

Einfluss des Klimas und der Landnutzung auf den Energiehaushalt an der Oberfläche sowie die Boden- und Grundwassertemperatur

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades des Doktors
der Naturwissenschaft (Dr. rer. nat.)

eingereicht im Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Jamal Ouarghi

2017

-
1. Gutachter: Prof. Dr. Michael Schneider
(Freie Universität Berlin)
 2. Gutachter: Prof. Dr. Gunnar Nützmann
(Humboldt-Universität zu Berlin)

Disputation 26 Oktober 2017

Danksagung

Ich danke an erster Stelle Herrn Professor Schneider, der mir die Möglichkeit gegeben hat, diese Arbeit zu verwirklichen. Ein besonderer Dank geht an Herrn Limberg von der Senatsverwaltung für Gesundheit, Umwelt und Verbraucherschutz (II E) für die Bereitstellung der Daten und Informationen. Ohne diese wäre die Durchführung meiner Arbeit nicht möglich gewesen. Den Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Hydrogeologie danke ich vielmals für ihre Unterstützung und Förderung.

Ich danke den Mitarbeitern des meteorologischen Instituts der FU Berlin, für ihren Beitrag, insbesondere bei der Vorbereitung der benötigten Wetterdaten.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei meiner Frau und meiner Tochter für ihre Geduld und Unterstützung bedanken.

Zusammenfassung

Eine quantitative Darstellung des Energiehaushalts an der Oberfläche unter Einfluss des Klimas und Landnutzung ist von entscheidender Bedeutung bei den Anpassungsstrategien in Bezug auf die klimatischen Veränderungen und ihren Einfluss auf die Boden- und Grundwasserökosystemen. Anhand der Emissionsszenarien nach IPCC (2007) zeigt sich das Risiko, dass die Lufttemperatur in den nächsten 100 Jahren um 2 bis 4 °C ansteigt. Die Landnutzungsänderung in der Vergangenheit hat anhand mehrere Studien zur signifikanten Änderungen in Wärmehaushalt an der Oberfläche und im Untergrund geführt.

Die Methodik der vorliegenden Arbeit basiert auf einer numerischen Modellierung des Wärmehaushalts an der Oberfläche (ParFlow-CLM) unter Einfluss des Klimas und der Landnutzung in den Modellgebieten Dahlem und Moabit in Berlin. Die Simulation erfolgt mithilfe von auf 2 m² vereinfachten geologischen Profile von 15 m und 10 m Tiefe jeweils für die Modellgebiete Dahlem und Moabit. Die Landnutzungen für die Simulation sind nach der Klassifikation der Internationalen geosphären und biosphären Programme (IGBP) definiert. Die Simulationsdauer ist ein Jahr. Ziel ist es, den Einfluss des Klimas, der Landnutzung, der Bodenarten und des Grundwasserflurabstands auf den Energiehaushalt an der Oberfläche quantitativ darzustellen.

Der zweite Teil dieser Arbeit beinhaltet die Simulation der Grundwassertemperaturentwicklung in 150 Jahren (1951-2100) nach zwei Erwärmungsszenarien. Das erste Erwärmungsszenario entspricht dem von 1951 bis 2012 gemessenen Bodentemperaturanstieg (Messstation botanischer Garten: 2 C°/100 und Messstation Tempelhof: 4,7 °C/100). Bei dem zweiten Szenario handelt sich um ein extremes Szenario mit einer Verdopplung der Erwärmungsrate in den Jahren 2012 bis 2100. Für diese Simulationen wurde ein 1D-gekoppeltes Bodenwasserhaushalt- und Wärmetransportmodell entwickelt. Die Anpassung und Validierung der Modellierungsergebnisse beziehen sich auf die in den Modellgebieten Dahlem und Moabit gemessene Boden- und Grundwassertemperatur. Die Ergebnisse der Simulation präsentieren die Entwicklung der Boden- und Grundwassertemperatur und der Bodenwärmeströme nach zwei Szenarien und geben Abschätzungen über den konvektiven Wärmetransport.

Der Einfluss der anthropogenen Wärme auf die Grundwassertemperaturprofile wurde mithilfe eines 2D-Wärmetransportmodells verdeutlicht. Die Simulation stellt den Einfluss eines Kellers von 3 m Tiefe und 5 m Breite und durchschnittlichen Temperatur von 17 °C auf die Grundwassertemperatur dar. Dabei wird die Wechselwirkung zwischen dem Klima und der unterirdischen Wärmequellen dargelegt. Die Ergebnisse der Simulationen erklären die Verteilung der anthropogenen Wärme im Grundwasser unter Einfluss der Lufttemperaturerhöhungsszenarien.

