte nach Möglichkeit vermieden werden, dass sich der Rand des Untersuchungsgebietes mit einer orographisch komplexen Region schneidet, da dies dazu führen kann, dass eine größere Relaxationszone entsteht (Wang et al., 2004). Dies erschwert die Gebietsauswahl für regionale Studien beispielsweise im asiatischen Raum. Einheitliche Regionen kontinentaler Größenordnung wurden durch CORDEX definiert (WCRP, 2015).

Die genannten Schwächen können zur Fehlinterpretation des Mehrwerts und damit zu einem fehlerhaften Verständnis sowie zu falschen Entscheidungen führen (Prein & Gobiet, 2017). Bezüglich der generellen Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten stellt der regionale Fokus jedoch einen klaren Vorteil gegenüber GCMs dar (Giorgi, 1995). Obwohl die höhere Auflösung in der Regel einen Mehrwert enthält, weil mehr Oberflächeneigenschaften und Prozesse abgebildet werden können, können subskalige Betrachtungen sowie Parametrisierungen nie gänzlich ersetzt werden, da es stets Oberflächeneigenschaften und Prozesse gibt, die auf einer noch höheren Auflösung stattfinden. Eine höhere Modellauflösung kann nach Rummukainen (2016) außerdem zur Folge haben, dass Parametrisierungen weiterentwickelt oder gänzlich neu formuliert werden müssen.

2.3.3 Schwächen, Stärken und Relevanz der Klimamodellierung

Nachdem die Vorteile und spezifischen Schwächen regionaler Modelle gegenüber globalen Modellen sowie die Grundprinzipien und Entwicklungsperspektiven der RCMs erläutert wurden, ist es unabdingbar, kurz auf die generellen Stärken und Schwächen von Klimamodellen sowie deren Anwendung und die damit einhergehende Relevanz einzugehen. Sowohl mit Blick auf die vorliegende Arbeit als auch im größeren Kontext der Forschung zum Klimasystem und im Speziellen mit Bezug zum Klimawandel und den damit einhergehenden Projektionen ist dieses Wissen essenziell.

Die angesprochenen Parametrisierungen stellen die große Schwachstelle der Klimamodelle dar. Da die raum-zeitliche Auflösung der Modelle stets gröber als die der tatsächlichen Prozesse im Erdsystem ist und zudem immer eine Vereinfachung dieser darstellt, müssen die Prozesse durch die Verwendung empirisch ermittelter Werte oder Funktionen vereinfacht werden. Davon sind Prozesse aller Klimasystemkomponenten betroffen (Flato et al., 2013). Daher ist eine stete Weiterentwicklung der Parametrisierungen notwendig, um Modellunsicherheiten zu verringern (Wang et al., 2004). Fehler von Parametrisierungen können unterschiedlichen Schemata unterliegen oder sie können auf verschiedene Gebiete oder Anwendungen optimiert sein, was die Übertragbarkeit einschränkt (Wang & Seaman, 1997; Foley, 2010). Außerdem kann nach (Randall et al., 2003) die Verifizierung einer Parametrisierung nur schwer oder gänzlich unmöglich sein. Zudem verweisen die Autoren darauf, dass der Fehler, der in einzelnen Parametrisierungen auftritt, durch die Verkettung von Parametrisierungen einem nicht-linearen Wachstum unterliegt. CPMs zeigen den positiven Effekt einer hohen Auflösung, wodurch eine Parametrisierung der Konvektion hinfällig wird, weil der Prozess explizit berechnet werden kann (Palmer, 2014; Wedi et al., 2020). Hierdurch konnte ein Mehrwert von CPMs gegenüber RCMs bei der Niederschlags-simulation gezeigt werden (Ban et al., 2021; Pichelli et al., 2021; Zhou et al., 2021b; Guo et al., 2022; Médus et al., 2022).

Bei Klimamodellen ergibt sich generell ein Anfangswertproblem, so dass das Modell zu Beginn einer Simulation in allen dreidimensionalen Feldern initialisiert werden muss. Zumindest für historische Simulationen können hierfür plausible Anfangsbedingungen aus Reanalysen oder Kontrollläufen verwendet werden. Da der Zustand jedoch nie exakt bekannt ist und das Klimasystem sensibel gegenüber den Startbedingungen reagiert, unterliegt das Modell über lange Zeiträume einer gewissen Unsicherheit, die abhängig von der betrachteten Variable gar zu unterschiedlichen Vorzeichen in langfristigen Projektion führen kann (von Storch et al., 1999). Die Verwendung mehrerer Modelle oder Simulationen mit unterschiedlichen Versionen des gleichen Modells ermöglichen die Erstellung eines Ensembles, um dieser Unsicherheit entgegenzutreten (Foley, 2010). Unabhängig davon gilt auch, dass Modelle einem Einschwingprozess unterliegen, der für

die Atmosphäre nur wenige Tage, für trägere Variablen jedoch mehrere Jahre oder Jahrzehnte betragen kann. Da ein solches Einschwingen auch in der vorliegenden Arbeit notwendig ist, wird dieser Prozess in Kapitel 5.3.2 genauer erläutert. Um das Einschwingen zu verkürzen, muss eine möglichst gute Initialisierung erfolgen, deren Durchführung und Bewertung einen ganz eigenen Forschungszweig eröffnet (z.B. Bisselink et al. (2011), Khodayar et al. (2015) und Breil et al. (2019)).

Da die Klimamodelle auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten basieren, sind die Ergebnisse der Modelle belastbar. Sie sind in der Lage, die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und damit auch die raum-zeitliche Verteilung wichtiger Größen wie Temperatur und Niederschlag zu reproduzieren. In der Folge liefern sie eine Vielzahl an untereinander konsistenten Variablen über lange Zeiträume und mehrere Dimensionen in hoher zeitlicher Auflösung. Durch diese Abbildung komplexer, nicht-linearer Prozesse und Rückkopplungen leisten sie einen massiven Beitrag für die Weiterentwicklung des System- und Prozessverständnisses (Schönwiese, 2003). Durch die Betrachtung mehrerer Modellsimulationen in Form von Ensembles lassen sich Modellfehler abschätzen sowie eine belastbare Evaluation durchführen (Giorgi et al., 2009; IPCC, 2013).

Neben dem grundlegenden Systemverständnis spielen Klimamodelle auch eine wichtige Rolle für die Anwendung. Einerseits können mit ihnen im Bereich der Paläoklimatologie vergangene Zeiträume simuliert werden, andererseits lassen sich auch unter der Annahme von Szenarien Zukunftsprojektionen erstellen. Diese stellen die Grundlage für vielseitige Handlungsoptionen zur Mitigation und Adaption von durch Klimaveränderungen induzierten Folgen dar (IPCC, 2013). Die Möglichkeit der Szenarienbildung beschränkt sich dabei nicht nur auf den atmosphärischen Strahlungsantrieb, sondern kann Faktoren wie Landnutzungsänderungen (Paeth et al., 2009; Davin et al., 2020; Boysen et al., 2021), Bevölkerungswachstum (Paeth et al., 2009), wirtschaftliche Beziehungen und vieles mehr berücksichtigen (IPCC, 2013).

2.4 Repräsentation der Bodenhydrologie in Klimamodellen

Mit der stetig zunehmenden Auflösung von Klima- und Erdsystemmodellen wird es notwendig, Prozesse explizit abzubilden oder zu parametrisieren, die bei grober Modellauflösung entweder stark vereinfacht sind oder gar vernachlässigt werden können. Dies betrifft unter anderem die in Kapitel 2.2.3.3 beschriebenen hydrologischen Prozesse (Wood et al., 2011; Clark et al., 2015; Markstrom et al., 2016).

Tabelle 2.3 vergleicht beispielhaft je zwei Klima-, Landoberflächen- und hydrologische Modelle bezüglich der von ihnen simulierten hydrologischen Prozesse:

- Klimamodelle
 - REMO (Roeckner et al., 1996; Jacob & Podzun, 1997; Hagemann & Dümenil Gates, 2003; Hagemann & Stacke, 2015)
 - Regional Climate Model 4 (RegCM4) (Giorgi et al., 2012)
- Landoberflächenmodelle
 - Community Land Model (CLM), Version 5.0 (Lawrence et al., 2018; Lawrence et al., 2019)
 - Hydrology in the Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land (HTESSEL) (Balsamo et al., 2009)
- Hydrologische Modelle
 - PARallel FLOW (ParFlow) (Maxwell et al., 2017)
 - Water balance Simulation Model (WaSiM) (Schulla, 2017)

Zu RegCM4 sei gesagt, dass dieses zwar eine optionale Kopplung an CLM3.5 enthält (Giorgi et al., 2012), diese in der Tabelle jedoch nicht berücksichtigt wird, um einen besseren Vergleich zum ungekoppelten REMO sowie zu den LSMs durchführen zu können.

In hydrologischen Modellen, die in der Regel in Größenordnungen von kleinen Einzugsgebieten, also wenigen Quadratkilometern, bis hin zu kontinentalen Größenordnungen rechnen, sind ober- wie unterirdische hydrologische Prozesse mit hohen Auflösungen von 10 bis 100 m Kantenlänge simuliert (Bierkens et al., 2015). Es gibt auch globale hydrologische Modelle, deren Auflösung häufig zwischen $1^\circ \times 1^\circ$ und $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ und damit im Bereich der RCMs liegt (Sood & Smakhtin, 2015; Beck et al., 2017). Die aufgelösten Prozesse umfassen unter anderem das River Routing (Thober et al., 2019), also den Oberflächenabfluss auf Basis der Orographie hin

zu einem Gewässer, die explizite Auflösung der komplexen Hydrologie an Hängen (hillslope hydrology) (Kong et al., 2016; Cui & Zhu, 2017; Fan et al., 2019), Versickerung und Stauwasser, den dreidimensionalen Fluss des Wassers im Boden (Pirastru et al., 2017; Filipović et al., 2018) auf Basis der Richards-Gleichung und einer Vielzahl von Bodenschichten, einen variablen Grundwasserspiegel (Mao et al., 2019) sowie Grundwasser und dessen Bewegung (Clark et al., 2015). Durch die dreidimensionale Darstellung und das River Routing werden sogenannte laterale Flüsse repräsentiert, deren Berücksichtigung einen Mehrwert für die Simulation der Interaktionen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in Klimamodellen zeigen konnte (Rummler et al., 2019; Zhang et al., 2019b). Beispiele für solche hydrologischen Modelle sind ParFlow (Maxwell et al., 2017), WaSiM (Schulla, 2017) oder das mesoscale Hydrological Model (mHM) (Samaniego et al., 2010; Kumar et al., 2013; Thober et al., 2019; Samaniego et al., 2021). Der Antrieb der Modelle erfolgt über atmosphärische Variablen. So sind beispielsweise die 2 m-Temperatur, der Niederschlag, der Dampfdruck, die horizontalen Winde sowie die solare Einstrahlung für WaSiM notwendig (Schulla, 2017). Diese Variablen können je nach Fragestellung aus Beobachtungsdaten, Wetter- oder Klimamodellen bezogen werden.

Im Gegensatz zu hydrologischen Modellen weisen LSMs eine geringere Komplexität bezüglich der Bodenhydrologie auf. So werden wie bei HTESSEL (Balsamo et al., 2009) oder dem Jena Scheme for Biosphere-Atmosphäre-Coupling in Hamburg (JSBACH) (Reick et al., 2017) keine lateralen Flüsse repräsentiert, zudem sind die Bodenschichten weniger differenziert und auf eine festgesetzte statt einer variablen Anzahl begrenzt (s. Tabelle 2.3). Außerdem weist der Boden häufig nur wenige Texturklassen auf. Eine rezente Entwicklung ist, dass entweder die Kopplung hydrologischer Modelle an LSMs erfolgt (Lee & Choi, 2017; Kuffour et al., 2020) oder die Implementierung einzelner Prozesse in die LSMs stattfindet. Letzteres wird besonders in CLM vorangetrieben, in das seit der Veröffentlichung von CLM5.0 2018 zusätzlich zu den in Tabelle 2.3 beschriebenen Prozessen komplexe, subskalige Grundwasserprozesse (Felfelani et al., 2020) und der laterale Fluss an Hängen (Swenson et al., 2019) integriert wurden. Darüber hinaus wird an der Berücksichtigung von organischen Anteilen und Schotter für thermische und hydrologische Parametrisierungen gearbeitet (Yuan et al., 2021).

Klimamodelle sind demgegenüber noch stärker vereinfacht wie die beiden RCMs REMO und RegCM4 – ohne Kopplung mit CLM3.5 – zeigen. Hier weist der Boden keine oder nur wenige vertikale Schichten auf und Grundwasser wird nicht repräsentiert, so dass das Wasser von der Untergrenze des betrachteten ungesättigten Bodens aus drainiert wird und dem Modell nicht weiter zur Verfügung steht. Durch die nicht vorhandene Schichtung in REMO können keine vertikalen Wasserflüsse simuliert werden (s. Kapitel 5.1, 5.2). Daher wird häufig eine Kopplung an LSMs durchgeführt wie bei RegCM4 mit CLM3.5 (Giorgi et al., 2012) oder beim Consortium for Small-scale Modelling (COSMO) mit CLM (Lorenz et al., 2012; Will et al., 2017; Breil et al.,

2018). Separate Kopplungen regionaler Klimamodelle mit hydrologischen Modellen wie beim Weather Research and Forecasting Model with Hydro-Meteorological Simulations (WRF-HMS) (Wagner et al., 2016) oder HIRHAM mit MIKE Systeme Hydrologique European (MIKE SHE) (Butts et al., 2014) sind aber ebenfalls durchgeführt worden. Bei einer Zwei-Wege-Kopplung konnte sowohl für Klima- als auch Landoberflächenmodelle eine Verbesserung der Modelle durch die realistischere Repräsentation hydrologischer Prozesse festgestellt werden. Dies zeigt, dass auch in REMO eine Kopplung oder der Einbau detaillierter hydrologischer Prozesse durchgeführt werden sollte. Dem Ansatz von Hagemann und Stacke (2015) folgend, die das 5-Layer-Schema in JSBACH und damit in die ECMWF HAMBURG (ECHAM)-Modellfamilie implementiert haben, wird dieses Schema in der vorliegenden Arbeit in REMO eingebaut und weiterentwickelt.

Tabelle 2.3: Vergleich hydrologischer Prozesse in je 2 Klimamodellen (REMO, RegCM4 (optionale Kopplung mit CLM3.5, Beschreibung an vorheriges BATS-Schema angelehnt)), Landoberflächenmodellen (CLM Version 5.0, HTESSSEL) und hydrologischen Modellen (ParFlow, WaSiM).

Modell	Oberflächenabfluss / Infiltration	River Routing	Textur	Anzahl der Bodenschichten, untere Grenze	Richards-Gleichung	Wasser-rückhaltefunktion	Untere Randbedingung	Grundwasser	Laterale Flüsse im Boden
REMO	verbessertes Arno Schema (Infiltrationsüberschuss)	-	5 Klassen	0, Wurzeltiefe	-	-	Freie Drainage	-	-
RegCM4	BATS Sättigungsüberschuss	BATS	3 Klassen	3, Oberflächensche stets als Oberkante, 3 m	BATS	Campbell, Clapp-Hornberger	Freie Drainage	-	-
CLM5.0	SIMTOP (Sättigungsüberschuss)	Linear	Sand- und Tonanteil	25, 49,556 m	ψ -basiert	Campbell, Clapp-Hornberger	Freie Drainage	TOPMODEL	nur Grundwasser
HTESSSEL	Arno Schema	-	5 Klassen	4, 2,89 m	Form nicht dokumentiert	van Genuchten	Freie Drainage	Flaches Grundwasser	-
ParFlow	Sättigungs- und Infiltrationsüberschuss	nicht parametrisiert, konkrete Behandlung	Texturen	variabel	gemischt	van Genuchten	Freie Drainage	Wird aufgelöst	ungesättigte Zone und Grundwasser
WaSiM	Peschke, basiert auf Green-Ampt (Infiltrationsüberschuss)	Zellenweise	regionaler Sand- und Tonanteil	>200, anstehendes Gestein	ψ -basiert	van Genuchten	Freie Drainage	TOPMODEL	nur Grundwasser

Daten

3.1 Statische Bodenparameter

Statische Bodenparameter definieren sich darüber, dass sie zeitlich konstante Werte an Land darstellen. In der vorliegenden Arbeit bezieht sich dies zum einen auf Parameter, die die hydrologischen Eigenschaften des Bodens definieren und von der Bodentextur und damit der Korngrößenverteilung abhängen. Zum anderen werden über die Boden- und Wurzeltiefe Variablen angesprochen, die Rahmenbedingungen für den Boden definieren, dessen Tiefe insgesamt sowie die Tiefe, bis zu der über Wurzeln ein direkter Austausch von Wasser und Stoffen mit der Landoberfläche und der Atmosphäre besteht. Ein wichtiges Kriterium für die Auswahl der Datensätze ist deren globale Verfügbarkeit. Damit wird das Modell dem Anspruch gerecht, relativ schnell und einfach auf andere Regionen übertragbar zu sein.

3.1.1 Wurzeltiefe

Die Wurzeltiefe beschreibt wie tief Pflanzenwurzeln in den Boden eindringen. Sie wird durch das anstehende Gestein, den Boden und dessen Schichtung (Canadell et al., 1996) sowie vorherrschende Klimate, die Verfügbarkeit von Bodenwasser und pflanzenspezifische Eigenschaften bestimmt (Guswa, 2008). Einerseits unterliegt die Wurzeltiefe langfristigen Änderungen durch natürliche Effekte oder anthropogene Eingriffe, den sogenannten Landnutzungs- und -bedeckungsänderungen (Land Use and Land Cover Change (LULCC)) (Findell et al., 2007), sowie veränderten Randbedingungen. Andererseits weist sie auch auf der saisonalen und interannuellen Skala Schwankungen auf (Fan et al., 2017). In Klima- und Landoberflächenmodellen wird sie in der Regel als statisch angenommen, was sich sowohl auf fehlende Beobachtungsdaten als auch auf notwendige Vereinfachungen zurückführen lässt (Liu et al., 2020a).

Es gibt nur wenige globale Gitternetz-Datensätze der Wurzeltiefe, beispielsweise von Kleidon (2004), Schenk et al. (2009) und Yang et al. (2016b). Ihre räumlichen Auflösungen sind mit $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, $1^\circ \times 1^\circ$ beziehungsweise $0,44^\circ \times 0,44^\circ$ jedoch gering, weshalb sie sich nur bedingt für die Anwendung in regionalen Klimamodellen mit Auflösungen von $0,11^\circ \times 0,11^\circ$ oder höher eignen. Da die Auflösung bei Yang et al. (2016b) am höchsten ist und zu besseren Ergebnissen führt (s.u.), wird dieser Datensatz in der vorliegenden Arbeit verwendet.

Die für den Yang-Datensatz berechnete Wurzeltiefe bildet das klimatologische Mittel der Jahre 1982–2010 ab. Zur Berechnung verwenden die Autoren ein Wurzeltiefenmodell, das sich auf eine Kohlenstoff-Kosten-Nutzen-Rechnung nach Guswa (2008) stützt. Die grundlegende Idee ist, dass Pflanzen von tieferen Wurzeln durch die leichtere Aufnahme von Wasser vor allem während Trockenperioden profitieren und mehr Kohlenstoff aufnehmen können. Auf der anderen Seite ist die Bildung tiefer Wurzeln auch mit dem Einsatz von Kohlenstoff verbunden. Die angenommene Folge ist, dass es eine optimale Wurzeltiefe gibt, die mit dem Modell von Guswa (2008) sowie einigen pflanzen- und bodenspezifischen Modellparametern und der Niederschlagsmenge geschätzt werden kann (Guswa, 2008; Yang et al., 2016b).

Yang et al. (2016b) vergleichen die beschriebene Methode der Wurzeltiefenschätzung mit den Methoden und Ergebnissen von Kleidon (2004) und Schenk et al. (2009). Die stärksten Unterschiede zu den beiden anderen Datensätzen treten dabei in den Tropen auf, in denen die beiden Vergleichsdatsätze tendenziell tiefere Wurzeln schätzen, regional jedoch auch ein umgekehrtes Bild auftritt. Auf dem restlichen Globus sind die Wurzeln generell etwas flacher als in den Vergleichsdatsätzen, wobei es ebenfalls zu regionalen Unterschieden kommt. Die Validierung der Methoden mit einem hydrologischen Modell durch die Autoren zeigt, dass die Evapotranspiration mit der von ihnen verwendeten Wurzeltiefenschätzung nach Guswa (2008) bei allen zehn betrachteten Vegetationstypen am besten abschneidet. Damit kommen die Autoren zu dem Schluss, dass der von ihnen erzeugte Datensatz gut für die Anwendung in hydrologischen und biogeochemischen Modellen geeignet ist. Eine unabhängige Validierung des Datensatzes fand bisher (Stand: 03.08.2022) nicht statt, die Daten wurden aber beispielsweise durch Speich et al. (2018) in Europa verwendet.

3.1.2 Tiefe bis zum anstehenden Gestein

Mit der Bodentiefe ist in Klima- und Erdsystemmodellen in der Regel nicht die Tiefe des Bodens aus pedologischer Sicht gemeint, sondern die Tiefe der aufliegenden Schichten bis zum anstehenden Gestein. Damit werden sowohl der Boden als auch Regolithe und Sedimentablagerungen, die darunter liegen, eingeschlossen. Regolithe bezeichnen physikalisch oder chemisch verwittertes Ausgangsgestein, das sich noch am Ort der Verwitterung befindet. Der Unterschied zwischen

beiden Definitionen ist eklatant, da nach der pedologischen Definition nur innerhalb der Tropen Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreicht werden. Die Tiefe zum anstehenden Gestein hingegen kann je nach Geologie mehrere hundert Meter betragen.

Viele Bodendatensätze beinhalten die Bodentextur sowie thermische und hydrologische Parameter der obersten Dezimeter bis 2 m (z.B. Harmonized World Soil Database (HWSD), Global Soil Data for Earth System Modeling (GSDE), World Inventory of Soil Emission Potentials (WISE)) (Dai et al., 2019a). Da diese Datensätze auch nur die Bodentiefe bis zur Tiefe des eigenen Datensatzes abbilden, ist die tatsächliche Tiefe des anstehenden Gesteins nicht enthalten, was häufig zu einer signifikanten Unterschätzung dieser Variable führt (Shangguan et al., 2017). Datensätze wie SoilGrids (Hengl et al., 2014; Hengl et al., 2017) sowie der von Pelletier et al. (2016a, 2016b) enthalten hingegen explizit die Variable „depth to bedrock“, die der geforderten Tiefe bis zum anstehenden Gestein entspricht. Beide Datensätze weisen eine sehr hohe räumliche Auflösung von 1 km² auf, wobei SoilGrids auch eine Auflösung von 250 m × 250 m bietet.

Der Datensatz von Pelletier et al. (2016a, 2016b) liefert neben einer Karte der Tiefen bis zum anstehenden Gestein auch eine detailliertere Betrachtung. So wird die Tiefe abhängig von verschiedenen Unterscheidungsmerkmalen wie Topographie, Landform und Sedimentation dargestellt und bezieht sowohl Böden als auch die darunter liegenden Regolithe und Sedimente als relativ poröse Schichten mit ein. Diese detaillierten Karten werden anschließend zu einem gewichteten Datensatz der Tiefe bis zum anstehenden Gestein zusammengefasst, wobei unterschiedliche Landformen verschiedene Gewichte erhalten. Die resultierende Karte liegt jedoch nur als Integer-Format in der Einheit Meter vor und konnte aufgrund der unterschiedlichen Gewichte einer jeden Gitterbox nicht rekonstruiert werden. Die Verwendung dieses Datensatzes für das in dieser Arbeit genutzte Klimamodell ist problematisch, da sich die obersten drei Bodenschichten innerhalb des ersten Meters befinden. Brunke et al. (2016) implementierten die Daten dennoch in das LSM CLM (Version 4.5), wobei aus der Arbeit nicht ersichtlich wird, ob dazu die Teildatensätze oder die gewichtete Karte verwendet wurden.

Die Tiefe bis zum anstehenden Gestein von SoilGrids wurde anhand von Bodenprofilen und Bohrlöchern sowie Expertenwissen in Regionen mit mangelnder Abdeckung durch die genannten in-situ-Messungen erstellt. Anschließend wurde das Modell mit Hilfe von Digitalen Höhenmodellen, der Lithologie, sowie Oberflächenreflektion und Vegetationsindizes des Satellitensensors Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) trainiert. Eine Kreuzvalidierung konnte zeigen, dass sich 59 % der Tiefe durch das Modell erklären lassen. Zudem stimmen die strukturellen Muster des globalen Datensatzes gut mit denen unabhängiger und lokaler Datensätze überein (Shangguan et al., 2017).

In dieser Arbeit wird die Tiefe bis zum anstehenden Gestein aus dem SoilGrids-Datensatz mit 1 km² Auflösung verwendet. Dies lässt sich einerseits auf die schwierige Handhabung und

Reproduzierbarkeit des Pelletier-Datensatzes zurückführen. Andererseits wird diese Entscheidung durch die Empfehlung von Dai et al. (2019a) gestützt, nach der SoilGrids aufgrund der hohen Auflösung und Genauigkeit gegenüber den eingangs erwähnten Datensätzen HWSD, WISE30sec und GSDE zu bevorzugen ist. Ein weiterer Vorteil ist die Möglichkeit, die höhere Auflösung in das Modell einzubauen, wenn Modellrechnungen mit sehr hohen Auflösungen dies erfordern.

3.1.3 Texturklassen und Korngrößenverteilungen

Für die Bodentexturen gibt es verschiedene Datensätze, wobei REMO die fünf Texturklassen der FAO (1974) verwendet. In einer parallel laufenden Dissertation von Ziegler (2022) wurde ein neuerer Datensatz der FAO (1988) in das Modell eingebaut. Auf Basis der enthaltenen Sand- und Tonanteile konnten die zwölf Texturklassen der USDA (s. Kapitel 2.2.2.1) berechnet werden. Die fünf ursprünglichen Texturklassen von REMO ließen sich wegen der fehlenden Definition der Klassen nicht berechnen. Vertikale Informationen für den neueren Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO)-Datensatz ließen sich durch die Kombination mit dem Datensatz der Global Soil Data Task (GSDT, 2000) gewinnen. Zudem wurden in der gleichen Arbeit die in mehreren vertikalen Schichten verfügbaren Korngrößenverteilungen von HWSD (Nachtergaele et al., 2009; Nachtergaele et al., 2012) und SoilGrids (Hengl et al., 2014; Hengl et al., 2017) in das Modell eingebaut. Einerseits ließen sich so die USDA-Klassen berechnen, andererseits besteht durch die Korngrößenverteilungen die Möglichkeit, benötigte Bodenparameter über kontinuierliche PTFs zu errechnen.

In der vorliegenden Arbeit wurden aufgrund der bereits angesprochenen Empfehlung von Dai et al. (2019a) (s. Kapitel 3.1.2) die Korngrößenverteilungen des SoilGrids-Datensatzes genutzt, um die in Kapitel 3.1.4 genannten sowie die darüber hinaus für die Modellentwicklung benötigten Parameter (s. Kapitel 5.2.8) zu berechnen.

SoilGrids wird auf der Basis von mehr als 230.000 in-situ-Messungen und über 400 weiteren Variablen aus den Bereichen Klima, Landbedeckung und Morphologie mit Hilfe von Maschinellem Lernen generiert. Die Variablen stehen in sechs vertikalen Schichten zur Verfügung, deren Mächtigkeit (untere Schichtgrenzen) folgende Werte aufweisen: 0,05 m (0,05 m), 0,1 m (0,15 m), 0,15 m (0,3 m), 0,3 m (0,6 m), 0,4 m (1 m) und 1 m (2 m).

Der Datensatz kann 30 bis 70 % der Varianz erklären (Hengl et al., 2014). Die Autoren stellen dabei heraus, dass die hohe horizontale Variabilität von Böden, die häufig im Bereich von wenigen Dekametern liegt, höhere Erklärte Varianzen bei der derzeitigen Datensaftauflösung verhindern. Zudem stellt die Anzahl der in-situ-Messungen von Böden eine Limitierung dar, die vor allem Zentralasien, die arktischen Regionen, Küstenregionen und Wüsten betrifft. Eine sehr gute Abdeckung mit in-situ-Messungen weisen hingegen – mit Ausnahme Norwegens – Europa,

die USA und Mexiko auf. Neben den Bodendaten fehlt es häufig auch an Werten für Variablen, die einen starken Einfluss auf den Boden haben. Hier nennen Hengl et al. (2014) besonders mangelndes Wissen zum Ausgangsgestein.

SoilGrids wird genutzt, um mit Hilfe von PTFs hydrologische (Montzka et al., 2017a; Tóth et al., 2017; Trinh et al., 2018; Dai et al., 2019b) oder thermische (Dai et al., 2019b) Bodenparameter abzuleiten.

3.1.4 Hydrologische Bodenparameter

Datensätze für hydrologische Bodenparameter, wie die in der Einleitung genannten, können auf verschiedene Art und Weise erzeugt werden. Punktuell können sie, wie beispielsweise die hydraulische Leitfähigkeit, direkt gemessen oder, wie der Clapp-Hornberger-Parameter, aus in-situ-Messungen abgeleitet werden. Mit dieser Herangehensweise ist es jedoch nur mit sehr hohem Aufwand möglich, eine globale, hoch aufgelöste Karte zu erstellen. Eine einfachere Methode ist die Zuweisung der Werte anhand von Bodentexturklassen. Diese werden über die Korngrößenanteile von Sand und Ton bestimmt, sodass diesen Klassen anschließend im Labor gemessene Werte der weiteren Bodenparameter zugewiesen werden. Da die Korngrößenverteilungen global bekannt sind, lässt sich so bereits eine Karte der Bodentexturklassen wie die FAO-UNESCO Soil Map of the World (1988) mit einer Auflösung von $0,44^\circ \times 0,44^\circ$ erstellen. Darüber hinaus besteht die Möglichkeit PTFs zu verwenden, um Bodenparameter anhand der Sand- und Tonanteile genauer als nur über die Texturen zu bestimmen.

Tabelle 3.1: Für die bodenhydrologischen Parameter verwendete Validierungsdatensätze und Variablen.

Datensatz	Räumliche Auflösung und Abdeckung	Variablen	Einheit
Dai et al. (2019b)	1 km × 1 km	$\log_{10}(K_{sat})$	cm d ⁻¹
		ψ_{sat}	cm
		θ_s	cm ³ cm ⁻³
		θ_r	cm ³ cm ⁻³
		vgm_α	cm ⁻¹
		$\log_{10}(vgm_n)$	-
		λ	-
Montzka et al. (2017a, 2017b)	0,25° × 0,25°	$\log_{10}(K_{sat})$	cm d ⁻¹
		θ_s	m ³ m ⁻³
		θ_r	m ³ m ⁻³
		vgm_α	cm ⁻¹
		vgm_n	-

3.1 STATISCHE BODENPARAMETER

Montzka et al. (2017a, 2017b) und Dai et al. (2019b) nutzen die Korngrößenverteilung von SoilGrids, um globale Karten für hydrologische Bodenparameter zu erstellen. Auf diese Datensätze soll im Folgenden kurz eingegangen werden.

Montzka et al. (2017a, 2017b) haben einen Datensatz hydrologischer Bodenparameter erstellt, die von der van-Genuchten-Funktion benötigt werden. Dieser weist eine Auflösung von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ sowie die sieben Schichten von SoilGrids auf. Die deutlich gröbere Auflösung im Vergleich zum Ausgangsdatsatz wird mit der als Ziel angegebenen Verwendung innerhalb von Landoberflächen- und Klimamodellen begründet, welche eine entsprechend gröbere Auflösung aufweisen. Da die Bodeneigenschaften jedoch sehr heterogen sind, wurden die Ausgangsdaten hochskaliert. Hierfür wurde die Methode nach Miller und Miller (1956) verwendet, die eine Ähnlichkeitsskalierung darstellt. Dadurch können die Eigenschaften eines Ortes auf einen anderen Ort übertragen werden (Tillotson & Nielsen, 1984), wodurch es möglich wird, die räumliche Heterogenität der hydrologischen Bodenparameter in einem Skalierungsparameter zusammenzufassen (Warrick et al., 1977). Die aus der Skalierung resultierende Unsicherheit wird ebenfalls im Datensatz angegeben. Andere Methoden wie die räumliche Mittelung der Korngrößenverteilung oder hydrologischer Eigenschaften sowie die Verwendung der dominanten Textur sind nicht in der Lage, die horizontale Heterogenität darzustellen. Die van-Genuchten-Parameter konnten besser geschätzt werden als über die USDA-Texturklassen oder die Mittelung der Korngrößenverteilung beziehungsweise der Parameter. Dabei wurde eine Verringerung der Variabilität beobachtet, die bei Auflösungen von 64 km bei 20 % und bei 16 km bei 10 % lag. Dies kann für die Darstellung extremer Bedingungen Auswirkungen auf Prozesse wie die Verdunstung oder Infiltration haben (Montzka et al., 2017a).

Dai et al. (2019b) generierten auf der Basis von SoilGrids (Hengl et al., 2014; Hengl et al., 2017) und GSDE (Shangguan et al., 2014) Datensätze für je zwei hydrologische und thermische Funktionen zur Schätzung von Bodenparametern sowie sechs weitere Bodenparameter. Dabei beträgt die horizontale Auflösung $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$, die Tiefe und die Anzahl der Schichten sind für SoilGrids und drei LSMs (Noah-LSM, Joint United Kingdom Land Environment Simulator (JULES) und CLM) verfügbar. Nachfolgend soll lediglich auf die hydrologischen Parameter eingegangen werden, da die thermischen Parameter durch Ziegler (2022) genutzt werden. Dai et al. (2019b) schätzen die Parameter der Funktionen von Campbell (1974) und van Genuchten (1980), indem sie den Median eines Ensembles aus 32 PTFs verwenden. Dadurch können systematische Fehler und Unsicherheiten einzelner PTFs verringert werden. Der Vergleich zu einem von Dai et al. (2013) erstellten Datensatz für China zeigt für die Campbell-Parameter eine ähnliche, für die van-Genuchten-Parameter eine bessere Performance. Verglichen mit der Funktion von Kosugi (Kosugi, 1994, 1996), die von Zhang et al. (2018) in gleicher Auflösung und auf Basis von SoilGrids geschätzt wurde, schnitten sowohl Campbell als auch van Genuchten vergleichbar gut

ab. Die Bewertung des Datensatzes ist insgesamt jedoch schwierig, da es an hochaufgelösten Beobachtungsdaten für die Parameter mangelt, soll laut den Autoren jedoch folgen (Dai et al., 2019b). Mit Stand vom 03.08.2022 gibt es hierzu allerdings keine Veröffentlichung.

3.2 Validierungsdaten des Modelloutputs

Tabelle 3.2: Für den Modelloutput verwendete Validierungsdatensätze und Variablen.

Datensatz	Räumliche Auflösung und Abdeckung	Auflösung	Zeitliche Auflösung	Variablen	Einheit	Quellen
E-OBS v21e	0,25° × 0,25° 0,1° × 0,1° Landpunkte Europa		1 d	T	°C	Haylock et al. (2008), Cornes et al. (2018)
				T_{max}	°C	
				T_{min}	°C	
				P_t	mm	
ERA5	0,25° × 0,25° global		1 h	T	K	Hersbach et al. (2020)
				T_{max}	K	
				T_{min}	K	
				P_t	mm	
				P_c	mm	
				P_{ls}	mm	
				$T_{s1}-T_{s5}$	K	
				H_0	J m ⁻²	
				E_0	J m ⁻²	
				R_s	mm	
				R_D	mm	
				C_c	-	
				WS_{1-}	-	
				WS_5	-	
GLEAM v3.3a	0,25° × 0,25° Landpunkte global		1 d	E_t	mm	Miralles et al. (2011a), Miralles et al. (2011b), Martens et al. (2017)
				E_{bs}	mm	
				WS	-	
				WS_1	-	

3.2.1 Unsicherheiten gegriddeter Datensätze am Beispiel des Niederschlags

Bevor auf die einzelnen Datensätze eingegangen wird, soll darauf hingewiesen werden, dass sich gegriddete, also gitterpunktbezogene, Beobachtungsdatensätze voneinander unterscheiden und somit eine gewisse Unsicherheit besteht. Dies soll kurz am Beispiel des Niederschlags erläutert

werden, da die Unsicherheiten dieser Variable im Vergleich zur Temperatur ausgeprägter sind. Für einen umfassenden Überblick zu dieser Thematik sei auf das Review von Prein und Gobiet (2017) verwiesen.

Gegriddete Beobachtungen werden für die Validierung von Modellen verwendet, da sie bereits prozessierte und qualitätsgeprüfte Stationsdaten in die Fläche interpolieren, was dem gitterpunktbasierten Ansatz der Modelle entgegenkommt. Dadurch besteht eine bessere Vergleichbarkeit, wobei gleichzeitig unterschiedliche Herangehensweisen vermieden werden können. Als grundlegende Schwachstelle von gegriddeten Beobachtungen wurde die zugrundeliegende Stationsdichte identifiziert (Gibson et al., 2019; Herrera et al., 2019; Serrano-Notivoli & Tejedor, 2021). Problematisch ist dies vor allem in Gebirgsregionen, die generell eine geringere Stationsdichte aufweisen (Sharifi et al., 2019). Zudem kommt es an Regenmessern zu einer tendenziellen Unterschätzung, die durch Wind verursacht wird (Pollock et al., 2018). Ein weiterer Punkt, der sich für Unsicherheiten verantwortlich zeichnet, ist die verwendete Interpolationsmethode, deren Einfluss mit geringer Stationsdichte noch steigt (Ly et al., 2011; Serrano-Notivoli et al., 2017). Die Konsequenz dieser Schwachstellen ist eine Unterschätzung besonders von Starkniederschlägen (Hofstra et al., 2010; Contractor et al., 2015) und in der Folge auch der jährlichen Niederschlagssumme, die in einzelnen Einzugsgebieten bis zu 50 % der mit Satellitendaten gemessenen Niederschlagssumme ausmachen kann (Wagner et al., 2012).

Allgemeiner gesprochen lässt sich festhalten, dass die Unterschiede zwischen Validierungsdaten auf unterschiedliche Datenquellen (in-situ-Messungen, Satelliten, Komposit oder Reanalysen) und die zugrundeliegenden statischen (z.B. Höhenmodell, Bodentextur etc.) und dynamischen (z.B. Stationsdichte, Interpolationsmethode, Parametrisierung etc.) Randbedingungen bei der Prozessierung der Daten zurückzuführen sind (z.B. Tarek et al. (2021)).

Um diesen Schwachstellen entgegenzuwirken, empfehlen Prein und Gobiet (2017) stets mehrere Beobachtungsdaten mit unterschiedlichen Quellen zur Modellvalidierung zu verwenden. Bei Datensätzen, die auf Stationsdaten basieren, soll zudem auf eine möglichst hohe Stationsdichte Wert gelegt und deren Variabilität im Raum beachtet werden. Zudem wird von der Untersuchung einzelner kleinskaliger oder extemer Events anhand von gegriddeten Niederschlagsdaten abgeraten.

Aufgrund der Unsicherheiten zwischen einzelnen Datensätzen werden in dieser Arbeit für die meisten untersuchten Variablen zwei Datensätze mit unterschiedlichen Quellen zur Validierung herangezogen. Außerdem wird ein kurzer Vergleich der Datensätze in Kapitel 6.3 durchgeführt, um einen Eindruck der Größenordnung der Unsicherheiten zu vermitteln. Generell gilt, dass die Ergebnisse stets in Relation zu den jeweils herangezogenen Validierungsdaten zu betrachten sind, da der Vergleich mit unterschiedlichen Datensätzen beispielsweise auch zu einer Vorzeichenänderung führen kann.

3.2.2 E-OBS

E-OBS in Version 21e (Haylock et al., 2008; Cornes et al., 2018) ist ein gitternetzbasierter Beobachtungsdatensatz mit täglicher Auflösung für Landpunkte in Europa ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$ und $0,1^\circ \times 0,1^\circ$), der die mittlere, minimale und maximale Temperatur in 2 m über dem Boden sowie den Niederschlag, den Luftdruck auf Meeresebene und die Globalstrahlung für den Zeitraum von 1950 bis heute enthält.

Die für den Datensatz genutzten Stationsdaten werden fortlaufend aktualisiert, so dass sich die absolute Anzahl der Stationen seit der ersten E-OBS-Version für die Temperaturen von 1200 auf 3700 und für den Niederschlag von 2500 auf 9000 erhöht hat. Die Stationsdaten weisen jedoch eine gewisse räumliche und zeitliche Variabilität auf. So finden sich in Mitteleuropa und Skandinavien signifikant mehr Stationen als beispielsweise in Spanien oder Südosteuropa. Zudem hat sich die Anzahl der Stationen von 1950 an stetig erhöht, seit 2000 ist jedoch ein abnehmender Trend zu verzeichnen. Seit Version 16.0e wird die Projektion der Daten auf ein Gitternetz mit einer überarbeiteten Methode durchgeführt. Zudem wird der E-OBS-Datensatz seitdem mit Hilfe eines Ensembles aus 100 Einzelrechnungen erstellt, was durch den Zusatz „e“ kenntlich gemacht wird und das Ziel einer besseren Schätzung der Unsicherheit hat. Der Vergleich zwischen der ursprünglichen Version und der Ensemble-Version hat gezeigt, dass die Klimatologien und Extremwerte der Datensätze größtenteils vergleichbar sind. Unterschiede lassen sich auf die verschiedenen Gridding-Methoden zurückführen. Darüber hinaus hat sich gezeigt, dass die Stationsdichte und -verteilung der entscheidende Faktor für die Qualität der Gitternetzdaten ist (Cornes et al., 2018).

Hofstra et al. (2009) stellten fest, dass E-OBS einige Inhomogenitäten aufweist, die sich auf die zugrundeliegenden Stationsdaten zurückführen lassen. Um dies auszugleichen, wird bei Gitternetzdaten generell eine hohe zugrundeliegende Stationsdichte empfohlen, da diese einen großen Anteil am Informationsgehalt der Daten hat (Prein & Gobiet, 2017; Cornes et al., 2018; Gibson et al., 2019). Hu und Franzke (2020) konnten zeigen, dass der tägliche Niederschlag von E-OBS besser dargestellt wird als in Reanalysen, die Statistik von Niederschlagsextremen jedoch eine Diskrepanz gegenüber den punktuellen Stationsdaten aufweist.

E-OBS wird intensiv zur Validierung regionaler Klimamodelle (Mieruch et al., 2014; Paxian et al., 2014; Gao et al., 2015; Reyers et al., 2019) sowie deren Starkniederschläge und Maximaltemperaturen (Lenderink, 2010; Nikulin et al., 2011; Maraun et al., 2012; Min et al., 2013; Velikou et al., 2019) verwendet. Darüber hinaus wird der Datensatz genutzt, um ein europäisches Klima-Monitoring durchzuführen (van der Schrier et al., 2013; Krauskopf & Huth, 2020; Wilcke et al., 2020).

3.2.3 ERA5

Die European Reanalysis (ERA) in der Version 5 (Hersbach et al., 2020) ist die neueste Reanalyse des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) und ersetzt damit die intensiv genutzte Vorgängerversion ERA-Interim (Dee et al., 2011). Im Vergleich zu ERA-Interim deckt ERA5 einen längeren Zeitraum (1950 bis heute) ab, wobei die Daten fortlaufend und kurzfristig aktualisiert werden. Zudem weist ERA5 höhere räumliche ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$, 137 Atmosphärenschichten) und zeitliche (1 h) Auflösungen sowie einen größeren Variablenraum auf.

Die Atmosphärenphysik von ERA5 basiert wie beim Vorgänger auf dem Integrated Forecasting System (IFS), jedoch wird die deutlich neuere Version Cy41r2 aus dem Jahr 2016 statt Cy31r2 von 2006 wie bei ERA-Interim verwendet. Damit ist die Entwicklung der Modellphysik und -dynamik weiter fortgeschritten (Hersbach et al., 2020). So wird beispielsweise ein neues Strahlungsschema (McRad (Morcrette et al., 2008)) verwendet. Außerdem wurden die Tiedtke Schemata, die sowohl für großskalige Wolkenbildung und Niederschläge (Tiedtke, 1993) als auch für die Konvektionsparametrisierung (Tiedtke, 1989) genutzt werden, verfeinert und überarbeitet (Hersbach et al., 2020). Weiterhin wurde die Parametrisierung der für die Konvektion verfügbaren Energie überarbeitet, was zu einer realistischeren Konvektionsdarstellung im Tagesverlauf führt (Bechtold et al., 2014).

Für die Parametrisierung der Landoberfläche verwendet ERA5 das Landoberflächenmodell HTESSEL (Balsamo et al., 2009), das bereits bei ERA-Interim/Land (Balsamo et al., 2015) Anwendung fand. Neuerungen im Vergleich zum bei ERA-Interim verwendeten Modell Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchange over Land (TESSEL) (van den Hurk et al., 2000) sind beispielsweise eine Bodentexturkarte (Balsamo et al., 2009), verbesserte Parametrisierungen der Verdunstung bei unbewachsenem Boden (Albergel et al., 2012) und der Schneedecke (Dutra et al., 2010a), monatlich variierende Vegetationskarten (Boussetta et al., 2013) sowie der Einbau des Seenmodells FLake (Dutra et al., 2010b). Diese Änderungen führen zu einer signifikanten Verbesserung der Bodenfeuchte und Landoberflächenflüsse gegenüber ERA-Interim (Balsamo et al., 2015; Hersbach et al., 2020). Die Kopplung zwischen der Atmosphäre und der Landoberfläche findet in beide Richtungen (Zwei-Wege-Kopplung) statt (Hersbach et al., 2020).

Neben diesen physikalischen Überarbeitungen wurde auch die Assimilierung von Beobachtungsdaten verbessert. Diese stammen aus einer Vielzahl von Quellen wie in-situ-Messungen, Radiosonden, Radarmessungen, Flugzeugmessungen und einer großen Zahl unterschiedlicher Satellitensensoren. Eine detaillierte Übersicht der verwendeten Satellitendaten und der durch sie abgedeckten Zeiträume findet sich in Hersbach et al. (2020). Ihre Zahl nimmt über die Jahre beständig zu: Für das Jahr 1979 werden im Durchschnitt 0,75 Millionen Beobachtungen pro Tag assimiliert, im Januar 2019 waren es rund 24 Millionen Beobachtungen pro Tag. Neben der reinen

3.2 VALIDIERUNGSDATEN DES MODELLOUTPUTS

Anzahl der Beobachtungsdaten wurde auch die Technik der Assimilierung weiterentwickelt (Hersbach et al., 2020).

Die erhöhten Auflösungen und verbesserten Parametrisierungen von ERA5 sowie die stetig zunehmende Zahl an assimilierten Beobachtungsdaten führt zu einigen Verbesserungen im Vergleich zu ERA-Interim. Dank der höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung werden beispielsweise synoptische Ereignisse wie Stürme besser dargestellt. Außerdem zeigt sowohl der absolute tägliche Niederschlag als auch das zeitliche Auftreten von monatlichen Niederschlägen im Vergleich zu Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Global Precipitation Climatology Project (GPCP) und Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) eine Verbesserung gegenüber ERA-Interim. Zudem ergibt sich für die Meeresoberflächentemperatur und das Meereis ein homogeneres Bild, da seltenere Wechsel der für die Assimilierung verwendeten Datensätze stattfinden (Hersbach et al., 2020).

Neben der Validierung, die in Hersbach et al. (2020) vorgenommen wurde, gibt es eine Reihe weiterer, unabhängiger Validierungsstudien zu ERA5. Bezüglich des Niederschlags konnte Nogueira (2020) zeigen, dass ERA5 vor allem in den Tropen eine Verbesserung gegenüber ERA-Interim zeigt, während große Teile des restlichen Globus einen vergleichbaren Bias aufweisen. Dies wird auf die bereits angesprochene Weiterentwicklung der großskaligen Wolkenbildung, die von ERA-Interim in den Tropen überschätzt wird, sowie der Landoberflächenparametrisierung zurückgeführt. Die Verbesserung der Niederschläge gegenüber ERA-Interim wurde auch von Xu et al. (2019) für die nördlichen Great Plains in den USA gezeigt, jedoch schnitt ERA5 hierbei schlechter als die Reanalyse Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA) (Version 2) ab. In einer Untersuchung für die nordöstlichen USA hat sich gezeigt, dass sowohl die täglichen Niederschläge als auch Starkniederschläge von ERA5 vergleichbar mit den Beobachtungsdaten des Global Historical Climatology Network (GHCN) sind (Crossett et al., 2020). Bezogen auf Nordamerika konnten Tarek et al. (2020) zeigen, dass ERA5 als Antrieb eines hydrologischen Modells mit Ausnahme der östlichen USA zu vergleichbar guten Ergebnissen wie der Antrieb mit Beobachtungsdaten führt. Im Vergleich zu ERA-Interim hat ERA5 sich dabei durchgängig als besser geeignet für die hydrologische Modellierung erwiesen. Die Autoren führen dies auf die Verbesserung der Parametrisierung und Datenassimilation zurück. Hu und Franzke (2020) untersuchten tägliche Niederschlagsextrema über Deutschland. Dabei kamen die Autoren zu dem Ergebnis, dass ERA5 deren Magnitude im Vergleich zu Stationsdaten unterschätzt. Darüber hinaus wurde gezeigt, dass E-OBS (vgl. 3.2.2) als gitternetzbasierter Beobachtungsdatensatz zu besseren Ergebnissen führt, da die Reanalyse häufig das Auftreten der Niederschlagsextreme im täglichen Verlauf nicht realistisch darstellt. Yao et al. (2020) stellten fest, dass ERA5 die raum-zeitliche Variabilität der globalen monatlichen Wolkenbedeckung gut repräsentiert.

Bezogen auf die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche weist ERA5 einen geringeren Bias als ERA-Interim und MERRA-2 auf, was die Qualität vergleichbar mit der von Satellitendaten macht (Urraca et al., 2018). Martens et al. (2020) untersuchten die Unterteilung der Wärmeflüsse an der Oberfläche in sensible und latente Flüsse. Dabei konnten sie zeigen, dass ERA5 eine hohe Qualität aufweist und besser als ERA-Interim ist. Dies lässt sich auf die realistischere Darstellung der oberflächennahen meteorologischen Variablen und vermutlich auch der Landoberflächenprozesse zurückführen. Dennoch findet weiterhin eine Überschätzung der latenten Flüsse über Landflächen statt. Bezogen auf die abwärtsgerichtete langwellige Strahlung weist ERA5 eine höhere Genauigkeit als das Satellitenprodukt CERES auf (Tang et al., 2021).

Für Bodenfeuchte und Bodentemperatur existieren ebenfalls unabhängige Validierungsstudien. Li et al. (2020) konnten zeigen, dass ERA5 in Bezug auf beide Variablen besser abschneidet als andere Reanalysen (z.B. Japanese Reanalysis (JRA-55), MERRA-2) und eine signifikante Verbesserung gegenüber ERA-Interim aufweist. Letzteres konnte für die Bodentemperatur auch von Ma et al. (2021) gezeigt werden. Xu et al. (2021) untersuchten die Bodenfeuchte in der Wurzelzone – definiert als die obersten 100 cm des Bodens – verschiedener Reanalysen. Sie stellten fest, dass es nur geringe Unterschiede zwischen Reanalysen wie MERRA-2, JRA-55 und ERA5 gibt und die Bodenfeuchte auch bei unterschiedlichen Landbedeckungen gut dargestellt wird. In einer Evaluierungsstudie mit 17 weiteren satelliten- und modellbasierten Datensätzen anhand von Beobachtungsdaten schneidet die Bodenfeuchte an der Oberfläche (oberste 5 cm) von ERA5 gut ab und weist eine Median-Korrelation von 0,68 mit den Zeitreihen von 826 Messtationen auf (Beck et al., 2021). Außerdem stellten Mujumdar et al. (2021) für in-situ-Messungen in Indien fest, dass ERA5 die Bodenfeuchte bis in die untersuchte Tiefe von 30 cm gut abbilden kann und Satellitenprodukte wie Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), Soil Moisture Active Passive (SMAP) und Advanced Microwave Scanning Radiometer Version 2 (AMSR2) übertrifft.

Hersbach et al. (2020) listen einige bekannte Schwachstellen von ERA5 wie die Überschätzung der Schneetiefe oberhalb von 1500 m oder die Unterschätzung der Temperatur in der Stratosphäre auf. Die für die vorliegende Studie jedoch relevanteste betrifft die Bodenfeuchte in tieferen Schichten. Diese weisen wegen der langen Einschwingzeit und einer nicht optimalen Initialisierung Diskontinuitäten an den Übergangszeiträumen unterschiedlicher Satellitenprodukte auf. Nach eigenen Untersuchungen (nicht gezeigt) ist dies beispielsweise vom 31.12.2014 auf den 01.01.2015 der Fall, so dass es hier zu rapiden und großflächigen Änderungen der Bodenfeuchte kommt, die besonders in der Sahara, der Arabischen Halbinsel und im Nahen Osten auftreten.

Mit Hilfe von ERA5 wurden unter anderem Studien zu Hitzewellen in Europa (Albergel et al., 2019; Liu et al., 2020b) und dem Einfluss der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre (Zhou et al., 2021a) durchgeführt. Zudem wurde ERA5 auch als Antrieb für Landoberflächenmodelle

(Albergel et al., 2018; Alves et al., 2020) und in Kombination mit hydrologischen Modellen (Shaun et al., 2020; Beck et al., 2021) verwendet und zeigte dabei stets einen Mehrwert gegenüber den zuvor verwendeten Antriebsdaten. Wang et al. (2021) nutzten ERA5 in Kombination mit in-situ-Messungen, um das Bodenfeuchteprodukt zweier Mikrowellensensoren zu bewerten.

3.2.4 GLEAM

Das Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM) (Miralles et al., 2011a; Miralles et al., 2011b) in der Version 3.3a (Martens et al., 2017) wird herangezogen, um die Verdunstung sowie die Bodenfeuchte der obersten Schicht und der Wurzelzone des verwendeten Modells zu validieren. Die Ergebnisse von GLEAM stützen sich auf eine Reihe von Satellitenbeobachtungen der Nettostrahlung, des Niederschlags und Messungen der Bodenfeuchte mit Hilfe von Mikrowellensensoren, um die tägliche globale Verdunstung mit einer Auflösung von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ auf Basis des Evaporationsschemas von Priestley und Taylor (1972) zu schätzen. Validiert wurde die Verdunstung anhand von Eddy-Kovarianz-Messungen an 43 Stationen. Hierzu weist GLEAM für tägliche Daten einen mittleren Korrelationskoeffizienten von 0,83 auf, für monatliche Daten 0,9 (Miralles et al., 2011a). Zudem sind auch Schätzungen für die Bodenfeuchte in den obersten 0,05 m und in der Wurzelzone ein Produkt von GLEAM. Beide Datensätze weisen auf Basis globaler und täglicher Daten eine hohe Korrelation auf (Miralles et al., 2010). Eine Validierung von GLEAM anhand von in-situ-Messungen und mit Bezug auf unterschiedliche Ökosysteme wurde von Miralles et al. (2011a) durchgeführt. Sie konnten zeigen, dass GLEAM die Verdunstung gut darstellen kann.

Martens et al. (2017) haben für die hier verwendete Version 3 eine Überarbeitung des Algorithmus vorgenommen, die gegenüber Version 2 eine Verbesserung der Korrelation der Bodenfeuchte verglichen mit in-situ-Messungen brachte. Für die Verdunstung konnte kein Unterschied zu Version 2 festgestellt werden. Die von Miralles et al. (2011b) durchgeführte Validierung wurde von Michel et al. (2016) und Miralles et al. (2016) fortgeführt und verfeinert. In beiden Studien wurde die Verdunstung in verschiedenen Algorithmen, die auf Basis fernerkundlich ermittelter Daten arbeiten, mit lokalen (Michel et al., 2016) bzw. global verteilten (Miralles et al., 2016) Eddy-Kovarianz- und in-situ-Messungen verglichen. Beide Studien kamen zu dem Ergebnis, dass GLEAM mit einer Root Mean Square Distance der lokalen, täglichen Daten von $0,08 \text{ mm h}^{-1}$ sowie einem R^2 von 0,7 am besten abschneidet. Miralles et al. (2016) zeigen jedoch für die globale Betrachtung, dass trotz der generell guten Performance von Modellen substanzielle Unterschiede zwischen unterschiedlichen Biomen und Klimaten auftreten können. Dies sollte bei der Benutzung eines einzigen Modells für großskalige Anwendungen beachtet werden – vor allem, wenn die einzelnen Bestandteile der Verdunstung von Interesse sind. Zu diesem Ergebnis

kommen auch McCabe et al. (2016), bei denen GLEAM im Vergleich mit drei weiteren Verdunstungsmodellen zwar tendenziell gut abschnitt ($R^2 = 0,68$), sich jedoch kein Modell finden ließ, das die anderen in allen untersuchten Klimaten und Biomen übertraf. Pan et al. (2020) haben in ihrer Studie die Evapotranspiration von 14 LSMs, vier Algorithmen auf Basis von Fernerkundungsdaten (u.a. GLEAM) und zwei Ansätzen des Maschinellen Lernens untersucht. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass die jährliche, globale, terrestrische Verdunstung von GLEAM sehr nah am Mittel der fernerkundungsbasierten Daten und leicht oberhalb des Mittels der LSMs liegt und damit eine gute Repräsentation des Ensembles darstellt. Beck et al. (2021) errechneten bezüglich der Bodenfeuchte in den obersten 0,05 m eine Median-Korrelation mit den Zeitreihen von 826 global verteilten Messstationen von 0,71. Damit schneidet GLEAM im Vergleich mit den anderen satelliten- und modellbasierten Datensätzen gut ab.

In den vergangenen Jahren fand GLEAM vermehrt Anwendung, um die räumliche und zeitliche Variabilität sowie Trends der Verdunstung in verschiedenen Regionen zu untersuchen. GLEAM wurde auch als Validierungsdatensatz von atmosphärischen, hydrologischen (Roy et al., 2017; Odusanya et al., 2019), Landoberflächen- (Surface Externalisée (SURFEX) (Albergel et al., 2017), (Maertens et al., 2021)) oder gekoppelten (WRF-HMS (Wagner et al., 2016), RCM-Ensemble (Knist et al., 2017)) Modellen sowie Reanalysen (COSMO-REA6 (Springer et al., 2017)) verwendet. Darüber hinaus wurde die Verdunstung von GLEAM genutzt, um hydrologische Modelle anzutreiben, was zu einer Verbesserung der Simulationen führte (z.B. Roy et al. (2017)). Auch die Anwendung von GLEAM für Auflösungen von $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ in den Niederlanden (GLEAM-HR) hat im Vergleich zu in-situ-Messungen der Bodenfeuchte zu guten Ergebnissen mit einer Korrelation von $r = 0,76$ an 29 Stationen geführt (Martens et al., 2018). Es muss allerdings berücksichtigt werden, dass die Validierungsstudien lediglich die gesamte Evapotranspiration betrachten und eine Unterteilung in die einzelnen Quellen (unbewachsener Boden, Transpiration, Interzeption) nicht vorgenommen wird. Daher wird in der vorliegenden Arbeit statt der separierten Datenprodukte lediglich die gesamte Verdunstung anhand von GLEAM validiert.

3.3 Aufbereitung der Validierungsdaten

Allen Validierungsdaten ist gemein, dass sie sich in ihrer räumlichen Auflösung von den Modellsimulationen unterscheiden. Daher werden die Ausgangsdaten mit Hilfe der Inverse Distance Interpolation (Schulzweida, 2019) auf die jeweilige Auflösung der Simulation von $0,44^\circ \times 0,44^\circ$ beziehungsweise $0,11^\circ \times 0,11^\circ$ interpoliert.

Bei den zeitlich variablen Daten ist einerseits die jeweilige Einheit zu berücksichtigen. So stellt ERA5 die Wärmeflüsse beispielsweise als J m^{-2} dar, die durch die Division mit der aggregierten Zeit auf die Einheit W m^{-2} umgerechnet werden müssen. Für stündliche Daten liegt der Divisor entsprechend bei 3600 s. Andererseits werden die Daten über verschiedene Zeiträume wie Tage, Monate oder Jahreszeiten betrachtet. Hierfür kann für die meisten Variablen beispielsweise das Monatsmittel der stündlichen oder täglichen Daten verwendet werden. Für Variablen, die Flüsse von Wärme (Einheit stets W m^{-2}) oder Wasser (Einheit stets mm) repräsentieren, muss statt des Monatsmittels jedoch die Monatssumme verwendet werden.

Die Temperaturdaten werden zudem einer Höhenkorrektur unterzogen, da das dem Datensatz zugrundeliegende Höhenmodell wie beispielsweise zwischen ERA5 und E-OBS variieren kann. Hierfür wird der klassische Ansatz des sättigungsadiabatischen Temperaturgradienten Γ_s verwendet, nach dem die Temperatur T' mit der Höhendifferenz Δh um $0,0065 \text{ K m}^{-1}$ abnimmt (Kraus, 2004), sodass für die korrigierte Temperatur T gilt:

$$T = T' + \Gamma_s \Delta h . \quad (3.1)$$

Diese Linearität ist als Vereinfachung zu betrachten. Die Beziehung hängt in der Realität von der Sättigung der Luft sowie dem Luftdruck ab und ist damit nicht linear (Kraus, 2004).

Methoden

Nachfolgend werden die in dieser Arbeit verwendeten Methoden erläutert. Diese sind mit Blick auf die Auswertung der Simulationsergebnisse statistischer beziehungsweise im Rahmen der Modellierung numerischer Natur. Für die statistischen Methoden erfolgt zudem eine Unterteilung in deskriptive und schließende Statistik sowie Gütemaße zur Bewertung der Modellqualität und statistische Tests.

4.1 Statistische Methoden

4.1.1 Deskriptive Methoden

4.1.1.1 Lage- und Streuungsparameter

Lage- und Streuungsparameter sind univariate Parameter und stellen wichtige Werte für eine erste Beschreibung von Daten dar. Bei niedrigeren Skalenniveaus als dem metrischen können jedoch nur bestimmte Parameter genutzt werden. Da in dieser Arbeit jedoch ausschließlich metrische Daten verwendet und analysiert werden, können theoretisch alle Maße angewendet werden. Nachfolgend soll dennoch nur auf die verwendeten Lageparameter Median und arithmetisches Mittel (Mittelwert) sowie auf die Streuungsparameter Varianz und Standardabweichung eingegangen werden.

Der Median m_n (Gleichung 4.1) halbiert eine geordnete Stichprobe des Umfangs n , sodass 50 % der Werte kleiner und 50 % größer als m_n sind. Er ist das einzige verwendete Mittelwertmaß, das auch auf ordinalskalierte Daten anwendbar ist und sich robust gegenüber Ausreißern zeigt (Pruscha, 2006).

$$m_n = \left\{ \begin{array}{ll} \frac{1}{2}(x_{n/2} + x_{n/2+1}) & , \text{ wenn } n \text{ gerade} \\ x_{(n+1)/2} & , \text{ wenn } n \text{ ungerade} \end{array} \right\}. \quad (4.1)$$

Das arithmetische Mittel \bar{x} (Gleichung 4.2) ist der Lageparameter, der am häufigsten auf metrische Daten angewendet wird. Es ist anders als der Median sensitiv gegenüber Ausreißern. Werte, die eine verhältnismäßig große Differenz zu \bar{x} aufweisen, haben also einen größeren Einfluss auf \bar{x} als Werte mit geringer Differenz. Je größer der Stichprobenumfang ist, desto geringer ist diese Sensitivität (Pruscha, 2006; Wilks, 2011).

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (4.2)$$

Neben dem arithmetischen Mittel \bar{x} kann auch ein gewichteter Mittelwert \bar{x}_w berechnet werden, wobei \bar{x} einen Sonderfall von \bar{x}_w darstellt, bei dem jedes Gewicht w_i den Wert eins hat und mit dem jeweiligen x_i multipliziert wird.

$$\bar{x}_w = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_i x_i. \quad (4.3)$$

Die Lageparameter treffen lediglich eine Aussage über die zentrale Tendenz, nicht aber über die Streuung der Daten. Hierfür werden in der vorliegenden Arbeit die Varianz s^2 (Gleichung 4.4) und die Standardabweichung s verwendet (Wilks, 2011).

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (4.4)$$

Die Varianz gewichtet Ausreißer stärker als Werte, die näher am arithmetischen Mittel liegen, wodurch eine breite Streuung der Daten betont wird. Zudem liegen durch die Quadrierung keine negativen Werte vor. Dies geht mit dem Nachteil einher, dass die Varianz aufgrund der quadratischen Einheit nicht mit den Ausgangsdaten und dem arithmetischen Mittel vergleichbar ist. Diesen Vorteil liefert die Standardabweichung, was die Interpretierbarkeit erleichtert und den Wert der erwarteten Streuung der Daten um den Mittelwert angibt (Pruscha, 2006; Wilks, 2011).

4.1.1.2 Boxplot

Der Boxplot nach Tukey (1977) ist in der Lage, sowohl die zentrale Tendenz als auch die Streuung eines Datensatzes abzubilden. Dabei wird die geordnete Stichprobe in vier Bereiche unterteilt, die Quartile. Die beiden inneren Quartile Q_2 und Q_3 beinhalten 50 % der Daten und werden durch eine Box, den Interquartilbereich (IQB), dargestellt, der vom Median (s. Kapitel 4.1.1.1) unterteilt wird. Unter- bzw. oberhalb des IQB erstrecken sich die Quartile Q_1 bzw. Q_4 , die in Form von

Whiskern dargestellt werden. Die Länge der Whisker erstreckt sich in der ursprünglichen Form über das gesamte jeweilige Quartil, also bis zum geringsten bzw. höchsten Wert der Daten. Häufig wird deren Länge aber angepasst, um Ausreißer zu kennzeichnen. Hierfür wird die obere (untere) Grenze W_o (W_u) von $Q3$ ($Q1$) um den IQB , multipliziert mit einem Faktor (üblicherweise 1,5), erhöht (verringert) (Bortz & Schuster, 2010):

$$W_o = Q3 + IQB * 1,5 \quad W_u = Q1 - IQB + 1,5 . \quad (4.5)$$

Neben der Identifikation von Ausreißern ist der Boxplot gut geeignet, um einen Eindruck über die Verteilung der Werte sowie deren Symmetrie oder Schiefe anhand der Lage des Medians zu gewinnen (Bortz & Schuster, 2010).

4.1.1.3 Kerndichteschätzer

Ein Kerndichteschätzer (KDE) stellt prinzipiell die Verteilungsfunktion einer Variable dar. Zwar lässt sich die Verteilung einer Variable auch mit Hilfe eines Histogramms ermitteln, jedoch weist diese Art der Darstellung Schwachstellen auf. So kann ein Histogramm, abhängig von der Klassenzahl und damit -breite und trotz spezieller Algorithmen zur Bestimmung dieser (z.B. Algorithmus nach Lienert), zu grob für die Daten sein, wodurch beispielsweise vorliegende Bimodalitäten gegebenenfalls nicht aufgezeigt werden können. Fälschlicherweise kann so der Eindruck eines unimodalen Datensatzes entstehen. Um diese Ungenauigkeiten zu umgehen, kann eine Glättung aufgrund der Kerndichte durchgeführt werden, die zur KDE führt (Wilks, 2011). Die Werte werden als Kerne, auch Kernel K genannt, einer Verteilungsfunktion (Gamma, Gauß, Quadratisch etc.) mit definierter Bandbreite repräsentiert (Peel & Wilson, 2008). Während bei Histogrammen also Werte, die in eine Klasse fallen, zu Stapeln zusammengefasst werden, werden bei KDEs die um die Kerne zentrierten Verteilungen akkumuliert, wodurch einerseits die einzelnen Werte dargestellt werden und andererseits eine Glättung erfolgt. Die Akkumulation wird auch als Höhe der Kernel h bezeichnet. Dies wird durch die Schätzfunktion

$$\hat{f}(x_0) = \frac{1}{nh} \sum_{i=1}^n K\left(\frac{x_0 - x_i}{h}\right) \quad (4.6)$$

dargestellt. Dabei entspricht n der Anzahl der insgesamt eingehenden Werte und x_0 dem Wert, der mehrere Werte x_i zusammenfasst, die eine geringere Distanz zu x_0 als die an x_0 bestehende Höhe h haben. Für das Integral unter der Fläche von $\hat{f}(x_0)$ gilt:

$$\int K(t)dt = 1 . \quad (4.7)$$

Damit entspricht die Form des KDE der einer Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (Wilks, 2011). Es sei angemerkt, dass die KDE in ihren oberen und unteren Bereichen tatsächliche Grenzen

einer Variable über- oder unterschreiten kann, was bei der Interpretation gegebenenfalls zu berücksichtigen ist.

Für die in dieser Arbeit gezeigten KDEs gilt zu berücksichtigen, dass die y-Achse nicht die Wahrscheinlichkeit selbst darstellt, sondern die Wahrscheinlichkeit pro Einheit auf der x-Achse und damit deren Dichte (Waskom, 2021). Folglich sind Werte > 1 auf der y-Achse möglich. Entsprechende Abbildungen weisen die y-Achsen-Beschriftung *Density* auf.

4.1.2 Statistische Tests

Um Unterschiede zwischen Modellsimulationen oder Korrelationen zwischen Variablen auf ihre Signifikanz überprüfen zu können, werden statistische Tests durchgeführt. Dabei soll zunächst das Grundprinzip statistischer Tests erläutert und anschließend auf die in dieser Arbeit verwendeten Tests eingegangen werden.

Bei statistischen Tests wird generell eine Nullhypothese H_0 aufgestellt, die gewissermaßen die konservative Sicht und damit keinen Unterschied oder keinen Zusammenhang zwischen Daten repräsentiert. Die Alternativhypothese H_1 drückt entsprechend das Gegenereignis von H_0 aus. Die Hypothesen können gerichtet sein, was die Fragestellung in eine bestimmte Richtung lenkt und abfragt, ob beispielsweise x signifikant größer (kleiner) als y ist. Ungerichtete Hypothesen beziehen sich im Gegensatz dazu auf einen generellen Unterschied zwischen den Daten, die Fragestellung bezieht sich entsprechend auf x gleich (ungleich) y . Für die Durchführung eines statistischen Tests wird anhand der Daten eine Prüfgröße berechnet, die in Relation zu einem kritischen Wert gesetzt wird. Überschreitet die Prüfgröße den kritischen Wert, so ist beispielsweise der Unterschied zwischen zwei Datensätzen signifikant und die H_0 kann zu Gunsten von H_1 verworfen werden. Der kritische Wert hängt dabei von der zugrundeliegenden Verteilung der Daten und vom Signifikanzniveau S ab. Letzteres stellt das Gegenereignis zur Irrtumswahrscheinlichkeit α , also $S = 1 - \alpha$, dar. Man spricht davon, dass H_0 mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% verworfen werden kann und damit ein signifikanter Unterschied zwischen den Daten besteht (Bortz & Schuster, 2010; Wilks, 2011). In dieser Arbeit wird standardmäßig eine Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 5\%$ verwendet.

Die Prüfgröße und die Wahl des Tests hängen, wie bereits angesprochen, auch von der Verteilung der Daten ab. Um diese festzustellen, kann beispielsweise der Kolmogorov-Smirnov-Test (KS-Test) verwendet werden.

4.1.2.1 KS-Test und Lilliefors-Test

Der Kolmogorov-Smirnov-Test (KS-Test) prüft, ob die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion eines Datensatzes mit der Funktion einer idealen theoretischen Verteilung übereinstimmt. In dieser

Arbeit wurde der Test verwendet, um festzustellen, ob einzelne Variablen eine Normalverteilung (H_0) oder eine andere Verteilung (H_1) aufweisen. Alternativ kann auch der χ^2 -Test verwendet werden, bei den vorliegenden kontinuierlichen Verteilungen ist der KS-Test jedoch zu bevorzugen und kann auch nur auf diese angewendet werden (Sachs & Hedderich, 2006). Wurden die Verteilungsparameter an den zu testenden Datensatz angepasst, sollte statt des KS-Tests der Lilliefors-Test (Lilliefors, 1967) verwendet werden (Wilks, 2011), da dieser in dem Fall weniger konservativ ist (Sachs & Hedderich, 2006). Beide Tests haben die gleiche Basis und berechnen den Betrag der maximalen Differenz zwischen der idealen ($F(y_i)$) und der tatsächlichen ($\frac{i}{N}$) Verteilung der N standardisierten Datenpunkte

$$\hat{D} = \max_{1 \leq i \leq N} (|F(y_i) - \frac{i}{N}|), \quad (4.8)$$

die als Prüfgröße \hat{D} verwendet wird (Sachs & Hedderich, 2006; Wilks, 2011). Kritische Werte für den KS- und den Lilliefors-Test finden sich in Tabellenform in Sachs und Hedderich (2006) sowie den dort aufgeführten Referenzen.

4.1.2.2 t-Test

Mit dem gepaarten Zweistichproben-t-Test wird untersucht, ob sich die Mittelwerte zweier Stichproben signifikant voneinander unterscheiden. Der Test kann nur für Normalverteilungen verwendet werden, was durch die vorherige Durchführung des KS-Tests für beide Stichproben untersucht wurde. Zudem müssen die Stichproben die gleiche Anzahl an Werten haben, es muss also gelten, dass $n_1 = n_2$. Die Paarung (auch verbundene Stichprobe genannt) liegt vor, da die Reihenfolge der Werte beider zu vergleichenden Simulationen nicht geändert wird. Die Hypothesen des t-Tests lauten:

$$H_0 : \mu_1 = \mu_2 \text{ und } H_1 : \mu_1 \neq \mu_2. \quad (4.9)$$

Nach der Hypothesenformulierung kann die Prüfgröße \hat{t} berechnet werden:

$$\hat{t} = \left| \sqrt{n} \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{s_d} \right| = \left| \sqrt{n} \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{\sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_{i1} - x_{i2}) - (\bar{x}_1 - \bar{x}_2)^2}} \right|. \quad (4.10)$$

Dabei entspricht n der Anzahl der Werte in den einzelnen Stichproben x_1 und x_2 und der Index i verweist auf einen spezifischen Wert. s_d beschreibt die Standardabweichung der Differenzen, die nach Gleichung 4.10 geschätzt werden kann. Für den Freiheitsgrad des kritischen Wertes t_{crit} gilt $FG = n - 1$. Der t-Test ist robust gegenüber der Verletzung der Voraussetzungen und kann gegebenenfalls auch dann valide Ergebnisse liefern, wenn beispielsweise keine Normalverteilung vorliegt (Bortz & Schuster, 2010; Wilks, 2011).

4.1.2.3 Wilcoxon-Test

Liegt keine Normalverteilung vor, so wird in dieser Arbeit statt des t-Tests der Wilcoxon-Rangsummen-Test verwendet, da dieser aufgrund der Orientierung an Rängen unabhängig von der vorliegenden Verteilung ist. Dies macht den Test robust gegenüber Ausreißern (Wilks, 2011). Für den Wilcoxon-Test werden die Ränge R_i der Differenzen der beiden Stichproben und anschließend die Rangsumme gebildet. Dabei findet eine Unterscheidung der Differenzen nach positivem R^+ und negativem R^- Vorzeichen statt. Für den Fall, dass keine Differenz auftritt, wird n entsprechend reduziert und der Wert nicht weiter berücksichtigt, so dass lediglich n' statt n betrachtet wird (Bortz & Schuster, 2010; Wilks, 2011). Die Prüfgröße \hat{R} entspricht der geringeren Rangsumme der nach Vorzeichen unterteilten Ränge (Bortz & Schuster, 2010):

$$\hat{R} = \min(R^+, R^-). \quad (4.11)$$

Für $n > 25$ kann der kritische Wert R_{crit} wie folgt berechnet werden:

$$R_{crit} = \frac{\hat{R} - \frac{n'(n'+1)}{4}}{\sqrt{\frac{n'(n'+1)(2n'+1)}{24}}}. \quad (4.12)$$

4.1.3 Korrelation

4.1.3.1 Korrelation nach Pearson und Fisher-Z-Transformation

Die Korrelation wird verwendet, um das lineare Verhältnis zwischen zwei normalverteilten Variablen x und y darzustellen. Bei metrischen Daten wird hierfür die Produkt-Moment-Korrelation nach Pearson verwendet, die als Korrelationskoeffizient r_{xy} bezeichnet wird. Der Korrelationskoeffizient wird durch das Verhältnis der Kovarianz beider Variablen zum Produkt ihrer Standardabweichungen berechnet (Wilks, 2011):

$$r_{xy} = \frac{\text{cov}(x, y)}{s_x s_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{s_x s_y}. \quad (4.13)$$

Für den resultierenden Koeffizienten gilt $-1 \leq r_{xy} \leq 1$. Ist r_{xy} positiv (negativ), so besteht ein positiver (negativer) linearer Zusammenhang zwischen den untersuchten Variablen. Bei einem positiven Zusammenhang erhöht sich der Wert von y , wenn x größer wird, bei einem negativen Zusammenhang verringert sich y mit einer Zunahme von x . Der Zusammenhang gilt auch umgekehrt. Ein Wert von $|1|$ drückt dabei einen perfekten Zusammenhang aus, ein Wert von 0 weist auf keinen Zusammenhang hin. Durch Quadrierung des Korrelationskoeffizienten kann die Erklärte Varianz B bestimmt werden, die den Anteil der Varianz von y , der durch x beeinflusst wird, darstellt (Wilks, 2011):

$$B = r_{xy}^2. \quad (4.14)$$

Bei der Interpretation des Korrelationskoeffizienten ist Vorsicht geboten, da die Korrelation zweier Variablen keine Kausalität bedeutet. Der Wert ist also lediglich eine mathematische Beziehung, die eine weitere Interpretation sowie physikalische Erklärung erfordert. Zudem stellt der Koeffizient lediglich den linearen Zusammenhang dar. Gegenüber komplexen Zusammenhängen ist er also nicht robust. Bei einem geringen Stichprobenumfang ist der Korrelationskoeffizient außerdem sensitiv gegenüber Ausreißern (Wilks, 2011).

Um die Signifikanz der Korrelation zu testen, wird der t-Test verwendet, wobei die Freiheitsgrade $n - 2$ entsprechen:

$$\hat{t} = r_{xy} \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}}. \quad (4.15)$$

Alternativ kann für ein Signifikanzniveau von 95 % folgende Approximation verwendet werden, um einen kritischen Wert des Korrelationskoeffizienten $|r_s|$ zu berechnen, bei dessen Überschreitung die Korrelation signifikant ist (Sachs & Hedderich, 2006):

$$r_s = \frac{2}{\sqrt{n}}. \quad (4.16)$$

Darüber hinaus ist zu beachten, dass der Korrelationskoeffizient nicht linear ist, was dazu führt, dass eine Änderung von $|r_{xy}|$ nahe $|1|$ eine größere Aussagekraft als eine Änderung nahe 0 hat. Um den Mittelwert einer Korrelation zu bilden, muss entsprechend eine Fisher Z-Transformation der einzelnen r_{xy} durchgeführt werden (Bortz & Schuster, 2010):

$$Z_{xy} = \frac{1}{2} * \ln\left(\frac{1+r_{xy}}{1-r_{xy}}\right). \quad (4.17)$$

r_{xy} kann über die Umstellung von Gleichung 4.17 berechnet werden (Bortz & Schuster, 2010):

$$r_{xy} = \frac{e^{2Z_{xy}} - 1}{e^{2Z_{xy}} + 1}. \quad (4.18)$$

4.1.3.2 Korrelation nach Spearman

Der Rangkorrelationskoeffizient r_s nach Spearman besitzt die gleiche Aussage wie der Korrelationskoeffizient nach Pearson (s. Kapitel 4.1.3.1), ist jedoch auf ordinal skalierte Daten anwendbar (Bortz & Schuster, 2010). r_s entspricht r_{xy} , nur dass die Korrelation anhand der Rangplätze statt der absoluten Werte berechnet wird (Wilks, 2011). Zudem kann er verwendet werden, wenn metrische Daten die für die Pearson-Korrelation notwendige Voraussetzung der Normalverteilung

nicht erfüllen (Sachs & Hedderich, 2006). Bei gleichem n und vorliegender Normalverteilung weisen beide Koeffizienten den gleichen Wert auf. Zur Berechnung von r_s wird wie bereits beim Wilcoxon-Test die Differenz der Ränge d_i gebildet (Bortz & Schuster, 2010):

$$r_s = 1 - \frac{6 * \sum_{i=1}^n d_i^2}{n(n^2 - 1)}. \quad (4.19)$$

Um den Koeffizienten auf Signifikanz zu testen, kann bei $n \leq 30$ auf Tabellen zurückgegriffen werden, für größere n kann die Prüfgröße \hat{J}_s approximiert werden (Sachs & Hedderich, 2006):

$$\hat{J}_s = \frac{r_s}{2} [\sqrt{30 - 1} + \sqrt{\frac{30 - 2}{1 - 0,3061^2}}]. \quad (4.20)$$

Der kritische Wert J_s kann mit Hilfe der Normalverteilung für ein beliebiges α ermittelt werden (Sachs & Hedderich, 2006):

$$J_{s;\alpha} = \frac{z_\alpha + t_{n-2;\alpha}}{2}. \quad (4.21)$$

Die Fisher-Z-Transformation ist auch auf r_s anwendbar (Sachs & Hedderich, 2006; Bortz & Schuster, 2010). Eine ebenfalls robuste Alternative zum Rangkorrelationskoeffizienten nach Spearman ist Kendall's τ (Wilks, 2011).

4.1.4 Gütemaße

Neben den bereits behandelten Korrelationskoeffizienten, die eine Aussage über die Güte einer Simulation gegenüber Validierungsdaten zulassen, gibt es einige spezielle Gütemaße, von denen die nachfolgenden in dieser Arbeit verwendet werden.

4.1.4.1 Bias und Mean Absolute Error

Die mittlere Abweichung einer Simulation x_m von Validierungsdaten x_v , also allgemein gesprochen der Fehler, wird auch als Bias oder Mean Error (ME) bezeichnet (s. Gleichung 4.22). Im Gegensatz zu den nachfolgenden Gütemaßen bleibt das Vorzeichen der Abweichung erhalten, jedoch können negative und positive Fehler sich ausgleichen. Dies führt im schlechtesten Fall dazu, dass der Bias anders als die tatsächlichen Abweichungen sehr gering ist (Wilks, 2011).

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{mi} - x_{vi}. \quad (4.22)$$

Daher wird auch der mittlere absolute Fehler (Mean Absolute Error (MAE)) (s. Gleichung 4.23) betrachtet, bei dem der Ausgleich von Werten unterschiedlicher Vorzeichen nicht möglich ist

und der daher die typische Magnitude der Abweichung der Simulation zu den Validierungsdaten darstellt (Wilks, 2011).

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_{mi} - x_{vi}|. \quad (4.23)$$

4.1.4.2 Root Mean Square Error

Der RMSE (s. Gleichung 4.24), auch Root Mean Square Distance (RMSD) genannt, ist ein ebenfalls gebräuchliches Gütemaß, um Abweichungen zwischen dem Modell und Validierungsdaten zu quantifizieren. Durch die Quadrierung der Differenzen werden große Abweichungen stärker gewichtet als geringe. Durch das Ziehen der Wurzel wird die ursprüngliche Einheit wiederhergestellt, wodurch wie bei der Standardabweichung eine bessere Vergleichbarkeit mit den absoluten Werten und damit einhergehend eine leichtere Interpretierbarkeit möglich ist (Wilks, 2011).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{mi} - x_{vi})^2}. \quad (4.24)$$

Es ergibt sich, dass der RMSE stets größer als der MAE ist. Für den Fall, dass die Fehler keine Streuung aufweisen, sind RMSE und MAE gleich.

4.1.4.3 Verwendung der Gütemaße

Die Gütemaße werden in der vorliegenden Arbeit verwendet, um die Qualität unterschiedlicher Modellsimulationen und deren Variablen zu vergleichen. Dies kann für die hinter jedem Gitterpunkt steckende Zeitreihe sowie für die einzelnen zeitlichen beziehungsweise räumlichen Komponenten erfolgen. Für ersteren Fall werden Zeitreihen, die das Flächenmittel der Differenzen der Simulation zu den Beobachtungen darstellen, betrachtet, um einen Wert und damit eine erste Einschätzung der Güte zu erhalten und unterschiedliche Simulationen miteinander vergleichen zu können. Für letzteren Fall wird das Maß auch auf die Zeitreihe der Differenzen eines jeden Gitterpunktes in den Untersuchungsgebieten angewendet, um die räumliche Verteilung der Gütemaße abzubilden. Somit ergibt sich ein differenzierteres und besser interpretierbares Bild der Qualität der untersuchten Variable einer Simulation (Wilks, 2011).

4.1.5 Varianzanalyse

Mit Hilfe einer Varianzanalyse, im Englischen Analysis of Variance (ANOVA), kann untersucht werden, ob ein Einfluss kategorialer Größen, sogenannter Faktoren, auf abhängige metrische Variablen dieser Faktoren besteht. Dabei wird basierend auf der Anzahl k der Faktoren zwischen

einer ein-, zwei-, . . . faktoriellen ANOVA unterschieden, wobei hier zunächst erstere betrachtet werden soll. Ein Faktor lässt sich in m Gruppen unterteilen. Für den Fall, dass $m = 2$, entspricht die ANOVA dem t-Test (vgl. Kapitel 4.1.2.2). Die einzelnen Gruppen j des Stichprobenumfangs n_j enthalten die Einzelwerte y_{ij} . Die Summe der n_j bildet den gesamten Stichprobenumfang N . N sollte einerseits nicht zu gering sein und andererseits nicht stark zwischen den Gruppen variieren, da sich dies negativ auf die Genauigkeit der Analyse auswirkt (Pruscha, 2006).

Da die der ANOVA zugrundeliegende H_0 besagt, dass kein Unterschied zwischen den Erwartungswerten der m Gruppen vorliegt, ergibt sich – als Erweiterung des t-Tests –

$$H_0 : \mu_1 = \mu_2 = \dots = \mu_m . \quad (4.25)$$

Die H_1 geht demnach davon aus, dass der Erwartungswert einer Gruppe μ_j ungleich dem Erwartungswert mindestens einer weiteren Gruppe ist (Bortz & Schuster, 2010).

Um diesen Unterschied zu ermitteln, wird die Quadratsumme, also die quadratische Abweichung einzelner Werte gegenüber den gruppenspezifischen Mittelwerten \bar{Y}_j , betrachtet. Dabei wird zwischen der totalen Quadratsumme SS_t , der Quadratsumme zwischen den Gruppen (Treatment) SS_a und der Quadratsumme innerhalb der Gruppen (Fehler) SS_e unterschieden:

$$SS_t = \sum_i^m \sum_j^{n_i} (y_{i,j} - \bar{Y})^2 , SS_a = N \sum_i^m (\bar{Y}_i - \bar{Y})^2 , SS_e = \sum_i^m \sum_j^{n_i} (y_{i,j} - \bar{Y}_i)^2 . \quad (4.26)$$

\bar{Y}_i entspricht hier dem Mittelwert der Gruppe i und \bar{Y} dem Gesamtmittelwert. Ferner gilt, dass

$$SS_t = SS_a + SS_e . \quad (4.27)$$

Für die mittleren Quadratsummen gilt:

$$MSS_a = \frac{SS_a}{m-1} \text{ und } MSS_e = \frac{SS_e}{N-m} . \quad (4.28)$$

Auf dieser Basis kann der F-Test angewendet werden, um die Signifikanz der Hypothese zu testen. Die Prüfgröße F wird dabei aus

$$F = \frac{MSS_a}{MSS_e} \quad (4.29)$$

berechnet, wobei für die Freiheitsgrade des kritischen Wertes $F_{m-1, N-m, 1-\alpha}$ gilt. Das Verhältnis einer Quadratsumme zu SS_t entspricht der durch den jeweiligen Faktor erklärten Varianz.

Wird die H_0 zu Gunsten der H_1 verworfen, so muss bei $k > 2$ noch ermittelt werden, welche der Gruppen sich voneinander unterscheiden. Ein prominenter Vertreter dieser sogenannten

Post-Hoc-Tests ist der eher konservative Scheffé-Test (Pruscha, 2006; Bortz & Schuster, 2010). Hierfür werden als Differenzen zwischen den Gruppen die Kontraste c_j eingeführt, für deren Summe gilt:

$$\sum_i^m = 0. \quad (4.30)$$

Zur Erfüllung der H_0 gilt:

$$H_0 : \sum_i^m c_j \mu_j = 0. \quad (4.31)$$

Die Prüfgröße b_s des Scheffé-Tests zwischen zwei Gruppen wird mit

$$b_s = \sqrt{(m-1)F_{m-1, N-m, 1-\alpha}} * \sqrt{MSS_e} * \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}} \quad (4.32)$$

ermittelt. Unter der Voraussetzung, dass der Kontrast $c_j > b_s$ ist, wird die H_0 zu Gunsten von H_1 verworfen, womit der Unterschied zwischen den zwei untersuchten Gruppen signifikant ist.

Voraussetzung für die Durchführung der ANOVA ist einerseits, dass die betrachteten Variablen normalverteilt sind. Andererseits müssen die Variablen stochastisch unabhängig sein, um ausschließen zu können, dass sich ein anderer Einfluss außer der der Gruppe auf die abhängige Variable auswirkt. Dies wird durch den Post-Hoc-Test gewährleistet. Es sei gesagt, dass die ANOVA an sich robust gegenüber der Nichterfüllung ihrer Voraussetzung ist. Durch die Hinzunahme eines weiteren Faktors zeigt die ANOVA neben den Effekten der einzelnen Faktoren und dem residualen Effekt auch den Effekt der Interaktion der betrachteten Faktoren auf, der der Varianz zwischen den Gruppen zuzuordnen ist.

In der vorliegenden Arbeit wird die ANOVA verwendet, um den Einfluss des Faktors *Simulation* (vgl. Kapitel 5.3.3) auf den jeweiligen Modelloutput zu untersuchen. Im Rahmen von Kapitel 6.7 wurde auch eine zweifaktorielle ANOVA durchgeführt, um die Unterschiede zwischen den Faktoren *Sommer* (2003, 2018) und *Simulation* zu untersuchen.