Die Ergebnisse der Energiehaushaltsimulationen zeigen, dass neben der Landnutzung auch die Bodeneigenschaften und der Bodenwassergehalt eine große Rolle im Energiehaushalt an der Oberfläche spielen. Ferner beeinflusst das Grundwasser den Energiehaushalt an der Oberfläche ab einem Flurabstand von 3 m bis 5 m. Anhand der durchgeführten Wärmetransportsimulationen kann der Einfluss des Lufttemperaturanstiegs und Urbanisierung die Grundwassertemperatur in einer Tiefe von über 100 Meter erreichen.

Abstract

A quantitative representation of the energy balance at the surface under the influence of the climate and land use is of crucial importance in the adaptation strategies with regard to the climatic changes and their influence on the soil and groundwater ecosystems. Based on the IPCC emission scenarios (2007), there is a risk that the air temperature will rise by 2 to 4 °C over the next 100 years. The land-use change in the past has led to several studies on significant changes in heat balance on the surface and in the subsoil.

The methodology of the present thesis is based on a numerical modeling of the heat balance at the surface (ParFlow-CLM) under the influence of climate and land use in the model areas of Berlin-Dahlem and Moabit. The simulation is carried out using geological profiles of 15 m and 10 m depth, simplified to 2 m², for the Dahlem and Moabit model areas. The land use for the simulation is defined according to the classification of the International Geosphere-Biosphere Program (IGBP). The simulation period is one year. The aim is to quantitatively illustrate the influence of climate, land use, soil types and groundwater interspace on the energy balance at the surface at the surface.

The second part of this work involves the simulation of the groundwater temperature development in 150 years (1951-2100) after two heating scenarios. The first heating scenario corresponds to the rise in soil temperature measured between 1951 and 2012 (measuring station *Botanischer Garten*: 2 °C/100 and measuring station *Tempelhof*: 4.7 °C/100). The second scenario is an extreme scenario with a doubling of the heating rate in the years 2012 to 2100. A 1D-coupled groundwater household and heat transport model was developed for these simulations. The adaptation and validation of the modeling results refer to the ground and ground water temperature measured in the model areas Dahlem and Moabit. The results of the simulation present the development of soil and groundwater temperature and ground heat flows according to two scenarios and provide estimates of the convective heat transport.

The influence of anthropogenic heat on the groundwater temperature profiles has been clarified using a 2D heat transport model. The simulation shows the influence of a basement of 3 m depth and 5 m width and an average temperature of 17 °C on the ground water temperature. The interaction between the climate and the subterranean

heat sources is explained. The results of the simulations explain the distribution of anthropogenic heat in groundwater under the influence of climate warming scenarios.

The results of these energy balance simulations show that, in addition to land use, the soil properties and the soil water content play a major role in the energy balance at the surface. The groundwater only affects the energy balance at the surface at a depth between 3 and 5 m to the water table. The rise in groundwater temperature due to climate warming and urbanization can reach more than 100 meters.

INHALTSVERZEICHNIS

DANKSAGUNG	III
ZUSAMMENFASSUNG	IV
ABSTRACT	VI
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	X
TABELLENVERZEICHNIS	XIV
1 EINLEITUNG	1
2 STAND DER WISSENSCHAFT	5
2.1 WÄRMEHAUSHALT UND LANDNUTZUNG.....	5
2.2 BODEN- UND GRUNDWASSERTEMPERATUR	6
3 PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG	8
4 UNTERSUCHUNGSGEBIET	12
5 MODELLIERUNG DES ENERGIEHAUSHALTS UND DER PROZESSE AN DER OBERFLÄCHE	14
5.1 NUMERISCHE MODELLIERUNG	14
5.2 ENERGIEHAUSHALTE AN DER OBERFLÄCHE.....	15
5.3 WASSERBEWEGUNG IM UNTERGRUND UND AN DER OBERFLÄCHE	18
6 DATEN UND MODELLIERUNGSSTRATEGIE	20
7 ERGEBNISSE UND DISKUSSION	23
7.1 OBERFLÄCHENNAHE BODENTEMPORATUR	23
7.2 WASSERHAUSHALT	28
7.3 WÄRMEHAUSHALT	30
7.3.1 <i>Bodenwärmestrom</i>	30
7.3.2 <i>Sensible und latente Wärme</i>	32
8 SENSITIVITÄTSANALYSE	38
8.1 BODENEIGENSCHAFTEN	38
8.2 GRUNDWASSERDYNAMIK.....	39
8.3 KLIMA	41