4.2 Numerische Methoden

4.2.1 Nullstellen ermitteln

In der vorliegenden Arbeit ist es notwendig Algorithmen zu verwenden, die die Nullstelle einer Funktion $f(x)$ ermitteln. Dafür wird von einem Anfangswert aus iterativ vorgegangen, wobei die Iterationen so häufig wiederholt werden, bis das Konvergenzkriterium einer geringen Differenz zwischen zwei aufeinanderfolgenden Iterationen erreicht wird (Bonan, 2019).

Kann die Ableitung $f'(x)$ einer Funktion $f(x)$ gebildet werden, bietet sich hierfür beispielsweise der Newton-Raphson-Algorithmus an, der auf der Erweiterung einer Taylor-Reihe basiert (Bonan, 2019). Hierbei gilt für ein geringes δ in der Funktion $f(x + \delta) = 0$, dass

$$\delta = -\frac{f(x)}{f'(x)}. \quad (4.33)$$

Wenn der Initialwert bei einer Funktion höherer Ordnung zu weit von der tatsächlichen Nullstelle entfernt ist, kann die Methode zu unpräzisen und groben Ergebnissen führen, so dass sie letztendlich einen lokalen Extremwert statt der tatsächlichen Nullstelle als Nullstelle ausweisen kann. Eine andere Möglichkeit für dieses Szenario ist, dass die Methode keine Nullstelle findet und fortlaufend weiter iteriert. Der große Vorteil des Newton-Raphson-Algorithmus liegt in der starken Konvergenz, durch die eine Nullstelle in der Regel nach wenigen Iterationen bestimmt werden kann (Press et al., 1994). In der vorliegenden Arbeit wurde der Algorithmus in Form der Subroutine *rtsafe* (Press et al., 1994) verwendet, um die Nullstelle der Infiltrationsfunktion nach Green und Ampt (1911) (s. Kapitel 5.2.6 und Gleichung 5.22) zu ermitteln.

Eine weitere Methode ist die Picard-Iteration, die eine Fixpunktiteration darstellt. Hierbei wird eine Gleichung $f(x) = 0$ zu $x = g(x)$ umgeschrieben. Anschließend wird von einem Initialwert ausgehend mit der Iteration gestartet, bis die Differenz zweier aufeinander folgender Iterationen geringer als das Konvergenzkriterium ist. Die Konvergenz kann dabei jedoch nicht immer erreicht werden und hängt vom Initialwert und der Funktion $g(x)$ ab (Bonan, 2019). Eine modifizierte Variante dieser Methode wurde in der vorliegenden Arbeit genutzt, um die Richardsgleichung zu lösen (s. Kapitel 5.2.9).

4.2.2 Tridiagonale Gleichungssysteme lösen

Ein tridiagonales Gleichungssystem weist prinzipiell die Form

$$a_i u_{i-1} + b_i u_i + c_i u_{i+1} = d_i \quad (4.34)$$

auf. Diese Art des Gleichungssystems tritt bei eindimensionalen Diffusionen wie der Bewegung der Bodenfeuchte oder der Temperaturübertragung in einem Boden mit n Schichten auf. Charak-

teristisch bei einem solchen System ist, dass lediglich die Diagonale, die Subdiagonale und die Supradiagonale Werte aufweisen, die ungleich 0 sind. a_1 und c_n sind entsprechend nicht definiert (Press et al., 1994; Bonan, 2019):

$$\begin{bmatrix} b_1 & c_1 & & & & & \\ a_2 & b_2 & c_2 & & & & \\ & \ddots & \ddots & \ddots & & & \\ & & & a_{n-1} & b_{n-1} & c_{n-1} & \\ & & & & a_n & b_n & \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ \vdots \\ u_{n-1} \\ u_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_{n-1} \\ d_n \end{bmatrix} \quad (4.35)$$

Zur Lösung des Gleichungssystems wird der Vektor u_i als Funktion des restlichen Gleichungssystems definiert. Mit Hilfe des Gauß'schen Eliminationsverfahrens wird zunächst u_{i-1} eliminiert und u_i und u_{i+1} anschließend schrittweise durch Rücksubstitution gelöst (Bonan, 2019). Dies kann mit Hilfe der Subroutine *tridag* bewerkstelligt werden (Press et al., 1994), die auf dem Thomas-Algorithmus als Vereinfachung des Gauß'schen Eliminationsverfahrens basiert. Alternativ kann wie bei Hagemann und Stacke (2015) das Verfahren nach Richtmyer und Morton (1967) verwendet werden. Beide Ansätze werden genutzt, um die Richardsgleichung zu lösen, die für die Versickerung und den kapillaren Aufstieg der Bodenfeuchte zwischen den Schichten verwendet wird (s. Kapitel 5.2.9).

Das regionale Klimamodell REMO und seine Weiterentwicklung

Dieses Kapitel befasst sich mit dem RCM REMO, dessen Aufbau, einigen Parametrisierungen sowie der Modellierung der Bodenfeuchte. Außerdem werden die in der vorliegenden Arbeit durchgeführte Weiterentwicklung sowie die einzelnen Modellsimulationen erläutert. Im Bereich der Modellentwicklung werden sowohl Bereiche thematisiert, die für die Behandlung in Kapitel 3 zu speziell sind und entsprechend weiterer Literaturarbeit bedurften, als auch die Strukturierung und Umsetzung im Modell selbst. Da das nachfolgende Kapitel eine Vielzahl an Variablen enthält, die einen REMO-spezifischen Eigennamen aufweisen, sei auf Tabelle 7.1 im Anhang verwiesen, die einen Überblick bezüglich der Nomenklatur gibt.

5.1 REMO

5.1.1 Allgemeine Modellcharakteristika

Das RCM REMO (Jacob & Podzun, 1997; Jacob et al., 2001) ist ein dreidimensionales hydrostatisches Modell der Atmosphäre. Sein dynamischer Kern basiert auf dem Europa-Modell/Deutschland-Modell (EM/DM) (Majewski, 1991; Edelmann et al., 1995) des Deutschen Wetterdienstes (DWD), das für die numerische Wettervorhersage verwendet wurde. Die physikalische Parametrisierung stammt aus der vierten Version des GCM ECHAM (Roeckner et al., 1996), die weitestgehend mit der von ECHAM3 (Roeckner et al., 1992) übereinstimmt, und ersetzt damit jene des EM/DM.

Die prognostischen Variablen der Atmosphäre sind die Horizontalwinde, der Luftdruck an der Oberfläche, die Temperatur, die spezifische Feuchte und der flüssige Wasseranteil der Wolken (Roeckner et al., 1992; Roeckner et al., 1996).

Zeitlich integriert wird REMO mittels eines leap-frog-Ansatzes mit einer semi-impliziten Korrektur und zeitlichen Asselin-Filterung (Asselin, 1972). Vereinfacht ausgedrückt werden hierfür der aktuelle und der vorherige Zeitschritt verwendet, um die Differentialgleichung zu lösen und den Wert einer Variable für den nächsten Zeitschritt zu berechnen. Die vertikale Diskretisierung der Atmosphäre basiert auf hybriden σ -Leveln (Simmons & Burridge, 1981; Eckermann, 2009), welche die vertikalen Schichten des Modells von der Landoberfläche bis hin zum Druckniveau von 10 hpa darstellen. Damit folgen die Level in der unteren Atmosphäre der Topographie und passen sich mit zunehmender Höhe an das modellierte Druckniveau an (Roeckner et al., 1996; Teichmann, 2010; Sieck, 2013).

Für die horizontale Modellauflösung wird standardmäßig zwischen Gitterboxgrößen von $0,44^\circ \times 0,44^\circ$, $0,22^\circ \times 0,22^\circ$, $0,11^\circ \times 0,11^\circ$ gewählt, es kann aber theoretisch auch jede andere Auflösung gerechnet werden. Für die horizontale Diskretisierung verwendet REMO das Arakawa-C-Gitter (Arakawa & Lamb, 1977). Anders als in der Originalquelle ist der Wert einer Variable jedoch im Zentrum der Gitterzelle und nicht an der unteren Kante definiert, sodass die Darstellungen nach Teichmann (2010) und Remedio (2013) die auf REMO zutreffende Anwendung des Gitters sind. Die u-Winde (v-Winde) sind an den Gitterpunktgrenzen der x-Achse (y-Achse) definiert, um den Austausch von Luftmassen zwischen den Gitterzellen zu gewährleisten.

Damit das Modell auch für Regionen außerhalb der Tropen genutzt werden kann, wird ein rotiertes Koordinatensystem verwendet, um ähnliche Gitterboxgrößen zu erhalten und die polwärtige Konvergenz der Breitenkreise zu vermeiden. Hierfür werden die Pole rotiert, sodass die Mitte des Untersuchungsgebietes über dem Äquator liegt (Sieck, 2013).

Als regionales Klimamodell simuliert REMO nur einen Ausschnitt der Erde. Daher benötigen die prognostischen Modellvariablen einen Antrieb, das sogenannte Forcing, das die Randbedingungen an den äußeren Gitterboxen (LBCs) vorschreibt. Außerdem definiert das Forcing initiale Bedingungen für die Atmosphäre und einige Landoberflächenvariablen wie die Bodentemperatur und -feuchte (s. Kapitel 5.3). Der Antrieb wird in der Regel von einem gröber aufgelösten globalen Datensatz geleistet. Für Modellprojektionen in die Zukunft kommt dafür nur ein GCM in Frage, für vergangene Zeiträume können sowohl Reanalyse- als auch Modelldaten verwendet werden. In dieser Arbeit werden die Reanalysedaten von ERA-Interim (Dee et al., 2011) als Antrieb verwendet. Das von REMO modellierte Gebiet wird in die Antriebsdaten eingebettet, man spricht hierbei von Nesting. Die Variablen der Forcing-Daten werden anschließend mit Hilfe eines Relaxationsschemas (Davies, 1976) an die Modellauflösung angepasst. Dies führt dazu, dass die äußeren acht Gitterboxen des Untersuchungsgebietes eine sogenannte Relaxationszone (auch

sponge zone genannt) darstellen, die für die Analyse der Modelldaten keine Berücksichtigung finden sollte. Rechnet REMO mit einer höheren Auflösung als den eingangs erwähnten $0,11^\circ \times 0,11^\circ$, kann ein Double-Nesting notwendig sein, um einen zu großen Sprung zwischen den Auflösungen der globalen Antriebsdaten und der Zielauflösung des Modells zu vermeiden. Hierfür wird der hochaufgelöste Regionallauf in einen gröber aufgelösten eingebettet (Mearns et al., 2003).

5.1.2 Modellaufbau: Ein kurzer Überblick

Bevor detaillierter auf die Parametrisierungen in REMO eingegangen wird, soll ein kurzer Überblick über die benötigten Eingangsdaten, Randbedingungen, den Ablauf eines Modellstarts sowie die Ausgabedateien gegeben werden. Konkret geht es um die Bodenbibliothek, das Bereitstellen der Antriebsdaten und die Speicherorganisation des Modelloutputs.

Die Bodenbibliothek (BodLibKit) kreiert die zeitlich konstanten sowie drei saisonal schwankende Parameter des Modells (s. Tabelle 5.1) und schreibt sie in die sogenannte Surface Library. Konstante Werte sind beispielsweise die Land-See-Maske, die Orographie oder die verschiedenen Bodenparameter. Saisonale Werte sind der Leaf Area Index (LAI), die Albedo der Vegetation (Hintergrundalbedo, surface background albedo) und der Vegetationsanteil. In der Bodenbibliothek werden die Eingangsdaten auf das Untersuchungsgebiet zugeschnitten, rotiert und von ihrer ursprünglichen Auflösung auf die Zielauflösung des Modells interpoliert.

Die Antriebsdaten (a-files) werden anhand eines Präprozessors aus den globalen Daten des Antriebsdatensatzes (g-files) generiert. In der ursprünglichen Version findet dabei eine Zusammenführung der Variablen aus der Bodenbibliothek und der dynamischen Antriebsvariablen statt (s. Tabelle 5.2). Da erstere in jede der 6-stündig verfügbaren a-files geschrieben werden, wird mehr Speicherplatz verwendet als notwendig ist. Daher wurde das Prozedere im Präprozessor sowie der Einlesevorgang der Variablen im Modell dahingehend verändert, dass die Bodenvariablen zum einen nicht mehr in die a-files geschrieben werden und zum anderen die Bodenbibliothek direkt vom Modell eingelesen wird.

Das Modell schreibt eine Vielzahl an Variablen standardmäßig in die Output-Dateien (e-files, t-files). Erstere sind nach Variablen sortiert und enthalten stündliche Werte. Letztere weisen eine chronologische Ordnung auf und werden in der Regel alle sechs Stunden geschrieben. In beiden Fällen lässt sich der Zeitschritt jedoch auch an die jeweilige Fragestellung anpassen. Zusätzlich zu den e-files (abhängig von der Variable gemittelt oder aggregiert) enthalten sie auch atmosphärische Variablen in den vertikalen Schichten. Um daraus Druckniveaus zu generieren, muss ein Druckinterpolator (druint) den Output nachprozessieren. Durch die geschichteten atmosphärischen Variablen und die Art der Speicherung (alle Variablen zu einem Zeitpunkt)

Tabelle 5.1: Variablen der Bodenbibliothek in REMO.

¹Gesch et al. (1999), ²Loveland et al. (2000), ³Hagemann (2002), ⁴Rechid et al. (2009), ⁵Rechid und Jacob (2006), ⁶FAO (1974).

Code	Variablenname	Beschreibung	Datensatz
129	FIB	Orographie	GTOPO ¹
172	BLA	Land-See-Maske	GLCCD ²
173	AZ0	Rauhigkeitslänge an der Oberfläche	Berechnung aus LSP2 ³ und FIB
174	ALB	Hintergrundalbdeco	LSP2 ³ , MODIS ⁴
198	VGRAT	Vegetationsbedeckung	LSP2 ³ , MODIS ⁵
199	VAROR	Orographische Varianz	Berechnung aus FIB
200	VLТ	Leaf Area Index (LAI)	LSP2 ² , MODIS ⁵
212	FOREST	Vegetationstyp	LSP2 ³
226	FAO	Bodentexturklasse	FAO ⁶
229	WSMX	Feldkapazität	LSP2 ³
272	BETA	Kurvenparameter des Arno-Schemas	Berechnung aus LSP2 ³
273	WMINLOK	subskaliges Minimum der Feldkapazität	Berechnung aus LSP2 ³
274	WMAXLOK	subskaliges Maximum der Feldkapazität	Berechnung aus LSP2 ³

können die t-files auch genutzt werden, um a-files für einen doppelt genesteten Modelllauf zu erzeugen. Zudem haben f- und g-files eine wichtige Funktion inne. Sie enthalten alle Variablen des letzten (f-files) und vorletzten (g-files) Zeitschrittes, den das Modell vor seiner Beendigung gerechnet hat. Dadurch lässt sich ein sogenannter Restart durchführen, bei dem das Modell nach einer geplanten Unterbrechung fortgeführt werden kann. Eine erneute Initialisierung und damit ein erneutes Einschwingen wird dadurch hinfällig. Die letzten beiden Zeitschritte sind wegen des leap-frog Schemas der zeitlichen Integration notwendig. Darüber hinaus schreibt REMO noch m- und n-files für eine Reihe von Variablen. Diese enthalten Karten der Monats- und Tagesmittel einiger ausgewählter e-file-Variablen.

5.1.3 Parametrisierung der Atmosphäre

Die primitiven Grundgleichungen der Atmosphäre wie die Navier-Stokes-Gleichung sowie Energie- und Impulserhaltung werden im dynamischen Kern des Modells gelöst. Prozesse, die auf kleineren Skalen als der horizontalen und vertikalen Auflösung ablaufen, müssen parametrisiert werden. Nachfolgend soll ein kurzer Überblick über die in REMO verwendeten Parametrisierun-

Tabelle 5.2: Variablen der Antriebsdaten. *nl* bezeichnet die Anzahl der vertikalen Schichten in der Atmosphäre.

Code	Name	Level	Beschreibung
84	QDBL	1	Spezifische Feuchte an der Landoberfläche
130	T	nl	Temperatur
131	U	nl	Windgeschwindigkeit in u-Richtung
132	V	nl	Windgeschwindigkeit in v-Richtung
133	QD	nl	Spezifische Feuchte
134	PS	1	Luftdruck an der Oberfläche
153	QW	nl	Flüssiger Wasseranteil
140	WS	1	Bodenfeuchte in der Wurzelzone
141	SN	1	Schneetiefe
156	FI	nl	Geopotenzielle Höhe
194	WL	1	Wassermenge an der Oberfläche
210	SEAICE	1	Meereisbedeckung
232	GLAC	1	Gletschermaske
614	PHI	1	Geogr. Breite der entrotierten Koordinaten
615	RLA	1	Geogr. Länge der entrotierten Koordinaten

gen der Atmosphäre gegeben werden. Diese basieren weitestgehend auf ECHAM4 (Roeckner et al., 1996).

Für die Parametrisierung der Kumuluskonvektion wird das Tiedtke-Schema (Tiedtke, 1989) mit der Überarbeitung von Nordeng (1996) verwendet. Stratiforme Wolken werden auf Basis der Bilanzgleichung inklusive Quellen und Senken durch die Bildung von Niederschlag und Phasenänderungen gebildet (Roeckner et al., 1996). Die Strahlung basiert auf dem Modell des ECMWF (Fouquart & Bonnel, 1980; Morcrette et al., 1986), wobei zusätzlich Treibhausgase, Absorptionsbanden und Aerosole berücksichtigt werden. Die Streuungseigenschaften von Tröpfchen und Eiskristallen in den Wolken werden auf Basis einer angepassten Mie-Theorie (Rockel et al., 1991) berechnet, der Radius der Tropfen und Kristalle wird in Bezug auf den Flüssig- und Eisanteil parametrisiert (Roeckner, 1995).

5.1.4 Parametrisierung der Landoberfläche

Die Parametrisierung der Landoberfläche basiert auf ECHAM3 (Roeckner et al., 1992) bzw. ECHAM4 (Roeckner et al., 1996), wurde jedoch in Teilen überarbeitet. So verwendet REMO einen Kachelansatz (tile approach) für die einzelnen Gitterboxen, der die relativen Anteile von Wasser, Land und Meereis in der Gitterbox ohne räumliche Zuweisung darstellt (Semmler, 2002). Dieser tile approach wurde später noch um die Klasse Gletscher erweitert (Kotlarski, 2007), die in den Untersuchungsgebieten dieser Arbeit jedoch ausschließlich in Grönland auftritt

und deswegen für die durchgeführten Modellläufe nicht berücksichtigt wird. Die subskalige Betrachtung der Gitterboxen führt zu einer realistischeren Simulation der Atmosphäre an den Küsten und in Regionen mit Meereis. Dabei werden jeder der Oberflächenklassen verschiedene Eigenschaften wie Albedo, Rauigkeitslänge und Oberflächentemperatur zugeschrieben. So können die turbulenten Flüsse und Strahlungsflüsse in der atmosphärischen Grenzschicht separat berechnet und anschließend, mit ihrem Anteil an der Gitterbox gewichtet, gemittelt werden (Semmler, 2002).

Die Wärmeflüsse werden auf Basis der Massentransferbeziehung und den Transferkoeffizienten aus der Monin-Obukhov Ähnlichkeitstheorie (Louis, 1979) bestimmt. Die Rauigkeitslänge hängt über Land von der subskaligen Orographie und der Vegetation ab. Über Wasser wird die von Miller et al. (1992) modifizierte Beziehung nach Charnock (1955) mit einem Minimum von $1,5 \cdot 10^{-5}$ m genutzt, über Meereis ist ein konstanter Wert von 10^{-3} m vorgeschrieben (Roeckner et al., 1996).

Die Vegetation – unterteilt in Vegetationsklassen – wird durch Eigenschaften wie Rauigkeitslänge, Hintergrundalbedo, die anteilige Vegetationsbedeckung, Waldanteil und LAI definiert (Roeckner et al., 1996). Die Hintergrundalbedo, anteilige Vegetationsbedeckung und der LAI unterliegen saisonalen Schwankungen, die von Rechid und Jacob (2006) auf Basis monatlicher Werte in REMO eingebaut wurden. Zudem gibt es eine partielle Kopplung von REMO an das LSM JSBACH, REMO-interactive MOsaic-based VEgetation (iMOVE) (Wilhelm et al., 2014). Diese bezieht sich auf die Vegetation und eine subskalige Vegetationsverteilung in Form von Plant Functional Types (PFTs). Den PFTs sind dabei spezifische Pflanzeigenschaften wie der LAI, die Wurzeltiefe, der Stomatawiderstand oder die Netto-Primär-Produktion zugeordnet. Im Laufe der vorliegenden Arbeit wird aus dieser Kopplung jedoch lediglich die Wurzeltiefe verwendet.

Für Bodenprozesse greift REMO in der Ausgangsversion auf die Eigenschaften von fünf Bodentexturklassen sowie Torf zurück (s. Tabelle 5.3) (Edelmann et al., 1995).

Tabelle 5.3: Bodenparameter der Bodentexturklassen und Torf in REMO (Edelmann et al., 1995). f = Porosität [$m_{V_a+V_w}^3/m_{V_t}^3$], θ_{FC} = Feldkapazität [m_{Wasser}^3/m_{Boden}^3], ρc_0 = Wärmekapazität von trockenem Boden [$10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}$], λ_0 = Wärmeleitfähigkeit trockener Boden [$\text{W K}^{-1} \text{ m}$], $\Delta\lambda$ = Amplitude der Wärmeleitfähigkeit zwischen trockenem und gesättigtem Boden [$\text{W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$].

Textur	f	θ_{FC}	ρc_0	λ_0	$\Delta\lambda$
Sand	0,365	0,196	1,28	0,30	2,40
Sandiger Lehm	0,445	0,260	1,35	0,28	2,40
Lehm	0,455	0,340	1,42	0,25	1,58
Lehmiger Ton	0,475	0,370	1,50	0,21	1,55
Ton	0,507	0,463	1,63	0,18	1,50
Torf	0,863	0,763	0,58	0,06	0,50

Bezüglich der Wärmeflüsse im Boden ist dieser in fünf Schichten unterteilt, deren Mächtigkeit mit der Tiefe zunimmt und bis in ungefähr 10 m Tiefe reicht (s. Abbildung 5.1). An der unteren Grenze findet kein Wärmetransfer statt. Die Randbedingung wird hier also auf null gesetzt, um die Energiebilanz zu schließen (Roeckner et al., 1992; Roeckner et al., 1996). Der jeweilige Temperaturwert bezieht sich auf die Schichtmitte. Die Wärmespeicherkapazität und -leitfähigkeit hängen von der jeweiligen Bodentextur ab (s. Tabelle 5.3).

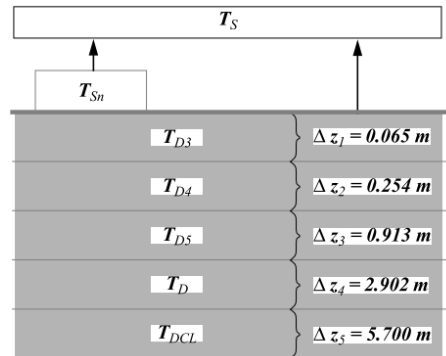


Abbildung 5.1: Bodenschichten in REMO (Roeckner et al., 1992). T_S = Oberflächentemperatur [K], T_{Sn} = Schneetemperatur [K], T_D = Bodentemperatur der Bodenschichten [K], Δz = Schichtmächtigkeiten [m].

Die Wärmeleitfähigkeit λ und die Wärmekapazität ρc des Bodens werden wie folgt berechnet (Edelmann et al., 1995):

$$\lambda = \lambda_0 + \left(\frac{0,25 + 0,3\Delta\lambda}{1 + 0,75\Delta\lambda} \right) \Delta\lambda + \text{Min} \left[\left(\frac{4\bar{W}}{VPOR} \right), \left(1 + \left(4 \frac{\bar{W}}{VPOR} - 1 \right) \frac{1 + 0,35\Delta\lambda}{1 + 1,95\Delta\lambda} \right) \right] \quad (5.1)$$

und

$$\rho c = \rho c_0 + \rho_w c_w \bar{W} . \quad (5.2)$$

Dabei ist $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ die Dichte des Wassers, $c_w = 4186,84 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}$ die spezifische Wärmekapazität des Wassers und \bar{W} der relative Wassergehalt des Bodens [$m^3_{\text{Wasser}}/m^3_{\text{Boden}}$]:

$$\bar{W} = \frac{WS}{WS_{mx}} * FC . \quad (5.3)$$

WS [m] entspricht dem Wassergehalt und WS_{mx} der Feldkapazität [m]. Bei gefrorenem Boden werden die Dichte und spezifische Wärmekapazität von Eis an Stelle von Wasser anteilig berücksichtigt.

Details zur Berechnung der Bodentemperatur, die Einführung eines neuen Schemas sowie dadurch bedingte weitere Änderungen werden bei Ziegler (2022) ausführlich behandelt.

5.1.5 Bodenhydrologie

Die Bodenhydrologie von REMO besteht aus mehreren Komponenten. Für die Unterteilung des Wassers an der Landoberfläche in Infiltration und Oberflächenabfluss verwendet REMO das verbesserte Arno-Schema (Hagemann & Dümenil Gates, 2003). Der Boden besteht aus hydrologischer Sicht aus einer einzigen Schicht, die als "Behälter", dem sogenannten Bucket (Manabe, 1969), betrachtet werden kann. Seine abgebildete Tiefe entspricht der Wurzeltiefe der Vegetation. Die Drainage erfolgt in Abhängigkeit vom Wassergehalt des Buckets. Die Evapotranspiration ist in die Evaporation des nichtbewachsenen Bodens (bare soil evaporation) und die Transpiration über die Vegetation unterteilt. Nachfolgend wird detaillierter auf die einzelnen Prozesse eingegangen. Zudem sei angemerkt, dass laterale Flüsse des Wassers weder an der Oberfläche noch im Untergrund berücksichtigt werden (vgl. Tabelle 2.3), was dazu führt, dass Oberflächenabfluss und Drainage aus dem Wasserkreislauf entfernt werden (Saeed et al., 2009).

5.1.5.1 Infiltration: verbessertes Arno-Schema

Die Infiltration wird mit Hilfe des verbesserten Arno-Schemas (Hagemann & Dümenil Gates, 2003), das seine Wurzeln im auf dem Xinanjiang Modell (Zhao et al., 1980) basierenden Arno-Schema (Dümenil & Todini, 1992; Todini, 1996) hat, berechnet. Dieses Schema ist ein sogenanntes Infiltrationsüberschuss-Schema und entspricht damit dem Prinzip des Horton-Abflusses. Die an der Erdoberfläche verfügbare Wassermenge setzt sich aus Regen, Schneeschmelze und Wasser, das von der Vegetation auf den Boden fällt oder fließt, zusammen. Ist die verfügbare Wassermenge kleiner oder gleich der freien Speicherkapazität des Bodens, infiltriert sie. Übersteigt die verfügbare Wassermenge den Speicher, so wird der Infiltrationsüberschuss dem Oberflächenabfluss zugerechnet.

Das Arno-Schema berücksichtigt dabei die statistische Verteilung der subskaligen Feldkapazität, für die der Land Surface Parameter (LSP)2-Datensatz (Hagemann et al., 1999; Hagemann, 2002) mit einer Auflösung von $0,009^\circ \times 0,009^\circ$ (1 km^2) verwendet wird. Diese Verteilung ermöglicht, dass es auch dann zu Oberflächenabfluss kommen kann, wenn der Boden der Gitterbox nicht vollständig gesättigt ist. Der Datensatz wird für REMO in der BodLibKit auf 1/10 der Modellauflösung skaliert.

Das verbesserte Arno-Schema unterscheidet sich in zwei entscheidenden Punkten von seiner Vorgängerversion. Zum einen zeichnet es sich aufgrund der subskaligen Betrachtung durch eine stärkere Differenzierung der Feldkapazitäten innerhalb einer Gitterbox aus. So beginnt die

Verteilung der Bodenwasserkapazitäten $\frac{s}{S}$ [m m^{-1}] (s. Gleichung 5.4) nicht bei 0, sondern bei dem Minimum der subskaligen Kapazität w_{min} . w_{max} entspricht dem Maximum der subskaligen Kapazitäten und kann damit größer sein als die Feldkapazität der gesamten Gitterbox. Dazu gibt es den Parameter w_{act} , der dem anteiligen Verhältnis $\frac{s}{S}$ entspricht. Daraus ergibt sich, dass der aktuelle Wassergehalt gleich oder kleiner w_{act} sein muss. Die minimalen und maximalen Kapazitäten werden bei einem Zehntel der Modellauflösung für jede Gitterbox berechnet (Hagemann & Dümenil Gates, 2003):

$$\frac{s}{S} = 1 - \left(\frac{w_{max} - w_{act}}{w_{max} - w_{min}} \right)^\beta. \quad (5.4)$$

Zum anderen ist die Überarbeitung des Kurvenparameters β hervorzuheben. Ursprünglich war dieser ausschließlich von der subskaligen Orographie abhängig. Beim verbesserten Arno-Schema hängt er zudem von der Verteilung der subskaligen Kapazitäten ab. Das ursprüngliche β wird nun als β_{oro} definiert, das der subskaligen Kapazitäten als β_w . Danach ergibt sich für β :

$$\beta = \begin{cases} \beta_w + \beta_{oro} & , \text{ wenn } \beta_{oro} > 0,01 \\ \beta_w & \end{cases}. \quad (5.5)$$

β_w wird nach der Methode der kleinsten quadratischen Anpassung (Press et al., 1994) berechnet, wobei nur subskalige Kapazitäten berücksichtigt werden, die größer als 0 sind. Damit sind Wasser und undurchlässige Flächen, in die kein Wasser versickern kann, ausgeschlossen. Für β_{oro} gilt:

$$\beta_{oro} = \min\left(0,5; \frac{\max(0; \sigma_{oro} - \sigma_0)}{\sigma_{oro} + \sigma_{max}}\right). \quad (5.6)$$

Hierbei entspricht σ_{oro} der Wurzel der orographischen Varianz [m], σ_0 deren Minimum und σ_{max} deren Maximum (Hagemann & Dümenil Gates, 2003). Die Extremwerte sind in REMO standardmäßig mit 10 beziehungsweise 820 m definiert und damit für jedes Untersuchungsgebiet und jede Auflösung gleich. Die Einführung von w_{min} hat einen entscheidenden Einfluss auf den Parameter β , der unabhängiger von der Orographie wird (Hagemann & Dümenil Gates, 2003).

Auf dieser Basis kann der aktuelle Wassergehalt einer Gitterbox wie folgt berechnet werden (Hagemann & Dümenil Gates, 2003):

$$WS = w_{min} + \int_{w_{min}}^{w_{act}} \left(1 - \frac{s}{S}\right) dw. \quad (5.7)$$

Die Verbesserung des Schemas hat zur Folge, dass es bei hohem Bodenwasseranteil zu mehr Oberflächenabfluss als zuvor kommt, bei geringen Werten tritt weniger Oberflächenabfluss auf. Dies führt insgesamt zu einer realistischeren Simulation des jährlichen Abflusses innerhalb verschiedener Flusseinzugsgebiete weltweit (Hagemann & Dümenil Gates, 2003).

5.1.5.2 Das Bucket-Schema und die darin verwendete Evapotranspiration und Drainage

Das in REMO verwendete Bucket-Schema basiert auf Manabe (1969). In der Originalveröffentlichung hat der Boden eine Tiefe von 1 m, in REMO wird stattdessen eine Tiefe angenommen, die bis zur Wurzeltiefe reicht – was üblich für Bucket-Schemata ist (Yang et al., 1995) (vgl. Abbildung 5.2). Da die Wurzelzone die untere Grenze des Schemas darstellt, wird unterhalb von dieser kein Wasser modelliert.

Eine Schwachstelle von Bucket-Schemata ist, dass ihre Reaktionszeit auf Niederschläge aufgrund lediglich einer simulierten Schicht zu kurz ist, um ein Feedback zu zeigen (Viterbo, 2002). Darüber hinaus haben Bucket-Schemata einige weitere Nachteile, die in REMO bereits überarbeitet wurden. So darf die Evaporation über unbewachsenem Boden grundsätzlich auf das Wasser des gesamten Bucket zugreifen (Viterbo, 2002). In REMO wird dies jedoch dadurch abgefedert, dass der Boden in die obersten 0,1 m (w_{top}) und den Bereich darunter unterteilt wird. Für die Evaporation kommt nur der relative Wassergehalt des Bodens h in w_{top} in Frage (Roeckner et al., 1996):

$$h = \frac{1 - \cos\left(\pi \frac{w - (w_{max} - w_{top})}{w_{top}}\right)}{2}. \quad (5.8)$$

Viterbo (2002) kritisiert an Bucket-Schemata ebenfalls, dass sie in ihrer ursprünglichen Form bei der Transpiration den Blattwiderstand nicht berücksichtigen. Dieser Kritikpunkt wird bei REMO ebenfalls entschärft, da eigenständige Parametrisierungen für den Blattwiderstand und den Trockenstress, dem Pflanzen eventuell ausgesetzt sind, basierend auf Sellers et al. (1986) existieren (Roeckner et al., 1992).

Neben dem Feuchtigkeitstransfer von der Pedo- in die Atmosphäre verliert der Boden auch durch die unterirdische Drainage R_D Wasser. Liegt der relative Wasseranteil des Bodens unterhalb von 5 %, drainiert der Boden nicht. Zwischen 5 und 90 % findet eine langsame und oberhalb von 90 % eine schnelle Drainage statt (Roeckner et al., 1992):

$$\frac{R_D}{\rho_w} = \left\{ \begin{array}{l} d_{min} \frac{WS}{WS_{max}}, \text{ wenn } 0,05WS_{max} < WS < 0,9WS_{max} \\ d_{min} \frac{WS}{WS_{max}} + (d_{max} - d_{min}) \left(\frac{WS - 0,9WS_{max}}{WS_{max} - 0,9WS_{max}} \right)^d, \text{ wenn } \\ WS \geq 0,9WS_{max} \end{array} \right\}. \quad (5.9)$$

Hierbei entsprechen die d -Parameter unterschiedlichen Faktoren der Fließgeschwindigkeit, wobei $d_{min} = 2,8 \cdot 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$, $d_{max} = 2,8 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ und $d = 1,5$ in REMO definiert sind.

5.2 Modellentwicklung im Rahmen der Arbeit

5.2.1 Das 5-Layer-Schema

Das 5-Layer-Schema wurde von Hagemann und Stacke (2015) entwickelt und wird bereits im LSM JSBACH (Reick et al., 2017) und damit auch im Max-Planck-Institute Earth System Model (MPI-ESM) (Mauritsen et al., 2019) verwendet. Die notwendigen Subroutinen stehen mit ähnlichen Parametrisierungen wie in Hagemann und Stacke (2015) beschrieben bereits in REMO zur Verfügung. Jedoch konnte das Schema in REMO bisher nicht verwendet werden, da die erforderlichen Eingangsparameter noch nicht zur Verfügung standen.

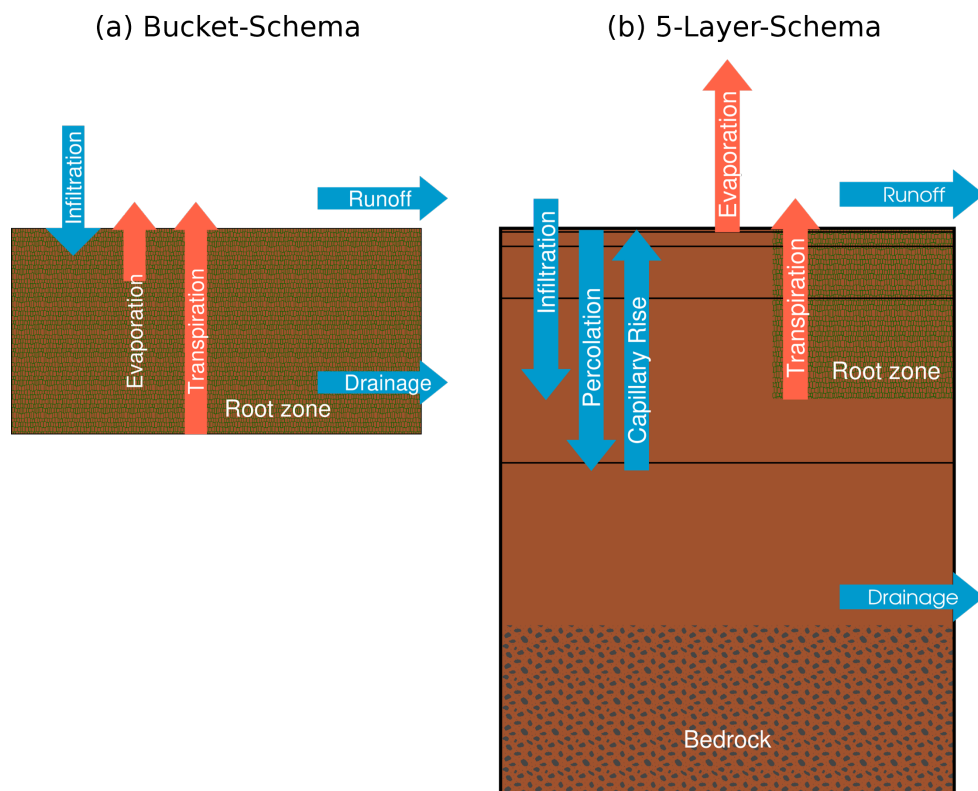


Abbildung 5.2: Schematische Darstellung des Bucket- (a) und des 5-Layer-Schemas (b).

Das 5-Layer-Schema zeichnet sich durch die Repräsentation des Bodenwassers in fünf Schichten statt nur einer, wie beim Bucket-Schema, aus (vgl. Abbildung 5.2). Die Schichtmächtigkeiten orientieren sich an denen, die für die Bodentemperatur in REMO verwendet wurden (vgl. Abbildung 5.1). Die maximale Tiefe des Modells wird nicht länger durch die Wurzeltiefe, sondern durch die Tiefe des anstehenden Gesteins oder durch die Untergrenze der fünften Schicht in

ca. 10 m Tiefe definiert. Dies hat den Vorteil, dass sich Wasser auch unterhalb der Wurzelzone befinden kann (Hagemann & Stacke, 2015). Da im Modell an der unteren Grenze des Bodens lediglich Drainage stattfindet, spricht man auch von einer freien Drainage (Clark et al., 2015).

Durch die Unterteilung des Bodens in mehrere Schichten können die vertikalen Wasserbewegungen Versickerung (Perkolation, 1. Term in Gleichung 5.10) und kapillarer Aufstieg (2. Term in Gleichung 5.10) innerhalb des Bodens modelliert werden. Hierfür wird die eindimensionale und θ -basierte Form der Richards-Gleichung (Richards, 1931) verwendet (vgl. Kapitel 5.2.9). Diese beschreibt die relative Feuchteänderung $\delta\theta$ durch die Vertikalbewegungen in Abhängigkeit von der Zeit t :

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta K}{\delta z} + \frac{\delta}{\delta z} (D(\theta) * \frac{\delta\theta}{\delta z}) + S. \quad (5.10)$$

θ [m m^{-1}] ergibt sich aus dem Quotienten der Bodenfeuchte WS [m] mit der jeweiligen Schichtmächtigkeit z [m]. δz beschreibt die Änderung der Schichtmächtigkeit zwischen zwei Schichten. D steht für die Diffusivität [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] und K für die hydraulische Leitfähigkeit [m s^{-1}]. S bezeichnet Quellen und Senken [m], die durch den Zutrag von Wasser in den Boden in Form der Infiltration beziehungsweise den Wasserverlust des Bodens durch Evapotranspiration und Drainage berechnet werden (Hagemann & Stacke, 2015).

Versickerung und kapillarer Aufstieg werden im Modell separat berechnet. Für K verwendet REMO anders als bei Hagemann und Stacke (2015) nicht die Parametrisierung nach van Genuchten (1980), sondern nach Campbell (1974) in der Modifikation von Clapp und Hornberger (1978):

$$K = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{2b_{clapp}+3}. \quad (5.11)$$

K_{sat} entspricht der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, θ_{sat} [m m^{-1}] dem Wassergehalt bei Sättigung, was der Porosität f entspricht. b_{clapp} [-] stellt den Clapp-Hornberger-Parameter dar, der die Wasserrückhaltekurve nach Clapp und Hornberger (1978) beschreibt. Die Diffusivität wird sowohl bei Hagemann und Stacke (2015) als auch in REMO nach Campbell (1974) mit der Berücksichtigung der Clapp-Hornberger-Parametrisierung (Clapp & Hornberger, 1978) behandelt:

$$D = b_{clapp} K_{sat} \frac{\psi_{sat}}{\theta} + \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{b_{clapp}+3}. \quad (5.12)$$

ψ_{sat} [m] repräsentiert hier das gesättigte Matrixpotenzial. Die Diffusivität zwischen zwei Schichten wird durch das arithmetische Mittel der Diffusivität beider Schichten beschrieben (Hagemann & Stacke, 2015).

Die Parametrisierung der Infiltration wurde mit dem Einbau des 5-Layer-Schemas nicht verändert. Allerdings wurde die in Kapitel 5.1.5.2 verwendete Form der Evaporation über unbe-

wachsenem Boden angepasst (Hagemann & Stacke, 2015), da durch die Schichtung des Bodens eine Limitierung des Wassergehalts auf die obersten 0,1 m nicht mehr notwendig ist (vgl. Gleichung 5.8). Die neue Gleichung zur Ermittlung des relativen Wassergehalts im Boden h [m m^{-1}] entspricht daher der ursprünglich in ECHAM3 verwendeten Formulierung von Roeckner et al. (1992), die durch den Index der Bodenfeuchte auf die oberste Schicht angepasst wird (Hagemann & Stacke, 2015):

$$h = \frac{(1 - \cos(\pi \frac{WS_1}{WS_{max1}}))}{2} . \quad (5.13)$$

Damit kann die Evaporation über unbewachsenem Boden lediglich mit Wasser aus der obersten Bodenschicht erfolgen. Für die Transpiration wird die Wurzeltiefe z_r [m] über das Verhältnis der maximal möglichen Wassermenge des Bodens W_{cap} [m] und der Feldkapazität θ_{FC} [m m^{-1}] geschätzt (Hagemann & Stacke, 2015):

$$z_r = \frac{W_{cap}}{\theta_{FC}} . \quad (5.14)$$

Die Wassermenge, die für die Drainage zur Verfügung steht, wird als akkumulierter Überschuss des Bodenwassers einer jeden Schicht gegenüber der jeweiligen Feldkapazität berechnet. Um die Gesamtdrainage zu erhalten, wird die Versickerung aus der untersten Schicht ebenfalls der Drainage zugerechnet. Eine Unterteilung in langsame und schnelle Drainage wie beim Bucket-Schema findet nicht mehr statt. Beiden Schemata gemein ist weiterhin, dass unterhalb von 5 % der Feldkapazität keine Drainage stattfindet, da das 5-Layer-Schema für diesen Fall keine Perkolation berechnet.

Gegenüber dem Bucket-Schema hat das 5-Layer-Schema neben der insgesamt realistischeren Beschreibung des Bodenwassers zwei Vorteile, die sich auf die Prozesse zwischen der Landoberfläche und der atmosphärischen Grenzschicht beziehen. Zum einen kann die Evaporation über unbewachsenem Boden nur aus der obersten Schicht erfolgen. Zum anderen bietet das Wasser unterhalb der Wurzelzone vor allem während trockenerer Phasen einen Wasserspeicher, der für Pflanzen durch kapillaren Aufstieg des Wassers in die Wurzelzone verfügbar ist (Hagemann & Stacke, 2015).

5.2.2 Modellstruktur der Bodenhydrologie: Subroutinen und Prozesse

Nachfolgend soll der Ablauf einer Simulation mit Fokus auf die Bodenhydrologie betreffende Subroutinen und Prozesse erläutert werden, um einerseits den generellen Ablauf darzustellen und andererseits die im Laufe der Arbeit durchgeführten Umstrukturierungen sowie eingebaute

5.2 MODELLENTWICKLUNG IM RAHMEN DER ARBEIT

Schalter zu verdeutlichen und nachvollziehbar zu machen. Die Beschreibung orientiert sich dabei zunächst an Abbildung 5.3 und später an Abbildung 5.4.

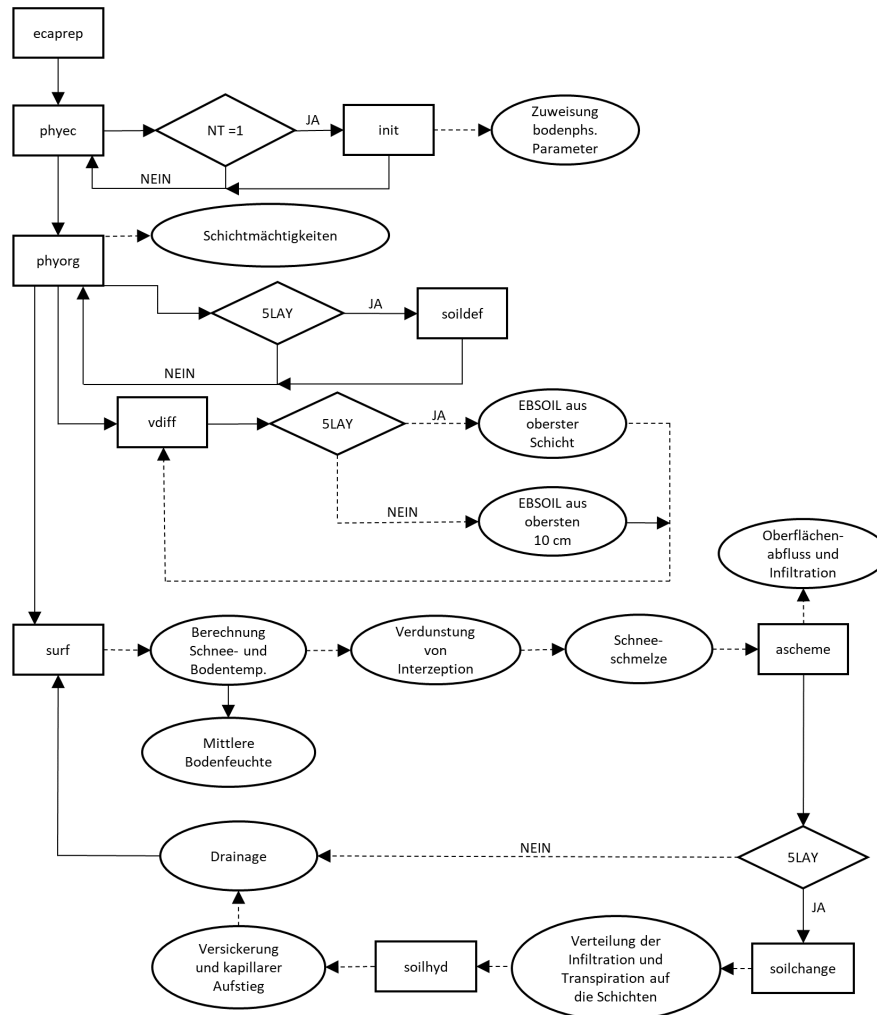


Abbildung 5.3: Modellstruktur bodenhydrologischer Prozesse (Ellipse) und damit verbundener Subroutinen (Rechteck) zu Beginn der Arbeit. Entscheidungen sind als Rauten dargestellt. Die Ausführung eines Prozesses ist durch eine gestrichelte Linie dargestellt.

Nach dem Start einer Simulation und der Speicherzuweisung (Allozierung) der Variablen werden die Variablen der a-files oder f- und g-files über von *ecaprep.f* aufgerufene Subroutinen eingelesen. Anschließend erfolgt über *phyec.f* die Initialisierung weiterer Variablen durch das Aufrufen von *init.f*. Dieses Programm weist lediglich im ersten Zeitschritt den Texturklassen entsprechende bodenphysikalische Parameter zu. *phyec.f* ruft danach *phyorg.f* auf, in dem die Anzahl der Bodenschichten für das 5-Layer-Schema sowie deren Mächtigkeiten definiert werden.

Bei Aktivierung des Schalters L5LAY wird zudem die Subroutine *soildef.f* aufgerufen, in der die zuvor nur für das Bucket bekannten, einschichtigen Größen wie die Feldkapazität (sowohl in [m] für die Betrachtung der Wassersäule als auch in [m m⁻¹] für die relative Betrachtung) für die fünf Schichten definiert werden. Zudem werden die Wurzeltiefe und die Tiefe bis zum anstehenden Gestein für jede Schicht definiert. Der Aufruf von *soildef.f* erfolgt zu jedem Zeitschritt. Damit ist die Definition und Initialisierung von Variablen abgeschlossen.

Anschließend wird anhand von *phyorg.f* die Modellphysik behandelt. Zunächst wird *vdiff.f* aufgerufen, das den vertikalen Austausch von atmosphärischen Variablen über die Atmosphärenschichten durch turbulente Flüsse berechnet. Folglich werden auch die Prozesse der Evapotranspiration behandelt, wobei die Transpiration für beide Bodenschemata gleich abläuft. Bei der Evaporation aus unbewachsenem Boden steht beim 5-Layer-Schema Wasser aus der obersten Schicht, andernfalls aus den obersten 0,1 m, zur Verfügung. Entsprechend der verdunsteten Menge wird das Bodenwasser im Bucket oder je Schicht aktualisiert.

Nach dem Abschluss von *vdiff.f* wird *surf.f* von *phyorg.f* aufgerufen. In dieser Subroutine werden alle weiteren Prozesse der Landoberfläche und im Boden behandelt. So werden zunächst die Schnee- und Bodentemperatur berechnet, um eine neue Oberflächentemperatur zu erhalten. Für die Bodentemperatur wird unabhängig vom Schema der mittlere Bodenwassergehalt verwendet. Anschließend werden die Verdunstung von Interzeptionswasser sowie die Schneeschmelze berechnet. Damit ist die Menge des an der Landoberfläche befindlichen Wassers, das sich aus Regen, Schneeschmelze und von der Vegetation abgetropftem oder abgeflossenem Wasser zusammensetzt, bekannt, sodass die Subroutine *ascheme.f* aufgerufen werden kann. In dieser findet die Unterteilung des Wassers in Infiltration und Oberflächenabfluss anhand des IA-Schemas statt. Anschließend wird in *surf.f* abgefragt, welches bodenhydrologische Schema verwendet wird. Im Falle des Bucket-Schemas wird das durch die Infiltration hinzugekommene Wasser der Bodenfeuchte zugerechnet und eventuell auftretende Drainage abgezogen. Damit ist der hydrologische Prozess im Bucket-Schema beendet. Ist das 5-Layer-Schema aktiviert, wird zunächst die Subroutine *soilchange.f* aufgerufen. In dieser werden das durch die Drainage des vorherigen Zeitschritts und die Evapotranspiration entnommene Wasser sowie das durch die Infiltration gewonnene Wasser mit der Bilanz der Bodenfeuchte verglichen, da es zu Inkonsistenzen beispielsweise durch Tau kommen kann. Gegebenenfalls wird die Bodenfeuchte korrigiert, um die Wasserbilanz zu schließen.

Anschließend wird *soilhyd.f* durch *surf.f* aufgerufen. In dieser Subroutine wird die vertikale Bewegung des Wassers durch Versickerung und kapillaren Aufstieg auf Basis der Wassersrückhaltefunktion von Campbell (1974) und Clapp und Hornberger (1978) mit Hilfe der Richards-Gleichung berechnet. Aus der tiefsten Schicht versickerndes Wasser wird der Drainage zugeschrieben, die anschließend in *surf.f* unabhängig vom bodenhydrologischen Schema behan-

delt wird. Damit ist die Behandlung der die Bodenhydrologie für einen Zeitschritt betreffenden Subroutinen und Prozesse abgeschlossen.

Die im Rahmen der Arbeit durchgeführten strukturellen Veränderungen und zusätzlich eingebauten Optionen im Bereich der Bodenhydrologie werden nachfolgend anhand von Abbildung 5.4 erläutert. Dabei wird lediglich auf die Veränderungen und Abweichungen zur vorherigen Version eingegangen.

Zunächst wurde das Modul *mo_soil* eingeführt. In diesem werden alle neuen Variablen, also die Sand-, Ton- und organischen Anteile (Ziegler, 2022) sowie die für das 5-Layer-Schema benötigten Variablen für jede einzelne Schicht und für das gewichtete Schichtmittel definiert. Außerdem sind hier nun auch die Anzahl und die Mächtigkeiten der Schichten definiert.

Die Subroutine *init.f* spielt bei den durchgeführten Veränderungen eine wichtige Rolle für die Übergabe und Berechnung aller zeitlich konstanten Bodenparameter, die nicht direkt aus der Bodenbibliothek erzeugt werden. Bei der Zuweisung der bodenphysikalischen Parameter kann über die Wertebereiche der Texturkarte (Variablenname FAO), die durch die Bodenbibliothek festgelegt wird (FAO-Datensatz = 0–6, SoilGrids-Datensatz = 100–113), angewählt werden, welche und wie viele Texturklassen verwendet werden sollen. Außerdem kann über den Schalter LSOIL = FALSE die Verwendung von kontinuierlichen PTFs aktiviert werden. Diese beiden Neuerungen wurden im Rahmen der parallel laufenden Dissertation eingeführt. In der vorliegenden Arbeit wurde zudem die Möglichkeit geschaffen, dass die bodenphysikalischen Parameter entweder als gewichtetes Mittel der Schichten oder für jede einzelne Schicht verwendet werden, sodass für letzteren Fall eine vertikale Heterogenität des Bodens eingeführt wird. Diese Option ist über den Schalter L5LAYER_TOTAL = TRUE anwählbar und nur in Kombination mit LSOIL = FALSE nutzbar, da die Informationen der Korngrößenverteilung notwendig sind. Andernfalls erfolgt die gewichtete Mittelung der Parameter über die neue Subroutine *layer_total.f*.

Für die Auswahl der Funktion der Wasserrückhaltekurve wurde der Schalter ISOILHYD_PARAM eingebaut. Bei 0 wird die Funktion von Campbell (1974) nach Clapp und Hornberger (1978) verwendet, bei 1 die von van Genuchten (1980). Entsprechend der Auswahl werden die jeweils benötigten Parameter in *init.f* berechnet. Außerdem wurde die zuvor zu jedem Zeitschritt ausgeführte Subroutine *soildef.f* in *init.f* verschoben, da die durch sie erzeugten Variablen zeitlich konstant sind und die einmalige Berechnung folglich ausreichend ist.

Bis zum Aufruf von *surf.f* ist die Struktur ansonsten unverändert. In *surf.f* wird nun bei Verwendung des 5-Layer-Schemas nicht mehr die mittlere Bodenfeuchte zur Berechnung der Bodentemperatur verwendet, sondern die in der jeweiligen Schicht auftretende Bodenfeuchte. Für die Berechnung der Infiltration in *ascheme.f* wurden zwei weitere Schemata etabliert. Die Auswahl kann über IINFIL_PARAM getroffen werden. 0 bedeutet hierbei die Verwendung des Improved Arno (IA)-Schemas, 1 die des Philip-Schemas und 2 die Berechnung nach Green-Ampt.

Zudem besteht zwar zumindest theoretisch die Option die Form der zu verwendenden Richards-Gleichung über den Schalter IRICHARDS zu beeinflussen. 0 steht hierbei für die feuchtebasierte und 1 für die gemischte Form der Gleichung. Wie in Kapitel 6.6.5 jedoch beschrieben, konnte bei letzterer keine Konvergenz der Werte erzielt werden.

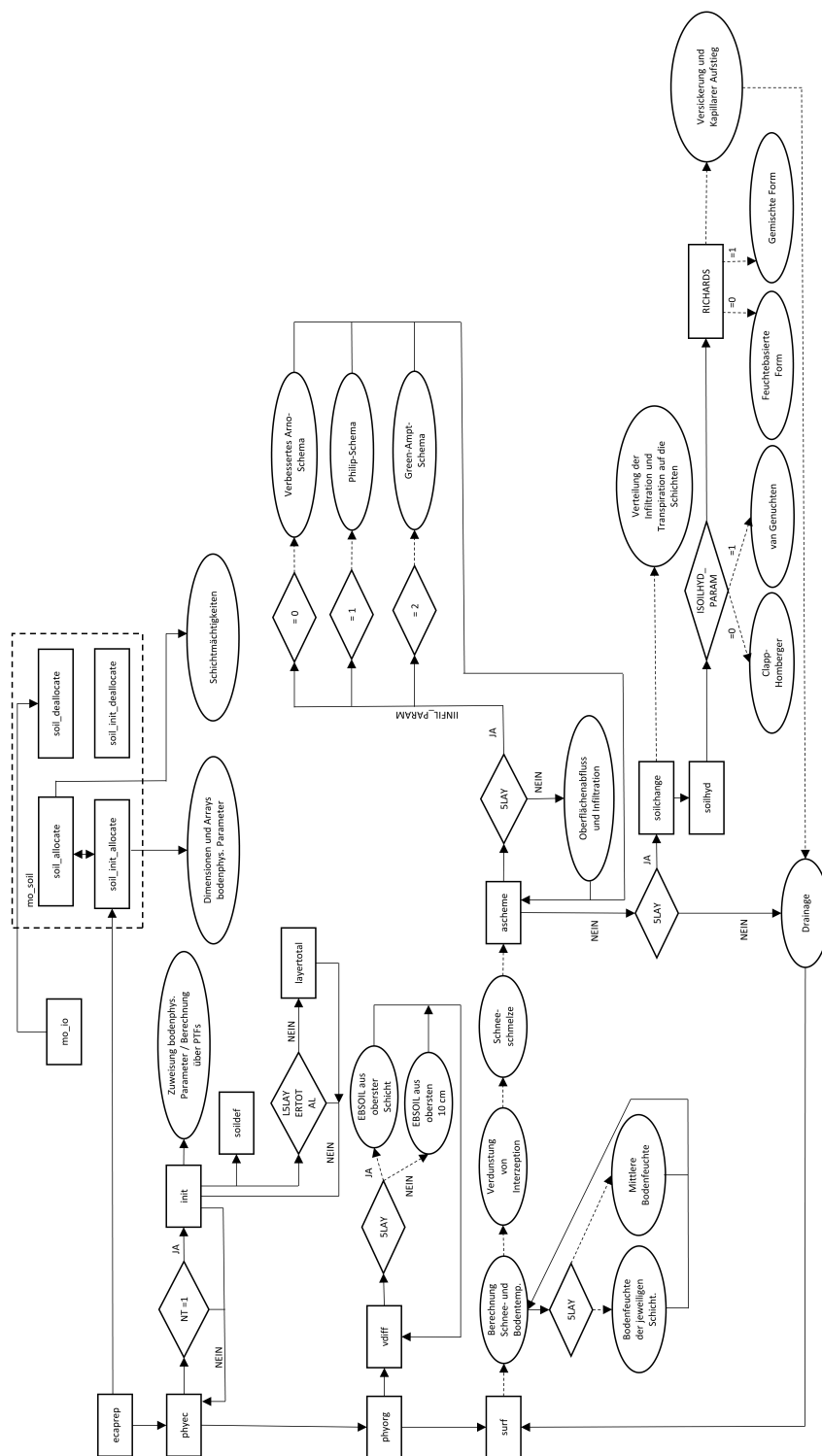


Abbildung 5.4: Überarbeitete Modellstruktur bodenhydrologischer Prozesse und damit verbundener Subroutinen.

5.2.3 Einbau der Wurzeltiefe und der Tiefe des anstehenden Gesteins

5.2.3.1 Einbau der Wurzeltiefe

Um die Wurzeltiefe z_r [m] als Variable in REMO zu etablieren, wurden drei verschiedene Ansätze verwendet, deren Einbau im Folgenden erläutert wird:

1. Die Schätzung über das Verhältnis von W_{cap} und θ_{FC} (s. Gleichung 5.14) (Hagemann & Stacke, 2015) (nachfolgend z_{rh}).
2. Der Einbau eines bestehenden Datensatzes (Yang et al., 2016a; Yang et al., 2016b) (nachfolgend z_{ry}).
3. Die Berechnung auf Basis der Wurzeltiefen der PFTs aus REMO-iMOVE (Canadell et al., 1996; Wilhelm et al., 2014) und der anschließende Einbau des neu erzeugten Datensatzes (nachfolgend z_{ri}).

Grundsätzlich gilt für alle drei Ansätze, dass die Wurzeltiefe im Modell nicht tiefer sein darf als das anstehende Gestein. Tritt dieser Fall ein, so wird die Wurzeltiefe auf die Tiefe des anstehenden Gesteins reduziert.

Da für den Einbau von z_{rh} keine neuen Daten benötigt werden, ist dieser auch von Hagemann und Stacke (2015) verwendete Ansatz derjenige, der am leichtesten umzusetzen ist. Die benötigten Daten W_{cap} und θ_{FC} werden bereits über die Bodenbibliothek erzeugt und in REMO eingelesen. Anschließend wird die Wurzeltiefe für den Fall, dass das 5-Layer-Schema verwendet werden soll, über Gleichung 5.14 in der Initialisierungssubroutine *init.f* berechnet und an die nachfolgenden Subroutinen übergeben.

Die Implementierung von z_{ry} ist deutlich komplexer, da hierfür die Programme, die in der Bodenbibliothek die Surface Library generieren, um die Verarbeitung des Datensatzes erweitert werden müssen. Nur so ist eine konsistente Handhabung der Gebietsauswahl (*third.sh*), des Einlesens aus dem globalen Datensatz (*fourth.sh*) und der Interpolation auf die gewünschte Modellauflösung (*fifth.sh*) gewährleistet. Voraussetzung ist, dass der Ausgangsdatsatz als netCDF-Datei vorliegt – entsprechend war die Umwandlung von tif zu netCDF notwendig – und idealerweise global verfügbar ist. Ist der Datensatz in die Bodenbibliothek implementiert, muss das Einlesen erfolgen. Dies geschieht mittlerweile vereinfacht über die Subroutine *readbodlibdata.f*, die entsprechend angepasst wurde.

Um die Wurzeltiefen der 16 PFTs aus REMO-iMOVE (Wilhelm et al., 2014) verwenden zu können, muss zunächst der Präprozessor von iMOVE für das Untersuchungsgebiet ausgeführt werden. Die PFTs fassen dabei unterschiedliche Pflanzenarten mit ähnlichen biophysikalischen

Charakteristika und funktionalen Merkmalen zu Klassen zusammen. Die Zuweisung der PFT-Klassen basiert auf dem Globcover 2000-Datensatz (Bartholomé & Belward, 2005), der eine Auflösung von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ aufweist. Diese Bedeckung wird anschließend mit der Ökosystemklassifikation nach Holdridge (1964) kombiniert, um der Tatsache, dass die Vegetationsbedeckung eng mit dem vorherrschenden Klima verknüpft ist, gerecht zu werden. Neben verschiedenen Eigenschaften wie dem LAI, der Albedo oder der Netto-Primär-Produktion werden den einzelnen PFTs auch Wurzeltiefen zugewiesen (Wilhelm et al., 2014). Die Bodentexturen von HWSO werden dabei genutzt, um die Hintergrundalbedo des unbewachsenen Bodens (Wilhelm et al., 2014) sowie den Welkepunkt (Wilhelm (n. d.), internes Dokument) zu berechnen. Die Wurzeltiefe in iMOVE basiert auf den maximalen Wurzeltiefen unterschiedlicher Biome der jeweiligen Klimazonen, die von Canadell et al. (1996) zusammengetragen wurden. Bodenphysikalische Parameter werden dabei nicht berücksichtigt (nur im Modellcode des iMOVE-Präprozessors dokumentiert). Um aus diesen subskaligen Daten einen Wert pro Gitterzelle zu erhalten, wurden die 16 Wurzeltiefen in dieser Arbeit mit Hilfe des gewichteten Mittels (s. Kapitel 4.1.1.1, Gleichung 4.3) zu einem Wert zusammengefasst. Die Gewichtung wird über den relativen Anteil eines PFT in einer Gitterzelle ermittelt. Die so generierte Karte wird in eine bereits erzeugte Bodenbibliothek eingebaut und ersetzt damit einen eventuell bestehenden Datensatz der Wurzeltiefe. Anschließend werden die Daten über die Subroutine *readbodlibdata.f* eingelesen und können im Modell verwendet werden.

Mittlerweile wurde eine weitere Adaption in das Modell eingebaut, die bei der Verwendung von iMOVE automatisch die jeweiligen Mittelwerte der Wurzeltiefe in *init* berechnet und für die Bodenhydrologie verwendet. Wird iMOVE nicht verwendet, muss entweder obiger Routine gefolgt oder z_{rh} verwendet werden.

5.2.3.2 Einbau der Tiefe bis zum anstehenden Gestein

Bezüglich der Tiefe bis zum anstehenden Gestein z_s [m] gibt es nur sehr wenige Datensätze (s. Kapitel 3.1.2), welche die für REMO notwendige Tiefe von 10 m abdecken, da die meisten Datensätze diese Variable lediglich bis zur Untergrenze der eigenen Modellierung betrachten. z_s aus SoilGrids (Hengl et al., 2014; Hengl et al., 2017; Shangguan et al., 2017) erfüllt dieses Kriterium und wird zudem von Dai et al. (2019a) in einer vergleichenden Analyse für die Verwendung in Klima- und Erdsystemmodellen empfohlen. Um den Datensatz einzubauen, wurde ebenso wie beim Einbau der Wurzeltiefe nach Yang verfahren. Damit steht die Tiefe bis zum anstehenden Gestein nach der Auswahl des Untersuchungsgebietes und der Interpolation auf die Zielauflösung des Modelllaufs in der Bodenbibliothek zur Verfügung und wird über *readbodlibdata.f* in REMO eingelesen.

Wie bereits in Kapitel 5.2.3.1 angesprochen, stellt die Tiefe des anstehenden Gesteins neben der unteren Grenze der tiefsten Schicht den zweiten limitierenden Faktor für die Wurzeltiefe dar. Dies gilt auch für die Berechnung der Bodenfeuchte und deren Bewegung in REMO. Die Temperatur wird hingegen unabhängig von der jeweiligen Wurzeltiefe oder Tiefe zum anstehenden Gestein immer für die Tiefe der fünf Schichten berechnet.

5.2.4 Einbau hydrologischer Bodenparameter

Wie aus den Gleichungen in Kapitel 5.2.1 ersichtlich wird, benötigt das 5-Layer-Schema weitere Daten, deren Variablen zwar in REMO definiert, jedoch nicht mit Werten belegt waren. Dies sind die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_{sat} (FKSAT, [m s^{-1}]), das gesättigte Matrixpotential ψ_{sat} (FMPOT, [m]) und der Clapp-Hornberger-Parameter b_{clapp} (BCLAPP, [-]). Zudem existiert eine zweite Variable für die Porosität f (VPOR, [m m^{-1}]). Die erforderlichen Variablen können auf verschiedene Art und Weise in das Modell eingebaut werden, was nachfolgend detaillierter erläutert wird. Die Verwendung weiterer als der fünf ursprünglichen Texturklassen (s. Kapitel 5.2.4.1) und kontinuierlicher PTFs (s. Kapitel 5.2.4.3) wurde durch den Einbau der Sand-, Ton- und organischen Anteile von SoilGrids in die BodLibKit und REMO ermöglicht. Der Einbau dieser Daten sowie die Definition weiterer Texturklassen wurden durch Ziegler et al. (2020) und Ziegler (2022).

5.2.4.1 Zuweisung über Texturklassen

Die einfachste Variante, um die bodenhydrologischen Parameter in REMO zu integrieren, ist die Zuweisung von Werten an die Bodentexturklassen (s. Tabelle 5.4), wobei diese als fixer Wert im Modellcode (Subroutine *init.f*) definiert werden. Die Werte für die fünf von REMO verwendeten Bodentexturklassen und Torf finden sich in Hagemann und Stacke (2015), die sich auf die Arbeiten von Beringer et al. (2001) und Letts et al. (2000) beziehen.

Bei der Verwendung dieser Werte sollte berücksichtigt werden, dass es für die Texturklasse *Lehmiger Ton* unterschiedliche Definitionen gibt. Einerseits entspricht sie nach der deutschen Bodenkundlichen Kartieranleitung 5 (Sponagel et al., 2005) der Bodenklasse *Lehmiger Ton Tl*. Der Definition über die Korngrößenverteilung (5 - 40 % Sand, 30 - 55 % Schluff, 45 - 65 % Ton) folgend entspricht dies einer Mischung aus den Texturen *Schluffiger Ton* und *Ton* im USDA-Diagramm. Das RCM COSMO (Doms et al., 2013), das ebenso wie REMO auf dem EM/DM basiert (Schulz & Schättler, 2014), verwendet eine andere Definition (35 % Sand, 35 % Ton). Mit dieser ist *Lehmiger Ton* in der USDA-Textur *Toniger Lehm* verortet. Folglich werden die Werte dieser Textur aus der Tabelle von Hagemann und Stacke (2015) für *Lehmiger Ton* verwendet. Dieses Beispiel verdeutlicht die Nachteile einer international nicht einheitlichen

Definition von Texturklassen und stellt den großen Vorteil kontinuierlicher PTFs heraus, die sich für die Berechnung der Bodenparameter gänzlich an den Korngrößenverteilungen des Bodens orientieren.

Tabelle 5.4: Hydrologische Bodenparameter für Texturklassen und Torf, die im 5-Layer-Schema verwendet werden (Letts et al., 2000; Beringer et al., 2001; Hagemann & Stacke, 2015). K_{sat} = Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [10^{-6} m s^{-1}], ψ_{sat} = Gesättigte Matrixsaugspannung [m], b_{clapp} = Clapp-Hornberger-Parameter b [-], f = Porosität [$m_{V_a+V_w}^3 / m_{V_i}^3$]. In der Tabelle von Beringer et al. (2001) wird die Klasse *Schluff* nicht berücksichtigt, weswegen sie nachträglich in die obige Tabelle eingefügt und mit Werten von *Schluffigem Lehm* versehen wurde, da dies die am nächsten liegende Texturklasse ist. Für weitere Erläuterungen sei auf den Text verwiesen.

Textur	K_{sat}	ψ_{sat}	b_{clapp}	f
Sand	23,56	0,0473	3,3900	0,3731
Lehmiger Sand	16,56	0,0639	3,86	0,3857
Sandiger Lehm	7,11	0,1319	4,50	0,4159
Lehm	4,19	0,2073	5,77	0,4348
Schluffiger Lehm	1,68	0,4543	4,98	0,4676
Schluff	1,68	0,4543	4,98	0,4676
Sandig-toniger Lehm	7,11	0,1319	7,20	0,4159
Schluffig-toniger Lehm	1,31	0,5610	8,32	0,4764
Toniger Lehm	2,85	0,2889	8,32	0,4487
Sandiger Ton	5,76	0,1518	9,59	0,4235
Schluffiger Ton	1,14	0,6330	10,38	0,4814
Ton	2,00	0,3907	12,13	0,4613
Torf	2,00	0,0102	4,00	0,8800

Statt der FAO-Texturklassen kann dank der angesprochenen parallel laufenden Dissertation auch der SoilGrids-Datensatz als Basis für die Bodenparameter in der BodLibKit verwendet werden. Dies geht mit der Verwendung von zwölf Texturklassen einher, die an das USDA-Diagramm angelehnt sind und sich an den Korngrößenverteilungen von SoilGrids orientieren. Für die hydrologischen Bodenparameter werden die Werte aus Tabelle 5.4 für REMO genutzt und in den Modellcode übertragen. Vor allem bei Simulationen mit höheren Modellauflösungen ist die Verwendung von SoilGrids statt der FAO-Daten von Vorteil, da die Texturen einerseits aufgrund der höheren Anzahl an Klassen differenzierter sind und die Heterogenität des Bodens besser abbilden können. Andererseits ist die Auflösung von SoilGrids mit $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ um ein Vielfaches höher, sodass dieser Datensatz auch bei der Simulation von Auflösungen unter $0,11^\circ \times 0,11^\circ$ problemlos als Basis für die Bodenparameter genutzt werden kann.

5.2.4.2 Einbau von Datensätzen

Alternativ zu den Texturklassen können unabhängige Datensätze in die Bodenbibliothek eingebaut und anschließend vom Modell eingelesen werden. So wurde in der vorliegenden Arbeit mit dem Datensatz der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit K_{sat} von Montzka et al. (2017a, 2017b) ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) verfahren. Gegenüber den Texturklassen hat die Verwendung bereits bestehender Datensätze den Vorteil, dass die horizontale Heterogenität des Bodens besser abgebildet werden kann und häufig auch mehrere Schichten repräsentiert werden (Dai et al., 2019a).

Gegen die Verwendung statischer Datensätze sprechen jedoch mehrere Punkte. Zum einen kann es sein, dass es für einen oder mehrere der benötigten Parameter schlicht keinen global verfügbaren Datensatz gibt. Dies ist beispielsweise für den Clapp-Hornberger-Parameter b_{clapp} der Fall. Auch wenn prinzipiell globale Datensätze für alle Parameter existieren, so können diese aus unterschiedlichen Quellen stammen. Dies bringt das Problem mit sich, dass sich die Datengrundlage (FAO, SoilGrids etc.) sowie die Methodik der Datenaufbereitung und Datensatzerstellung unterscheiden können. Eine Konsequenz davon kann sein, dass die gleichzeitige Verwendung unterschiedlicher Datensätze für verschiedene Parameter des Klimamodells, die wie die hydraulische Leitfähigkeit und das Matrixpotential voneinander abhängen, bei der Kombination der Parameter zu Inkonsistenzen führen kann. Deren Folge können fehlerhafte und unrealistische Berechnungen der Zielgrößen sein. Außerdem variiert die Tiefe des Bodens zwischen Datensätzen, bei denen manche lediglich die obersten 0,3 m abdecken und andere in Tiefen von 2 m reichen (Dai et al., 2019a).

Aufgrund der genannten Nachteile fiel im Laufe der Arbeit die Entscheidung neben dem Datensatz von Montzka et al. (2017a, 2017b) keine weiteren Datensätze wie den von Dai et al. (2019b) in die Bodenbibliothek einzubauen, sondern die Datensätze stattdessen zur Validierung der im Modell verwendeten PTFs zu verwenden (s. Kapitel 6.1.4).

5.2.4.3 Verwendung von Pedotransferfunktionen

PTFs haben gegenüber Texturklassen und Datensätzen von Bodenparametern den Vorteil, dass sie lediglich von der horizontalen Auflösung des Datensatzes der Korngrößenverteilungen abhängig sind. Zudem sind voneinander abhängige Parameter aus einer PTF untereinander konsistent. Da der SoilGrids-Datensatz Auflösungen von 1 km^2 bzw. $0,0625 \text{ km}^2$ aufweist, bietet er ein enormes Potential für die Klimamodellierung. Nach dem Zuschneiden auf das Untersuchungsgebiet und der Aggregation der 1 km^2 -Version von SoilGrids auf die gewünschte Modellauflösung durch die Bodenbibliothek werden die bodenhydrologischen Parameter bei der Modellinitialisierung in *init.f* berechnet. Die Berechnung erfolgt lediglich, wenn auch die Sand- und Tonanteile verwendet werden (Schalter LSOIL = FALSE), andernfalls werden die in der genannten Subroutine

hinterlegten Werte der Texturklassen auf Basis von FAO beziehungsweise SoilGrids (s. Tabelle 5.4) verwendet.

Nachteilig an PTFs ist, dass die Verwendung einer einzigen PTF einen systematischen Fehler sowie eine Unterschätzung der Unsicherheit der resultierenden Variablen aufweisen können (Neuman, 2003). Um dies abzufedern, kann beispielsweise der Median eines PTF-Ensembles verwendet werden (Dai et al., 2013), auch wenn dies wiederum zu Inkonsistenzen zwischen den bodenhydrologischen Parametern führen kann (Dai et al., 2019a). Da bezüglich der Verwendung von PTFs und der Nutzung dieser für die Berechnung bodenhydrologischer Parameter eine intensive und fortlaufende Debatte geführt wird (Vereecken et al., 2010; Tóth et al., 2015; van Looy et al., 2017; Zhang & Schaap, 2017; Zhang et al., 2018; Dai et al., 2019b; Szabó et al., 2019; Zhang et al., 2020) und die Optimierung von PTFs und ihrer Methodik keine Ziele dieser Arbeit sind, wird hier lediglich mit zwei unterschiedlichen PTFs gearbeitet, von denen sich eine auf die Funktion der Wasserrückhaltekurve nach Campbell (1974) in der Form von Clapp und Hornberger (1978) und die andere auf jene nach van Genuchten (1980) bezieht. Nachfolgend soll lediglich erstere vorgestellt werden, letztere wird in Kapitel 5.2.8 ausführlicher behandelt.

Die PTFs für die Clapp-Hornberger-Funktion entstammen dem LSM Community Land Model (CLM) in der Version 5.0 (Lawrence et al., 2018; Lawrence et al., 2019). In CLM wird zudem der organische Anteil und dessen Eigenschaften für die Berechnung der bodenhydrologischen Parameter (Lawrence & Slater, 2008) verwendet, was für die hydrologischen Parameter in dieser Arbeit jedoch nicht berücksichtigt werden soll. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_{sat} [mm s^{-1}], das Matrixpotential ψ_{sat} [mm], der Clapp-Hornberger-Parameter b_{clapp} [-] sowie die Porosität f [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$] einer Schicht i werden wie folgt berechnet (Lawrence et al., 2018):

$$K_{sat_i} = 0,0070556 * 10^{-0,884+0,0153sand_i} ; \quad (5.15)$$

$$\psi_{sat_i} = -10 * 10^{1,88-0,0131sand_i} ; \quad (5.16)$$

$$b_{clapp_i} = 2,91 + 0,159clay_i ; \quad (5.17)$$

$$f_i = 0,489 - 0,00126sand_i . \quad (5.18)$$

sand und *clay* bezeichnen die Korngrößenanteile von Sand und Ton [%] pro Schicht i .

Nach der Berechnung der bodenhydrologischen Parameter erfolgt eine gewichtete Mittelung (s. Gleichung 4.3) der Werte für die fünf Schichten, sodass die Parameter über alle Schichten einen konstanten Wert aufweisen. Mit der Einführung des Schalters `L5LAYER_TOTAL = TRUE`

werden die Werte nicht gemittelt, sondern für jede einzelne Schicht übergeben. Der Boden weist somit eine vertikale Differenzierung auf, was einer realistischeren Annahme als die vertikale Homogenität entspricht (Braun & Schädler, 2005). Damit wird an die Handhabung in LSMs wie CLM (Lawrence et al., 2018) oder VEG3D (Breil et al., 2018) sowie in einem gekoppelten Klima- und Hydrologiemodell wie Weather Research and Forecasting Model Hydrological modeling system (WRF-Hydro) (Senatore et al., 2015; Gochis et al., 2020) angeknüpft. Dies kann beim Übergang der Schichten problematisch sein und zu Inkonsistenzen der Bodenfeuchte führen, wenn die Eigenschaften zweier Schichten sich stark voneinander unterscheiden (Romano et al., 1998; Kale & Sahoo, 2011).

5.2.5 Einbau der geschichteten Bodenfeuchte in die Antriebsdaten

Die Initialwerte einer Simulation werden REMO zum ersten Zeitschritt an jeder Gitterzelle durch die Antriebsdaten (a-files) vorgegeben. Das 5-Layer-Schema ist im Präprozessor jedoch noch nicht berücksichtigt, weswegen REMO beim Modellstart mit dem neuen Schema aufgrund fehlender Initialisierungswerte für die Bodenfeuchte in den Schichten abbricht. Dieses Problem wurde dadurch umgangen, dass REMO zum ersten Zeitschritt eine in der Fläche konstante Bodenfeuchte vorgegeben und die Suche nach den Variablen in den a-files sowie deren Einlesen unterbunden wurde. Somit wurden Simulationen ohne Initialisierung über die a-files möglich. Da im weiteren Verlauf einer Simulation lediglich auf atmosphärische Variablen der a-files in der Relaxationszone zurückgegriffen wird und das Modell ohnehin einen Einschwingprozess durchläuft, ist diese Vorgehensweise, das "Kurzschließen", legitim.

Um das 5-Layer-Schema jedoch ohne größeren Aufwand und mit einer realistischeren Initialisierung in REMO nutzen zu können, war es notwendig in den Präprozessor, der die a-files erzeugt, einzugreifen. Dieser wählt das Untersuchungsgebiet und die in den a-files benötigten Variablen aus den g-files und interpoliert diese, sodass sie die gleiche Auflösung wie die spätere Modellsimulation haben. Die in den g-files für den obersten Meter in drei Schichten enthaltene Bodenfeuchte (Schichtmächtigkeiten: 0,07 m, 0,21 m, 0,72 m) wird durch den Präprozessor eingelesen, aufsummiert und als Bodenfeuchte im Wurzelraum WS [m] in die a-files geschrieben. Um dies auch für die Bodenfeuchte der fünf Schichten zu ermöglichen, müssen zunächst neue Variablen $WS1$ bis $WS5$ in der Subroutine *mo_emgrib* definiert und in *mo_nem* allociert werden. Anschließend kann die Bodenfeuchte der g-files genutzt werden, um, gewichtet mit der jeweiligen Schichtmächtigkeit von REMO, die Bodenfeuchte der fünf Schichten in *bodfld* zu berechnen und mit *writeem* in die a-files zu schreiben. Für die REMO-Schichten, die nicht im obersten Meter liegen, wird die Bodenfeuchte des obersten Meters mit der Schichtmächtigkeit multipliziert.

Damit weisen die a-files die Bodenfeuchte der fünf Schichten auf und der Einleseprozess in REMO kann wie gewohnt stattfinden.

5.2.6 Überarbeitung der Infiltration

Das ursprüngliche Arno-Schema (Dümenil & Todini, 1992; Todini, 1996) zur Unterteilung des Wassers an der Landoberfläche in Infiltration und Oberflächenabfluss beziehungsweise seine Weiterentwicklung des IA-Schemas (Hagemann & Dümenil Gates, 2003) wird neben REMO auch im GCM ECHAM (Roeckner et al., 2003), in den LSMs HTESSEL (Balsamo et al., 2009) und JSBACH (Reick et al., 2017), als Option in ISBA-SURFEX (Vereecken et al., 2019) sowie im hydrologischen Modell CWatM (Burek et al., 2020) verwendet. Da es jedoch prinzipiell für die Nutzung in Modellen mit nur einer Bodenschicht konzipiert wurde (Viterbo, 2002), stellen sich bezüglich der Verwendung in einem mehrschichtigen bodenhydrologischen Modell zwei grundsätzliche Fragen: Ist das IA-Schema in mehrschichtigen Bodenmodellen anwendbar? Und ist es – unabhängig von der ersten Frage – besser ein Infiltrationsschema zu implementieren, das weitere bodenhydrologische Parameter als die Feldkapazität berücksichtigt?

Um diese Fragen zu klären, wurden drei weitere Infiltrationsschemata in REMO eingebaut. Einerseits war dies eine simple Modifikation des IA-Schemas (modified Improved Arno Scheme (mIA)). Der einzige Unterschied zum IA-Schema ist, dass das Wasser nur in die oberste Bodenschicht statt in die gesamte Wurzelzone infiltrieren kann. Diese Änderung wurde aus der Überlegung heraus durchgeführt, dass das Wasser nach der Infiltration seiner, durch das 5-Layer-Schema ermöglichten, vertikalen Bewegung unterliegen sollte, statt direkt in tiefere Schichten verteilt werden zu können. Andererseits wurden mit dem Philip-Schema (Philip, 1957) und dem Schema nach Green und Ampt (Green & Ampt, 1911) zwei Ansätze eingebaut, die ihre Wurzeln in der Hydrologie und Bodenphysik haben (Assouline, 2013; Bonan, 2019). Sie wurden vielfach in hydrologischen Modellen (z.B. SWAT (Arnold et al., 2012)) und Fragestellungen (s. Eagleson (1978), Cui und Zhu (2017) und Beven (2021) für eine Übersicht der Anwendungen) verwendet. Die beiden Schemata sollen nachfolgend kurz erläutert werden.

Die Infiltration nach Philip (1957) nutzt die Richards-Gleichung (s. Kapitel 5.2.9), um die Aufnahme und Abgabe von Bodenwasser zu beschreiben. Die kumulative Infiltration, also die Wassermenge, die während eines Zeitschritts infiltrieren kann, wird danach wie folgt berechnet (Philip, 1957):

$$I_c(t) = St^{-\frac{1}{2}} + At. \quad (5.19)$$

Die Aufnahme und Abgabe von Wasser wird zusammengefasst als Sorption $S [m/s^{1/2}]$ (sorptivity) bezeichnet und kann nach Rawls et al. (1993) vereinfacht dargestellt werden:

$$S = [2(\theta_{sat} - \theta_r)K_{sat}|\psi_w|]^{1/2}. \quad (5.20)$$

A [m s^{-1}] stellt die um einen Faktor verringerte gesättigte hydraulische Leitfähigkeit dar und kann wie S als

$$A = \frac{2K_{sat}}{3} \quad (5.21)$$

vereinfacht werden (Rawls et al., 1993). Dies rührt daher, dass die Infiltrationsrate bei lang andauernder Infiltration theoretisch nahe K_{sat} liegen müsste. Jedoch wird der in Gleichung 5.21 beschriebene Wert in der Praxis nie überschritten (Philip, 1969), weswegen Rawls et al. (1993) die gezeigte Vereinfachung vorschlugen.

In einer früheren Form wurde Gleichung 5.19 um eine Potenzreihe ergänzt. Die Potenz in Gleichung 5.20 für den Zeitschritt i lautete damit nicht $1/2$, sondern $i/2$. Bei großen Zeitschritten neigt dieser Ansatz jedoch zur Divergenz (Philip, 1957; Hillel, 1998; Assouline, 2013), weswegen die in Gleichung 5.19 gezeigte Verkürzung von Philip (1957) vorgeschlagen wurde, die auch für große Zeitschritte gute Lösungen zeigt.

Die Infiltration nach Green und Ampt (1911) hat die Grundannahme einer scharfen Benetzungsfront (wetting front), die durch die Infiltration auftritt und sich stetig nach unten ausbreitet (Hillel, 1998; Vereecken et al., 2019). Die Benetzungsfront zeichnet sich durch ein konstantes Matrixpotential aus, das als ψ_w [m] bezeichnet wird. Es wird davon ausgegangen, dass der Boden unterhalb der Benetzungsfront ungesättigt ist, während oberhalb gesättigte Verhältnisse herrschen. Als Basis für die Green-Ampt-Infiltration dient die Flussgleichung nach Darcy (vgl. Kapitel 2.2.3.3, Gleichung 2.6) in Verbindung mit der Kontinuitätsgleichung (s. Gleichung 2.7) (Bonan, 2019).

Die kumulative Infiltration $I_c(t)$ kann wie folgt berechnet werden (Bonan, 2019):

$$I_c(t) = K_{sat}(t) + |\psi_w| \Delta\theta \ln\left(1 + \frac{I_c(t)}{|\psi_w| \Delta\theta}\right). \quad (5.22)$$

ψ_w muss dabei in der ursprünglichen Version empirisch bestimmt werden (Ogden & Saghafian, 1997). Da ψ_w jedoch auch eine Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit darstellt (Assouline, 2013), kann sie nach Rawls et al. (1993) mit Hilfe der Wasserrückhaltekurve von Campbell (1974) auch vereinfacht werden:

$$\psi_w = \left(\frac{2b_{clapp} + 3}{2b_{clapp} + 6}\right) \psi_{sat}. \quad (5.23)$$

In Gleichung 5.22 findet sich $I_c(t)$ auf beiden Seiten der Gleichung. Daher muss mit Hilfe numerischer Methoden die Nullstelle dieser Funktion gefunden werden (Bonan, 2019). In der vorliegenden Arbeit wurde hierfür der Newton-Raphson-Algorithmus (s. Kapitel 4.2.1, Press et al. (1994)) genutzt.

Die Schemata von Philip und Green und Ampt beschreiben die Infiltration in idealisierte und vertikal homogene Böden ohne die Berücksichtigung von Vegetation, Hangneigung, Rissen oder

Makroporen (Hillel, 1998; Bonan, 2019). Es gibt eine umfassende Literatur, die die Infiltrationsschemata innerhalb von Modellen evaluiert. Für Philip stellen beispielsweise Thomas et al. (2020) fest, dass die Ergebnisse in Feuchtgebieten gut mit den Messungen übereinstimmen. Die generelle Verwendung für die vertikale Infiltration wird auch von Poulouvassilis und Argyrokastritis (2020) hervorgehoben. Kale und Sahoo (2011) zeigen, dass sowohl Philip als auch Green und Ampt vielseitiger als andere Schemata sind, da sie unabhängig von der Niederschlagsintensität verwendet werden können.

Für die Umsetzung in REMO wurde der Schalter IINFIL_PARAM in das Modell eingebaut. Bei IINFIL_PARAM = 0 wird weiterhin das IA-Schema für die Infiltration verwendet. Wird der Wert auf 1 gesetzt, wird das Philip-Schema verwendet, bei 2 das Green-Ampt-Schema. Zudem wurden die neuen Parameter ZSORP [$m/s^{1/2}$] und ZPA [$m s^{-1}$] sowie ZFMPOTWF [m] in der Subroutine *ascheme.f* definiert. Für das mIA-Schema wurde kein Wert vergeben, da dessen Ergebnisse (s. Kapitel 6.6.2) nicht zielführend waren.

Während das IA-Schema die Bodenfeuchte, die subskaligen Minima und Maxima und die Feldkapazität des gesamten Bodens verwendet, nutzen die drei anderen Schemata die Werte der bodenphysikalischen Parameter der obersten Schicht. Diese entsprechen bei L5LAYER_TOTAL = FALSE dem gewichteten Mittel der fünf Schichten, andernfalls den tatsächlichen Werten der obersten Schicht. Während die Umsetzung des Philip-Schemas lediglich den Einbau der genannten Gleichungen erforderte, war die des Green-Ampt-Schemas komplizierter, da hierfür die Nullstelle mit Hilfe des Newton-Raphson-Algorithmus ermittelt werden musste. Dieser wurde in Form der Subroutine *rtsafe* (Press et al., 1994) eingebaut (vgl. Kapitel 4.2.1). Der Subroutine werden die Infiltrationsfunktion (s. Gleichung 5.22), deren Ableitung sowie ein Konvergenzkriterium übergeben.

Da bei allen Schemata von einem Infiltrationsüberschuss ausgegangen wird, entspricht der resultierende Oberflächenabfluss dem auf die Oberfläche auftreffenden Wasser abzüglich der infiltrierten Menge.

5.2.7 Korrektur des Bodenwärmestroms

Durch die Kombination der Änderungen, die mit dem Einbau des 5-Layer-Schemas und der Überarbeitung der Bodendaten sowie des Bodenwärmestroms durch Ziegler (2022) einhergehen, kam es während der Simulation von EUR-44 immer wieder zu einem Abbruch des Modells. Die Korrektur dieses Fehlers bedurfte einer numerischen Anpassung des Bodenwärmestroms sowie einer Überarbeitung der Behandlung der an der Landoberfläche eingehenden Strahlung. Eine ausführliche Beschreibung sowie die Durchführung der numerischen Korrektur findet sich in Ziegler (2022). Da zu einem späteren Zeitpunkt eine Entkopplung der Arbeiten von Ziegler (2022) und der vorliegenden Dissertation stattfand, enthält letztere noch nicht das neue numerische Schema des Bodenwärmestroms, sondern nur die Überarbeitung der Behandlung der eingehenden Strahlung für diesen. Deshalb soll nachfolgend auch lediglich diese Änderung beschrieben werden.

Ursächlich für den Abbruch war ein rapides Absinken der Oberflächentemperatur, wodurch ein Grenzwert von 100 K unterschritten und das Modell in Folge dessen automatisch gestoppt wurde. Bei genauerer Analyse zeigte sich, dass das Absinken der Temperatur nicht von einem Zeitschritt (240 s) auf den anderen stattfand, sondern sich über mehrere Zeitschritte aufbaute. Zu niedrige Temperaturen wurden dabei immer wieder auf Werte nahe dem Ausgangsniveau korrigiert und sanken anschließend erneut stark ab. Von diesem oszillierenden Verhalten waren lediglich einzelne Gitterpunkte, beispielsweise an den Küsten Islands, Grönlands und Schottlands, sowie als weitere Variable die Temperatur in der obersten Bodenschicht betroffen. Daraus ließ sich folgern, dass das Problem numerischer Natur war. Zwar konnte der Abbruch des Modells durch die numerische Überarbeitung vermieden werden, jedoch traten weiterhin innerhalb kurzer Zeiträume unrealistisch starke Schwankungen der Oberflächentemperatur auf. Dieses Verhalten ließ sich auf die eingehende Strahlung an der Landoberfläche zurückführen, deren Wert für die Berechnung der Bodentemperatur in *surf* nicht zu jedem Zeitschritt, sondern lediglich stündlich aktualisiert wurde. Da für die Bodentemperatur lediglich der Bodenwärmestrom adaptiert werden musste, wurden auch nur die entsprechenden Codezeilen aus der die Strahlung behandelnden Subroutine *radint* in *surf* aufgenommen, um größere Eingriffe in das komplexe Strahlungsschema sowie häufigere Aktualisierungen und damit einhergehende längere Modelllaufzeiten zu vermeiden. Die Lage der Gitterpunkte an Küsten führte zudem dazu, dass eigentlich der von Semmler (2002) eingeführte *tile-approach* (vgl. Kapitel 5.1.3) und damit lediglich der Landanteil in diesen Gitterpunkten für die Berechnung der Oberflächentemperatur hätte verwendet werden sollen, da die Temperatur an der Landoberfläche und in der obersten Bodenschicht lediglich für Landflächen definiert sind. Allerdings wurde hier noch die Strahlung des gesamten Gitterpunktes und damit auch an den Wasser- und Eisflächen für die Berechnung des Bodenwärmestroms verwendet. Eine

5.2 MODELLENTWICKLUNG IM RAHMEN DER ARBEIT

entsprechende Anpassung erfolgte in der Übernahme des Codes in *surf*. Durch diese Adaption konnte das Auftreten der Schwankungen unterbunden werden.

5.2.8 Einbau der Parametrisierung nach van Genuchten

Als weitere Funktion der Wasserrückhaltekurve neben der verwendeten von Campbell (1974) nach Clapp und Hornberger (1978) wurde die von van Genuchten (1980) (s. Tabelle 2.2) in REMO eingebaut. Während erstere in Klima- und Landoberflächenmodellen mit geschichteten Böden üblich ist (z.B. CLM (Lawrence et al., 2018)), verwenden bodenhydrologische Modelle in der Regel die Funktion nach van Genuchten (1980) (z.B. WaSiM (Schulla, 2017), ParFlow (Maxwell et al., 2017)) (Braun & Schädler, 2005). Zudem wird Clapp-Hornberger in LSMs zunehmend durch van Genuchten ersetzt, wie dies bei HTESSSEL (Balsamo et al., 2009) oder dem Common Land Model (CoLM) (Maxwell & Miller, 2005) der Fall ist.

Zwar sind die van-Genuchten-Parameter schwieriger zu bestimmen (Schaap et al., 2001), jedoch lassen sie sich nach Rawls et al. (1993) in Beziehung zu den Clapp-Hornberger-Parametern setzen und können bei Bedarf entsprechend umgewandelt werden (Braun & Schädler, 2005) (s. Gleichung 5.25). Der Vorteil der van-Genuchten-Funktion ist deren höhere Genauigkeit, die allerdings mit einem höheren Rechenaufwand beim Lösen der Richards-Gleichung einhergeht (Shao & Irannejad, 1999). Diese Limitierung spielt durch die technologische Entwicklung jedoch eine stetig abnehmende Rolle. Braun und Schädler (2005) konnten zeigen, dass die van-Genuchten-Funktion für ein Gebiet im südwestdeutschen Baden-Württemberg mit drei unterschiedlichen Bodentypen geringere Fehler und eine höhere Korrelation als die Campbell-Funktion aufweist. Die Autoren stellten fest, dass dies auf die geringeren Werte der hydraulischen Leitfähigkeit und Diffusion bei van Genuchten zurückzuführen ist, wodurch die Böden tendenziell feuchter sind. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch Shao und Irannejad (1999) für die USA.

Die folgenden PTFs von Rawls und Brakensiek (1985) entstammen Dai et al. (2013):

$$\begin{aligned} \psi_{sat_i} = \exp(& 5,3396738 + 0,1845038clay_i - 2,48394546f_i - 0,00213853clay_i^2 \\ & - 0,04356349sand_i f_i - 0,61745089clay_i f_i + 0,00143598sand_i^2 f_i^2 \\ & - 0,00855375clay_i^2 f_i^2 - 0,00001282sand_i^2 clay_i + 0,00895359clay_i^2 f_i \\ & - 0,00072472sand_i^2 f_i^2 + 0,0000054clay_i^2 sand_i + 0,5002806clay_i f_i^2) ; \end{aligned} \quad (5.24)$$

$$\alpha_{vgm_i} = \frac{1}{\psi_{sat_i}} ; \quad (5.25)$$

$$\begin{aligned}
 K_{sat_i} = & 24exp(19,52348f_i - 8,968 - 0,028212clay_i + 0,00018107sand_i^2 \\
 & - 0,0094125clay_i^2 - 8,395215f_i^2 + 0,077718sand_i f_i - 0,00298sand_i^2 f_i^2 \\
 & - 0,019492clay_i^2 f_i^2 + 0,0000173sand_i^2 clay_i + 0,02733clay_i^2 f_i \\
 & + 0,001434sand_i^2 f_i^1 - 0,0000035sand_i clay_i^2) ; \quad (5.26)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 n_{vgm_i} = & 1 + exp(-0,7842831 + 0,0177533sand_i - 1,062498f_i - 0,00005304sand_i^2 \\
 & - 0,00273493clay_i^2 + 1,11134946f_i^2 - 0,03088295sand_i f_i + 0,00026587sand_i^2 f_i^2 \\
 & - 0,00610522clay_i^2 f_i^2 - 0,00000235sand_i^2 clay_i \\
 & + 0,00798746clay_i^2 f_i^2 + 0,0067449clay_i f_i^2) . \quad (5.27)
 \end{aligned}$$

Zudem kann der van-Genuchten-Parameter m_{vgm} über n_{vgm} formuliert statt wie bei den obigen Funktionen geschätzt werden, was zu einer Verbesserung der Ergebnisse auf Kosten der Flexibilität der Funktion führt (Vereecken et al., 1990; Vereecken et al., 2010):

$$m_{vgm} = 1 - \left(\frac{1}{n_{vgm}} \right) . \quad (5.28)$$

Da Rawls und Brakensiek (1985) und Dai et al. (2013) keine PTF für die Porosität angeben, wird bei der Berechnung der van-Genuchten-Parameter auf Gleichung 5.18 zurückgegriffen. Außerdem wird die Berechnung des Residualwassers θ_r möglich, die entsprechend durchgeführt wird und bei Verwendung beider Funktionen den zuvor für alle Böden und Schichten konstanten Wert von 5 % der Feldkapazität als Residualwasser ersetzt.

$$\begin{aligned}
 \theta_r = & 0,0182482 + 0,00087269sand_i + 0,00513488clay_i + 0,02939286f_i \\
 & - 0,00015395clay_i^2 - 0,0010827sand_i f_i - 0,00018233clay_i^2 f_i^2 \\
 & + 0,00030703clay_i^2 f_i - 0,0023584clay_i f_i^2) . \quad (5.29)
 \end{aligned}$$

Die Berechnung der Variablen in *init.f* erforderte die Definition und zusätzliche Übergabe der van-Genuchten-Parameter in REMO mit α_{vgm} als VGM_ALPHA [m^{-1}], n_{vgm} als VGM_N [-] und m_{vgm} als VGM_M [-]. θ_r wurde entsprechend als THETA_R [$m m^{-1}$] definiert. Über den neu eingeführten Schalter ISOILHYD_PARAM kann die Funktion ausgewählt werden. 0 steht hierbei für Clapp-Hornberger, 1 für van Genuchten.

5.2.9 Überarbeitung der Richards-Gleichung

Die Richards-Gleichung (Richards, 1931) beschreibt allgemein die Bewegung eines Fluids durch ein poröses Medium. Diese kann sowohl im ein- als auch im mehrdimensionalen Raum betrachtet werden. Während bei hydrologischen Modellen auch mehrdimensionale Bewegungen des Wassers im porösen Medium Boden modelliert werden (z.B. Maxwell et al. (2017)), sind innerhalb von Klima- und Landoberflächenmodellen in der Regel nur die vertikalen und damit eindimensionalen Flüsse repräsentiert (Clark et al., 2015; Ji et al., 2017). Dies lässt sich vorrangig auf die im Vergleich zu hydrologischen Modellen grobe Auflösung dieser zurückführen, wodurch es zwar geringere Möglichkeiten aber auch geringere Notwendigkeiten gibt, kleinskalige Prozesse abzubilden (Wood et al., 2011). Zudem ist die benötigte Rechenleistung, um die mehrdimensionale Bewegung zu modellieren, bedeutend höher, was ebenfalls ein Argument für die eindimensionale Modellierung ist (Bonan, 2019). Daher soll der Fokus nachfolgend auf der eindimensionalen Richards-Gleichung liegen, um vertikale Flüsse im Boden zu beschreiben.

Die Richards-Gleichung leitet sich aus der Darcy-Gleichung und der Kontinuitätsgleichung (s. Kapitel 2.2.3.3) ab und ist eine Differentialgleichung der Form:

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(K(\theta) \frac{\delta\psi}{\delta z} \right) + \frac{\delta K}{\delta z}. \quad (5.30)$$

Dies ist die gemischte Form (mixed-form) der Richards-Gleichung (Hillel, 1998; Farthing & Ogden, 2017; Bonan, 2019). Sie beschreibt die Änderung der Bodenfeuchte $\delta\theta$ pro zeitlicher Änderung δt . Auf der rechten Seite wird die Änderung des Matrixpotentials $\delta\psi$ mit der Tiefe δz dargestellt. Damit enthält die gemischte Form zwei Unbekannte, weswegen sich zwei weitere Formen der Richards-Gleichung etabliert haben, die eine Vereinfachung der gemischten Form darstellen und nur noch eine Unbekannte enthalten. Um dies zu erreichen, wird die durch die Wasserrückhaltekurve aufgezeigte Beziehung zwischen θ und ψ genutzt. Für die potentialbasierte Form (head-based oder ψ -based) wird so θ eliminiert:

$$C(\psi) \frac{\delta\psi}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(K(\theta) \frac{\delta\psi}{\delta z} \right) + \frac{\delta K}{\delta z}, \text{ wobei } C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi}. \quad (5.31)$$

$C(\psi)$ ist die spezifische Feuchtekapazität [1/m] und stellt die Steigung der Wasserrückhaltekurve dar. Zudem kann die feuchtebasierte (moisture-based oder θ -based) Form genutzt werden:

$$\frac{\delta\theta}{\delta z} = \frac{\delta}{\delta z} \left(D(\theta) \frac{\delta\theta}{\delta z} \right) + \frac{\delta K}{\delta z}, \text{ wobei } D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\psi)}. \quad (5.32)$$

$D(\theta)$ bezeichnet dabei die hydraulische Leitfähigkeit [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]. Die Gleichungen können wie im Fall von Gleichung 5.10 noch um Quell- und Senkterme ergänzt werden, um durch Infiltration

zugeführtes oder durch Evapotranspiration und Drainage abgeführtes Wasser zu beschreiben (Bonan, 2019).

Die ψ -basierte und die θ -basierte Form weisen Vor- beziehungsweise Nachteile auf, die durch die jeweils andere Form abgefangen werden können. So kann die im 5-Layer-Schema verwendete θ -basierte Form nicht für die Beschreibung des Flusses bei gesättigten Verhältnissen verwendet werden, da für diesen Fall gilt, dass $\delta\theta = 0$ ist. Außerdem ist bei der Verwendung in heterogenen, also geschichteten, Böden Vorsicht geboten, da es zu Diskontinuitäten der Bodenfeuchte an den Schichtgrenzen kommen kann. In den Läufen des 5-Layer-Schemas, bei denen der gemittelte Wert der Bodenparameter verwendet wird, kann dieser Nachteil entsprechend nicht geltend gemacht werden. Die ψ -basierte Form kann uneingeschränkt für alle Sättigungsverhältnisse verwendet werden, da ψ im Gegensatz zu θ auch bei gesättigten Verhältnissen nicht konstant ist. Zudem kann die ψ -basierte Form auch bei heterogenen Böden genutzt werden, da ψ anders als θ kontinuierlich ist (Bonan, 2019). Der große Nachteil der ψ -basierten Gleichung ist jedoch, dass sie nicht masseerhaltend ist (Milly, 1985; Celia et al., 1990), weil C von ψ abhängt, ψ seinen Wert über das Zeitintervall δt jedoch ändert (Celia et al., 1990). Die θ -basierte Form hingegen ist masseerhaltend. Innerhalb von Klima- und Landoberflächenmodellen wird in der Regel die θ -basierte Form der Gleichung verwendet, da für deren Lösung geringere Rechenressourcen benötigt werden, was bei der Größe der von solchen Modellen betrachteten Gebiete eine wichtige Rolle spielt (Bonan, 2019).

Unabhängig davon, welche Richards-Gleichung zur Beschreibung der vertikalen Flüsse verwendet wird, kann sie aufgrund der starken Nichtlinearität zwischen den beteiligten Variablen nicht mit analytischen Methoden gelöst werden. Daher muss auf numerische Methoden zurückgegriffen werden. Hierzu wurden in den vergangenen Jahrzehnten eine Vielzahl von Lösungsansätzen entwickelt (z.B. Haverkamp et al. (1977), Celia et al. (1990), Kirkland et al. (1992), Gottardi und Venutelli (1993), Romano et al. (1998), Brunone et al. (2003) und Zeng und Decker (2009)). Die Debatte hierzu ist jedoch noch nicht abgeschlossen und erfreut sich auch gegenwärtig einer hohen Intensität (z.B. Decker und Zeng (2009), Pour et al. (2011), Neuweiler et al. (2012), Zha et al. (2013) und Zha et al. (2017), Bandai und Ghezzehei (2020)). Ein ausführlicher Überblick wird beispielsweise durch Farthing und Ogden (2017) und Bonan (2019) gegeben.

Um gesättigte Verhältnisse und damit die Modellierung des Grundwasserspiegels und darauf aufbauend des Grundwassers in REMO prinzipiell zu ermöglichen, muss die θ -basierte Richards-Gleichung entweder ersetzt oder ergänzt werden. Für die Ersetzung bietet sich die gemischte Form an, die theoretisch die Vorteile der vereinfachten Formen vereint. In der Praxis findet die Berechnung der Bewegung jedoch wie bei der ψ -basierten Form mit dem Fokus auf die Potentialänderung $\delta\psi$ statt, sodass es auch bei der gemischten Form zu Problemen mit der Masseerhaltung kommen kann. Celia et al. (1990) haben eine Lösung für die gemischte Form

entwickelt, die masseerhaltend ist und keinen erhöhten Rechenaufwand im Vergleich zur ψ -basierten Form benötigt. Hierfür verwenden die Autoren eine modifizierte Picard-Iteration (s. Kapitel 4.2.1).

Die Grundlage bildet die gemischte Form der Richards-Gleichung:

$$\begin{aligned} \frac{z_i}{\Delta t} (\theta_i^{n+1,m+1} - \theta_i^n) = & \\ & \frac{K_{i-1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i-1/2}} (\psi_{i-1}^{n+1,m+1} - \psi_i^{n+1,m+1}) \\ & - \frac{K_{i+1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i+1/2}} (\psi_i^{n+1,m+1} - \psi_{i+1}^{n+1,m+1}) \\ & + K_{i-1/2}^{n+1,m} - K_{i+1/2}^{n+1,m} . \end{aligned} \quad (5.33)$$

i indiziert die Bodenschicht, n den Zeitschritt und m die Iteration. Da z_i die Mächtigkeit einer Schicht beschreibt, entspricht $\Delta z_{i\pm 1/2}$ der Mächtigkeit, die zwischen dem Mittelpunkt der oberen bzw. unteren Schicht $i \pm 1$ und der aktuellen Schicht i liegt. Ebenso verhält es sich mit der hydrologischen Leitfähigkeit K einer Schicht i . Die Schichtbezeichnung $1/2$ beschreibt dabei das arithmetische Mittel, das genutzt wird, um die Eigenschaften zweier Schichten an der Schichtgrenze zu beschreiben:

$$K_{i\pm 1/2} = \frac{K_i + K_{i\pm 1}}{2} . \quad (5.34)$$

Für diese Betrachtung hat sich das arithmetische Mittel etabliert (Haverkamp et al., 1977; Celia et al., 1990; Hagemann & Stacke, 2015; Bonan, 2019), auch wenn das geometrische Mittel theoretisch besser geeignet ist (Haverkamp & Vauclin, 1979). Dieses neigt unter trockenen Bedingungen jedoch zu einer Unterschätzung des Wasserflusses (Brunone et al., 2003). Die Masseerhaltung der Richards-Gleichung wird mit Hilfe einer Taylor-Reihe erreicht (Celia et al., 1990; Bonan, 2019):

$$\begin{aligned} \theta_i^{n+1,m+1} = \theta_i^{n+1,m} + C_i^{n+1,m} (\psi_i^{n+1,m+1} - \psi_i^{n+1,m}) \\ , \text{ wobei } C_i^{n+1,m} = \frac{d\theta_i^{n+1,m}}{d\psi_i^{n+1,m}} . \end{aligned} \quad (5.35)$$

Aus den Gleichungen 5.33 und 5.35 ergibt sich:

$$\begin{aligned}
 & \frac{K_{i-1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i-1/2}} \delta_{i-1}^{m+1} + \left(\frac{C_i^{n+1,m} z_i}{\Delta t} + \frac{K_{i-1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i-1/2}} + \frac{K_{i+1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i+1/2}} \right) \delta_i^{m+1} - \frac{K_{i-1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i+1/2}} \delta_{i+1}^{m+1} \\
 & = \\
 & \frac{K_{i-1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i-1/2}} (\psi_{i-1}^{n+1,m} - \psi_i^{n+1,m}) - \frac{K_{i+1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_{i+1/2}} (\psi_i^{n+1,m} - \psi_{i+1}^{n+1,m}) \\
 & \quad + K_{i-1/2}^{n+1,m} - K_{i+1/2}^{n+1,m} - \frac{z_i}{\Delta t} (\theta_i^{n+1,m} - \theta_i^n). \quad (5.36)
 \end{aligned}$$

Dies stellt ein tridiagonales Gleichungssystem dar, das nach δ_i umgestellt und gelöst werden kann (vgl. Tabelle 8.5 in Bonan (2019) sowie Kapitel 4.2.2 dieser Arbeit). Die Iterationen m werden wiederholt, bis die Differenz von $\psi_i^{n+1,m+1}$ und $\psi_i^{n+1,m}$ ein Konvergenzkriterium, das als Schwellwert definiert ist, unterschreitet. Dies führt dazu, dass $\delta_i = 0$ wird und das System damit stabil und die Lösung masseerhaltend ist. In der Folge wird Gleichung 5.36 zur gemischten Form der Richards-Gleichung (Bonan, 2019).

Um eine stabile Lösung für die gemischte Form der Richards-Gleichung zu erhalten, sind ein geringer Zeitschritt Δt und eine geringe Schichtmächtigkeit z_i wichtig. Zudem neigt die obige Lösung ebenso wie die Lösung der ψ -basierten Form dazu, bei besonders trockenen Bedingungen nahe oder unterhalb von θ_r zu divergieren statt zu konvergieren (Zha et al., 2017).

Die beschriebene gemischte Form der Richards-Gleichung mit der Lösung von Celia et al. (1990) anhand einer modifizierten Picard-Iteration wurde der Aufbereitung von Bonan (2019) folgend als Alternative zur θ -basierten Form in den Modellcode von REMO implementiert. Sie ist theoretisch sowohl für die hydrologische Parametrisierung nach Clapp-Hornberger als auch nach van Genuchten nutzbar und lässt sich über den eingebauten Schalter RICHARDS = 1 verwenden. Die θ -basierte Form kann mit RICHARDS = 0 genutzt werden. Anders als bei der Bodentemperatur, deren vertikaler Verlauf ebenfalls mit Hilfe eines tridiagonalen Gleichungssystems bestimmt wird, ist die Untergrenze beim Bodenwasser nicht konstant an der Untergrenze der fünften Bodenschicht, sondern am anstehenden Gestein, wenn dieses innerhalb der fünf Bodenschichten liegt. Damit kann die Zahl und die Mächtigkeit der Schichten variieren, was bei der Lösung des Gleichungssystems für einzelne Gitterzellen zu berücksichtigen ist.

5.3 Experimente

5.3.1 Untersuchungsgebiete und Simulationsauflösung

In der vorliegenden Arbeit wurden REMO und die beschriebenen Weiterentwicklungen anhand zweier Untersuchungsgebiete untersucht. Diese sind einerseits die durch CORDEX definierte Europa-Region (WCRP, 2015), kurz EUR, und eine selbst erstellte, erweiterte Deutschland-Region, kurz GER. Letztere wurde in Anlehnung an das BigData@Geo-Projekt mit dem Ziel, dass das dortige Untersuchungsgebiet Unterfranken in der Mitte des Gebietes liegt, definiert. Entsprechend weicht das Gebiet von den beispielsweise in Kotlarski et al. (2014) definierten Subregionen ab. Das EUR-Gebiet wurde mit einer Auflösung von $0,44^\circ \times 0,44^\circ$ gerechnet, das GER-Gebiet in der bisher höchsten Standardauflösung von REMO von $0,11^\circ \times 0,11^\circ$. Somit ergeben sich die Gebiete und Auflösungen von EUR-44 und GER-11. Zudem lässt sich das GER-Gebiet aus EUR-44 ausschneiden, um den Effekt der Auflösung auf die Simulation zu untersuchen, woraus sich die zusätzliche Region GER-44 ergibt.

5.3.2 Einschwingprozess

Die Initialisierung des Modells spielt besonders für jene Variablen eine wichtige Rolle, die einem Einschwingprozess, dem spin-up, unterliegen, da sie entscheidenden Einfluss auf die Einschwingdauer hat. Das Einschwingen bewirkt, dass das Modell von den Initialbedingungen des Antriebs ausgehend einen Gleichgewichtszustand erreicht, welcher der modellspezifischen Numerik, Physik und den Randbedingungen (z.B. Orographie, Vegetation, Bodeneigenschaften) sowie dem meteorologischen Forcing entspricht (Yang et al., 1995). Ist der Gleichgewichtszustand nicht erreicht, so weisen manche Variablen einen klaren Trend auf, der auch Drift genannt wird. In diesem Fall ist von einem Kaltstart die Rede. Beim Warmstart hingegen ist kein Trend zu beobachten, entsprechend ist das Modell in einem Gleichgewichtszustand.

Prinzipiell unterliegen alle dynamischen Modellvariablen einem Einschwingprozess, bei atmosphärischen Variablen dauert dieser allerdings nur einige Tage an (Jerez et al., 2020). Daher wird das Einschwingen hierfür entweder gänzlich außer Acht gelassen oder die Simulation wie bei Sieck (2013) kurz vor dem zu analysierenden Zeitraum gestartet. Bei Variablen, die der Podo- oder Kryosphäre zuzuordnen sind und folglich träger als die Atmosphäre reagieren, dauert dieser Einschwingprozess bedeutend länger. Abhängig von der Variable, den im Modell verwendeten Schemata und der Initialisierung kann der Prozess mehrere Monate bis hin zu einer Dekade, in Extremfällen gar mehrere Dekaden (Yang et al., 1995), in Anspruch nehmen. Üblicherweise wird der Gleichgewichtszustand nach circa zehn Jahren erreicht.

Tabelle 5.5: Einschwingvariablen in REMO.

Code	Variablenname	Beschreibung
001	WS1	Bodenwasser erste Schicht
002	WS2	Bodenwasser zweite Schicht
003	WS3	Bodenwasser dritte Schicht
004	WS4	Bodenwasser vierte Schicht
005	WS5	Bodenwasser fünfte Schicht
054	TSL	Oberflächentemperatur Land (tile approach)
055	TSW	Oberflächentemperatur Wasser (tile approach)
056	TSI	Oberflächentemperatur Eis (tile approach)
084	QDBL	spezifische Feuchte an der Landoberfläche (tile approach)
140	WS	Bodenwasser in der Wurzelzone
141	SN	Schneetiefe
170	TD	Bodentemperatur vierte Schicht
183	TDCL	Bodentemperatur fünfte Schicht
194	WL	Wasser an der Oberfläche
206	TSN	Schneetemperatur
207	TD3	Bodentemperatur erste Schicht
208	TD4	Bodentemperatur zweite Schicht
209	TD5	Bodentemperatur dritte Schicht
210	SEAICE	Meereis
232	GLAC	Gletscher

Für die in dieser Arbeit vorliegenden Warmstartläufe wurden 16 Jahre (2000–2015) gerechnet, um das Modell einzuschwingen. Nach den 16 Jahren wurden die Variablen, die einem Einschwingprozess unterliegen, aus den Antriebsdaten vom 01.01.2000 entfernt und durch die Variablen der f- und g-files vom 01.01.2016 ersetzt. Eine Auflistung der Einschwingvariablen von REMO unter Berücksichtigung der neuen Bodenfeuchtevariablen findet sich in Tabelle 5.5. Der Modellstart mit diesen neuen Antriebsdaten kann durch die Initialisierung mit eingeschwungenen Variablen als Warmstart bezeichnet werden. Eine andere Möglichkeit wäre das Modell als Restart aufzusetzen, wobei lediglich das Datum der f- und g-files angepasst werden müsste. Nachteilig an dieser Variante kann jedoch sein, dass das Einschwingen der atmosphärischen Variablen etwas verzögert wird, da die vorherrschende synoptische Situation der f- und g-files eventuell nicht der Situation der Antriebsdaten entspricht. Die Verwendung eines eingeschwungenen Laufs kann einen Einfluss auf atmosphärische Variablen haben. Dies wird zusammen mit den Einschwingzeiten in Kapitel 6.2 untersucht.

5.3.3 Experimentübersicht

In Abbildung 5.5 sind die durchgeführten Modellsimulationen aufgeführt. Dabei sind alle Läufe für den Zeitraum von 2000 bis 2018 und für die Gebiete EUR-44 und GER-11 realisiert worden. Den einzelnen Simulationen sind dabei IDs zugeordnet. ID01 entspricht der Ausgangsversion von REMO2015, die in Kapitel 5.1 erläutert wurde. Die Verwendung des 5-Layer-Schemas wird ab ID90 simuliert. Die Bezeichnungen mit den Werten von 90 bis 109.0 beziehen sich auf das Modellgebiet EUR-44. Für die GER-11-Läufe wurde entsprechend der Wert 100 auf die ID-Nummer addiert. Lediglich die Ausgangsversion ist für GER-11 als ID01_5 definiert. Zusätzlich zu den im Experimentplan durchgeführten Simulationen und den Kaltstarts wurden zwei idealisierte Simulationen von ID190 durchgeführt. Dies sind eine feuchte (ID190_wet) und eine trockene (ID190_dry) Simulation der kurzen Periode 2000–2003, die aufzeigen sollen welche Auswirkungen extrem feuchte beziehungsweise trockene Böden bei der Verwendung des 5-Layer-Schemas auf von der Bodenfeuchte beeinflusste Variablen haben.

Die unterschiedlichen in den Simulationen verwendeten Daten, Schemata oder Größen sind spaltenweise dargestellt. Die Einstellungen von REMO2015 sind dabei mit einem hellen Grau hinterlegt, die Änderungen werden durch dunklere Werte dargestellt. In den 90er-IDs steht dabei die Veränderung von Prozessen im Fokus, also die Berücksichtigung der Bodenfeuchte aller Schichten statt eines Mittelwertes für die Bodentemperatur (s. Kapitel 5.1.2) und das Infiltrationsschema (s. Kapitel 5.2.6). Darauf aufbauend erfolgt die Korrektur des Bodenwärmestroms in ID101 (s. Kapitel 5.2.7). Anschließend werden neue Daten der Wurzeltiefe (s. Kapitel 5.2.3.1) und des Bodens berücksichtigt (ID102 - ID106). Die IDs 105 bis 108 beinhalten unterschiedliche PTFs für die bodenhydrologischen Parameter sowie die Verwendung der van-Genuchten-Funktion zur Simulation der Wasserrückhaltekurve. Zudem bewirkt der Schalter LSOIL = FALSE in ID106 die Berücksichtigung der tatsächlichen Korngrößenverteilung ohne Klassifizierung (Ziegler et al., 2020; Ziegler, 2022). Mit L5LAYER_TOTAL werden zudem die bodenhydrologischen Eigenschaften jeder Schicht statt des gewichteten Mittels verwendet. In den IDs 108 und 109 sowie ihren Modifikationen mit dem Zusatz ".0" findet ein Vergleich der Funktionen der Wasserrückhaltekurve sowie der Infiltrationsschemata statt.

Ergebnisse

6.1 Vergleich statischer Bodenparameter

Dieses Kapitel befasst sich mit der Darstellung, Erläuterung und Diskussion der zeitlich konstanten Bodenparameter, die für die Verwendung des 5-Layer-Schemas notwendig sind. Folglich werden die Wurzeltiefe, Bodentiefe, PTFs und daraus abgeleitete bodenhydrologische Parameter behandelt. Es gilt davor prinzipiell zu erwähnen, dass die Auflösung des Modells generell zu grob ist, um in stark fragmentierten Küstenregionen eine reale Land-See-Maske darzustellen. Ersichtlich wird dies beispielsweise in der Ostsee, die in REMO keine Verbindung zur Nordsee aufweist, an der norwegischen Küste oder in der Ägäis.

6.1.1 Wurzeltiefe

Um die Wurzeltiefe in REMO zu etablieren, wurden drei verschiedene Ansätze verwendet (vgl. Kapitel 5.2.3.1). Während Hagemann (z_{rh}) eine Schätzung aufgrund der Eigenschaften des Bodens Wasser zu halten darstellt, wird für Yang (z_{ry}) ein Modell basierend auf der Kohlenstoffaufnahme sowie pflanzen- und bodenspezifischen Parametern und der Niederschlagsmenge genutzt. iMOVE (z_{ri}) basiert auf Klimazonen und den maximalen Wurzeltiefen dortiger Biome. Da es an Beobachtungsdaten mangelt, ist es nicht möglich, eine Einschätzung darüber abzugeben, welcher der Datensätze die Realität am ehesten widerspiegelt. Dennoch können generelle Eigenschaften und räumliche Muster der Datensätze miteinander verglichen werden. Die Standardabweichung ist aufgrund der größeren Zahl an dargestellten Klima- und Ökosystemen in EUR-44 größer als in GER-11, wobei z_{rh} die größten Werte aufweist.

Tabelle 6.1 stellt den Mittelwert \bar{x} , die maximale Wurzeltiefe x_{max} und die Standardabweichung s der drei Datensätze für die untersuchten Regionen und räumlichen Auflösungen dar

6.1 VERGLEICH STATISCHER BODENPARAMETER

Tabelle 6.1: Statistische Parameter der Wurzeltiefen [m].

Wurzeltiefe	EUR-44			GER-11		
	\bar{x}	x_{max}	s	\bar{x}	x_{max}	s
z_{ry}	0,38	24,82	0,59	0,49	3,32	0,25
z_{rh}	0,77	5,18	0,88	1,25	3,74	0,71
z_{ri}	2,01	10,22	0,73	2,52	5,20	0,40

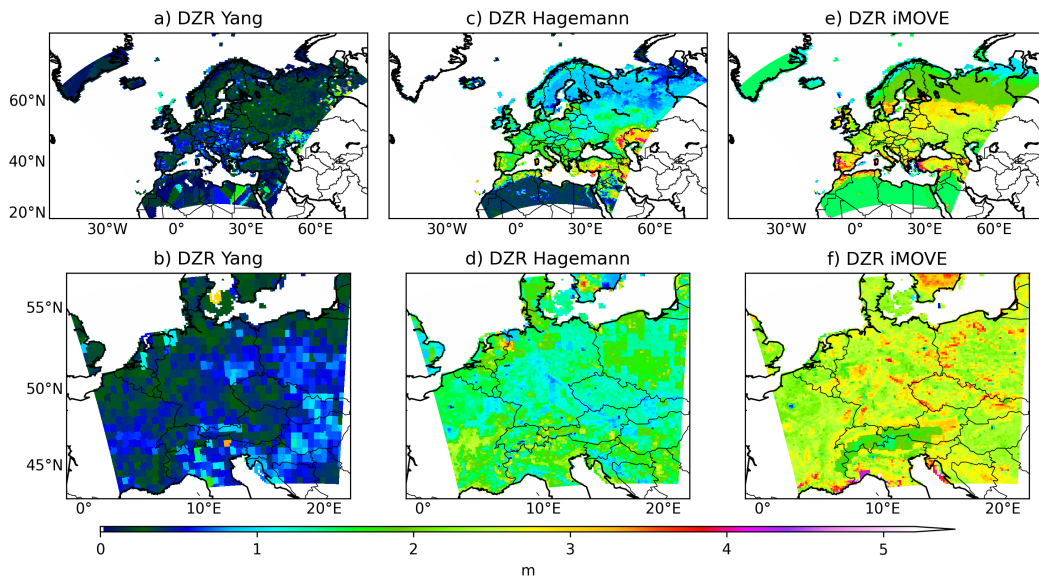


Abbildung 6.1: Darstellung der Wurzeltiefen von Yang, Hagemann und REMOiMOVE für EUR-44 und GER-11. Die Datensätze sind in der jeweiligen Modellauflösung von $0,44^\circ$ beziehungsweise $0,11^\circ$ gezeigt.

wie sie in REMO zur Anwendung kommen. Bei Betrachtung von \bar{x} fällt auf, dass z_{ry} generell die geringsten mittleren Wurzeltiefen aufweist, z_{rh} hingegen hat im Mittel mehr als doppelt so tiefe Wurzeln. Durch die Verwendung der maximalen Tiefen weist z_{ri} die im Mittel größte Wurzeltiefe auf. Generell sind die Wurzeln in GER-11 tiefer als in EUR-44, was bei Betrachtung von Abbildung 6.1 (a, c und e) an den flacheren Wurzeln der Regionen Nordafrika, Nordeuropa und Russland liegt, die in GER-11 nicht enthalten sind.

Bei Betrachtung der maximalen Tiefen stechen die hohen Werte von z_{ry} heraus, wobei nur wenige Gitterpunkte im Nordosten von EUR-44 (a) Tiefen von mehr als 6 m erreichen. In der Sahara weist der Datensatz starke Interpolationsfragmente auf. Zudem ist ein Süd-Nord-Gefälle der Wurzeltiefen erkennbar, was durch die im Ausgangsdatensatz berücksichtigten Variablen Temperatur, Niederschlag und Transpiration zustande kommt. Bei GER-11 (b) hat z_{ry} die geringste maximale Tiefe. Die Maxima liegen an wenigen Punkten in Südtirol und

auf Ostseeinseln. Sie weichen stark von den umgebenden Tiefen ab und sind ein Artefakt des Ausgangsdatensatzes. Ursächlich hierfür könnte eine starke lokale Über- oder Unterschätzung des verfügbaren Wassers im von Yang et al. (2016b) verwendeten Modell sein, sodass die Vegetation im Modell entweder Wurzeln ohne besonderen Mehraufwand bilden kann oder auf tiefe Wurzeln angewiesen ist. Bewässerung, die einen solchen Fehler verursachen könnte, wird in den Regionen jedoch nicht betrieben. Zudem fallen die Kacheln des mit $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ im Vergleich zu GER-11 deutlich gröber aufgelösten Ausgangsdatensatzes auf.

Die maximalen Tiefen von z_{rh} werden für EUR-44 (c) nördlich des Kaspischen Meeres und in der Türkei, für GER-11 (d) im Nordwesten Deutschlands und Südwesten Schwedens erreicht. Letzteres weist wie bei z_{ry} auf Moor- und Sumpfgebiete hin. Ersteres kann auf klimatische Rahmenbedingungen zurückgeführt werden, was bei Betrachtung der verwendeten Formel (s. Gleichung 5.14) nicht offensichtlich ist. Die zur Schätzung verwendeten Parameter W_{cap} und θ_{FC} basieren jedoch auf dem LSP2-Datensatz (Hagemann et al., 1999; Hagemann, 2002), der auf der Grundlage von Ökosystemtypen (Loveland et al., 2000) konzipiert wurde. Damit enthalten die Variablen ebenfalls Informationen über die klimatischen Rahmenbedingungen. Dies erklärt sowohl das Süd-Nord-Gefälle der Wurzeltiefen in EUR-44 (c) als auch die in GER-11 (d) erkennbaren topographischen Strukturen der Mittelgebirge und von Großstädten wie Paris oder Berlin, die von geringeren Wurzeltiefen geprägt sind. Zudem zeigen sich auch hier vor allem in Polen die Kacheln des mit $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ deutlich gröber aufgelösten Datensatzes der Bodentextur (FAO, 1974; Dunne & Willmott, 1996), der bei der Erstellung von LSP2 verwendet wurde.

Für z_{ri} sind die maximalen Tiefen beider Regionen (e, f) im Mittelmeerraum verortet. Wie bei z_{rh} ist in EUR-44 (e) ein Süd-Nord-Gefälle ersichtlich, das auf die in die PFTs von iMOVE eingehende klimatische Einordnung über das Holdridge-Schema zurückgeführt werden kann. Markant ist in diesem Kontext die klare Linie in Russland, die die Trennung zwischen Mischwäldern und dem borealen Nadelwald repräsentiert. z_{ri} ist ebenfalls in der Lage, Mittelgebirge zu repräsentieren – allerdings weisen diese im Gegensatz zu z_{rh} tiefere Wurzeln als das flachere Umland auf. Dieses Verhalten lässt sich womöglich mit einer unterschiedlichen Gewichtung von Temperatur und Niederschlag in den zugrundeliegenden Klassifikationen von Holdridge (1964) beziehungsweise Loveland et al. (2000) erklären, da in den Mittelgebirgen tendenziell geringere Temperaturen und höhere Niederschläge als im umliegenden Flachland herrschen. Bei z_{ri} ist zudem die klare Struktur der Alpen erkennbar, die durch geringe Wurzeltiefen gekennzeichnet sind. Gleichmaßen lassen sich Großstädte wie Paris, Berlin oder Mailand erkennen, die sich durch sehr geringe Wurzeltiefen auszeichnen.

Die obige Beschreibung der generierten und in REMO verwendeten Datensätze ermöglicht einen Vergleich der Repräsentation von die Wurzeltiefe beeinflussenden Merkmalen wie Boden, Klima, Ökosystem und Orographie. Informationen über den Boden sind lediglich in zwei Da-

tensätzen vorhanden: z_{ry} verwendet Texturen auf Basis von Saxton und Rawls (2006) und der USDA-Klassifikation und z_{rh} die der FAO (FAO, 1974; Dunne & Willmott, 1996; Hagemann et al., 1999; Hagemann, 2002). Bei den ersten beiden Datensätzen fällt die grobe Auflösung der Ausgangsdaten beziehungsweise des Texturdatensatzes nachteilig ins Gewicht. Durch die Berücksichtigung von Temperatur, Niederschlag und Transpiration bei Yang et al. (2016b) sowie den Ökosystemklassifikationen und -typen von Loveland et al. (2000) und Holdridge (1964) sind auch Klimainformationen in allen drei Datensätzen enthalten. Dies drückt sich am ehesten durch den beschriebenen Gradienten der Wurzeltiefe aus, der in allen drei Datensätzen auftritt. Zudem stellen z_{rh} und z_{ri} auch Mittelgebirge dar, die sich auf die Berücksichtigung der Ökosystemklassifikationen und -typen zurückführen lassen. Bei z_{ri} führt dies auch zu einer deutlichen Repräsentation der Alpen, die bei z_{ry} ob der groben Auflösung des Ausgangsdatensatzes nicht abgebildet werden.

Durch die stärkere Repräsentation von Klimazonen und damit auch der Orographie in der Wurzeltiefe zeigen z_{rh} und z_{ri} Vorteile gegenüber z_{ry} . Darüber hinaus ist die Darstellung der Alpen sowie die hohe Auflösung der Datensätze ohne erkennbare, zugrundeliegende Strukturen als weiterer Vorteil von z_{ri} gegenüber z_{rh} hervorzuheben. Zudem hat sich die Darstellung tiefer Wurzeln für die Modellierung als vorteilhaft gegenüber flacheren Wurzeln erwiesen, um die Evapotranspiration besonders bei Trockenheit sinnvoll simulieren zu können (z.B. Nepstad et al. (1994), Teuling et al. (2006), Wang und Dickinson (2012) und Harper et al. (2021)). Neben den genannten Punkten ist die Verwendung der Wurzeltiefen aus iMOVE für das 5-Layer-Schema auch perspektivisch sinnvoll, da das neue Schema zukünftig zusammen mit iMOVE verwendet werden soll und somit eine gewisse Konsistenz bei dieser mit Blick auf Wasserflüsse einflussreichen Variable (vgl. Kapitel 6.6.1) notwendig ist. Diese Konsistenz herrscht auch bei der Untersuchung verschiedener LULCC-Szenarien (Paeth et al., 2009; Davin et al., 2020) vor, da die für das 5-Layer-Schema genutzte Wurzeltiefe damit ebenfalls variabel und nicht statisch wie bei der Implementierung anderer Datensätzen ist.

6.1.2 Tiefe bis zum anstehenden Gestein

Für die Weiterentwicklung von REMO wird die Tiefe bis zum anstehenden Gestein z_s von SoilGrids (Hengl et al., 2014; Hengl et al., 2017; Shangguan et al., 2017) für das 5-Layer-Schema verwendet. Ist die Tiefe geringer als die Untergrenze der tiefsten Schicht, kann sie stattdessen als Untergrenze für die Wurzeltiefe z_r und für die Berechnung der Bodenfeuchte θ dienen, die in REMO nur oberhalb von z_s berücksichtigt werden. Da der Datensatz nicht nur den Boden, sondern auch die darunter liegenden Regolithe und Sedimentablagerungen betrachtet, weist er teilweise sehr große Tiefen auf. So liegen die maximalen Mächtigkeiten der Untersuchungsgebiete

EUR-44 und GER-11 bei 285 m im nördlichen Afrika beziehungsweise 65 m in Südschweden. Große Mächtigkeiten von mehr als 20 m sind für EUR-44 flächig in Nordafrika, Osteuropa und Russland sowie in verschiedenen Flussebenen und für GER-11 in den Ebenen von Po und Rhein, dem nördlichen Voralpenland, dem Pannonischen Becken sowie dem mitteleuropäischen Tiefland zu verzeichnen.

Da für das Modell lediglich Mächtigkeiten, die innerhalb der fünf betrachteten Bodenschichten (9,834 m) liegen, eine Rolle spielen, ist z_s in Abbildung 6.2 nur für die Schichten und deren Grenzen abgebildet. Entsprechend orientiert sich die Legende an den Schichtgrenzen. Es fällt auf, dass REMO in weiten Teilen der Untersuchungsgebiete die Bodenhydrologie der fünf Schichten uneingeschränkt simuliert (a). Ausgenommen hiervon sind lediglich Gebirgsregionen wie die Skanden oder schottischen Highlands sowie Gebirge der alpidischen Orogenese (Alpen, Taurus etc.). Hinzu kommen Teile Südschwedens sowie in der Betrachtung von GER-11 (b) vereinzelte Gitterzellen wie im Schwarzwald.

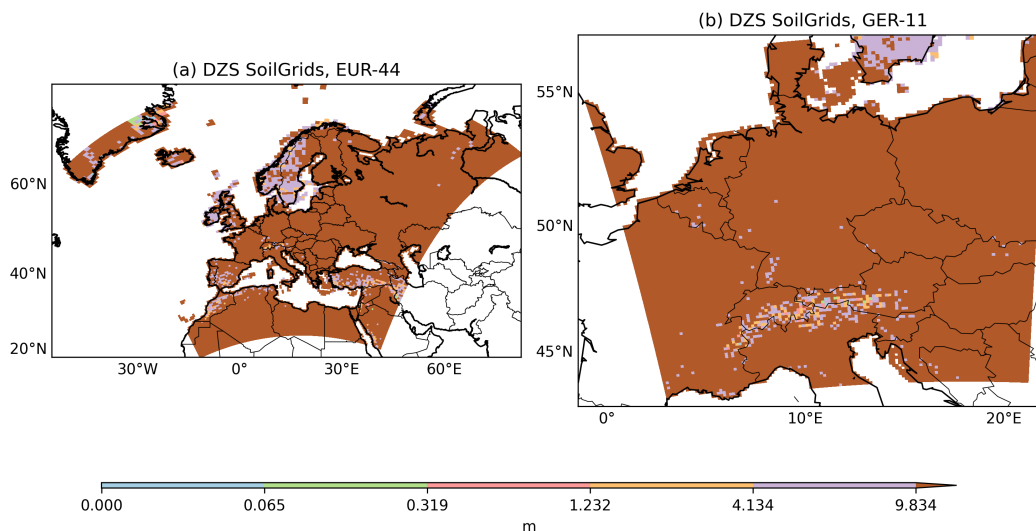


Abbildung 6.2: Darstellung der Tiefe bis zum anstehenden Gestein aus SoilGrids für EUR-44 und GER-11. Der Datensatz ist in der jeweiligen Modellauflösung gezeigt. Die Legende bezieht sich auf die Bodenschichten von REMO.

In Anlehnung an die Wurzeltiefe stellt sich auch die Frage, wo der Fall eintritt, dass diese aufgrund von z_s in REMO reduziert werden muss. Für EUR-44 und z_{ry} betrifft dies nur vereinzelte Gitterzellen im Mittleren Osten. Bei z_{rh} sind es zusätzlich Gitterzellen in Nordafrika und bei z_{ri} zudem auch einzelne Gitterzellen in Südschweden. Bei GER-11 sind einzelne Gitterzellen im Alpenraum betroffen, wobei z_{ry} und z_{ri} deutlich weniger Zellen als z_{rh} aufweisen. Die Reduzierung erfolgt also lediglich in trockenen Regionen oder Hochgebirgen. In Südschweden

ist außerdem eine Hochlandregion (Småländisches Hochland) betroffen. Laut Brunke et al. (2016) wird durch die Einführung einer variablen Tiefe bis zum anstehenden Gestein ein Schwachpunkt von Modellen ausgeglichen. Der Einfluss besteht dabei vor allem in Gebirgen in Bezug auf hydrologische Variablen, die turbulenten Wärmeflüsse und die Bodentemperatur.

6.1.3 Texturklassen

Nachfolgend sollen die Texturen und die daraus abgeleiteten statischen Bodenparameter, die REMO für das 5-Layer-Schema benötigt, dargestellt und verglichen werden. Hierzu werden zunächst die ursprünglichen fünf Texturklassen basierend auf dem FAO-Datensatz von 1974 (FAO, 1974) und die 12 Texturklassen des USDA-Schemas auf Basis von SoilGrids (Hengl et al., 2014; Hengl et al., 2017) dargestellt. Bei FAO ist zusätzlich zu den Texturen Torf enthalten, der bei SoilGrids fehlt, da dessen Texturen mit Hilfe von Korngrößenverteilungen ermittelt wurden. Der organische Anteil kann optional in REMO verwendet werden (Ziegler, 2022).

Die Texturklassen sind in Abbildung 6.3 dargestellt. Es zeigt sich, dass der bei FAO für EUR-44 (a) vertretene Torf im Nordosten, in Finnland, Schottland und vereinzelt in Osteuropa und Norddeutschland sowie für GER-11 (b) in Norddeutschland auftritt. Bezogen auf die Texturen dominiert Lehm in Ost- und Mitteleuropa und Sandiger Lehm in Skandinavien und den Wüstenregionen in Afrika und Arabien. Der Mittelmeerraum und Südosteuropa sind heterogener und weisen neben den anderen Texturen auch deutlich mehr Lehmigen Ton und Ton auf. In der Ansicht von GER-11 ist der Lehm folglich ebenfalls vorherrschend. Dazu gibt es Bereiche Sandigen Lehms vor allem im Norden und in Polen. Hier ist auch das von der Wurzeltiefe z_{rh} bekannte Muster ersichtlich, das sich auf die scharfe Grenze zwischen zwei unterschiedlichen Texturen zurückführen lässt. Im südlichen Bereich treten zunehmend auch Lehmiger Ton und Ton auf. Bei GER-11 sticht die grobe Auflösung des FAO-Datensatzes von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ hervor.

Bei SoilGrids (c) dominiert ebenfalls Lehm in Mittel- und Osteuropa, der zudem auch in Südwesteuropa stark vertreten ist, und Sandiger Lehm in Skandinavien. Die Wüstenregionen sind hingegen von Sand geprägt. In Italien, der Türkei sowie im Süden der Ukraine und Russlands sind höhere Tongehalte zu finden. Der Blick auf GER-11 (d) zeigt, dass sich das Gebiet in zwei Bereiche unterteilen lässt, deren Grenze sich von den Niederlanden über das Norddeutsche Tiefland bis nach Polen erstreckt. Die Grenze verläuft im östlichen Teil an den glazial überprägten Bereichen der letzten Eiszeit. Nördlich findet sich vor allem Sandiger Lehm, der vereinzelt von Lehmigem Sand und Sand unterbrochen wird. Südlich davon dominiert Lehm mit Bereichen von Schluffigem Lehm. Tonhaltigere Texturen treten südlich der Alpen in Italien und Kroatien, in Ungarn und im östlichen Frankreich auf.

6.1 VERGLEICH STATISCHER BODENPARAMETER

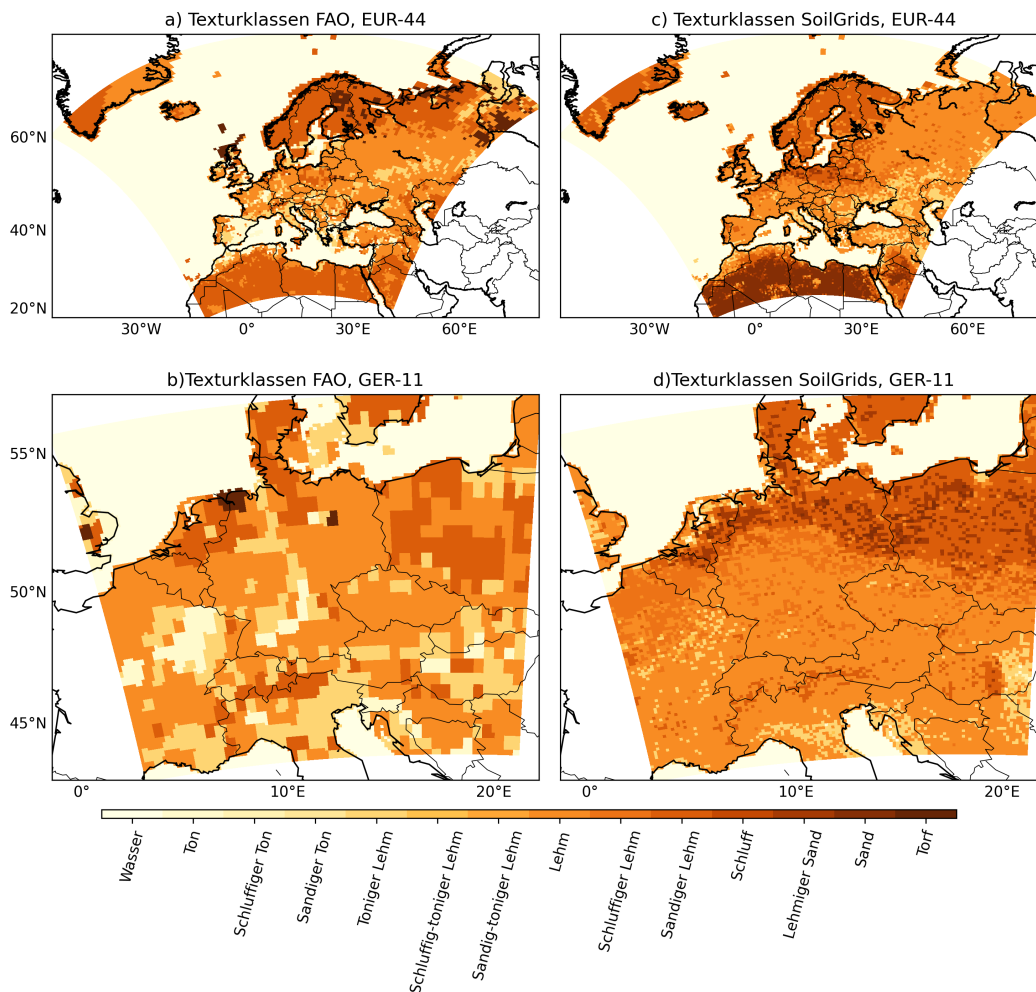


Abbildung 6.3: Texturklassen von FAO und SoilGrids in EUR-44 und GER-11. Es sei angemerkt, dass FAO lediglich die fünf Klassen Ton, Toniger Lehm, Lehm, Sandiger Lehm und Sand enthält, die in den auf SoilGrids basierenden Texturen weiter differenziert werden. Da die Texturen von SoilGrids auf Basis von Sand-, Ton- und Schluffanteilen berechnet sind, ist die Klasse Torf in dieser Darstellung nicht vertreten.

Besonders in der hohen Auflösung von GER-11 fallen die Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen in Form der klaren Trennung zweier Texturbereiche bei SoilGrids, deutlich größerer toniger Anteile bei FAO sowie der starke Unterschied der Auflösungen der Ausgangsdatsätze auf. Gerade die hohe Auflösung, durch die auch bei hohen bis sehr hohen Modellauflösungen ein differenzierter Datensatz ohne flächige Kacheln für die Nutzung in Modellen erzeugt werden kann, spricht für die Verwendung von SoilGrids als Basis für hydrologische und thermische Variablen. Das geringere Auftreten tonhaltiger Texturen kann möglicherweise über die Aggregation des

Datensatzes von 1 km^2 auf die Modellauflösung von $12,5 \text{ km} \times 12,5 \text{ km}$ erklärt werden, bei der sich die dominierende Textur des Lehms aufgrund des großen Schluffanteils in den Korngrößen durchsetzt.

6.1.4 Bodenhydrologische Parameter

Die aus den Texturklassen abgeleiteten bodenhydrologischen Parameter werden im Folgenden dargestellt. Zudem sind auf kontinuierlichen PTFs basierende Parameter erläutert. Der Fokus soll dabei einerseits auf der Porosität f , die dem relativen Wassergehalt bei Sättigung θ_s entspricht, sowie auf der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit K_{sat} liegen. Im Modell werden die Variablen als VPOR beziehungsweise FKSAT bezeichnet, weswegen in den Abbildungen diese Bezeichnungen statt der Formelzeichen verwendet werden. In den Kartendarstellungen wird sich stets auf GER-11 bezogen – sollten die Ergebnisse von EUR-44 abweichen, ist dies entsprechend erläutert.

Generell werden die Bodenparameter im Rahmen der genannten Experimente in Abbildung 5.5 auf fünf verschiedene Arten berechnet. ID90 stellt die fünf Texturen des ursprünglich von REMO verwendeten FAO-Datensatzes dar, denen im Rahmen der Arbeit die Werte der hydrologischen Bodenparameter, die für die Funktion von Campbell (1974) benötigt werden, zugewiesen werden. ID104 basiert ebenfalls auf Texturklassen, jedoch sind diese auf Basis der Sand- und Tonanteile aus SoilGrids berechnet und lehnen sich an die zwölf USDA-Klassen (vgl. Abbildung 2.1) an. ID106 verwendet die Sand- und Tonanteile von SoilGrids, um die Parameter über die PTFs aus CLM5.0 (Lawrence et al., 2018) zu berechnen. Bei ID107 wird zudem die vertikale Schichtung des Bodens berücksichtigt. ID108 repräsentiert ebenfalls geschichtete Parameter, allerdings sind diese auf Basis der PTFs nach Rawls und Brakensiek (1985) berechnet (nachfolgend als RB85 bezeichnet). Hierdurch wird die Kalkulation der van-Genuchten-Parameter möglich. Darüber hinaus gibt es eine weitere Simulation, die lediglich als Dummy-Version anzusehen ist und die RB85-PTFs als gewichtetes Schichtmittel statt wie bei ID208 für die einzelnen Schichten darstellt. Somit wird eine Vergleichbarkeit zu den in ID106 verwendeten PTFs geschaffen.

Zunächst wird die Porosität (VPOR) betrachtet (s. Abbildung 6.4). Die Werte liegen für alle Datensätze in einem Bereich von $0,15$ bis $0,88 \text{ m m}^{-1}$. Das Maximum lässt sich durch den in den Daten von FAO und Dai enthaltenen Torf erklären, andernfalls werden Maximalwerte von $0,63 \text{ m m}^{-1}$ (ID206) beziehungsweise $0,48 \text{ m m}^{-1}$ bei den anderen Datensätzen erreicht. Bei Betrachtung der Dai-Daten (a) zeigt sich der Torf in Form einzelner Pixel vor allem in Norddeutschland. Ansonsten weisen der Norden Deutschlands, Polen, weite Teile Frankreichs und besonders Ungarn eine höhere Porosität als die sonstigen Gebiete auf. Die Daten von Montzka (b) weisen einerseits einen geringeren Wertebereich als Dai auf, andererseits sind sie homogener.

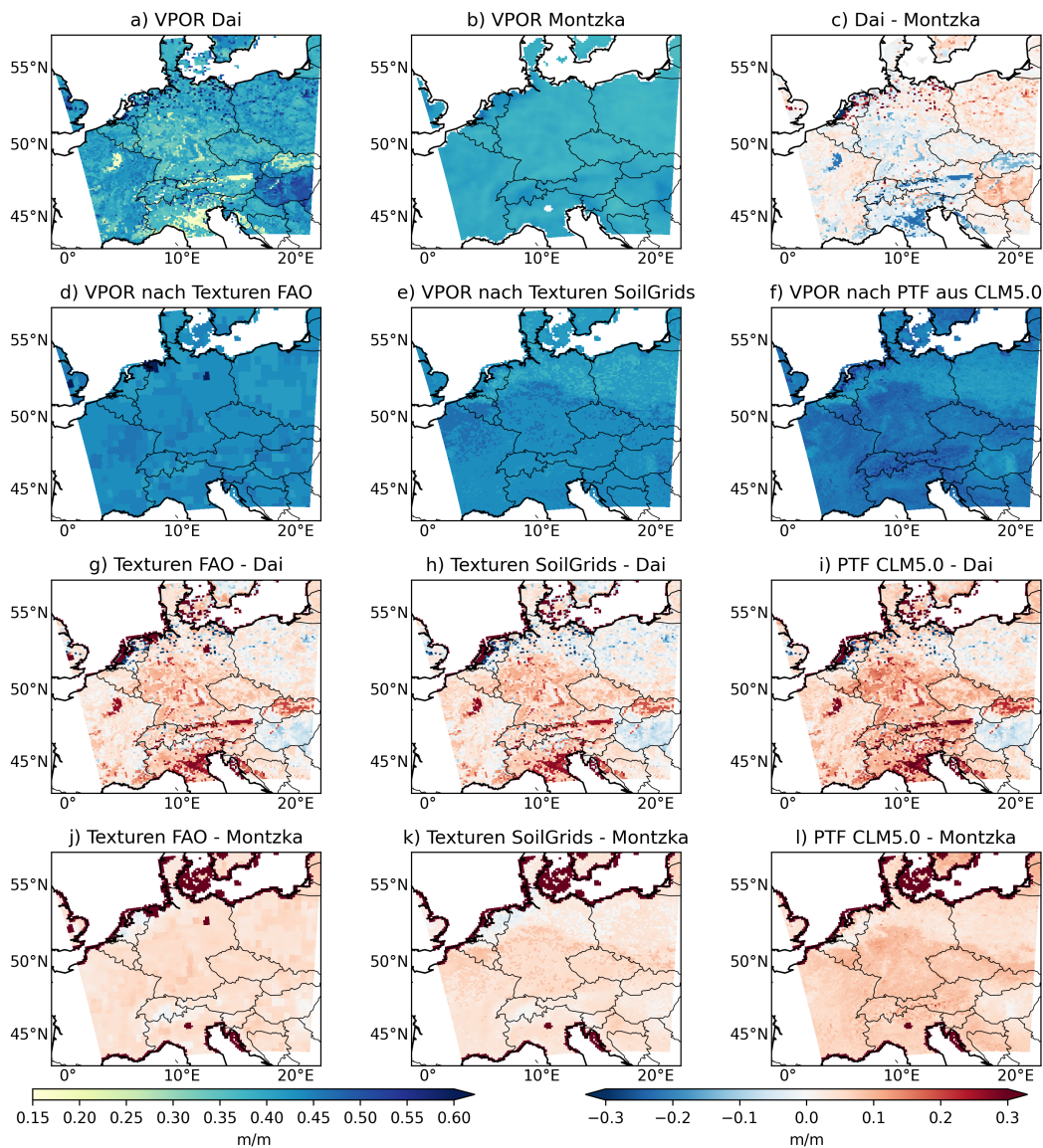


Abbildung 6.4: Porosität (VPOR) θ_s der Datensätze von Dai et al. (2019b) (a) und Montzka et al. (2017a, 2017b) (b) sowie deren Differenz (c). Zusätzlich sind drei Modellversionen dargestellt, die auf den Texturen von FAO (ID190, d) und SoilGrids (ID204, e) sowie der PTF aus CLM5.0 (ID206, f) basieren. Die Differenzen zum Dai-Datensatz sind in g-i, die zum Montzka-Datensatz in j-l dargestellt.

Mit Blick auf die Differenz der Datensätze (c) ist zu beachten, dass die Datensätze auf Grundlage unterschiedlicher Land-See-Masken erstellt wurden, was zu starken Differenzen in den Küstenbereichen führt. Davon abgesehen ergeben sich besonders durch den bei Dai berücksichtigten Torf lokal höhere Porositäten in den angesprochenen Regionen als bei Montzka. Darüber hinaus weisen die genannten Bereiche bei Dai mit höheren Porositäten stets größere Werte als bei Montzka auf. Die sonstigen Bereiche sind bei Dai geringer als bei Montzka, wobei hier besonders Norditalien und der nördliche Alpenrand hervorstechen. Für die klassenbasierten Werte steigt die Porosität mit zunehmendem Tongehalt (s. Tabelle 5.3, 5.4). Auf Basis der Texturklassen in Abbildung 6.3 lässt sich dieses Verhalten für den Dai-Datensatz nicht bestätigen, da der sandige Norden von GER-11 von niedrigeren statt höheren Werten als die tonhaltigeren Bereiche südlich davon geprägt ist. Durch seine Homogenität ist der Montzka-Datensatz bezüglich dieses Verhaltens schwieriger zu bewerten, jedoch zeigen sich in Regionen mit sehr hohem Tonanteil, wie dem östlichen Ungarn und Teilen der niederländischen Nordseeküste, die erwarteten hohen Porositäten. Dieser Vergleich fußt auf den Sand- und Tonanteilen von SoilGrids, auf denen beide Validierungsdatensätze basieren und der die Basis für die gezeigten Texturen darstellt. Entsprechend besteht hier eine gewisse Autokorrelation der Muster.

Die Porosität auf Basis von FAO (d) ist von den Kanten der Texturen geprägt, die durch die grobe Auflösung des Originaldatensatzes auftreten. Tonige Klassen weisen entsprechend der Tabelle 5.3 eine höhere Porosität als sandige auf. Dieses Muster zeigt sich auch bei den auf SoilGrids basierenden Werten (e, basierend auf Tabelle 5.4), wobei die Abgrenzung zwischen höheren Sand- beziehungsweise Tonanteilen im Norden von GER-11 aus Abbildung 6.3 klar zutage tritt und sich in der jeweiligen Porosität niederschlägt. Zwischen den einzelnen Klassen treten ebenfalls teils starke Kanten auf, die der Texturzuweisung geschuldet sind. Bei der Porosität auf Basis der PTFs aus CLM5.0 ist der Übergang aufgrund der Verwendung einer kontinuierlichen PFT nicht so abrupt, sondern verläuft glatter. Aufgrund des selben Ausgangsdatensatzes zeigen sich die gleichen räumlichen Muster wie bei den Texturen von SoilGrids. Der Datensatz weist allerdings einen größeren Wertebereich sowie eine höhere mittlere Porosität auf, die alle Texturklassen betrifft.

Bei den Differenzen zu Dai (g-i) zeigt sich bei allen drei in REMO erzeugten Datensätzen eine höhere Porosität. Dabei ist die Abweichung der texturbasierten Werte von Dai in Norddeutschland, Polen und Frankreich am geringsten. Vereinzelt kommt es hier zu niedrigeren Werten, was häufig auf das Vorkommen von Torf in den Dai-Daten zurückzuführen ist. Abgesehen davon sind die Werte deutlich höher. Besonders betroffen sind hiervon Regionen wie Norditalien, die bei Dai verhältnismäßig niedrige Werte aufweisen. Ungarn, das sich über große Teile des Pannonischen Beckens erstreckt, stellt eine Ausnahme dar, da die REMO-Werte niedriger als die Dai-Werte sind. Die sehr hohen Werte bei Dai in der Region könnten einerseits auf pedologische oder

geologische Besonderheiten des Beckens zurückzuführen sein. Jedoch zeigt sich keine für das gesamte Becken einheitliche Einteilung in den beiden Texturkarten aus Abbildung 6.3. Daher könnten andererseits entweder das zur Erzeugung des Dai-Datensatzes verwendete PTF-Ensemble oder die Ausgangsdaten einen systematischen Fehler in dieser Region aufweisen. Ersteres ist allerdings unwahrscheinlich, da das Ensemble systematische Fehler einzelner PTFs ausgleicht und entsprechend alle 32 verwendeten PTFs diesem Fehler unterliegen würden. Ursächlich für fehlerhafte Ausgangsdaten können auch international nicht einheitliche Messtechniken oder -verfahren der Porosität sein. Für diese These spricht, dass der Norden Serbiens als Teil des Pannonischen Beckens nicht von diesem systematischen Fehler betroffen ist, der gleichfalls zum Becken gehörende westliche Teil Rumäniens hingegen schon. Die Montzka-Daten, die ebenfalls auf SoilGrids basieren, zeigen das beschriebene Verhalten nicht. Dieses Verhalten kann folglich auch an der Aufbereitung der Daten liegen, die Ursache ist jedoch nicht abschließend zu klären.

Die Differenzen der REMO-Daten zu Montzka (j-1) zeigen eine Überschätzung der Porosität im Modell. Lediglich im Nordwesten Deutschlands und den Niederlanden werden die Werte unterschätzt. Die Differenz zu Montzka ist bei höherem Sandanteil geringer ausgeprägt. Die Porosität auf Basis von FAO zeigt insgesamt die geringste Abweichung, die Verwendung der kontinuierlichen PTFs weist die größte auf. Neben vereinzelt Gebieten, die von FAO als Torf ausgewiesen sind, Torf bei Montzka aber nicht berücksichtigt wird, fällt eine starke Anomalie in Norditalien auf. Die Ursache hierfür ist die Lage des Gardasees, der in den Montzka-Daten aufgelöst und entsprechend als Wasser klassifiziert wird, in der Land-See-Maske von REMO jedoch nicht dargestellt ist.

Damit lässt sich festhalten, dass REMO die Porosität im Vergleich zu den Validierungsdaten überschätzt. Da das generelle Muster der Werte jedoch anders als beim Dai-Datensatz dem erwarteten Verhalten einer Zunahme der Porosität mit zunehmendem Tonanteil entspricht, werden die für die Simulationen verwendeten Werte als sinnvoll betrachtet. Zudem sei gesagt, dass die Werte der REMO-Simulationen in einem geringeren Maß voneinander abweichen als die Validierungsdaten dies untereinander tun – trotz des mit SoilGrids gleichen Ausgangsdatensatzes.

Im Folgenden soll ein genauerer Blick auf die Daten der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (FKSAT, K_{sat}) geworfen werden, wobei zunächst die Werte auf Basis der Texturklassen im Fokus stehen (s. Abbildung 6.5). Vorab sei auf die Legende verwiesen, die den $\ln(K_{sat})$ [m s^{-1}] abbildet. Die Darstellung über den Logarithmus ist für diese Variable üblich, da der ursprüngliche Wertebereich mehrere Zehnerpotenzen, im Fall der texturbasierten Daten von 10^{-4} m s^{-1} bis 10^{-7} m s^{-1} , abdeckt. Die negativen Werte lassen sich über die Einheit erklären, da K_{sat} üblicherweise in m d^{-1} oder cm d^{-1} angegeben wird. Die hier verwendeten m s^{-1} ist

6.1 VERGLEICH STATISCHER BODENPARAMETER

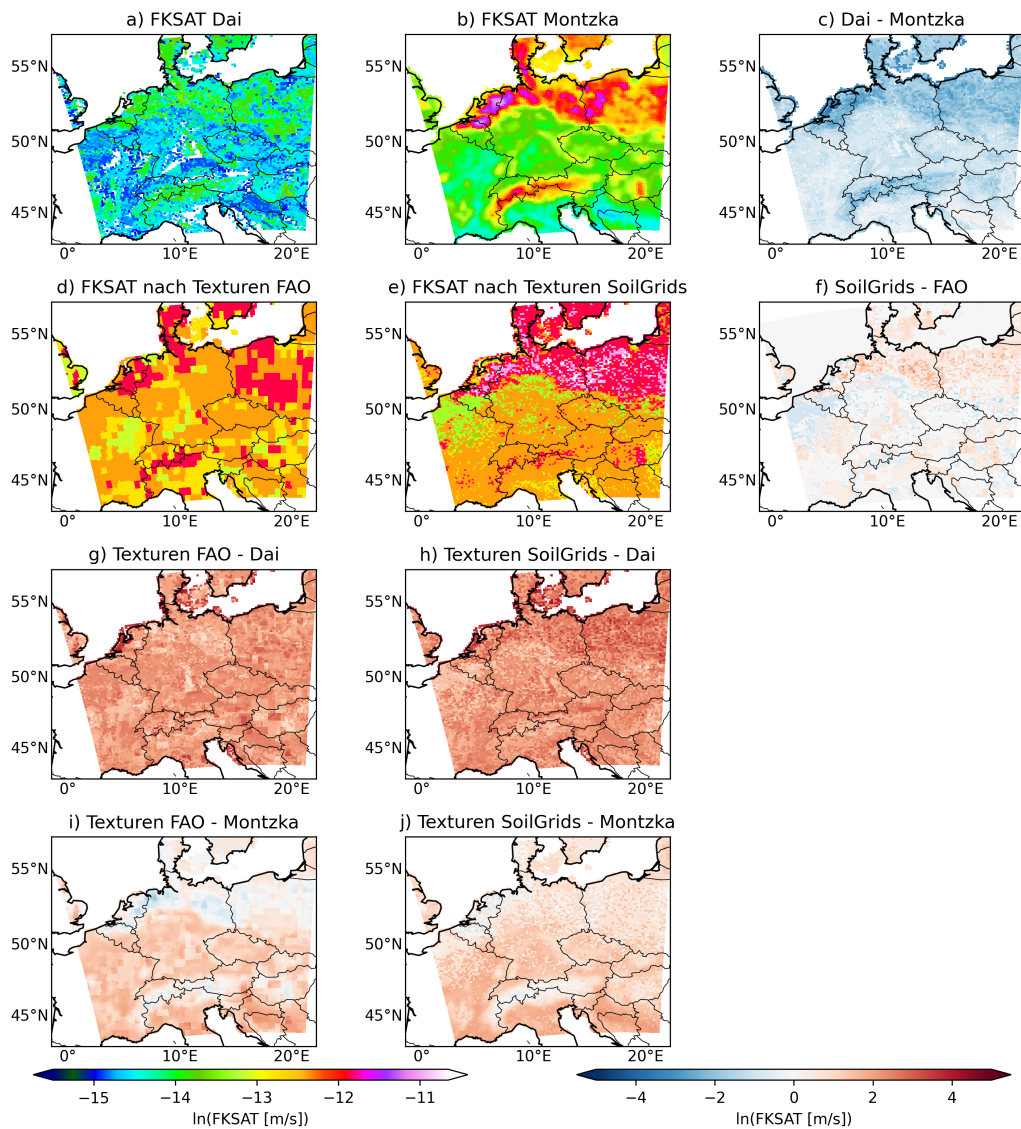


Abbildung 6.5: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (FKSAT, K_{sat}) der Datensätze von Dai et al. (2019b) (a) und Montzka et al. (2017a, 2017b) (b) sowie deren Differenz (c). Zusätzlich sind die texturbasierten Modellversionen basierend auf FAO (ID190, d) und SoilGrids (ID204, e), deren Differenz (f) sowie die Differenzen zu Dai (g-h) beziehungsweise Montzka (i-j) dargestellt.

an die in REMO verwendeten Einheiten der Wasserflüsse [mm] beziehungsweise -speicher [m] und der Zeit [s] angelehnt.

Sowohl der Dai- (a) als auch der Montzka-Datensatz (b) weisen das gleiche Muster mit hohen Werten bei sandigen und niedrigen Werten bei tonhaltigeren Böden auf, was dem aus der Theorie heraus erwarteten Verhalten entspricht. Das Muster der zugrundeliegenden SoilGrids-Daten tritt

in beiden Fällen zutage. Dai weist jedoch stets niedrigere Werte als Montzka auf (c), wobei die Differenz in sandigen größer als in tonhaltigen Böden ist. Zudem deckt Dai einen geringeren Wertebereich als Montzka ab. Dieses unterschiedliche Verhalten lässt sich wahrscheinlich auf die Wahl unterschiedlicher PTFs beziehungsweise eines PTF-Ensembles sowie verschiedener Interpolationsmethoden zurückführen. Die Werte auf Basis der FAO-Texturen (d) sind entsprechend der Texturen aus Abbildung 6.3 verteilt, gleiches gilt für SoilGrids (e). Die Differenz der beiden in REMO verwendeten Datensätze (f) zeigt, dass die sandigen Bereiche im Norden des Untersuchungsgebietes bei SoilGrids tendenziell höher als bei FAO sind, bei lehmigen Texturen fallen sie hingegen niedriger aus. Zudem zeigen einige Regionen keine Differenz, da hier die gleiche Texturklasse in beiden Datensätzen repräsentiert wird.

Bezüglich der Differenzen der in REMO verwendeten Daten zu Dai (g, h) ist festzustellen, dass die REMO-Werte stets größer sind als die des Validierungsdatensatzes, wobei die Differenz im sandigen Norden größer ist als in den anderen Regionen. Der Vergleich zu Montzka (i, j) liefert ein etwas differenzierteres Bild. Zwar liegt K_{sat} in weiten Teilen von GER-11 ebenfalls oberhalb der Validierungsdaten, jedoch ist die Differenz geringer als zu Dai. Außerdem zeigt sich in sandigen Regionen eine Unterschätzung durch den FAO-Datensatz (i). Dieses Verhalten lässt sich dadurch erklären, dass der FAO-Datensatz (s. Abbildung 6.3) die Texturklasse Sand im Untersuchungsgebiet nicht enthält, Montzka diese aber aufgrund der SoilGrids-Grundlage repräsentiert. Der Vergleich zu den Texturklassen von SoilGrids (j) zeigt, dass die Differenz zu Montzka in sandigen Bereichen geringer als in tonhaltigeren Böden ist. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von Twarakavi et al. (2010), wonach die hydrologischen Parameter bei hohen Sandanteilen besser repräsentiert werden können als bei niedrigen. Stellenweise kommt es zu einer leichten Unterschätzung der Werte in den Alpen und an der Nordseeküste.

Abbildung 6.6 zeigt die Karten von $\ln(K_{sat})$, die mit Hilfe der kontinuierlichen PTFs von CLM5.0 (a) beziehungsweise RB85 (b) berechnet wurden. Bevor auf die Abbildungen eingegangen wird, sei eine Anmerkung zu den verwendeten Skalen gemacht. Da sich die Wertebereiche der beiden Datensätze sehr stark unterscheiden, enthält die Abbildung je zwei Skalen für die Darstellung der absoluten Werte beziehungsweise der Differenzen (s. Abbildungsbeschriftung), um die prinzipiellen Muster ersichtlich zu machen. Dabei gilt jedoch zu berücksichtigen, dass der Logarithmus bei Ausgangswerten von 10^{-x} mit steigendem (absoluten) Wert kleinere Werte repräsentiert. So ist es zwar wichtig den genannten Bereich von 10^{-4} bis 10^{-7} m s^{-1} abzudecken, das Minimum von RB85 bei $10^{-19} \text{ m s}^{-1}$ hat jedoch keinen Einfluss und würde bei einer nicht-logarithmischen Skala nicht auffallen, während der Logarithmus einen solchen Wert stark betont.

Da die Sand- und Tonanteile aus SoilGrids die Grundlage für die PTFs darstellen, sind die bekannten Muster in beiden Daten ersichtlich. RB85 ist jedoch tendenziell geringer, der

6.1 VERGLEICH STATISCHER BODENPARAMETER

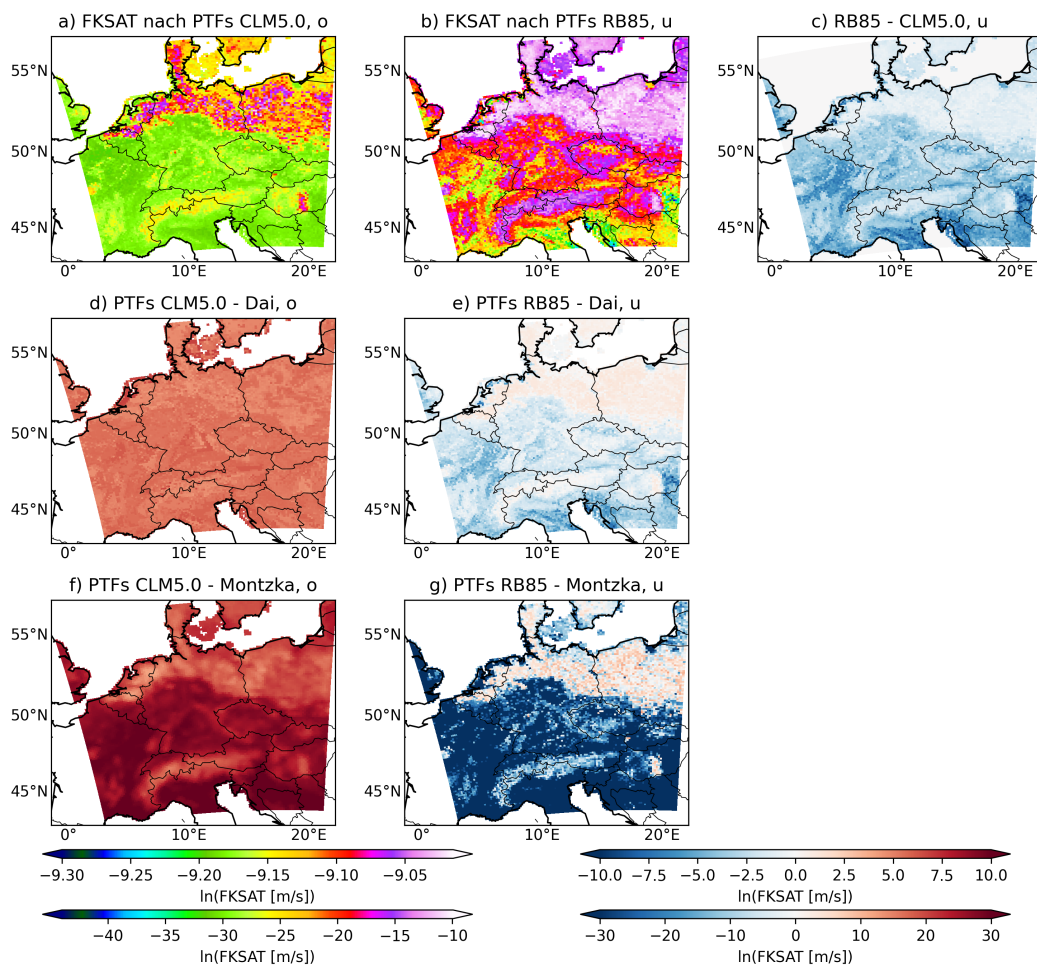


Abbildung 6.6: $\ln(K_{sat})$ auf Basis der kontinuierlichen PTFs aus CLM5.0 (a) und von RB85 (b) und deren Differenz. Zudem sind die Differenzen zu den Datensätzen von Dai (d, e) und Montzka (f, g) dargestellt. Aufgrund des großen Unterschieds bezüglich der Wertebereiche enthält die Abbildung zwei Farbskalen. Welche Skala Anwendung findet, wird durch die Bezeichnung *o* für die obere und *u* für die untere der beiden Skalen deutlich.

Mittelwert aller Landpunkte liegt bei den nicht-logarithmischen Werten um das 0,01-fache niedriger als bei CLM5.0. Dabei ist der Unterschied in den sandigen Bereichen geringer als bei höherem Tongehalt (c). Im Vergleich zu Dai liegt eine stete Überschätzung des $\ln(K_{sat})$ durch CLM5.0 (d) vor. RB85 (e) zeigt bei sandigen Böden ebenfalls eine Überschätzung, die sonstigen Bereiche werden allerdings unterschätzt. Bezogen auf Montzka lassen sich prinzipiell die gleichen Aussagen treffen, jedoch ist die Überschätzung durch CLM5.0 (f) in den tonigen Bereichen stärker, in den sandigen schwächer ausgeprägt. Verglichen mit RB85 (g) zeigt sich eine starke Unterschätzung in tonigen Gebieten, sandige werden hingegen leicht überschätzt.

6.1 VERGLEICH STATISCHER BODENPARAMETER

Durch die Abbildungen 6.5 und 6.6 wurde deutlich, dass das prinzipielle Muster der Bodendaten einen erwartungsgemäß entscheidenden Einfluss auf die resultierende gesättigte hydraulische Leitfähigkeit haben. Die Verwendung von SoilGrids statt FAO als Bodendatensatz ist dabei aufgrund des höheren Informationsgehalts und der höheren Auflösung vorteilhaft. Andere Bodendatensätze (HWSD und Aktualisierung von FAO) werden bezüglich ihres Sand- und Tonanteils von Ziegler (2022) miteinander verglichen, wobei HWSD für GER-11 eine größere Ähnlichkeit zu SoilGrids als der FAO-Datensatz aufweist. Es lässt sich außerdem festhalten, dass die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit eine hohe Variabilität sowohl zwischen verschiedenen Korngrößenverteilungen als auch zwischen den Validierungsdaten und den verwendeten PTFs aufweist. Daher kann die Repräsentation genereller Muster als guter Anhaltspunkt für die Qualität der in den Modellsimulationen verwendeten Läufe genutzt werden. Auf Basis der Abbildungen kann abgesehen von der Verbesserung gegenüber FAO durch die Verwendung von SoilGrids jedoch nur bedingt beurteilt werden, wie gut die im Modell verwendeten Parameter mit den Validierungsdatensätzen übereinstimmen und ob entsprechend eine Verbesserung durch die Wahl der kontinuierlichen PTFs statt der texturbasierten Werte auftritt. Um dies genauer zu beleuchten, sei auf Tabelle 6.2 verwiesen, die die Korrelation der Anomalie einer jeden Land-Gitterzelle vom Flächenmittel mit der Gitterzellenanomalie der Validierungsdaten darstellt. Zusätzlich sind die Korrelationen der geschichteten Simulationen ID207 und ID208 gezeigt.

Tabelle 6.2: Korrelationen der hydraulischen Leitfähigkeit K_{sat} (FKSAT) aus verschiedenen REMO-Läufen mit den Datensätzen von Dai et al. (2019b) und Montzka et al. (2017a), GER-11. *Diese Simulationen weisen keine unterschiedlichen Werte für die fünf Bodenschichten auf, sondern einen gemittelten und daher in jeder Schicht gleichen Wert. Folglich ist der Korrelationskoeffizient in jeder Schicht gleich und wird nur einmal dargestellt.

+Verwendung der PTFs von RB85 statt CLM5.0. Hierfür wurde lediglich eine Simulation von einem Zeitschritt gestartet, um die zeitlich konstanten Größen zu erhalten.

		Dai					Montzka				
		1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Lauf	Schicht										
GER-11	ID190*			0,34					0,47		
	ID204*			0,46					0,70		
	ID206*			0,56					0,84		
	ID206*+			0,46					0,70		
	ID207	0,53	0,56	0,59	0,54	0,54	0,72	0,71	0,82	0,83	0,84
	ID208	0,47	0,50	0,50	0,44	0,45	0,58	0,59	0,69	0,69	0,70

Die Tabelle zeigt, dass der Korrelationskoeffizient mit beiden Validierungsdatensätzen durch die Verwendung der 12 Texturklassen auf Basis von SoilGrids (ID204) statt den 5 FAO-Texturen (ID190) steigt, wobei die Korrelation mit Dai grundsätzlich geringer als mit Montzka ist und

einen schwächeren Anstieg verzeichnet. Zumindest ersteres ließ sich aufgrund der Abbildungen bereits vermuten, wobei stets berücksichtigt werden sollte, dass SoilGrids auch zur Erstellung der Validierungsdaten verwendet wurde und eine Erhöhung der Korrelation damit zu erwarten ist. Die Verwendung der PTFs aus CLM5.0 (ID206) statt der Texturen führt zu einer weiteren Erhöhung der Korrelation. RB85 (ID206⁺) befindet sich auf dem gleichen Niveau wie ID204 und damit auf dem einer klassenbezogenen Berechnung der bodenhydrologischen Parameter. Bezogen auf die Schichtung (ID207 für CLM5.0 und ID208 für RB85) zeigt sich, dass die Korrelation mit Dai keinen Trend mit der Tiefe aufweist. Anders ist das Verhalten des Koeffizienten mit Montzka, der mit der Tiefe zunimmt. Eine mögliche Erklärung könnte eine stärkere Heterogenität des Bodens in den oberen Schichten sein. Zudem weisen diese auch einen höheren organischen Anteil auf, der in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt ist. Sowohl durch den Wechsel von ID207 auf ID208 als auch die beiden Varianten von ID206 kann gezeigt werden, dass die Verwendung der PTFs von CLM5.0 am ehesten in der Lage ist, die räumlichen Muster der Validierungsdaten darzustellen. Dieser Aspekt wird in Kapitel 6.6.4 nochmals aufgegriffen.

Die Betrachtung der Korrelation zwischen den Gitterpunkten ist ein einfacher Ansatz, um die Repräsentation von Mustern zu untersuchen. Er birgt jedoch Schwachstellen, die vor allem in den unterschiedlichen Auflösungen der Ausgangsdatensätze, den zu deren Erstellung verwendeten Interpolationsmethoden sowie der in dieser Arbeit verwendeten Inverse-Distance-Interpolation (Schulzweida, 2019), um die gleiche Auflösung aller Datensätze zu erzeugen, zu sehen sind. Durch die mehrfache Interpolation und die Wahl unterschiedlicher Methoden können einzelne, kleinräumige Charakteristika der Daten entweder überprägt oder einem anderen Gitterpunkt zugewiesen werden. Horizontal heterogene Böden sind dabei fehleranfälliger als homogene.