9	SCHLUSSFOLGERUNG	42
10	MODELLIERUNGEN DER BODEN- UND GRUNDWASSERTEMPERATURENTWICKLUNG IN DEN MODELLGEBIETEN DAHLEM UND MOABIT	45
11	MODELLENTWICKLUNG UND AUFBAU	47
11.1	WASSERHAUSHALTSMODELL	48
11.2	OBERFLÄCHENABFLUSS	49
11.3	REALE UND POTENTIELLE EVAPOTRANSPIRATION	51
11.4	NUMERISCHE LÖSUNG DER RICHARDS-GLEICHUNG.....	53
11.5	VAN-GENUCHTEN-MUALEM-MODELL.....	55
11.6	HYSTERESE	56
11.7	BODENWASSERHAUSHALTSSIMULATION	57
12	WÄRMETRANSPORTMODELL	61
12.1	NUMERISCHE LÖSUNG DER WÄRMETRANSPORTGLEICHUNG	62
12.2	BODENTEMPERATURGENERATOR	64
13	ZIEL DER MODELLIERUNG UND VORGEHENSWEISE	67
14	ERGEBNISSE UND DISKUSSION	69
14.1	VALIDIERUNG DES GEKOPPELTEN MODELLS	69
14.2	BODENTEMPERATUR	72
14.3	GRUNDWASSERTEMPERATUR	73
14.4	BODENWÄRMESTROM	77
14.5	KONVEKTIVER WÄRMETRANSPORT.....	79
15	ANTHROPOGENE WÄRME	81
16	SCHLUSSFOLGERUNG UND AUSBLICK	89
17	LITERATURVERZEICHNIS	92

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1:	Gemessene Temperaturprofile in Berlin Freiland (Treptow-Köpenick) (A) und hohe Besiedlungsdichte (Mitte, Rügener Straße) (B)	1
Abb. 3-1:	Jahresdurchschnitt der gemessenen Bodentemperatur in 5 cm Tiefe in der Wetterstation Botanischer Garten (Dahlem) und Tempelhof	8
Abb. 3-2:	Untergrundtemperatur für den Bezugshorizont 20 m unter Geländeoberkante im Jahr 2010 (SenStadt 2011)	10
Abb. 4-1:	Lage des Untersuchungsgebiets in Moabit und der Temperaturmessstelle 51101	13
Abb. 4-2:	Lage des Untersuchungsgebiets in Dahlem und der Temperaturmessstelle 37294	13
Abb. 5-1:	Schematische Darstellung des gekoppelten Modells ParFlow-CLM (Maxwell & Miller 2005)	14
Abb. 6-1:	Meteorologische stündliche Inputdaten am Beispiel kurzweiliger Strahlung, langweiliger Strahlung, Niederschlagsrate und Lufttemperatur	20
Abb. 6-2:	Schematische Darstellung der angenommenen vereinfachten geologischen Profile der Modellgebieten Dahlem und Moabit (Basierend auf die Bohrungsprofile in der Arbeit von Zschätzsch et al. (2012))	22
Abb. 7-1:	Simulierte Bodentemperatur im Modell Dahlem (2011)	24
Abb. 7-2:	Simulierte Bodentemperatur im Modell Moabit (2011)	24
Abb. 7-3:	Simuliertes und gemessenes Schneewasseräquivalent im Modellgebiet Dahlem für das Jahr 2011	25
Abb. 7-4:	Vergleich zwischen simulierter Bodentemperatur (Modellgebiet Moabit) und gemessener Referenzbodentemperatur in Dahlem (Botanischer Garten)	26
Abb. 7-5:	Vergleich zwischen simulierter Bodentemperatur (Modellgebiet Dahlem) und gemessener Referenzbodentemperatur in Dahlem (Botanischer Garten)	26
Abb. 7-6:	Vergleich zwischen der gemessenen Bodentemperatur in Dahlem in 10 cm Tiefe (gem. Btemp) und der simulierten Bodentemperatur im Modellgebiet Dahlem bei urbaner Landnutzung (sim Btemp Urban) und Gras (sim Btemp Gras)	28
Abb. 7-7:	Vergleich zwischen der gemessenen Bodentemperatur in Dahlem in 20 cm Tiefe (gem. Btemp 20 cm) und der simulierten Bodentemperatur im Modellgebiet Dahlem in 20 cm Tiefe bei urbaner Landnutzung (sim Btemp Urban 20 cm) und Gras (sim Btemp Gras 20 cm)	28