Ein weiterer Punkt, der bei vertikaler Bodenschichtung zu berücksichtigen ist, ist die Veränderung der Parameter mit der Tiefe. Nach Braun und Schädler (2005) nimmt die Porosität mit der Tiefe ab, was laut Breil et al. (2018) eine exponentielle Reduzierung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit zur Folge hat. Um das Verhalten der Variablen in den geschichteten Simulationen von REMO zu untersuchen, wird die Differenz der vierten von der obersten Schicht betrachtet. Bei GER-11 weist die Porosität maximale Veränderungen von $-0,02 \text{ m m}^{-1}$ bis $0,007 \text{ m m}^{-1}$ auf, wobei die mittlere Veränderung eine Abnahme von $-0,002 \text{ m m}^{-1}$ beträgt. Die Betrachtung in der Fläche zeigt zudem, dass die sandigen Bereiche Norddeutschlands und Polens sowie Westfrankreich und Teile der Mittelmeerküste eine mit der Tiefe zunehmende, der Rest von GER-11 eine abnehmende Porosität zeigen. Es sei daran erinnert, dass die Porosität in beiden geschichteten Simulationen gleich ist. Bei der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit von ID207 zeigt sich hingegen eine Zunahme mit der Tiefe, wobei die räumliche Verteilung entgegen der der Porosität ist. Für ID208 ist eine mittlere Abnahme mit der Tiefe zu beobachten, wobei die Abnahme ebenfalls in Norddeutschland und Polen auftritt, aber stärker als bei ID207 ausgeprägt ist. Die

restlichen Regionen sind durch zunehmende Werte gekennzeichnet. Damit trifft das nach Breil et al. (2018) proportionale Verhalten von Porosität und gesättigter hydraulischer Leitfähigkeit lediglich auf sandige Böden zu. Dass dieses Verhalten bei tonigen Böden schlechter durch die verwendeten PTFs dargestellt werden kann, könnte Twarakavi et al. (2010) bestätigen, die eine bessere Repräsentation der Parameter in sandigen als in tonigen Böden feststellten.

Von der detaillierten Betrachtung der weiteren bodenhydrologischen (ψ_s) und funktionspezifischen (b_{clapp} , m_{vgm} , n_{vgm} , α_{vgm}) Parameter wird im weiteren Verlauf abgesehen, da diese die gleichen Problematiken wie die beschriebenen Größen θ_s und K_{sat} aufweisen. Es hat sich gezeigt, dass die bodenhydrologischen Variablen sehr variabel sind und stark von den verwendeten Ausgangsdaten und PTFs sowie deren lokaler beziehungsweise globaler Nutzbarkeit abhängen. Darüber hinaus stellt die hohe Heterogenität von Böden und die notwendige Interpolation der ursprünglichen, punktuellen in-situ-Messungen sowie der berechneten Größen eine weitere Herausforderung in der Pedologie dar. Die in REMO erzeugten Daten zeigen das prinzipielle Verhalten wie eine hohe Leitfähigkeit und niedrige Porosität bei sandigen Böden und dem umgekehrten Verhalten mit steigendem Tonanteil und repräsentieren die räumliche Verteilung der aus den Anteilen abgeleiteten gut. Daher wird für den weiteren Verlauf der Arbeit davon ausgegangen, dass in allen Simulationen belastbare Daten verwendet werden, um die Bodenhydrologie im RCM zu modellieren. Darüber hinaus lässt sich festhalten, dass die Verwendung des SoilGrids-Datensatzes zu einer besseren Darstellung der Variablen führt, wobei diese stark von den verwendeten PTFs abhängt.

6.2 Kalt- und Warmstart

Bevor auf konkrete Modellergebnisse eingegangen wird, soll der zur Erzeugung dieser Ergebnisse notwendige Einschwingprozess und dessen Einfluss auf einzelne Variablen dargestellt werden. Dabei gilt, dass träge Variablen des Klimasystems diesem Einschwingen unterliegen (s. Kapitel 5.3.2). Die davon in REMO betroffenen Variablen sind in Tabelle 5.5 dargestellt. Nachfolgend soll das Einschwingen der Bodentemperatur und -feuchte im ursprünglichen Bucket-Schema sowie in der ursprünglichen Version des 5-Layer-Schemas erläutert werden. Dazu wird ein kurzes Beispiel der Wichtigkeit des Einschwingprozesses für andere, weniger träge Variablen anhand der 2-Meter-Temperatur gegeben.

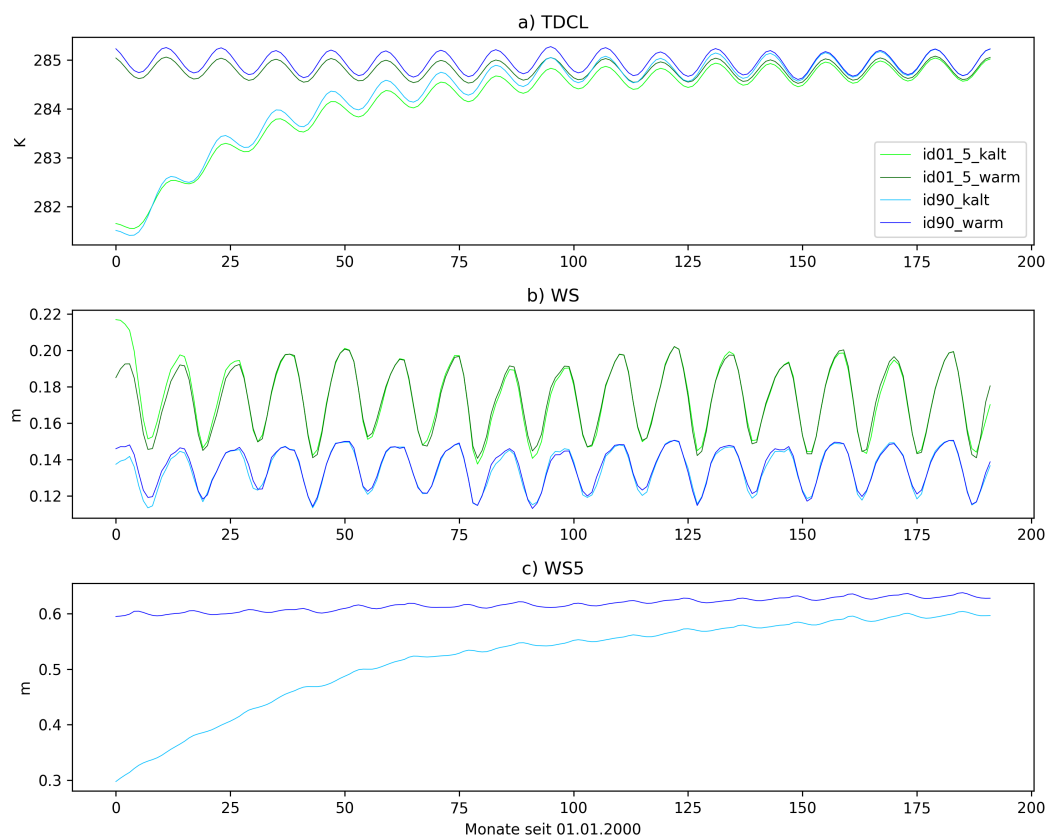


Abbildung 6.7: Zeitreihen des Flächenmittels von EUR-44 für Kalt- und Warmstart der Bodentemperatur in der 5. Schicht (a), der Bodenfeuchte im Wurzelraum (b) und der Bodenfeuchte in der 5. Schicht (c) für das Bucket- (Grüntöne) und das 5-Layer-Schema (Blautöne). Die Werte entstammen den f- und g-files, also dem letzten Zeitpunkt eines jeden Monats.

Für das Einschwingen wurde das Modell kalt gestartet und anschließend 16 Jahre gerechnet. Die am Ende dieses Zeitraums erhaltenen Werte für die Einschwingvariablen (s. Tabelle 5.5)

ersetzen anschließend die nicht eingeschwungenen Variablen in den Antriebsdaten, sodass das Modell nun warm gestartet werden kann (Sieck, 2013). Abbildung 6.7 stellt die Zeitreihe des Flächenmittels der Bodentemperatur in der tiefsten Schicht (a), der Bodenfeuchte im Wurzelraum (b) und der Bodenfeuchte in der tiefsten Schicht (c) für EUR-44 dar. Abgebildet sind jeweils die Zeitreihen der Kalt- und Warmstartläufe für das Bucket-Schema (Grüntöne) und das 5-Layer-Schema (Blautöne). Die Abbildung der tiefsten Schicht wurde gewählt, da diese am trägsten ist und folglich das längste Einschwingen benötigt. Dargestellt ist EUR-44, da es zwar nur geringe Unterschiede zu der Zeitreihe von GER-11, wie weiter unten erläutert, gibt, die Auswirkungen auf atmosphärische Variablen bei EUR-44 aber stärker ausfallen (s. Abbildung 6.8). Für die Bodentemperatur lässt sich neben den saisonalen Schwankungen ein klarer Trend beim Kaltstart, der auch als Drift bezeichnet wird, erkennen. Dieses Verhalten dauert circa zehn Jahre an, in denen der Boden stetig wärmer wird. Danach ist keine Drift mehr zu erkennen, was bedeutet, dass der Einschwingprozess abgeschlossen ist. Dies ist auch dadurch ersichtlich, dass der Graph des Warmstarts, der keinen Trend aufweist, deckungsgleich mit dem des Kaltstarts ist. Eine solche Drift ist auch in der nicht dargestellten vierten Schicht für die Bodentemperatur zu erkennen. Die obersten drei Schichten zeigen diesen Effekt in der Zeitreihe der monatlichen Werte nur noch schwach bis gar nicht mehr. Dabei schwingt das 5-Layer-Schema etwas schneller ein, was an der Repräsentation einer separaten Bodenfeuchte in dieser Schicht liegen kann, die einen Einfluss auf die in dieser Simulation noch verwendete mittlere Bodenfeuchte zur Berechnung der Bodentemperatur hat. Zudem ist der Boden im 5-Layer-Schema im Mittel wärmer als beim Bucket-Schema.

Anders verhält es sich bei der Bodenfeuchte im Wurzelraum (b), die im Flächenmittel durch die Verwendung des neuen Schemas geringer ist. Beide Schemata schwingen nach der Initialisierung circa zwei Jahre lang ein, wobei die Drift nur während des ersten Jahres klar ersichtlich ist. Darüber hinaus ist die Initialisierung des Buckets zu feucht, die beim 5-Layer durch das Setzen der konstanten Werte zu trocken. Die Bodenfeuchte der tiefsten Schicht kann nur für das 5-Layer-Schema gezeigt werden. Hier ist die Initialisierung zu trocken. Es zeigt sich, dass die 16 für das Einschwingen simulierten Jahre zu kurz sind, da auch der Warmstart noch einen leichten Trend aufweist und die Kurven entsprechend nie deckungsgleich sind. Erst nach insgesamt ungefähr 25 Jahren ist kein Trend mehr ersichtlich. Das Einschwingen für GER-11 (nicht gezeigt) ist etwas kürzer als für EUR-44, was sich vermutlich durch das homogenere Klima in dieser Region erklären lässt. Hagemann und Stacke (2015) ließen in ihrer Anwendung in ECHAM6 kombiniert mit JSBACH das Bucket-Schema ein Jahr und das 5-Layer-Schema 21 Jahre einschwingen.

Die Dauer des Einschwingens hängt einerseits von der Initialisierung an sich und deren Abweichung vom Gleichgewichtszustand, andererseits auch von der Art der Initialisierung (zu

6.2 KALT- UND WARMSTART

hoch / zu niedrig) ab (de Ridder, 2009; Lim et al., 2012; Khodayar et al., 2015; Seck et al., 2015). Bezüglich der Bodenfeuchte benötigen zu trockene Initialisierungen länger als zu feuchte, um das Gleichgewicht zu erreichen (Khodayar et al., 2015; Song et al., 2019). Die trockenen Werte und die große Abweichung vom Gleichgewichtszustand durch die konstante Initialisierung können damit die Ursache für die lange Einschwingphase sein.

Die Initialisierung des Kaltstarts durch die geschichtete Bodenfeuchte der a-files (s. Kapitel 5.2.5) beginnt beispielsweise bei der fünften Schicht von EUR-44 statt bei einer Wassersäule von 0,3 m bei 1,19 m und ist damit einerseits näher am Gleichgewichtszustand und andererseits zu feucht. Beide Faktoren dürften damit zu einem schnelleren Einschwingen führen. Der Kaltstart für diese Einstellungen wurde jedoch nicht vollständig gerechnet, da durch die vorherige Rechnung eines Kaltstarts bereits Variablen für den Warmstart verfügbar waren.

Bei der nachfolgenden Betrachtung der Ergebnisse werden stets Warmstarts verwendet.

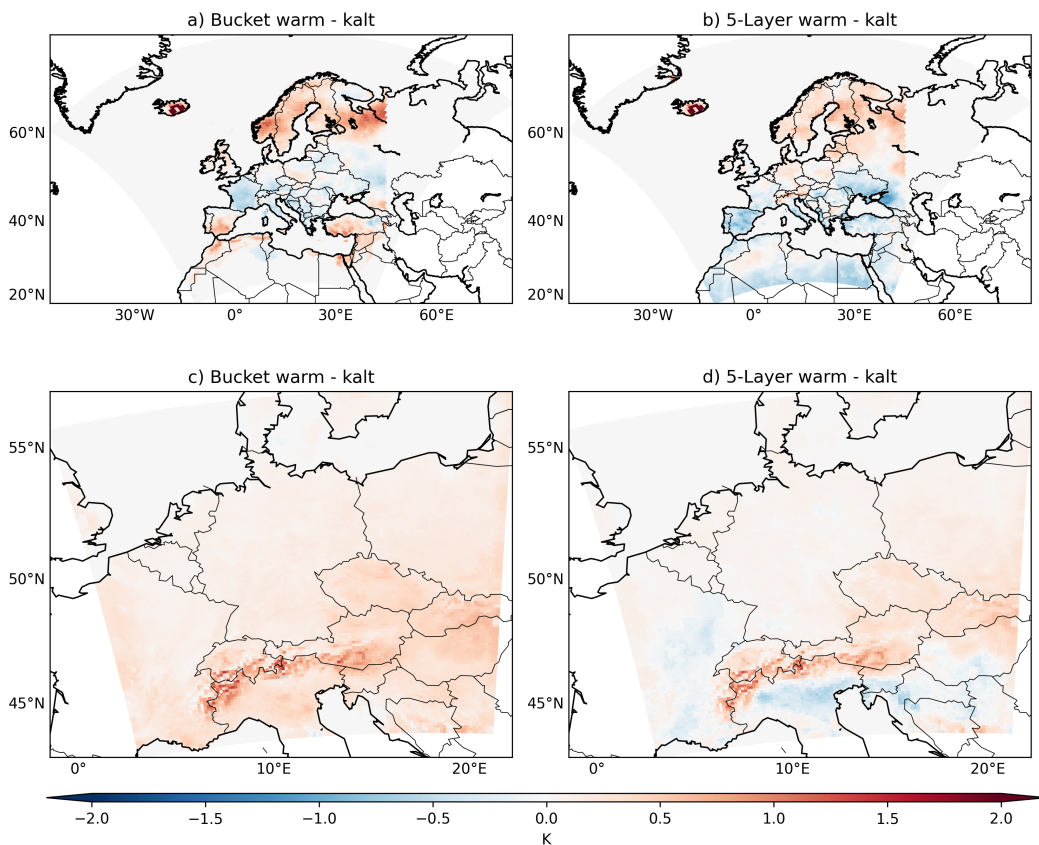


Abbildung 6.8: Differenzkarte [K] zwischen Kalt- und Warmstart (warm - kalt) von Bucket- und 5-Layer-Schema für EUR-44 und GER-11 für das Jahr 2000.

Um zu zeigen, dass ein nicht eingeschwungener Lauf einen starken Einfluss auf Variablen des Klimasystems haben kann, ist in Abbildung 6.8 beispielhaft die mittlere Differenz der 2m-Temperatur zwischen Kalt- und Warmstart für die beiden Untersuchungsregionen und bodenhydrologischen Schemata für das Jahr 2000 dargestellt. Damit wird das jeweils erste Jahr der Simulationen betrachtet. Es zeigt sich klar, dass die Temperatur eines nicht eingeschwungenen Laufs in allen Fällen teils starke Abweichungen von der bei einem eingeschwungenen Lauf simulierten aufweist. Die größte Abweichung ist in Island (a, b) zu beobachten, wo die Temperatur im Warmstart beider Bodenschemata um 4,5 K über der des Kaltstarts liegt. Skandinavien und Teile des Mittelmeerraums sind nach dem spin-up im Bucket-Schema (a) wärmer, ansonsten weist EUR-44 eher geringere Temperaturen auf. Lediglich ein Band, das sich von Norddeutschland nach Osteuropa zieht, weist geringere Abweichungen zwischen den Läufen auf. Für das 5-Layer Schema (b) zeigt sich hingegen ein klarer Dipol, in dem der Norden von EUR-44 wärmer und der Süden kälter wird. Durch die Initialisierung aller Einschwingvariablen über die a-files bei den Bucket-Simulationen weist das Bild für GER-11 (c), anders als die Betrachtung von EUR-44 vermuten lässt, eine stetige Erwärmung durch das Einschwingen auf. Am stärksten davon betroffen sind Hochgebirgsbereiche, deren Temperatur sich um bis zu 2 K unterscheidet. Dieses Maximum lässt sich auch für das 5-Layer-Schema beobachten (d), die Abweichungen entsprechen jedoch eher dem Muster von EUR-44, was sich teilweise durch die konstante Initialisierung der Bodenfeuchte erklären lässt. In Südwestdeutschland ist dennoch eine Umkehr des Vorzeichens mit dem Wechsel der Region und damit auch der Auflösung zu beobachten.

Dieses kurze Beispiel verdeutlicht die Wichtigkeit des Einschwingprozesses und dessen Einfluss auf Variablen, die keinen Einschwingvorgang aufweisen, aber durch andere Systemvariablen beeinflusst werden. Mit der Dauer der Simulation gleichen sich die Werte kalter und warmer Läufe an, sodass die maximale Differenz im Mittel der 16 Jahre nur noch bei 0,3 K statt 4,5 K liegt. Neben der Temperatur sind die Differenzen auch bei anderen Variablen wie dem Niederschlag zu beobachten. Ursächlich hierfür ist, dass eine zu hoch oder zu niedrig initialisierte Wärme oder Feuchte entsprechend ausgeglichen werden muss, das System selbst aber nicht mehr oder weniger Energie beziehungsweise Wasser zur Verfügung stellt.

6.3 Vergleich der Validierungsdaten

Nachfolgend findet ein Vergleich der Validierungsdaten statt, die gemeinsame Variablen haben. Hiermit soll abgeschätzt werden wie stark sich die Variablen der Validierungsdaten unterscheiden, um mit Blick auf die Modellentwicklung auch eine gewisse Unsicherheit in den Daten bewerten zu können. E-OBS und ERA5 enthalten die Temperaturen T (TEMP2), T_{max} (T2MAX), T_{min} (T2MIN) sowie den Gesamtniederschlag P_t (APRT). Bei GLEAM und ERA5 lassen sich die Evapotranspiration ET (EVAP) und die relative Bodenfeuchte der obersten Schicht θ_1 miteinander vergleichen. Der Vergleich findet für die Landpunkte der beiden Untersuchungsregionen sowie die 19 Jahre von 2000–2018 auf Basis von monatlichen Mittelwerten beziehungsweise Monatssummen statt.

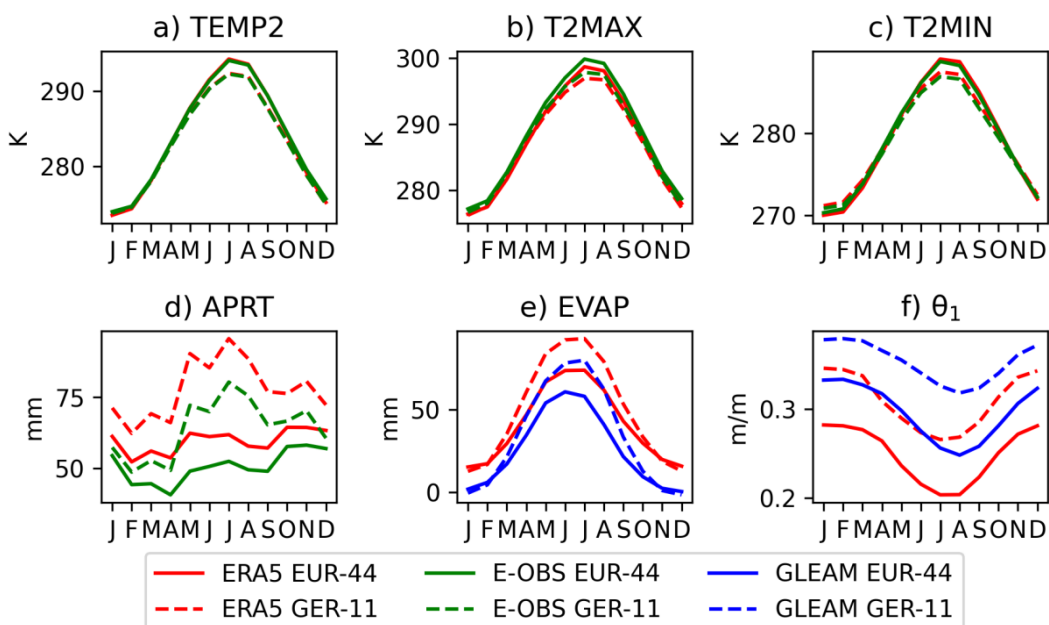


Abbildung 6.9: Monatliche Mittelwerte gemeinsamer Variablen aus ERA5, E-OBS und GLEAM für alle Landpunkte von EUR-44 und GER-11, 2000–2018.

Abbildung 6.9 zeigt die Mittelwerte der Monate der genannten Variablen. Bei Betrachtung der Temperaturen (a-c) wird deutlich, dass es im Flächenmittel keine großen Unterschiede für die jeweiligen Monate zwischen den Datensätzen gibt. Die Graphen der Temperaturen sind sowohl für EUR-44 als auch für GER-11 nahezu identisch. ERA5 ist im Sommer etwas wärmer, im Winter etwas kälter als E-OBS. T2MAX von E-OBS liegt in beiden Regionen oberhalb von ERA5. Bei T2MIN sind die Sommermonate von E-OBS kühler als die von ERA5, im Winter und teilweise im Frühling ist ERA5 in GER-11 ebenfalls wärmer, in EUR-44 jedoch kühler. Die Betrachtung

des Niederschlags APRT (d) zeigt für ERA5 stets höhere Werte als bei E-OBS. Dieses Verhalten von ERA5 wurde ebenfalls von Hassler und Lauer (2021) und Bandhauer et al. (2022) festgestellt, wobei die Qualität von E-OBS stark von der – in GER-11 allerdings hohen – Stationsdichte abhängt (s. Kapitel 3.2.1 und 3.2.2). Für GER-11 liegt das Niederschlagsmaximum im Sommer, für EUR-44 liegt das Maximum eher im Herbst, das Minimum befindet sich im Frühjahr. Im großen, mehrere Klimate überspannenden Untersuchungsgebiet von EUR-44 herrscht dagegen kein Niederschlagsregime vor. Bei der Evapotranspiration ET (e) liegen die Werte von ERA5 stets oberhalb von GLEAM. Die Maxima befinden sich erwartungsgemäß in den Sommermonaten. Während GLEAM in den Wintermonaten nahezu keine ET mehr zeigt, hat ERA5 stets ein Mindestmaß an Verdunstung. Interessant ist, dass die ET in beiden Datensätzen im Winter geringere Werte für GER-11 als für EUR-44 aufweist. Hier drückt sich die in Kapitel 2.1.2 aufgezeigte Limitierung der Verdunstung durch eine geringe eingehende Strahlung in GER-11 aus, die in EUR-44 durch die enthaltene Mittelmeergegend höher ausfällt. Mit mehr eingehender Strahlung steigt die Evapotranspiration in GER-11 über die von EUR-44, da die Limitierung durch die Feuchte in ersterer Region geringer als in letzterer ist. Ein Blick auf die relative Feuchte der obersten Bodenschicht θ_1 (f) zeigt, dass diese bei GLEAM stets oberhalb von ERA5 liegt. Zudem zeigt sich die enge negative Beziehung zu ET durch das Minimum im Sommer und den von der Größenordnung her recht ähnlichen Verlauf der Kurven von GLEAM EUR-44 und ERA5 GER-11.

Die räumliche Verteilung der Differenzen wird in Abbildung 6.10 dargestellt. Die mittlere Temperatur (a) zeigt dabei ein heterogenes Muster mit starken Unterschieden zwischen ERA5 und E-OBS an der nordafrikanischen Mittelmeerküste, dem östlichen Mittelmeer, Island und Skandinavien. Dazu sind die Unterschiede in Gebirgsregionen wie den Alpen oder Karpaten stärker ausgeprägt als in flachen Regionen. Mitteleuropa zeichnet sich durch geringe Abweichungen aus und ist in ERA5 tendenziell etwas wärmer als bei E-OBS. Die beschriebenen Unterschiede lassen sich einerseits auf die geringere Stationsdichte an den Rändern des von E-OBS abgedeckten Gebietes (Haylock et al., 2008) und andererseits auf die Verwendung unterschiedlicher Höhenmodelle, die besonders in Gebirgsregionen zutage tritt (Velikou et al., 2022), zurückführen. Folglich unterliegen die im weiteren Verlauf der Arbeit verwendeten Temperaturen einer linearen Höhenkorrektur (vgl. Kapitel 3.3). Der Niederschlag (b) ist in ERA5 nahezu flächig größer als bei E-OBS, lediglich an der Westküste Britanniens und vereinzelt Küstenregionen im Atlantik sowie im südlichen und östlichen Mittelmeerraum zeigen sich geringere Werte. In Gebirgen wie den Skanden, Alpen und Karpaten ist die positive Abweichung von ERA5 gegenüber E-OBS stärker ausgeprägt. Bezüglich der Evapotranspiration (c) tritt die Überschätzung von ERA5 im Vergleich zu GLEAM mit Ausnahme einzelner Gebiete im Mittelmeerraum flächig auf. Zudem ist sie im Süden und Norden von EUR-44 geringer ausgeprägt als in den mittleren Breitengraden

6.3 VERGLEICH DER VALIDIERUNGSDATEN

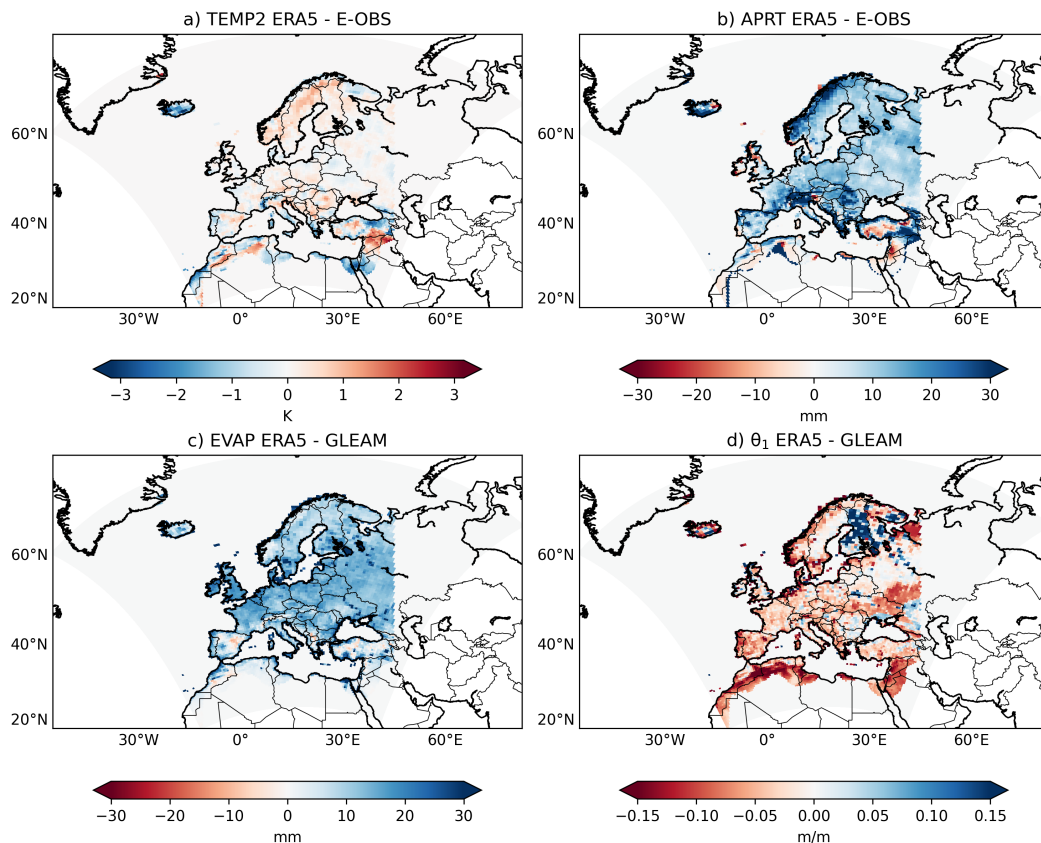


Abbildung 6.10: Räumliche Verteilung der Differenzen der Validierungsdatensätze für die 2-Meter-Temperatur, den Niederschlag, die Verdunstung und die relative Bodenfeuchte der obersten Bodenschicht. Dargestellt ist das zeitliche Mittel der Monatswerte von 2000–2018 für EUR-44.

des Untersuchungsgebietes, was sich wahrscheinlich auf die Limitierung durch Feuchte beziehungsweise Energie und die dadurch generell geringeren Werte in diesen Regionen erklären lässt. Die relative Bodenfeuchte an der Oberfläche (d) zeigt größtenteils geringere Werte in ERA5 als bei GLEAM, deren größte Abweichung im südlichen und östlichen Mittelmeerraum sowie in Teilen Norddeutschlands, der Niederlande, Dänemarks und Südschwedens. Neben einzelnen Gitterpunkten, die in ERA5 höhere Bodenfeuchten aufweisen, zeigt sich besonders in Finnland ein Gebiet systematisch erhöhter Bodenfeuchten. Da davon auch einzelne Punkte wie beispielsweise in Norddeutschland oder Schottland betroffen sind, lässt sich dies möglicherweise auf eine andere Repräsentation des organischen Anteils im Boden beziehungsweise von Torf in den beiden Datensätzen zurückführen.

Diese kurze Betrachtung der Repräsentation einzelner Variablen mit Fokus auf ihr raumzeitliches Verhalten in unterschiedlichen gitternetzen Datensätzen zeigt, dass bei der Validierung

von Modellen stets berücksichtigt werden muss, dass auch zwischen Beobachtungsdatensätzen eine gewisse Abweichung besteht. Diese Abweichung kann beispielsweise beim Niederschlag die selbe Größenordnung wie bei Simulationen durch unterschiedliche RCMs aufweisen (Prein & Gobiet, 2017). Die Unterschiede zwischen den Validierungsdaten lassen sich einerseits auf unterschiedliche Datenquellen (in-situ-Messungen, Satellitenmessungen, Komposit oder Reanalysen) und andererseits auf unterschiedliche zugrundeliegende statische (z.B. Höhenmodell, Bodentextur etc.) wie dynamische (z.B. Stationsdichte, Interpolation, Parametrisierungen etc.) Randbedingungen bei der Erstellung der Datensätze zurückführen (z.B. Tarek et al. (2021)).

6.4 Vergleich von REMO mit Validierungsdaten

Bevor sich die Arbeit mit den Ergebnissen der Modellentwicklung befasst, soll die aktuelle Qualität der Simulationen anhand eines kurzen Vergleichs der ursprünglichen Modellversion (Bucket-Schema in REMO2015 entspricht ID01 beziehungsweise ID01_5) mit den Validierungsdaten stattfinden. Für diesen Vergleich werden vorrangig die drei Temperaturen sowie der Niederschlag aus E-OBS und die Evapotranspiration aus ERA5 mit Blick auf ihre monatsbasierten Klimatologien sowie die mittlere räumliche Verteilung der Differenzen herangezogen. Es sei vorab gesagt, dass weiterführende Betrachtungen und Bewertungen der Simulation in diesem Kontext nicht durchgeführt werden, sondern bei dem Vergleich des 5-Layer-Schemas (Kapitel 6.5), der Betrachtung der Vielzahl gerechneter Simulationen (Kapitel 6.6) sowie der kurzen Studie zur Simulation von Hitzeereignissen (Kapitel 6.7) einfließen.

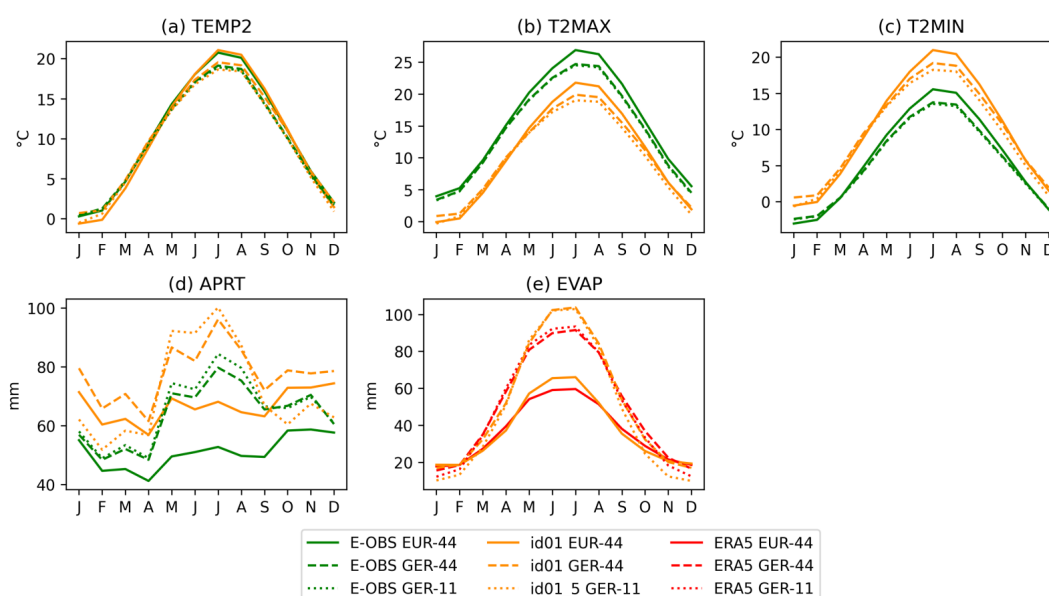


Abbildung 6.11: Monatliche Klimatologie (2000–2018) der mittleren (a), maximalen (b) und minimalen (c) 2-Meter-Temperatur, des Niederschlags (d) und der Evapotranspiration (e) von REMO2015 (orange) und E-OBS (grün) beziehungsweise ERA5 (rot) als Validierungsdaten für EUR-44 (durchgezogen), GER-44 (gestrichelt) und GER-11 (gepunktet).

Abbildung 6.11 stellt die monatlichen Klimatologien von REMO und – abhängig von der Variable – den Validierungsdaten aus E-OBS und ERA5 für den Simulationszeitraum 2000–2018 sowie die beiden untersuchten Regionen EUR-44 und GER-11 dar. Um den Effekt der räumlichen Auflösung von Simulation und Beobachtungen zu zeigen, ist zudem das GER-11-Gebiet aus EUR-44 ausgeschnitten, damit eine räumliche Konsistenz gewährleistet ist. Dieser Ausschnitt

wird als GER-44 bezeichnet. Bezüglich TEMP2 (a) zeigt sich, dass REMO die Temperatur in EUR-44 während des Winters unter- und im Sommer überschätzt. Für die Übergangszeiträume liegt eine gute Übereinstimmung der Klimatologien vor. Dass der Kältefehler des Modells ein regionaler Aspekt ist, zeigt sich dadurch, dass der Winter in GER-44 eine gute Übereinstimmung mit E-OBS aufweist. Die sommerliche Überschätzung tritt hingegen regionsunabhängig auf. Während das Frühjahr gut von GER-44 simuliert wird, ist die Temperaturüberschätzung im Gegensatz zu EUR-44 in den Herbstmonaten von GER-44 weiterhin präsent. Zwar wird die winterliche Unterschätzung der Temperatur in GER-11 im Vergleich zu GER-44 wieder größer, allerdings besteht für die Übergangsjahreszeiten eine bessere Übereinstimmung mit E-OBS. Ein interessanter Aspekt der Temperatur in GER-11 ist die Vorzeichenänderung des Fehlers gegenüber den Simulationen mit der größeren Auflösung in den Sommermonaten.

Bezüglich der maximalen (b) und minimalen (c) Temperaturen ist das Bild beider Regionen und der unterschiedlichen Auflösungen im Vergleich zu E-OBS konsistenter und zeugt von einer systematischen Unter- beziehungsweise Überschätzung dieser. Zwar weisen alle Gebiete und Auflösungen eine gute Repräsentation des Jahresganges mit Minima im Januar und Maxima im Juli auf, jedoch ist die Folge der angesprochenen Über- beziehungsweise Unterschätzung der Extremtemperaturen eine systematische Unterschätzung der Temperaturspanne. Dieser Aspekt wird in Kapitel 6.7 anhand von täglichen Daten genauer untersucht. GER-11 zeigt generell geringere Temperaturen als GER-44, was sich entsprechend auf die räumliche Auflösung zurückführen lässt. Für T2MAX resultiert dies in einer größeren, für T2MIN in einer geringeren Differenz zu E-OBS.

Die Jahresgänge des Niederschlags aus E-OBS können von allen Simulationen gut repräsentiert werden (d). Allerdings herrscht mit Ausnahme von SON in GER-11 eine systematische Überschätzung der Niederschlagsmengen vor. Der Vergleich von GER-44 und GER-11 zeigt, dass die höhere Auflösung besonders im Winterhalbjahr deutlich weniger Niederschlag simuliert und damit näher an den Beobachtungsdaten liegt. Zwischen Mai und Juli liegt allerdings eine größere Abweichung zu E-OBS durch höhere Niederschläge als in GER-44 vor. Der Jahresgang von EVAP (e) wird verglichen mit ERA5 gut dargestellt, zeigt während des Sommers jedoch eine Über- und im Winter eine Unterschätzung durch REMO in beiden Regionen und Auflösungen.

Um die räumliche Verteilung der Differenzen zwischen REMO und den Validierungsdaten abzubilden, stellt Abbildung 6.12 das zeitliche Mittel der 228 Monate des Zeitraums 2000–2018 dar. Abbildung 6.12 zeigt, dass TEMP2 innerhalb von EUR-44 (a) in Russland und angrenzenden Gebieten, Island, der Türkei sowie in Nordafrika eine starke Unterschätzung aufweist, die zwischen 2 und 3 °C beträgt. Diese großflächige Unterschätzung außerhalb des erweiterten Deutschlandgebietes bestätigt die zusätzliche Berücksichtigung von GER-44. Für die räumliche Verteilung des Fehlers ist zudem zu berücksichtigen, dass vorrangig Randgebiete des von E-

6.4 VERGLEICH VON REMO MIT VALIDIERUNGSDATEN

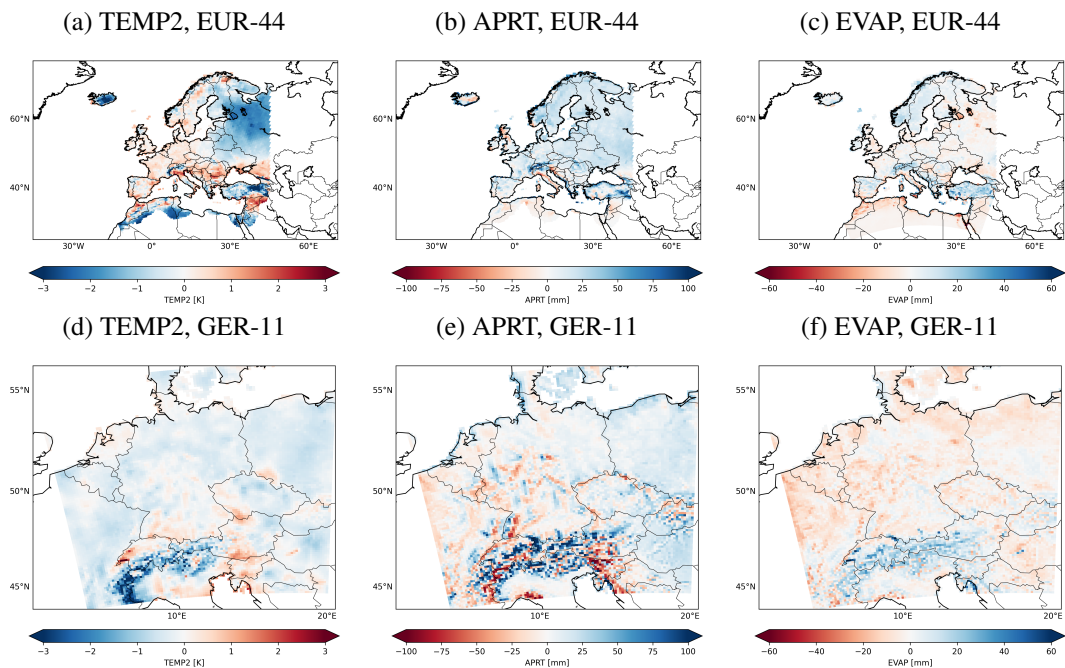


Abbildung 6.12: Differenzen zwischen Bucket-Schema und Validierungsdaten für Temperatur (a, d, E-OBS), Niederschlag (b, e, E-OBS) und Evapotranspiration (c, f, ERA5) für EUR-44 (a-c) und GER-11 (d-f), 2000–2018.

OBS abgedeckten Gebietes, die einer geringeren Stationsdichte und damit höheren Unsicherheit unterliegen, betroffen sind. Dieser Unterschätzung wirkt eine Überschätzung besonders auf dem Balkan ($1 - 2 \text{ }^\circ\text{C}$) sowie in mäßigem Bereich ($<1 \text{ }^\circ\text{C}$) in weiten Teilen West- und Mitteleuropas entgegen. Mit Blick auf TEMP2 in GER-11 (d) zeigt sich ein gegenläufiges Verhalten der Differenzen dieser Region zu E-OBS mit einer geringen Unterschätzung der Temperatur in weiten Teilen des Gebietes, wobei besonders die Differenzen innerhalb der Alpen stärker als im Flachland sind. Das andersartige Verhalten ist auf die Erhöhung der Modellauflösung zurückzuführen. Die bereits beschriebene Unterschätzung von T2MAX beziehungsweise Überschätzung von T2MIN tritt in beiden Regionen konsistent und flächig auf (nicht gezeigt), wobei keine lokale Abweichung zu verzeichnen ist.

Die räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen zeigt eine systematische Überschätzung im gesamten EUR-44-Gebiet (b). Besonders betroffen sind Gebirgszüge wie die Alpen und die Skanden. Lediglich einzelne Regionen im niederschlagsarmen Mittelmeerraum sowie an der niederschlagsreichen schottischen Westküste weisen eine Unterschätzung des Niederschlags durch das Modell auf. Die Betrachtung von GER-11 (e) zeigt ein deutlich differenzierteres Bild, das auf die erhöhte Auflösung der Simulation zurückzuführen ist. Der Alpenraum gibt dabei

ein diffuses Bild der Differenzen mit vorherrschender Überschätzung sowie vereinzelt starker Unterschätzung des Niederschlags ab. Das restliche Gebiet ist von einem West-Ost-Gradienten dominiert, wobei der Westen zu trocken und der Osten zu feucht simuliert werden.

Ein interessantes Detail, das in der $0,44^\circ$ -Auflösung nicht abgebildet wird, das aber bereits bei der Betrachtung der Temperatur in abgeschwächter Form ersichtlich wird, ist die bessere Darstellung der Mittelgebirge aufgrund der höheren Auflösung. Hier zeigt sich beim Niederschlag ein klarer Luv-Lee-Effekt, der besonders im Falle des Schwarzwaldes deutlich wird, aber beispielsweise auch im Thüringer Wald oder dem Harz zutage tritt. Da die Westseite der Mittelgebirge in der generellen Anströmungsrichtung liegt, zeichnet sich diese durch erhöhte, die abgewandte Ostseite durch verringerte Niederschläge aus, was auch einen Effekt auf die Temperatur und die Evapotranspiration zeigt.

6.5 Vergleich von Bucket und 5-Layer-Schema

Im folgenden Kapitel liegt der Fokus auf dem Einfluss, den die Verwendung des 5-Layer-Schemas im Vergleich zum zuvor genutzten Bucket-Schema auf verschiedene Variablen der Atmosphäre und Landoberfläche hat. Hierfür werden sowohl statistische Momente als auch das raum-zeitliche Verhalten der Unterschiede untersucht. Zudem wird die Sensitivität ausgewählter Größen mit Blick auf extrem feuchte beziehungsweise trockene Böden im 5-Layer-Schema dargestellt.

6.5.1 Vergleich anhand statistischer Größen und Flussdiagramme

Zunächst sollen die Auswirkungen der Verwendung des 5-Layer-Schemas nach Hagemann und Stacke (2015) statt des Bucket-Schemas untersucht werden. Eine erste Übersicht wird gewonnen, indem abhängig vom Vorliegen einer Normalverteilung (s. Kapitel 4.1.2.1) der t-Test (s. Kapitel 4.1.2.2) beziehungsweise der Wilcoxon-Test (s. Kapitel 4.1.2.3) auf Basis gitterpunktweiser monatlicher Mittelwerte beziehungsweise Summen der Jahre 2000 bis 2018 durchgeführt wird. Dabei wird eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % angenommen. Die gitterpunktweise Betrachtung wird durchgeführt, da durch die Bildung des räumlichen Mittels regionale Veränderungen an Bedeutung verlieren und weniger Variablen eine signifikante Änderung zeigen, obwohl bei der Betrachtung der Karten regional starke Veränderungen auftreten können.

Der Vergleich der Schemata wurde für 116 zeitlich nicht konstante Variablen der Atmosphäre, der Oberflächen von Land, Eis und Wasser sowie des Bodens durchgeführt. Für EUR-44 zeigt sich durch die Verwendung des 5-Layer- statt des Bucket-Schemas eine signifikante Veränderung von 104 dieser 116 Variablen, für GER-11 unterscheiden sich 98 signifikant. Allerdings sind nicht die gleichen Variablen in beiden Simulationen betroffen, da Meereis (SEAICE) beispielsweise in GER-11 nicht auftritt und sich daher unabhängig von der Simulation nicht unterscheiden kann. Es sei zudem darauf verwiesen, dass durch die große Stichprobenzahl n bereits geringe Differenzen als signifikant eingestuft werden, was einen Nachteil dieser Herangehensweise darstellt. Um dies abzufedern, könnte das Signifikanzniveau von 95 % beispielsweise auf 99 % erhöht werden, wodurch das Testergebnis konservativer werden würde. Da die Prozesse des Klimasystems nicht linear und komplex sind, sollen in dieser Arbeit lediglich einige Variablen, die der in Kapitel 2.1.2 beschriebenen Prozesskette direkt zuzuordnen oder Bestandteil der Wasserhaushaltsgleichung sind sowie die Bodentemperaturen, genauer untersucht werden (s. Tabelle 6.3). Folglich wird der zu untersuchende Variablenraum verringert. Die Veränderung weiterer Variablen wird durch Bestandteile dieser Prozesskette sowie Wechselwirkungen induziert.

Die betrachteten 20 Variablen weisen für beide Untersuchungsgebiete signifikante Unterschiede durch die Verwendung des 5-Layer- statt des Bucket-Schemas auf. Um eine erste Exploration der Unterschiede vorzunehmen, sind die Mittelwerte und Standardabweichungen der Variablen

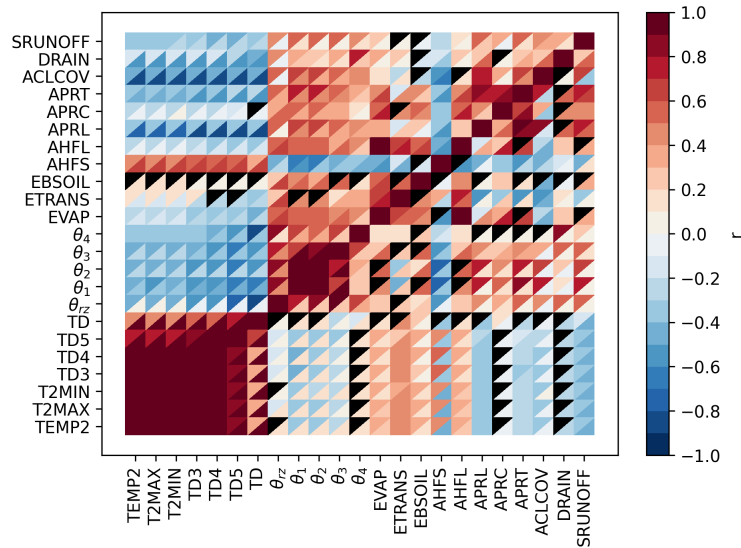
auf Basis monatlicher Mittelwerte beziehungsweise Summen ebenfalls in Tabelle 6.3 aufgeführt. Hierzu sei angemerkt, dass Unterschiede durch die Wahl des bodenhydrologischen Schemas anhand dieser Werte nicht unbedingt ersichtlich sind, wenn die Unterschiede nicht systematisch im gesamten Gebiet und über den gesamten Zeitraum auftreten, sondern positive und negative Differenzen verschiedener Regionen oder Zeiträume sich ausgleichen und daher sehr ähnliche Lage- und Streuungsparameter, jedoch eine andere Verteilung, aufweisen können.

Zur Bodenfeuchte innerhalb der Wurzelzone (WS) sei zudem angemerkt, dass ein direkter Vergleich der relativen Werte nur bedingt möglich ist, da die Bodenfeuchte im Bucket-Schema lediglich als Wassersäule [m] angegeben ist, die Referenztiefe der Wurzeln aber unklar und der tatsächliche relative Wassergehalt der Wurzelzone daher nicht ermittelbar ist. Um dennoch einen relativen Wassergehalt in der Wurzelzone θ_{rz} zu erhalten (s. Tabelle 6.3), wird die für das 5-Layer-Schema verwendete Tiefe nach Hagemann und Stacke (2015) z_{rh} angenommen. Die relative Wurzeltiefe ist damit zwar nicht exakt, kann aber dennoch Auskunft über das generelle raum-zeitliche Verhalten geben. Der in der Tabelle dargestellte signifikante Unterschied der absoluten WS kann in der Folge jedoch unabhängig von der Wahl des bodenhydrologischen Schemas auftreten, wenn die verwendete Wurzeltiefe sich unterscheidet.

Zunächst soll die Beziehung zwischen den Variablen aus Tabelle 6.3 untersucht werden. Hierfür werden Korrelationsmatrizen der unterschiedlichen Auflösungen verwendet, die auf der 5-Layer-Simulation von ID90 basieren. Es sei angemerkt, dass diese den Korrelationen der ID01-Simulationen sehr ähnlich sind. Die Analyse bietet eine Möglichkeit, den Fokus der Untersuchung auf eine geringere Anzahl an Variablen in der Prozesskette zu reduzieren sowie den Einfluss des Untersuchungsgebietes und der Auflösung auf die Beziehung zwischen Variablen zu untersuchen. Somit kann auch besser abgeschätzt werden, ob die Analyse einer Variablenbeziehung für alle Gebiete und Auflösungen notwendig ist oder erst durch die Veränderung der Beziehung notwendig wird. Alternativ könnte eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt werden, um den Variablenraum zu reduzieren. Allerdings wurde sich gegen dieses statistische Verfahren entschieden, da einerseits eine konzeptionelle Prozesskette vorliegt (vgl. Kapitel 2.1.2). Andererseits werden davon unabhängig und je nach Fragestellung einzelne Variablen separat betrachtet, sodass die Zusammenfassung durch Hauptkomponenten nicht stringent verfolgt werden kann, sondern die Beziehung zwischen einzelnen Variablen stärker im Fokus steht.

In Abbildung 6.13a) findet eine regionale Differenzierung statt, indem oberhalb der Diagonale die Korrelationen von EUR-44 und unterhalb die von GER-11 dargestellt werden. Abbildung 6.13b) stellt ausschließlich GER-44 dar. Zusätzlich ist jede Zelle der Matrizen unterteilt. Oben links ist die Korrelation der Flächenmittel der 228 Monate (2000–2018) gezeigt, wobei von diesen das Monatsmittel der Zeitreihe abgezogen wurde. Dadurch sind die Daten um den Jahresgang bereinigt und stationär. Das Dreieck unten rechts stellt die Korrelation des zeitlichen Mittelwertes eines jeden Gitterpunktes dar, wobei die Anomalie zum Flächenmittel gebildet wurde, wodurch die Daten ebenfalls stationär sind. Hier könnte noch eine Optimierung der Anomaliebildung durchgeführt werden, indem die geographische Breite berücksichtigt wird. Betrachtet werden ausschließlich Landpunkte, was für EUR-44 4874, für GER-11 9215 und GER-44 785 Gitterboxen entspricht. Bezüglich des abgebildeten Korrelationskoeffizienten sei darauf verwiesen, dass die Korrelation nach Pearson (s. Kapitel 4.1.3.1) normalverteilte Variablen

(a) Korrelationsmatrix, EUR-44 und GER-11



(b) Korrelationsmatrix, GER-44

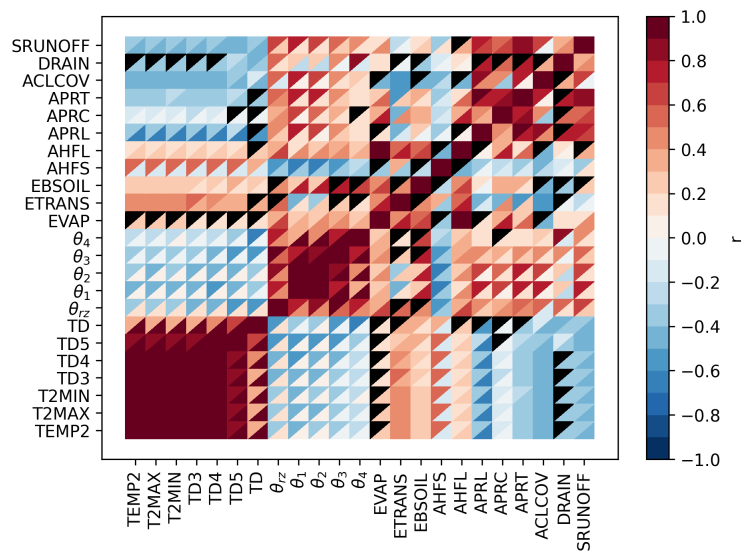


Abbildung 6.13: Korrelationsmatrix räumlicher und zeitlicher Anomalien der Variablen aus Tabelle 6.3 für EUR-44 und GER-11 (a) und GER-44 (b). EUR-44 ist oberhalb, GER-11 unterhalb der Diagonale dargestellt. Das obere Dreieck einer Box stellt den räumlichen Korrelationskoeffizienten der Anomalien monatlicher Flächenmittel dar, das untere Dreieck den Korrelationskoeffizienten der temporären Anomalien der Gitterpunkte. Nicht signifikante Korrelationen sind als schwarze Dreiecke gekennzeichnet.

voraussetzt. Daher wurden die Anomalien anhand des Kolmogorov-Smirnov-Tests (s. Kapitel 4.1.2.1) auf Normalverteilung getestet. Für den Fall, dass eine der Anomalien nicht normalverteilt ist, wurde statt der Pearson-Korrelation der Rangkorrelationskoeffizient nach Spearman (s. Kapitel 4.1.3.2) berechnet. Korrelationen, die auf Basis von Gleichung 4.16 beziehungsweise Gleichung 4.20 nicht signifikant sind (Signifikanzniveau = 95 %), sind durch schwarze Boxen maskiert. Bei der räumlichen Betrachtung sei jedoch gesagt, dass die Korrelation aufgrund des großen n lediglich einen kritischen Wert von 0,0286 (EUR-44), 0,0208 (GER-11) beziehungsweise 0,0714 (GER-44) überschreiten muss, um signifikant zu sein. Für die zeitliche Betrachtung liegt die Schwelle bei 0,1325. Die Anordnung der Variablen weicht von der auf der Prozesskette basierenden Anordnung in Tabelle 6.3 ab, da eine Gruppierung in thermische und hydrologische Variablen vorgenommen wurde. Entgegen dieses prozessbasierten Ansatzes könnte auch eine Clusteranalyse zur Bildung von Gruppen ähnlicher Variablen vorgenommen oder die bereits angesprochene Hauptkomponentenanalyse zur Reduzierung des Variablenraumes durchgeführt werden.

Eine erste allgemeine Beobachtung aus Abbildung 6.13a) ist, dass aufgrund des großen n jede der räumlichen Korrelationen signifikant ist. Bezüglich der zeitlichen Korrelationen sind in GER-11 deutlich mehr Korrelationen der Variablenkombinationen nicht signifikant als für EUR-44 (61 gegenüber 23), wovon vorrangig Kombinationen thermischer mit hydrologischen Variablen betroffen sind (Temperaturen mit θ_4 , APRC, DRAIN). Zudem ist die Bildung von Clustern über die Anordnung der Variablen für EUR-44 stärker ausgeprägt als für GER-11. Diese Beobachtung lässt sich auch mit Blick auf die Korrelationsmatrix für GER-44 (s. Abbildung 6.13b), 41 Variablen ohne signifikante Korrelation (temporäre Betrachtung) machen, sodass der Einfluss des Untersuchungsgebietes auf die Beziehung zwischen den Variablen deutlich wird. Dies drückt sich derart aus, dass die Beziehung nicht diffus wie im von GER repräsentierten Übergangsgebiet zwischen klimatischen Regimen ist, sondern eine klare Struktur aufweist. Bedingt wird dies durch die Repräsentation Nordafrikas und des Mittelmeerraums sowie Nordeuropas in EUR-44, die von hohen beziehungsweise niedrigen Temperaturen und umgekehrtem hydrologischen Verhalten geprägt sind und folglich einen Nord-Süd-Gradienten widerspiegeln. In der Abbildung zeigen sich gewisse Limitierungen wie bei der Evapotranspiration durch die Verfügbarkeit von Wasser beziehungsweise Energie. Dies drückt sich durch negative räumliche und zeitliche Korrelationen aus. In den GER-Simulationen ist dieses Verhalten nicht mehr so klar, da die absoluten Korrelationen mit den hydrologischen Variablen meist schwächer ausgeprägt sind. Lediglich die Verdunstungsvariablen sind von stärkeren und durchweg positiven Korrelationen geprägt, was auf die im Vergleich zu EUR-44 regelmäßige Verfügbarkeit von Wasser und Energie schließen lässt.

Bei der Betrachtung der thermischen Variablen zeigen die räumlichen Korrelationen aller Regionen Werte nahe 1. Die zeitlichen Korrelationen der tiefen Bodentemperaturen weichen von diesem Verhalten ab, da sie träger reagieren und folglich einen zeitlichen Versatz aufweisen, der mit der Tiefe zunimmt. Für die hier nicht dargestellte fünfte Bodenschicht beträgt dieser Versatz nahezu ein halbes Jahr. Aufgrund des Untersuchungsgebietes sind die zeitlichen Korrelationen in EUR-44 stärker ausgeprägt als in den GER-Simulationen. Für EUR-44 und GER-44 zeigt sich eine negative Korrelation zwischen den Temperaturen und der Bodenfeuchte in den unterschiedlichen Schichten. Hierbei weist die Bodenfeuchte der Schichten eine stärkere Korrelation mit der Bodentemperatur der gleichen Schicht auf als mit den 2-Meter-Temperaturen. Während die zeitlichen Korrelationen für EUR-44 mittlere Werte aufweisen, nehmen sie mit dem Ausschnitt des GER-Gebietes (GER-44) und der Erhöhung der Auflösung (GER-11) ab. In letzterem Fall zeigt sich kein signifikanter Wert für θ_4 . Die höhere Menge und längere Verfügbarkeit der Bodenfeuchte in der GER-Region oder die Entkopplung der Beziehung durch die im Winter sehr geringe Verdunstung können für die positive Korrelation der Temperaturen mit den Verdunstungsvariablen in GER verantwortlich sein.

Um dies genauer zu untersuchen, wurde die Analyse für die einzelnen Jahreszeiten durchgeführt ($n = 57$, kritischer Wert des Korrelationskoeffizienten = 0,2649, nicht gezeigt). Dabei zeigt sich, dass die positive Korrelation von Temperatur und Evapotranspiration vorrangig aus den Winter- und Frühlingsmonaten resultiert. Ursächlich hierfür ist die aufgrund der steten Verfügbarkeit von Bodenfeuchte grundsätzliche Erhöhung der Evapotranspiration durch höhere Temperaturen. Die Beziehung ist während des Sommers und Herbstes deutlich schwächer und damit nicht signifikant. Ein Blick auf die Bodenfeuchte des Frühlings und Sommers zeigt darüber hinaus mittlere bis starke negative Korrelationen, die von geringen negativen beziehungsweise positiven während der Herbst- und Wintermonate überlagert werden. Daraus resultiert, dass die erwartete negative Beziehung zwischen Temperatur und Bodenfeuchte für den borealen Sommer gegeben ist, dieser starke Zusammenhang jedoch durch das Winterhalbjahr abgeschwächt wird. Die Evapotranspiration innerhalb des Übergangsregimes, in dem GER zu verorten ist, wird durch die weitgehende Verfügbarkeit von Bodenfeuchte und die damit einhergehende erhöhte Verdunstung bei erhöhten Temperaturen dominiert. Besonders die Beziehung zwischen Temperatur und Verdunstung, die eng mit der Bodenfeuchte verbunden ist, verdeutlicht, dass die saisonale Betrachtung der Variablen für das Prozessverständnis essenziell ist.

Bezüglich der Temperaturen und der Strahlungsvariablen AHFS und AHFL zeigt sich in der zeitlichen Betrachtung das zu erwartende Bild positiver beziehungsweise negativer Korrelationen. Die räumliche Betrachtung mit AHFS ist jedoch negativ korreliert, was auf die in der Fläche verfügbare Feuchte schließen lässt, die beim Auftreten höherer Temperaturen zu einem geringeren sensiblen und einem höheren latenten Wärmefluss von der Erdoberfläche in die Atmosphäre führt.

Die Korrelation mit den Niederschlags- und Abflussvariablen ist in allen Untersuchungsgebieten nicht signifikant oder signifikant negativ.

Die hydrologischen Variablen von Bodenfeuchte über Verdunstung und Niederschläge hin zum Abfluss korrelieren zu weiten Teilen positiv miteinander, wobei die Stärke der Korrelation variabel ist. In EUR-44 auftretende negative Korrelationen sind gering und weisen lediglich auf keinen oder einen schwachen Zusammenhang hin. Bezogen auf GER-11 ist der Anteil negativer Korrelationen größer. So zeigt sich hier beispielsweise zwischen dem Gesamtniederschlag und der Transpiration sowie zwischen der Bewölkung und der Transpiration eine starke beziehungsweise mittlere Korrelation, die sich durch die Bewölkung und dadurch fehlende eingehende Strahlung erklären lässt. Der Blick auf GER-44 zeigt, dass dieses Verhalten der Wahl des Untersuchungsgebietes geschuldet ist.

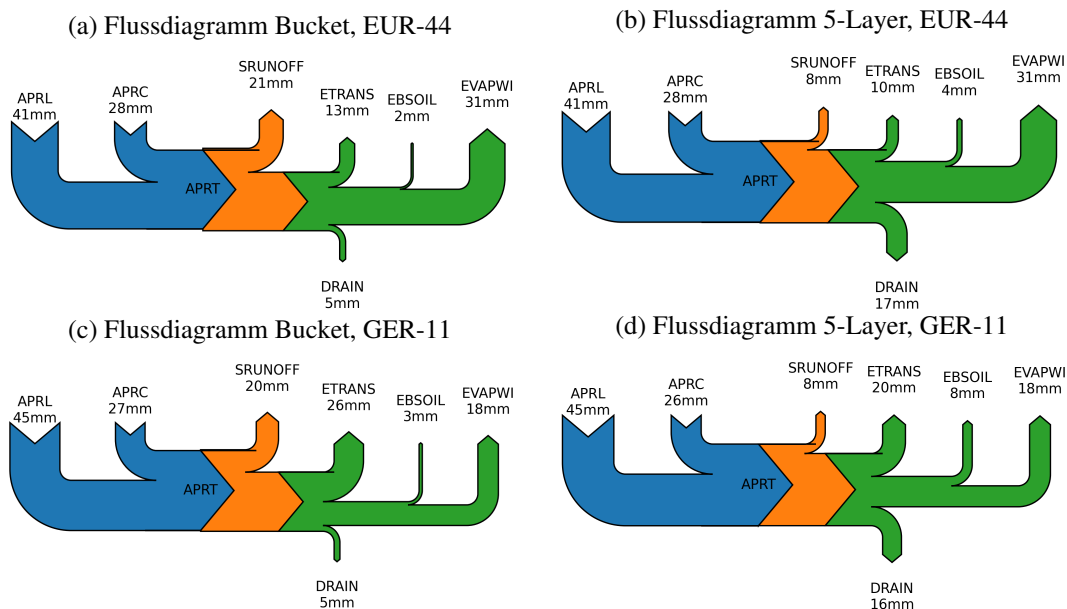


Abbildung 6.14: Flussdiagramme hydrologischer Variablen mit beiden bodenhydrologischen Schemata, EUR-44 und GER-11. Dargestellt sind eingehende Flüsse des Niederschlags (blau), dessen Unterteilung in oberirdischen Abfluss oder den Verbleib in der Gitterzelle (orange) und die von der Landoberfläche ausgehenden Flüsse (grün). Für die Erläuterung der Variablennamen sei auf Tabelle 7.1 verwiesen.

Nach der Betrachtung der Korrelationsmatrizen liegt der Fokus auf der absoluten Veränderung der Variablen durch die Wahl des bodenhydrologischen Schemas. Zunächst sollen die Bestandteile der Wasserhaushaltsgleichung und damit die Wasserflüsse betrachtet werden (s. Abbildung 6.14). Hierbei erfolgt die gleiche Unterteilung in die beiden Untersuchungsregionen und die zwei bodenhydrologischen Schemata wie sie bereits in obiger Tabelle 6.3 vorgenommen wurde. Die

Niederschläge ($APRL + APRC = APRT$) als eingehende Flüsse sind blau dargestellt, die Unterteilung in Oberflächenabfluss (SRUNOFF) und in der Gitterzelle verbleibendes Wasser orange und die von der Landoberfläche ausgehenden Flüsse grün. Während sich die monatlichen Niederschläge durch die Wahl des bodenhydrologischen Schemas im Mittel nur geringfügig ändern, weist der Oberflächenabfluss eine starke Verringerung auf. Folglich infiltriert mehr Wasser in den Boden. Die Summen der mittleren Evapotranspirationsanteile sind hiervon nur geringfügig betroffen, jedoch zeigen die Bestandteile der Transpiration (ETRANS) und der Evaporation von unbewachsenem Boden (EBSOIL) eine starke Veränderung durch die Abnahme ersterer und die Zunahme letzterer. Durch die zusätzliche Menge an infiltriertem Wasser steigt die Drainage (DRAIN) im 5-Layer-Schema stark an.

6.5.2 Sensitivitätsstudien des 5-Layer-Schemas auf Basis extremer Bodenfeuchten

Nachfolgend wird die Sensitivität des Modells gegenüber der Bodenfeuchte im 5-Layer-Schema anhand einer feuchten und einer trockenen Bodenfeuchtesimulation, die für GER-11 und den Zeitraum 2000–2003 durchgeführt wurden, untersucht. Hierfür wurde die Bodenfeuchte im laufenden Modell zu jedem Zeitschritt manuell und unabhängig von der Entwicklung der anderen Variablen im Modell auf die an den jeweiligen Gitterpunkten möglichen Extremwerte gesetzt. Bei der feuchten Simulation entspricht dies der Feldkapazität FCAP und bei der trockenen dem Residualwasser, was in ID90 standardmäßig 5 % der Feldkapazität entspricht. Nachfolgend sind diese Simulationen durch ein w (wet) beziehungsweise d (dry) nach der Lauf-ID gekennzeichnet. Für die Untersuchung wird mit θ_{rz} , TEMP2, EVAP und APRT lediglich eine Auswahl der in Tabelle 6.3 gelisteten Variablen berücksichtigt. Diese repräsentieren die in Kapitel 2.1.2 beschriebene Prozesskette und entsprechen damit auch den in Kapitel 3.2 gelisteten Validierungsdaten. Im Unterschied zu diesen werden die Extremtemperaturen jedoch nicht berücksichtigt, da sie eine Funktion der mittleren Temperatur darstellen und damit für die folgende Betrachtung bereits ausreichend durch TEMP2 repräsentiert werden. Zudem wird die relative Bodenfeuchte in der Wurzelzone θ_{rz} statt der in der obersten Bodenschicht θ_1 berücksichtigt, um einen Vergleich zwischen den Schemata zu ermöglichen.

Um einen Überblick der Veränderungen zu geben, sind die genannten Variablen durch Histogramme beziehungsweise Boxplots für das Bucket- (id01_5) und das 5-Layer-Schema (id190) sowie deren feuchte (id190w) und trockene (id190d) Simulation in Abbildung 6.15 dargestellt. Basis für die Abbildungen sind die zeitlichen Mittelwerte aller Landgitterpunkte. Für θ_{rz} (Abbildung 6.15a) wurde die Darstellung in Form eines Histogramms gewählt, da die feuchte Simulation durch die künstliche Auffüllung der Bodenfeuchte auf die Feldkapazität zur

6.5 VERGLEICH VON BUCKET UND 5-LAYER-SCHEMA

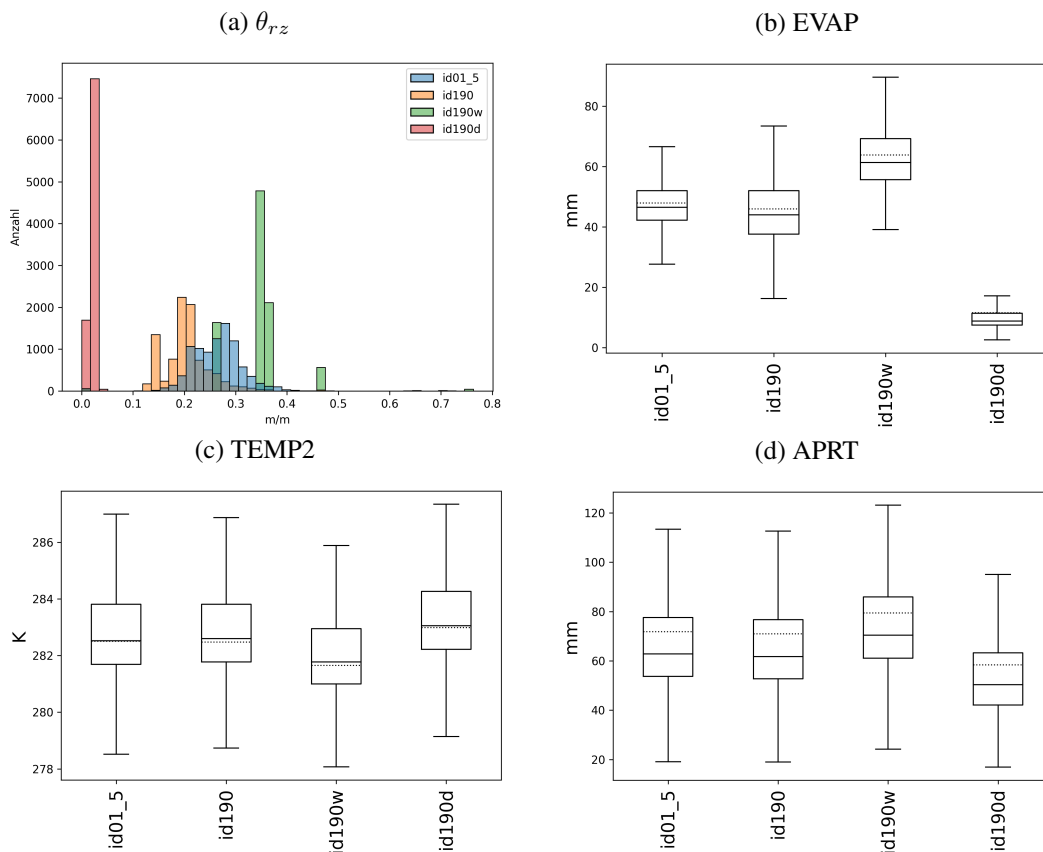


Abbildung 6.15: Histogramm der relativen Bodenfeuchte in der Wurzelzone (θ_{rz}) (a) und Boxplots der Evapotranspiration (b), der 2-Meter-Temperatur (c) und des Niederschlags (d) für die beiden verwendeten bodenhydrologischen Schemata sowie die feuchte und die trockene Simulation des neuen Schemas in GER-11.

Folge hat, dass die fünf Klassen des FAO-Datensatzes repräsentiert werden. Die Darstellung und Interpretation eines Boxplots ist damit nicht sinnvoll. Es wird deutlich, dass θ_{rz} durch die Verwendung des 5-Layer-Schemas im Vergleich zum Bucket-Schema reduziert wird. Zudem treten die zu erwartenden hohen beziehungsweise niedrigen Werte bei der feuchten und trockenen Simulation auf. Das verringerte θ_{rz} im 5-Layer-Schema hat eine Abnahme der Evapotranspiration zur Folge, die Streuung der Werte nimmt hingegen zu (b). Die extremen Simulationen zeigen erwartungsgemäß eine gleichgerichtete Veränderung wie θ_{rz} und entsprechend eine starke beziehungsweise Abnahme dieser Größe. Der Einfluss der extremen Simulationen zeigt ein entsprechend gegensätzliches Verhalten der Temperaturen (c) und gleichartiges Verhalten des Niederschlags (d).

6.5 VERGLEICH VON BUCKET UND 5-LAYER-SCHEMA

Tabelle 6.4: Mittelwert (\bar{x}) und Standardabweichung (s) der Differenzen der relativen Bodenfeuchte in der Wurzelzone (θ_{rz} [m/m]), Evapotranspiration (EVAP [mm]), 2-Meter-Temperatur (TEMP2 [K]) und des Niederschlag (APRT [mm]) aus den extremen Bodenfeuchtesimulationen zum 5-Layer-Schema.

	θ_{rz}		EVAP		TEMP2		APRT	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
id190_w								
DJF	0,118	0,024	7,50	5,67	-0,290	0,212	3,84	2,25
MAM	0,125	0,023	21,22	11,18	-1,093	0,298	10,10	6,48
JJA	0,158	0,036	28,18	20,23	-1,324	0,548	13,58	13,31
SON	0,146	0,035	13,23	7,54	-0,590	0,213	5,64	3,85
id190_d								
DJF	-0,205	0,052	-4,34	3,82	-0,690	0,297	-1,07	1,41
MAM	-0,198	0,050	-44,43	15,56	0,888	0,500	-16,57	9,28
JJA	-0,165	0,043	-68,54	22,91	1,826	0,756	-26,83	18,32
SON	-0,177	0,045	-17,00	7,36	0,000	0,249	-5,55	4,14

Um den Einfluss der feuchten und trockenen Simulation vor allem mit Blick auf die saisonale Komponente weiter aufzuschlüsseln, sind die über die Fläche gemittelten Differenzen beider Simulationen im Vergleich zum 5-Layer-Schema sowie die Standardabweichung der Differenzen für die einzelnen Jahreszeiten und die vier betrachteten Variablen in Tabelle 6.4 zusammengefasst. Der obere Block stellt dabei die Differenzen und deren Standardabweichung der feuchten Simulation dar, der untere die der trockenen. Mit Blick auf die feuchte Simulation zeigt sich, dass der Effekt während aller Jahreszeiten der Veränderung der Boxplots entspricht und folglich Zunahmen für θ_{rz} , EVAP und APRT sowie eine Reduzierung von TEMP2 zu beobachten sind. Die geringsten Differenzen sind für DJF zu konstatieren, da der Boden einerseits zu dieser Jahreszeit in der Regel feuchter ist und entsprechend ein geringerer Anteil des Bodenwassers künstlich gefüllt wurde. Andererseits ist zu dieser Zeit die eingehende Strahlung und damit der Energieeintrag am geringsten, was unweigerlich zu einem verminderten Effekt auf die betrachteten atmosphärischen Größen führt, da die eingehende Strahlung das Bindeglied zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre darstellt. Diesem Bild folgend ist der Einfluss der feuchten Simulation auf die Variablen während JJA am stärksten. Die gleiche Feststellung lässt sich auch für die Standardabweichung s der Differenzen machen, was auf eine höhere Variabilität der Differenzen während der Sommermonate verweist.

Bezogen auf die trockene Simulation ist das Bild etwas diffuser. Der Effekt auf θ_{rz} verhält sich erwartungsgemäß konträr zur feuchten Simulation, die anderen Variablen weisen allerdings ein Verhalten auf, das klar dem Jahresgang unterworfen ist und damit die bereits erwähnte höhere eingehende Strahlung während JJA widerspiegelt. So haben EVAP und APRT auch während des

Sommers die stärksten – hier negativen – Veränderungen, da sich während dieser Jahreszeiten die reduzierte Feuchte stärker bemerkbar macht. Entsprechend verhält sich auch die Temperatur bezüglich ihrer stärksten mittleren Zunahme. Etwas überraschend ist jedoch das Verhalten der Temperatur während SON und DJF, das sich im Flächenmittel nicht unterscheidet beziehungsweise ein negatives Vorzeichen aufweist. Zudem ist die Temperaturdifferenz größer als bei der feuchten Simulation. Eine mögliche Erklärung für dieses Verhalten könnte eine im Vergleich zur feuchten Simulation verringerte Schneetiefe, die durch die geringeren Niederschläge verursacht wird, und damit der Verlust der Isolationswirkung sein (z.B. Armstrong und Brown (2008) und Dutra et al. (2012)). Darüber hinaus ist auch die in der trockenen Simulation verringerte Wärmespeicherkapazität des Bodens durch die Entfernung des Wassers und entsprechende Auffüllung der Porenräume mit Luft, die eine um ein Vielfaches geringere Wärmespeicherkapazität als Wasser aufweist (vgl. Kapitel 2.2.1), denkbar.

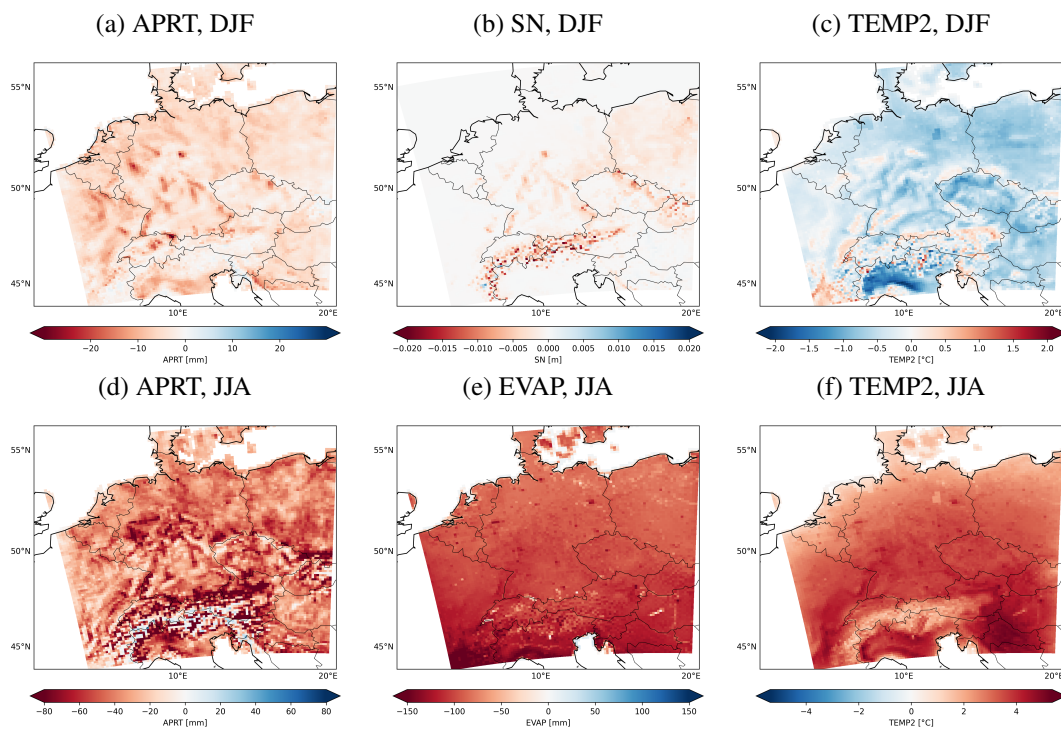


Abbildung 6.16: Differenzen von Niederschlag (a, d, APRT), Schneetiefe (b, SN), Temperatur (c, f, TEMP2) und Evapotranspiration (e, EVAP) aus der feuchten und trockenen Simulation (trocken-feucht), DJF (a–c) und JJA (d–f), 2000–2003.

Um diese beiden Thesen zu untersuchen, wird in Abbildung 6.16 das zeitliche Mittel der Differenz von Niederschlag (a), Schneetiefe (b, SN) und Temperatur (c) für DJF (trocken-feucht) dargestellt. Bei Betrachtung der Differenzkarten zeigt sich für alle drei Variablen ein West-

Ost-Gradient, der die Kontinentalität im Untersuchungsgebiet widerspiegelt. Folglich führt die Verringerung der Bodenfeuchte zu einer Verstärkung der Kontinentalität, was für die zweite These spricht, da das Bodenwasser als Wärmespeicher in der trockenen Simulation entfernt wird. Bezüglich der Niederschlagsdifferenz fallen einige senkrecht zur westlichen Anströmungsrichtung gelegene Gebirgszüge durch stärker reduzierten Niederschlag als dies in flacheren Gebieten der Fall ist auf. Da dadurch zwar auch die Schneemenge reduziert wird, der Effekt auf TEMP2 jedoch kein einheitliches Vorzeichen in den Gebirgszügen aufweist, kann die Isolationsthese die starken Temperaturunterschiede zur feuchten Simulation nicht erklären. Die Betrachtung der Differenzen des Bodenwassers für weitere Indizes ist dabei nicht zielführend, da somit lediglich die bereits erwähnten Texturen des FAO-Datensatzes zutage treten.

Neben der Betrachtung von DJF ist auch jene von JJA (s. Abbildung 6.16) interessant, da sich hier die stärksten Auswirkungen bei den in Tabelle 6.4 betrachteten Variablen aufgrund der Bodenfeuchteänderung zeigen. Das Vorzeichen der Differenz ist dabei jedoch für das zeitliche Mittel an nahezu jedem Gitterpunkt negativ, lediglich der Niederschlag (d) innerhalb der Alpen nimmt an einzelnen Gitterpunkten ab. Die stärksten Unterschiede zwischen den Simulationen sind auf der Lee-Seite der Mittelgebirge sowie im Alpenvorland ersichtlich, wo Reduzierungen von mehr als 80 mm auftreten. Die Abnahme von EVAP beziehungsweise Zunahme von TEMP2 weist einen klaren Süd-Nord-Gradienten auf, der über die eingehende Strahlung und resultierende Strahlungs- und Feuchtigkeitsflüsse den Breitengrad widerspiegelt.

Anhand der vorangegangenen Betrachtung wird deutlich, dass das Modell auch unter Verwendung des 5-Layer-Schemas gut in der Lage ist, die aus der Theorie heraus und mit Blick auf die Interaktion zwischen Landoberfläche und Atmosphäre zu erwartenden Folgen von extremen Bodenfeuchtegehalten auf atmosphärische Größen zu simulieren.

6.5.3 Raum-zeitliche Differenzen zwischen den bodenhydrologischen Schemata

Im weiteren Verlauf sollen die räumlichen und zeitlichen Unterschiede der in Tabelle 6.3 dargestellten Variablen betrachtet werden. Die absoluten Werte von WS sowie die Differenzen zwischen den bodenhydrologischen Schemata sind in Abbildung 6.17 für GER-11 gezeigt. Die geringere WS bei Verwendung des 5-Layer-Schemas tritt in beiden Untersuchungsgebieten flächig auf (b–f). Die einzige Ausnahme hiervon ist die Sahara im nördlichen Afrika, die einen höheren Wert aufweist (nicht gezeigt). Die Differenz der zeitlichen Mittel der Jahreszeiten von 5-Layer und Bucket zeigt ebenfalls nur eine geringe Variation, deren stärkste Ausprägung im Herbst (SON) (f) in Teilen des Mittelmeerraums (EUR-44) beziehungsweise den in Abbildung 6.17 ersichtlichen Bereichen von GER-11 ist. Das Verhalten ist durch sein räumlich und zeitlich konstantes Auftre-

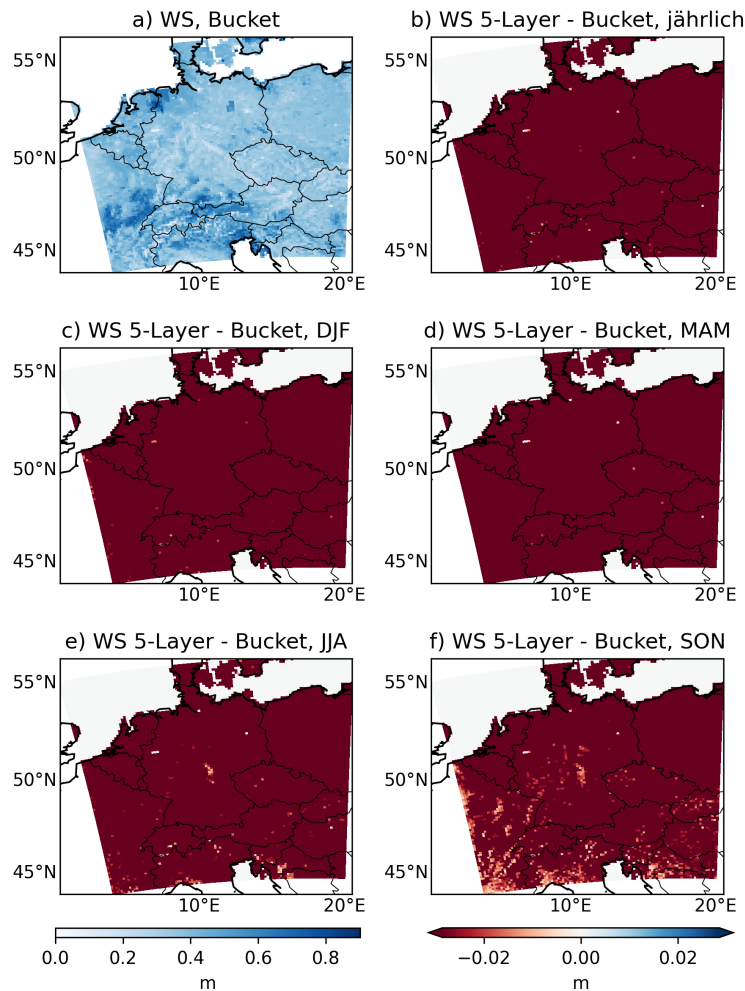


Abbildung 6.17: Absolute Werte der Bodenfeuchte in der Wurzelzone WS des Bucket-Schemas in GER-11 im Jahresmittel (a) sowie die Differenz zum 5-Layer-Schema im Jahresmittel (b) und der Jahreszeiten (c–f).

ten als systematisch zu bezeichnen, die Ursache hierfür lässt sich jedoch aufgrund der genannten Einschränkung durch die unbekannte Wurzeltiefe des Bucket-Schemas nicht auf die Verwendung des anderen bodenhydrologischen Schemas eingrenzen.

Zu den Differenzen der Wasserflüsse (Variablen mit der Einheit mm) sei allgemein gesagt, dass diese nicht in Form absoluter, sondern als relative Werte dargestellt werden. Dies gründet darin, dass eine absolute Veränderung dieser Flüsse in ihrer Bewertung stark vom vorherrschenden regionalen Klima abhängt. Beispielsweise hat eine absolute Änderung des Niederschlags um den Wert x an der regenreichen Westküste Norwegens einen deutlich geringeren Einfluss auf

6.5 VERGLEICH VON BUCKET UND 5-LAYER-SCHEMA

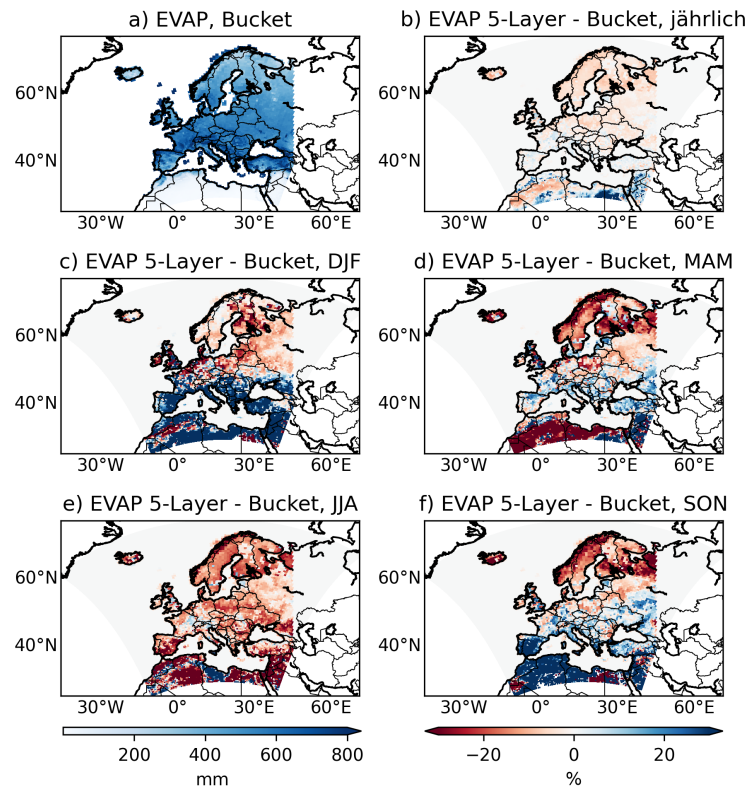


Abbildung 6.18: Absolute Werte der Evapotranspiration EVAP des Bucket-Schemas in EUR-44 im Jahresmittel der Monatssummen (a) sowie die Differenzen zum 5-Layer-Schema im Jahresmittel der Monatssummen (b) und der Jahreszeiten (c–f).

den Wasserhaushalt als in trockenen Gebieten des Mittelmeerraums, wo eine solche Änderung gravierende Folgen haben kann. Die Abweichung durch das 5-Layer-Schema ist entsprechend als Prozentsatz gegenüber den mit dem Bucket-Schema simulierten absoluten Werten angegeben.

Bei Betrachtung der Evapotranspiration (EVAP) zeigt sich für EUR-44 (s. Abbildung 6.18) ein Tripol der absoluten Werte (a), der die in Kapitel 2.1.2 angesprochenen Limitierungen von EVAP durch mangelnde Feuchte (nördliches Afrika) oder mangelnde Energie (nördliches Skandinavien) gut repräsentiert. Die sonstigen Regionen Europas zeigen eine deutlich höhere Evapotranspiration. Ein Blick auf die Differenzen der jährlichen Werte (b) bedarf der Berücksichtigung relativer Werte, aufgrund der sich die größten relativen Veränderungen in den Bereichen mit geringeren absoluten Werten zeigen. Die Regionen mit hoher Evapotranspiration, also die Gebiete zwischen Mittelmeerraum und Skandinavien, zeigen einen Dipol mit zunehmenden Werten im Süden und Westen sowie einer Abnahme im Norden und Osten. Die Betrachtung der saisonalen Werte (c–f) zeigt, dass dieses Muster durch die Veränderung in DJF, MAM und SON geprägt ist. JJA weicht

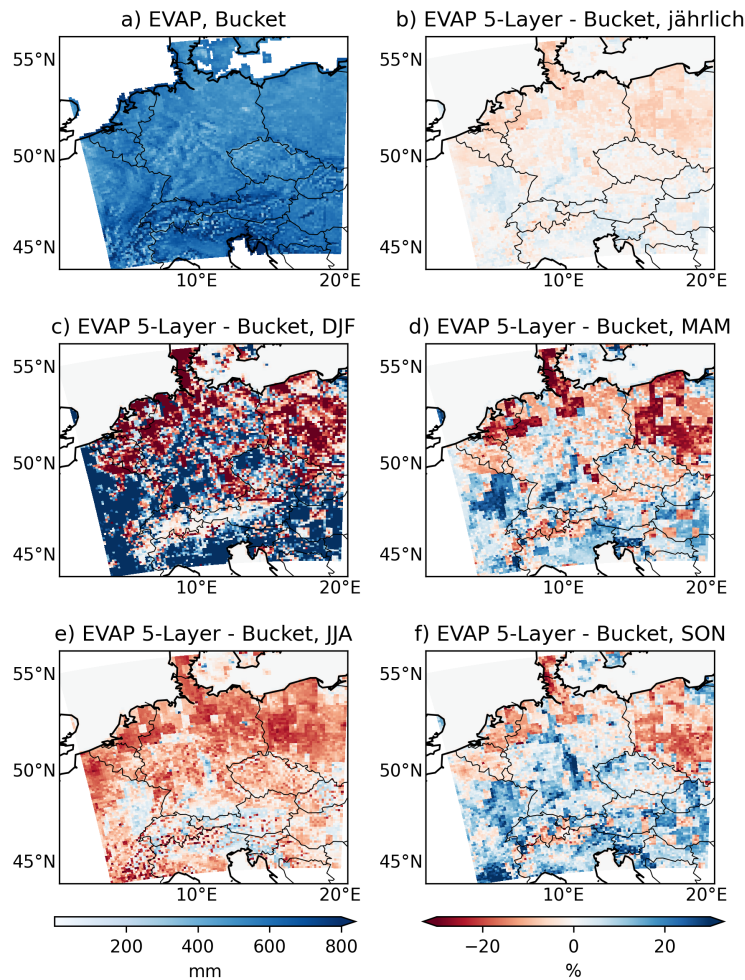


Abbildung 6.19: Absolute Werte der Evapotranspiration EVAP des Bucket-Schemas in GER-11 im Jahresmittel der Monatssummen (a) sowie die Differenzen zum 5-Layer-Schema im Jahresmittel der Monatssummen (b) und der Jahreszeiten (c–f).

von diesem Verhalten ab und weist für nahezu das gesamte EUR-44-Gebiet eine geringere EVAP durch die Verwendung des 5-Layer- statt des Bucket-Schemas auf.

Zusätzlich ist die Betrachtung der Differenzen von EVAP in GER-11 interessant (s. Abbildung 6.19). Einerseits wird hier der Einfluss des im Vergleich zur Simulationsauflösung groben FAO-Datensatzes der Texturklassen und damit auch der bodenhydrologischen Parameter, die im Bucket-Schema noch nicht berücksichtigt werden, ersichtlich. So zeigen sich ausgeprägte Kanten in den Differenzkarten (b–f), die aufgrund der größten Differenzen zwischen den Schemata während MAM (d) in dieser Jahreszeit am stärksten zutage treten. Das beschriebene Verhalten tritt beispielhaft in Westfrankreich, Nord- und Süddeutschland sowie Polen auf. Die Muster

entsprechen den in Abbildung 6.3b) gezeigten Texturklassen und weisen eine höhere (niedrigere) EVAP für tonige (sandige) Böden auf. Neben diesen Regionen zeigt sich während MAM in Ungarn die Abhängigkeit von EVAP von den bodenhydrologischen Parametern besonders deutlich. Benachbarte Pixel weisen hier bei der Differenz der Schemata konträre Muster auf. Die Region ist nicht von starker Orographie geprägt und besitzt ein homogenes Klima, sodass der Kontrast sich nicht durch diese Randbedingungen ändert. Mit einem Blick auf die genannte Karte der Texturklassen zeigt sich jedoch ein starker Kontrast im Boden, da sandige und tonige Klassen in benachbarten Gitterpunkten auftreten. Diese Beobachtung verdeutlicht durch die bereits angesprochene Abhängigkeit der EVAP vom Boden die Relevanz der Auflösung und der Qualität des dem Modell zugrundeliegenden Bodendatensatzes. Generell zeigt sich eine verringerte Evapotranspiration über sandigen Böden, über tonigen Böden nimmt sie jedoch zu. Dieses Verhalten lässt sich durch die hydrologischen Eigenschaften der Böden begründen, da tonige Böden einerseits mehr Wasser speichern können und andererseits eine geringere hydraulische Leitfähigkeit aufweisen. Dadurch versickert das Wasser langsamer als in sandigen Böden und befindet sich entsprechend länger in der obersten Schicht sowie der Wurzelzone, sodass es der Evapotranspiration zur Verfügung steht.

Die Veränderung der Evapotranspiration spiegelt sich erwartungsgemäß in den turbulenten Wärmeflüssen und deren räumlichen Mustern wieder (nicht gezeigt). Hier führt eine Erhöhung (Verringerung) von EVAP zu höheren (niedrigeren) latenten (sensiblen) Wärmeflüssen.

In der Prozesskette hat dies direkte Konsequenzen für die minimale (T2MIN), maximale (T2MAX) und mittlere 2-Meter-Temperatur (TEMP2), was anhand letzterer aufgezeigt werden soll, da die räumlichen Muster einander entsprechen. Für EUR-44 (s. Abbildung 6.8) zeigt sich bezogen auf die Differenz der jährlichen Werte (a) eine Temperaturzunahme in Nord- und Osteuropa sowie der Sahara. Westeuropa und weite Teile des Mittelmeerraums weisen eine Verringerung der Temperatur auf. In der saisonalen Betrachtung zeigt sich ein heterogeneres Bild. Dabei sind die Änderungen für EUR-44 mit Ausnahme der Sahara von kühleren Wintern (c) und wärmeren Sommern (e) geprägt, wodurch sich die Amplitude des Jahresgangs vergrößert. Die Übergangsjahreszeiten (d, f) zeigen ein diffuseres Bild, das dem Muster der Evapotranspiration folgt.

Die für EUR-44 beschriebenen und dargestellten Änderungen lassen sich weitestgehend auf GER-11 übertragen (nicht gezeigt), dessen nördliche Hälfte im Jahresmittel ebenfalls wärmere beziehungsweise südliche Hälfte kältere Temperaturen mit dem 5-Layer-Schema simuliert. Die Verringerung von TEMP2 während DJF tritt nahezu im gesamten Gebiet auf. Von der Erhöhung in JJA sind lediglich Norditalien sowie Teile des Alpenraums und Südosteuropa nicht betroffen. Während MAM zeigt sich ebenfalls das in EUR-44 (s. Abbildung 6.20d) abgebildete Verhalten des GER-11-Gebietes. Während SON ist die Simulation von GER-11 jedoch konträr zu der von

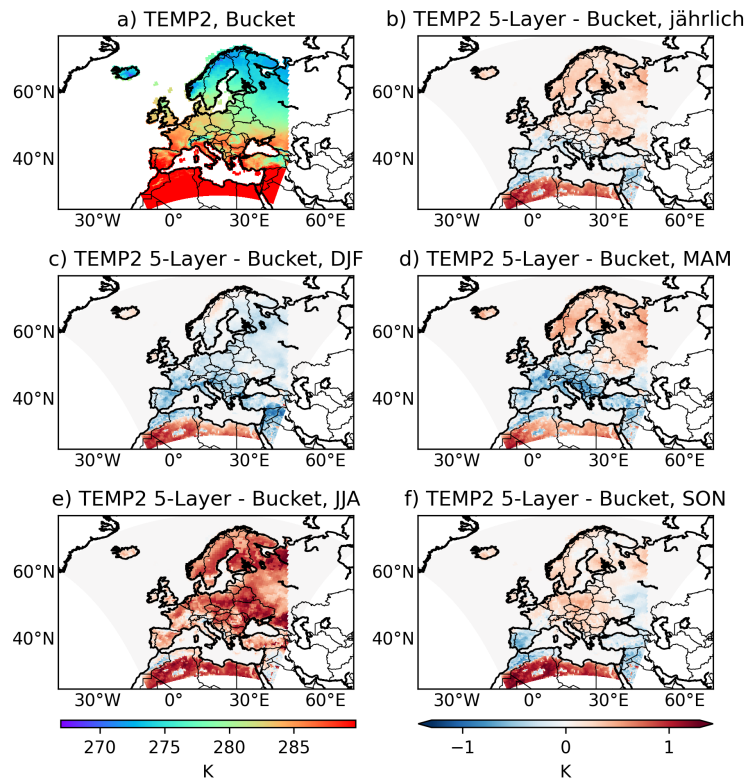


Abbildung 6.20: Absolute Werte der 2-Meter-Temperatur TEMP2 des Bucket-Schemas in EUR-44 im Jahresmittel (a) sowie die Differenzen zum 5-Layer-Schema des Jahresmittels (b) und der Jahreszeiten (c–f).

EUR-44 und zeigt mit Ausnahme Polens und einiger Küstenbereiche an Nord- und Ostsee eine Verringerung der Temperatur im GER-11-Gebiet. Das Modell folgt damit der EVAP in Abbildung 6.19f).

Die Änderungen der 2-Meter-Temperatur wirken sich auch auf die Bodentemperatur aus (nicht gezeigt), deren obere drei Schichten das gleiche Differenzmuster wie die 2-Meter-Temperatur aufweisen und die damit entsprechend stark und ohne größeren zeitlichen Versatz vom Wärmefluss der Atmosphäre in den Boden abhängt. Die vierte und fünfte Bodenschicht sind weit weniger sensitiv gegenüber den atmosphärischen Bedingungen. Dies hat einerseits eine geringere Schwankung über die Jahreszeiten zur Folge wie anhand der Standardabweichung aus Tabelle 6.3 ersichtlich wird. Andererseits reagieren die tieferen Bodenschichten auch träger, sodass sich die große positive Differenz in JJA von TEMP2 in der vierten Bodenschicht erst im Herbst zeigt. In der fünften Bodenschicht weisen die Differenzen für alle Jahreszeiten das gleiche Muster sowie die gleiche Amplitude auf.

6.5 VERGLEICH VON BUCKET UND 5-LAYER-SCHEMA

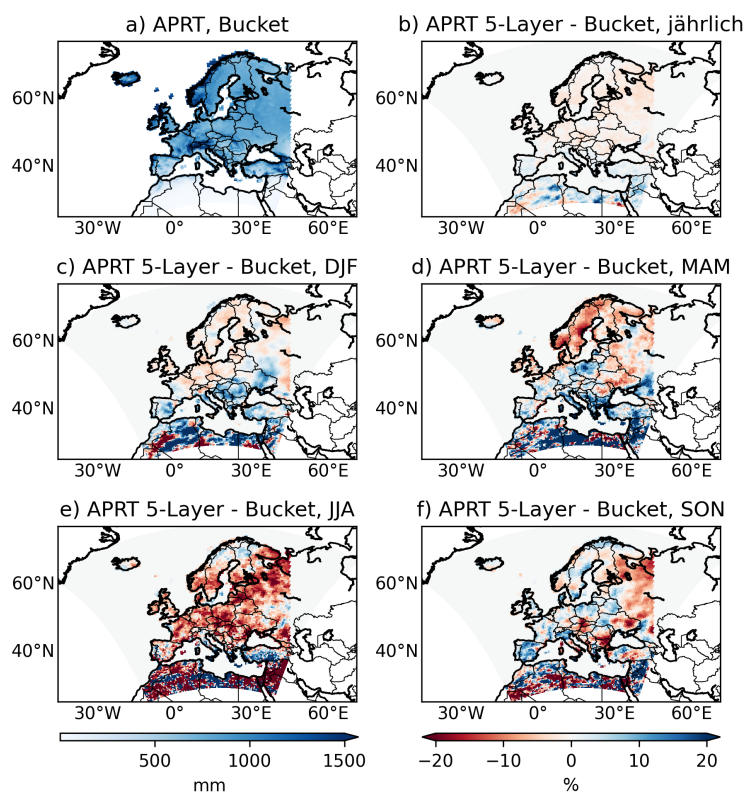


Abbildung 6.21: Absolute Werte des Gesamtniederschlags APRT des Bucket-Schemas in EUR-44 im Jahresmittel der Monatssummen (a) sowie die Differenzen zum 5-Layer-Schema des Jahresmittels der Monatssummen (b) und der Jahreszeiten (c–f).

Die stärksten Niederschläge im Modell treten an der Westküste Norwegens und Schottlands mit mittleren Monatssummen von mehr als 400 mm sowie am Luv der Alpen auf (s. Abbildung 6.21a), wobei in Norwegen eine mittlere Monatssumme von mehr als 400 mm simuliert wird. Der Gesamtniederschlag APRT sowie dessen Komponenten des konvektiven (APRC) und des großskaligen (APRL) Niederschlags weisen ebenfalls signifikante Änderungen durch die Wahl des bodenhydrologischen Schemas auf. Die relativen Abweichungen (b) zeigen eine Zunahme des Niederschlags im Mittelmeerraum und eine Abnahme in weiter nördlich gelegenen Regionen. Dieses Muster stimmt damit weitestgehend mit der Differenz der Evapotranspiration überein. Die saisonale Betrachtung (c–f) zeigt ein in allen Jahreszeiten räumlich heterogenes Bild, bei dem sich lediglich aufgrund der Niederschlagsabnahme in weiten Teilen von EUR-44 während JJA (e) eine allgemeinere Aussage treffen lässt.

Zusätzlich zur Betrachtung von EUR-44 ist der Fokus des Gesamtniederschlags von GER-11 (APRT, s. Abbildung 6.22) interessant, da die Veränderungen hier teilweise ein anderes

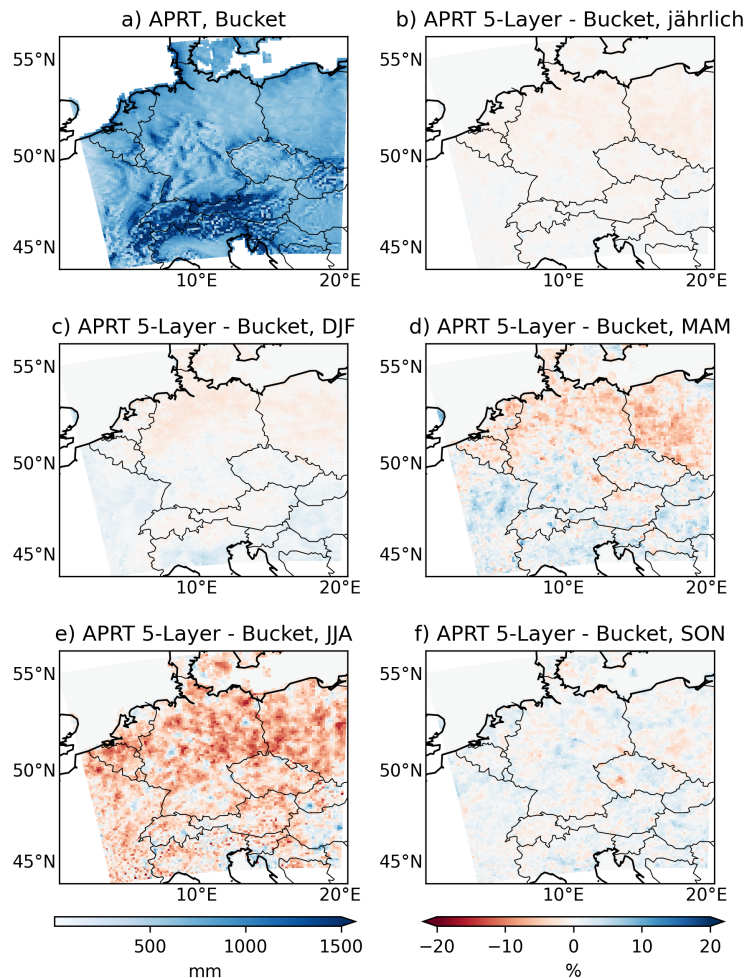


Abbildung 6.22: Absolute Werte des Gesamtniederschlags APRT des Bucket-Schemas in GER-11 im Jahresmittel der Monatssummen (a) sowie die Differenzen zum 5-Layer-Schema des Jahresmittels der Monatssummen (b) und der Jahreszeiten (c-f).

Vorzeichen als in der gröber aufgelösten Simulation zeigen. Zwar ist die Aussage für die jährlichen Differenzen (b) und JJA (e) ähnlich, da JJA den größten Anteil daran hat, für DJF oder MAM fällt jedoch beispielsweise eine Änderung des Vorzeichens für Frankreich beziehungsweise Polen auf. Während in letzterer Region bei EUR-44 eine Erhöhung des Niederschlags um bis zu 20 % durch die Berücksichtigung des 5-Layer-Schemas simuliert wurde, zeigt GER-11 Abnahmen von 5 bis 10 %. Eine ähnlich starke allerdings umgekehrte Veränderung fällt für das Grenzgebiet zwischen Tschechien und der Slowakei auf. Dass sich durch die Erhöhung der Auflösung das Vorzeichen der Differenz zwischen von der Änderung des bodenhydrologischen Schemas betroffenen Variablen ändert, zeigt, dass sich besonders bei komplexen Größen wie dem Niederschlag keine pauschale

6.5 VERGLEICH VON BUCKET UND 5-LAYER-SCHEMA

Aussage über die Art des Einflusses treffen lässt. Dennoch kann festgehalten werden, dass es über sandigen Böden zu einer Verstärkung der Kontinentalität und damit einhergehender Trockenheit kommt.

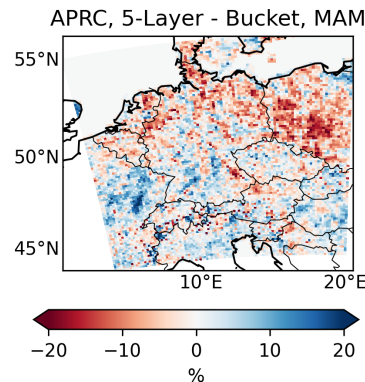


Abbildung 6.23: Differenz von Bucket und 5-Layer-Schema des konvektiven Niederschlags (APRC) für MAM in GER-11.

Bezüglich der Unterteilung des Niederschlags zeigt sich, dass die Differenzmuster des großskaligen Niederschlags (APRL, nicht gezeigt) weitgehend mit denen des Gesamtniederschlags übereinstimmen, da APRL nördlich des Mittelmeerraums einen größeren Anteil als der konvektive Niederschlag an diesem hat. Im Mittelmeerraum sind die Beiträge der Teilniederschläge gleichmäßiger verteilt. Beim konvektiven Niederschlag treten die Bereiche der stärksten Zu- und Abnahmen ebenfalls auf, die Differenzen sind jedoch kleinräumiger. Neben der generellen Abnahme des konvektiven Niederschlags in GER-11 während JJA, von der nur einzelne Gitterpunkte nicht betroffen sind, fällt besonders während MAM (s. Abbildung 6.23) und mit schwächerer Ausprägung während SON die Reduzierung des Niederschlags in Teilen Polens auf. Hier wird der Einfluss der Bodentextur und der damit verbundenen bodenhydrologischen Eigenschaften deutlich, da sich während MAM die klaren Kanten dieser Textur in der relativen Differenz der Niederschläge abzeichnen. Dass das mehr Prozesse abbildende 5-Layer-Schema abhängig von den bodenhydrologischen Eigenschaften einen lokalen Einfluss besonders auf den konvektiven Niederschlag hat, ist auf Basis der Theorie in Kapitel 2.1.2 eingängig.

Das Verhalten des Gesamtniederschlags geht mit einem prinzipiell gleichartigen Verhalten der Bewölkung (ACLCOV) einher, die in Regionen mit beobachteter Niederschlagsabnahme (-zunahme) ebenfalls abnimmt (zunimmt) und generell einen positiven Zusammenhang mit der geographischen Breite aufweist (s. Abbildung 6.24a). Dabei ist zu beobachten, dass in EUR-44 (nicht gezeigt) besonders Finnland und Russland von einer Abnahme während aller Jahreszeiten außer DJF von rund 3 % betroffen sind, was die maximal zu beobachtenden Werte darstellt.

6.5 VERGLEICH VON BUCKET UND 5-LAYER-SCHEMA

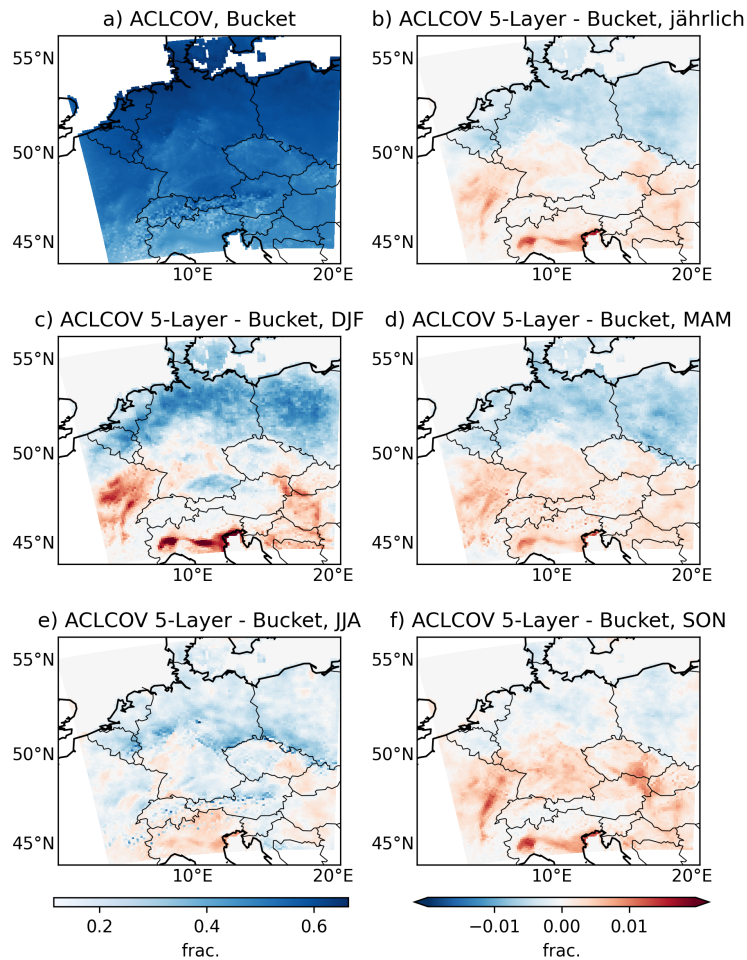


Abbildung 6.24: Absolute Werte der fraktionellen Bewölkung ACLCOV des Bucket-Schemas in GER-11 im Jahresmittel (a) sowie die Differenzen zum 5-Layer-Schema des Jahresmittels (b) und der Jahreszeiten (c–f).

Der Mittelmeerraum hingegen ist von einer Zunahme der Bewölkung geprägt, die während DJF und MAM am stärksten ist. Während DJF weist Norddeutschland und während JJA nahezu das gesamte in EUR-44 enthaltene GER-11-Gebiet nördlich der Alpen eine Verringerung von ACLCOV auf, die deutlich oberhalb von 2 % und damit nahe am beschriebenen Maximum liegt. Ein Blick auf die Differenzkarten von GER-11 (s. Abbildung 6.24) zeigt hier eine Verringerung der Differenzen zwischen den beiden Bodenschemata besonders während JJA, was vermutlich auf die höhere Auflösung der Simulation zurückzuführen ist. Besonders für DJF und MAM zeigt sich zudem ein Dipol in den Differenzen, der dem Verhalten des Niederschlags entspricht und eine Abnahme nördlich von 50°N und eine Zunahme südlich dieses Breitengrades aufweist.

6.5 VERGLEICH VON BUCKET UND 5-LAYER-SCHEMA

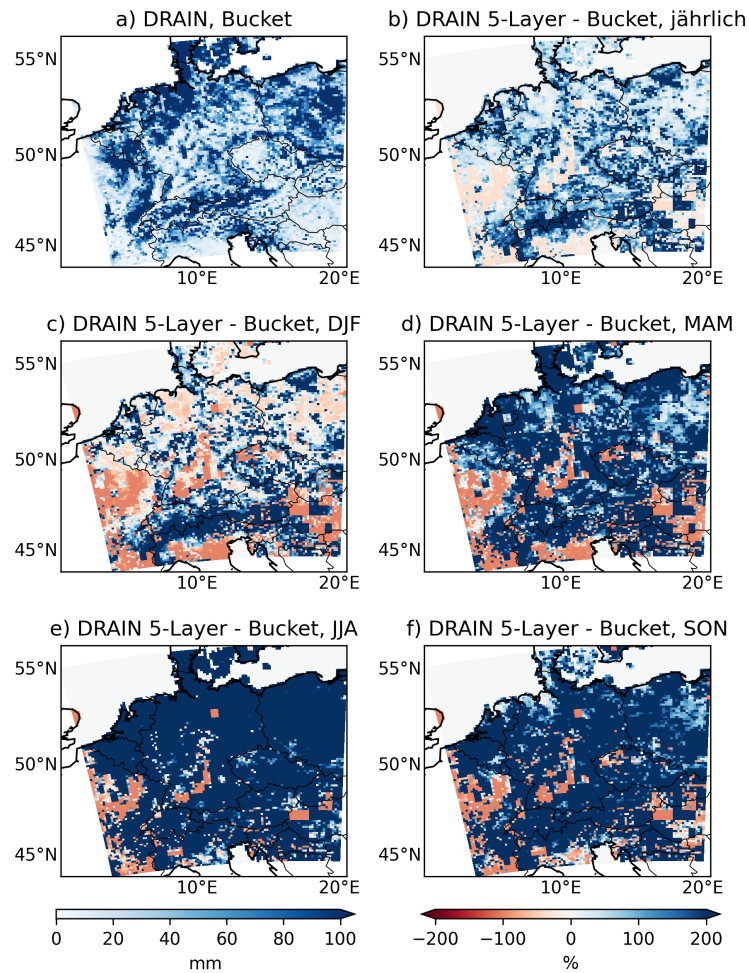


Abbildung 6.25: Absolute Werte der Drainage DRAIN des Bucket-Schemas in GER-11 im Jahresmittel der Monatssummen (a) sowie die Differenzen zum 5-Layer-Schema des Jahresmittels der Monatssummen (b) und der Jahreszeiten (c–f).

Der Oberflächenabfluss (SRUNOFF, nicht gezeigt) weist ein einheitliches Verhalten in beiden Regionen und über alle Jahreszeiten auf und zeigt wie die Flussdiagramme in Abbildung 6.14 geringere Werte durch die Verwendung des 5-Layer-Schemas. Die Abnahme ist dabei relativ stark und liegt im Vergleich zum Bucket-Schema nicht selten oberhalb von 50 % des dortigen SRUNOFF. Dies lässt sich einerseits auf den besonders während JJA flächig verringerten Niederschlag zurückführen, da hier die relative Abnahme am stärksten ausgeprägt ist. In Regionen oder Jahreszeiten mit erhöhtem Niederschlag bedeutet die Abnahme von SRUNOFF andererseits, dass mehr Wasser infiltriert und entsprechend nicht mehr an der Oberfläche abfließen kann. Dies trifft beispielsweise auf die mediterranen Regionen während DJF zu. Durch die zunehmende

Infiltration befindet sich mehr Wasser im Boden, wodurch sich beispielsweise die Zunahme der Evapotranspiration in weiten Teilen der südlichen Hälfte von EUR-44 mit Ausnahme der Sahara und von JJA erklären lässt. Gleichzeitig weist die Drainage (DRAIN) starke Veränderungen auf und ist im Mittelmeerraum zu allen Jahreszeiten von einer starken Abnahme geprägt. Mittel- und Nordeuropa zeigen stärkere Unterschiede zwischen den Jahreszeiten, wobei die Unterschiede während DJF in Mitteleuropa eher gering sind, DRAIN während JJA in dieser Region jedoch Zunahmen von mehr als 200 % zeigt. Diese ausgeprägte sommerliche Zunahme tritt mit Ausnahme des Mittelmeerraums durchgängig in Form einer Vervielfachung auf. Die Betrachtung von GER-11 (s. Abbildung 6.5) zeigt, dass diese Veränderungen stark von den bodenhydrologischen Parametern, die im Bucket-Schema noch keine Berücksichtigung finden, und damit von der zugrundeliegenden Textur geprägt sind, da es zu starken Kontrasten benachbarter Gitterzellen kommt. Diese unterscheiden sich lediglich in der Textur, die folglich für die Abnahme von mehr als 90 % in einer Gitterzelle und die Zunahme von mehr als 200 % in einer benachbarten Zelle verantwortlich zeigt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Wahl des bodenhydrologischen Schemas einen signifikanten Einfluss auf eine Vielzahl von Variablen im komplexen und nicht linearen Klimasystem hat, der sich anhand der erläuterten Prozesskette darstellen lässt und räumlich wie zeitlich variierende Ausprägungen aufweist. Die Wahl des Untersuchungsgebietes sowie der räumlichen Auflösung kann dabei einen Einfluss auf den Zusammenhang zwischen den Variablen haben. Zudem sind einerseits die Repräsentation der vertikalen Wasserflüsse im Boden, also Versickerung und kapillarer Aufstieg, sowie andererseits die Möglichkeit der Simulation von Wasser unterhalb der Wurzelzone als wichtige zusätzliche Prozesse im 5-Layer-Schema zu nennen, die einen starken Einfluss auf verschiedene Variablen des Wasserhaushalts und der oberflächennahen Atmosphäre haben. Die Validierung dieser Prozesse anhand der in Kapitel 3.2 beschriebenen Daten findet in Kapitel 6.6 statt. Darüber hinaus sind diese Prozesse stark von den bodenhydrologischen Parametern und den diesen zugrundeliegenden Bodendaten abhängig, was sich durch die bei verschiedenen Variablen auftretenden Kacheln zeigt. Die Verwendung anderer Datensätze und PTFs wird in den Kapiteln 6.6.3 und 6.6.4 behandelt.

6.6 Vergleich der Simulationen und Validierung

Im vorherigen Kapitel konnte gezeigt werden, dass es durch die Verwendung des 5-Layer- statt des Bucket-Schemas zu signifikanten Änderungen im Raum und während einzelner Jahreszeiten von einigen direkt mit der Bodenfeuchte zusammenhängenden Variablen kommt. Daher sollen im Folgenden zunächst die Veränderungen bestimmter Variablen durch die im Experimentplan (s. Abbildung 5.5) gelisteten Simulationen in zusammenfassender Form und im Vergleich mit den Validierungsdaten betrachtet werden. Danach wird eine detailliertere Betrachtung einzelner Veränderungen wie der Infiltration, der Wahl des Bodendatensatzes und den PTFs durchgeführt, um die Effekte dieser Modellentwicklungsschritte sowie deren Ursachen genauer zu untersuchen.

6.6.1 Vergleich aller Simulationen

Um die Veränderung von Variablen durch die im Experimentplan aufgeführten Simulationen zu betrachten, werden Boxplots des zeitlichen Mittelwertes aller Landgitterpunkte verwendet. So wird die räumliche Variabilität der Simulationen berücksichtigt. Neben der Darstellung des IQB, des Medians und der Whisker (s. Kapitel 4.1.1.2) ist auch der Mittelwert in den Boxplots als gestrichelte Linie enthalten. Der Übersichtlichkeit halber sollen zunächst lediglich die θ_{rz} , die Evapotranspiration, die 2-Meter-Temperatur und der Niederschlag berücksichtigt werden. Es sei erwähnt, dass generell keine Ausreißer dargestellt werden. Zwar treten diese bei den genannten Variablen nicht auf, jedoch können Variablen, die stark von lokalen Gegebenheiten einzelner Gitterpunkte abhängen, Ausreißer aufweisen, die den IQB um ein Vielfaches übertreffen. Beispielhaft hierfür sei der Oberflächenabfluss genannt, der stark von bodenhydrologischen Charakteristika und der Orographie abhängt.

In Abbildung 6.26 sind ausschließlich die Boxplots von GER-11 dargestellt, da das generelle Verhalten der Variablen durch die in den Simulationen durchgeführten Änderungen in den drei Untersuchungsgebieten gleich ist. Bezogen auf θ_{rz} (s. Abbildung 6.26a) zeigt sich, dass mit Ausnahme einer Simulation alle 5-Layer-Läufe eine trockenere Wurzelzone als das Bucket-Schema aufweisen. Nur ID206, in der kontinuierliche PTFs statt Bodentexturklassen für die bodenhydrologischen Parameter verwendet werden, zeigt eine höhere relative Feuchte und eine deutlich größere Streuung der Werte. Durch die Berücksichtigung der Parameter einzelner Schichten ab ID207 statt deren Mittelung in ID206 werden der hohe Wassergehalt und die Streuung wieder auf das vorige Niveau gebracht. Besonders geringe Werte, die zudem eine kleinere Streuung aufweisen, sind durch die Verwendung der van-Genuchten-Funktion in den IDs 208 und 209 zu verzeichnen. Die Nutzung unterschiedlicher Infiltrationsschemata (ID191–ID194) führt im Vergleich zu ID90 ebenfalls zu geringeren θ_{rz} , wobei die stärkste Veränderung durch die Verwendung des mIA-Schemas (ID91, ID92) auftritt. Dieses Verhalten beim mIA-Schema ist

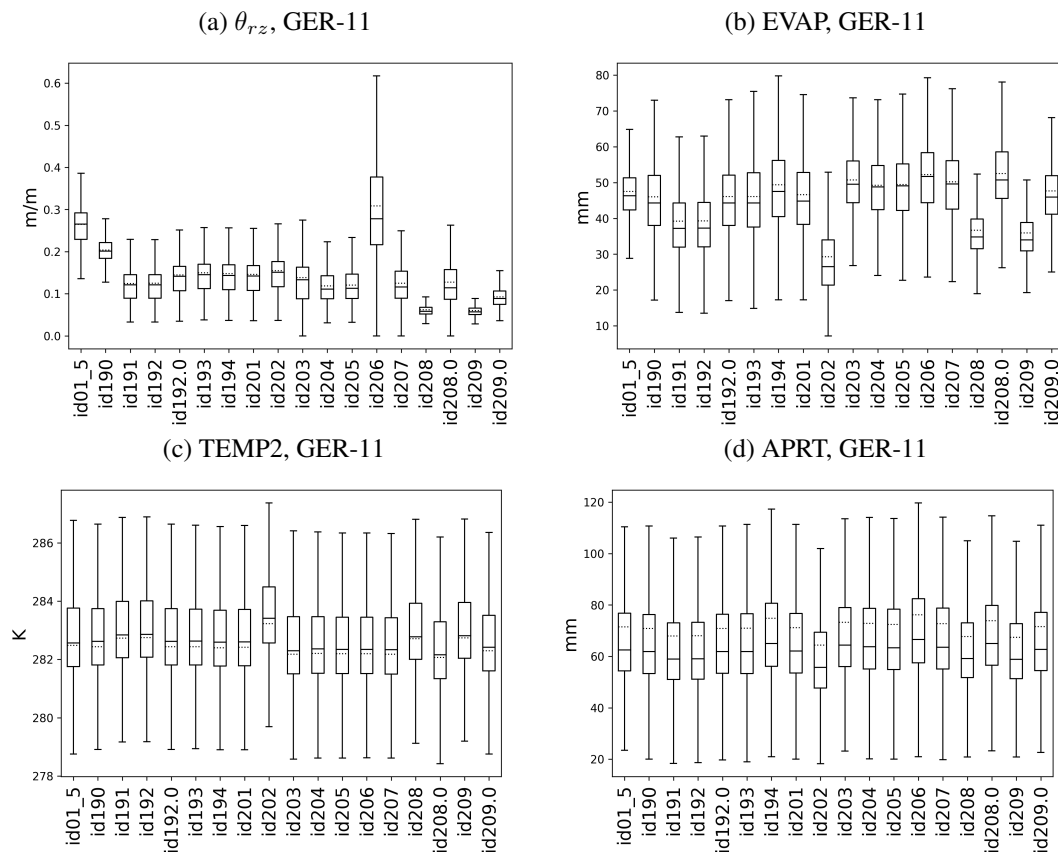


Abbildung 6.26: Boxplots der durchgeführten Simulationen für die relative Bodenfeuchte in der Wurzelzone (a), die Evapotranspiration (b), die 2-Meter-Temperatur (c) und den Niederschlag (d) in GER-11. Der Mittelwert ist als gestrichelte Linie dargestellt.

eine direkte Konsequenz daraus, dass für die Versickerung lediglich das freie Porenvolumen der obersten Schicht zur Verfügung gestellt wurde, da das IA-Schema nicht für die Verwendung in geschichteten Böden konzipiert wurde (Viterbo, 2002). Unterschiedliche Wurzeltiefen (ID201–ID203) weisen nur einen geringen Einfluss auf die relative Feuchte auf.

Bezogen auf EVAP (s. Abbildung 6.26b) zeigt sich ein anderes Bild als bei θ_{rz} . Einerseits weisen die Simulationen des 5-Layer-Schemas in der Regel eine größere Streuung der Werte als die des Bucket-Schemas auf. Andererseits ist das Vorzeichen der Änderung gegenüber dem Bucket-Schema nicht immer einheitlich. Besonders deutlich wird dieser Effekt anhand der unterschiedlichen Wurzeltiefen (ID201–ID203), bei denen die Verwendung der flachen Wurzeln von z_{ry} (ID202) für eine starke Verringerung von EVAP sorgt. Dies ist darin begründet, dass sich die relative Bodenfeuchte im Wurzelraum zwar mit der Wurzeltiefe nur leicht verändert, die absolute Bodenfeuchte, die direkt für die Pflanzen zur Verfügung steht, mit tieferen Wurzeln

jedoch zunimmt. Folglich bestehen Konsequenzen für TEMP2 (c) und APRT (d), die durch die Verwendung von z_{ry} relativ stark zu- beziehungsweise abnehmen. Die Wahl des Infiltrations-schemas hat ebenfalls einen Einfluss auf EVAP, wobei diese dabei tendenziell geringer als beim Bucket-Schema ausfällt, was dem Verhalten von θ_{rz} entspricht. Besonders die Simulationen mit dem mIA-Schema zeigen eine stärkere Reduzierung und fallen damit wie bereits bei θ_{rz} auf. Die Verwendung der Green-Ampt-Infiltration (ID194) führt zu einer Erhöhung von EVAP im Vergleich zum Bucket-Schema. Dadurch zeigt sich auch ein Einfluss der Infiltrationsschemata auf TEMP2 und APRT, der beim mIA-Schema entsprechend am stärksten ausgeprägt ist. Die Verwendung unterschiedlicher PTFs und Datensätze des Bodens sowie die Darstellung der Schichten (ID204–ID207) hat im Vergleich zur Wurzeltiefe oder dem Infiltrationsschema nur einen geringen Einfluss auf EVAP und APRT. Der Einfluss auf TEMP2 ist noch schwächer ausgeprägt. Erst mit der Nutzung der Funktion der Wasserrückhaltekurve nach van-Genuchten statt nach Clapp-Hornberger zeigt sich eine, mit Blick auf die Boxplots von θ_{rz} zu erwartende, Reduzierung von EVAP und das entsprechende Verhalten von TEMP2 und APRT.

Um die Qualität der Simulationen bezüglich der in den Boxplots dargestellten Variablen bewerten zu können, werden die Variablen mit Hilfe von Taylor-Diagrammen (Taylor, 2001) mit Validierungsdaten verglichen. Diese Darstellungsform berücksichtigt die Standardabweichung der Simulation (s_m) und der Validierungsdaten (s_v) sowie den Korrelationskoeffizienten r_{xy} beziehungsweise den RMSE zwischen Simulation und Validierungsdaten, um die Güte der Simulation abzuschätzen. Für die Darstellung wird ein Koordinatensystem aufgespannt, auf dessen x- und y-Achse die Standardabweichung der betrachteten Variable abgetragen ist. s_v wird durch einen Viertelkreis, der zwischen den Achsen aufgespannt wird, hervorgehoben. Der Korrelationskoeffizient zwischen der Simulation und der Validierung wird durch vom Koordinatenursprung ausgehende Strahlen repräsentiert, wobei hohe Werte näher an der x-Achse liegen. Der RMSE wird schließlich durch Halbkreise ausgedrückt, deren Ursprung am Schnittpunkt des Viertelkreises von s_v mit der x-Achse liegt. Je näher der durch diese drei Parameter definierte Punkt an besagter Schnittstelle liegt, desto besser repräsentiert die Simulation die Validierungsdaten. Die Darstellungsform des Taylor-Diagramms zur Validierung von Modellen wird in den letzten Jahren vermehrt verwendet (z.B. Oleson et al. (2008), Lorenz et al. (2013), Kotlarski et al. (2014), Ngo-Duc et al. (2017), Demory et al. (2020), Kumar et al. (2020), Harper et al. (2021), Sørland et al. (2021), Top et al. (2021)). Die in den nachfolgenden Taylor-Diagrammen dargestellten Parameter wurden auf Basis der Zeitreihen aller Landgitterpunkte in den jeweiligen Untersuchungsgebieten berechnet.

Abbildung 6.27 stellt die Taylor-Diagramme aller Simulationen für θ_{rz} im Vergleich zu GLEAM für die beiden Untersuchungsgebiete GER-44 (a) und GER-11 (b) dar, wobei der Unterschied zwischen den Simulationen nicht durch das repräsentierte Gebiet, sondern die Model-

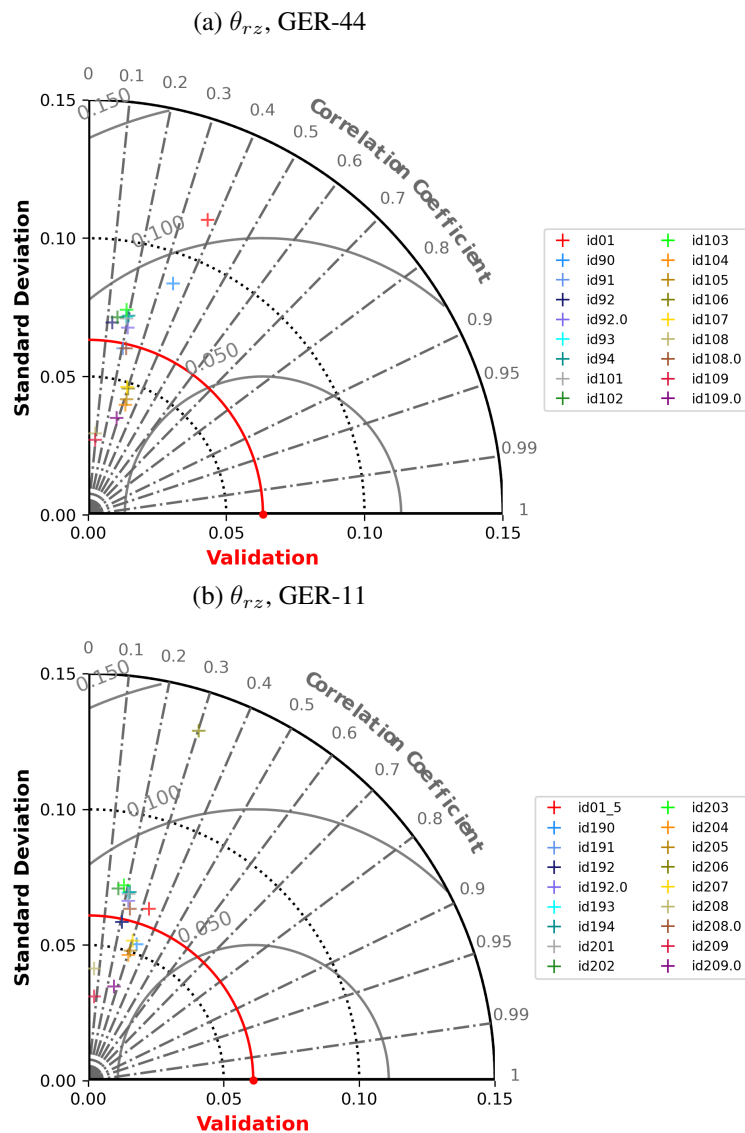


Abbildung 6.27: Taylor-Diagramm der relativen Bodenfeuchte in der Wurzelzone (θ_{rz}) [m m^{-1}] im Vergleich zu GLEAM für GER-44 (a) und GER-11 (b).

laufföschung entsteht. Diese Darstellung wurde gewählt, um neben der allgemeinen Güte der Simulationen auch den Einfluss der Auflösung auf diese zu untersuchen. In GER-44 (a) überschätzen die IDs bis ID103 – mit Ausnahme von ID91 – die Standardabweichung der Beobachtungsdaten s_v (Viertelkreis zwischen x- und y-Achse), während die restlichen eine Unterschätzung zeigen. Bezogen auf GER-11 (b) stellt ID206, also die Verwendung tatsächlicher, aber über alle Schichten gemittelter, Korngrößenverteilungen statt Texturklassen aus SoilGrids, einen starken Ausreißer

nach oben dar, der sich auf einen relativ großen RMSE und eine größere Standardabweichung als s_v zurückführen lässt. Zudem unterschätzen die IDs 190, 191 und 192 s_v , wobei die beiden letzteren dies nur geringfügig tun. ID208.0 überschätzt s_v , während ID209.0 diese sehr gut trifft. Bei den anderen Simulationen bleibt die grobe Gruppierung bezüglich der Abweichung von der Standardabweichung aus GER-44 bestehen. Diejenigen Simulationen, die s_v unterschätzen, weisen tendenziell einen geringeren RMSE gegenüber den Validierungsdaten auf. Im Falle der Simulationen 190, 204, 205 und 207 ist der Korrelationskoeffizient mit den Validierungsdaten zudem größer als bei den s_v überschätzenden Simulationen. Damit repräsentieren die genannten IDs die Validierungsdaten am ehesten in der GER-11-Region, wobei r_{xy} von ID190 am größten ist. ID01_5 weist ein vergleichbar hohes r_{xy} und eine geringere Abweichung von s_v , jedoch einen größeren RMSE als ID190 auf. Bei der größeren Auflösung von GER-44 (a) hat ID01 zwar den größten Korrelationskoeffizienten, jedoch auch den größten RMSE und die stärkste Abweichung von s_v aller Simulationen. Bezüglich der beiden ersten Parameter reiht sich die ursprüngliche Version des 5-Layer-Schemas (ID90) auf dem zweiten Platz ein. Generell gilt für GER-44 ebenfalls, dass die s_v unterschätzenden Simulationen einen geringeren RMSE als die überschätzenden aufweisen. Die absolute Abweichung von s_v mit Ausnahme von ID91 und ID108.0, die sehr nahe an s_v liegen, ist jedoch stärker. Bei beiden Auflösungen stimmt die Lage der Simulationen abgesehen von den genannten Ausnahmen weitestgehend überein. Die Streuung der Punkte nimmt mit der höheren Auflösung ab, wodurch gezeigt wird, dass diese unabhängig den ID-spezifischen Parametern eine höhere Qualität als die gröbere Auflösung besitzt.

Letztendlich lässt sich bezüglich θ_{rz} sagen, dass bei beiden Auflösungen nur geringe r_{xy} zwischen den Simulationen und den GLEAM-Daten vorliegen. Allerdings gibt es Simulationen (91, 108.0 bzw. 191, 192), die die Standardabweichung gut repräsentieren und zugleich nahe des mittleren RMSE aller Simulationen liegen. Aufgrund des höheren Korrelationskoeffizienten und geringeren RMSEs sind jedoch die IDs 01_5, 190 und 207 im Falle von GER-11 zu bevorzugen. Für GER-44 zeigen sich keine Simulationen, die favorisiert werden können. Für diese gröbere Auflösung kann jedoch eine Verbesserung durch die im Laufe der Arbeit durchgeführten Entwicklungsschritte aufgrund des geringeren RMSE und der größeren Nähe von s_m zu s_v als beim Bucket-Schema (ID01) beziehungsweise der ursprünglichen Version des 5-Layer-Schemas (ID90) konstatiert werden. In GER-11 kommt es bezüglich θ_{rz} zu keiner allgemeinen Verbesserung der Simulationen gegenüber ID01_5 beziehungsweise ID190, sondern eher zu einer im Verlauf des Experimentplans erreichten, ähnlichen Güte.

Aufgrund dieses nicht eindeutigen Verhaltens hinsichtlich der Qualität beziehungsweise deren Änderung von θ_{rz} in den verschiedenen Simulationen wird die relative Bodenfeuchte der obersten Schicht θ_1 ebenfalls für die Bewertung der Modellentwicklung herangezogen (s. Abbildung 6.28). Bezüglich des Untersuchungsgebietes beschränkt sich die Betrachtung auf

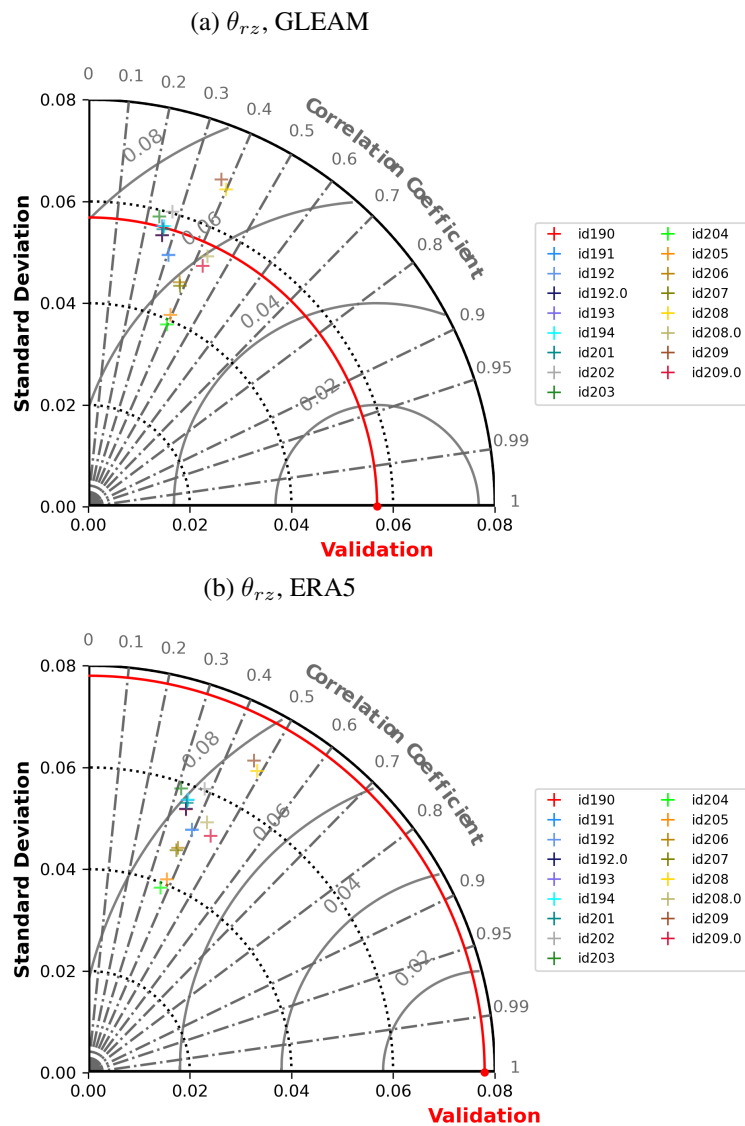


Abbildung 6.28: Taylor-Diagramm der relativen Bodenfeuchte in der obersten Schicht (θ_1) [m m^{-1}] im Vergleich zu GLEAM (a) und ERA5 (b) für GER-11.

GER-11, da die Ergebnisse tendenziell vergleichbar mit EUR-44 und GER-44 sind, die höhere Auflösung im Fall der GER-Simulationen jedoch bei allen drei im Taylor-Diagramm enthaltenen Parametern besser abschneidet. Neben GLEAM in Teilabbildung a) wird hierfür auch ERA5 (b) herangezogen. Es ist offensichtlich, dass die Validierungsdaten sich dahingehend unterscheiden, dass ERA5 eine größere Standardabweichung als GLEAM aufweist, was dazu führt, dass alle Simulationen diese im Vergleich zu ERA5 unterschätzen. Außerdem ist r_{xy} mit ERA5 größer

als mit GLEAM, was sich vermutlich auf die Verwandtschaft zu den REMO antreibenden ERA-Interim-Daten zurückführen lässt. Dem Vergleich mit beiden Validierungsdatensätzen ist gemein, dass die vier am weitesten entwickelten Simulationen (ID208, ID208.0, ID209, ID209.0) die stärksten Korrelationen mit diesen aufweisen. Diese vier Simulationen unterscheiden sich lediglich bezüglich des gewählten Infiltrationsschemas (ID208 und ID208.0 mit Green-Ampt, ID209 und ID209.0 mit IA) beziehungsweise der Wasserrückhaltekurve und damit der PTFs (ID208 und ID209 mit RB85, ID208.0 und ID209.0 mit CLM5.0). Der RMSE verhält sich diffuser, sodass er gegenüber GLEAM bei ID208 und ID209 am größten ist. Die sonstigen IDs ab ID204 zeigen verhältnismäßig geringere Werte. Verglichen mit ERA5 haben ID208.0 und ID209.0 den geringsten RMSE, die sonstigen RMSEs der Simulationen ab ID204 liegen auf einem vergleichbaren Niveau. Dies ist folglich der Wahl des zugrundeliegenden Bodendatensatzes anzurechnen. Unabhängig vom Validierungsdatensatz mit den unterschiedlichen s_v lässt sich festhalten, dass in jedem Fall über die Entwicklungsschritte eine Verbesserung der Simulationen bezüglich θ_1 gegenüber dem ursprünglichen 5-Layer-Schema (ID190) erfolgt, das s_v im Fall von GLEAM zwar gut trifft, aber einen großen RMSE und eine geringe Korrelation aufweist. Die besten Versionen von θ_1 – je nach Validierung – sind die vier Simulationen ab ID208. Mit Blick auf $\theta_{r,z}$ aus Abbildung 6.27a) sei hierzu allerdings angemerkt, dass besagte IDs dort zwar meist einen relativ geringen RMSE aufweisen (ID208, ID209, ID209.0), die Abweichung dieser von s_v im Vergleich zu den anderen Simulationen jedoch teils recht stark ist. Zudem ist die Korrelation von ID208 und ID209, also bei Verwendung von van Genuchten mit den PTFs von RB85, sehr gering. Bei Berücksichtigung beider Bodenfeuchtevariablen ist daher ID208.0 diejenige Simulation, die am ehesten den Validierungsdaten entspricht.

Da die Güte der Simulationen jedoch wie bei den Boxplots aus Abbildung 6.26 anhand weiterer Variablen bewertet werden soll, wird nachfolgend die Evapotranspiration (EVAP) betrachtet. Die verfügbaren Validierungsdaten von GLEAM und ERA5 sind sich diesbezüglich sehr ähnlich, weswegen Abbildung 6.29 lediglich das Taylor-Diagramm für ERA5 in GER-11 zeigt. Das Bucket- (ID01_5) beziehungsweise das 5-Layer-Schema (ID190) weisen dabei eine ähnliche Qualität auf und befinden sich mit weiteren Simulationen (ID191, ID192.0, ID193, ID201, ID203, ID204, ID205, ID208.0, ID209.0) in einer Gruppe, die sich zwar durch eine Überschätzung von s_v , aber auch die geringsten RMSEs und stärksten r_{xy} auszeichnet. Oberhalb davon und mit etwas schlechteren Gütemaßen liegen die IDs 194, 206 und 207. Den geringsten r_{xy} sowie eine Unterschätzung von s_v weisen ID202, ID208 und ID209 auf. ID192 stellt einen Einzelfall dar, dessen s_m sehr nah an s_v liegt. Bezüglich EVAP kann damit festgehalten werden, dass ID01_5 und ID190 eine ähnliche Güte aufweisen, die Variable im Rahmen der Modellentwicklung aber schlechter simuliert wird. Die bisher bevorzugte ID208.0 ist davon ebenso betroffen, liegt aber nah an den ursprünglichen bodenhydrologischen Schemata.

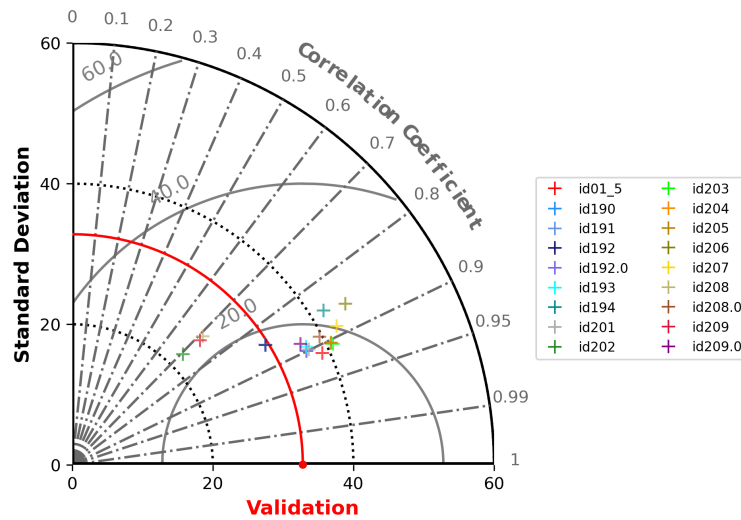


Abbildung 6.29: Taylor-Diagramm der Evapotranspiration (EVAP) [mm] im Vergleich zu ERA5 für GER-11.

Die Taylor-Diagramme der 2-Meter-Temperatur TEMP2 und des Gesamtniederschlags APRT sind in Abbildung 6.30 dargestellt. Als Validierungsdatensatz ist lediglich E-OBS gezeigt. Es sei angemerkt, dass die Abweichungen der Simulationen in den Taylor-Diagrammen mit ERA5 als Validierungsdatensatz geringer als mit E-OBS sind, was sich wahrscheinlich wie bei der Bodenfeuchte durch die Verwandtschaft zwischen ERA5 und ERA-Interim erklären lässt. Bezüglich der Temperatur (Abbildung 6.30a) lässt sich für alle Simulationen konstatieren, dass eine Überschätzung von s_v vorherrscht, wobei sowohl der RMSE als auch r_{xy} mit der Abweichung von s_v zunehmen. Hiervon sind besonders die IDs 192, 208, 209 und 202 betroffen. Gegenüber ID01_5 weisen die IDs 208.0, 207 und 203 eine Verbesserung von TEMP2 auf, ID209.0 ist geringfügig schlechter.

Mit Blick auf den Gesamtniederschlag APRT (b) liegen die Simulationen ebenfalls größtenteils nah beieinander und überschätzen s_v . Gegenüber ID01_5 zeigt lediglich ID202 eine Verbesserung der Simulation, dafür mit Blick auf alle drei Gütemaße. Die weiteren IDs weisen eine geringfügige Verschlechterung von s_m gegenüber s_v und Vergrößerung des RMSEs bei ähnlichem r_{xy} auf. Lediglich ID194 und ID206 fallen stärker bezüglich aller drei Parameter ab.

Anhand der Taylor-Diagramme lässt sich insgesamt sagen, dass stets einzelne durchgeführte Simulationen zu Verbesserungen gegenüber dem ursprünglichen Bucket-Schema beitragen, diese Simulationen jedoch nicht immer die gleichen sind. Zudem nimmt die Streuung der Simulationen mit zunehmender Entfernung der Prozesse von der Bodenfeuchte ab. Dennoch lässt sich festhalten,

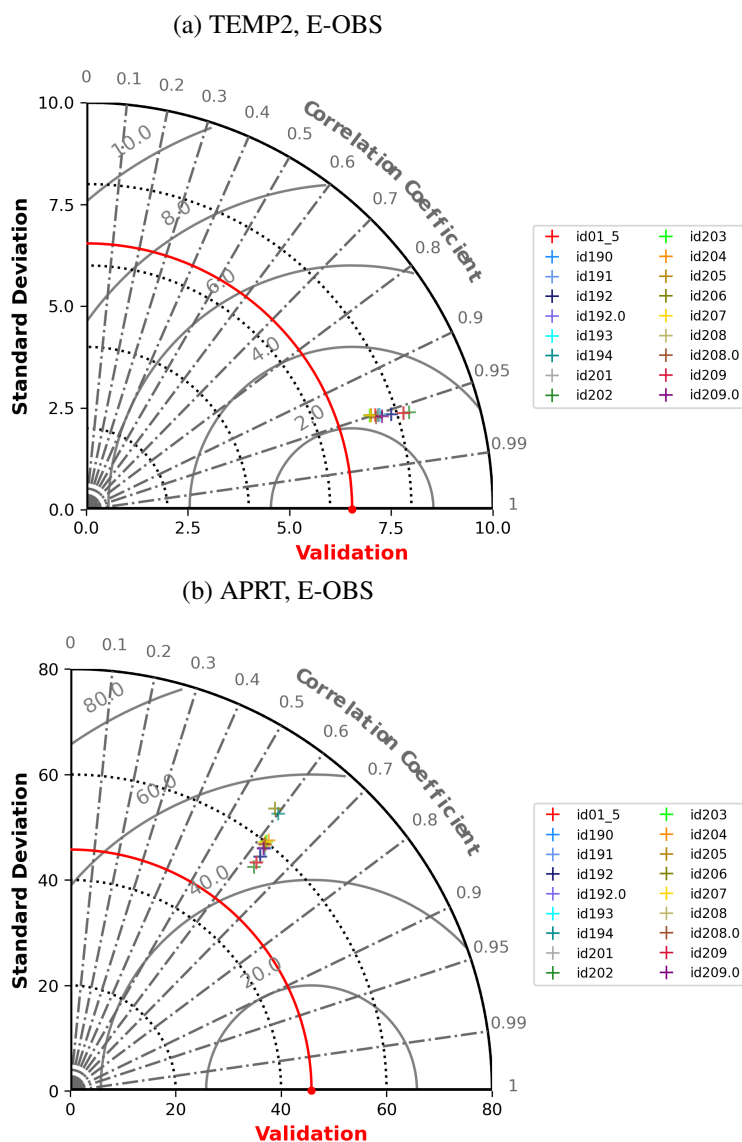


Abbildung 6.30: Taylor-Diagramm der Temperatur (TEMP2) [K] (a) und des Niederschlags (APRT) [mm] (b) im Vergleich zu E-OBS für GER-11.

dass sich einzelne IDs in der Regel auf besserem oder zumindest ähnlichem Niveau wie ID01_5 und ID190 befinden. Dies betrifft die IDs 208.0, 209.0, 204 und 207.

Die Analyse anhand der Taylor-Diagramme (Abbildung 6.27-6.30) und Boxplots (Abbildung 6.26) gibt keinen Aufschluss über die Güte der Simulation in einzelnen Jahreszeiten. Da jedoch anhand der in Kapitel 6.5 dargestellten Differenzkarten ersichtlich ist, dass der Einfluss des 5-Layer-Schemas auf die meisten Variablen während des borealen Sommerhalbjahres am stärksten

ist, wird dieser saisonale Aspekt in Form einer Untersuchung der Simulationsergebnisse während der extremen Sommer 2003 und 2018 am Ende der Ergebnisse berücksichtigt. Um dabei eine entsprechende Tiefe bei gleichzeitiger Übersichtlichkeit zu gewährleisten, wird jedoch zunächst detaillierter auf die Effekte der einzelnen Modellentwicklungsschritte eingegangen. Hiermit wird auch der in diesem Kapitel bisher nicht betrachteten räumlichen Verteilung der Qualität einzelner Variablen und Simulationen im Vergleich zu den Validationsdaten Rechnung getragen.

6.6.2 Verwendung verschiedener Infiltrationsschemata

Nachfolgend sollen die Ergebnisse der in Kapitel 5.2.6 beschriebenen zusätzlich zum IA-Schema eingebauten Infiltrationsschemata vorgestellt werden. Dabei geht es um die Fragen, ob das für Bucket-Schemata entwickelte Arno-Schema (Viterbo, 2002) sowie dessen Verbesserung für die Anwendung in geschichteten Schemata geeignet sind und ob die Verwendung von Infiltrationsschemata, die weitere bodenhydrologische Eigenschaften berücksichtigen, vorteilhaft ist. Da sich der Effekt des Infiltrationsschemas in EUR-44 und GER-11 gleich verhält, wird im Folgenden lediglich letztere Region betrachtet. Außerdem wird hier bereits die Modifikation, dass die Bodenfeuchte der einzelnen Schichten statt des Schichtmittels zur Berechnung der Bodentemperatur verwendet wird, berücksichtigt. Diese Modellanpassung wird nicht gesondert dargestellt, da der Effekt auf die Bodentemperaturen sehr gering ist und weder in den Betrachtungen der KDEs, noch der räumlichen oder zeitlichen Differenzen zu anderen Simulationen ersichtlich ist. Damit weist diese Änderung deutlich geringere Auswirkungen als beispielsweise die Wahl des Infiltrationsschemas auf. Dennoch lässt sich festhalten, dass die Simulation der Bodentemperatur mit Hilfe der geschichteten Bodenfeuchte den RMSE zu ERA5 für das Flächenmittel der einzelnen Jahreszeiten und für den Gesamtzeitraum um eine Größenordnung von 10^{-2} °C bis 10^{-3} °C verringert. Diese Veränderung hin zu einer realistischeren Handhabung der Abhängigkeit der Bodentemperatur von der Bodenfeuchte wird erst durch die Implementierung des 5-Layer-Schemas möglich. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sowie der äußerst geringen Unterschiede zwischen dem originalen 5-Layer-Schema (ID190) und der beschriebenen überarbeiteten Berechnung der Bodentemperatur (ID192.0) wird nachfolgend weiterhin ID190 verwendet, obwohl die Verwendung von ID192.0 konsistenter wäre. Dazu werden die IDs 192 (mIA), 193 (Philip) und 194 (Green-Ampt) berücksichtigt. Die Betrachtung erfolgt für das Flächenmittel der mittleren Monatssummen des Zeitraums 2001–2018. Das Jahr 2000 wird nicht berücksichtigt, da die Verwendung von Green-Ampt einen kurzen Einschwingprozess im Januar 2000 erforderlich macht, der besonders bei der Evapotranspiration zutage tritt und die KDEs und RMSEs stark verzerrt.

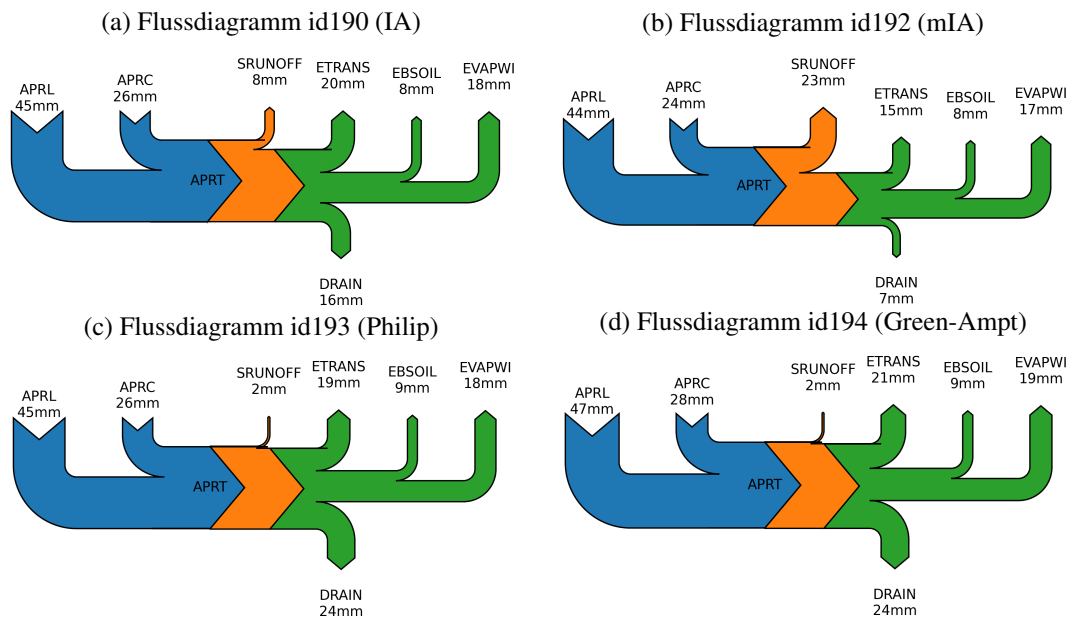


Abbildung 6.31: Flussdiagramme hydrologischer Variablen unter Verwendung unterschiedlicher Infiltrationsschemata (IA, mIA, Philip, Green-Ampt), 2001–2018, GER-11.

Anhand von Abbildung 6.31 findet zunächst eine Untersuchung der Wasserkreisläufe der einzelnen Simulationen statt. Es ist zu beachten, dass etwaige nicht geschlossene Kreisläufe auf die Rundung der Werte zurückzuführen sind. Bei Verwendung des mIA-Schemas wird deutlich, dass die Limitierung des IA-Schemas auf die oberste Bodenschicht zu einer sehr starken Verringerung der Infiltration führt. Dies hat einerseits zur Folge, dass der Oberflächenabfluss (SRUNOFF) sich nahezu verdreifacht. Andererseits wird sowohl die Drainage als auch die Evapotranspiration (ohne EVAPWI, also ohne Wasser- und Eisflächen) stark reduziert. Dies resultiert in einer verringerten Niederschlagsmenge. Für Philip (c) und Green-Ampt (d) lässt sich ein gegenteiliger Effekt beobachten. So wird der Oberflächenabfluss gegenüber ID190 deutlich verringert. Dies hat jedoch nur einen geringen Effekt auf die Evapotranspiration, die in Summe bei Philip gleich und bei Green-Ampt minimal höher als bei IA ausfällt, was auch zu einem entsprechenden Verhalten der Niederschläge führt. Das zusätzlich infiltrierte Wasser wird stattdessen größtenteils der Drainage zugeführt. Damit zeigt sich, dass die dem Infiltrationsschema zugrundeliegenden Prozesse im Flächenmittel einen starken Einfluss auf die Unterteilung des Niederschlags in Infiltration und Oberflächenabfluss haben.

Daraus folgend stellt sich einerseits die Frage, welche Unterteilung und damit welche Simulation einzelner Variablen zu einer Verbesserung des Modells gegenüber den Validationsdaten führt. Andererseits muss auch die räumliche Verteilung der Unterschiede betrachtet werden. Um

ersteres zu beantworten, soll ein Blick auf die KDEs (s. Kapitel 4.1.1.3) von Oberflächenabfluss, gesamter Evapotranspiration und Drainage sowie die jeweiligen saisonalen und jährlichen RMSEs geworfen werden. Grundlage für die KDEs und RMSEs sind ebenfalls die Flächenmittel der Monate des Zeitraums 2001–2018. Zusätzlich zu den für die Flüsse dargestellten Datensätzen sind ID01_5 sowie ERA5 zur Validierung und Berechnung des RMSE verwendet worden.

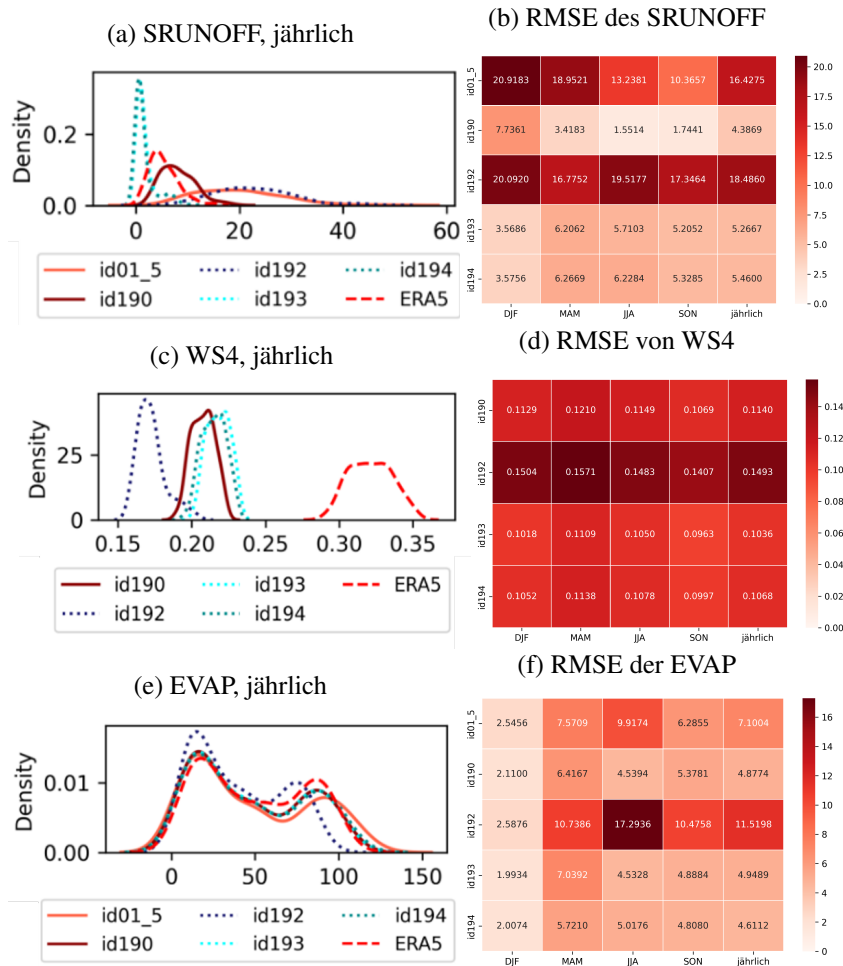


Abbildung 6.32: KDE des Oberflächenabflusses (SRUNOFF) (a) [mm], der Bodenfeuchte der vierten Schicht (WS4) (c) [m m^{-1}] und der Evapotranspiration (EVAP) (e) [mm] unter Verwendung verschiedener Infiltrationsschemata im Vergleich zum Bucket-Schema und zu ERA5 sowie RMSE (b, d, f) zu ERA5. Betrachtet wird das Flächenmittel der Monate von 2001–2018 für GER-11. Es ist zu beachten, dass die y-Achse die Wahrscheinlichkeit pro Einheit der x-Achse zeigt (vgl. Kapitel 4.1.1.3).

Abbildung 6.32 stellt zunächst die KDEs von SRUNOFF (a) und den jeweiligen RMSE zu ERA5 (b) dar. Dabei fällt auf, dass die Verwendung des Bucket-Schemas (ID01_5) zu ei-

ner starken Überschätzung des Oberflächenabflusses führt. Die Nutzung des 5-Layer-Schemas (ID190) hat eine deutliche Reduzierung des RMSEs gegenüber ERA5 in jeder Jahreszeit zur Folge. Entsprechend wird auch die KDE von ERA5 deutlich besser nachgebildet, obwohl weiterhin eine Überschätzung vorliegt. Wie beim Bucket-Schema ist der RMSE während DJF am größten. Die Verwendung von mIA (ID192) führt zu einer Vergrößerung des RMSEs und zu einer ähnlichen Verteilung wie beim Bucket-Schema, wobei niedrige Werte noch seltener auftreten. ID193 und ID194 verhalten sich – wie bereits bei den Flüssen gesehen – sehr ähnlich und weisen eine Unterschätzung des Oberflächenabflusses gegenüber ERA5 auf. Damit sind diese beiden Infiltrationsschemata in der Lage, den geringen winterlichen Oberflächenabfluss sowohl im Vergleich zu anderen Simulationen als auch den anderen Jahreszeiten am besten zu simulieren. Zwar sind die anderen Jahreszeiten schlechter repräsentiert als bei ID190, jedoch liegt weiterhin eine starke Verbesserung gegenüber dem Bucket-Schema vor, die folglich auf die Verwendung des bodenhydrologischen Schemas statt des Infiltrationsschemas zurückzuführen ist. Insgesamt schneidet das Philip-Schema bezüglich des SRUNOFF geringfügig besser als Green-Ampt ab.

Beim Blick auf die Bodenfeuchte kann das Bucket-Schema aufgrund der fehlenden Information über die Wurzeltiefe nicht vollständig in Relation zu den Simulationen des 5-Layer-Schemas gesetzt werden und wird daher in dieser Betrachtung nicht berücksichtigt. Da sich die Bodenfeuchte in tieferen Schichten stärker zwischen den Simulationen unterscheidet, wird die Feuchte der vierten und damit tiefsten durch ERA5 abgedeckten Schicht betrachtet. Die stärkere Unterscheidung lässt sich vermutlich auf das trägere Verhalten der tieferen gegenüber oberflächennahen Schichten zurückführen, das einerseits durch den geringeren Einfluss der Atmosphäre und andererseits durch die Zunahme der Schichtmächtigkeit mit der Tiefe verursacht wird. Das generelle Verhalten zwischen den Simulationen ist für jede Schicht zu beobachten. Während alle vier Simulationen eine zu geringere Bodenfeuchte im Vergleich zu ERA5 aufweisen (6.32c), zeichnet sich der in ID192 (mIA) sehr hohe Oberflächenabfluss für die mit Abstand trockensten Verhältnisse verantwortlich. Gegenüber dem IA-Schema von ID190 sind ID193 und ID194 feuchter, was auf die höhere Infiltrationsrate zurückzuführen ist. Alle drei Simulationen weisen anders als ID192 die gleiche Verteilung auf. Bei Betrachtung der RMSEs (d) zeigt sich, dass dessen Reduzierung in allen Jahreszeiten gelingt, wobei ID193 (Philip) auch hier etwas besser als Green-Ampt abschneidet.

Ein Blick auf die KDEs der Evapotranspiration (Abbildung 6.32e) verdeutlicht, dass REMO bei geringen Verdunstungen, die bevorzugt während DJF auftreten, zu einer Überschätzung neigt. Während ID01_5 auch im Sommer starke Überschätzungen aufweist, kann besonders hier eine Verbesserung durch das 5-Layer-Schema und nahezu unabhängig von der Wahl des Infiltrationsschemas beobachtet werden. Lediglich mIA ist hiervon auszunehmen, da es von einer Überschätzung bei geringeren Verdunstungen sowie einer Unterschätzung hoher Werte geprägt

ist. Die Verbesserung durch die Einführung des 5-Layer-Schemas zeigt sich auch bei den RMSEs (f), die in jeder Jahreszeit und vor allem während JJA stark reduziert werden können. Green-Ampt weist dabei für das gesamte Jahr geringfügig bessere Werte als Philip auf.

Wie bereits in den Flussdiagrammen (vgl. Abbildung 6.31) ersichtlich, geht die erhöhte Infiltration von ID193 und ID194 vor allem mit einer stärkeren Versickerung und damit, bei Erreichen der Untergrenze des betrachteten Untergrundes, einer erhöhten Drainage einher. Im Vergleich zu ERA5 (nicht gezeigt) liegt dadurch eine Überschätzung vor, die zwar auch bei ID190 auftritt, aber deutlich geringer ausfällt. Der Fehler von Green-Ampt fällt geringer als der von Philip aus. Gegenüber ID01_5 ist jedoch in jedem Fall eine Verbesserung zu konstatieren, da die Drainage durch das Bucket-Schema einerseits stark unterschätzt wird und andererseits eine andere Verteilung als mit der Verwendung des 5-Layer-Schemas aufweist. Die Unterschätzung des Bucket-Schemas geht so weit, dass sogar ID192 eine im Mittel höhere Drainage als ID01_5 aufweist.

Nach der Betrachtung des Flächenmittels soll nun auf die räumliche Verteilung der Differenzen des Oberflächenabflusses eingegangen werden. Hierfür werden lediglich ID01_5, ID190 und ID194 betrachtet, um die beiden bodenhydrologischen Schemata, das IA-Schema und eines der beiden neuen Infiltrationsschemata zu berücksichtigen. ID192 wird nicht weiter in Betracht gezogen, da die genannten Effekte dieser Simulation eine starke Überschätzung von TEMP2 nach sich ziehen (vgl. Abbildung 6.26c), was zu einer deutlichen Verschlechterung des Modells führt (vgl. Abbildung 6.30a). Aufgrund des sehr ähnlichen Verhaltens der hydrologischen Variablen in ID193 und ID194 fiel die Wahl auf letztere, da in dieser die Evapotranspiration und damit die entscheidende Variable für den Energie- und Masseaustausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre geringfügig besser simuliert wird. Dies ist auch der Grund für die Verwendung von ID194 in den späteren Simulationen und bis zum abschließenden Vergleich der am weitesten fortgeschrittenen Entwicklungsschritte von ID208 und ID209 beziehungsweise ID208.0 und ID209.0.

Abbildung 6.33 stellt die Differenzen der genannten Simulationen zu ERA5 dar. Die bereits im zeitlichen Mittel beobachtete Überschätzung durch ID01_5 (a) zeigt sich als Folge einer auch in der Fläche systematischen Überschätzung, die vor allem in den Alpen und an den niederschlagsreichen Luv-Seiten der Mittelgebirge zutage tritt, aber auch im Flachland klar zu erkennen ist. Von der Überschätzung ausgenommen sind lediglich die Ostseite des Schwarzwaldes sowie einzelne Bereiche südlich der Alpen. Unter Verwendung des 5-Layer-Schemas in ID190 (b), das trotz geringerer relativer Mengen eine höhere absolute Wassermenge im Boden ermöglicht, wird der Oberflächenabfluss an jedem Gitterpunkt im Untersuchungsgebiet reduziert. Dies hat deutlich geringere Abweichungen zu ERA5 zur Folge, wobei die Reduzierung der Differenz in den Alpen zwar am stärksten ist, hier aber auch weiterhin die größten Abweichungen auftreten.

6.6 VERGLEICH DER SIMULATIONEN UND VALIDIERUNG

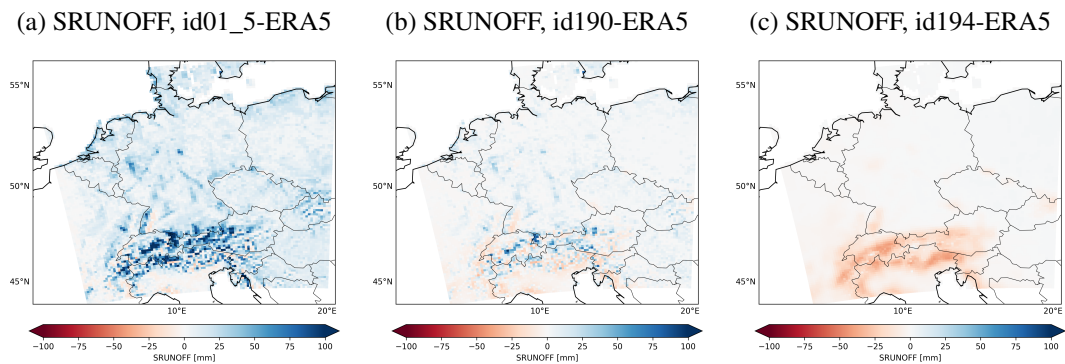


Abbildung 6.33: Differenzen des Oberflächenabflusses [m] von ID01_5 (a), ID190 (b) und ID194 (c) zu ERA5, 2001–2018, GER-11.

Der Wechsel des bodenhydrologischen Schemas führt darüber hinaus zu häufigeren Unterschätzungen, die zusätzlich zu den genannten Gebieten in der Schweiz und in Österreich auftreten. Unter Verwendung des Green-Ampt-Schemas können die Überschätzungen zu ERA5 sowohl im Flachland als auch in den meisten Mittelgebirgen erneut deutlich reduziert werden. Einzig in den Alpen, dem Schwarzwald sowie wenigen weiteren Mittelgebirgsregionen tritt durch die Wahl des Infiltrationsschemas eine Unterschätzung des Oberflächenabflusses auf, da die Hangneigung nicht von Green-Ampt berücksichtigt wird (vgl. Kapitel 5.2.6). Eine Korrektur dieses Effektes kann durch die Berücksichtigung der Cosinusfunktion erreicht werden, wodurch abhängig von der Hangneigung das an der Oberfläche für die Infiltration verfügbare Wasser reduziert und dem Oberflächenabfluss zugerechnet wird. Die Effektivität dieses Vorgehens wurde bereits von Chen und Young (2006) und Cui und Zhu (2017) für das Green-Ampt-Schema gezeigt. Für eine Anwendung in REMO ist jedoch die Kenntnis der Hangneigung, die als neue Variable in die Bodenbibliothek und das Modell integriert werden muss, notwendig, was den Rahmen der vorliegenden Arbeit allerdings überschreitet. Eine Alternative könnte die Verwendung der orographischen Varianz als Grenzwert beziehungsweise perspektivisch als Prädiktor für die Hangneigung sein, was jedoch einer umfassenden Test- und Validierungsphase bedarf.

Da der Boden bei ID193 und ID194 feuchter wird, stellt sich außerdem die Frage, ob dieses Verhalten in den zugrundeliegenden sechs FAO-Texturen (vgl. Abbildung 6.3a) unterschiedlich stark ausgeprägt ist. Abbildung 6.34 stellt die Differenz von WS4 zwischen ID194 und ID190 dar. Während die Bodenfeuchte in dieser Schicht stets entweder gleiche oder höhere Werte aufweist, zeichnet sich dennoch ein gewisses Muster ab, das auf die FAO-Texturen zurückzuführen ist. Dies wird besonders durch Teilabbildung b) verdeutlicht. Hierfür wurde jede Texturklasse als Maske für die anschließend gemittelten Differenzen verwendet. Anhand des Balkendiagramms wird klar, dass die durch das Infiltrationsschema zusätzlich eingebrachte Bodenfeuchte von sandigen

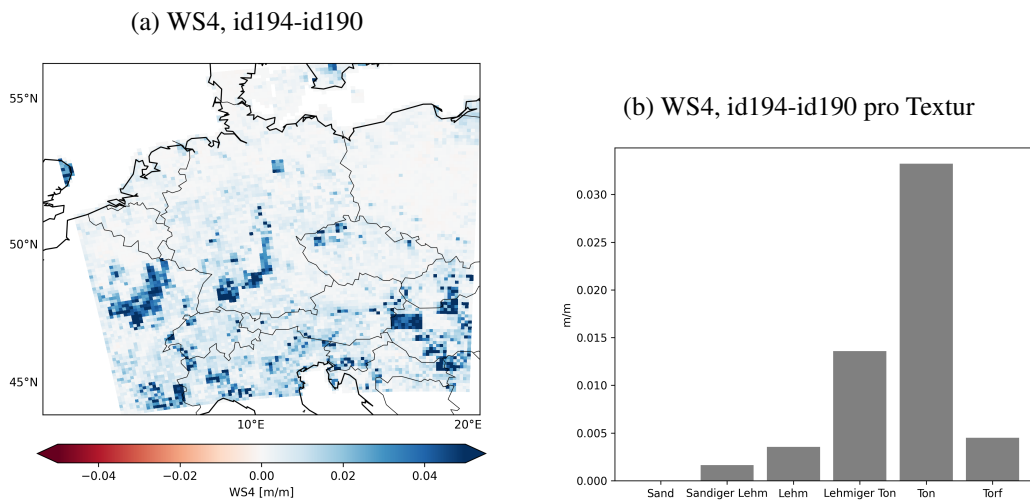


Abbildung 6.34: Differenz der Bodenfeuchte in der vierten Schicht (WS4) [m m^{-1}] zwischen ID194 und ID190 (a) und Betrachtung der Differenzen pro Texturklasse (b), 2001–2018, GER-11.

hin zu tonigen Texturen – wobei Sand im Untersuchungsgebiet nicht vertreten ist (s. Kapitel 6.1.3) – ansteigt. Dies entspricht dem erwarteten Verhalten und ist eindeutig auf die Wahl des Schemas zurückzuführen, das auf der Richards-Gleichung und damit auf den hydrologischen Eigenschaften der einzelnen Texturen basiert.

Zusammenfassend lässt sich bezüglich der in diesem Kapitel untersuchten fünf IDs sagen, dass sich das Bucket-Schema als ungeeignet für die Simulation landoberflächenbezogener Variablen des hydrologischen Kreislaufs herausgestellt hat, was durch die starke Abweichung der Verteilungen und der zugehörigen RMSEs deutlich wurde. Die Einführung des 5-Layer-Schemas führt hierbei stets zu besseren Ergebnissen. Dies zeigt sich einerseits anhand der Verteilungen, andererseits auch am Vergleich des zeitlichen Mittels des Oberflächenabflusses mit ERA5. Ein verändertes und mehr an bodenphysikalischen Eigenschaften orientiertes Infiltrationsschema berücksichtigt zwar keine Hangneigung, führt aber sowohl im Flachland als auch in den meisten Mittelgebirgen bezüglich des Oberflächenabflusses zu den besten Ergebnissen. Die Fehler, die bei Betrachtung des Flächenmittels zu beobachten sind, resultieren größtenteils aus der Alpenregion. Die dortige Unterschätzung des Oberflächenabflusses lässt sich jedoch umgehen, wie für das Green-Ampt-Schema bereits gezeigt wurde (Chen & Young, 2006; Cui & Zhu, 2017). Damit kann insgesamt festgehalten werden, dass die Wahl des bodenhydrologischen Schemas an sich einen stärkeren Einfluss auf die Repräsentation des Oberflächenabflusses als die Wahl des Infiltrationsschemas hat. Während sich IA, Philip und Green-Ampt in der Form dieser Arbeit jedoch weitestgehend ähnlich verhalten, bringen die letzteren beiden ein enormes Potenzial mit, das durch die Berücksichtigung der Hangneigung zukünftig genutzt werden sollte.