Abb. 7-8:	Modellierter Bodenwassergehalt in 0.3 und 1 m Tiefe im Modellgebiet Moabit	30
Abb. 7-9:	Modellierter Bodenwassergehalt in 0,3 und 1 m Tiefe im Modellgebiet Dahlem	30
Abb. 7-10:	Modellierter monatlicher Bodenwärmestrom (GH) im Modellgebiet Dahlem	31
Abb. 7-11:	Modellierter monatlicher Bodenwärmestrom (GH) im Modellgebiet Moabit	32
Abb. 7-12:	Simulierte latente Wärme (LH) im Modellgebiet Dahlem	33
Abb. 7-13:	Simulierte latente Wärme (LH) im Modellgebiet Dahlem	34
Abb. 7-14:	Simulierte sensible Wärme (SH) im Modellgebiet Dahlem	35
Abb. 7-15:	Simulierte sensible Wärme (SH) im Modellgebiet Moabit	35
Abb. 7-16:	Modellierter Energiehaushalt (dreistündige Werte) an der Oberfläche im Modellgebiet Moabit GH (Bodenwärmestrom), LH (latente Wärme) und SH (sensible Wärme)	37
Abb. 7-17:	Modellierter Energiehaushalt (dreistündige Werte) an der Oberfläche im Modellgebiet Dahlem GH (Bodenwärmestrom), LH (latente Wärme) und SH (sensible Wärme)	37
Abb. 8-1:	Simulierte durchschnittliche jährliche Bodentemperatur bei unterschiedlichen Bodentypen in einer Tiefe bis 0,5 m	38
Abb. 8-2:	Simulierter durchschnittlicher jährlicher Bodenwärmestrom bei unterschiedlichen Bodentypen	38
Abb. 8-3:	Modellierte durchschnittliche jährliche latente Wärme bei unterschiedlichen Bodentypen	39
Abb. 8-4:	Simulierter Zusammenhang zwischen Bodenwärmestrom und Grundwasserflurabstand	40
Abb. 8-5:	Simulierte Zusammenhang zwischen latenter Wärme und Grundwasserflurabstand	40
Abb. 8-6:	Simulierte GH (Bodenwärmestrom), LH (latente Wärme) und SH (sensible Wärme) für das Modell Moabit im Jahr 2010, 2011 und 2012 (Gras als Landnutzung)	41
Abb. 11-1:	Schematische Darstellung des Modellaufbaus	48
Abb. 11-2:	Simulierte Referenz-Evapotranspiration (A) und reale Evapotranspiration (B) im Modellgebiet Dahlem	53
Abb. 11-3:	Simulierter Bodenwassergehaltverlauf in 30 cm Tiefe im Modellgebiet Dahlem mit ParFlow-CLM und neuem Modell	57

Abb. 11-4:	Simulierter kumulativer Infiltrationsverlauf im Modellgebiet Dahlem mit ParFlow-CLM und neuem Modell.....	58
Abb. 11-5:	Simulierter kumulativer Infiltrationsverlauf im Modellgebiet Moabit mit ParFlow-CLM und neuem Modell.....	58
Abb. 11-6:	Simulierter Bodenwassergehaltverlauf in 30 cm Tiefe im Modellgebiet Moabit mit ParFlow-CLM und neuem Modell.....	59
Abb. 11-7:	Simulierter Bodenwassergehalt [Vol. %] in den Modellgebieten Dahlem und Moabit.....	60
Abb. 12-1:	Berechnete Wärmeleitfähigkeit nach dem Ansatz von Chung und Horton (1987) für verschiedene Bodenarten	62
Abb. 12-2:	Berechnete Wärme-Diffusivität nach dem Ansatz von Chung und Horton (1987) sowie Brutsaert (1982) für verschiedene Bodenarten.....	62
Abb. 12-3:	Vergleich zwischen berechneter und gemessener Bodentemperatur in 30 cm von 1951 bis 1981 (Messstation Botanischer Garten)	65
Abb. 12-4:	Berechneter und gemessener Bodentemperaturverlauf Messstation Botanischer Garten im Jahr 1951	65
Abb. 12-5:	Vergleich zwischen berechnete und gemessene Bodentemperatur in 30 cm im Jahr 1951 (Messstation Botanischer Garten).....	66
Abb. 14-1:	Simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012	69
Abb. 14-2:	Vergleich zwischen simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012.....	70
Abb. 14-3:	Simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012.....	70
Abb. 14-4:	Vergleich zwischen simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012	71
Abb. 14-5:	Simulierter Monatsmittelwert der Bodentemperatur in 30 cm und 1 m Tiefe im Modellgebiet Dahlem (S1 ist Szenario B1 und S2 ist Szenario A2).....	72
Abb. 14-6:	Simulierter Monatsmittelwert der Bodentemperatur in 30 cm und 1 m Tiefe im Modellgebiet Moabit (S1 ist Szenario B1 und S2 ist Szenario A2).....	73
Abb. 14-7:	Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario B1 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012	74