6.6.3 Wurzeltiefen

Wie bereits Abbildung 6.26 zeigt, hat die Wahl der im Modell verwendeten Wurzeltiefe einen enormen systematischen Einfluss auf die Interaktion von Landoberfläche und Atmosphäre (ID201, ID202, ID203). Während bei der relativen Bodenfeuchte lediglich geringe Änderungen auftreten, verändert sich die absolute Menge der Bodenfeuchte innerhalb der Wurzelzone sehr stark. Die Unterschiede zwischen den verwendeten Datensätzen wurden bereits in Kapitel 6.1.1 aufgezeigt und machen deutlich, dass dadurch eine mittlere Veränderung der absoluten Bodenfeuchte für GER-11 um den Faktor fünf und für EUR-44 um einen Faktor größer sechs möglich ist, was sich direkt auf die für die Evapotranspiration verfügbare absolute Wassermenge auswirkt. Dies manifestiert sich in der erwähnten Abbildung 6.26, bei der z_{ry} (ID202) als der Datensatz mit der geringsten Wurzeltiefe für Evapotranspiration und Niederschlag die geringsten und für die Temperatur die höchsten Werte aller durchgeführten Simulationen aufweist. Mit Blick auf die Taylor-Diagramme in den Abbildungen 6.29 und 6.30 wird zudem deutlich, dass diese Simulation die größten Abweichungen vom zugrundeliegenden Validierungsdatensatz besitzt. Dieser Aspekt stellt die Relevanz der statischen Randbedingungen, unter denen das Modell läuft, heraus und führt zu dem Schluss, dass auf diese eine ebensolche Aufmerksamkeit wie auf die im Modell repräsentierten und gegebenenfalls parametrisierten Prozesse gerichtet werden sollte. Unter diesen statischen Randbedingungen kann die Wurzeltiefe als besonders einflussreicher Faktor identifiziert werden.

6.6.4 Vergleich von Bodendatensätzen, Pedotransferfunktionen, Schichtung und Parametrisierungen der Wasserrückhaltekurve

Das nachfolgende Kapitel behandelt den Einfluss der unterschiedlichen verwendeten Bodendatensätze auf die Ergebnisse der durchgeführten Simulationen. Dabei wird neben den Texturklassen von FAO (ID203) und SoilGrids (ID204) auch die in SoilGrids vorhandene Korngrößenverteilung genutzt, um einerseits kontinuierliche PTFs verwenden zu können (basierend auf CLM und Clapp-Hornberger in ID205-ID207, basierend auf Rawls und Brakensiek (1985) und van Genuchten in ID208) und andererseits die durch SoilGrids verfügbare vertikale Bodeninformation (ab ID207) zu nutzen. Um diese dreidimensionale Information abzubilden, wird zunächst ein Gitterpunkt nahe Giebelstadt, südlich der unterfränkischen Stadt Würzburg gelegen, aus den Datensätzen selektiert, da dort im Rahmen des BigData@Geo-Projekts (BigData@Geo, 2022a) eine Messstation für Bodenfeuchte (9,95°E, 49,638°N (BigData@Geo, 2022b)) aufgestellt sowie pedologische Untersuchungen durchgeführt wurden. Hierdurch wird eine nachträgliche Evaluation der Validierungsdaten (vgl. Kapitel 3.1.4, 6.1.4), der nach Interpolation in das Modell

einfließenden Daten und der letztendlich simulierten Bodenfeuchte im Überschneidungszeitraum ermöglicht.

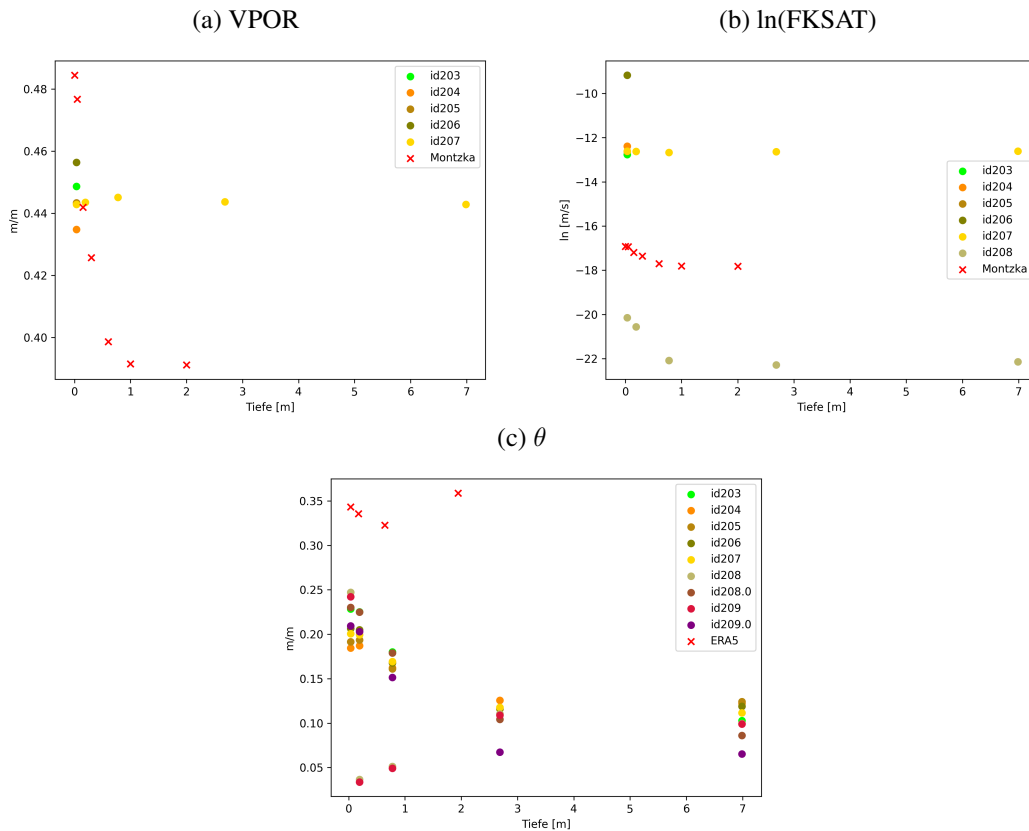


Abbildung 6.35: Porosität (VPOR [m m^{-1}]), Logarithmus der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (FKSAT [m s^{-1}]) und relative Bodenfeuchte (θ_{rz} [m m^{-1}]) der einzelnen Schichten aus den Simulationen ID203–ID208 an einem Gitterpunkt nahe Giebelstadt ($9,95^\circ\text{E}$, $49,638^\circ\text{N}$ (Big-Data@Geo, 2022b)). Dazu sind die Validierungsdaten von Montzka et al. (2017a, 2017b) sowie ERA5 dargestellt. Für die Bodenfeuchte wird das zeitliche Mittel von 2000–2018 betrachtet. Die auf der x-Achse abgetragene Tiefe bezeichnet die mittlere Tiefe zwischen den jeweiligen Schichtgrenzen bei REMO (0,0325 m, 0,192 m, 0,7755 m, 2,683 m, 6,985 m) und ERA5 (0,035 m, 0,175 m, 0,64 m, 1,945 m) beziehungsweise bei den SoilGrids-basierten Montzka-Daten den Wert an der Schichtgrenze (0 m, 0,05 m, 0,15 m, 0,3 m, 0,5 m 1 m, 2 m).

Abbildung 6.35 stellt die Porosität (VPOR, a), den Logarithmus der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (ln(FKSAT), b), vgl. Kapitel 6.1.4) sowie die relative Bodenfeuchte (θ , c) in den Modellschichten dar. Da für die bodenhydrologischen Parameter zudem die auf SoilGrids basierenden Daten von Montzka et al. (2017a, 2017b) (s. Kapitel 6.1.4) und für die Bodenfeuchte die Daten von ERA5 berücksichtigt werden sollen, wird für REMO und ERA5 jeweils die Tiefe

der Schichtmitte angegeben. Die Werte der Montzka-Daten weisen hingegen bereits eine konkrete Tiefe auf. Für die bodenhydrologischen Parameter gilt zudem, dass erst ab ID207 mit der Schicht variierende Werte vorliegen. Für die Porosität wird außerdem auch in den fortgeschritteneren Simulationen die PTF nach Clapp-Hornberger genutzt, da Rawls und Brakensiek (1985) hierfür keine Funktion für die Porosität nach van Genuchten beschreiben.

Bei Betrachtung der obersten Schicht dieser Parameter fällt auf, dass VPOR der einzelnen Simulationen streut und stets geringer als die des Validationsdatensatzes ist. Die Werte der IDs 205 und 207, die auf kontinuierlichen PTFs basieren, bewegen sich zwischen den in ID203 und 204 verwendeten Texturklassen. ID206 weicht davon ab und weist die größte Porosität auf. Die Abweichung lässt sich auf die zunächst durchgeführte Extrapolation der Korngrößenverteilungen aus SoilGrids und die anschließende gewichtete Mittelung zurückführen, die, wie bereits angedeutet (vgl. Kapitel 5.2.9, Haverkamp et al. (1977)), nicht ideal ist. Die hohe Porosität hat die bereits in Abbildung 6.26 gezeigte hohe θ_{rz} zur Folge. Während die Validierungsdaten mit tieferen Schichten eine stete, nicht-lineare Abnahme der Porosität aufweisen, wie beispielsweise von Breil et al. (2018) beschrieben, ist dieser Verlauf bei ID207 nicht zu beobachten. Stattdessen tritt hier zunächst eine Zunahme auf, bevor die Werte fallen und in der tiefsten Schicht am geringsten sind. Zudem ist der abgedeckte Wertebereich deutlich geringer. Dieses Verhalten kann nicht auf die Verwendung von SoilGrids zurückgeführt werden, da dieser Datensatz auch die Grundlage für Montzka et al. (2017a) bildet. Da jedoch zusätzlich zur Interpolation auf die Modellauflösung noch eine, von der Schicht abhängige, vertikale Inter- beziehungsweise Extrapolation der Korngrößenverteilung vorgenommen wird, um den statisch definierten REMO-Schichten Werte zuzuweisen, kann diese Herangehensweise eine Fehlerquelle darstellen. Die Verfügbarkeit vertikaler Informationen ist dennoch als Mehrwert anzusehen, da sowohl die Mittelung der geschichteten Werte (ID206) als auch die ohne Schichtung übliche Verwendung von Werten ohne Tiefenreferenz keine sinnvolle Alternative darstellen. Stattdessen können weitere, gegebenenfalls regionale, PTFs getestet werden, um im Idealfall ein realistischeres Verhalten der Parameter in der Vertikalen zu erhalten.

Für FKSAT liegt eine sehr große Streuung der Werte vor, die sich über mehrere Zehnerpotenzen erstreckt, weswegen der \ln für eine übersichtlichere Darstellung herangezogen wird. Es ist als positiv zu bewerten, dass die IDs 203–205 und 207 in der obersten Schicht trotz der Überschätzung im Vergleich zu den Validierungsdaten ähnliche Werte aufweisen, obwohl sie auf unterschiedlichen Datensätzen beziehungsweise Prozessierungen beruhen. Dies lässt sich darauf zurückführen, dass mit Clapp-Hornberger allen die gleiche Funktion der Wasserrückhaltekurve als Grundlage dient. Die für ID206 angesprochenen Limitierungen gelten hier ebenfalls und zeigen eine stärkere Auswirkung. ID208 mit der Verwendung von van Genuchten als Wasserrückhaltefunktion führt zu einer sehr starken Reduzierung von FKSAT, wie sie beispielsweise auch

von Braun und Schädler (2005) beschrieben wurde. Ein Blick auf das Verhalten von FKSAT in den tieferen Schichten zeigt, dass sich die Validierungsdaten wie bei VPOR durch eine nicht-lineare Abnahme mit der Tiefe auszeichnen. Dieses Verhalten wurde ebenfalls von Breil et al. (2018) beschrieben. Die Leitfähigkeit von ID207 und ID208 verhält sich zumindest vom Verlauf her gleich, auch wenn sich die absoluten Werte stark unterscheiden. ID208 weist eine mit der tiefsten Schicht wieder zunehmende Leitfähigkeit auf. Die bei VPOR genannten Schwächen der Berechnung dieser Werte sind ebenfalls zu berücksichtigen.

Wie bereits in Kapitel 6.1.4 beschrieben, lässt sich festhalten, dass sich die Validierungsdaten bezüglich der bodenhydrologischen Parameter trotz gleicher Ausgangsdatensätze stark unterscheiden. Daher kann lediglich eine dieser Arbeit nachgelagerte Validierung anhand der tatsächlichen Messwerte eine geeignete Einschätzung der Qualität zumindest für oberflächennahe Werte und den betrachteten Gitterpunkt liefern. Aus Modellierersicht kann trotz des für die Porosität nicht zutreffenden vertikalen Verlaufs resümiert werden, dass der Einbau sowie die Verwendung vertikaler Bodeninformationen bereits einen Mehrwert für das Modell darstellen, der mit Blick auf zukünftige Modellentwicklungen auch großes Potenzial bietet.

Die Bodenfeuchte der einzelnen Schichten verhält sich weitestgehend gleich und zeigt mit Ausnahme der in ID208 und ID209 genutzten van Genuchten-Funktion einen mit der Tiefe abnehmenden relativen Anteil, wobei, soweit die verfügbare Tiefe einen Vergleich zulässt, eine Unterschätzung gegenüber den Validierungsdaten von ERA5 vorliegt. Anders als in den Simulationen zeigt sich hierbei für die vierte Schicht eine Zunahme der Bodenfeuchte. Der Verlauf der Bodenfeuchte in den einzelnen Schichten von ID208 und ID209 weicht gänzlich von den anderen simulierten Werten ab. Während die oberste Bodenschicht die größte Feuchte aller Simulationen aufweist, sinkt dieser Wert in der zweiten Schicht auf das erlaubte Minimum θ_r (relativer Residualwasseranteil) ab. Mit der Tiefe erfolgt eine Zunahme, die zwar weiterhin das Minimum aller Simulationen darstellt, jedoch ab der vierten Schicht wieder im unteren Bereich der anderen Simulationen liegt. Dafür zeigt ID209.0 (Clapp-Hornberger und IA-Schema) hier stark verringerte Werte. Dieses Verhalten tritt zwar auch bei ID208.0 (Clapp-Hornberger und Green-Ampt) auf, ist jedoch schwächer ausgeprägt.

Die mit van Genuchten auftretende geringe Bodenfeuchte zeigt sich auch in der bereits angesprochenen Abbildung 6.26 und den über die Prozesskette zwischen Landoberfläche und Atmosphäre gekoppelten Variablen. Da beide van Genuchten verwendenden Simulationen betroffen sind, kann das Infiltrationsschema nach Green-Ampt nicht ursächlich für dieses Verhalten sein, obwohl dies, ohne Berücksichtigung von ID209, möglich gewesen wäre, da die Menge des infiltrierten Wassers bei Green-Ampt eine Funktion von FKSAT ist. Stattdessen lässt sich die niedrige Bodenfeuchte darauf zurückführen, dass das Wasser durch die geringe hydraulische Leitfähigkeit in der obersten Bodenschicht verbleibt und nur sehr langsam versickern kann. In

6.6 VERGLEICH DER SIMULATIONEN UND VALIDIERUNG

der Folge steigt der Oberflächenabfluss und die Evaporation aus unbewachsenem Boden (EB-SOIL) an, während die Bodenfeuchte und die Transpiration (ETRANS) reduziert werden. Dies wird bei der Betrachtung des zeitlichen und räumlichen Mittels der Wasserflüsse von GER-11 in Abbildung 6.36a) und b) ersichtlich. Dabei ist der Anstieg von EB-SOIL nicht in der Lage die Reduzierung von ETRANS auszugleichen, was, erneut auf Abbildung 6.26 rekurrierend, zu einer Verringerung der Evapotranspiration und damit einer Zunahme der Temperaturen und Abnahme der Niederschläge führt. Das Ausmaß dieser Änderungen wird hierbei lediglich durch den Effekt eines Datensatzes mit geringer Wurzeltiefe übertroffen. Anders als in den vorliegenden Simulationen hat die Verwendung von van Genuchten beispielsweise bei Braun und Schädler (2005) eine Zunahme der Bodenfeuchte zur Folge.

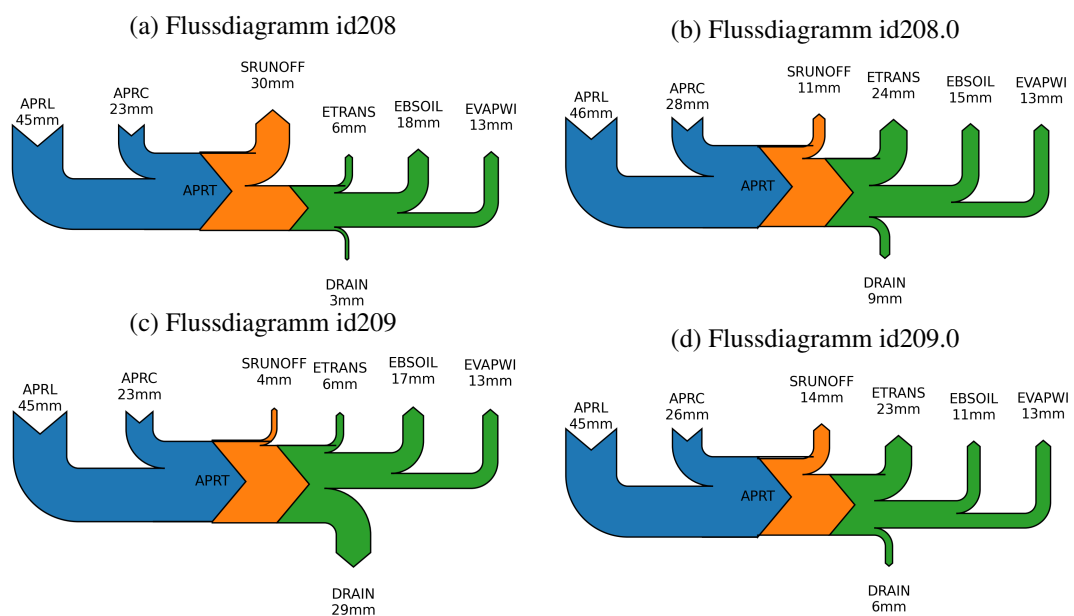


Abbildung 6.36: Flussdiagramme hydrologischer Variablen unter Verwendung verschiedener Funktionen der Wasserrückhaltekurve und PTFs, 2000–2018, GER-11.

Daher stellt sich auch die Frage, warum dieses Verhalten nicht reproduziert werden kann. Diesbezüglich fällt beim Vergleich der Flussdiagramme von ID208 (a) und ID209 (c) der Unterschied des Oberflächenabflusses und der Drainage auf. Während ID208 den durch geringe Infiltration zu erwartenden großen Oberflächenabfluss zeigt, ist dieser bei ID209, verglichen mit ID208.0 und ID209.0, stark reduziert, was zunächst nicht intuitiv erscheint. Ursache hierfür ist das bei ID209 genutzte IA-Schema, das den Ansatz verfolgt die Infiltration in den gesamten Boden, beziehungsweise bei Verwendung des 5-Layer-Schemas in die Wurzelzone, zu erlauben und erst danach das Wasser gegebenenfalls auf die einzelnen Bodenschichten zu verteilen (vgl.

Kapitel 5.2.6). Diese Vereinfachung des für Bucket-Schemata entworfenen IA-Schemas stellte auch den Ausgangspunkt für die Entwicklung des mIA-Schemas sowie die Verwendung von Schemata, die bodenhydrologische Größen berücksichtigen, dar. Die Folge dieses Vorgehens ist, dass zwar grundsätzlich eine große Wassermenge in den Boden gelangt, diese jedoch durch Pflanzen ungenutzt bleibt und stattdessen im langjährigen Mittel vollständig der Drainage zugerechnet wird. ID208.0 und ID209.0 weisen – verglichen mit den Flüssen des ursprünglichen in ID190 verwendeten 5-Layer-Schemas (Abbildung 6.14d) – eine Zunahme des Niederschlags, des Oberflächenabflusses und von EBSOIL und ETRANS auf. In der Folge tritt eine Reduzierung der Drainage und der Verdunstung von Wasser- und Eisflächen auf. Letzteres wird im weiteren Verlauf noch etwas detaillierter erläutert.

Ein weiterer Punkt, der die Reproduzierbarkeit erschwert, liegt in der generellen Konzeption von Klimamodellen begründet, da sie ohne explizite Kopplung kein Grundwasser berücksichtigen (vgl. Kapitel 2.4). Folglich ist der Boden nicht in der Lage das infiltrierte Wasser länger zu halten als es für die Versickerung aus der tiefsten Schicht heraus braucht – geschweige denn das Grundwasser als Speicher zu nutzen und ihm bei Bedarf Wasser durch kapillaren Aufstieg zu entziehen, um es somit wieder für Pflanzen und die Evapotranspiration verfügbar zu machen. Dieser Bedarf tritt verstärkt während trockener Ereignisse zutage (z.B. Gutowski Jr. et al. (2002), York et al. (2002) und Leung et al. (2011)) und stellt durch die Nichtberücksichtigung dieser wichtigen Landoberflächen-Atmosphären-Beziehung eine größere Fehlerquelle innerhalb von Klimamodellen dar, die durch die Kopplung mit hydrologischen Modellen reduziert werden kann (Barlage et al., 2015; Wagner et al., 2016; Furusho-Percot et al., 2022).

Der bereits angesprochene verringerte Fluss von EVAPWI, der bei der Betrachtung von Abbildung 6.36 auffällt, soll nicht unerwähnt bleiben. Dieser beträgt bei den neu dargestellten Flussdiagrammen rund 5 mm, was deutlich über die nahezu konstanten Werte der bisher gezeigten Flüsse von ID01_5 und ID190-194 hinausgeht. Diese Veränderung tritt ab ID201 auf und ist für alle darauf aufbauenden Simulationen konstant. In ID201 wurde die Aktualisierungsfrequenz des Strahlungsschemas für Landoberflächenprozesse angepasst (s. Kapitel 5.2.7), was offenbar auch einen Einfluss auf die dortigen Verdunstungsprozesse hat. Eine Erklärung dafür, dass dieses Verhalten trotz der ausschließlichen Betrachtung von Landpunkten ersichtlich wird, liefert die unterschiedliche Berücksichtigung von Landpunkten innerhalb des Modells. So wird zunächst eine grundsätzliche Differenzierung auf Basis der Land-See-Maske (Variable BLA im Modell) vorgenommen, wobei ein Gitterpunkt der Landmaske zugerechnet wird, wenn mehr als 50 % des Gitterpunktes Land darstellen. Um diese Ungenauigkeit besonders in Küstenregionen auszugleichen, wird der tile approach (vgl. Kapitel 5.1.4, Kotlarski (2007)) verwendet, wonach eine Differenzierung aller Landpunkte in Land-, Wasser- und Eisanteil vorgenommen wird. In der Folge führt auch ein Wasseranteil von beispielsweise 1 % innerhalb eines Pixels dazu, dass eine

6.6 VERGLEICH DER SIMULATIONEN UND VALIDIERUNG

separate Betrachtung für die subskaligen Anteile vorgenommen wird, obwohl der Gitterpunkt der Land-See-Maske aus BLA als Landpunkt definiert ist. Da dieser tile approach für Energieflüsse und damit auch für die Evapotranspiration zwischen Landoberfläche und Atmosphäre verwendet wird, tritt der Unterschied zwischen den Simulationen auf.

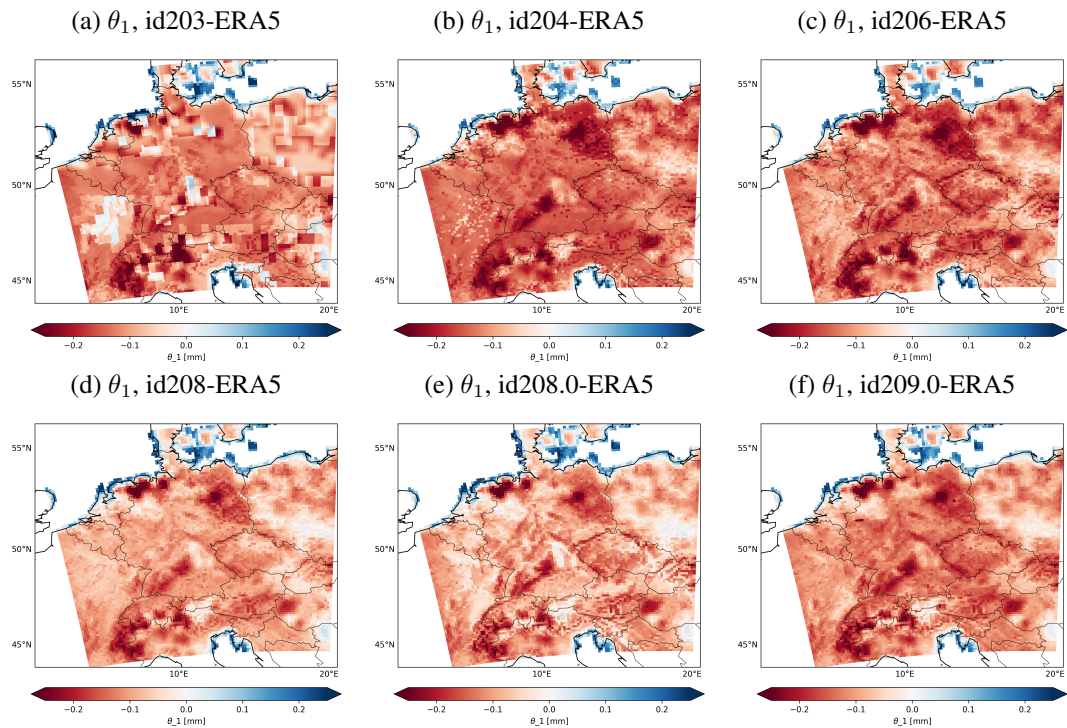


Abbildung 6.37: Differenzen der relativen Bodenfeuchte der obersten Schicht ausgewählter Simulationen zu ERA5 [m m^{-1}], 2000–2018, GER-11. Dargestellt ist die Differenz der IDs 203 (-0,1) (a), 204 (-0,130) (b), 206 (-0,119) (c), 208 (-0,086) (d), 208.0 (-0,082) (e) und 209.0 (-0,09) (f) sowie deren Bias in Klammern.

Nach der punktwisen Betrachtung sowie der Untersuchung von Flussdiagrammen ist auch das Verhalten verschiedener Größen im Raum interessant. Hierfür wird zunächst die relative Bodenfeuchte der obersten Schicht (θ_1) in Abbildung 6.37 berücksichtigt. Hierbei lässt sich bezüglich der räumlichen Verteilung eine deutlich realistischere Repräsentation des Bodens durch den Weg von ID203 (a) hin zu ID204 (b) beobachten, da die bereits mehrfach angesprochenen Kacheln des FAO-Datensatzes nicht länger deutliche Kanten in den Daten hervorrufen. Die sandigen Bereiche Norddeutschlands (vgl. Abbildung 6.3), besonders in Brandenburg und an der Nordseeküste, werden trockener, was den Fehler im Vergleich zu ERA5 sowohl in diesen Regionen als auch im Flächenmittel von $-0,1 \text{ m m}^{-1}$ auf $-0,13 \text{ m m}^{-1}$ erhöht. Zurückzuführen ist dies auf die höhere gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Sandes, der bei FAO noch als Lehm

klassifiziert war. Hierzu sei jedoch angemerkt, dass ERA5 ebenfalls auf den fünf FAO-Texturen basiert (Balsamo et al., 2009; Hersbach et al., 2020), wodurch auch im Validierungsdatensatz kein Sand repräsentiert wird. Folglich lässt sich die Zunahme des Fehlers auf die Verwendung eines neuen Bodendatensatzes zurückführen, der sich nun von dem der Validierungsdaten unterscheidet. Dies ist bei der Bewertung des Fehlers der Bodenfeuchte zu berücksichtigen. Der hohe Fehler in den südwestlichen Alpen sowie in der Schwäbischen Alb bleibt bestehen.

Während die Verwendung der PTFs von CLM5 in ID205 kaum einen Einfluss hat und daher nicht gezeigt wird, ist eine Abnahme des Fehlers durch die Berücksichtigung der Anteile von Sand und Ton (ID206, c), $-0,119 \text{ m m}^{-1}$) statt von Texturklassen zu beobachten. Die Berücksichtigung mehrerer Bodenschichten in ID207 hat keinen ersichtlichen Einfluss auf die Bodenfeuchte, weswegen auf die Kartendarstellung verzichtet wird. Mit der Verwendung der Wasserrückhaltefunktion nach van Genuchten (ID208, d) nimmt der Fehler flächig ab. Allerdings hat sich durch die vorangegangene Betrachtung in Giebelstadt (vgl. Abbildung 6.35c) sowie die Wasserflüsse (vgl. Abbildung 6.36a), c) gezeigt, dass das Wasser einerseits in den tieferen Bodenschichten nicht gut simuliert werden kann und andererseits abhängig vom verwendeten Infiltrationsschema zu große Werte für Oberflächenabfluss beziehungsweise Drainage aufweist. Dies ist auch der Grund für die Nichtberücksichtigung der Karte von ID209. ID208.0 (Abbildung 6.37e) führt durch die Verwendung von Clapp-Hornberger sowie die PTF-basierte Berücksichtigung des Residualwassers θ_r zu einer systematischen Verbesserung gegenüber ERA5 und im Vergleich zu den vorherigen Simulationen. Mit ID209.0 (f) und der Verwendung des IA statt des Green-Ampt-Schemas für die Infiltration ist eine erneute flächige Zunahme des Fehlers zu verzeichnen, die sich auch im Flächenmittel durch die Vergrößerung des Bias von $-0,082 \text{ m m}^{-1}$ auf $-0,09 \text{ m m}^{-1}$ widerspiegelt. Jedoch liegen beide Werte unter dem Bias, den ID190 ($-0,103 \text{ m m}^{-1}$) für θ_1 aufweist.

Der nächste Betrachtungsschritt bezieht sich auf den Austausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre und damit auf die Wärmeflüsse und die Evapotranspiration. Da letztere lediglich eine wasserbezogene Größe der latenten Wärme und diese wiederum das Gegenstück der sensiblen Wärme ist, sind die in der Fläche auftretenden Muster gleich, sodass wie bereits in den vorherigen Abbildungen die Evapotranspiration in Augenschein genommen wird. Hierfür werden die IDs 01_5, 190, 206, 208, 208.0 und 209.0 in Abbildung 6.38 gezeigt. Zwar weist das Bucket-Schema in ID01_5 in weiten Teilen des Gebietes eine Unterschätzung und in Gebirgsregionen eine Überschätzung auf, im Vergleich zum 5-Layer-Schema (ID190) fällt jedoch besonders die Unterschätzung geringer aus. Dieses Verhalten wurde bereits in Kapitel 6.5 erläutert, soll im Zuge der Modellentwicklung jedoch noch einmal hervorgehoben werden. Mit der Betrachtung von ID206 erfolgt ein großer Sprung, sodass hier bereits das Green-Ampt-Schema für die Infiltration berücksichtigt wird. Außerdem wird nicht länger auf die Textur von FAO für die

6.6 VERGLEICH DER SIMULATIONEN UND VALIDIERUNG

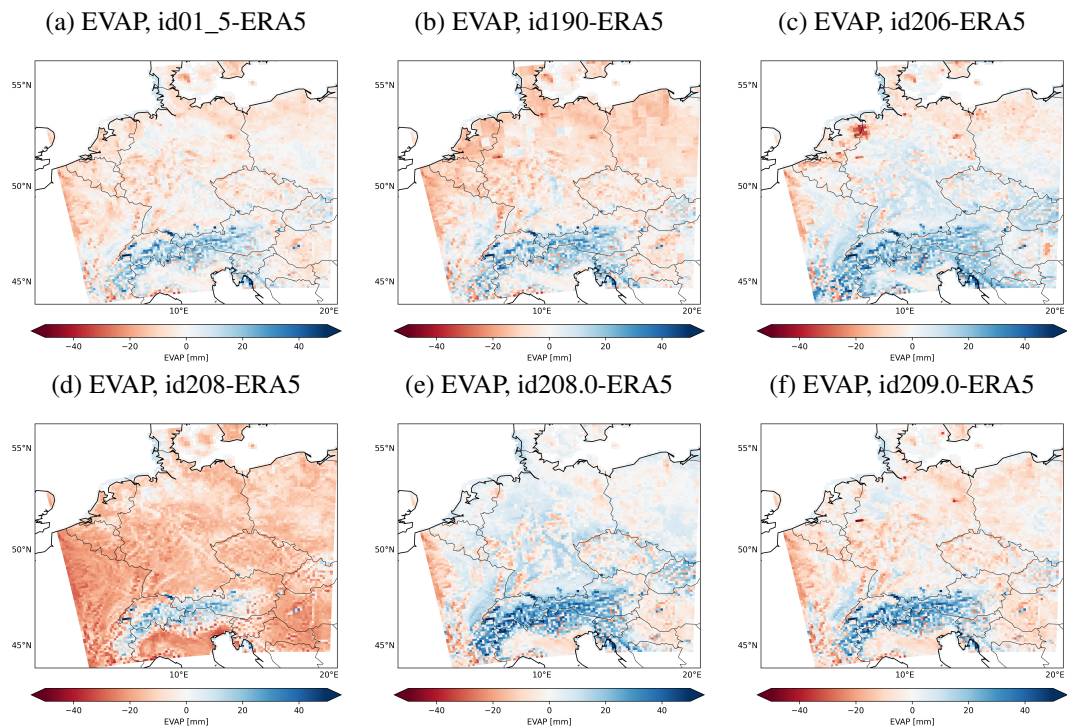


Abbildung 6.38: Differenzen der Evapotranspiration ausgewählter Simulationen zu ERA5 [m m^{-1}], 2000–2018, GER-11. Dargestellt ist die Differenz der IDs 01_5 (-1,391) (a), 190 (-2,879) (b), 206 (3,321) (c), 208 (-12,08) (d), 208.0 (3,536) (e) und 209.0 (-1,253) (f) sowie deren Bias in Klammern.

bodenhydrologischen Eigenschaften zurückgegriffen, sondern über die Korngrößenverteilung von SoilGrids anhand von PTFs vermittelt. Zudem wird die gemittelte Wurzeltiefe von iMOVE verwendet. Diese Änderungen führen zu dem bereits mehrfach beobachteten Verschwinden der durch die grobe Auflösung von FAO verursachten Kanten. Die Werte zeigen mit Ausnahme des Nordens und Westens nun eine Überschätzung gegenüber ERA5 und sind generell höher als bei ID190, was zu einer Reduzierung des Fehlers besonders im Norden führt. Neben den bereits von θ_1 und vorherigen IDs bekannten markanten urbanen Gebieten, wird EVAP an einzelnen Punkten, jedoch besonders in einer Akkumulation im Nordwesten Deutschlands, stark unterschätzt. Zurückzuführen ist dies auf die Verwendung der Wurzeltiefe aus iMOVE, deren Berechnung nicht wie die zuvor in REMO sowie in ERA5 verwendete Wurzeltiefe auf der Feldkapazität von FAO, sondern auf HWSD basiert (vgl. Kapitel 3.1.1 und 6.1.1). Hierdurch zeigt sich erneut, dass bei der Validierung von Modellen mit Hilfe anderer auf Modellen basierten Daten, also auch Reanalysen, stets die zugrundeliegende Datenbasis berücksichtigt werden sollte. Die Verwendung von van Genuchten (ID208) führt, wie bereits durch die Boxplots

(vgl. Abbildung 6.26) und die Flussdiagramme (vgl. Abbildung 6.36) gezeigt, zu einer starken Abnahme der Verdunstung gegenüber ID206, wodurch mit Ausnahme der Alpen eine flächige Unterschätzung im Vergleich zu ERA5 auftritt. Allerdings wird der angesprochene Fehler im Nordwesten Deutschlands durch die Einführung des Residualwassers reduziert, wie auch bei ID208.0, die auf Clapp-Hornberger basiert, demonstriert wird. Diese ID weist insgesamt eine leichte Unterschätzung gegenüber ERA5 auf, zeigt jedoch besonders in den sandigen Bereichen Norddeutschlands und Polens nur sehr geringe Differenzen. Dahingegen tritt bei ID209.0, die das IA-Schema statt Green-Ampt für die Infiltration nutzt, erneut eine Überschätzung in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes sowie eine starke Präsenz der urbanen Gitterpunkte auf.

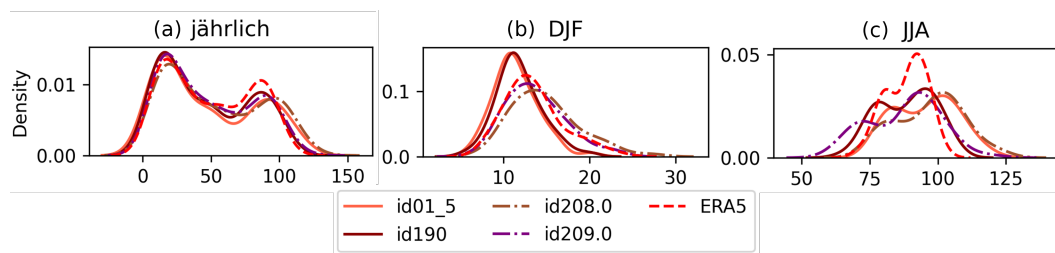


Abbildung 6.39: Kerndichteschätzer der Evapotranspiration von ID01_5, ID190, ID208.0 und ID209.0 sowie ERA5 auf Basis des Flächenmittels der monatlichen Werte von 2000–2018 für alle Zeitschritte (a), DJF (b) und JJA (c), GER-11.

Für die Evapotranspiration als maßgeblicher Prozess des Wassertransfers von der Landoberfläche in die Atmosphäre soll zudem anhand von KDEs ein Blick auf die Verteilung der Flächenmittel geworfen werden (vgl. Abbildung 6.39). Basis für diese Betrachtung sind die monatlichen Werte des Zeitraums 2000–2018 für GER-11, wodurch die Untersuchung des gesamten Zeitraums (a) als auch der einzelnen Jahreszeiten (b, c) ermöglicht wird. Der Übersichtlichkeit halber werden mit dem Bucket- (ID01_5) und 5-Layer-Schema (ID190) lediglich die beiden ursprünglichen bodenhydrologischen Schemata sowie mit ID208.0 und ID209.0 die finalen Entwicklungsschritte dargestellt. ERA5 bildet die Referenz. Grundsätzlich sind alle Simulationen in der Lage die bimodale Verteilung der jährlichen Werte von ERA5 nachzubilden (a), jedoch fällt auf, dass ID190 und ID209.0 besonders bei höherer Verdunstung eine deutliche Verbesserung gegenüber ID01_5 zeigen. Diese Simulation und ID208.0 neigen zur Überschätzung hoher Werte, was vermutlich auf die höhere Bodenfeuchte in den Simulationen zurückzuführen ist. Bei der Betrachtung von DJF fällt auf, dass beide ursprünglichen Schemata eine Unterschätzung von EVAP aufweisen. Die KDEs der beiden weiterentwickelten Simulationen zeigen eine Überschätzung von EVAP, sind der Verteilung von ERA5 jedoch deutlich ähnlicher. Maßgeblich für diese Änderung ist die Berücksichtigung des Residualwassers ab ID208, da die Verteilungen der IDs zwischen dieser und ID190 zu weiten Teilen letzterer ähneln (nicht gezeigt). Mit Blick auf JJA

(c) zeigt sich ein diffuseres Bild, bei dem besonders hohe EVAP-Werte durch die Simulationen überschätzt werden, wobei ID190 und ID209.0 jedoch besser abschneiden. Bei niedrigen Werten zeigen diese beiden Simulationen allerdings eine Unterschätzung, während ID01_5 und ID208.0 hier näher an der ERA5-Verteilung liegen. Insgesamt erstreckt sich die Verteilung aller Simulationen auf einen größeren Wertebereich als die Validierungsdaten. Während ID209.0 in der jährlichen und winterlichen Betrachtung die KDEs von ERA5 am besten nachbildet, ist ihre Performance im Sommer durch den größeren Wertebereich nicht so gut wie die von ID190. Die Verwendung von van Genuchten in ID208 und ID209 (nicht gezeigt) führt durch die hohe Bodenfeuchte in der obersten Schicht während DJF zu einer Überschätzung der Werte, jedoch spiegeln sich während JJA die darunterliegenden sehr trockenen Schichten wider, sodass es hier zu einer starken Unterschätzung von EVAP kommt, die nur durch die geringe Wurzeltiefe in ID202 unterboten wird.

Bezüglich der Evapotranspiration lässt sich zusammenfassend sagen, dass die Verwendung des 5-Layer-Schemas zunächst zu trockeneren Verhältnissen und damit einer Erhöhung der Differenz zu ERA5 führt. Durch die einzelnen Entwicklungsschritte können jedoch einerseits Fragmente zugrundeliegender statischer Daten von FAO eliminiert werden. Andererseits werden Fehler, die während einzelner Entwicklungsschritte erst Einzug in das Modell finden (vgl. ID206 in Abbildung 6.38c), mit fortlaufender Entwicklung ebenfalls reduziert. Dies hat zur Folge, dass der Bias von ID209.0 ($-1,253$ mm) zwar nur geringfügig kleiner als bei ID01_5 ($-1,391$ mm) ist, das Modell nun aber sowohl bezüglich der Repräsentation im Raum, der auf der Zeitreihe basierenden Verteilung als auch der zu simulierenden Prozesse klare Verbesserungen zeigt. Mit Blick auf die Verteilungen tritt die Verbesserung vor allem während der Wintermonate auf, während ID190 (Bias: $-2,879$ mm) im Sommer am besten abschneidet.

Nachfolgend wird die TEMP2 betrachtet. Da manche Entwicklungsschritte oder Datensätze in den vorherigen Untersuchungen bereits als Quelle eines systematischen Fehlers (Berücksichtigung von van Genuchten in ID208 und ID209, Verwendung der Wurzeltiefe nach Yang et al. (2016b) in ID202) identifiziert wurden oder nur einen geringen Einfluss auf die Temperatur haben (ID205, ID206, ID207), werden zunächst nur die ursprünglichen IDs des Bucket- und 5-Layer-Schemas sowie ID209.0 als finalen Entwicklungsschritt für das zeitliche Mittel der gesamten Untersuchungsperiode untersucht (vgl. Abbildung 6.40). ID208.0 wird hier nicht abgebildet, da sie aufgrund der höheren Bodenfeuchte und Verdunstung eine flächige Unterschätzung der Temperatur aufweist. Neben der gesamten Zeitreihe wird auch der Fehler für die Sommermonate JJA – um ausgewählte Simulationen erweitert – dargestellt, da hier die größten Diskrepanzen in den Verteilungen der Evapotranspiration auftraten. Als Referenz dient E-OBS.

Wie bereits in Kapitel 6.4 herausgestellt, unterschätzt REMO bei Verwendung des Bucket-Schemas (vgl. Abbildung 6.40a) die TEMP2 in weiten Teilen von GER-11. Eine Überschätzung

6.6 VERGLEICH DER SIMULATIONEN UND VALIDIERUNG

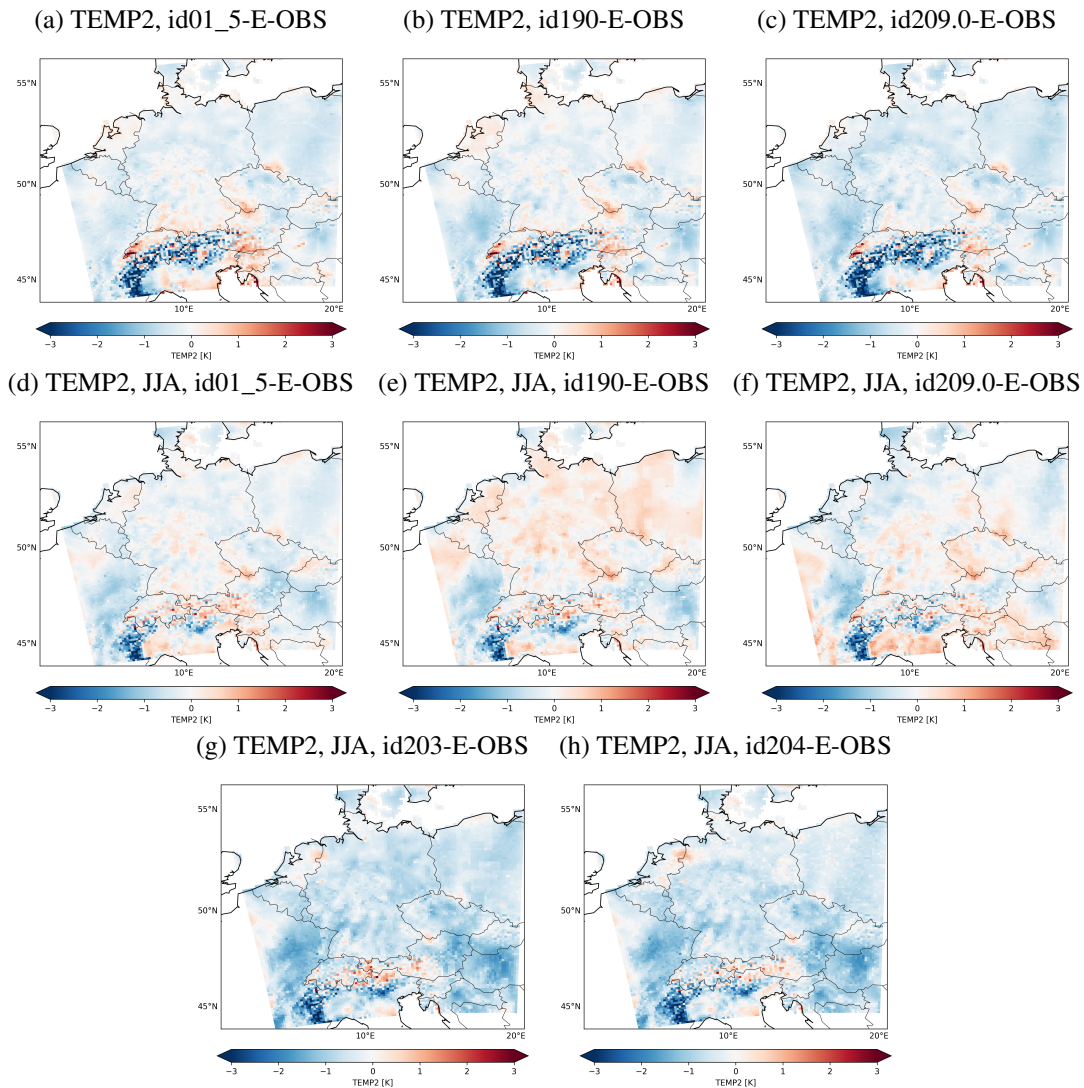


Abbildung 6.40: Differenzen der 2-Meter-Temperatur ausgewählter Simulationen zu E-OBS [K], 2000–2018, GER-11. Die obere Zeile stellt die mittlere Differenz der gesamten Zeitreihe, die unteren von JJA dar.

tritt lediglich nördlich und südlich der Alpen sowie in Mittelgebirgslagen wie dem Bayerischen Wald oder an der Polnisch-Tschechischen Grenze auf. Durch die Verwendung des 5-Layer-Schemas (b) können die Überschätzungen nördlich und südlich der Alpen reduziert werden. Zudem weist besonders der Norden von GER-11 einen geringeren negativen Fehler auf, zuvor vereinzelt auftretende positive Fehler werden durch die Erwärmung jedoch verstärkt. In ID209.0 (c) lässt sich besonders im nördlichen Bereich wieder eine Abkühlung beobachten. Zudem wird der Bias in den angesprochenen Mittelgebirgen reduziert. Das Flächenmittel des Fehlers

nimmt im Vergleich zum Bucket-Schema ($-0,25$ K) in ID190 ($-0,293$ K) beziehungsweise ID209.0 ($-0,433$ K) zu. Zwar gibt es auch Simulationen, die eine deutliche Bias-Reduzierung gegenüber ID01_5 erreichen (z.B. ID192 ($0,02$ K) oder ID208 ($0,018$ K)), jedoch konnte in vorangegangenen Betrachtungen gezeigt werden, dass der Wasserkreislauf und das Bodenwasser in diesen Simulationen nicht gut repräsentiert wurden, sodass durch den geringen Bias von TEMP2 nur eine scheinbare Verbesserung des Modells erreicht wurde.

Mit Fokus auf die TEMP2 während JJA (d) zeigt sich, dass der geringe Fehler von ID01_5 weiter Bestand hat, teilweise reduziert wird und lediglich in den Mittelgebirgen ein positives Vorzeichen bekommt. Die durch die Einführung des 5-Layer-Schemas generelle Erwärmung des Modells führt während JJA (e) anders als während der gesamten Zeitreihe zu einer großräumigen Überschätzung von TEMP2. Dieser systematische Fehler kann im Laufe der Modellentwicklung reduziert werden, sodass die Muster und Größenordnungen der Fehler in ID209.0 (f) denen des Bucket-Schemas wieder sehr ähnlich sind. Dies mag auf den ersten Blick nicht als Fortschritt erkennbar sein, jedoch lässt sich konstatieren, dass der durch das 5-Layer-Schema eingeführte Fehler durch die Verwendung einer realistischeren Wurzeltiefe (ID203, g) sowie der SoilGrids-Daten (ID204, h) reduziert werden konnte. Die Nutzung des IA-Schemas statt des Green-Ampt-Schemas eliminiert dessen kalten Bias zwar und erscheint damit vorteilhaft, jedoch sollte berücksichtigt werden, dass besonders hydrologische Variablen hiermit an Simulationsgüte verlieren. Da die hohe Qualität von REMO bezüglich der Simulation von TEMP2 allerdings bereits durch das Taylor-Diagramm in Abbildung 6.30 belegt und in einen Kontext zu den anderen Simulationen gesetzt wurde, kann die Reproduktion der Bias-Muster bei Verwendung besserer Daten und realistischerer Prozesse als Mehrwert betrachtet werden. Die Simulation der sommerlichen Temperatur wird am Beispiel der heißen Sommer 2003 und 2018 in Kapitel 6.7 genauer untersucht.

Bei der Betrachtung des Gesamtniederschlags APRT zeigen sich bei den meisten Simulationen nur geringfügige Änderungen der Differenzen zu E-OBS, wobei die räumliche Verteilung dieser unverändert ist. Lediglich die bereits anhand der Boxplots in Abbildung 6.26 identifizierten sehr trockenen Simulationen (ID191, ID192, ID202, ID208, ID209) kristallisieren sich heraus. Abbildung 6.41 stellt wie bereits für die Temperatur die räumliche Verteilung der Differenzen zu E-OBS von ID01_5, ID190 und ID209.0 dar. Da, Abbildung 6.22 folgend, der stärkste relative Unterschied zwischen den bodenhydrologischen Schemata während JJA auftritt, liegt der Fokus auf der Abbildung der Differenzen absoluter Werte.

Wie bereits in Kapitel 6.5 ersichtlich, führt das 5-Layer-Schema zu einer Reduzierung des Niederschlags im Vergleich zum Bucket-Schema. Da beim Niederschlag in den Gebirgslagen Konvektion durch die Orographie erzwungen und dieser Prozess maßgeblich für den dortigen Niederschlag ist, gibt es dort auch nur geringe Unterschiede zwischen den Simulationen. In flacheren Regionen existiert dieser vorherrschende Prozess nicht, weswegen Änderungen in

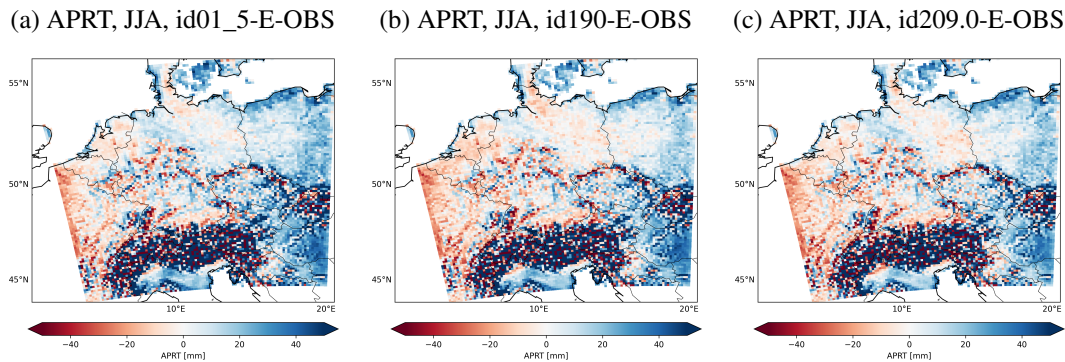


Abbildung 6.41: Differenzen des Niederschlags ausgewählter Simulationen zu E-OBS [mm] der Monate JJA, 2000–2018, GER-11.

der Bodenhydrologie hier einen stärkeren Einfluss auf den Niederschlag haben. Folglich ist die Verringerung des Niederschlags, die mit der Nutzung des 5-Layer-Schemas einhergeht, vor allem im Norden von GER-11 ersichtlich (vgl. Abbildung 6.41b). Mit im Osten zunehmender Kontinentalität führt dies zu einer Abnahme des Fehlers. Im Westen ist hingegen eine Zunahme zu konstatieren. Über die Modellentwicklung hin zu ID209.0 wurde erreicht, dass der Bias in Polen ebenfalls geringer als in ID01_5 ist. Gleichzeitig wird der mit ID190 gestiegene trockene Bias in Norddeutschland und den Niederlanden reduziert. Lediglich Brandenburg, das in dieser Darstellung die Übergangszone zwischen dem ozeanischen und kontinental geprägten Teil des nördlichen GER-11 repräsentiert, haftet der durch ID190 eingeführte trockene Fehler weiter an.

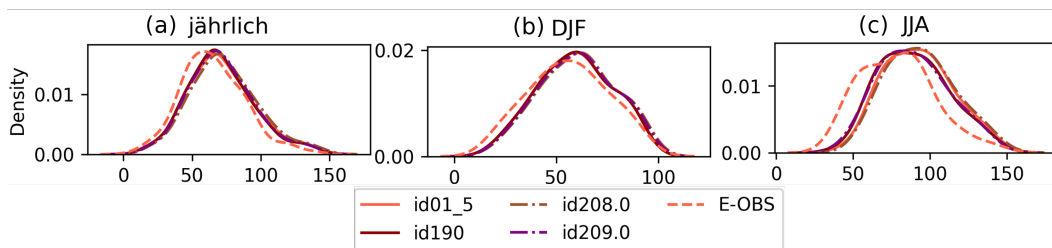


Abbildung 6.42: Kerndichteschätzer des Niederschlags von ID01_5, ID190, ID208.0 und ID209.0 sowie E-OBS auf Basis des Flächenmittels der monatlichen Werte von 2000–2018 für alle Zeitschritte (a), DJF (b) und JJA (c), GER-11.

Ein Blick auf die KDEs von APRT (vgl. Abbildung 6.42) sowie Kapitel 6.4 zeigt, dass REMO – wie die meisten Klimamodelle in den Mittleren Breiten – zur Überschätzung des Niederschlags neigt. Dies tritt bei allen gezeigten Simulationen sowohl jährlich (a) als auch saisonal (b, c) auf, wobei SON (nicht gezeigt) die beste Übereinstimmung aller Simulationen mit E-OBS aufweist. Aus dieser Perspektive ist die mit dem 5-Layer-Schema verbundene Reduzierung des

Niederschlags positiv zu bewerten. In DJF ist der Unterschied zwischen den Simulationen gering, da ID01_5 und ID190 sowohl bei niedrigeren als auch bei höheren Niederschlägen näher an der Verteilung von E-OBS liegen. Während JJA zeigt sich ein stärkerer Unterschied, der durch eine bessere Repräsentation der E-OBS-Verteilung durch die beiden genannten Simulationen auftritt. Sowohl ID01_5 als auch in stärkerem Ausmaß ID208.0 weisen hier höhere Werte auf. Aufgrund der höher aufgelösten Daten kann daraus gefolgert werden, dass ID209.0 diejenige Simulation ist, die den Niederschlag am besten abbildet.

Zusammenfassend lässt sich zur Verwendung der im Vergleich zu FAO höher aufgelösten SoilGrids-Daten sowie der dadurch zur Verfügung stehenden Details bezüglich der Korngrößenverteilung und Schichtung festhalten, dass ein Mehrwert entsteht. Einerseits gelingt dies durch die schier bessere Auflösung, wodurch die gekachelten Fragmente eliminiert werden können. Andererseits macht sich in der Betrachtung der Fläche besonders die Berücksichtigung von Sand, der bei FAO weder in EUR-44 noch in GER-11 als Textur auftritt, im Norden Deutschlands bemerkbar, da hierdurch eine deutliche Reduzierung des Verdunstungsfehlers sowohl in der Fläche als auch mit Blick auf die KDEs gelingt. Beim Vergleich der Bodenfeuchte mit ERA5 als Validierungsdatensatz wird ein generelles Problem der Modellvalidierung ohne das Vorhandensein von tatsächlich beobachteten Daten deutlich, da sowohl REMO als auch ERA5 auf FAO-Texturklassen zurückgreifen, was bei der Einführung eines anderen Datensatzes nahezu zwangsläufig zur Erhöhung des Fehlers führt. Zwar gelingt keine Verbesserung der simulierten Temperatur gegenüber ID01_5, jedoch kann der durch das ursprüngliche 5-Layer-Schema systematisch erhöhte Bias im Zuge der Modellentwicklung reduziert werden. Dies ist unter Berücksichtigung der bezüglich des Bodens verbesserten Realitätstreue als Mehrwert einzuordnen ist. Eine ähnliche Feststellung lässt sich für den Niederschlag machen. Die Verwendung der Parametrisierung der Wasserrückhaltekurve nach van Genuchten statt Clapp-Hornberger führte zu einem starken systematischen Fehler und wurde daher wieder verworfen. Es konnte gezeigt werden, dass die vertikale Bewegung des Bodenwassers durch eine geringe hydraulische Leitfähigkeit in den entsprechenden Simulationen nur sehr langsam war, was sich negativ auf alle betrachteten Variablen mit Ausnahme von θ_1 ausgewirkt hat. Die Untersuchung, ob dieses Verhalten der bei hydrologischen Modellen bevorzugten Parametrisierung auf die Struktur wie beispielsweise die Schichtmächtigkeit des 5-Layer-Schemas oder nicht berücksichtigte unterirdische hydrologische Prozesse wie das Grundwasser zurückzuführen ist, liegt allerdings nicht im Rahmen der vorliegenden Arbeit.

6.6.5 Überarbeitung der Richards-Gleichung

Ein weiterer angestrebter Entwicklungsschritt war die in Kapitel 5.2.9 angesprochene Überarbeitung der Richards-Gleichung. Hierfür wurde der in Bonan (2019) bereitgestellte Algorithmus in REMO eingebaut und getestet.

In der ursprünglichen Version des Algorithmus sowie mit dem für das jeweilige Untersuchungsgebiet verwendeten Zeitschritt und der Schichtmächtigkeit von REMO divergierte die Matrixsaugspannung $|\psi|$ zwischen den Iterationen sehr stark. So wurden abhängig vom Untersuchungsgebiet innerhalb der ersten 2–5 Iterationen Differenzen im Bereich von 10^{235} im Vergleich zur vorherigen Iteration erreicht, was zum Abbruch des Modells führte. Die Divergenz trat in einer Schicht auf, in der $\theta < \theta_r$ war, weswegen $|\psi|$ hier in Orientierung an Bonan (2019) auf einen Defaultvalue von $1 \cdot 10^4$ m gesetzt wurde. Feuchtere Schichten zeigten eine Konvergenz der Werte, die bereits innerhalb der ersten Iterationen zum Erreichen des Konvergenzkriteriums ($1 \cdot 10^{-8}$ m) führte.

Tabelle 6.5: Lösungsansätze für auftretende Divergenzen bei Verwendung der modifizierten Picard-Iteration. Zudem ist die Matrixsaugspannung $|\psi|$ nach 100 Iterationen angegeben. 5LAYER bezeichnet die Schichtmächtigkeiten des 5-Layer-Schemas.

*Nach 10000 Iterationen noch kein Erreichen des Konvergenzkriteriums, aber keine weitere Divergenz von $|\psi|$.

Region	Zeitschritt [s]	Schichtmächtigkeit [m]	Korrekturfaktor	$ \psi $
EUR-44	240	5LAYER	-	$1,66 \cdot 10^7$ m
EUR-44	10	5LAYER	-	$1,50 \cdot 10^7$ m
EUR-44	10	0,01	-	*
EUR-44	10	0,01	Ja	*
GER-11	240	5LAYER	-	$8,56 \cdot 10^{12}$ m
GER-11	10	5LAYER	-	$1,43 \cdot 10^{12}$ m
GER-11	10	0,01	-	$9,97 \cdot 10^{14}$ m
GER-11	10	0,01	Ja	*

Um die Divergenz besser handhaben zu können, wurden einige Schritte unternommen, die in Tabelle 6.5 mit dem Wert von $|\psi|$ nach einem Maximum von 100 Iterationen aufgeführt sind. Zunächst wurde der Zeitschritt Δt händisch von 240 s (EUR-44) beziehungsweise 60 s (GER-11) auf 10 s verringert. Dieses Δt wird auch bei Bonan (2019) verwendet. Da das Modell in der trockenen Schicht weiterhin divergierte, wurde auch die Schichtmächtigkeit händisch auf 0,01 m reduziert, wie dies im Beispiel von Bonan (2019) der Fall war. Die Divergenz konnte dadurch zwar verlangsamt werden, eine Konvergenz der Werte, wie sie bei den feuchteren Schichten eintrat, war bei der trockenen Schicht jedoch weiterhin nicht zu beobachten. Daher wurde eine

Korrekturgröße nach Zha et al. (2017) eingebaut, die $|\psi|$ bei großen Differenzen zwischen zwei Iterationen auf einen von der Textur abhängigen, trockenen Wert setzt – die Iteration wird für die betreffende Schicht also sozusagen neu gestartet, der neu definierte trockene Wert gilt als neuer Ausgangspunkt. Diese Korrektur führte dazu, dass das Modell nicht mehr bis zum durch das Auftreten sehr großer Zahlen forcierten Abbruch divergierte, sondern dies nur noch in dem durch die Korrekturgröße und der damit eingeführten Bedingung für zu große Differenzen zwischen den Iterationen erlaubten Bereich tat. Somit erfolgte ein Stopp des Modells, da die Anzahl der maximal möglichen Iterationen erreicht wurde. Die Vergrößerung des Zeitschritts sowie der Schichtmächtigkeiten auf die Ausgangswerte führte ebenfalls nicht zum Erreichen des Konvergenzkriteriums, obwohl neben den 10^2 auch $>10^4$ Iterationen in den Versuchen zugelassen wurden.

Aufgrund des beschriebenen Verhaltens wurde von einer Überarbeitung der Richards-Gleichung im Rahmen der vorliegenden Arbeit abgesehen. Dennoch sei, wie bereits in Kapitel 5.2.9 angesprochen, darauf verwiesen, dass die Verwendung der gemischten statt der feuchtebasierten Form zu einer verbesserten Simulation der Bodenfeuchte führen kann. Entsprechend könnte dies ein – wenn auch nicht primäres – Ziel der weiteren Modellentwicklung sein.

6.7 Auswirkungen der Simulationen auf Hitzeereignisse am Beispiel der Sommer 2003 und 2018

Da sich durch die Berücksichtigung des 5-Layer- statt des Bucket-Schemas die stärksten Änderungen atmosphärischer Größen aufgrund des Einflusses auf die Evapotranspiration in den Sommermonaten zeigen, sollen nachfolgend die Simulationen der Hitzesommer 2003 und 2018 untersucht werden. In beiden Jahren traten sowohl extreme Hitze als auch Dürre in der betrachteten GER-11-Region auf (z.B. Garcia-Herrera et al. (2010), Vogel et al. (2019), Dirmeyer et al. (2021)), wobei 2018 das zweit- und 2003 das dritttrockenste Sommerhalbjahr in Europa und 2018 das trockenste in Mitteleuropa im Zeitraum 1901–2018 war (Hänsel et al., 2022). Zudem konnte gezeigt werden, dass durch eine realistischere Bodenhydrologie eine verbesserte Simulation solcher Ereignisse möglich ist (Macleod et al., 2016).

Der Analyse liegen entgegen der bisherigen Betrachtung Daten mit täglicher statt monatlicher Auflösung zugrunde, um einerseits eine detailliertere Untersuchung zu ermöglichen und andererseits weiterhin mit einer ausreichend großen Stichprobe und einer damit einhergehenden Signifikanz der Ergebnisse arbeiten zu können. Neben der 2-Meter-Temperatur wird zusätzlich deren Minimum und Maximum betrachtet, da Klimamodelle im Allgemeinen zwar gut dazu in der Lage sind die mittlere Temperatur zu simulieren, jedoch dazu neigen die tägliche Temperaturspanne (Daily Temperature Range (DTR)), also die Differenz zwischen minimaler und maximaler Temperatur, zu unterschätzen (Kapitel 6.4, Lindvall und Svensson (2015), Wang und Clow (2020) und Top et al. (2021)). Dieses Verhalten ist für REMO in Abbildung 6.11 gezeigt. Mit einer realistischeren Simulation der Bodenfeuchte ist hingegen eine Verbesserung zu erwarten (Zhang et al., 2009).

Zunächst soll die räumliche Verteilung der Temperaturdifferenzen zu E-OBS während der Sommermonate der Jahre 2003 und 2018 betrachtet werden (vgl. Abbildung 6.43). Dabei zeigt ID01_5 (a) im Sommer 2003 im Vergleich zu JJA der gesamten Zeitreihe (vgl. Abbildung 6.40) eine stärkere Überschätzung in den Gebieten, die zuvor nur von leicht höheren Werten geprägt waren. Mit der Verwendung des 5-Layer-Schemas (b) steigt die Überschätzung der Temperatur sowohl in der Amplitude als auch der räumlichen Ausdehnung und nimmt weite Teile von GER-11 ein. Mit ID209.0 (c) wird die Temperatur in den meisten Regionen wieder gesenkt, sodass das Muster der Differenzen dem des Bucket-Schemas entspricht. Da die Abkühlung jedoch stärker ausfällt als die mit dem 5-Layer-Schema eingetragene Erwärmung, nimmt der negative Bias in der Fläche zu. Ausgenommen davon sind Bereiche in Frankreich, die Po-Ebene sowie auf dem Balkan, die eine weitere Erwärmung erfahren. Für den Sommer 2018 treten andere Differenzmuster auf, die Unterschiede zwischen Bucket- (d) und 5-Layer-Schema (e) sind jedoch die gleichen. Interessant ist der Blick auf die Differenzen von ID209.0 (f) zu E-OBS. Die für

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

2003 beschriebene Abkühlung gegenüber ID190 tritt hier nur noch in der nördlichen Hälfte von GER-11 auf. Die südliche Hälfte zeichnet sich hingegen durch eine weitere Erwärmung aus, wovon zuvor nur die genannten wärmeren Regionen außerhalb Deutschlands betroffen waren. Dieses Verhalten resultiert in diesen Gebieten in einer Minderung des Fehlers.

In der Literatur findet aktuell noch eine Diskussion über die Randbedingungen der Hitzewellen statt (z.B. Liu et al. (2020b)), jedoch ist klar, dass neben atmosphärischen Blocking-Situationen (Paeth & Pollinger, 2019; Kautz et al., 2022) auch ein weiträumiges Bodenfeuchtedefizit für die Reduzierung der latenten Wärme und damit die hohen Temperaturen verantwortlich war (Garcia-Herrera et al., 2010; Dirmeyer et al., 2021). Die unterschiedlichen Randbedingungen in den beiden Jahren haben zur Folge, dass in den Simulationen verschiedene Muster zutage treten.

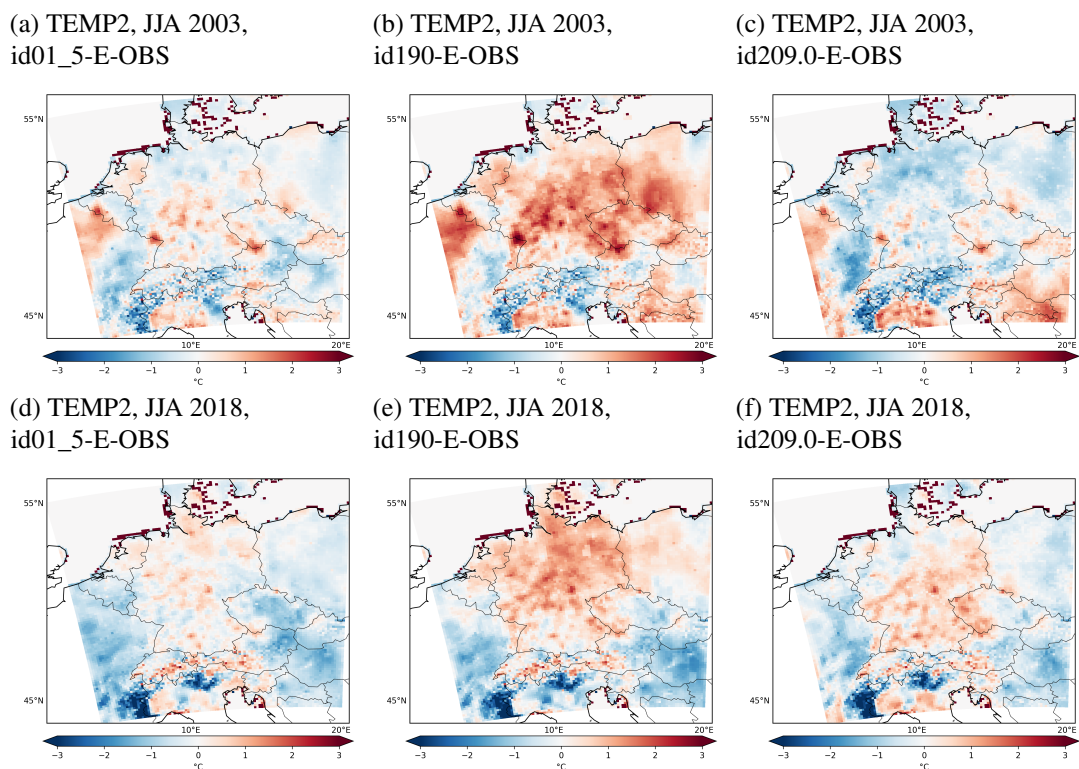


Abbildung 6.43: Differenzen der 2-Meter-Temperatur zu E-OBS während der Sommer 2003 (obere Zeile) und 2018 (untere Zeile) [°C] ausgewählter Simulationen, GER-11.

Die Zeitreihen von TEMP2 und E-OBS in Abbildung 6.44 zeigen, dass alle Simulationen den Verlauf der täglichen Temperaturen beider Sommer gut abbilden können (a, b). Die Differenzen zu E-OBS machen jedoch Unterschiede deutlich, die vor allem während der heißeren Phasen auftreten. Allgemein neigen ID01_5 und ID209.0 in beiden Sommern zur Unterschätzung (c, d), wobei diese bei ID01_5 und besonders während des Sommers 2018 stärker ausfällt als bei

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

ID209.0. Dagegen zeigt ID190 im Sommer 2003 eine deutliche Überschätzung, die während der heißen Phasen Mitte Juli und Anfang August auftritt. Dieses Verhalten wiederholt sich jedoch nicht während der Hitzewelle 2018, hier ist der Verlauf dem von ID209.0 deutlich ähnlicher.

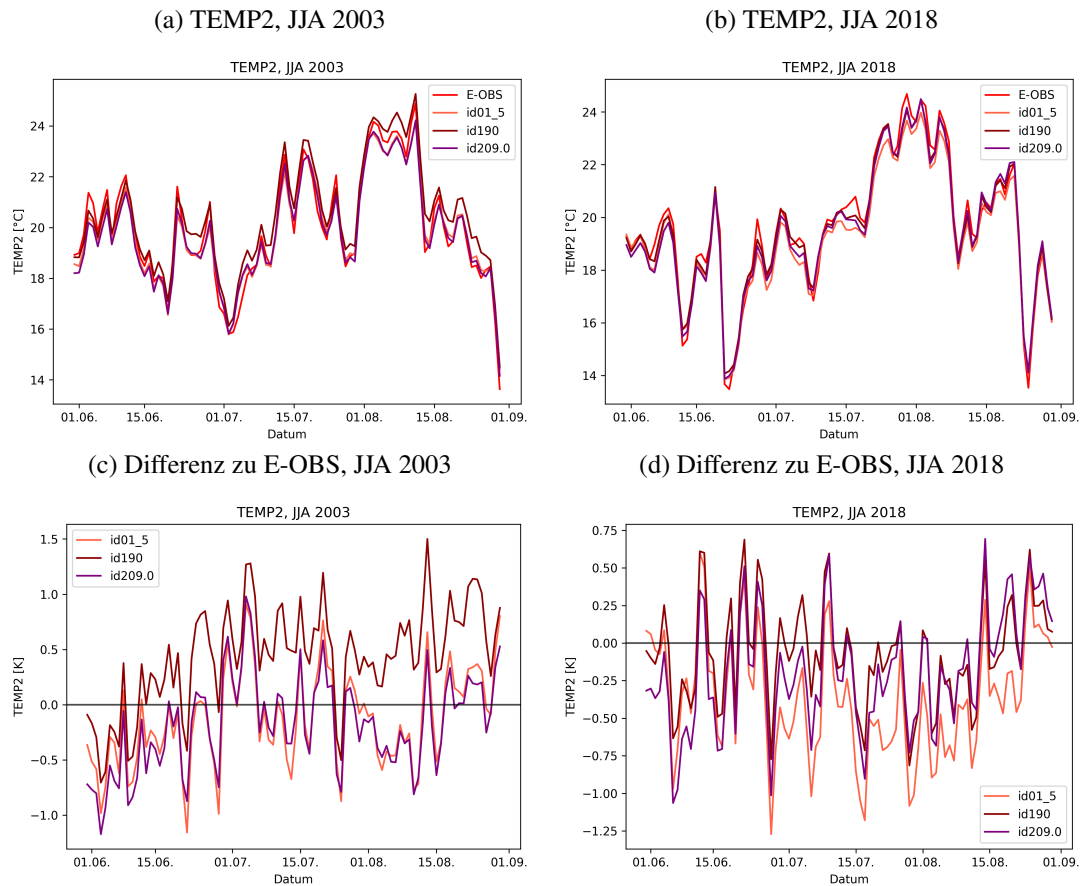


Abbildung 6.44: Zeitreihen der absoluten Werte (a, b) sowie der Differenzen (c, d) von TEMP2 in ausgewählten Simulationen zu E-OBS in den Sommern 2003 (a, c) und 2018 (b, d), GER-11.

Tabelle 6.6: RMSE der Temperaturzeitreihen während der Sommer 2003 und 2018 zu E-OBS.

	TEMP2		T2MIN		T2MAX	
	2003	2018	2003	2018	2003	2018
01_5	0,45	0,54	1,01	0,94	0,73	1,24
190	0,63	0,35	1,23	1,0	0,62	1,02
209.0	0,47	0,43	0,41	0,72	0,82	0,95

Dieser Aspekt wird genauer anhand der in Tabelle 6.6 dargestellten RMSEs der Zeitreihen zu E-OBS untersucht. Dabei fällt auf, dass bezüglich TEMP2 der Wechsel vom Bucket- auf das 5-

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

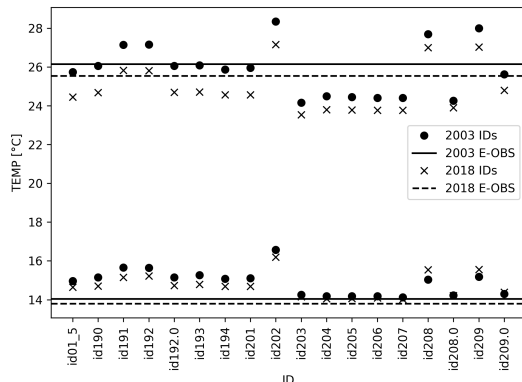
Layer-Schema lediglich für 2018 eine Verbesserung auftritt, während die Qualität für den Sommer 2003 abnimmt. Das Verhalten des RMSEs von ID209.0 im Vergleich zum Bucket-Schema ist konsistenter und führt 2003 zu einer leichten Verschlechterung, 2018 zu einer Verbesserung. Damit ist ID209.0 die einzige der drei untersuchten IDs, die die TEMP2 in beiden Hitzesommern mit ähnlicher Güte darstellt. Zwar weisen die beiden anderen IDs in einzelnen Sommern geringere RMSEs auf, jedoch ist deren Verhalten nicht konsistent. Neben der TEMP2 ist auch der RMSE von T2MIN und T2MAX dargestellt. Besonders für erstere ergibt sich durch die Verwendung von ID209.0 eine deutliche Verbesserung gegenüber ID01_5 und ID190, die in beiden Jahren auftritt, wobei ID190 die höchsten RMSEs aufweist. Diese ID scheint insgesamt besser für die Simulation von T2MAX geeignet zu sein, was durch die – bei Betrachtung der drei Simulationen – hier vorherrschenden, trockensten Verhältnisse erklärt werden kann.

Unter Berücksichtigung dieses Verhaltens und der eingangs angesprochenen generellen Problematik von Klimamodellen die DTR zu unterschätzen lohnt ein Blick auf Abbildung 6.45, die entgegen dem Fokus dieses Kapitels aufgrund der interessanten Ergebnisse um alle durchgeführten Simulationen erweitert ist. Die Abbildung bezieht sich auf das räumliche und zeitliche Mittel der täglichen Extremtemperaturen der Simulationen in den Sommern 2003 und 2018 und vergleicht diese mit E-OBS. In Teilabbildung a) sind die absoluten Werte dargestellt. Lediglich fünf Simulationen (ID191, ID192, ID202, ID208, ID209), die bereits in den vorangegangenen Analysen der gesamten Zeitreihe als zu warm und zu trocken identifiziert und deswegen nicht weiter berücksichtigt wurden, zeigen eine Überschätzung beider Extremtemperaturen. Während die sonstigen IDs zwischen ID01_5 und ID201 T2MAX von 2003 gut simulieren können, weisen sie für die T2MAX in 2018 deutlich zu niedrige sowie für die T2MIN in beiden Jahren zu hohe Werte auf. Dahingegen sind die IDs ID203 bis ID207 sowie ID208.0 gut darin T2MIN in beiden Sommern zu simulieren, zeigen jedoch eine starke Unterschätzung von T2MAX. Einzig ID209.0 liegt für beide T2MIN und die T2MAX 2018 näher an E-OBS als ID01_5 und ID190. Die T2MAX 2003 liegt nur leicht darunter.

Dieses Verhalten wird in Abbildung 6.45b) in Form der mittleren DTR beider Sommer genauer dargestellt. Hier zeigt sich, dass diese von nahezu allen Simulationen deutlich unterschätzt wird. Während die Einführung des 5-Layer-Schemas eine Verbesserung gegenüber dem Bucket-Schema darstellt, weisen viele der weiteren Entwicklungsschritte eine ähnliche oder größere Distanz zur durch E-OBS repräsentierten Referenzlinie der DTR auf. Fünf der sechs Simulationen, die näher als das Bucket-Schema an der durch E-OBS vorgegebenen DTR liegen, wurden durch vorherige Analysen als zu warm und zu trocken eingestuft. Lediglich auf ID209.0 trifft diese Einstufung nicht zu, sodass die Vergrößerung der DTR zusammen mit den anderen positiven Effekten dieser Simulation eine klare Verbesserung darstellt. Interessant ist darüber hinaus, dass ID203 und damit die Nutzung der Wurzeltiefe aus iMOVE die schlechteste Simulation der DTR ist. Dieser Fehler

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

(a) T2MIN und T2MAX, 2003 und 2018, JJA



(b) Mittlere DTR, 2003 und 2018, JJA

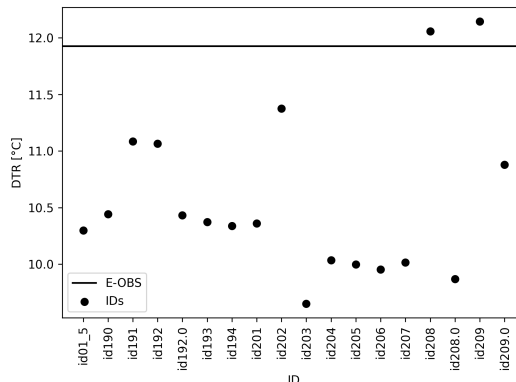


Abbildung 6.45: Minimale und maximale 2-Meter-Temperatur der Simulationen (a) und mittlere DTR (b) im Vergleich zu E-OBS während der Sommer 2003 und 2018, GER-11.

kann durch die Verwendung von SoilGrids ab ID204 sowie den Wechsel des Infiltrationsschemas von Green-Ampt auf das IA-Schema jedoch mehr als ausgeglichen werden.

Da durch die Verwendung von ID209.0 besonders die T2MIN sinkt und damit verglichen mit ID01_5 und ID190 verbessert wird, ist die räumliche Verteilung der Differenz dieser Variable zu E-OBS für die Sommer 2003 und 2018 in Abbildung 6.46 dargestellt. Während allen Simulationen eine Unterschätzung der T2MIN in den Alpen gemein ist, treten ansonsten zu hohe Werte auf. Es ist jedoch deutlich, dass ID190 in beiden dargestellten Jahren die stärkste Überschätzung und ID209.0 die geringste Abweichung von E-OBS aufweist. Nur in dieser Simulation treten flächige negative Differenzen außerhalb der Alpen auf. Beim Blick auf die Differenzen von ID209.0 zeigt sich während des Sommers 2003 durch die flächige Reduzierung der Temperatur ein Dipol positiver und negativer Anomalien in Norddeutschland, dessen Grenze an den bereits von SoilGrids bekannten, sandigen Bereichen zu ziehen ist. Beim Vergleich der Differenzen von ID203 und ID204 für den Sommer 2003 (nicht gezeigt), fiel jedoch auf, dass dieses Differenzmuster bereits in ID203 enthalten ist. Ursächlich hierfür ist die Verwendung der Wurzeltiefe aus iMOVE z_{ri} statt der ursprünglichen Tiefe z_{rh} , da iMOVE bereits auf die Bodendaten von HWSD zurückgreift. Da diese, ebenso wie SoilGrids und im Unterschied zu den ursprünglich verwendeten FAO-Daten, Sand im Norden von GER-11 in gleicher räumlicher Verteilung repräsentieren (Ziegler, 2022), tritt bereits hier das ansonsten erst durch die Verwendung von SoilGrids beobachtete Muster auf. Damit profitieren die Simulationen durch die von z_{ri} genutzte Bodeninformation aus HWSD. Dass diese Beobachtung erst an dieser Stelle der Arbeit gemacht wird, liegt an der expliziten Betrachtung der T2MIN zu einem extrem heißen, trockenen und spezifischen Zeitpunkt, da weder die Differenz des zeitlichen Mittels (2000–2018) zwischen ID201 und ID203, noch der

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

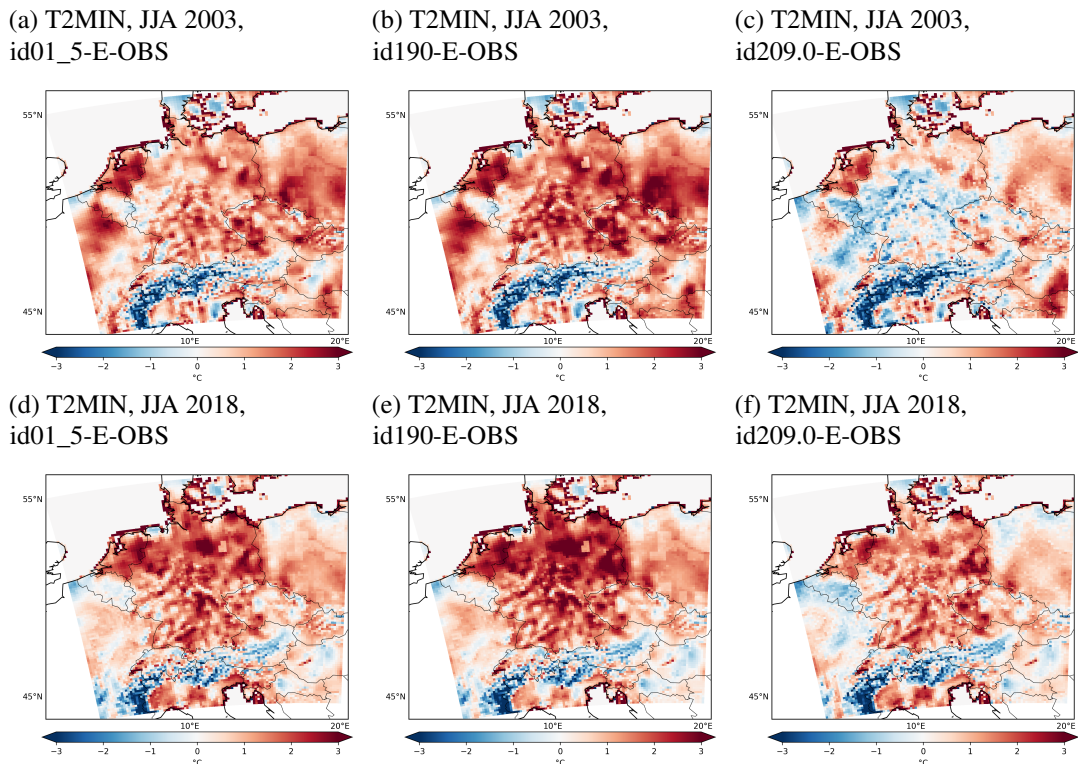


Abbildung 6.46: Differenzen von T2MIN zu E-OBS während der Sommer 2003 (obere Zeile) und 2018 (untere Zeile) [°C] ausgewählter Simulationen, GER-11.

Sommermonate (2000–2018) dieser IDs dieses Muster zeigten. Auch die Differenz des Sommers 2018 zu E-OBS lässt nicht auf diesen frühen Einfluss sandigen Bodens auf die Simulationen schließen.

Dass der Sommer 2018 dies nicht zeigt, liegt an den unterschiedlichen Bodenfeuchteanomalien beider Jahre. Während die Bodenfeuchte der obersten Schicht in 2003 höher als in 2018 ist, zeigt sich in der dritten Schicht ein deutliches Defizit in den sandigen Böden Norddeutschlands (vgl. Abbildung 6.47). In Süddeutschland herrscht hingegen, mit Ausnahme einiger Gebiete in Bayern, Hessen und Baden-Württemberg, ein konträres Bild. Bei der Betrachtung der Differenzkarten sollte zusätzlich berücksichtigt werden, dass beide Schichten die Differenz von θ und nicht der absoluten Bodenfeuchte darstellen. Folglich fallen Unterschiede in der tieferen Schicht aufgrund ihrer circa 14-fachen Mächtigkeit auch ungefähr um diesen Faktor stärker ins Gewicht. Diese geringere Wasserverfügbarkeit wirkt sich auf die Verdunstungsleistung von Pflanzen und damit in dem gezeigten Maße auf die Simulation der Temperaturen aus.

Zum Abschluss dieses Kapitels wird mit Hilfe einer ANOVA untersucht, ob sich die Anomalien der drei im Fokus stehenden Simulationen (ID01_5, ID190, ID209.0) der Sommer 2003 und

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

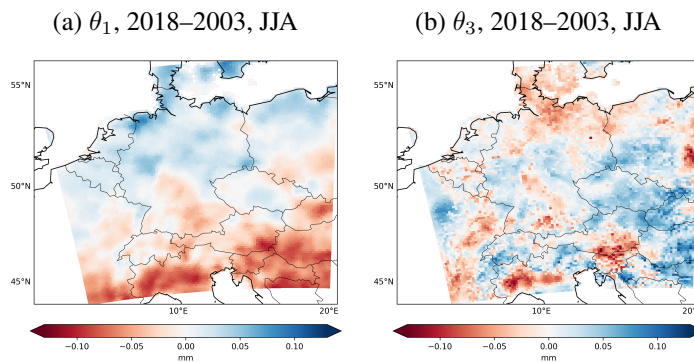


Abbildung 6.47: Differenz der Bodenfeuchte in der obersten (a) und dritten (b) Schicht zwischen den Sommern 2018 und 2003 in ID209.0, GER-11.

2018 hinsichtlich ihrer räumlichen Verteilung sowohl untereinander als auch in den einzelnen Jahren signifikant voneinander unterscheiden. Hierfür wird eine zweifaktorielle ANOVA durchgeführt. Der erste Faktor wird durch die beiden Sommer (jeweils 92 Tage), der zweite durch die drei Simulationen definiert. Die Betrachtung der Anomalien zu E-OBS eliminiert den ansonsten dominierenden Faktor des zeitlichen Verlaufs und damit dessen Autokorrelation. Zudem kann damit sichergestellt werden, dass die Bedingung der Normalverteilung erfüllt wird. Vorab sei darauf verwiesen, dass der Analyse durch die Betrachtung täglicher Daten eine große Stichprobe ($n = 2 * 3 * 92 = 556$) zugrunde liegt, wodurch quasi jeder Unterschied signifikant ist.

Auf Basis der Quadratsummen kann die Erklärte Varianz berechnet werden (vgl. Kapitel 4.1.5). Diese ist für die TEMP2 in Abbildung 6.48 dargestellt. Hierbei zeigt sich, dass die unterschiedlichen Hitzesommer als Faktor 1 für Varianzen von 10 bis 25 % verantwortlich sind. Die größten Werte treten einerseits in den Alpen und andererseits in den zuvor beschriebenen sandigen Bereichen Norddeutschlands mit starken Unterschieden in der simulierten Bodenfeuchte beider Sommer auf. Faktor 2 stellt die IDs dar, die Erklärte Varianzen von mehr als 30 % aufweisen, wobei diese im Norden von GER-11 geringer als im Süden sind. Die höchsten Werte entfallen auf die Interaktion beider Faktoren. Ein Erklärungsansatz hierfür ist, mit Verweis auf die zeitlichen Anomalien in Abbildung 6.44, das beschriebene, unterschiedliche Verhalten von ID01_5 und ID190 in beiden Sommern sowie die dargestellte Neigung zur Überschätzung (ID190 in 2003) beziehungsweise Unterschätzung (ID01_5 in 2018) der Temperatur.