Abb. 14-8: Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario A2 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012	75
Abb. 14-9: Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit Im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario B1 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012	75
Abb. 14-10: Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario A2 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012	76
Abb. 14-11: Berechneter Jahresmittelwert des Bodenwärmestroms nach Szenarien B1 und A2 (A: Modellgebiet Dahlem und B: Modellgebiet Moabit)	78
Abb. 14-12: Berechneter Jahresmittelwert des konvektiven Wärmetransports nach Szenarien B1 und A2 (A: Modellgebiet Dahlem und B: Modellgebiet Moabit)	80
Abb. 15-1: Darstellung der Geometrie des 2D-Modells.....	82
Abb. 15-2: Simulationsergebnisse der Grundwassertemperatur unter Einfluss von beheizten Kellern und Erwärmungsszenario B1 im Jahr 2012 (M1), 2050 (M2) und 2100 (M3) (Winter).....	86
Abb. 15-3: Simulationsergebnisse der Grundwassertemperatur unter Einfluss von beheizten Kellern und Erwärmungsszenario B1 im Jahr 2012 (K1), 2050 (K2) und 2100 (K3) (Sommer)	87
Abb. 15-4: Entwicklung der Temperaturprofile des Grundwassers mit und ohne beheizten Keller im Jahr 2012 (C1), 2050 (C2) und 2100 (C3)	88

Tabellenverzeichnis

Tab. 6-1: Bodenparameter für Modellgebiete Moabit und Dahlem	21
Tab. 7-1: Tabellarische Darstellung Jahresmittelwert (stündliche Werte) latente Wärme (LH) und sensible Wärme (SH) während eines Jahres und Bowen-Ratio (β) für das Modellgebiet Dahlem und Moabit (unbB ist unbewachsener Boden)	36
Tab. 9-1: Simulierter Energiehaushalt (Jahresmittelwert basierend auf stündliche Werte) im Modellgebiet Dahlem (DAH) und Moabit (MOA).....	43
Tab. 11-1: Simulierter Monatsmittelwert des Bodenwassergehalts [Vol.-%] und der Sickergeschwindigkeit [m/s] im Modellgebiet Dahlem und Moabit	60
Tab. 13-1: Parameter für die Simulation der Boden- und Grundwassertemperatur.....	68
Tab. 14-1: Simulierter Jahresmittelwert der Boden und Grundwassertemperaturentwicklung nach Szenarien (1) B1 und (2) A2 im Modellgebiet Dahlem und Moabit	76

1 Einleitung

Die Grundwassertemperatur in Berlin und besonders in hoch besiedeltem Gebiet unterliegt einer starken anthropogenen Beeinflussung. Aus diesem Grunde hat die Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Temperaturprofile (Abb.1-1) in den Grundwassermessstellen erstellt. Die Grundwassertemperatur wurde mithilfe eines Temperaturlichtlots mit einer Messungsunsicherheit von ± 0.3 °C gemessen. Diese Messungen stellen nicht nur einen wichtigen Meilenstein für das Verständnis der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Grundwassertemperatur in der Tiefe dar, sondern auch die Grundlage für Genehmigungen bei Eingriffen in den Wärmehaushalt des Grundwassers.

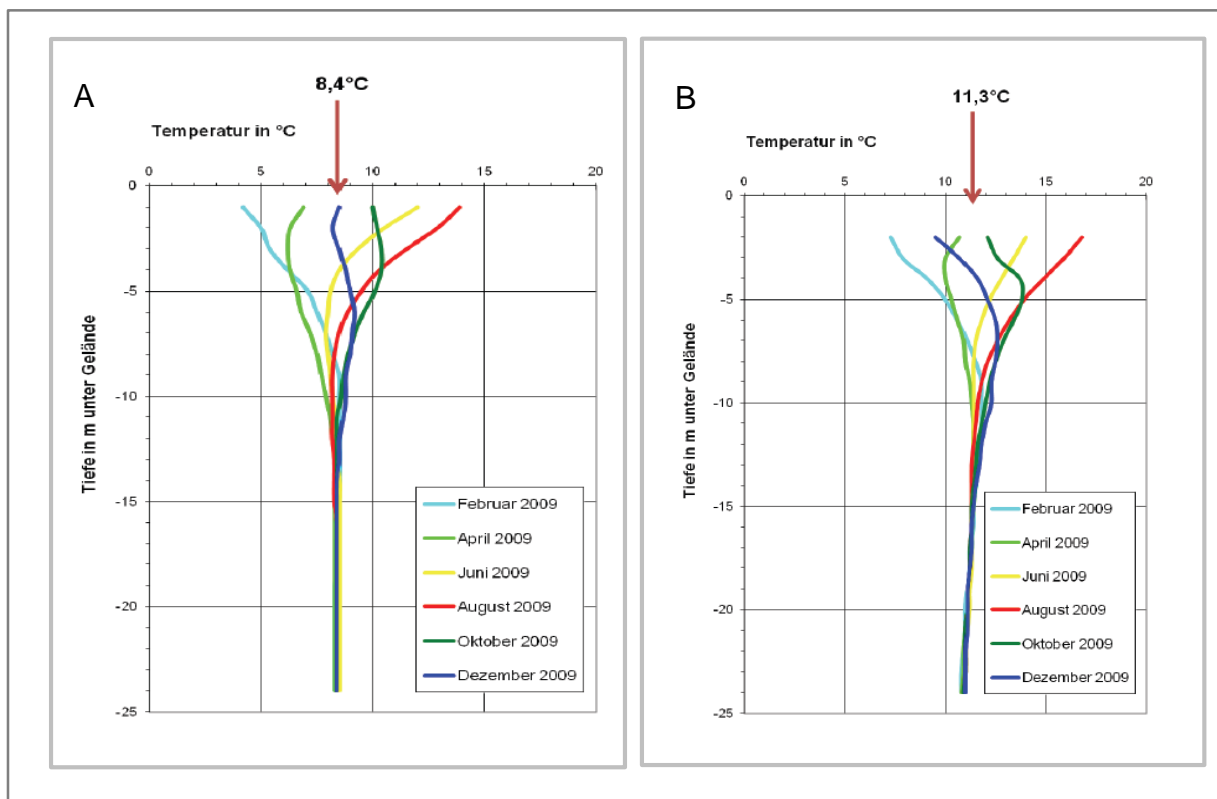


Abb. 1-1: Gemessene Temperaturprofile in Berlin Freiland (Treptow-Köpenick) (A) und hohe Besiedlungsdichte (Mitte, Rügener Straße) (B)

Anhand der Langzeituntersuchung der Grundwassertemperatur in Berlin wurde aufgrund der weiteren baulichen Entwicklung und klimatischen Veränderungen eine Erwärmung des jahreszeitlich beeinflussten Untergrunds (bis 20 m Tiefe) und oberflächennahen Untergrunds (bis 100 m Tiefe) festgestellt (Henning & Limberg 2012). Da

die Wassertemperatur ein Schlüsselparameter für physische, chemische und mikrobiologische Vorgänge im Grundwasser ist, kann ein weiterer möglicher Anstieg der Grundwassertemperatur zu einer nicht vorhersehbaren Veränderung der Grundwasserqualität führen.

Die anthropogenen Einflüsse werden allgemein mit der Veränderung der Landnutzung und Urbanisierung, wie z. B. unterirdische Bauwerke, U-Bahnschächte, Abwasserkanalnetze und Industrie, in Zusammenhang gebracht. Die zunehmende Versiegelung und Verdichtung der Bebauung und Reduzierung der Frei- und Grünflächen führt einerseits zu einer Zunahme des Wärmeeintrags und andererseits zur Neutralisierung der natürlichen saisonalen Abkühlungs- und Erwärmungsprozesse des Bodens. Daraus ergibt sich ein Anstieg der Grundwassertemperatur (Dohr 2011).