Um festzustellen, welche der IDs sich voneinander unterscheiden, kann ein Post-Hoc-Test durchgeführt werden. Da im vorliegenden Kontext jedoch die räumliche Verteilung der Erklärten Varianzen eine Rolle spielt, wird stattdessen eine einfaktorielle ANOVA mit der Simulation als Faktor 1 durchgeführt. Statt wie zuvor drei IDs als Gruppen dieses Faktors zu definieren, werden

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

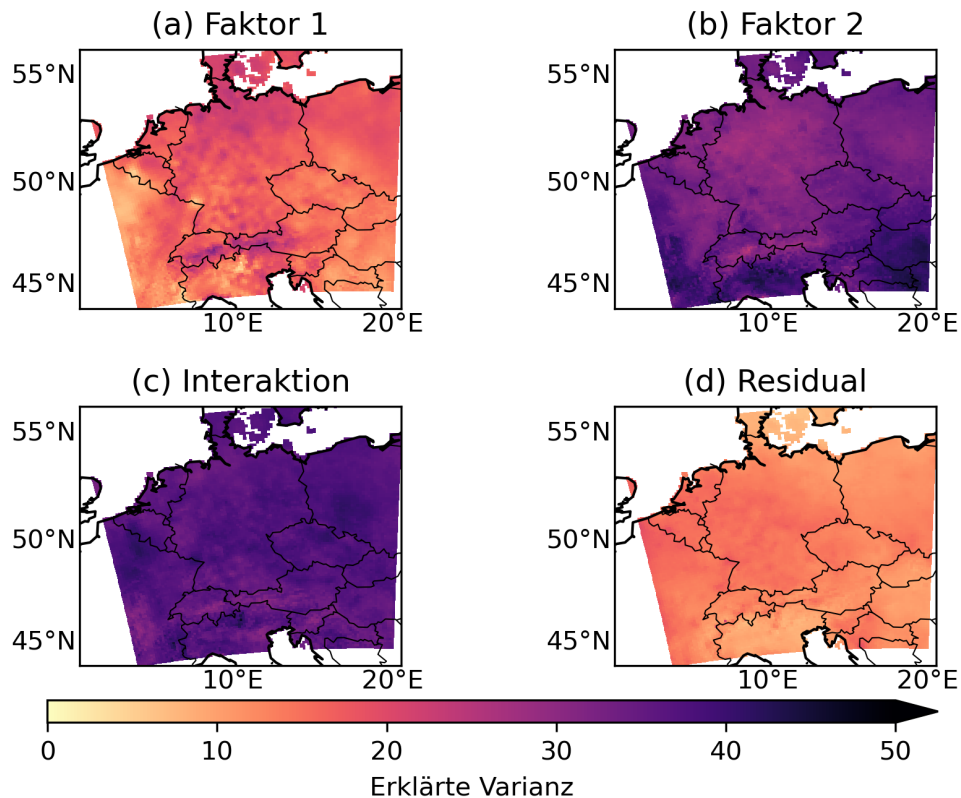


Abbildung 6.48: Erklärte Varianzen der zweifaktoriellen ANOVA der TEMP2. Faktor 1 (a) stellt die Sommer 2003 und 2018, Faktor 2 (b) die drei IDs ID01_5, ID190, ID209.0 dar. In (c) ist der Interaktionseffekt und in (d) die restliche Varianz enthalten. Basis der Berechnung ist die gitterpunktweise Betrachtung der Zeitreihe der Anomalien zu E-OBS.

jeweils nur zwei IDs betrachtet. Mit dieser t-Test-ähnlichen Herangehensweise lassen sich die einzelnen Erklärten Varianzen wie in Abbildung 6.49 darstellen.

Durch diese Betrachtung wird deutlich, dass der Schritt von ID01_5 zu ID190 (a) einen geringeren Einfluss auf die Simulation der TEMP2 in den betrachteten Sommern hat als die nachfolgenden und in ID209.0 (b) zusammengetragenen Entwicklungsschritte. Darüber hinaus sind nicht nur die absoluten Werte der Erklärten Varianz beim Vergleich mit ID209.0 höher, sondern auch deren Ausdehnung. ID01_5 und ID190 unterscheiden sich im Norden und Nordosten von Deutschland am stärksten, wohingegen weite Teile um die Alpen herum keine Veränderungen aufweisen. Besonders diese Regionen, aber auch der Rest des Untersuchungsgebietes, verzeichnen deutlich größere Unterschiede durch die Verwendung von ID209.0 (sowohl gegenüber ID190 als auch gegenüber ID01_5, wobei letzteres in Teilabbildung c) einer Akkumulation der Erklärten Varianzen aus a) und b) entspricht) als dies zuvor der Fall war. Dieses Verhalten ist in dieser Art

6.7 AUSWIRKUNGEN DER SIMULATIONEN AUF HITZEEREIGNISSE AM BEISPIEL DER SOMMER 2003 UND 2018

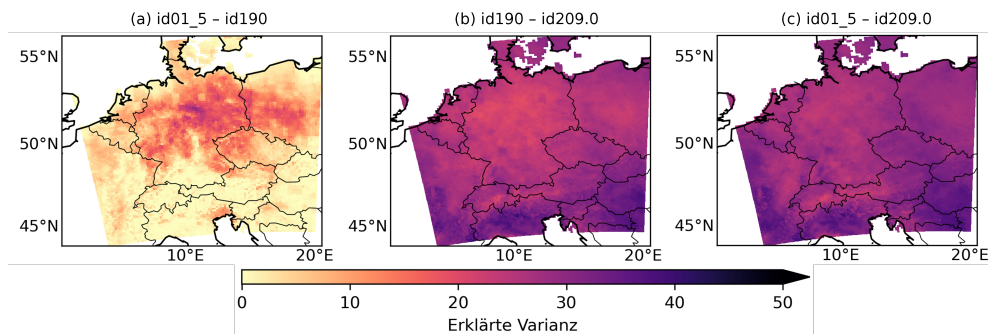


Abbildung 6.49: Erklärte Varianzen der einfaktoriellen ANOVA der TEMP2 in den Sommern 2003 und 2018. Der betrachtete Faktor ist die Simulation, dabei werden immer nur zwei IDs verglichen. (a) stellt die Erklärten Varianzen der ANOVA auf Basis von ID01_5 und ID190 dar, (b) von ID190 und ID209.0 und (c) von ID01_5 und ID190. Dargestellt ist folglich nur die Erklärte Varianz von Faktor 1, auf die Abbildung der Residualvarianzen wurde aufgrund des konträren Verhältnisses verzichtet.

und Weise erwartbar, da die Verwendung neuer Daten für die Wurzeltiefe und des Bodens, der Wechsel von Texturen auf Korngrößenverteilungen und damit die Nutzung kontinuierlicher PTFs sowie die vertikale Schichtung der bodenhydrologischen Parameter tiefgreifende Änderungen darstellen, die an jedem Gitterpunkt im Modellgebiet einen Einfluss auf eine Vielzahl von Variablen – wie hier beispielhaft an der 2-Meter-Temperatur erläutert – aufweisen.

Zusammengefasst lässt sich sagen, dass mit ID209.0 der finale Entwicklungsschritt von den betrachteten Simulationen am besten dazu geeignet ist die Hitzewellen zu repräsentieren. Dies zeigt sich sowohl anhand der räumlichen Muster von TEMP2 und T2MIN als auch am zeitlichen Verlauf. Hier ist die Simulation in der Lage, starke Überschätzungen der Temperaturen, die mit der Einführung des 5-Layer-Schemas in ID190 Einzug in das Modell finden, über die Entwicklungsschritte auszugleichen und trotz einer Erhöhung des Fehlers in einzelnen Jahren zu einem insgesamt konsistenteren Verhalten der Temperatur in Raum und Zeit beizutragen. Darüber hinaus sei hervorgehoben, dass es in dieser Simulation auch gelingt, die DTR, die eine generelle Schwachstelle von Klimamodellen darstellt, gegenüber den anderen Simulationen zu vergrößern und damit zu verbessern.

Diskussion und Schlussbetrachtung

7.1 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse sowie weitere Optimierungsvorschläge

Der Einbau eines neuen Schemas an der Schnittstelle zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in ein Klimamodell ist in der Regel mit zwei wesentlichen Arbeitsschritten verbunden. Diese betreffen einerseits die Auswahl, Aufbereitung und Implementierung für das neue Schema benötigter Daten und andererseits den Einbau des Schemas und der darin repräsentierten Prozesse selbst. Letzteres kann es zudem erforderlich machen, dass verwandte Prozesse ebenfalls überarbeitet werden müssen. Darüber hinaus ebnet beide Arbeitsschritte häufig erst den Pfad für die nächsten Schritte in der Modellentwicklung. In der Folge kann ein Entwicklungsschritt vielfältige Auswirkungen auf das Modell und in der Konsequenz entstehende Möglichkeiten haben. Nachfolgend wird der Fokus zunächst auf die zugrundeliegenden und verwendeten Daten und anschließend auf die bodenhydrologischen Prozesse gelegt. Da die Arbeitsschritte in der Praxis allerdings häufig eng miteinander verwoben sind, ist eine strikte Trennung weder möglich noch sinnvoll. Konkrete Kritik sowie Optimierungsvorschläge werden sowohl direkt in der Diskussion als auch an deren Ende eingebracht und gegebenenfalls nochmals aufgegriffen.

Bei der Arbeit mit Klimamodellen werden generell gegriddete Datensätze statt punktueller Stationsdaten verwendet, da sie in Raum und Zeit konsistent und damit leichter zu handhaben sind. Dies bringt jedoch grundsätzlich zwei Schwachstellen mit sich, die sowohl für statische als auch dynamische Validationsdaten gelten. So hat die zugrundeliegende Mess- beziehungsweise Stationsdichte einen wesentlichen Einfluss auf die Qualität der Daten. Des Weiteren ist die Art

7.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE SOWIE WEITERE OPTIMIERUNGSVORSCHLÄGE

der Aufbereitung und Interpolation entscheidend. Am Beispiel des Niederschlags sind diese Aspekte in Kapitel 3.2.1 und bei Prein und Gobiet (2017) detaillierter erläutert. Für die statischen Landoberflächendaten kann am Beispiel der Textur sowie daraus abgeleiteter bodenphysikalischer Parameter festgehalten werden, dass die Interpolation eine entscheidende Fehlerquelle für die räumlich sehr variablen Größen darstellt (McBratney et al., 2002). Montzka et al. (2017a) beziffern die Variation bodenhydrologischer Parameter, die durch die Datenaggregation der SoilGrids-Auflösung von 1 km auf gröbere Auflösungen verloren geht, auf 10 bis 30 % bei Zielauflösungen von 16 beziehungsweise 128 km. Bezogen auf die Bodenfeuchte stellen auch Vergopolan et al. (2022) einen Verlust der räumlichen Variation von im Durchschnitt 48 % bei der Aggregation von 30 auf 1000 m fest, der vereinzelt bis zu 80 % betragen kann.

Dass die notwendige Interpolation hochaufgelöster Daten auf gröbere Modellauflösungen dazu führt, dass subskalige Heterogenitäten an Bedeutung verlieren, ist sowohl für atmosphärische (Lucas–Picher et al., 2021) als auch statische Landoberflächenparameter (Giorgi & Mearns, 1991; Hoffmann et al., 2016; Dai et al., 2019a; Ziegler, 2022) dokumentiert. Um dieser subskaligen Heterogenität Rechnung zu tragen, kann beispielsweise bei den im Raum hochvariablen Korngrößenverteilungen des Bodens eine subskalige Betrachtung innerhalb der Modelle erfolgen, die sich dementsprechend an der Originalauflösung der Ausgangsdatensätze orientiert. Damit würde hier dem Beispiel des auch in REMO verwendeten tile-approaches (Semmler et al., 2004) sowie der PFTs aus iMOVE (Wilhelm et al., 2014) gefolgt werden, bei dem innerhalb einer Gitterzelle verschiedene Landoberflächen oder -bedeckungen gemäß ihres Anteils berücksichtigt werden können. Für Texturklassen existiert hierfür beispielsweise der Ansatz von Rumbold et al. (2022). So konnten die Autoren durch die Berücksichtigung derjenigen Textur, die an der Oberfläche des subskaligen PFT-Gitters am häufigsten vertreten ist, eine Optimierung der Strahlungs- und Wasserflüsse zwischen Landoberfläche und Atmosphäre im LSM JULES erreichen. Der Einfluss der Textur auf die Simulation der Evaporation (Lehmann et al., 2018) und damit auf Strahlungsflüsse, Luftfeuchtigkeit und Temperatur, die sich um bis zu 1,5 °C ändern kann (Dennis & Berbery, 2021), ist belegt. Darüber hinaus kann auch die subskalige Betrachtung der Topographie, wie sie von Hao et al. (2022) in das LSM Energy Exascale Earth System Model (E3SM) integriert wurde, mit Blick auf Modellauflösungen im konvektionserlaubenden Bereich in Erwägung gezogen werden. Dieser Punkt wird unter Berücksichtigung der Prozesse gegen Ende der Diskussion nochmals aufgegriffen. Neben der subskaligen Heterogenität ist auch die Verfügbarkeit vertikaler Informationen von großer Bedeutung und sollte nicht vernachlässigt werden (Braun & Schädler, 2005; Fatichi et al., 2020), da die Korngrößenverteilung und folglich auch daraus abgeleitete Parameter mit der Tiefe variieren. Sowohl mit Blick auf die hohe Auflösung von wahlweise 1 oder 0,25 km Kantenlänge als auch die enthaltene vertikale Information ist die Aufbereitung

7.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE SOWIE WEITERE OPTIMIERUNGSVORSCHLÄGE

der Korngrößenverteilungen aus dem SoilGrids-Datensatz durch Ziegler (2022) folglich als ein essenzieller Schritt für die rezente und zukünftige Entwicklung von REMO anzusehen.

Dies lässt sich gut an der groben Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ der vormals verwendeten Texturen des FAO-Datensatzes aufzeigen. Dessen Nutzung führt bei Simulationen von $0,11^\circ$ Kantenlänge zur Bildung scharfer Kanten und Fragmente (s. Kapitel 6.1.3, 6.1.4), die unnatürliche Übergänge zwischen benachbarten Gitterzellen mit unterschiedlichen Texturklassen hervorrufen können. Diese sind in der Folge auch in Variablen wie der Bodenfeuchte oder Evapotranspiration ersichtlich (s. Kapitel 6.5) und stellen einen generellen Kritikpunkt an Klima- und Landoberflächenmodellen dar (Omuto et al., 2013; van Looy et al., 2017). Diese Kritik kann auch auf Reanalysedaten ausgeweitet werden. So lässt sich der durch SoilGrids eingebrachte Mehrwert für eine Vielzahl von Variablen nur schwer abschätzen (s. Kapitel 6.6.4), da die zur Validierung herangezogene Reanalyse ERA5 das LSM HTESSEL verwendet (Hersbach et al., 2020). HTESSEL nutzt wiederum die gleichen fünf Texturklassen der FAO wie REMO (Balsamo et al., 2009), sodass eine höhere Übereinstimmung von Variablen, die durch die Textur beeinflusst werden, mit ERA5 zu erwarten ist. Vertikale Informationen bodenhydrologischer Parameter sind darüber hinaus ebenfalls nicht berücksichtigt.

Die Definition dieser zu undifferenzierten Texturklassen führt neben der Vernachlässigung der Heterogenität zur Erzeugung diskreter Grenzen zwischen Klassen sowohl bei deren Einordnung beispielsweise anhand des USDA-Diagramms (s. Kapitel 2.2.2.1) als auch im Raum (Omuto et al., 2013; van Looy et al., 2017). Die fünf Texturklassen, die unter anderem in REMO definiert sind, sind Twarakavi et al. (2010) folgend mit Blick auf hydrologische Anwendungen – also auch für den Kontext einer bodenhydrologischen Arbeit – zu wenig. Zumal ebenfalls zu erwähnen ist, dass die Klasse *Sand* in FAO weder im EUR-44- noch im GER-11-Gebiet vertreten ist (vgl. Kapitel 6.1.3). Durch die dank SoilGrids verfügbare Information der Korngrößenverteilungen lassen sich statt diskreter Texturklassen kontinuierliche PTFs verwenden, die sowohl eine verbesserte Repräsentation bodenhydrologischer Parameter (s. Kapitel 6.1.4, Kishné et al. (2017) und Faticchi et al. (2020)) als auch der auf deren Basis simulierten Variablen erwarten lässt (van Looy et al., 2017). Die Wahl der PTF, die verwendet werden soll, ist aufgrund vielfältiger Herangehensweisen und Spezialisierungen auf einzelne Parameter oder Regionen schwierig, weshalb in der vorliegenden Arbeit aus Gründen der Vergleichbarkeit auf die des LSMs CLM5.0 (Lawrence et al., 2019) verwendeten PTFs zurückgegriffen wurde. Die Nutzung anderer PTFs lässt sich jedoch verhältnismäßig leicht umsetzen.

Die Verwendung unterschiedlicher PTFs für die Bestimmung bodenhydrologischer Parameter kann trotz des gleichen Ausgangsdatensatzes zu sich stark unterscheidenden Ergebnissen führen. Dies konnte anhand der in Kapitel 6.1.4 verglichenen Daten von Dai et al. (2019b) und Montzka et al. (2017a) gezeigt werden. Hierzu sei ebenfalls angemerkt, dass die Berücksichtigung der

7.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE SOWIE WEITERE OPTIMIERUNGSVORSCHLÄGE

Schichten zu einer höheren Korrelation mit diesen beiden Validierungsdatensätzen führt als die gewichtete Mittelung über die Schichten.

Neben den bisher beschriebenen unterschiedlichen Ausgangsdaten, Interpolationen und Verarbeitungsschritten kommt bei manchen Ausgangsvariablen auch eine uneinheitliche Definition dazu, die deren Vergleichbarkeit erschwert. Dies betrifft einerseits die Tiefe bis zum anstehenden Gestein (s. Kapitel 3.1.2, 6.1.2). Brunke et al. (2016) stellen beispielsweise anhand von MPI-ESM den Mehrwert der Berücksichtigung dieses in der Fläche variablen Parameters für die Simulation der Bodentemperatur und -feuchte heraus, der besonders bei geringen Mächtigkeiten auftritt. Andererseits ist hiervon die Wurzeltiefe (s. Kapitel 5.2.3.1, 6.1.1) betroffen. Deren Definitionen reichen dabei von der maximalen Tiefe (Canadell et al., 1996) über quantilbasierte Tiefen (Schenk et al., 2009) bis hin zu Kohlenstoff-Wasser-Bilanzierungen (Guswa, 2008). Diesen Definitionen liegen zudem meist unterschiedliche Biom- und Klimaklassifikationen zugrunde. Da einerseits die Repräsentation tiefer Wurzeln wichtig für die Simulation der Evapotranspiration ist (Nepstad et al., 1994) und andererseits die kombinierte – und bereits durch Wilhelm et al. (2014) empfohlene – Verwendung des 5-Layer-Schemas mit iMOVE geplant ist, ist es konsistent und perspektivisch sinnvoll, die Wurzeltiefe aus iMOVE zu verwenden. Diese Konsistenz ist auch mit Blick auf die Untersuchung von LULCCs (Findell et al., 2007; Paeth et al., 2009; Davin et al., 2020) und damit einhergehender Änderungen des PFT-Anteils in einer Gitterzelle gegeben. Zudem ist die hohe Auflösung der Ausgangsdaten hervorzuheben. Da der Boden jedoch keine subskalige Repräsentation aufweist, wurde die Wurzeltiefe für die vorliegende Arbeit abhängig vom Anteil einzelner PFTs in einer Gitterzelle einer gewichteten Mittelung unterzogen. Dass die Verwendung einer geschichteten Bodenhydrologie einen positiven Einfluss auf die Simulation der Nettoprimärproduktion der Vegetation hat, konnte beispielsweise durch Li et al. (2021) gezeigt werden.

Nach der Fokussierung auf die benötigten Datensätze, sollen nun die simulierten Prozesse in den Vordergrund rücken. Durch die Berücksichtigung von fünf Bodenschichten für die Bodenfeuchte, die sich an der Mächtigkeit der bereits im Modell vorhandenen Schichtung der Bodentemperatur orientiert, ist es sinnvoll, die geschichtete statt der mittleren Bodenfeuchte für die Berechnung der Bodentemperatur zu verwenden, da diese maßgeblich von der Feuchte abhängt. Zwar führt dies nur zu einer geringen Verbesserung (s. Kapitel 6.6.2), birgt mit Blick auf die Überarbeitung des Bodentemperaturschemas durch Ziegler (2022) allerdings weiteres Potenzial, da die Bodentemperatur in Klimamodellen eine wichtige Größe ist, um die Energiebilanz zu schließen (Brunke et al., 2016).

Die Berücksichtigung der Schichten ermöglicht es, dass die Vertikalbewegung von Wasser in Form von Versickerung und kapillarem Aufstieg simuliert werden kann. Die repräsentierte Schichtung führt in LSMs (Henderson-Sellers et al., 1996), wie beispielsweise für ORCHIDEE

7.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE SOWIE WEITERE OPTIMIERUNGSVORSCHLÄGE

durch Guimberteau et al. (2014) gezeigt, zu einer verbesserten Simulation der Bodenfeuchte und damit verwandter Flüsse und ist sowohl in LSMs (z.B. CLM5 (Lawrence et al., 2018) und HTESSEL (Balsamo et al., 2009)) als auch in hydrologischen Modellen (z.B. mHM (Samaniego et al., 2021) und ParFlow (Smith et al., 2021)) üblich. Vor der Berechnung der vertikalen Flüsse anhand der Richards-Gleichung (s. Kapitel 5.2.9, Richards (1931) und Bonan (2019)) müssen die aktuellen Werte der hydraulischen Leitfähigkeit und der Matrixsaugspannung berechnet werden. Diese setzen sich einerseits aus deren Werten bei gesättigten Verhältnissen, die über die PTFs bestimmt werden und zeitlich konstant sind, und andererseits aus der aktuellen Bodenfeuchte zusammen und werden auf Basis der Wasserrückhaltekurve berechnet. Für diese gibt es verschiedene Ansätze der Parametrisierung (s. Kapitel 2.2.3.2), wobei in der vorliegenden Arbeit die in LSMs gebräuchliche von Campbell (1974) und Clapp und Hornberger (1978) sowie die, aufgrund ihrer höheren Genauigkeit (Shao & Irannejad, 1999) in hydrologischen Modellen vorherrschende, von van Genuchten (1980) getestet wurden. Dies erforderte auch die Verwendung neuer zugrundeliegender PTFs, sodass eine direkte Vergleichbarkeit nur schwer möglich ist. In der Folge kam es gegenüber den Daten von Montzka et al. (2017a) und den mit Clapp-Hornberger generierten Ergebnissen zu deutlich geringeren Werten der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. Entsprechend erfolgte die vertikale Bewegung des Wassers sehr langsam, weswegen die oberste Bodenschicht zwar ähnlich hohe Bodenfeuchten wie bei den anderen Simulationen aufwies, der Boden darunter jedoch sehr trocken war (s. Kapitel 6.6.4). Daraus resultierte eine verhältnismäßig starke Abnahme der Evapotranspiration, die die Zunahme der Temperatur verursachte und in einer systematischen Vergrößerung des Fehlers gegenüber den Validierungsdaten resultierte. Daher wurde die Verwendung der Clapp-Hornberger-Funktion in dieser Arbeit bevorzugt. Es sei jedoch dazugesagt, dass die Testung weiterer PTFs als der verwendeten von Rawls und Brakensiek (1985) in Betracht gezogen werden sollte.

Eine weitere Neuerung, die durch das 5-Layer-Schema in das Modell eingetragen wird, ist die Tiefe bis zu der die Bodenfeuchte berücksichtigt wird. Während diese beim Bucket-Schema auf die Wurzeltiefe beschränkt war, liegt sie nun in circa 10 m oder beim anstehenden Gestein. Zwar konnte hierdurch insgesamt eine Abnahme der relativen Bodenfeuchte in der Wurzelzone beobachtet werden (s. Kapitel 6.5), jedoch nimmt die absolute Wassermenge, die im Boden gespeichert werden kann, zu, da auch Boden unterhalb der Wurzelzone als Speicher fungieren kann. Darüber hinaus ist die Wurzelzone, wie bereits erläutert, sehr variabel. Dies hat zur Folge, dass die stärksten im Modell simulierten Veränderungen durch die Wahl der zugrundeliegenden Wurzeltiefedaten (s. Kapitel 6.6.1) hervorgerufen werden.

Die Verfügbarkeit einer geschichteten Bodenfeuchte hat auch Einfluss auf die Evaporation aus unbewachsenem Boden. Wurde diese im Bucket-Schema noch über einen Anteil des Wassers in der Wurzelzone berechnet, so kann sie jetzt ausschließlich aus dem verfügbaren Wasser der

7.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE SOWIE WEITERE OPTIMIERUNGSVORSCHLÄGE

obersten Schicht heraus erfolgen. In der Konsequenz zeigt sich eine Zunahme der Evaporation und eine Abnahme der Transpiration, wobei die Evapotranspiration insgesamt von einer Verringerung, die besonders während der Sommermonate auftritt, geprägt ist (s. Kapitel 6.5). Dies hat zur Folge, dass sowohl der RMSE als auch die Verteilung der simulierten Evapotranspiration im Vergleich zum Bucket-Schema eine Verbesserung gegenüber ERA5 zeigen (s. Kapitel 6.6.2), die auch am Ende der Modellentwicklung in ID209.0 ersichtlich ist (s. Kapitel 6.6.4).

Die Schichtung ermöglicht außerdem die Berücksichtigung anderer Infiltrationsschemata als des für einschichtige Böden entwickelten IA-Schemas (Viterbo, 2002), bei dem Wasser in den gesamten in der Wurzelzone verfügbaren Speicher infiltrieren kann und bei Nutzung des 5-Layer-Schemas anschließend anteilig auf die einzelnen Schichten verteilt wird. Eine Modifikation dieses Ansatzes durch die Beschränkung auf die oberste Bodenschicht (s. Kapitel 5.2.6, 6.6.2) führte jedoch zu einer starken Erhöhung des Fehlers einiger Variablen, da zu wenig Wasser in den Boden infiltrieren konnte. Folglich wurde von diesem sogenannten mIA-Schema abgesehen. Darüber hinaus wurden die Infiltrationsschemata von Philip (1957) und Green und Ampt (1911) in das Modell integriert. In beiden Fällen ist Infiltration nur in die oberste Schicht erlaubt, sodass bei deren Sättigung Oberflächenabfluss auftritt. Zudem basieren beide Schemata auf den bodenhydrologischen Parametern, sodass die Infiltration maßgeblich von der Textur beziehungsweise in späteren Entwicklungsschritten von der Korngrößenverteilung des Bodens abhängt. Dies wird beispielsweise von Vereecken et al. (2019) empfohlen, die die Nichtberücksichtigung der bodenhydrologischen Eigenschaften für die Infiltration als große Schwachstelle von Klima- und Landoberflächenmodellen benennen. Bei Betrachtung des Oberflächenabflusses als direkt beeinflusste Variable zeigte sich anhand dessen deutlicher Reduzierung bereits durch die Verwendung des 5-Layer-Schemas eine klare Verbesserung gegenüber dem Bucket-Schema. Dies betrifft sowohl die Verteilung und den RMSE der Zeitreihe als auch die räumliche Verteilung des Fehlers. Durch die beiden anderen Infiltrationsschemata konnten weiterhin bestehende Überschätzungen im Flachland und in Mittelgebirgen nahezu vollständig eliminiert werden. Die Schwäche der neuen Infiltrationsschemata zeigt sich jedoch mit Blick auf die Alpen oder den Schwarzwald, wo eine starke Unterschätzung gegenüber ERA5 auftritt. Ursächlich hierfür ist die Nichtberücksichtigung der Orographie, die dagegen im IA-Schema enthalten ist. Für die Berücksichtigung der Orographie und gleichzeitige Verwendung eines der neuen Infiltrationsschemata bestehen grundsätzlich zwei Optionen. Einerseits könnte die orographische Varianz als Prädiktand verwendet werden, um Gebirgsregionen zu identifizieren. Im Flachland könnte in der Folge eines der neuen Schemata, in Gebirgen weiterhin das IA-Schema verwendet werden. Die Umsetzung bedarf einer umfangreichen Testung, die gegenwärtig für Zentralasien durchgeführt wird. Andererseits könnte die Hangneigung genutzt werden, um die infiltrierbare Wassermenge an Hängen zu berücksichtigen. Chen und Young (2006) und Cui und Zhu (2017) konnten zeigen,

7.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE SOWIE WEITERE OPTIMIERUNGSVORSCHLÄGE

dass dieser Ansatz für das Green-Ampt-Schema funktioniert. Diese Variante lässt sich derzeit jedoch noch nicht umsetzen, da die Hangneigung nicht als Variable in REMO enthalten ist. Hierauf wird im weiteren Verlauf nochmals eingegangen.

Die generelle Verringerung des Oberflächenabflusses mit der Einführung und Weiterentwicklung des 5-Layer-Schemas führt im Umkehrschluss und in Ermangelung lateraler Flüsse zu einer erhöhten Infiltration. Mit Blick auf die Flussdiagramme in Kapitel 6.6.2 zeigte sich allerdings, dass die Drainage aus der untersten Bodenschicht heraus im selben Maße zunimmt wie der Oberflächenabfluss abnimmt. In der Folge ist nicht etwa mehr Wasser im Boden vorhanden – was sich bereits durch die Verringerung der Evapotranspiration zeigt –, sondern das zusätzliche Wasser versickert und geht dem simulierten System an der Untergrenze der fünften Schicht durch Drainage verloren. Dies lässt sich durch die in Klimamodellen übliche freie Drainage (Clark et al., 2015) erklären, die letztendlich nichts anderes aussagt, als dass kein Wasserspeicher unterhalb des ungesättigten Bereichs, also kein Grundwasser, simuliert wird. Die maßgebliche Folgerung hieraus ist, dass daran gearbeitet werden sollte, Grundwasser in REMO zu berücksichtigen. Dies kann entweder durch die Implementierung weiterer Prozesse oder die Kopplung an ein hydrologisches Modell erfolgen, wie es beispielsweise erfolgreich in den Arbeiten von Wagner et al. (2016), Barlage et al. (2018), Fersch et al. (2020) oder Rummeler et al. (2022) durchgeführt wurde. Sowohl mHM als auch ParFlow würden sich für die Kopplung eignen, da der Quellcode beider hydrologischer Modelle frei verfügbar und wie REMO in FORTRAN geschrieben ist. Die Berücksichtigung von Grundwasser konnte sowohl in den genannten Arbeiten als auch beispielsweise bei Leung et al. (2011) zu einer verbesserten Simulation der Interaktion zwischen Landoberfläche und Atmosphäre führen. Sowohl Mu et al. (2022) als auch Furusho-Percot et al. (2022) gelang mit entsprechend gekoppelten Modellen eine bessere Modellierung von Hitzewellen in Australien beziehungsweise Europa. Statt einer vollständigen Kopplung an ein hydrologisches Modell kann auch der eher prozessbasierte Ansatz von Xie et al. (2012) verwendet werden. Hierbei wird eine quasi-dreidimensionale unterirdische Wasserbewegung simuliert. Dies gelingt, indem lediglich die dominanten Flüsse betrachtet werden. In der ungesättigten Zone ist dies der eindimensionale, vertikale Fluss und in der gesättigten die zweidimensionalen, horizontalen. Die jeweils anderen Flüsse sind verhältnismäßig klein und können demnach vernachlässigt werden. Die Verbindung zwischen beiden Zonen erfolgt über den mit der Tiefe variablen Grundwasserspiegel. Auf Basis der Erfahrungen, die im Laufe dieser Arbeit gemacht wurden, ist die Integration einzelner Schemata in ein bestehendes Modellsystem jedoch mit vielen prozessualen und informatischen Problemen verknüpft, weswegen für die zukünftige Modellentwicklung eher eine vollständige Kopplung anstelle des Transfers einzelner Prozesse nahegelegt wird.

Zurück zur Betrachtung der Effekte des neuen bodenhydrologischen Schemas. Die verringerte Evapotranspiration hat eine Erhöhung der oberflächennahen Temperatur zur Folge, die

7.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE SOWIE WEITERE OPTIMIERUNGSVORSCHLÄGE

besonders im Sommer auftritt und – statt zur beim Bucket-Schema üblichen Unterschätzung – eine Überschätzung bei Verwendung des ursprünglichen 5-Layer-Schemas zeigt. Über die Modellentwicklung werden die Simulationen im Vergleich zum Bucket-Schema etwa durch die Berücksichtigung der tiefen Wurzeln von iMOVE kühler, was sich zum Ende der Modellentwicklung durch die Nutzung der Korngrößenverteilung von SoilGrids, der vertikalen Schichtung und des IA-Schemas wieder ausgleicht. Auffällig ist dies beispielsweise durch die Berücksichtigung des Sandes im Norddeutschen Tiefland. Die finale Version ist allerdings weiterhin kühler als das Bucket-Schema, obwohl die Evapotranspiration eine deutliche Verbesserung zeigt, die auf die Modellentwicklung zurückzuführen ist.

Die Untersuchung von Hitzewellen am Beispiel der Sommer 2003 und 2018 (s. Kapitel 6.7) konnte zeigen, dass die Überschätzung der Temperatur durch das ursprüngliche 5-Layer-Schema hier besonders stark ist. Für beide Sommer kann dieser Fehler durch die finale Modellversion reduziert werden, wobei der räumliche Fehler jedoch stets größer als im Bucket-Schema ist. Die finale Version ist hingegen die einzige, die den zeitlichen Verlauf der Temperatur in beiden Sommern adäquat simulieren kann. Sowohl das Bucket- als auch das 5-Layer-Schema zeigen hier in 2003 beziehungsweise 2018 einen größeren systematischen Fehler gegenüber E-OBS. Auch die tägliche Minimumtemperatur kann von der finalen Modellversion in beiden Sommern am besten dargestellt werden, was eindeutig auf die Verwendung der Wurzeltiefen aus iMOVE und die Schichtung der SoilGrids-Daten zurückzuführen ist. Durch die gleichwertige oder bessere Simulation der Maximaltemperaturen sowie die durchweg bessere Simulation der Minimumtemperaturen gelingt es, die tägliche Temperaturspanne zu vergrößern. Dies ist ein klarer Fortschritt, da deren Simulation als systematische Schwachstelle von Klimamodellen identifiziert wurde (Lindvall & Svensson, 2015; Wang & Clow, 2020; Top et al., 2021).

Es bleibt die Feststellung, dass hydrologische Variablen wie der Oberflächenabfluss, die Bodenfeuchte und die Evapotranspiration durch die Verwendung höher aufgelöster und differenzierterer Daten sowie komplexerer Prozesse eine Verbesserung erfahren. Für die Temperatur wäre in der Folge ebenfalls eine bessere Simulation zu erwarten, die jedoch nur mit Blick auf die täglichen Extremtemperaturen – und konsequenterweise auf die tägliche Temperaturspanne – während der Hitzesommer festzustellen ist. Generell ist die Verwendung der Temperatur als Maßstab für die Modellgüte naheliegend, da für diese eingängliche Größe eine Vielzahl belastbarer Datensätze vorliegt und ihre Modellfehler leicht zu korrigieren sind. Der Fokus auf die Temperatur liefert jedoch – wie auch anhand der vorliegenden Arbeit dargelegt – häufig ein zu einseitiges Bild. Unter anderem verweisen Bellprat et al. (2012) und Hourdin et al. (2017) darauf, dass eine fortschreitende Modellentwicklung dazu führen kann, dass ein Teil sich zuvor gegenseitig aufhebender Fehler reduziert wird. Die Folge wäre eine Erhöhung des Gesamtfehlers – bei Hagemann et al. (2016) betrifft dies beispielsweise ebenfalls die Temperatur in Verbindung mit der Nutzung des

5-Layer-Schemas –, obwohl die simulierten Prozesse realistischer sind und bei den direkt durch sie beeinflussten Variablen zu einer Verbesserung führen. Eine physikalische Erklärung für den vergrößerten Fehler ist dabei häufig nicht möglich (Dommenget & Rezny, 2018). Ursächlich hierfür kann ein übermäßiges Modelltuning, das sogenannte overtuning (Hourdin et al., 2017), sein. Allgemein ist das Ziel des Tunings, dass durch Parametrisierungen eingetragene Ungenauigkeiten aufgrund der Definition bestimmter Parameter oder Approximationen reduziert werden sollen, um darauf basierende Ungenauigkeiten und Diskrepanzen zwischen der simulierten und der beobachteten Größe auszugleichen, deren Ursachen häufig unbekannt sind (Hourdin et al., 2017). Damit ist das Tuning ein essenzieller Bestandteil der Modellentwicklung (z.B. Mauritsen et al. (2012), Mauritsen und Roeckner (2020) und Howland et al. (2022)), die durch die mit dem overtuning einhergehende Überprägung von Modellfehlern jedoch verlangsamt werden kann (Hourdin et al., 2017; Dommenget & Rezny, 2018). Aufgrund häufig mangelnder Dokumentation und daraus resultierender fehlender Reproduzierbarkeit, lässt sich der Tuningprozess und damit auch das overtuning häufig nur schwer nachvollziehen (Dommenget & Rezny, 2018).

Mit Blick auf die verbesserte Repräsentation der Bodenfeuchte, des Obeflächenabflusses und der Evapotranspiration als Variablen, die in dieser Arbeit in den Fokus gerückt sind, kann jedoch ein klarer Mehrwert festgestellt werden. Dieser entsteht durch die Kombination der eingehenden hochaufgelösten Daten und der neuen durch das 5-Layer-Schema ermöglichten Prozesse. Di Luca et al. (2016) folgend kann auch diese verbesserte Realisation einen Mehrwert der Modellentwicklung darstellen, der sich nicht direkt anhand einzelner Variablen wie der Temperatur quantifizieren lässt. Dies sei besonders in Hinsicht auf die verbesserte Simulation von Hitzewellen gesagt. Darüber hinaus stellt gerade die Temperatur aufgrund der vorhandenen hochaufgelösten Beobachtungsdaten sowie ihrer räumlichen Autokorrelation eine Variable dar, die sich im Rahmen der Postprozessierung gut korrigieren lässt. Dies trifft nicht auf die Evapotranspiration oder den Oberflächenabfluss zu.

Nach dieser Einordnung der Ergebnisse soll nochmals auf die weitere Entwicklung eingegangen werden, die durch die Verwendung des 5-Layer-Schemas als mehrschichtiges bodenhydrologisches Schema und der damit in das Modell integrierten Datensätze möglich wird und notwendig ist. Die Notwendigkeit leitet sich daraus ab, dass REMO bereits heute konvektionsauflösende Simulationen rechnet (z.B. Frisius et al. (2020) und Asmus et al. (2021)) und dies auch in Zukunft verstärkt tun wird. Damit verbunden sind räumliche Auflösungen von wenigen Kilometern – bei Frisius et al. (2020) ist von 3 km Kantenlänge die Rede. Eine Vielzahl kleinräumiger Prozesse, die in den verhältnismäßig grob aufgelösten GCMs und auch in höher aufgelösten RCMs noch vernachlässigt werden können, müssen daher berücksichtigt werden, um einerseits den Weg zu einem RESM zu bestreiten und andererseits das Klimasystem in der notwendigen Detailtreue abbilden zu können. Dies bezieht auch hydrologische Prozesse mit ein (Wood et al., 2011; Clark

7.2 WEITERE VERWENDUNG UND ANSCHLUSSMÖGLICHKEITEN DES 5-LAYER-SCHEMAS

et al., 2015; Kim & Mohanty, 2016; Markstrom et al., 2016; Fisher & Koven, 2020; Rummeler et al., 2022). Mit Blick auf diese sollten einerseits subskalige Oberflächeneigenschaften, namentlich die Heterogenität des Bodens und der Orographie, berücksichtigt werden, deren positiver Effekt beispielsweise durch Rihani et al. (2010) gezeigt wurde. Die subskalige Orographie ist wichtig für die Berücksichtigung von Prozessen an Hängen (Ji et al., 2017; Fan et al., 2019). So weist die Hangneigung einen essenziellen Einfluss auf vertikale wie laterale Wasserflüsse auf. Dies betrifft sowohl die prinzipielle Verfügbarkeit von Wasser als auch mit der Bodenfeuchte verbundene Variablen an und im Bereich von Hängen. Darüber hinaus spielt die Hangausrichtung aufgrund der Beschattung eine wichtige Rolle für Strahlungs- und Feuchtigkeitsflüsse, so dass die (subskalige) Berücksichtigung dieser Variable in ESMs empfohlen wird (Fan et al., 2019). Auf die bereits erläuterte Repräsentation des Grundwassers sei in diesem Kontext nochmals verwiesen. Sowohl die Repräsentation des lateralen Grundwasserflusses (Liao et al., 2018) als auch die lateraler Flüsse an Hängen (Swenson et al., 2019) wurden bereits in CLM integriert. Darüber hinaus bringt die Repräsentation der Hangneigung auch die theoretische Möglichkeit mit sich, ein river routing, also einen lateralen Oberflächenabfluss zwischen Gitterzellen, in REMO einzubauen. Das Hydrological Discharge (HD) Modell (Hagemann & Dümenil, 1998) bietet hierfür eine Anwendung, die aus der MPI-Familie stammt, der allerdings sonstige hydrologische Komponenten fehlen. Daher sei an dieser Stelle auf das multiscale Routing Model (mRM) (Thober et al., 2019), das frei verfügbar und mittlerweile ein Bestandteil des hydrologischen Modells mHM ist, verwiesen. Auch die Repräsentation dieser Flüsse geht mit einer verbesserten Simulation der Evapotranspiration einher wie im Falle von WRF-Hydro gezeigt wurde (Zhang et al., 2019b).

7.2 Weitere Verwendung und Anschlussmöglichkeiten des 5-Layer-Schemas

Das 5-Layer-Schema wird innerhalb von REMO2015 bereits vielseitig genutzt. Neben Europa mit dem Fokus auf Mitteleuropa wird es in aktuell laufenden Projekten in Afrika (WRAP2.0 LANDSURF), Zentral- (HYDRASIA) und Südostasien (CLIENT II Drought-ADAPT) validiert und verwendet. Auf seiner Basis erzeugte Daten wurden im Rahmen von BigData@Geo auch als Antrieb für das Stadtklimamodell PALM-4U (Raasch & Schröter, 2001; Maronga et al., 2015) genutzt, das für das Stadtgebiet von Würzburg aufgesetzt wurde (Baumann & Paeth, 2021).

Neben den in der Diskussion angesprochenen weiteren Optimierungs- und Entwicklungsvorschlägen bieten sich auch mit der aktuellen Version bereits eine Vielzahl von Anschlussmöglichkeiten. So birgt beispielsweise die bereits von Wilhelm et al. (2014) empfohlene Kopplung mit

iMOVE großes Potenzial und wird derzeit im Rahmen von HYDRASIA und Drought-ADAPT getestet. Zudem wird die Erweiterung von iMOVE um das in JSBACH verwendete Feuermodul SPITFIRE (Thonicke et al., 2010; Lasslop et al., 2014) möglich, das die Bodenfeuchte der obersten Schicht benötigt (Thonicke et al., 2010). Darüber hinaus bietet die Schichtung auch die Möglichkeit der Integration komplexer Bewässerungsschemata (z.B. Marcella und Eltahir (2014) und Zhang et al. (2019a)) wie sie derzeit im Rahmen von HYDRASIA durchgeführt werden. Besonders in Kombinationen mit den Arbeiten von Asmus et al. (2021, 2022), in denen derzeit zwar noch das Bucket-Schema, jedoch eine neuere Modellversion, iMOVE und konvektionserlaubende Auflösungen verwendet werden, besteht großes Potenzial. Zudem kann der Einfluss der geschichteten Bodenhydrologie auf die Simulation des Eisanteils und konkret von Permafrost in höheren Breiten untersucht werden. Die das 5-Layer-Schema verwendenden Arbeiten von Ekici et al. (2014) mit JSBACH und Hagemann et al. (2016), González-Rouco et al. (2021) und Steinert et al. (2021) mit MPI-ESM, wobei die beiden letzteren mit zusätzlichen Schichten bis zu einer Tiefe von circa 1400 m arbeiten, zeigen hierfür vielversprechende Ergebnisse. Eine Untersuchung des Mehrwerts innerhalb eines RCMs steht jedoch noch aus. Zu guter Letzt ist die geplante Anwendung in konvektionserlaubender Auflösung zu nennen, für deren Verwendung auf die in der Diskussion genannten daten- und prozessabhängigen Optimierungen verwiesen sei.

7.3 Schlussbetrachtung

In dieser Arbeit wurde das bisher verwendete einschichtige bodenhydrologische Schema durch ein mehrschichtiges Schema ersetzt und weiterentwickelt. Dies erforderte die Akquise und Aufbereitung neuer Eingangsdaten, die teilweise durch die parallel verlaufende Dissertation von Ziegler (2022) bereitgestellt werden konnten, sowie die Implementierung der Prozesse. Dazu gehörte auch eine Überarbeitung der mit dem neuen Schema in Verbindung stehenden Prozesse wie beispielsweise der Infiltration.

Die Entwicklung solcher Schemata in Klimamodellen wird durch die stete Zunahme der Speicher- und Rechenkapazitäten möglich (Schär et al., 2020). Damit einher geht jedoch auch eine Notwendigkeit, da sich die Ansprüche und Fragestellungen, für die Klimamodelle verwendet werden, stetig erweitern. So rückten in den letzten Jahren neben der Grundlagenforschung die Klimafolgenforschung und in der Konsequenz auch Adaptions- und Mitigationsstrategien in den Fokus. Dies zeigt sich nicht zuletzt durch den stark wachsenden Umfang der IPCC-Berichte sowie den zusätzlich veröffentlichten Sonderberichten. Die Möglichkeit der Klimamodelle, immer höhere Auflösungen simulieren zu können, hat auch zur Folge, dass sich sehr dezidierte Fragestellungen entwickeln. In der Konsequenz spielen die erzeugten Daten für immer mehr Bereiche eine Rolle, sodass sich der Zweig der Klimaservices entwickelte. Dessen Aufgabe ist es,

die komplexen Modellergebnisse in einfacher und leicht verständlicher Form für spezialisierte Anwender*innen aufzubereiten und zur Verfügung zu stellen. Hier setzt auch das Projekt BigData@Geo an, in dem die Erzeugung und Aufbereitung solcher Daten für Anwender*innen aus der Agrar-, Forst- und Weinwirtschaft erfolgt.

Da Klimamodelle jedoch aus auf die Atmosphäre spezialisierten meteorologischen Modellen entwickelt wurden, bringt die zunehmende Auflösung auch die Notwendigkeit mit sich, immer mehr Prozesse, die auf großräumigen Skalen vernachlässigbar sind, zu berücksichtigen. Hiervon ist auch die häufig stark vereinfachte Darstellung weiterer Klimasystemkomponenten sowie deren Schnittstellen zur Atmosphäre betroffen, sodass das Fernziel die Verbesserung und Berücksichtigung der Strahlungs-, Feuchte- und Stofftransporte in den Modellen ist. Dies beschreibt letztendlich die Entwicklung von Klima- hin zu Erdsystemmodellen.

Das bisher in REMO genutzte einschichtige Bodenschema ist ein eindrückliches Beispiel für die ehemals bestehende Möglichkeit der Vernachlässigung von Prozessen und muss in der Folge mit Blick auf die wachsenden Möglichkeiten und Ansprüche durch ein mehrschichtiges Schema ersetzt werden. Der größte Einfluss einer solchen Überarbeitung besteht auf die damit vorhandene geschichtete Bodenfeuchte. Es konnte jedoch auch gezeigt werden, dass mit dieser Variable verknüpfte Prozesse wie der Oberflächenabfluss und die Evapotranspiration stark von der Einführung des mehrschichtigen Bodens profitieren. Die Verwendung detaillierterer Datensätze der Wurzeltiefe und der Korngrößenverteilung und dadurch ermöglichter Parametrisierungen wie die Nutzung von Pedotransferfunktionen führte darüber hinaus ebenfalls zu einer Verbesserung der Simulation. Neben den allgemeinen raum-zeitlichen Mustern konnte dies auch am Beispiel von Hitzewellen gezeigt werden.

Das 5-Layer-Schema stellt somit sowohl bezüglich der neu enthaltenen Prozesse als auch der verbesserten Simulation wichtiger Variablen und des höheren Informationsgehaltes einen Mehrwert für REMO dar. Dieser ist jedoch nur ein Schritt auf dem Weg hin zu höher aufgelösten Simulation und einem Erdsystemmodell. Exemplarisch hierfür ist mit Blick auf (boden)hydrologische Prozesse noch weitere Entwicklungsarbeit am Modell zu leisten. Die in der Diskussion angebrachten Punkte der Betrachtung subskaliger Landoberflächeneigenschaften sowie die Integration von Grundwasser beziehungsweise die Kopplung an ein hydrologisches Modell sind diesbezüglich hervorzuheben.

Literatur

- Albergel, C., Balsamo, G., de Rosnay, P., Muñoz-Sabater, J. & Boussetta, S. (2012). A bare ground evaporation revision in the ECMWF land-surface scheme: Evaluation of its impact using ground soil moisture and satellite microwave data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(10), 3607–3620. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3607-2012>
- Albergel, C., Dutra, E., Bonan, B., Zheng, Y., Munier, S., Balsamo, G., de Rosnay, P., Muñoz-Sabater, J. & Calvet, J.-C. (2019). Monitoring and Forecasting the Impact of the 2018 Summer Heatwave on Vegetation. *Remote Sensing*, 11, 520. <https://doi.org/10.3390/rs11050520>
- Albergel, C., Dutra, E., Munier, S., Calvet, J. C., Munoz-Sabater, J., de Rosnay, P. & Balsamo, G. (2018). ERA-5 and ERA-Interim driven ISBA land surface model simulations: Which one performs better? *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(6), 3515–3532. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3515-2018>
- Albergel, C., Munier, S., Leroux, D. J., Dewaele, H., Fairbairn, D., Barbu, A. L., Gelati, E., Dorigo, W., Faroux, S., Meurey, C., Le Moigne, P., Decharme, B., Mahfouf, J.-F. & Calvet, J.-C. (2017). Sequential assimilation of satellite-derived vegetation and soil moisture products using SURFEX-v8.0: LDAS-Monde assessment over the Euro-Mediterranean area. *Geoscientific Model Development*, 10(10), 3889–3912. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3889-2017>
- Alfieri, L., Claps, P., D’Odorico, P., Laio, F. & Over, T. M. (2008). An analysis of the soil moisture feedback on convective and stratiform precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 9(2), 280–291. <https://doi.org/10.1175/2007JHM863.1>
- Alves, M., Nadeau, D. F., Music, B., Anctil, F. & Parajuli, A. (2020). On the Performance of the Canadian Land Surface Scheme Driven by the ERA5 Reanalysis over the Canadian Boreal Forest. *Journal of Hydrometeorology*, 21, 1383–1404. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-19-0172.1>

- Amelung, W., Blume, H.-P., Fleige, H., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K. & Wilke, B.-M. (2018). *Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde* (17. Aufl.). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-55871-3>
- Arakawa, A. & Lamb, V. R. (1977). 4: Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model. In J. Chang (Hrsg.), *General Circulation Models of the Atmosphere* (S. 337). Academic Press, Inc.
- Araya, S. N. & Ghezzehei, T. A. (2019). Using Machine Learning for Prediction of Saturated Hydraulic Conductivity and Its Sensitivity to Soil Structural Perturbations. *Water Resources Research*, 55, 5715–5737. <https://doi.org/10.1029/2018WR024357>
- Armstrong, R. L. & Brown, R. D. (2008). 1: Introduction. In R. L. Armstrong & E. Brun (Hrsg.), *Snow and Climate. Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling* (S. 1–11). Cambridge University Press.
- Arnold, J. G., Kiniry, J. R., Srinivasan, R., Williams, J. R., Haney, E. B. & Neitsch, S. L. (2012). Soil and Water Assessment Tool. <https://swat.tamu.edu/media/69296/SWAT-IO-Documentation-2012.pdf>
- Asmus, C., Hoffmann, P., Pietikäinen, J.-P., Böhner, J. & Rechid, D. (2021). Modeling irrigation effects on the regional climate in the Greater Alpine Region using a newly developed parameterization. *EMS Annual Meeting*, EMS2021–176. <https://doi.org/10.5194/ems2021-176>
- Asmus, C., Hoffmann, P., Pietikäinen, J.-P., Böhner, J. & Rechid, D. (2022). Analyzing the influence of irrigation on convection – Case study for Northern Italy using convection-permitting simulations. *EMS Annual Meeting*, EMS2022–275. <https://doi.org/10.5194/ems2022-275>
- Asselin, R. (1972). Frequency Filter for Time Integrations. *Monthly Weather Review*, 100(6), 487–490. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0487:FFFTI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0487:FFFTI>2.3.CO;2)
- Assouline, S. (2013). Infiltration into soils: Conceptual approaches and solutions. *Water Resources Research*, 49(4), 1755–1772. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20155>
- Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Boussetta, S., Brun, E., Cloke, H., Dee, D., Dutra, E., Muñoz-Sabater, J., Pappenberger, F., de Rosnay, P., Stockdale, T. & Vitart, F. (2015). ERA-Interim/Land: a global land surface reanalysis data set. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 389–407. <https://doi.org/10.5194/hess-19-389-2015>
- Balsamo, G., Beljaars, A., Scipal, K., Viterbo, P., van den Hurk, B., Hirschi, M. & Betts, A. K. (2009). A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *Journal of Hydrometeorology*, 10, 623–643. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1068.1>

- Ban, N., Caillaud, C., Coppola, E., Pichelli, E., Sobolowski, S., Adinolfi, M., Ahrens, B., Alias, A., Anders, I., Bastin, S., Belušić, D., Berthou, S., Brisson, E., Cardoso, R. M., Chan, S. C., Christensen, O. B., Fernandez, J., Fita, L., Frisius, T., . . . Zander, M. J. (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution, part I: evaluation of precipitation. *Climate Dynamics*, 57, 275–302. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05708-w>
- Bandai, T. & Ghezzehei, T. A. (2020). Physics-Informed Neural Networks with Monotonicity Constraints for Richardson-Richards Equation: Estimation of Constitutive Relationships and Soil Water Flux Density From Volumetric Water Content Measurements. *Water Resources Research*, 57(2), e2020WR027642. <https://doi.org/10.1029/2020WR027642>
- Bandhauer, M., Isotta, F., Lakatos, M., Lussana, C., Båserud, L., Izsák, B., Szentes, O., Tveito, O. E. & Frei, C. (2022). Evaluation of daily precipitation analyses in E-OBS (v19.0e) and ERA5 by comparison to regional high-resolution datasets in European regions. *International Journal of Climatology*, 42(2), 727–747. <https://doi.org/10.1002/joc.7269>
- Barlage, M., Dugger, A., FitzGerald, K., Karsten, L., McAllister, M., McCreight, J., Mills, J., RafieeiNasab, A., Read, L., Sampson, K., Yates, D. & Yu, W. (2018). The WRF-Hydro modeling system technical description (Version 5.0). https://ral.ucar.edu/projects/wrf_hydro/documentation/wrf-hydro-v5-documentation
- Barlage, M., Tewari, M., Chen, F., Miguez-Macho, G., Yang, Z. L. & Niu, G. Y. (2015). The effect of groundwater interaction in North American regional climate simulations with WRF/Noah-MP. *Climatic Change*, 129(3-4), 485–498. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1308-8>
- Bartholomé, E. & Belward, A. S. (2005). GLC2000: A new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26, 1959–1977. <https://doi.org/10.1080/01431160412331291297>
- Baumann, M. & Paeth, H. (2021). Adaptation of the urban climate model PALM-4U for Wuerzburg, Germany. *EGU General Assembly*, EGU21–3293. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-3293>
- Bechtold, P., Semane, N., Lopez, P., Chaboureaud, J. P., Beljaars, A. & Bormann, N. (2014). Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(2), 734–753. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0163.1>
- Beck, H., Pan, M., Miralles, D. G., Reichle, R. H., Dorigo, W. A., Hahn, S., Sheffield, J., Karthikeyan, L., Balsamo, G., Parinussa, R. M., van Dijk, A. I., Du, J., Kimball, J. S., Vergopolan, N. & Wood, E. F. (2021). Evaluation of 18 satellite- and model-based soil moisture products using in situ measurements from 826 sensors. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25, 17–40. <https://doi.org/10.5194/hess-2020-184>

- Beck, H. E., van Dijk, A. I., de Roo, A., Dutra, E., Fink, G., Orth, R. & Schellekens, J. (2017). Global evaluation of runoff from 10 state-of-the-art hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6), 2881–2903. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2881-2017>
- Bellprat, O., Kotlarski, S., Lthi, D. & Schr, C. (2012). Objective calibration of regional climate models. *Journal of Geophysical Research*, 117(23), 23115. <https://doi.org/10.1029/2012JD018262>
- Berg, A., Lintner, B. R., Findell, K. & Giannini, A. (2017). Uncertain soil moisture feedbacks in model projections of Sahel precipitation. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, 44(12), 6124–6133. <https://doi.org/10.1002/2017GL073851>
- Beringer, J., Lynch, A. H., Chapin, F. S., Mack, M., Bonan, G. B. & III, F. S. C. (2001). The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses. *Journal of Climate*, 14(15), 3324–3335. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3324:TROASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3324:TROASI>2.0.CO;2)
- Beven, K. (2021). The era of Infiltration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25, 851–866. <https://doi.org/10.5194/hess-2020-308>
- Bierkens, M. F., Bell, V. A., Burek, P., Chaney, N., Condon, L. E., David, C. H., de Roo, A., Döll, P., Drost, N., Famiglietti, J. S., Flörke, M., Gochis, D. J., Houser, P., Hut, R., Keune, J., Kollet, S., Maxwell, R. M., Reager, J. T., Samaniego, L., ... Wood, E. F. (2015). Hyper-resolution global hydrological modelling: What is next? Everywhere and locally relevant. *Hydrological Processes*, 29(2), 310–320. <https://doi.org/10.1002/hyp.10391>
- BigData@Geo. (2022a). BigData@Geo. <https://bigdata-at-geo.eu/>
- BigData@Geo. (2022b). Klimaatlas Unterfranken. <https://bigdata-at-geo.eu/klimaatlas/>
- Bisselink, B., van Meijgaard, E., Dolman, A. J. & de Jeu, R. A. (2011). Initializing a regional climate model with satellite-derived soil moisture. *Journal of Geophysical Research*, 116(2), D02121. <https://doi.org/10.1029/2010JD014534>
- Bojinski, S., Verstraete, M., Peterson, T. C., Richter, C., Simmons, A. & Zemp, M. (2014). The Concept of Essential Climate Variables in Support of Climate Research, Applications, and Policy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(9), 1431–1443. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00047.1>
- Bonan, G. (2019). *Climate Change and Terrestrial Ecosystem Modeling* (1. Aufl.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781107339217>
- Bortz, J. & Schuster, C. (2010). *Statistik für Human- und Sozialwissenschaftler* (7. Aufl.). Springer-Verlag.
- Bouma, J. (1989). Using Soil Survey Data for Quantitative Land Evaluation. In B. A. Stewart (Hrsg.), *Advances in Soil Sciences* (S. 177–213). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3532-3_4

- Boussetta, S., Balsamo, G., Beljaars, A., Kral, T. & Jarlan, L. (2013). Impact of a satellite-derived leaf area index monthly climatology in a global numerical weather prediction model. *International Journal of Remote Sensing*, 34(9-10), 3520–3542. <https://doi.org/10.1080/01431161.2012.716543>
- Boysen, L. R., Brovkin, V., Pongratz, J., Lawrence, D. M., Lawrence, P., Vuichard, N., Peylin, P., Liddicoat, S., Hajima, T., Zhang, Y., Rocher, M., Delire, C., Séférian, R., Arora, V. K., Nieradzic, L., Anthoni, P., Thiery, W., Laguë, M. M., Lawrence, D. & Lo, M.-H. (2021). Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models. *Biogeosciences*, 17(22), 5615–5638. <https://doi.org/10.5194/bg-17-5615-2020>
- Braun, F. J. & Schädler, G. (2005). Comparison of Soil Hydraulic Parameterizations for Mesoscale Meteorological Models. *Journal of Applied Meteorology*, 44, 1116–1132.
- Breil, M., Laube, N., Pinto, J. G. & Schädler, G. (2019). The impact of soil initialization on regional decadal climate predictions in Europe. *Climate Research*, 77, 139–154. <https://doi.org/10.3354/cr01548>
- Breil, M., Schädler, G. & Laube, N. (2018). An Improved Soil Moisture Parametrization for Regional Climate Simulations in Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(14), 7331–7339. <https://doi.org/10.1029/2018JD028704>
- Brooks, R. H. & Corey, A. T. (1964). Hydraulic Properties of Porous Media.
- Brooks, R. H. & Corey, A. T. (1966). Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of Irrigation and Drainage Division Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 61–88.
- Brunke, M. A., Broxton, P., Pelletier, J., Gochis, D., Hazenberg, P., Lawrence, D. M., Leung, L. R., Niu, G. Y., Troch, P. A. & Zeng, X. (2016). Implementing and evaluating variable soil thickness in the Community Land Model, version 4.5 (CLM4.5). *Journal of Climate*, 29(9), 3441–3461. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0307.1>
- Brunone, B., Ferrante, M., Romano, N. & Santini, A. (2003). Numerical Simulations of One-Dimensional Infiltration into Layered Soils with the Richards Equation Using Different Estimates of the Interlayer Conductivity. *Vadose Zone Journal*, 2, 193–200.
- Buontempo, C., Hutjes, R., Beavis, P., Berckmans, J., Cagnazzo, C., Vamborg, F., Thépaut, J. N., Bergeron, C., Almond, S., Amici, A., Ramasamy, S. & Dee, D. (2020). Fostering the development of climate services through Copernicus Climate Change Service (C3S) for agriculture applications. *Weather and Climate Extremes*, 27(June 2019). <https://doi.org/10.1016/j.wace.2019.100226>
- Burek, P., Satoh, Y., Kahil, T., Tang, T., Greve, P., Smilovic, M. & Guillaumot, L. (2020). Development of the Community Water Model (CWatM v1.04) – a high-resolution hydrological model for global and regional assessment of integrated water resources management.

- Geoscientific Model Development*, 13, 3267–3298. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3267-2020>
- Butts, M., Drews, M., Larsen, M. A., Lerer, S., Rasmussen, S. H., Grooss, J., Overgaard, J., Refsgaard, J. C., Christensen, O. B. & Christensen, J. H. (2014). Embedding complex hydrology in the regional climate system - Dynamic coupling across different modelling domains. *Advances in Water Resources*, 74, 166–184. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.09.004>
- Campbell, G. S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117(6), 311–314.
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E. & Schulze, E.-D. (1996). Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108, 538–595. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.05.013> <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.05.053> <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2013.12.005> <https://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2017.11.018> <https://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2017.11.009> <http://dx.doi.org/10.1>
- Careto, J. A. M., Matos Soares, P. M., Cardoso, R. M., Herrera, S. & Gutiérrez, J. M. (2021). Added value of the EURO-CORDEX high-resolution downscaling over the Iberian Peninsula revisited. Part I: Precipitation. *Geoscientific Model Development Discussions*. <https://doi.org/10.5194/gmd-2021-207>
- Carsel, R. F. & Parrish, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, 24, 755–769.
- Celia, M. A., Bouloutas, E. T. & Zarba, R. L. (1990). A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, 26(7), 1483–1496. <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01483>
- Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639–640. <https://doi.org/10.1002/qj.49708135027>
- Chen, L. & Young, M. H. (2006). Green-Ampt infiltration model for sloping surfaces. *Water Resources Research*, 42, W07420. <https://doi.org/10.1029/2005WR004468>
- Choudhary, A., Dimri, A. P. & Paeth, H. (2019). Added value of CORDEX-SA experiments in simulating summer monsoon precipitation over India. *International Journal of Climatology*, 39(4), 2156–2172. <https://doi.org/10.1002/joc.5942>
- Ciarlo, J. M., Coppola, E., Fantini, A., Giorgi, F., Gao, X., Tong, Y., Glazer, R. H., Torres-Alavez, J. A., Sines, T. R., Pichelli, E., Raffaele, F., Das, S., Bukovsky, M., Ashfaq, M., Im, E.-S., Nguyen-Xuan, T., Teichmann, C., Remedio, A. R. C., Remke, T., ... Jacob, D. (2021). A new spatially distributed added value index for regional climate models:

- the EURO-CORDEX and the CORDEX-CORE highest resolution ensembles. *Climate Dynamics*, 57, 1403–1424.
- Clapp, R. B. & Hornberger, G. M. (1978). Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. *Water Resources Research*, 14(4), 601–604. <https://doi.org/10.1029/WR014i004p00601>
- Clark, M. P., Fan, Y., Lawrence, D. M., Adam, J. C., Bolster, D., Gochis, D. J., Hooper, R. P., Kumar, M., Leung, L. R., Mackay, D. S., Maxwell, R. M., Shen, C., Swenson, S. C. & Zeng, X. (2015). Improving the representation of hydrologic processes in Earth System Models. *Water Resources Research*, 51(8), 5929–5956. <https://doi.org/10.1002/2015WR017096>
- Contractor, S., Alexander, L. V., Donat, M. G. & Herold, N. (2015). How Well Do Gridded Datasets of Observed Daily Precipitation Compare over Australia? *Advances in Meteorology*, 2015, 325718. <https://doi.org/10.1155/2015/325718>
- Coppola, E., Raffaele, F., Giorgi, F., Giuliani, G., Xuejie, G., Ciarlo, J. M., Sines, T. R., Torres-Alavez, J. A., Das, S., Di Sante, F., Pichelli, E., Glazer, R., Müller, S. K., Omar, S. A., Ashfaq, M., Bukovsky, M., Im, E.-S., Jacob, D., Teichmann, C., . . . Rechid, D. (2021). Climate hazard indices projections based on CORDEX-CORE, CMIP5 and CMIP6 ensemble. *Climate Dynamics*, 57, 1293–1383. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05640-z>
- Cornes, R. C., van der Schrier, G., Jones, P. D. & den van Besselaar, E. J. M. (2018). An Ensemble Version of the E-OBS Temperature and Precipitation Data Sets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 9391–9409. <https://doi.org/10.1029/2017JD028200>
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B. & Ginn, T. R. (1984). A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682–690. <https://doi.org/10.1029/WR020i006p00682>
- Crossett, C. C., Betts, A. K., Dupigny-Giroux, L.-A. L. & Bombliès, A. (2020). Evaluation of Daily Precipitation from the ERA5 Global Reanalysis against GHCN Observations in the Northeastern United States. *Climate*, 8, 148. <https://doi.org/10.3390/cli8120148>
- Cui, G. & Zhu, J. (2017). Infiltration model in sloping layered soils and guidelines for model parameter estimation. *Hydrological Sciences Journal*, 62(13), 2222–2237. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1371848>
- Dai, Y., Shangguan, W., Duan, Q., Liu, B., Fu, S. & Niu, G. (2013). Development of a China dataset of soil hydraulic parameters using pedotransfer functions for land surface modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 14(3), 869–887. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0149.1>

- Dai, Y., Shangguan, W., Wei, N., Xin, Q., Yuan, H., Zhang, S., Liu, S., Lu, X., Wang, D. & Yan, F. (2019a). A review of the global soil property maps for Earth system models. *Soil*, 5(2), 137–158. <https://doi.org/10.5194/soil-5-137-2019>
- Dai, Y., Xin, Q., Wei, N., Zhang, Y., Shangguan, W., Yuan, H., Zhang, S., Liu, S. & Lu, X. (2019b). A Global High-Resolution Data Set of Soil Hydraulic and Thermal Properties for Land Surface Modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(9), 2996–3023. <https://doi.org/10.1029/2019MS001784>
- Davies, H. C. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432), 405–418. <https://doi.org/10.1002/qj.49710243210>
- Davin, E. L., Rechid, D., Breil, M., Cardoso, R. M., Coppola, E., Hoffmann, P., Jach, L. L., Katragkou, E., de Noblet-Ducoudré, N., Radtke, K., Raffa, M., Soares, P. M. M., Sofiadis, G., Strada, S., Strandberg, G., Tölle, M. H., Warrach-Sagi, K. & Wulfmeyer, V. (2020). Biogeophysical impacts of forestation in Europe: First results from the LUCAS (Land Use and Climate Across Scales) Regional Climate Model intercomparison. *Earth System Dynamics*, 11, 183–200. <https://doi.org/10.5194/esd-11-183-2020>
- Decker, M. & Zeng, X. (2009). Impact of Modified Richards Equation on Global Soil Moisture Simulation in the Community Land Model (CLM3.5). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 1(3). <https://doi.org/10.3894/james.2009.1.5>
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A., van den Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., . . . Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597.
- Demory, M.-E., Berthou, S., Fernández, J., Sørland, S. L., Brogli, R., Roberts, M. J., Beyerle, U., Seddon, J., Haarsma, R., Schär, C., Buonomo, E., Christensen, O. B., Ciarlo, J. M., Fealy, R., Nikulin, G., Peano, D., Putrasahan, D., Roberts, C. D., Senan, R., . . . Vautard, R. (2020). European daily precipitation according to EURO-CORDEX regional climate models (RCMs) and high-resolution global climate models (GCMs) from the High-Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP). *Geoscientific Model Development*, 13, 5485–5506. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-5485-2020>
- Dennis, E. J. & Berbery, E. H. (2021). The Role of Soil Texture in Local Land Surface-Atmosphere Coupling and Regional Climate. *Journal of Hydrometeorology*, 22(2), 313–330. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0047.1>
- de Ridder, K. (2009). Soil temperature spin-up in land surface schemes. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3-4), 341–347. <https://doi.org/10.1007/s00704-008-0011-y>

- Di Luca, A., Argüeso, D., Evans, J. P., de Elía, R. & Laprise, R. (2016). Quantifying the overall added value of dynamical downscaling and the contribution from different spatial scales. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 121(4), 1575–1590. <https://doi.org/10.1002/2015JD024009>
- Di Luca, A., de Elía, R. & Laprise, R. (2012). Potential for added value in precipitation simulated by high-resolution nested Regional Climate Models and observations. *Climate Dynamics*, 38, 1229–1247. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1068-3>
- Di Luca, A., de Elía, R. & Laprise, R. (2015). Challenges in the Quest for Added Value of Regional Climate Dynamical Downscaling. *Current Climate Change Reports*, 1(1), 10–21. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0003-9>
- Diaconescu, E. P. & Laprise, R. (2013). Can added value be expected in RCM-simulated large scales? *Climate Dynamics*, 41, 1769–1800. <https://doi.org/10.1007/s00382-012->
- Diffenbaugh, N. S., Pal, J. S., Giorgi, F. & Gao, X. (2007). Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophysical Research Letters*, 34(11), L11706. <https://doi.org/10.1029/2007GL030000>
- Dirmeyer, P. A., Balsamo, G., Blyth, E. M., Morrison, R. & Cooper, H. M. (2021). Land-Atmosphere Interactions Exacerbated the Drought and Heatwave Over Northern Europe During Summer 2018. *AGU Advances*, 2(2), e2020AV000283. <https://doi.org/10.1029/2020AV000283>
- Dommenget, D. & Rezny, M. (2018). A Caveat Note on Tuning in the Development of Coupled Climate Models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(1), 78–97. <https://doi.org/10.1002/2017MS000947>
- Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H.-J., Mironov, D., Raschendorfer, M., Reinhardt, T., Ritter, B., Schrodin, R., Schulz, J.-P. & Vogel, G. (2013). A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model Part II: Physical Parameterization. <https://doi.org/10.5676/DWD{\textunderscore}pub/nwv/cosmo-doc>
- Dosio, A., Jones, R. G., Jack, C., Lennard, C., Nikulin, G. & Hewitson, B. (2019). What can we know about future precipitation in Africa? Robustness, significance and added value of projections from a large ensemble of regional climate models. *Climate Dynamics*, 53(9-10), 5833–5858. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04900-3>
- Dosio, A., Panitz, H.-J., Schubert-Frisius, M. & Lüthi, D. (2015). Dynamical downscaling of CMIP5 global circulation models over CORDEX-Africa with COSMO-CLM: evaluation over the present climate and analysis of the added value. *Climate Dynamics*, 44, 2637–2661. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2262-x>
- Dümenil, L. & Todini, E. (1992). 9: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In J. P. Kane (Hrsg.), *Advances in Theoretical Hydrology - A Tribute to James*

- Dooge (S. 129–157). Elsevier Science Publishers. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-89831-9.50016-8>
- Dunne, K. A. & Willmott, C. J. (1996). Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *International Journal of Climatology*, 16(8), 841–859. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199608\)16:8<841::AID-JOC60>3.0.CO;2-8](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199608)16:8<841::AID-JOC60>3.0.CO;2-8)
- Dunne, T. (1978). Field studies of hillslope flow processes. In M. J. Kirkby (Hrsg.), *Hillslope Hydrology* (S. 227–293). John Wiley & Sons, Inc.
- Durre, I., Wallace, J. M. & Lettenmaier, D. P. (2000). Dependence of extreme daily maximum temperatures on antecedent soil moisture in the contiguous United States during summer. *Journal of Climate*, 13(14), 2641–2651. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2641:DOEDMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2641:DOEDMT>2.0.CO;2)
- Dutra, E., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P. M., Beljaars, A., Schar, C. & Elder, K. (2010a). An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: Description and offline validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4), 899–916. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1249.1>
- Dutra, E., Stepanenko, V. M., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P. M. A., Mironov, D. & Schär, C. (2010b). An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. *Boreal Environment Research*, 15, 100–112.
- Dutra, E., Viterbo, P., Miranda, P. M. A. & Balsamo, G. (2012). Complexity of Snow Schemes in a Climate Model and Its Impact on Surface Energy and Hydrology. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2), 521–538. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-072.1>
- Eagleson, P. S. (1978). Climate, soil, and vegetation: 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase. *Water Resources Research*, 14(5), 722–730. <https://doi.org/10.1029/WR014i005p00722>
- Eckermann, S. (2009). Hybrid σ -p coordinate choices for a global model. *Monthly Weather Review*, 137(1), 224–245. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2537.1>
- Edelmann, W., Majewski, D., Schättler, U., Prohl, P., Heise, E., Doms, G., Ritter, B., Link, A., Gertz, M. & Hanisch, T. (1995). Dokumentation des EM/DM-Systems.
- Edwards, P. N. (2011). History of climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(1), 128–139. <https://doi.org/10.1002/wcc.95>
- Ek, M. & Mahrt, L. (1994). Daytime Evolution of Relative Humidity at the Boundary Layer Top. *1098-6596*, 122, 2709–2721. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.003>
<https://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.08.001>
<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12>

- Ek, M. B. & Holtslag, A. A. (2004). Influence of soil moisture on boundary layer cloud development. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 86–99. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0086:IOSMOB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0086:IOSMOB>2.0.CO;2)
- Ekici, A., Beer, C., Hagemann, S., Boike, J., Langer, M. & Hauck, C. (2014). Simulating high-latitude permafrost regions by the JSBACH terrestrial ecosystem model. *Geoscientific Model Development*, 7(2), 631–647. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-631-2014>
- Eltahir, E. A. B. (1998). A soil moisture-rainfall feedback mechanism 1. Theory and observations. *Water Resources Research*, 34(4), 765–776. <https://doi.org/10.1029/97WR03499>
- Eltahir, E. A. B. & Bras, R. L. (1996). Precipitation Recycling. *Reviews of Geophysics*, 34, 367–378. <https://doi.org/10.1029/96RG01927>
- Emori, S. (1998). The interaction of cumulus convection with soil moisture distribution: an idealized simulation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 103(D8), 8873–8884. <https://doi.org/10.1029/98JD00426>
- Erdenebat, E. & Sato, T. (2018). Role of soil moisture-atmosphere feedback during high temperature events in 2002 over Northeast Eurasia. *Progress in Earth and Planetary Science*, 5(1), 37. <https://doi.org/10.1186/s40645-018-0195-4>
- Fan, Y., Clark, M., Lawrence, D. M., Swenson, S., Band, L. E., Brantley, S. L., Brooks, P. D., Dietrich, W. E., Flores, A., Grant, G., Kirchner, J. W., Mackay, D. S., McDonnell, J. J., Milly, P. C., Sullivan, P. L., Tague, C., Ajami, H., Chaney, N., Hartmann, A., . . . Yamazaki, D. (2019). Hillslope Hydrology in Global Change Research and Earth System Modeling. *Water Resources Research*, 55, 1737–1772. <https://doi.org/10.1029/2018WR023903>
- Fan, Y., Miguez-Macho, G., Jobbágy, E. G., Jackson, R. B. & Otero-Casal, C. (2017). Hydrologic regulation of plant rooting depth. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(40), 10572–10577. <https://doi.org/10.1073/pnas.1712381114>
- FAO. (1974). FAO-UNESCO Soil map of the world 1:5000000. <http://www.fao.org/3/as360e/as360e.pdf>
- FAO. (1988). FAO - UNESCO Soil Map of the World. https://www.isric.org/sites/default/files/isric_report_1988_01.pdf
- FAO. (2014). World Reference Base for Soil Resources. <https://www.fao.org/3/i3794en/I3794en.pdf>
- Farthing, M. W. & Ogden, F. L. (2017). Numerical solution of richards' equation: A review of advances and challenges. *Soil Science Society of America Journal*, 81(6), 1257–1269. <https://doi.org/10.2136/sssaj2017.02.0058>

- Fatichi, S., Or, D., Walko, R., Vereecken, H., Young, M. H., Ghezzehei, T. A., Hengl, T., Kollet, S., Agam, N. & Avissar, R. (2020). Soil structure is an important omission in Earth System Models. *Nature Communications*, *11*(522). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14411-z>
- Felfelani, F., Lawrence, D. M. & Pokhrel, Y. (2020). Representing Intercell Lateral Groundwater Flow and Aquifer Pumping in the Community Land Model. *Water Resources Research*, *56*, e2020WR027531. <https://doi.org/10.1029/2020WR027531>
- Fersch, B., Senatore, A., Adler, B., Arnault, J., Mauder, M., Schneider, K., Völksch, I. & Kunstmann, H. (2020). High-resolution fully coupled atmospheric-hydrological modeling: A cross-compartment regional water and energy cycle evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences*, *24*(5), 2457–2481. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2457-2020>
- Filipović, V., Gerke, H. H., Filipović, L. & Sommer, M. (2018). Quantifying Subsurface Lateral Flow along Sloping Horizon Boundaries in Soil Profiles of a Hummocky Ground Moraine. *Vadose Zone Journal*, *17*(1), 1–12. <https://doi.org/10.2136/vzj2017.05.0106>
- Findell, K. L., Shevliakova, E., Milly, P. C. & Stouffer, R. J. (2007). Modeled impact of anthropogenic land cover change on climate. *Journal of Climate*, *20*(14), 3621–3634. <https://doi.org/10.1175/JCLI4185.1>
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D. & Schär, C. (2007a). Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophysical Research Letters*, *34*(6), L06707. <https://doi.org/10.1029/2006GL029068>
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Vidale, P. L., Lüthi, D. & Schär, C. (2007b). Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *Journal of Climate*, *20*(20), 5081–5099. <https://doi.org/10.1175/JCLI4288.1>
- Fischer, E. M. (2014). Autopsy of two mega-heatwaves. *Nature Geoscience*, *7*(5), 332–333. <https://doi.org/10.1038/ngeo2148>
- Fisher, R. A. & Koven, C. D. (2020). Perspectives on the Future of Land Surface Models and the Challenges of Representing Complex Terrestrial Systems. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*(4). <https://doi.org/10.1029/2018MS001453>
- Flaounas, E., Drobinski, P. & Bastin, S. (2013). Dynamical downscaling of IPSL-CM5 CMIP5 historical simulations over the Mediterranean: benefits on the representation of regional surface winds and cyclogenesis. *Climate Dynamics*, *40*, 2497–2513. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1606-7>
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V. M., Reason, C. & Rummukainen, M. (2013). 9: Evaluation of Climate Models. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, Y. Bex & P. M. Midgley (Hrsg.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*.

- Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (S. 743–866). Cambridge University Press.
- Foley, A. M. (2010). Uncertainty in regional climate modelling: A review. *Progress in Physical Geography*, 34(5), 647–670. <https://doi.org/10.1177/0309133310375654>
- Ford, T. W., Quiring, S. M., Thakur, B., Jogineedi, R., Houston, A., Yuan, S., Kalra, A. & Lock, N. (2018). Evaluating soil moisture-precipitation interactions using remote sensing: A sensitivity analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 19(8), 1237–1253. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0243.1>
- Fouquart, Y. & Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 53, 35–62.
- Freeze, R. A. (1980). A stochastic–conceptual analysis of rainfall–runoff processes on a hillslope. *Water Resources Research*, 16(2), 391–408. <https://doi.org/10.1029/WR016i002p00391>
- Frisius, T., Jacob, D., Remedio, A. R., Sieck, K. & Teichmann, C. (2020). The effect of horizontal diffusion parameterization in convection-permitting REMO-NH simulations over Germany. *EGU General Assembly*, EGU2020–17888. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-17888>
- Furusho-Percot, C., Goergen, K., Hartick, C., Poshyvailo-Strube, L. & Kollet, S. (2022). Groundwater Model Impacts Multiannual Simulations of Heat Waves. *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL096781. <https://doi.org/10.1029/2021GL096781>
- Gallego-Elvira, B., Taylor, C. M., Harris, P. P., Ghent, D., Veal, K. L. & Folwell, S. S. (2016). Global observational diagnosis of soil moisture control on the land surface energy balance. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, 43(6), 2623–2631. <https://doi.org/10.1002/2016GL068178>
- Gao, X., Shi, Y., Zhang, D., Wu, J., Giorgi, F., Ji, Z. & Wang, Y. (2012). Uncertainties in monsoon precipitation projections over China: Results from two high-resolution RCM simulations. *Climate Research*, 52, 213–226. <https://doi.org/10.3354/cr01084>
- Gao, Y., Weiher, S., Markkanen, T., Gregow, H., Helena, M., Jacob, D. & Laaksonen, A. (2015). Implementation of the CORINE land use classification in the regional climate model REMO. *Boreal Environment Research*, 6095, 261–282.
- Garcia-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R. M., Luterbacher, J. & Fischer, E. M. (2010). A review of the European summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 40, 267–306. <https://doi.org/10.1080/10643380802238137>
- Gesch, D. B., Verdin, K. L. & Greenlee, S. K. (1999). New land surface digital elevation model covers the earth. *Eos*, 80(6), 69–70. <https://doi.org/10.1029/99EO00050>

- Gevaert, A. I., Miralles, D. G., de Jeu, R. A., Schellekens, J. & Dolman, A. J. (2018). Soil Moisture-Temperature Coupling in a Set of Land Surface Models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(3), 1481–1498. <https://doi.org/10.1002/2017JD027346>
- Gibson, P. B., Waliser, D. E., Lee, H., Tian, B. & Massoud, E. (2019). Climate model evaluation in the presence of observational uncertainty: Precipitation indices over the contiguous United States. *Journal of Hydrometeorology*, 20(7), 1339–1357. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0230.1>
- Giorgi, F. (1995). Perspectives for regional earth system modeling. *Global and Planetary Change*, 10(1-4), 23–42. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(94\)00018-9](https://doi.org/10.1016/0921-8181(94)00018-9)
- Giorgi, F. (2019). Thirty Years of Regional Climate Modeling: Where Are We and Where Are We Going next? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(11), 2018JD030094. <https://doi.org/10.1029/2018JD030094>
- Giorgi, F., Coppola, E., Jacob, D., Teichmann, C., Omar, S. A., Ashfaq, M., Ban, N., Bülow, K., Bukovsky, M., Buntemeyer, L., Cavazos, T., Ciarlo, J., Da Rocha, R. P., Das, S., Di Sante, F., Evans, J. P., Gao, X., Giuliani, G., Glazer, R. H., ... Weber, T. (2022). The CORDEX-CORE EXP-I initiative: Description and highlight results from the initial analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(2), E293–E310. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0119.1>
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U. U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., Stordal, F., ... Brankovic, C. (2012). RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52, 7–29. <https://doi.org/10.3354/cr01018>
- Giorgi, F., Coppola, E., Teichmann, C. & Jacob, D. (2021). Editorial for the CORDEX-CORE Experiment I Special Issue. *Climate Dynamics*, 57, 1265–1268. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05902-w>
- Giorgi, F. & Gao, X.-J. (2018). Regional earth system modeling: review and future directions. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 11(2), 189–197. <https://doi.org/10.1080/16742834.2018.1452520>
- Giorgi, F. & Gutowski, W. J. (2015). Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, 40(1), 467–490. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021217>
- Giorgi, F., Jones, C. & Asrar, G. (2009). Addressing climate information needs at the regional level: The CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58, 175–183.
- Giorgi, F. & Mearns, L. O. (1991). Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Reviews of Geophysics*, 29(2), 191. <https://doi.org/10.1029/90RG02636>

- Gochis, D. J., Barlage, M., Cabell, R., Casali, M., Dugger, A., FitzGerald, K., McAllister, M., McCreight, J., RafieeiNasab, A., Read, L., Sampson, K., Yates, D. & Zhang, Y. (2020). The NCAR WRF-Hydro\textregistered Modeling System Technical Description (Version 5.5.1). <https://ral.ucar.edu/sites/default/files/public/WRFHydroV511TechnicalDescription.pdf>.
- González-Rouco, J. F., Steinert, N. J., García-Bustamante, E., Hagemann, S., de Vrese, P., Jungclaus, J. H., Lorenz, S. J., Melo-Aguilar, C., García-Pereira, F. & Navarro, J. (2021). Increasing the depth of a Land Surface Model. Part I: Impacts on the subsurface thermal regime and energy storage. *Journal of Hydrometeorology*, 22(12), 3211–3230. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-21-0024.1>
- Gottardi, G. & Venutelli, M. (1993). Richards: Computer program for the numerical simulation of one-dimensional infiltration into unsaturated soil. *Computers and Geosciences*, 19(9), 1239–1266. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90028-4](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90028-4)
- Green, W. H. & Ampt, G. A. (1911). Studies on Soil Physics, Part 1, the Flow of Air and Water through Soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 11–24.
- GSDT. (2000). Global Soil Data Task (IGBP-DIS, ISO-image of CD). International Geosphere-Biosphere Program, PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.869912>
- Guimberteau, M., Ducharne, A., Ciais, P., Boisier, J. P., Peng, S., de Weirdt, M. & Verbeeck, H. (2014). Testing conceptual and physically based soil hydrology schemes against observations for the Amazon Basin. *Geoscientific Model Development*, 7, 1115–1136. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1115-2014>
- Guo, Z., Fang, J., Shao, M., Tang, J. & Tang, J. (2022). Improved summer daily and sub-daily precipitation over Eastern China in convection-permitting simulations. *Atmospheric Research*, 265, 105929. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105929>
- Guswa, A. J. (2008). The influence of climate on root depth: A carbon cost-benefit analysis. *Water Resources Research*, 44(2), W02427. <https://doi.org/10.1029/2007WR006384>
- Gutierrez, J. M., Bedia, J., Benestad, R. & Pagé, C. (2013). Review of the different statistical downscaling methods for s2d prediction. https://www.specs-fp7.eu/sites/default/files/u1/SPECS_D52.1.pdf
- Gutowski Jr., W. J., Giorgi, F., Timbal, B., Frigon, A., Jacob, D., Kang, H.-S., Raghavan, K., Lee, B., Lennard, C., Nikulin, G., O'Rourke, E., Rixen, M., Solman, S., Stephenson, T. & Tangang, F. (2016). WCRP COordinated Regional Downscaling EXperiment (CORDEX): a diagnostic MIP for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(11), 4087–4095. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4087-2016>
- Gutowski Jr., W. J., Vörösmarty, C. J., Person, M., Ötles, Z., Fekete, B. & York, J. (2002). A coupled Land-Atmosphere Simulation Program (CLASP): Calibration and validation.

- Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 107(16), ACL 3–1–ACL 3–17. <https://doi.org/10.1029/2001JD000392>
- Hagemann, S. (2002). An Improved Land Surface Parameter Dataset for Global and Regional Climate Models. *0937-1060*, (336). <https://doi.org/10.17617/2.2344576>
- Hagemann, S., Blome, T., Ekici, A. & Beer, C. (2016). Soil-frost-enabled soil-moisture-precipitation feedback over northern high latitudes. *Earth System Dynamics*, 7(3), 611–625. <https://doi.org/10.5194/esd-7-611-2016>
- Hagemann, S., Botzet, M., Dümenil, L. & Machehauer, B. (1999). Derivation of global GCM boundary conditions from 1km land use satellite data. *0937-1060*, 289. http://www.mpimet.mpg.de/privat/Mitarbeiter/hagemann.stefan%20http://www.mpimet.mpg.de/fileadmin/publikationen/Reports/max_scirep_289.pdf
- Hagemann, S. & Dümenil, L. (1998). Documentation for the Hydrological Discharge Model. <https://www.osti.gov/etdeweb/servlets/purl/310974>
- Hagemann, S. & Dümenil Gates, L. (2003). Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations. *Climate Dynamics*, 21(3–4), 349–359. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0349-x>
- Hagemann, S. & Stacke, T. (2015). Impact of the soil hydrology scheme on simulated soil moisture memory. *Climate Dynamics*, 44(7–8), 1731–1750. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2221-6>
- Hamdi, R., van de Vyer, H., de Troch, R. & Termonia, P. (2014). Assessment of three dynamical urban climate downscaling methods: Brussels’s future urban heat island under an A1B emission scenario. *International Journal of Climatology*, 34, 978–999. <https://doi.org/10.1002/joc.3734>
- Hanel, M., Rakovec, O., Markonis, Y., Maca, P., Samaniego, L., Kysely, J. & Kumar, R. (2018). Revisiting the recent European droughts from a long-term perspective. *Scientific Reports*, 8, 9499. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27464-4>
- Hänsel, S., Hoy, A., Brendel, C. & Maugeri, M. (2022). Record Summers in Europe – Variations in drought and heavy precipitation during 1901–2018. *International Journal of Climatology Early View*. <https://doi.org/10.1002/joc.7587>
- Hao, D., Bisht, G., Huang, M., Ma, P. L., Tesfa, T., Lee, W. L., Gu, Y. & Leung, L. R. (2022). Impacts of Sub-Grid Topographic Representations on Surface Energy Balance and Boundary Conditions in the E3SM Land Model: A Case Study in Sierra Nevada. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 14(4), e2021MS002862. <https://doi.org/10.1029/2021MS002862>
- Harper, A. B., Williams, K. E., McGuire, P. C., Duran Rojas, M. C., Hemming, D., Verhoef, A., Huntingford, C., Rowland, L., Marthews, T., Breder Eller, C., Mathison, C., Nobrega,

- R. L. B., Gedney, N., Vidale, P. L., Otu-Larbi, F., Pandey, D., Garrigues, S., Wright, A., Slevin, D., . . . Wohlfahrt, G. (2021). Improvement of modeling plant responses to low soil moisture in JULESv4.9 and evaluation against flux tower measurements. *Geoscientific Model Development*, *14*, 3269–3294. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-3269-2021>
- Hassler, B. & Lauer, A. (2021). Comparison of Reanalysis and Observational Precipitation Datasets Including ERA5 and WFDE5. *Atmosphere*, *12*, 1462. <https://doi.org/10.3390/atmos12111462>
- Hauser, M., Orth, R. & Seneviratne, S. I. (2016). Role of soil moisture vs. recent climate change for heat waves in western Russia. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, *43*(October), 2819–2826. <https://doi.org/10.1002/2016GL068036>. Received
- Haverkamp, R. & Vauclin, M. (1979). A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems. *Water Resources Research*, *15*, 181–187. <https://doi.org/10.1029/WR015i001p00181>
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P. J. & Vachaud, G. (1977). A Comparison of Numerical Simulation Models For One-Dimensional Infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, *41*, 285–294. <https://doi.org/10.2136/sssaj1977.03615995004100020024x>
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M., Klok, E. J., Jones, P. D. & New, M. (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *113*(20), D20119. <https://doi.org/10.1029/2008JD010201>
- Henderson-Sellers, A., McGuffie, K. & Pitman, A. J. (1996). The Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes (PILPS): 1992 to 1995. *Climate Dynamics*, *12*, 849–859. <https://doi.org/10.1007/s003820050147>
- Henderson-Sellers, A., Pitman, A. J., Love, P. K. & Chen, T. H. (1995). The Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *76*(4), 489–504. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1995\)076<0489:TPFIOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1995)076<0489:TPFIOL>2.0.CO;2)
- Hengl, T., de Jesus, J. M., Heuvelink, G. B., Gonzalez, M. R., Kilibarda, M., Blagotić, A., Shangquan, W., Wright, M. N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M. A., Vargas, R., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Leenaars, J. G., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S. & Kempen, B. (2017). SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PLoS ONE*, *12*(2), 1–40. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>
- Hengl, T., de Jesus, J. M., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Heuvelink, G. B., Ribeiro, E., Samuel-Rosa, A., Kempen, B., Leenaars, J. G., Walsh, M. G. & Gonzalez, M. R. (2014).

- SoilGrids1km - Global soil information based on automated mapping. *PLoS ONE*, 9(8), e105992. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0105992>
- Herrera, S., Kotlarski, S., Soares, P. M., Cardoso, R. M., Jaczewski, A., Gutiérrez, J. M. & Maraun, D. (2019). Uncertainty in gridded precipitation products: Influence of station density, interpolation method and grid resolution. *International Journal of Climatology*, 39(9), 3717–3729. <https://doi.org/10.1002/joc.5878>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hillel, D. (1998). *Environmental Soil Physics*. Academic Press.
- Hirschi, M., Seneviratne, S. I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O. B., Formayer, H., Orłowsky, B. & Stepanek, P. (2010). Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*, 4(1), 17–21. <https://doi.org/10.1038/ngeo1032>
- Hoffmann, H., Zhao, G., Asseng, S., Bindi, M., Biernath, C., Constantin, J., Coucheney, E., Dechow, R., Doro, L., Eckersten, H., Gaiser, T., Grosz, B., Heinlein, F., Kassie, B. T., Kersebaum, K. C., Klein, C., Kuhnert, M., Lewan, E., Moriondo, M., ... Lightfoot, D. A. (2016). Impact of spatial soil and climate input data aggregation on regional Yield Simulations. *PLoS ONE*, 11(4), e0151782. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0151782>
- Hofstra, N., Haylock, M., New, M. & Jones, P. D. (2009). Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(21), D21101. <https://doi.org/10.1029/2009JD011799>
- Hofstra, N., New, M. & McSweeney, C. (2010). The influence of interpolation and station network density on the distributions and trends of climate variables in gridded daily data. *Climate Dynamics*, 35(5), 841–858. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0698-1>
- Hohenegger, C., Brockhaus, P., Bretherton, C. S. & Schär, C. (2009). The Soil Moisture–Precipitation Feedback in Simulations with Explicit and Parameterized Convection. *Journal of Climate*, 22(19), 5003–5020. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2604.1>
- Holdridge, L. R. (1964). Life Zone Ecology. http://reddcr.go.cr/sites/default/files/centro-de-documentacion/holdridge_1966_-_life_zone_ecology.pdf
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos*, 14(1), 446–460. <https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446>

- Hostetler, S. W., Bates, G. T. & Giorgi, F. (1993). Interactive nesting of a lake thermal model within a regional climate model for climate change studies. *Journal of Geophysical Research*, 98, 5045–5057. <https://doi.org/10.1029/92JD02843>
- Hourdin, F., Mauritsen, T., Gettelman, A., Golaz, J.-C., Balaji, V., Duan, Q., Folini, D., Ji, D., Klocke, D., Qian, Y., Rauser, F., Rio, C., Tomassini, L., Watanabe, M. & Williamson, D. (2017). The Art and Science of Climate Model Tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(3), 589–602. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00135.1>
- Howland, M. F., Dunbar, O. R. A. & Schneider, T. (2022). Parameter uncertainty quantification in an idealized GCM with a seasonal cycle. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems Accepted Articles*, e2021MS002735. <https://doi.org/10.1029/2021MS002735>
- Hu, G. & Franzke, C. L. (2020). Evaluation of Daily Precipitation Extremes in Reanalysis and Gridded Observation-Based Data Sets Over Germany. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, 47(18), e2020GL089624. <https://doi.org/10.1029/2020GL089624>
- Iles, C. E., Vautard, R., Strachan, J., Jousaume, S., Eggen, B. R. & Hewitt, C. D. (2020). The benefits of increasing resolution in global and regional climate simulations for European climate extremes. *Geoscientific Model Development*, 13, 5583–5607. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-5583-2020>
- Imamovic, A., Schlemmer, L. & Schär, C. (2017). Collective Impacts of Orography and Soil Moisture on the Soil Moisture–Precipitation Feedback. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, 44(22), 11, 682–11, 691. <https://doi.org/10.1002/2017GL075657>
- IPCC. (2013). *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- IPCC. (2022). *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009325844>
- Jacob, D. & Podzun, R. (1997). Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63(1-2), 119–129. <https://doi.org/10.1007/BF01025368>
- Jacob, D., van den Hurk, B. J. J. M., Andrae, U., Elgered, G., Fortelius, C., Graham, L. P., Jackson, S. D., Karstens, U., Köpken, C., Lindau, R., Podzun, R., Rockel, B., Rubel, F., Sass, B. H., Smith, R. N. B. & Yang, X. (2001). A comprehensive model inter-comparison

- study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77(1-4), 19–43. <https://doi.org/10.1007/s007030170015>
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., ... Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S., Katragkou, E., Anders, I., Belda, M., Benestad, R., Boberg, F., Buonomo, E., Cardoso, R. M., Casanueva, A., Christensen, O. B., Christensen, J. H., Coppola, E., de Cruz, L., Davin, E. L., Dobler, A., Domínguez, M., Fealy, R., ... Wulfmeyer, V. (2020). Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community. *Regional Environmental Change*, 20(2). <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01606-9>
- Jaeger, E. B. & Seneviratne, S. I. (2011). Impact of soil moisture-atmosphere coupling on European climate extremes and trends in a regional climate model. *Climate Dynamics*, 36(9–10), 1919–1939. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0780-8>
- Jerez, S., López-Romero, J. M., Turco, M., Lorente-Plazas, R., Gómez-Navarro, J. J., Jiménez-Guerrero, P. & Montávez, J. P. (2020). On the Spin-Up Period in WRF Simulations Over Europe: Trade-Offs Between Length and Seasonality. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(4), e2019MS001945. <https://doi.org/10.1029/2019MS001945>
- Ji, P., Yuan, X. & Liang, X. Z. (2017). Do Lateral Flows Matter for the Hyperresolution Land Surface Modeling? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(22), 12, 077–12, 092. <https://doi.org/10.1002/2017JD027366>
- Jones, C., Giorgi, F. & Asrar, G. (2011). The Coordinated Regional Downscaling Experiment: CORDEX. An international downscaling link to CMIP5. *Exchanges*, 16, 34–40.
- Kale, R. V. & Sahoo, B. (2011). Green-Ampt Infiltration Models for Varied Field Conditions: A Revisit. *Water Resources Management*, 25(14), 3505–3536. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9868-0>
- Kappas, M. (2009). *Klimatologie. Klimaforschung im 21. Jahrhundert für Natur- und Sozialwissenschaften*. Spektrum.
- Karamouz, M., Nazif, S. & Falahi, M. (2012). *Hydrology and hydroclimatology: Principles and applications* (1. Aufl.). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b13771>
- Kautz, L.-A., Martius, O., Pfahl, S., Pinto, J. G., Ramos, A. M., Sousa, P. M. & Woollings, T. (2022). Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a

- review. *Weather and Climate Dynamics*, 3(1), 305–336. <https://doi.org/10.5194/wcd-2021-56>
- Khodayar, S., Sehlinger, A., Feldmann, H. & Kottmeier, C. (2015). Sensitivity of soil moisture initialization for decadal predictions under different regional climatic conditions in Europe. *International Journal of Climatology*, 35(8), 1899–1915. <https://doi.org/10.1002/joc.4096>
- Kim, J. & Mohanty, B. P. (2016). Influence of lateral subsurface flow and connectivity on soil water storage in land surface modeling. *Journal of Geophysical Research*, 121, 704–721. <https://doi.org/10.1002/2015JD024067>
- Kirkland, M. R., Hills, R. G. & Wierenga, P. J. (1992). Algorithms for solving Richards' equation for variably saturated soils. *Water Resources Research*, 28(8), 2049–2058. <https://doi.org/10.1029/92WR00802>
- Kishné, A. S., Yimam, Y. T., Morgan, C. L. S. & Dornblaser, B. C. (2017). Evaluation and improvement of the default soil hydraulic parameters for the Noah Land Surface Model. *Geoderma*, 285, 247–259. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.09.022>
- Kleidon, A. (2004). Global datasets and rooting zone depth inferred from inverse methods. *Journal of Climate*, 17(13), 2714–2722. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<textless>2714:GDORZD<textgreater>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<textless>2714:GDORZD<textgreater>2.0.CO;2)
- Knist, S., Goergen, K., Buonomo, E., Christensen, O. B., Colette, A., Cardoso, R. M., Fealy, R., Fernández, J., García-Díez, M., Jacob, D., Kartsios, S., Katragkou, E., Keuler, K., Mayer, S., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Soares, P. M., Sobolowski, S., Szepszo, G., ... Simmer, C. (2017). Land-atmosphere coupling in EURO-CORDEX evaluation experiments. *Journal of Geophysical Research*, 122(1), 79–103. <https://doi.org/10.1002/2016JD025476>
- Kong, J., Shen, C., Luo, Z., Hua, G. & Zhao, H. (2016). Improvement of the hillslope-storage Boussinesq model by considering lateral flow in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 52, 2965–2984. <https://doi.org/10.1002/2016WR018704>
- Kosugi, K. (1994). Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resources Research*, 30(4), 891–901. <https://doi.org/10.1029/93WR02931>
- Kosugi, K. (1996). Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 32(9), 2697–2703. <https://doi.org/10.1029/96WR01776>
- Kotlarski, S. (2007). A Subgrid Glacier Parameterisation for Use in Regional Climate Modelling. 1614-1199. http://pubman.mpdl.mpg.de/pubman/item/escidoc:994357/component/escidoc:994356/WEB_BzE_42.pdf%20http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:A+Subgrid+Glacier+Parameterisation+for+Use+in+Regional+Climate+Modelling#0

- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Goergen, K., Jacob, D., Lüthi, D., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Schär, C., Teichmann, C., Vautard, R., Warrach-Sagi, K. & Wulfmeyer, V. (2014). Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, 7, 1297–1333. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1297-2014>
- Koukoulou, M., Schwartz, C. S., Nikolopoulos, E. I. & Anagnostou, E. N. (2021). Understanding the impact of soil moisture on precipitation under different climate and meteorological conditions: A numerical sensitivity study over the CONUS. *Journal of Geophysical Research Atmospheres, Accepted A*, e2021JD035096. <https://doi.org/10.1029/2021JD035096>
- Koukoulou, M., Nikolopoulos, E. I., Kushta, J., Bartsotas, N. S., Kallos, G. & Anagnostou, E. N. (2019). A numerical sensitivity analysis of soil moisture feedback on convective precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 20(1), 23–44. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0134.1>
- Kraus, H. (2004). *Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie* (3. Aufl.). Springer.
- Krauskopf, T. & Huth, R. (2020). Temperature trends in Europe: comparison of different data sources. *Theoretical and Applied Climatology*, 139(3–4), 1305–1316. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-03038-w>
- Kuffour, B. N., Engdahl, N., Woodward, C., Condon, L., Kollet, S. & Maxwell, R. (2020). Simulating Coupled Surface-Subsurface Flows with ParFlow v3.5.0: Capabilities, applications, and ongoing development of an open-source, massively parallel, integrated hydrologic model. *Geoscientific Model Development*, 13(3), 1373–1397. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-1373-2020>
- Kumar, D., Rai, P. K. & Dimri, A. P. (2020). Investigating Indian summer monsoon in coupled regional land-atmosphere downscaling experiments using RegCM4. *Climate Dynamics*, 54, 2959–2980. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05151-3>
- Kumar, R., Samaniego, L. & Attinger, S. (2013). Implications of distributed hydrologic model parameterization on water fluxes at multiple scales and locations. *Water Resources Research*, 49(1), 360–379. <https://doi.org/10.1029/2012WR012195>
- Lasslop, G., Thonicke, K. & Kloster, S. (2014). SPITFIRE within the MPI Earth system model: Model development and evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(3), 740–755. <https://doi.org/10.1002/2013MS000284>
- Latif, M. (2009). *Klimawandel und Klimadynamik*. Eugen Ulmer KG.
- Lawrence, D., Fisher, R., Koven, C., Oleson, K., Swenson, S., Vertenstein, M., Andre, B., Bonan, G., Ghimire, B., van Kampenhout, L., Kennedy, D., Kluzek, E., Knox, R., Lawrence, P.,

- Li, F., Li, H., Lombardozzi, D. & Yaqi, C. X. (2018). CLM5 Documentation. https://www.cesm.ucar.edu/models/cesm2/land/CLM50_Tech_Note.pdf
- Lawrence, D. M., Fisher, R. A., Koven, C. D., Oleson, K. W., Swenson, S. C., Bonan, G., Collier, N., Ghimire, B., van Kampenhout, L., Kennedy, D., Kluzek, E., Lawrence, P. J., Li, F., Li, H., Lombardozzi, D., Riley, W. J., Sacks, W. J., Shi, M., Vertenstein, M., ... Zeng, X. (2019). The Community Land Model Version 5: Description of New Features, Benchmarking, and Impact of Forcing Uncertainty. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2, 4245–4287. <https://doi.org/10.1029/2018MS001583>
- Lawrence, D. M. & Slater, A. G. (2008). Incorporating organic soil into a global climate model. *Climate Dynamics*, 30(2-3), 145–160. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0278-1>
- Leduc, M. & Laprise, R. (2009). Regional climate model sensitivity to domain size. *Climate Dynamics*, 32(6), 833–854. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0400-z>
- Lee, J. S. & Choi, H. I. (2017). Improvements to Runoff Predictions from a Land Surface Model with a Lateral Flow Scheme Using Remote Sensing and In Situ Observations. *Water*, 9(148), 1–18. <https://doi.org/10.3390/w9020148>
- Lehmann, P., Merlin, O., Gentine, P. & Or, D. (2018). Soil Texture Effects on Surface Resistance to Bare-Soil Evaporation. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, 45(19), 10, 398–10, 405. <https://doi.org/10.1029/2018GL078803>
- Leij, F. J., Alves, W. J., van Genuchten, M. T. & Williams, J. R. (1996). UNSODA - The UNSODA Unsaturated Soil Hydraulic Database User's Manual Version 1.0. <https://nepis.epa.gov/Exe/ZyNET.exe/30003HA3.TXT?ZyActionD=ZyDocument&Client=EPA&Index=1995+Thru+1999&Docs=&Query=&Time=&EndTime=&SearchMethod=1&TocRestrict=n&Toc=&TocEntry=&QField=&QFieldYear=&QFieldMonth=&QFieldDay=&IntQFieldOp=0&ExtQFieldOp=0&XmlQuery=&File=D%3A%5Czyfiles%5CIndex%20Data%5C95thru99%5CTxt%5C00000006%5C30003HA3.txt&User=ANONYMOUS&Password=anonymous&SortMethod=h%7C-&MaximumDocuments=1&FuzzyDegree=0&ImageQuality=r75g8/r75g8/x150y150g16/i425&Display=hpfr&DefSeekPage=x&SearchBack=ZyActionL&Back=ZyActionS&BackDesc=Results%20page&MaximumPages=1&ZyEntry=1&SeekPage=x&ZyPURL>
- Lenderink, G. (2010). Exploring metrics of extreme daily precipitation in a large ensemble of regional climate model simulations. *Climate Research*, 44(2-3), 151–166. <https://doi.org/10.3354/cr00946>
- Letts, M. G., Comer, N. T., Roulet, N. T., Skarupa, M. R. & Verseghy, D. L. (2000). Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian land surface scheme. *Atmosphere - Ocean*, 38(1), 141–160. <https://doi.org/10.1080/07055900.2000.9649643>

- Leung, L. R., Huang, M., Qian, Y. & Liang, X. (2011). Climate-soil-vegetation control on groundwater table dynamics and its feedbacks in a climate model. *Climate Dynamics*, 36(1), 57–81. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0746-x>
- Leung, L. R., Kuo, Y. H. & Tribbia, J. (2006). Research needs and directions of regional climate modeling using WRF and CCSM. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12), 1747–1751. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1747>
- Li, M., Wu, P. & Ma, Z. (2020). A comprehensive evaluation of soil moisture and soil temperature from third-generation atmospheric and land reanalysis data sets. *International Journal of Climatology*, 40, 5744–5766. <https://doi.org/10.1002/joc.6549>
- Li, W., Migliavacca, M., Forkel, M., Walther, S., Reichstein, M. & Orth, R. (2021). Revisiting Global Vegetation Controls Using Multi-Layer Soil Moisture. *Geophysical Research Letters*, 48(11), e2021GL092856. <https://doi.org/10.1029/2021GL092856>
- Liao, C., Ruby, L. & Fang, Y. (2018). Representing subsurface lateral flow in Earth system models. *AGU Fall Meeting*, H33N–2280.
- Lilliefors, H. W. (1967). On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. *Journal of American Statistics*, 62(318), 399–402. <https://doi.org/10.2307/2283970>
- Lim, Y. J., Hong, J. & Lee, T. Y. (2012). Spin-up behavior of soil moisture content over East Asia in a land surface model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 118(3–4), 151–161. <https://doi.org/10.1007/s00703-012-0212-x>
- Lindvall, J. & Svensson, G. (2015). The diurnal temperature range in the CMIP5 models. *Climate Dynamics*, 44(1–2), 405–421. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2144-2>
- Liu, D., Wang, G., Mei, R., Yu, Z. & Yu, M. (2014). Impact of initial soil moisture anomalies on climate mean and extremes over Asia. *Journal of Geophysical Research*, 119(2), 529–545. <https://doi.org/10.1002/2013JD020890>
- Liu, X., Chen, F., Barlage, M. & Niyogi, D. (2020a). Implementing Dynamic Rooting Depth for Improved Simulation of Soil Moisture and Land Surface Feedbacks in Noah–MP–Crop. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(2), e2019MS001786. <https://doi.org/10.1029/2019ms001786>
- Liu, X., He, B., Guo, L., Huang, L. & Chen, D. (2020b). Similarities and Differences in the Mechanisms Causing the European Summer Heatwaves in 2003, 2010, and 2018. *Earth's Future*, 7, e2019EF001386. <https://doi.org/10.1029/2019ef001386>
- Lorenz, P. & Jacob, D. (2005). Influence of regional scale information on the global circulation: A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research Letters*, 32(18), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023351>

- Lorenz, R., Davin, E. L. & Seneviratne, S. I. (2012). Modeling land-climate coupling in Europe: Impact of land surface representation on climate variability and extremes. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *117*(20), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2012JD017755>
- Lorenz, R., Argüeso, D., Donat, M. G., Pitman, A. J., den van Hurk, B., Berg, A., Lawrence, D. M., Chéruy, F., Ducharne, A., Hagemann, S., Meier, A., Milly, P. C. & Seneviratne, S. I. (2016). Influence of land-atmosphere feedbacks on temperature and precipitation extremes in the GLACE-CMIP5 ensemble. *Journal of Geophysical Research*, *121*(2), 607–623. <https://doi.org/10.1002/2015JD024053>
- Lorenz, R., Davin, E. L., Lawrence, D. M., Stöckli, R. & Seneviratne, S. I. (2013). How important is vegetation phenology for european climate and heat waves? *Journal of Climate*, *26*(24), 10077–10100. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00040.1>
- Louis, J. F. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, *17*(2), 187–202. <https://doi.org/10.1007/BF00117978>
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Ohlen, D. O., Brown, J. F., Zhu, Z., Yang, L. & Merchant, J. W. (2000). Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, *21*(6–7), 1303–1330. <https://doi.org/10.1080/014311600210191>
- Lu, L., Pielke, R. A., SR., Liston, G. E., Parton, W. J., Ojima, D. & Hartman, M. (2001). Implementation of a Two-Way Interactive Atmospheric and Ecological Model and Its Application to the Central United States. *Journal of Climate*, *14*, 900–919. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0900:IOATWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0900:IOATWI>2.0.CO;2)
- Lucas–Picher, P., Argüeso, D., Brisson, E., Trambly, Y., Berg, P., Lemonsu, A., Kotlarski, S. & Caillaud, C. (2021). Convection–permitting modeling with regional climate models: Latest developments and next steps. *WIREs Climate Change*, *12*(6), e731. <https://doi.org/10.1002/wcc.731>
- Ly, S., Charles, C. & Degré, A. (2011). Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: The use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(7), 2259–2274. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2259-2011>
- Ma, H., Zeng, J., Zhang, X., Fu, P., Zheng, D., Wigneron, J.-P., Chen, N. & Niyogi, D. (2021). Evaluation of six satellite- and model-based surface soil temperature datasets using global ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, *264*, 112605. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112605>
- Macleod, D. A., Cloke, H. L., Pappenberger, F. & Weisheimer, A. (2016). Improved seasonal prediction of the hot summer of 2003 over Europe through better representation of

- uncertainty in the land surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(694), 79–90. <https://doi.org/10.1002/qj.2631>
- Maertens, M., de Lannoy, G. J. M., Apers, S., Kumar, S. V. & Mahanama, S. P. P. (2021). Land surface modeling over the Dry Chaco: the impact of model structures, and soil, vegetation and land cover parameters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(7), 4099–4125. <https://doi.org/10.5194/hess-25-4099-2021>
- Majewski, D. (1991). The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst.
- Manabe, S. (1969). Climate and the Ocean Circulation: 1. The Atmospheric Circulation and the Hydrology of the Earth's Surface. *Monthly Weather Review*, 97(11), 739–774. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0739:CATOC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2)
- Manabe, S. & Broccoli, A. J. (2020). *Beyond Global Warming. How Numerical Models Revealed the Secrets of Climate Change*. Princeton University Press.
- Mao, W., Zhu, Y., Dai, H., Ye, M., Yang, J. & Wu, J. (2019). A Comprehensive Quasi-3D Model for Regional-Scale Unsaturated-Saturated Water Flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 3481–3502. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3481-2019>
- Maraun, D., Osborn, T. J. & Rust, H. W. (2012). The influence of synoptic airflow on UK daily precipitation extremes. Part II: Regional climate model and E-OBS data validation. *Climate Dynamics*, 39(1-2), 287–301. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1176-0>
- Maraun, D. & Widmann, M. (2018). *Statistical Downscaling and Bias Correction for Climate Research* (1. Aufl.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781107588783>
- Marcella, M. P. & Eltahir, E. A. (2014). Introducing an irrigation scheme to a regional climate model: A case study over West Africa. *Journal of Climate*, 27(15), 5708–5723. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00116.1>
- Markstrom, S. L., Hay, L. E. & Clark, M. P. (2016). Towards simplification of hydrologic modeling: Identification of dominant processes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(11), 4655–4671. <https://doi.org/10.5194/hess-20-4655-2016>
- Maronga, B., Gryschka, M., Heinze, R., Hoffmann, F., Kanani-Sühring, F., Keck, M., Ketelsen, K., Letzel, M. O., Sühring, M. & Raasch, S. (2015). The Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM) version 4.0 for atmospheric and oceanic flows: model formulation, recent developments, and future perspectives. *Geoscientific Model Development*, 8, 2515–2551. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2515-2015>
- Martens, B., de Jeu, R. A., Verhoest, N. E., Schuurmans, H., Kleijer, J. & Miralles, D. G. (2018). Towards estimating land evaporation at field scales using GLEAM. *Remote Sensing*, 10(11), 1720. <https://doi.org/10.3390/rs10111720>
- Martens, B., Miralles, D. G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R. A., Fernández-Prieto, D., Beck, H. E., Dorigo, W. A. & Verhoest, N. E. (2017). GLEAM v3: Satellite-based

- land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, 10(5), 1903–1925. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017>
- Martens, B., Schumacher, D., Wouters, H., Muñoz-Sabater, J., Verhoest, N. & Miralles, D. (2020). Evaluating the surface energy partitioning in ERA5. *Geoscientific Model Development*, 13, 4159–4181. <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-315>
- Matte, D., Laprise, R., Thériault, J. M. & Lucas-Picher, P. (2017). Spatial spin-up of fine scales in a regional climate model simulation driven by low-resolution boundary conditions. *Climate Dynamics*, 49(1-2), 563–574. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3358-2>
- Mauritsen, T., Stevens, B., Roeckner, E., Crueger, T., Esch, M., Giorgetta, M., Haak, H., Jungclaus, J., Klocke, D., Matei, D., Mikolajewicz, U., Notz, D., Pincus, R., Schmidt, H. & Tomassini, L. (2012). Tuning the climate of a global model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(8), M00A01. <https://doi.org/10.1029/2012MS000154>
- Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Esch, M., Fast, I., Fiedler, S., Fläschner, D., Gayler, V., Giorgetta, M., Goll, D. S., Haak, H., Hagemann, S., Hedemann, C., ... Roeckner, E. (2019). Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM 1.2) and its response to increasing CO₂. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(4), 998–1038. <https://doi.org/10.1029/2018MS001400>
- Mauritsen, T. & Roeckner, E. (2020). Tuning the MPI-ESM1.2 Global Climate Model to Improve the Match With Instrumental Record Warming by Lowering Its Climate Sensitivity. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(5), e2019MS002037. <https://doi.org/10.1029/2019MS002037>
- Maxwell, R. M. & Miller, N. L. (2005). On the development of a coupled land surface and groundwater model. *Developments in Water Science*, 6, 223–247. [https://doi.org/10.1016/S0167-5648\(04\)80161-8](https://doi.org/10.1016/S0167-5648(04)80161-8)
- Maxwell, R. M., Kollet, S. J., Smith, S. G., Woodward, C. S., Falgout, R. D., Ferguson, I. M., Engdahl, N., Condon, L. E., Hector, B., Lopez, S., Gilbert, J., Bearup, L., Jefferson, J., Collins, C., de Graaf, I., Pribulick, C., Baldwin, C., Bosl, W. J., Hornung, R., ... Kulkarni, K. B. (2017). ParFlow User's Manual. <https://citeserx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.721.6821&rep=rep1&type=pdf>
- McBratney, A. B., Minasny, B., Cattle, S. R. & Vervoort, R. W. (2002). From pedotransfer functions to soil inference systems. *Geoderma*, 109(1-2), 41–73. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00139-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00139-8)
- McCabe, M. F., Ershadi, A., Jimenez, C., Miralles, D. G., Michel, D. & Wood, E. F. (2016). The GEWEX LandFlux project: Evaluation of model evaporation using tower-based

- and globally gridded forcing data. *Geoscientific Model Development*, 9(1), 283–305. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-283-2016>
- McGregor, J. L. (1997). Regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63(1–2), 105–117. <https://doi.org/10.1007/BF01025367>
- Mearns, L. O., Giorgi, F., Whetton, P., Pabon, D., Hulme, M. & Lal, M. (2003). Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Regional Climate Model Experiments. https://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no1_v1_10-2003.pdf
- Médus, E., Thomassen, E. D., Belušić, D., Lind, P., Berg, P., Christensen, J. H., Christensen, O. B., Dobler, A., Kjellström, E., Olsson, J. & Yang, W. (2022). Characteristics of precipitation extremes over the Nordic region: added value of convection-permitting modeling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 22(3), 693–711. <https://doi.org/10.5194/nhess-22-693-2022>
- Michel, D., Jiménez, C., Miralles, D. G., Jung, M., Hirschi, M., Ershadi, A., Martens, B., McCabe, M. F., Fisher, J. B., Mu, Q., Seneviratne, S. I., Wood, E. F. & Fernández-Prieto, D. (2016). The WACMOS-ET project - Part 1: Tower-scale evaluation of four remote-sensing-based evapotranspiration algorithms. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(2), 803–822. <https://doi.org/10.5194/hess-20-803-2016>
- Mieruch, S., Feldmann, H., Schädler, G., Lenz, C. J., Kothe, S. & Kottmeier, C. (2014). The regional MiKlip decadal forecast ensemble for Europe: The added value of downscaling. *Geoscientific Model Development*, 7(6), 2983–2999. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-2983-2014>
- Miller, E. E. & Miller, R. D. (1956). Physical Theory for Capillary Flow Phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27, 324. <https://doi.org/10.1063/1.1722370>
- Miller, M. J., Beljaars, A. C. M. & Palmer, T. N. (1992). The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. *Journal of Climate*, 5, 418–434. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<0418:TSOTEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<0418:TSOTEM>2.0.CO;2)
- Milly, P. C. (1985). A mass-conservative procedure for time-stepping in models of unsaturated flow. *Advances in Water Resources*, 8(1), 32–36. [https://doi.org/10.1016/0309-1708\(85\)90078-8](https://doi.org/10.1016/0309-1708(85)90078-8)
- Min, E., Hazeleger, W., van Oldenborgh, G. J. & Sterl, A. (2013). Evaluation of trends in high temperature extremes in north-western Europe in regional climate models. *Environmental Research Letters*, 8(1), 014011. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014011>
- Miralles, D. G., de Jeu, R. A. M., Gash, J. H., Holmes, T. R. H. & Dolman, A. J. (2011a). Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale.

- Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 967–981. <https://doi.org/10.5194/hess-15-967-2011>
- Miralles, D. G., Holmes, T. R., de Jeu, R. A., Gash, J. H., Meesters, A. G. & Dolman, A. J. (2011b). Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 453–469. <https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011>
- Miralles, D. G., Jiménez, C., Jung, M., Michel, D., Ershadi, A., McCabe, M. F., Hirschi, M., Martens, B., Dolman, A. J., Fisher, J. B., Mu, Q., Seneviratne, S. I., Wood, E. F. & Fernández-Prieto, D. (2016). The WACMOS-ET project - Part 2: Evaluation of global terrestrial evaporation data sets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(2), 823–842. <https://doi.org/10.5194/hess-20-823-2016>
- Miralles, D. G., Gash, J. H., Holmes, T. R., de Jeu, R. A. & Dolman, A. J. (2010). Global canopy interception from satellite observations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(16), 1–8. <https://doi.org/10.1029/2009JD013530>
- Montzka, C., Herbst, M., Weihermüller, L., Verhoef, A. & Vereecken, H. (2017a). A global data set of soil hydraulic properties and sub-grid variability of soil water retention and hydraulic conductivity curves. *Earth System Science Data*, 9(2), 529–543. <https://doi.org/10.5194/essd-9-529-2017>
- Montzka, C., Herbst, M., Weihermüller, L., Verhoef, A. & Vereecken, H. (2017b). A global data set of soil hydraulic properties and sub-grid variability of soil water retention and hydraulic conductivity curves. <https://doi.org/10.5194/essd-9-529-2017>
- Morcrette, J. J., Barker, H. W., Cole, J. N., Iacono, M. J. & Pincus, R. (2008). Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF integrated forecasting system. *Monthly Weather Review*, 136(12), 4773–4798. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2363.1>
- Morcrette, J.-J., Smith, L. & Fouquart, Y. (1986). Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 59, 455–469.
- Mu, M., Pitman, A. J., de Kauwe, M. G., Ukkola, A. M. & Ge, J. (2022). How do groundwater dynamics influence heatwaves in southeast Australia? *Weather and Climate Extremes*, 37, 100479. <https://doi.org/10.1016/J.WACE.2022.100479>
- Mujumdar, M., Goswami, M. M., Morrison, R., Evans, J. G., Ganeshi, N., Sabade, S. S., Krishnan, R. & Patil, S. N. (2021). A study of field-scale soil moisture variability using the COsmic-ray Soil Moisture Observing System (COSMOS) at IITM Pune site. *Journal of Hydrology*, 597(March), 126102. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126102>
- Nachtergaele, F. O., van Velthuisen, H., Verelst, L., Wiberg, D., Batjes, N. H., Dijkshoorn, J. A., van Engelen, V. W. P., Fischer, G., Jones, A., Montanarella, L., Petri, M., Prieler, S.,

- Teixeira, E. & Shi, X. (2012). Harmonized World Soil Database (version 1.2). http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HWSD_Documentation.pdf
- Nachtergaele, F. O., van Velthuisen, H., Verelst, L., Batjes, N., Dijkshoorn, K., van Engelen, V., Fischer, G., Jones, A., Montanarella, L., Petri, M., Prieler, S., Teixeira, E., Wiberg, D. & Shi, X. (2009). Harmonized World Soil Database (version 1). 1098-6596. <https://doi.org/3123>
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negrelros, G. H., Da Silva, E. D., Stone, T. A., Trumbore, S. E. & Vieira, S. (1994). The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372, 666–669. <https://doi.org/10.1038/372666a0>
- Neuman, S. P. (2003). Maximum likelihood Bayesian averaging of uncertain model predictions. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 17, 291–305. <https://doi.org/10.1007/s00477-003-0151-7>
- Neuweiler, I., Erdal, D. & Dentz, M. (2012). A Non-Local Richards Equation to Model Unsaturated Flow in Highly Heterogeneous Media under Nonequilibrium Pressure Conditions. *Vadose Zone Journal*, 11(3), 12. <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0132>
- Ngo-Duc, T., Tangang, F. T., Santisirisomboon, J., Cruz, F., Trinh-Tuan, L., Nguyen-Xuan, T., Phan-Van, T., Juneng, L., Narisma, G., Singhruck, P., Gunawan, D. & Aldrian, E. (2017). Performance evaluation of RegCM4 in simulating extreme rainfall and temperature indices over the CORDEX-Southeast Asia region. *International Journal of Climatology*, 37(3), 1634–1647. <https://doi.org/10.1002/joc.4803>
- Nikulin, G., Kjellström, E., Hansson, U., Strandberg, G. & Ullerstig, A. (2011). Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(1), 41–55. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00466.x>
- Nogueira, M. (2020). Inter-comparison of ERA-5, ERA-interim and GPCP rainfall over the last 40 years: Process-based analysis of systematic and random differences. *Journal of Hydrology*, 583, 124632. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124632>
- Nordeng, T.-E. (1996). Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. <https://doi.org/10.21957/e34xwhysw>
- Oduanya, A. E., Mehdi, B., Schürz, C., Oke, A. O., Awokola, O. S., Awomeso, J. A., Adejuwon, J. O. & Schulz, K. (2019). Multi-site calibration and validation of SWAT with satellite-based evapotranspiration in a data-sparse catchment in southwestern Nigeria. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 1113–1144. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1113-2019>

- Ogden, F. L. & Saghafian, B. (1997). Green and Ampt Infiltration With Redistribution. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123, 386. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1997\)123:5\(386\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1997)123:5(386))
- Oleson, K. W., Niu, G. Y., Yang, Z. L., Lawrence, D. M., Thornton, P. E., Lawrence, P. J., Stöckli, R., Dickinson, R. E., Bonan, G. B., Levis, S., Dai, A. & Qian, T. (2008). Improvements to the community land model and their impact on the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(1), G01021. <https://doi.org/10.1029/2007JG000563>
- Omuto, C., Nachtergaele, F. & Vargas Rojas, R. (2013). State of the Art Report on Global and Regional Soil Information: Where are we? Where to go? <http://www.fao.org/3/i3161e/i3161e.pdf>
- Paeth, H. (2011). Postprocessing of simulated precipitation for impact research in West Africa. Part I: Model output statistics for monthly data. *Climate Dynamics*, 36, 1321–1336. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0760-z>
- Paeth, H., Born, K., Girmes, R., Podzun, R. & Jacob, D. (2009). Regional Climate Change in Tropical and Northern Africa due to Greenhouse Forcing and Land Use Changes. *Journal of Climate*, 22(1), 114–132. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2390.1>
- Paeth, H. & Pollinger, F. (2019). Changes in mean flow and atmospheric wave activity in the North Atlantic sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(725), 3801–3818. <https://doi.org/10.1002/qj.3660>
- Paeth, H., Schönbein, D., Keupp, L., Abel, D., Bangelesa, F., Baumann, M., Büdel, C., Hartmann, C., Kneisel, C., Kobs, K., Krause, J., Krech, M., Pollinger, F., Schäfer, C., Steininger, M., Terhorst, B., Ullmann, T., Wilde, M., Ziegler, K., ... Hotho, A. (2022). Climate change information tailored to agriculture and forestry in Central Europe, exemplified on the region of Lower Franconia. *Climate Dynamics, In Review*.
- Pal, J. S. & Eltahir, E. A. (2003). A feedback mechanism between soil-moisture distribution and storm tracks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(592 PART A), 2279–2297. <https://doi.org/10.1256/qj.01.201>
- Palmer, T. (2014). Build high-resolution global climate models. *Nature*, 515, 338–339. <https://doi.org/10.1038/515338a>
- Pan, S., Pan, N., Tian, H., Friedlingstein, P., Sitch, S., Shi, H., Arora, V. K., Haverd, V., Jain, A. K., Kato, E., Lienert, S., Lombardozzi, D., Oettle, C., Poulter, B. & Zaehle, S. (2020). Evaluation of global terrestrial evapotranspiration by state-of-the-art approaches in remote sensing, machine learning, and land surface models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24, 1483–1509. <https://doi.org/10.5194/hess-2019-409>

- Paxian, A., Hertig, E., Vogt, G., Seubert, S., Jacobeit, J. & Paeth, H. (2014). Greenhouse gas-related predictability of regional climate model trends in the Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, 34(7), 2293–2307. <https://doi.org/10.1002/joc.3838>
- Peel, S. & Wilson, L. J. (2008). Modeling the Distribution of Precipitation Forecasts from the Canadian Ensemble Prediction System Using Kernel Density Estimation. *Weather and Forecasting*, 23(4), 575–595. <https://doi.org/10.1175/2007WAF2007023.1>
- Pelletier, J. D., Broxton, P. D., Hazenberg, P., Zeng, X., Troch, P. A., Niu, G.-Y., Williams, Z. C., Brunke, M. A. & Gochis, D. (2016a). Global 1-km Gridded Thickness of Soil, Regolith, and Sedimentary Deposit Layers. <https://doi.org/10.3334/ornl daac/1304>
- Pelletier, J. D., Broxton, P. D., Hazenberg, P., Zeng, X., Troch, P. A., Niu, G.-Y., Williams, Z. C., Brunke, M. A. & Gochis, D. (2016b). A gridded global data set of soil, intact regolith, and sedimentary deposit thicknesses for regional and global land surface modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 8(1), 41–65. <https://doi.org/10.1002/2015MS000526>
- Philip, J. R. (1957). The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, 84(3), 257–264. <https://doi.org/10.1097/00010694-195709000-00010>
- Philip, J. R. (1969). Theory of infiltration. *Advances in Hydrosciences*, 5, 215–296. <https://doi.org/10.1016/B978-1-4831-9936-8.50010-6>
- Phillips, N. A. (1956). The general circulation of the atmosphere: a numerical experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 82(352), 123–164. <https://doi.org/10.1002/qj.49708235202>
- Pichelli, E., Coppola, E., Sobolowski, S., Ban, N., Giorgi, F., Stocchi, P., Alias, A., Belušić, D., Berthou, S., Caillaud, C., Cardoso, R. M., Chan, S., Christensen, O. B., Dobler, A., de Vries, H., Goergen, K., Kendon, E. J., Keuler, K., Lenderink, G., . . . Vergara-Temprado, J. (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution part 2: historical and future simulations of precipitation. *Climate Dynamics*, 56, 3581–3602. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05657-4>
- Pietikäinen, J.-P., Markkanen, T., Sieck, K., Jacob, D., Korhonen, J., Räisänen, P., Gao, Y., Ahola, J., Korhonen, H., Laaksonen, A. & Kaurola, J. (2018). The regional climate model REMO (v2015) coupled with the 1-D freshwater lake model FLake (v1): Fennoscandinavian climate and lakes. *Geoscientific Model Development*, 11(4), 1321–1342. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1321-2018>
- Pietikäinen, J.-P., O'Donnell, D., Teichmann, C., Karstens, U., Pfeifer, S., Kazil, J., Podzun, R., Fiedler, S., Kokkola, H., Birmili, W., O'Dowd, C., Baltensperger, U., Weingartner, E., Gehrig, R., Spindler, G., Kulmala, M., Feichter, J., Jacob, D. & Laaksonen, A. (2012).

- The regional aerosol-climate model REMO-HAM. *Geoscientific Model Development*, 5, 1323–1339. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-1323-2012>
- Pirastu, M., Bagarello, V., Iovino, M., Marrosu, R., Castellini, M., Giadrossich, F. & Niedda, M. (2017). Subsurface flow and large-scale lateral saturated soil hydraulic conductivity in a Mediterranean hillslope with contrasting land uses. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 65(3), 297–306. <https://doi.org/10.1515/johh-2017-0006>
- Pitman, A. J. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23(5), 479–510. <https://doi.org/10.1002/joc.893>
- Pollinger, F., Ziegler, K., Abel, D. & Paeth, H. (2020). Effects of a new land surface parametrization scheme on thermal extremes in a Regional Climate Model. *EGU General Assembly*, EGU2020–16320. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-16320>
- Pollock, M. D., O'Donnell, G., Quinn, P., Dutton, M., Black, A., Wilkinson, M. E., Colli, M., Stagnaro, M., Lanza, L. G., Lewis, E., Kilsby, C. G. & O'Connell, P. E. (2018). Quantifying and Mitigating Wind-Induced Undercatch in Rainfall Measurements. *Water Resources Research*, 54(6), 3863–3875. <https://doi.org/10.1029/2017WR022421>
- Poulovassilis, A. & Argyrokastritis, I. (2020). A new approach for studying vertical infiltration. *Soil Research*, 58(5), 509–518. <https://doi.org/10.1071/SR19266>
- Pour, M. A., Shoshtari, M. M. & Adib, A. (2011). Numerical solution of Richards equation by using of finite volume method. *World Applied Sciences Journal*, 14(12), 1838–1842.
- Prein, A. F. & Gobiet, A. (2017). Impacts of uncertainties in European gridded precipitation observations on regional climate analysis. *International Journal of Climatology*, 37(1), 305–327. <https://doi.org/10.1002/joc.4706>
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N. P. & Leung, R. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 323–361. <https://doi.org/10.1002/2014RG000475>
- Prein, A. F., Rasmussen, R., Castro, C. L., Dai, A. & Minder, J. (2020). Special issue: Advances in convection-permitting climate modeling. *Climate Dynamics*, 55, 1–2. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05240-3>
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. & Flannery, B. P. (1994). Numerical Recipes in Fortran: The Art of Scientific Computing. *00255718*, 62. <https://doi.org/10.2307/2153422>

- Priestley, C. H. B. & Taylor, R. J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81–92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<textless>0081:OTAOSH<textgreater>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<textless>0081:OTAOSH<textgreater>2.3.CO;2)
- Pruscha, H. (2006). *Statistisches Methodenbuch*. Springer-Verlag.
- Qian, Y. & Giorgi, F. (1999). Interactive coupling of regional climate and sulfate aerosol models over East Asia. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6477–6499. <https://doi.org/10.1029/98JD02347>
- Raasch, S. & Schröter, M. (2001). PALM - a large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. *Meteorologische Zeitschrift*, 10(5), 363–372. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2001/0010-0363>
- Randall, D., Khairoutdinov, M., Arakawa, A. & Grabowski, W. W. (2003). Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1547–1564. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-11-1547>
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brakensiek, D. L. & Shirmohammadi, A. (1993). 5: Infiltration and Soil Water Movement. In D. R. Maidment (Hrsg.), *Handbook of Hydrology*.
- Rawls, W. J. & Brakensiek, D. L. (1985). Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In E. B. Jones & T. J. Ward (Hrsg.), *Watershed Management in the Eighties: Proceedings of the Symposium Sponsored by the Committee on Watershed Management of the Irrigation and Drainage Division of the American Society of Civil Engineers in Conjunction with the ASCE Convention* (S. 293–299). ASCE.
- Rechid, D. & Jacob, D. (2006). Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 99–116. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0091>
- Rechid, D., Raddatz, T. J. & Jacob, D. (2009). Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3–4), 245–255. <https://doi.org/10.1007/s00704-008-0003-y>
- Reick, C. H., Gayler, V., Goll, D., Hagemann, S., Nabel, J., Raddatz, T., Röckner, E., Schnur, R. & Wilkenskjaeld, S. (2017). JSBACH 3 — The land component of the MPI Earth System Model.
- Remedio, A. R. C. (2013). Connections of low level jets and mesoscale convective systems in South America. *Reports on Earth System Science*, 141, 145. <https://doi.org/10.17617/2.2049542>
- Reyers, M., Feldmann, H., Mieruch, S., Pinto, J. G., Uhlig, M., Ahrens, B., Früh, B., Modali, K., Laube, N., Moemken, J., Müller, W., Schädler, G. & Kottmeier, C. (2019). Development and prospects of the regional MiKlip decadal prediction system over Europe: Predictive

- skill, added value of regionalization, and ensemble size dependency. *Earth System Dynamics*, 10(1), 171–187. <https://doi.org/10.5194/esd-10-171-2019>
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1(5), 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Richtmyer, R. D. & Morton, K. W. (1967). *Difference Methods for Initial-Value Problems*. Interscience Publishers. <https://doi.org/10.1063/1.3060779>
- Rihani, J. F., Maxwell, R. M. & Chow, F. K. (2010). Coupling groundwater and land surface processes: Idealized simulations to identify effects of terrain and subsurface heterogeneity on land surface energy fluxes. *Water Resources Research*, 46(12), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2010WR009111>
- Rockel, B. (2015). The Regional Downscaling Approach: a Brief History and Recent Advances. *Current Climate Change Reports*, 1(1), 22–29. <https://doi.org/10.1007/s40641-014-0001-3>
- Rockel, B., Castro, C. L., Pielke, R. A., SR., von Storch, H. & Leoncini, G. (2008). Dynamical downscaling: Assessment of model system dependent retained and added variability for two different regional climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113, D21107. <https://doi.org/10.1029/2007JD009461>
- Rockel, B., Raschke, E. & Weyres, B. (1991). A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 64, 1–12.
- Roeckner, E. (1995). Parameterization of cloud radiative properties in the ECHAM4 model. *Proceedings of the WCRP Workshop on Cloud Microphysics Parameterizations in Global Atmospheric Circulation Models*, 105–119.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U. & Schulzweida, U. (1996). The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. <http://www.opengrey.eu/item/display/10068/254831>
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Dümenil, L., Esch, M., Kirk, E., Lunkeit, F., Schubert, S., Windelband, M., Schlese, U., Brinkop, S., Ponater, M., Sausen, R. & Rockel, B. (1992). Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornbluh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U. & Tompkins, A. (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, (349). <https://doi.org/10.1029/2010JD014036>

- Romano, N., Brunone, B. & Santini, A. (1998). Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in Water Resources*, 21, 315–324. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(96\)00059-0](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(96)00059-0)
- Roy, T., Gupta, H. V., Serrat-Capdevila, A. & Valdes, J. B. (2017). Using satellite-based evapotranspiration estimates to improve the structure of a simple conceptual rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(2), 879–896. <https://doi.org/10.5194/hess-21-879-2017>
- Rumbold, H. S., Gilham, R. J. J. & Best, M. J. (2022). Assessing methods for representing soil heterogeneity through a flexible approach within the Joint UK Land Environment Simulator (JULES) at version 3.4.1. *Geoscientific Model Development Discussions, In Review*. <https://doi.org/10.5194/gmd-2022-139>
- Rummler, T., Arnault, J., Gochis, D. & Kunstmann, H. (2019). Role of Lateral Terrestrial Water Flow on the Regional Water Cycle in a Complex Terrain Region: Investigation With a Fully Coupled Model System. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 507–529. <https://doi.org/10.1029/2018JD029004>
- Rummler, T., Wagner, A., Arnault, J. & Kunstmann, H. (2022). Lateral terrestrial water fluxes in the LSM of WRF-Hydro: Benefits of a 2D groundwater representation. *Hydrological Processes*, 36(3), e14510. <https://doi.org/10.1002/hyp.14510>
- Rummukainen, M. (2016). Added value in regional climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 7(1), 145–159. <https://doi.org/10.1002/wcc.378>
- Ruosteenoja, K., Markkanen, T., Venäläinen, A., Räisänen, P. & Peltola, H. (2018). Seasonal soil moisture and drought occurrence in Europe in CMIP5 projections for the 21st century. *Climate Dynamics*, 50(3–4), 1177–1192. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3671-4>
- Ruti, P. M., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., Dell’Aquila, A., Pisacane, G., Harzallah, A., Lombardi, E., Ahrens, B., Akhtar, N., Alias, A., Arsouze, T., Aznar, R., Bastin, S., Bartholy, J., Béranger, K., Beuvier, J., . . . Vervatis, V. (2016). The MED–CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, 1187–1208. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>
- Sachs, L. & Hedderich, J. (2006). *Angewandte Statistik. Methodensammlung mit R* (12. Aufl.). Springer.
- Saeed, F., Hagemann, S. & Jacob, D. (2009). Impact of irrigation on the South Asian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36, L20711. <https://doi.org/10.1029/2009GL040625>
- Samaniego, L., Thober, S., Kumar, R., Wanders, N., Rakovec, O., Pan, M., Zink, M., Sheffield, J., Wood, E. F. & Marx, A. (2018). Anthropogenic warming exacerbates European soil

- moisture droughts. *Nature Climate Change*, 8(5), 421–426. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0138-5>
- Samaniego, L., Brenner, J., Craven, J., Cuntz, M., Dalmasso, G., Demirel, C. M., Döring, N., Jing, M., Kaluza, M., Kumar, R., Langenberg, B., Mai, J., Müller, S., Musuuza, J., Prykhodko, V., Rakovec, O., Schäfer, D., Schneider, C., Schrön, M., . . . Attinger, S. (2021). mesoscale Hydrologic Model - mHM v5.11.2. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5119952>
- Samaniego, L., Kumar, R. & Attinger, S. (2010). Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. *Water Resources Research*, 46(5), 2008WR007327. <https://doi.org/10.1029/2008WR007327>
- Santanello, J. A., Dirmeyer, P. A., Ferguson, C. R., Findell, K. L., Tawfik, A. B., Berg, A., Ek, M., Gentile, P., Guillod, B. P., van Heerwaarden, C., Roundy, J. & Wulfmeyer, V. (2018). Land-atmosphere interactions: The LoCo perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(6), 1253–1272. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0001.1>
- Saxton, K. E. & Rawls, W. J. (2006). Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. *Soil Science Society of America*, 70, 1569–1578. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0117>
- Schaap, M. G., Leij, F. J. & van Genuchten, M. T. (2001). Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3–4), 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U. & Heise, E. (1999). The Soil–Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. *Journal of Climate*, 12(3), 722–741. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<>0722:TSPFAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<>0722:TSPFAP>2.0.CO;2)
- Schär, C., Fuhrer, O., Arteaga, A., Ban, N., Charpilloz, C., Di Girolamo, S., Hentgen, L., Hoefler, T., Lapillonne, X., Leutwyler, D., Osterried, K., Panosetti, D., Rüdüsühli, S., Schlemmer, L., Schulthess, T. C., Sprenger, M., Ubbiali, S. & Wernli, H. (2020). Kilometer-Scale Climate Models: Prospects and Challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101, 567–587. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0167.2>
- Schenk, H. J., Jackson, R. B., Hall, F. G., Collatz, G. J., Meeson, B. W., Los, S. O., Brown De Colstoun, E. & Landis, D. R. (2009). ISLSCP II Ecosystem Rooting Depth. <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/929>
- Schönbein, D., Keupp, L., Pollinger, F. & Paeth, H. (2020). Klimabericht für Unterfranken. <https://bigdata-at-geo.eu/klimabericht.html>
- Schönwiese, C.-D. (2003). *Klimatologie* (2. Aufl.). Eugen Ulmer GmbH & Co.
- Schulla, J. (2017). Model Description WaSiM. Technical report. http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim_2015_en.pdf

- Schulz, J.-P. & Schättler, U. (2014). Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Europa COSMO-EU (LME) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. https://www.dwd.de/SharedDocs/downloads/DE/modelldokumentationen/nwv/cosmo_eu/cosmo_eu_dbbeschr_201406.pdf?__blob=publicationFile&v=3
- Schulzweida, U. (2019). CDO User Guide. <https://code.zmaw.de/projects/cdo/embedded/cdo.pdf>
- Seck, A., Welty, C. & Maxwell, R. M. (2015). Spin-up behavior and effects of initial conditions for an integrated hydrologic model. *Water Resources Research*, 51, 2188–2210. <https://doi.org/10.1002/2014WR016371>. Received
- Sein, D. V., Mikolajewicz, U., Gröger, M., Fast, I., Cabos, W., Pinto, J. G., Hagemann, S., Semmler, T., Izquierdo, A. & Jacob, D. (2015). Regionally coupled atmosphere-ocean-sea ice-marine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7, 268–304. <https://doi.org/10.1002/2014MS000357>
- Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C. & Dalcher, A. (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6), 505–531. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<>0505:ASBMFU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<>0505:ASBMFU>2.0.CO;2)
- Semmler, T. (2002). *Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre* (Nr. 85). <http://pubman.mpg.de/pubman/item/escidoc:995430:1/component/escidoc:995429/Ex85.pdf>
- Semmler, T., Jacob, D., Schlünzen, K. H. & Podzun, R. (2004). Influence of Sea Ice Treatment in a Regional Climate Model on Boundary Layer Values in the Fram Strait Region. *Monthly Weather Review*, 132(4), 985–999. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<>0985:IOSITI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<>0985:IOSITI>2.0.CO;2)
- Senatore, A., Mendicino, G., Gochis, D. J., Yu, W., Yates, D. N. & Kunstmann, H. (2015). Fully coupled atmosphere-hydrology simulations for the central Mediterranean: Impact of enhanced hydrological parameterization for short and long time scales. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7, 1693–1715. <https://doi.org/10.1002/2015MS000510>
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B. & Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3–4), 125–161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
- Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M. & Schär, C. (2006). Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108), 205–209. <https://doi.org/10.1038/nature05095>
- Seneviratne, S. I., Wilhelm, M., Stanelle, T., van den Hurk, B., Hagemann, S., Berg, A., Cheruy, F., Higgins, M. E., Meier, A., Brovkin, V., Claussen, M., Ducharne, A., Dufresne, J. L.,

- Findell, K. L., Ghattas, J., Lawrence, D. M., Malyshev, S., Rummukainen, M. & Smith, B. (2013). Impact of soil moisture-climate feedbacks on CMIP5 projections: First results from the GLACE-CMIP5 experiment. *Geophysical Research Letters*, *40*(19), 5212–5217. <https://doi.org/10.1002/grl.50956>
- Serrano-Notivoli, R., Beguería, S., Saz, M. Á., Longares, L. A. & de Luis, M. (2017). SPREAD: A high-resolution daily gridded precipitation dataset for Spain - An extreme events frequency and intensity overview. *Earth System Science Data*, *9*(2), 721–738. <https://doi.org/10.5194/essd-9-721-2017>
- Serrano-Notivoli, R. & Tejedor, E. (2021). From rain to data: A review of the creation of monthly and daily station-based gridded precipitation datasets. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, *8*(6), e1555. <https://doi.org/10.1002/wat2.1555>
- Shangguan, W., Dai, Y., Duan, Q., Liu, B. & Yuan, H. (2014). A global soil data set for earth system modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *6*(2), 249–263. <https://doi.org/10.1002/2013MS000293>
- Shangguan, W., Hengl, T., Mendes De Jesus, J., Yuan, H. & Dai, Y. (2017). Mapping the global depth to bedrock for land surface modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *9*, 65–88. <https://doi.org/10.1002/2016MS000686>
- Shao, Y. & Irannejad, P. (1999). On the choice of soil hydraulic models in land-surface schemes. *Boundary-Layer Meteorology*, *90*(1), 83–115. <https://doi.org/10.1023/A:1001786023282>
- Sharifi, E., Eitzinger, J. & Dorigo, W. (2019). Performance of the state-of-the-art gridded precipitation products over mountainous terrain: A regional study over Austria. *Remote Sensing*, *11*(17), 2018. <https://doi.org/10.3390/rs11172018>
- Shaun, H., Zsoter, E., Alfieri, L., Prudhomme, C., Salamon, P., Wetterhall, F., Barnard, C., Cloke, H. & Pappenberger, F. (2020). GloFAS-ERA5 operational global river discharge reanalysis. *Earth System Science Data*, *12*, 2043–2060. <https://doi.org/10.5194/essd-12-2043-2020>
- Sieck, K. (2013). *Variability in the Regional Climate Model REMO* (Dissertation). Hamburg. http://pubman.mpg.de/pubman/item/escidoc:2049540/component/escidoc:2049539/WEB_BzE_142.pdf
- Simmons, A. J. & Burridge, D. M. (1981). An Energy and Angular-Momentum Conserving Vertical Finite-Difference Scheme and Hybrid Vertical Coordinates. *Monthly Weather Review*, *109*(4), 758–766. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0758:AEAAMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0758:AEAAMC>2.0.CO;2)
- Smagorinsky, J., Manabe, S. & Holloway, J. L. (1965). Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review*, *93*(12), 727–768. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1965\)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1965)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2)

- Smith, S., Maxwell, R. M., Ferguson, I. M., Gasper, F., Engdahl, N., Hokkanen, J., Avery, P., Jourdain, S., Grapp1, Condon, L., Kulkarni, K., Xy124, Hector, B., Thompson, D., Swilley, J., Bansal, V., Chennault, C., Coon, E., Bertolacci, I., . . . alanquits. (2021). ParFlow Version 3.9.0. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4957977>
- Soares, P. M. M. & Cardoso, R. M. (2018). A simple method to assess the added value using high-resolution climate distributions: application to the EURO-CORDEX daily precipitation. *International Journal of Climatology*, 38(3), 1484–1498. <https://doi.org/10.1002/joc.5261>
- Song, Y. M., Wang, Z. F., Qi, L. L. & Huang, A. N. (2019). Soil Moisture Memory and Its Effect on the Surface Water and Heat Fluxes on Seasonal and Interannual Time Scales. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(20), 10730–10741. <https://doi.org/10.1029/2019JD030893>
- Sood, A. & Smakhtin, V. (2015). Global hydrological models: a review. *Hydrological Sciences Journal*, 60(4), 549–656. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.950580>
- Sørland, S. L., Brogli, R., Pothapakula, P. K., Russo, E., van de Walle, J., Ahrens, B., Anders, I., Bucchignani, E., Davin, E. L., Demory, M.-E., Dosio, A., Feldmann, H., Früh, B., Geyer, B., Keuler, K., Lee, D., Li, D., van Lipzig, N. P., Min, S.-K., . . . Thiery, W. (2021). COSMO-CLM Regional Climate Simulations in the CORDEX framework: a review. *Geoscientific Model Development*, 14, 5125–5154. <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-443>
- Speich, M., JR, Lischke, H. & Zappa, M. (2018). Testing an optimality-based model of rooting zone water storage capacity in temperate forests. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 4097–4124. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4097-2018>
- Sponagel, H., Grotenthaler, W., Hartmann, K.-J., Hartwich, R., Janetzko, P., Joisten, H., Kühn, D., Sabel, K.-J. & Traidl, R. (2005). *Bodenkundliche Kartieranleitung KA5* (5. Aufl.).
- Springer, A., Eicker, A., Bettge, A., Kusche, J. & Hense, A. (2017). Evaluation of the water cycle in the European COSMO-REA6 reanalysis using GRACE. *Water*, 9(4), 289. <https://doi.org/10.3390/w9040289>
- Stéfanon, M., Drobinski, P., D’Andrea, F., Lebeaupin-Brossier, C. & Bastin, S. (2014). Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. *Climate Dynamics*, 42(5-6), 1309–1324. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1794-9>
- Steinert, N. J., González-Rouco, J. F., de Vrese, P., García-Bustamante, E., Hagemann, S., Melo-Aguilar, C., Jungclaus, J. H. & Lorenz, S. J. (2021). Increasing the depth of a Land Surface Model. Part II: Temperature sensitivity to improved subsurface thermodynamics

- and associated permafrost response. *Journal of Hydrometeorology*, 22(12), 3231–3254. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-21-0023.1>
- Su, H. & Dickinson, R. E. (2017). On the spatial gradient of soil moisture-precipitation feedback strength in the April 2011 drought in the southern Great Plains. *Journal of Climate*, 30(3), 829–848. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00185.1>
- Swenson, S. C., Clark, M., Fan, Y., Lawrence, D. M. & Perket, J. (2019). Representing Intrahillslope Lateral Subsurface Flow in the Community Land Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12), 4044–4065. <https://doi.org/10.1029/2019MS001833>
- Szabó, B., Szatmári, G., Takács, K., Laborczi, A., Makó, A., Rajkai, K. & Pásztor, L. (2019). Mapping soil hydraulic properties using random-forest-based pedotransfer functions and geostatistics. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(6), 2615–2635. <https://doi.org/10.5194/hess-23-2615-2019>
- Tang, W., Qin, J., Yang, K., Zhu, F. & Zhou, X. (2021). Does ERA5 outperform satellite products in estimating atmospheric downward longwave radiation at the surface? *Atmospheric Research*, 252, 105453. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105453>
- Tarek, M., Brissette, F. & Arsenault, R. (2020). Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modeling over North America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24, 2527–2544. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2527-2020>
- Tarek, M., Brissette, F. & Arsenault, R. (2021). Uncertainty of gridded precipitation and temperature reference datasets in climate change impact studies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(6), 3331–3350. <https://doi.org/10.5194/hess-25-3331-2021>
- Taylor, C. M. & Ellis, R. J. (2006). Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophysical Research Letters*, 33(3), 11–14. <https://doi.org/10.1029/2005GL025252>
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 106(D7), 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>
- Teichmann, C. (2010). *Climate and Air Pollution Modelling in South America with Focus on Megacities* (Dissertation). Hamburg.
- Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., Hupet, F. & Troch, P. A. (2006). Impact of plant water uptake strategy on soil moisture and evapotranspiration dynamics during drydown. *Geophysical Research Letters*, 33, L03401. <https://doi.org/10.1029/2005GL025019>
- Thober, S., Cuntz, M., Kelbling, M., Kumar, R., Mai, J. & Samaniego, L. (2019). The multiscale routing model mRM v1.0: Simple river routing at resolutions from 1 to 50 km. *Geoscientific Model Development*, 12(6), 2501–2521. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2501-2019>

- Twarakavi, N. K., Šimůnek, J. & Schaap, M. G. (2010). Can texture-based classification optimally classify soils with respect to soil hydraulics? *Water Resources Research*, 46, W01501. <https://doi.org/10.1029/2009WR007939>
- Urraca, R., Huld, T., Gracia-Amillo, A., Martinez-de-Pison, F. J., Kaspar, F. & Sanz-Garcia, A. (2018). Evaluation of global horizontal irradiance estimates from ERA5 and COSMO-REA6 reanalyses using ground and satellite-based data. *Solar Energy*, 164(October 2017), 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2018.02.059>
- USDA. (2011). Soil Texture Triangle. https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_MEDIA/nrcs142p2_050242.jpg
- van den Hurk, B., Hewitt, C., Jacob, D., Bessembinder, J., Doblus-Reyes, F. & Döscher, R. (2018). The match between climate services demands and Earth System Models supplies. *Climate Services*, 12, 59–63. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2018.11.002>
- van den Hurk, B., Viterbo, P., Beljaars, A. & Betts, A. K. (2000). Offline validation of the ERA40 surface scheme. *ECMWF Technical Memorandum*, 295, 42. <https://doi.org/10.21957/9aoaspz8>
- van der Schrier, G., van den Besselaar, E. J., Klein Tank, A. M. & Verver, G. (2013). Monitoring European average temperature based on the E-OBS gridded data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(11), 5120–5135. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50444>
- van Genuchten, M. T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- van Looy, K., Bouma, J., Herbst, M., Koestel, J., Minasny, B., Mishra, U., Montzka, C., Nemes, A., Pachepsky, Y. A., Padarian, J., Schaap, M. G., Tóth, B., Verhoef, A., Vanderborght, J., van der Ploeg, M. J., Weihermüller, L., Zacharias, S., Zhang, Y. & Vereecken, H. (2017). Pedotransfer Functions in Earth System Science: Challenges and Perspectives. *Reviews of Geophysics*, 55(4), 1199–1256. <https://doi.org/10.1002/2017RG000581>
- van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J. F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J. & Rose, S. K. (2011). The representative concentration pathways: An overview. *Climatic Change*, 109, 5. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>
- Vautard, R., Yiou, P., D'Andrea, F., de Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., Polcher, J., Ciais, P., Kageyama, M. & Fan, Y. (2007). Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, 34(7), L07711. <https://doi.org/10.1029/2006GL028001>

- Velikou, K., Lazoglou, G., Tolika, K. & Anagnostopoulou, C. (2022). Reliability of the ERA5 in Replicating Mean and Extreme Temperatures across Europe. *Water*, 14, 543. <https://doi.org/10.3390/w14040543>
- Velikou, K., Tolika, K., Anagnostopoulou, C. & Zanis, P. (2019). Sensitivity analysis of Reg-CM4 model: present time simulations over the Mediterranean. *Theoretical and Applied Climatology*, 136, 1185–1208. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2547-9>
- Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M. G. & van Genuchten, M. (2010). Using Pedotransfer Functions to Estimate the van Genuchten-Mualem Soil Hydraulic Properties: A Review. *Vadose Zone Journal*, 9(4), 795–820. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0045>
- Vereecken, H., Amelung, W., Bauke, S. L., Bogaen, H., Brüggemann, N., Montzka, C., Vanderborght, J., Bechtold, M., Blöschl, G., Carminati, A., Javaux, M., Konings, A. G., Kusche, J., Neuweiler, I., Or, D., Steele-Dunne, S., Verhoef, A., Young, M. & Zhang, Y. (2022). Soil hydrology in the Earth system. *Nature Reviews Earth & Environment*. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00324-6>
- Vereecken, H., Maes, J. & Feyen, J. (1990). Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Science*, 149(1), 1–12. <https://doi.org/10.1097/00010694-199001000-00001>
- Vereecken, H., Weihermüller, L., Assouline, S., Šimůnek, J., Verhoef, A., Herbst, M., Archer, N., Mohanty, B., Montzka, C., Vanderborght, J., Balsamo, G., Bechtold, M., Boone, A., Chadburn, S., Cuntz, M., Decharme, B., Ducharne, A., Ek, M., Garrigues, S., . . . Xue, Y. (2019). Infiltration from the pedon to global grid scales: An overview and outlook for land surface modeling. *Vadose Zone Journal*, 18, 180191. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.10.0191>
- Vergopolan, N., Sheffield, J., Chaney, N. W., Pan, M., Beck, H. E., Ferguson, C. R., Torres-Rojas, L., Eigenbrod, F., Crow, W. & Wood, E. F. (2022). High-resolution soil moisture data reveal complex multi-scale spatial variability across the United States. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, e2022GL098586. <https://doi.org/10.1029/2022GL098586>
- Vidale, P. L., Lüthi, D., Wegmann, R. & Schär, C. (2007). European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Climatic Change*, 81(SUPPL. 1), 209–232. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9218-z>
- Viterbo, P. (2002). A review of parameterization schemes for land surface processes. <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2002/16960-review-parametrization-schemes-land-surface-processes.pdf>
- Vogel, M. M., Orth, R., Cheruy, F., Hagemann, S., Lorenz, R., van den Hurk, B. J. & Seneviratne, S. I. (2017). Regional amplification of projected changes in extreme temperatures stron-

- gly controlled by soil moisture-temperature feedbacks. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, 44(3), 1511–1519. <https://doi.org/10.1002/2016GL071235>
- Vogel, M. M., Zscheischler, J., Wartenburger, R., Dee, D. & Seneviratne, S. I. (2019). Concurrent 2018 Hot Extremes Across Northern Hemisphere Due to Human-Induced Climate Change. *Earth's Future*, 7(7), 2019EF001189. <https://doi.org/10.1029/2019EF001189>
- Vogel, M. M., Zscheischler, J. & Seneviratne, S. I. (2018). Varying soil moisture-atmosphere feedbacks explain divergent temperature extremes and precipitation projections in central Europe. *Earth System Dynamics*, 9(3), 1107–1125. <https://doi.org/10.5194/esd-9-1107-2018>
- von Storch, H., Güss, S. & Heimann, M. (1999). *Das Klimasystem und seine Modellierung*. Springer.
- von Storch, H., Langenberg, H. & Feser, F. (2000). A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review*, 128(10), 3664–3673. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<textless>3664:ASNTFD<textgreater>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<textless>3664:ASNTFD<textgreater>2.0.CO;2)
- Wagner, P. D., Fiener, P., Wilken, F., Kumar, S. & Schneider, K. (2012). Comparison and evaluation of spatial interpolation schemes for daily rainfall in data scarce regions. *Journal of Hydrology*, 464–465, 388–400. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.026>
- Wagner, S., Fersch, B., Yuan, F., Yu, Z. & Kunstmann, H. (2016). Fully coupled atmospheric-hydrological modeling at regional and long-term scales: Development, application, and analysis of WRF-HMS. *Water Resources Research*, 52(4), 3187–3211. <https://doi.org/10.1002/2015WR018185>
- Wang, K. & Dickinson, R. E. (2012). A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Reviews of Geophysics*, 50(2). <https://doi.org/10.1029/2011RG000373>
- Wang, K. & Clow, G. D. (2020). The diurnal temperature range in CMIP6 models: Climatology, variability, and evolution. *Journal of Climate*, 33(19), 8261–8279. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0897.1>
- Wang, W. & Seaman, N. L. (1997). A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Monthly Weather Review*, 125, 252–278. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<textless>0252:ACSOCP<textgreater>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<textless>0252:ACSOCP<textgreater>2.0.CO;2)
- Wang, Y., Leng, P., Peng, J., Marzahn, P. & Ludwig, R. (2021). Global assessments of two blended microwave soil moisture products CCI and SMOPS with in-situ measurements and reanalysis data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 94, 102234. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2020.102234>

- Wang, Y., Leung, L. R., McGregor, J. L., Lee, D. K., Wang, W. C., Ding, Y. & Kimura, F. (2004). Regional climate modeling: Progress, challenges, and prospects. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(6), 1599–1628. <https://doi.org/10.2151/jmsj.82.1599>
- Warrick, A. W., Mullen, G. J. & Nielsen, D. R. (1977). Scaling Field-Measured Soil Hydraulic-Properties Using a Similar Media Concept. *Water Resources Research*, 13(2), 355–362. <https://doi.org/10.1029/WR013i002p00355>
- Waskom, M. L. (2021). seaborn: statistical data visualization. *Journal of Open Source Software*, 6, 60. <https://doi.org/10.21105/joss.03021>
- WCRP. (2015). Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment - Domains. <https://cordex.org/domains/>
- Wedi, N. P., Dueben, P., Anantharaj, V. G., Bauer, P., Boussetta, S., Browne, P., Deconinck, W., Gaudin, W., Hatfield, S., Iffrig, O., Lopez, P., Maciel, P., Mueller, A., Polichtchouk, I., Saarinen, S. & Quintino, T. (2020). A baseline for global weather and climate simulations at 1km resolution. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2020MS002192. <https://doi.org/10.1029/2020MS002192>
- Weihermüller, L., Lehmann, P., Herbst, M., Rahmati, M., Verhoef, A., Or, D., Jacques, D. & Vereecken, H. (2021). Choice of Pedotransfer Functions matters when simulating soil water balance fluxes. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(3), e2020MS002404. <https://doi.org/10.1029/2020MS002404>
- Whan, K., Zscheischler, J., Orth, R., Shongwe, M., Rahimi, M., Asare, E. O. & Seneviratne, S. I. (2015). Impact of soil moisture on extreme maximum temperatures in Europe. *Weather and Climate Extremes*, 9, 57–67. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2015.05.001>
- Wilcke, R. A. I., Kjellström, E., Lin, C., Matei, D., Moberg, A. & Tyrils, E. (2020). The extremely warm summer 2018 in Sweden – set in a historical context. *Earth System Dynamics*, 11, 1107–1121. <https://doi.org/10.5194/esd-2020-25>
- Wilhelm, C., Rechid, D. & Jacob, D. (2014). Interactive coupling of regional atmosphere with biosphere in the new generation regional climate system model REMO-iMOVE. *Geoscientific Model Development*, 7(3), 1093–1114. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1093-2014>
- Wilhelm, C. (n. d.). Documentation of REMO-iMOVE.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (3. Aufl.). Academic Press.
- Will, A., Akhtar, N., Brauch, J., Breil, M., Davin, E., Ho-Hagemann, H. T. M., Maisonnave, E., Thürkow, M. & Weiher, S. (2017). The COSMO–CLM 4.8 regional climate model coupled to regional ocean, land surface and global Earth system model using OASIS–MCT: description and performance. *Geoscientific Model Development*, 10, 1549–1586. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1549-2017>

- Williams, I. N. (2019). Evaluating Soil Moisture Feedback on Convective Triggering: Roles of Convective and Land-Model Parameterizations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(1), 317–332. <https://doi.org/10.1029/2018JD029326>
- Wood, E. F., Roundy, J. K., Troy, T. J., van Beek, L. P. H., Bierkens, M. F. P., Blyth, E., de Roo, A., Döll, P., Ek, M., Famiglietti, J., Gochis, D., van de Giesen, N., Houser, P., Jaffé, P. R., Kollet, S., Lehner, B., Lettenmaier, D. P., Peters-Lidard, C., Sivapalan, M., ... Whitehead, P. (2011). Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. *Water Resources Research*, 47, W05301. <https://doi.org/10.1029/2010WR010090>
- Xie, Z., Di, Z., Luo, Z. & Ma, Q. (2012). A quasi-three-dimensional variably saturated groundwater flow model for climate modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1), 27–46. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-10-05019.1>
- Xu, L., Chen, N., Zhang, X., Moradkhani, H., Zhang, C. & Hu, C. (2021). In-situ and triple-collocation based evaluations of eight global root zone soil moisture products. *Remote Sensing of Environment*, 254(July 2020), 112248. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112248>
- Xu, X., Frey, S. K., Boluwade, A., Erler, A. R., Khader, O., Lapen, D. R. & Sudicky, E. (2019). Evaluation of variability among different precipitation products in the Northern Great Plains. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 24, 100608. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100608>
- Yang, Y., Donohue, R. & McVicar, T. (2016a). Global effective plant rooting depth. v1. <https://doi.org/10.4225/08/5837b3aa9cb90>
- Yang, Y., Donohue, R. J. & McVicar, T. R. (2016b). Global estimation of effective plant rooting depth: Implications for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 52(10), 8260–8276. <https://doi.org/10.1002/2016WR019392>
- Yang, Z.-L., Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A. & Pitman, A. J. (1995). Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase 1(a). *Journal of Geophysical Research*, 100(D8), 16553–16578. <https://doi.org/10.1029/95jd01076>
- Yao, B., Teng, S., Lai, R., Xu, X., Yin, Y., Shi, C. & Liu, C. (2020). Can atmospheric reanalyses (CRA and ERA5) represent cloud spatiotemporal characteristics? *Atmospheric Research*, 244, 105091. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105091>
- York, J. P., Person, M., Gutowski, W. J. & Winter, T. C. (2002). Putting aquifers into atmospheric simulation models: An example from the Mill Creek Watershed, Northeastern Kansas. *Advances in Water Resources*, 25(2), 221–238. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(01\)00021-5](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(01)00021-5)

- Yuan, Y., Ma, Y., Zuo, H., Yang, C., Yuan, L. & Chen, J. (2021). Modification and comparison of thermal and hydrological parameterization schemes for different underlying surfaces on the Tibetan Plateau in the warm season. *Journal of Geophysical Research Atmospheres, Accepted A*, e2021JD035177. <https://doi.org/10.1029/2021JD035177>
- Zampieri, M., D'Andrea, F., Vautard, R., Ciais, P., de Noblet-Ducoudré, N. & Yiou, P. (2009). Hot European summers and the role of soil moisture in the propagation of mediterranean drought. *Journal of Climate*, 22(18), 4747–4758. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2568.1>
- Zeng, X. & Decker, M. (2009). Improving the numerical solution of soil moisture-based Richards equation for land models with a deep or shallow water table. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1), 308–319. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1011.1>
- Zha, Y., Yang, J., Shi, L. & Song, X. (2013). Simulating One-Dimensional Unsaturated Flow in Heterogeneous Soils with Water Content-Based Richards Equation. *Vadose Zone Journal*, 12(2), vzj2012.0109. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0109>
- Zha, Y., Yang, J., Yin, L., Zhang, Y., Zeng, W. & Shi, L. (2017). A modified Picard iteration scheme for overcoming numerical difficulties of simulating infiltration into dry soil. *Journal of Hydrology*, 551, 56–69. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.05.053>
- Zhang, J., Wang, W.-C. & Wu, L. (2009). Land-atmosphere coupling and diurnal temperature range over the contiguous United States. *Geophysical Research Letters*, 36(6), L06706. <https://doi.org/10.1029/2009GL037505>
- Zhang, M., Luo, G., Cao, X., Hamdi, R., Li, T., Cai, P. & He, H. (2019a). Numerical Simulation of the Irrigation Effects on Surface Fluxes and Local Climate in Typical Mountain-Oasis-Desert Systems in the Central Asia Arid Area. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(23), 12485–12506. <https://doi.org/10.1029/2019JD030507>
- Zhang, Y. & Schaap, M. G. (2017). Weighted recalibration of the Rosetta pedotransfer model with improved estimates of hydraulic parameter distributions and summary statistics (Rosetta3). *Journal of Hydrology*, 547(January 2017), 39–53. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.004>
- Zhang, Y., Schaap, M. G. & Wei, Z. (2020). Development of Hierarchical Ensemble Model and Estimates of Soil Water Retention With Global Coverage. *Geophysical Research Letters Accepted Articles*, 47(15), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2020GL088819>
- Zhang, Y., Schaap, M. G. & Zha, Y. (2018). A High-Resolution Global Map of Soil Hydraulic Properties Produced by a Hierarchical Parameterization of a Physically Based Water Retention Model. *Water Resources Research*, 54(12), 9774–9790. <https://doi.org/10.1029/2018WR023539>

- Zhang, Z., Arnault, J., Wagner, S., Laux, P. & Kunstmann, H. (2019b). Impact of Lateral Terrestrial Water Flow on Land-Atmosphere Interactions in the Heihe River Basin in China: Fully Coupled Modeling and Precipitation Recycling Analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(15), 8401–8423. <https://doi.org/10.1029/2018JD030174>
- Zhao, R.-J., Zuang, Y.-l., Fang, L.-R., Liu, X.-R. & Zhang, Q.-S. (1980). The Xinanjiang model. *Hydrological forecasting — Prévisions hydrologiques*, 129, 351–356.
- Zhou, S., Williams, A. P., Lintner, B. R., Berg, A. M., Zhang, Y., Keenan, T. F., Cook, B. I., Hagemann, S., Seneviratne, S. I. & Gentile, P. (2021a). Soil moisture-atmosphere feedbacks mitigate declining water availability in drylands. *Nature Climate Change*, 11(January), 38–44. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00945-z>
- Zhou, X., Yang, K., Ouyang, L., Wang, Y., Jiang, Y., Li, X., Chen, D. & Prein, A. F. (2021b). Added value of kilometer-scale modeling over the third pole region: a CORDEX-CPTP pilot study. *Climate Dynamics*, 57, 1673–1687. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05653-8>
- Ziegler, K. (2022). *Implementierung von verbesserten Landoberflächenparametern und -prozessen in das hochaufgelöste Klimamodell REMO* (Dissertation). Würzburg. <https://doi.org/10.25972/OPUS-26128>
- Ziegler, K., Pollinger, F., Abel, D. & Paeth, H. (2020). REMOLAND: New high-resolution surface boundary data for the regional climate model REMO and their impacts. *EGU General Assembly*, EGU2020–3005. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-3005>

Appendix

Tabelle 7.1: Übersicht in dieser Arbeit genutzter REMO-Variablen mit Angabe der Anzahl der vertikalen Schichten. Beispiel: FKSAT (5) weist darauf hin, dass diese Variable in der finalen Version dieser Arbeit fünf vertikale Schichten besitzt. Variablen, die mit *intern* gekennzeichnet sind, spielen lediglich im Modell, aber nicht beim In- oder Output eine Rolle. Variablen, die mit *extern* gekennzeichnet sind, werden aus dem Modelloutput errechnet und sind nicht in der ursprünglichen Variablenliste von REMO enthalten.

Code	Name	Formel- zeichen	Einheit	Beschreibung
001	WS1	WS_1	m	Bodenwasser erste Schicht
002	WS2	WS_2	m	Bodenwasser zweite Schicht
003	WS3	WS_3	m	Bodenwasser dritte Schicht
004	WS4	WS_4	m	Bodenwasser vierte Schicht
005	WS5	WS_5	m	Bodenwasser fünfte Schicht
006	DZR	z_r	m	Wurzeltiefe
007	DZS	z_s	m	Tiefe bis zum Anstehenden Gestein
008	FKSAT (5)	K_{sat}	$m s^{-1}$	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
009	FMPOT (5)	ψ_{sat}	m	Gesättigte Matrixsaugspannung
010	BCLAPP (5)	b_{clapp}	-	Clapp-Hornberger-Parameter
011	VPOR (5)	f	$m m^{-1}$	Porosität
012	ETRANS	E_t	mm	Transpiration
013	EBSOIL	E_{bs}	mm	Evaporation aus unbewachsenem Boden
053	DRAIN	R_D	mm	Drainage
054	TSL	–	K	Oberflächentemperatur Land
055	TSW	–	K	Oberflächentemperatur Wasser
056	TSI	–	K	Oberflächentemperatur Eis
084	QDBL	–	$kg kg^{-1}$	Spezifische Feuchte an der Landoberfläche
101	TLAMBDA (5)	λ_0	$W K^{-1} m$	Wärmeleitfähigkeit des trockenen Bodens

102	DLAMBDA (5)	λ	$\text{W K}^{-1} \text{ m}$	Wärmeleitfähigkeit des feuchten Bodens
105	FCAP (5)	θ_{FC}	m m^{-1}	Feldkapazität
112	QDB	q	kg kg^{-1}	Spezifische Feuchte an der Oberfläche
140	WS	WS	m	Bodenfeuchte in der Wurzelzone
141	SN	z_{sn}	m	Schneetiefe
142	APRL	P_{ls}	mm	Großskaliger Niederschlag
143	APRC	P_c	mm	Konvektiver Niederschlag
144	APRS	P_{sn}	mm	Schneefall
146	AHFS	H_0	W m^{-2}	Sensibler Wärmefluss an der Oberfläche
147	AHFL	E_0	W m^{-2}	Latenter Wärmefluss an der Oberfläche
160	RUNOFF	R_t	mm	Gesamtabfluss (Oberfläche + Drainage)
164	ACLCOV	–	%	Wolkenbedeckung
167	TEMP2	T	K	Temperatur in 2 m
170	TD	T_{s_4}	K	Bodentemperatur vierte Schicht
172	BLA	–	%	Land-See-Maske
173	AZ0	z_0	m	Rauhigkeitslänge der Oberfläche
174	ALB	α_0	%	Hintergrundalbedo
182	EVAP	ET	mm	Evapotranspiration
183	TDCL	T_{s_5}	K	Bodentemperatur fünfte Schicht
194	WL	–	m	Wassermenge an der Oberfläche
198	VGRAT	–	%	Vegetationsbedeckung
199	VAROR	$z_{0,orovar}$	m^2	Orographische Varianz
200	VLT	LAI	m m^{-1}	LAI
201	T2MAX	T_{max}	K	Maximumtemperatur in 2 m
202	T2MIN	T_{min}	K	Minimumtemperatur in 2 m
207	TD3	T_{s_1}	K	Bodentemperatur erste Schicht
208	TD4	T_{s_2}	K	Bodentemperatur zweite Schicht
209	TD5	T_{s_3}	K	Bodentemperatur dritte Schicht
210	SEAICE	–	%	Meereisbedeckung
212	SICED	–	m	Meereismächtigkeit
226	FAO	–	Klasse	Bodentexturklasse
227	RGCGN	ρc	10^6 J m^{-3}	Wärmekapazität
229	WSMX (5)	WS_{mx}	m	Feldkapazität
232	GLAC	–	%	Gletschermaske
260	APRT	P_t	mm	Gesamtniederschlag (142 + 143)
272	BETA	β	-	Kurvenparameter des Arno-Schemas
273	WMINLOK	w_{min}	m	subskaliges Minimum der Feldkapazität
274	WMAXLOK	w_{max}	m	subskaliges Maximum der Feldkapazität
9980	SAND (5)	$sand$	%	Sandanteil im Boden
9990	CLAY (5)	$clay$	%	Tonanteil im Boden
intern	ZSORP (5)	S	$\text{m/s}^{1/2}$	Sorption nach Philip
intern	THETA_R (5)	θ_r	m m^{-1}	Residualwasser
intern	VGM_M (5)	m_{vgm}		van-Genuchten-Parameter m
intern	VGM_N (5)	n_{vgm}		van-Genuchten-Parameter n

intern	VGM_ALPHA (5)	α_{vgm}		van-Genuchten-Parameter α
intern	ZPERC (5)	K	m s^{-1}	Aktuelle hydraulische Leitfähigkeit
intern	ZDIFF (5)	D	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	aktuelle Diffusivität
intern	ZCGSOIL (5)	c_s	$\text{J kg}^{-1} \text{K}$	Wärmekapazität des trockenen Bodens
extern	SRUNOFF	R_S	mm	Oberflächenabfluss (160 - 053)
extern	—	θ_{1-5}	m m^{-1}	relativer Wassergehalt einer Bodenschicht
extern	—	θ_{rz}	m m^{-1}	relativer Wassergehalt in der Wurzelzone

Danksagung

Allen voran möchte ich mich bei Prof. Dr. Heiko Paeth für die gute Betreuung, die stete Unterstützung, das entgegengebrachte Vertrauen und die Begutachtung der vorliegenden Arbeit bedanken. Zudem ist die langjährige Sensibilisierung für das uns alle betreffende und allumfassende Thema des Klimawandels hervorzuheben. Auch Prof. Dr. Roland Baumhauer gilt mein Dank für die Übernahme des Mentorats und des Zweitgutachtens sowie das geweckte Interesse an der Physischen Geographie. Ebenfalls möchte ich mich bei Prof. Dr. Birgit Terhorst für die Übernahme des Mentorats bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Katrin Ziegler für die schier unzähligen Stunden der Diskussion, des gemeinsamen Kopfzerbrechens und der gegenseitigen Unterstützung sowie Dr. Felix Pollinger für die stete Beratung. Des Weiteren möchte ich den aktuellen und ehemaligen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Klima um Dr. Freddy Bangelesa, Miriam Baumann, Christian Hartmann, Chibuike Ibebuchi, Dr. Alphonse Karama, Luzia Keupp, Dr. Andreas Paxian, Dr. Praveen Kumar Rai, Dr. Christoph Ring, Daniel Schönbein, Dorothee Ullrich und Mengjie Warmuth sowie den Masterand*innen für das freundschaftliche Klima und das konstruktive Arbeiten danken.

Meiner Familie um meine Eltern Oliver und Christina, meine Patentante Susanne und meine Großeltern Karl-Josef und Rita, die mich auf meinem gesamten Weg mit viel Liebe und Hingabe unterstützt haben, gilt ein spezieller Dank.

Auch möchte ich meinen Freunden Simon, Jan-Christoph, Sandy, Tobi, Julia, Jojo, Julia, Robin, Anna, Anne, Christoph und Kyra sowie vielen weiteren Weggefährt*innen danken, auf die ich mich stets verlassen kann und die für ausreichend Abwechslung sorgen konnten.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei meiner Freundin Kathy für ihre unendliche Unterstützung und Liebe bedanken, aus der ich meine Kraft und Motivation schöpfe.