Von den natürlichen Einflussfaktoren, die den Wärmehaushalt an der Oberfläche und im Untergrund beeinflussen, ist der Faktor Klima zu nennen. Dabei stellt die oberflächennahe Lufttemperatur ein wichtiger Faktor für die Änderung der Boden- und Grundwassertemperatur dar. Der sinusförmige Verlauf der Lufttemperaturganglinien und die daraus resultierenden Boden- und Grundwassertemperaturen ergeben sich aus den vorhandenen klimatischen Bedingungen, die als ein Teil der globalen klimatischen Veränderung sowohl anthropogene als auch natürliche Ursache haben. Anhand der über mehrere Jahre erfolgte Lufttemperaturmessungen im Raum von Berlin wurde ein tatsächlicher Anstieg der jährlich durchschnittlichen Lufttemperatur von etwa 1 °C im Zeitraum 1981 bis 2009 registriert (DWD 2010). Dieser Anstieg ist nicht allein durch klimatische Veränderungen zu erklären, sondern als eine Kombination von Einflüssen der Urbanisierung und Klima zu sehen. Die Urbanisierung oder die Landnutzungsveränderung verstärkt den Temperaturanstieg durch lokale oder globale klimatische Veränderungen, die beispielsweise zu einer heterogenen Verteilung der Lufttemperatur in Berlin geführt haben. Dabei hängt die Lufttemperatur im Raum Berlin oder allgemein in Urbangebieten von der Landnutzungsart und der Besiedlungsstruktur ab.

Neben dem Klima und der Landnutzung sind bei Wärmeaustauschprozessen zwischen Luft und Boden die Wärmeleitung, Speicherung und die physische und hydrologische Eigenschaften des Bodens an der Oberfläche und im Untergrund von Bedeutung. Die Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität des Bodens hängt in der ungesättigten Zone überwiegend vom Wassergehalt ab. Ein Anstieg des Wassergehalts des

Bodens führt sowohl zur Zunahme der Wärmeleitfähigkeit als auch zur Zunahme der Wärmekapazität, wobei die saisonalen Veränderungen des Bodenwassergehalts von der Durchlässigkeit und der Feldkapazität des Bodens und dem daraus resultierenden Energieaustausch in Form von Evaporation zwischen Boden und Atmosphäre abhängt.

Ein Teil der Wärme wird auch passiv mit dem versickerten und tiefen perkolierten Wasser im Untergrund transportiert. Diese Wärmemenge hängt überwiegend von der Wassersickergeschwindigkeit in der ungesättigten Zone und der Niederschlagstemperatur ab, die selten gemessen wird. Stattdessen wird die Lufttemperatur oder die Temperatur an der Oberfläche angenommen. In urbanen Gebieten ist aufgrund der niedrigen Grundwasserneubildung der Horizontale konvektive Wärmetransport im Vergleich zum konduktiven Wärmetransport weniger bedeutsam.

Der Grundwassertemperaturanstieg wird von einigen als Risiko und von anderen als Chance (neue Energiequelle oder erneuerbare Energiequelle) betrachtet. Das Risiko liegt darin, dass ein Anstieg der Grundwassertemperatur zur möglichen Änderung der chemischen und biologischen Eigenschaften des Grundwassers führen kann. Dadurch ist ein Anstieg der mikrobiologischen Aktivitäten zu erwarten. Eine Temperaturerhöhung führt zur Erhöhung der Stoffwechselaktivität und Teilungsrates der Bakterien (Koolman & Röhm 1998; Brielmann et al. 2011), und zur Mobilisierung der organischen Materie von Sedimenten (Brielmann et al. 2009). Bei einer organischen Kontamination ist eine Sauerstoffzehrung und Änderung der bakteriellen Gemeinschaft zu erwarten (Brielmann et al. 2011). Die Erwärmung des Grundwassers kann die Löslichkeit von bestimmten Gasen und Mineralien beeinflussen. Die Folgen für die Trinkwasserförderung und Grundwasserqualität sind dabei noch nicht umfassend erforscht.

Andere sehen den Anstieg der Grundwassertemperatur besonders in urbanen Gebieten als Chance für alternative Energiequelle in Zeiten knapper werdender fossiler Brennstoffe, zum Beispiel oberflächennahe Geothermie und Erdwärme. Bei der oberflächennahen Geothermie überschneiden sich die Interessen zur möglichen Nutzung neuer Energiequellen mit dem Schutz des Grundwasservorkommens und dem Erhalt der wertvollen Trinkwasserressource.

Dies fordert neben besseren Kenntnissen des Wärmehaushalts an der Oberfläche und im Untergrund eine sorgfältige und gut geplante Grundwasserwärmewirtschaftung und eine Verbesserung der oberflächennahen geothermischen Technologien.

Die vorliegende Arbeit gibt eine Übersicht über den Einfluss des Klimas und Landnutzungsveränderung auf den Energiehaushalt an der Oberfläche und im Untergrund von Berlin, indem der saisonale Wärmehaushalt an der Oberfläche dargestellt und die Wärmetransportprozesse diskutiert werden. Ferner werden Prognosen für die zukünftige Änderung der Temperatur im Untergrund bis maximal 100 m in den nächsten 100 Jahren dargestellt und der daraus resultierende Energiehaushalt an der Oberfläche und im Untergrund beschrieben.

2 Stand der Wissenschaft

2.1 Wärmehaushalt und Landnutzung

Die Erforschung und Berechnung des Energiehaushaltes an der Erdoberfläche und der Atmosphäre hat eine lange Geschichte. Der erste entwickelte globale Energiehaushaltsmodell basiert auf Fernerkundungsdaten (Dines 1917; Hunt et al. 1986). Danach wurden direkte Messungen durchgeführt (Ohmura & Gilgen 1993). Dies hat zur besseren Abschätzung der kurzwelligen und langwelligen Strahlung geführt. Die ersten Abschätzungen des globalen Energiehaushaltes an der Erdoberfläche (Ashford 1977; Paltridge & Platt 1976; Budyko 1982; Peixoto & Oort 1992; Ohmura & Gilgen 1993; Kiehl & Trenberth 1997) liegen für die latente Wärme zwischen 90 und 79 Wm^{-2} und für die sensible Wärme zwischen 27 und 17 Wm^{-2} . Bei langwelliger und kurzwelliger Strahlung liegen die Abschätzungen jeweils zwischen 40 und 72 Wm^{-2} und zwischen 147 und 142 Wm^{-2} . Eine realistische Abschätzung des Energiehaushalts an der Oberfläche, ist in der Arbeit von Dirmeyer et al. (2006) zu finden.

Der Einfluss der Landnutzungsänderung auf das Klima und den Energiehaushalt auf globaler Ebene wurde in den Arbeiten von Chase et al. (2000), Betts (2000) sowie Gedney und Valdes (2000) diskutiert. Dabei führt die Entwaldung von großen Flächen zu einer signifikanten Änderung des regionalen Klimas in den betroffenen Gebieten. Neben der Entwaldung wurde in den letzten Jahren der Erforschung der Urbanisierung und ihres Einflusses auf das Klima sowie den Energie- und Wasserhaushalt mehr Bedeutung geschenkt. Dies bezieht sich auf die mögliche zukünftige Entwicklung der Weltbevölkerung. Bis 2050 wird ein Anstieg des lebenden Weltbevölkerungsanteils im urbanen Gebieten von 50 % bis zu 70 % erwartet (Seto & Shepherd 2009). Dies führt systematisch zum Anstieg der urbanen Flächen und Ersetzung der natürlichen Bodenoberfläche durch anthropogene künstliche Oberflächen und damit zu einer Änderung der Bodenrauheit, Albedo, sowie der Wärmekapazität und Leitfähigkeit des Bodens (Shem & Shepherd 2009). Ferner entstehen aufgrund der Einflüsse der Stadtgeometrie, wie z. B. der Besiedlungsdichte, sogenannte Wärmeinseln (Oke 1973; Oke 1982; Streutker 2003), Dabei ergibt sich die Wärmeinsel aus der Summe des gegebenen Mikroklimas und der erzeugten Erwärmung von Gebäude und menschlichen Aktivitä-

ten. Detaillierte Untersuchungen und Ergebnisse des Energiehaushaltes für unterschiedliche Landnutzung in urbanen Gebieten ist in der Arbeit von Cui, Liu, Hu und Kuang (2012) sowie Bäckström (2006) zu finden. Gemäß dieser Arbeit führt eine Landnutzungsänderung von Gras zu Straße oder Gras zu Gebäude zu einer Zunahme der Nettosonnenstrahlung. Die Arbeit von Bäckström (2006) gibt eine Übersicht über das mögliche sich ergebende Mikroklima und den Oberflächenenergiehaushalt aufgrund der Komplexität der Landnutzung und Stadtgeometrie in urbanen Gebieten.

2.2 Boden- und Grundwassertemperatur

Das Klima und die Urbanisierung haben einen direkten Einfluss auf die oberflächennahe Boden- und Grundwassertemperatur (Huang et al. 2009; Taylor & Stefan 2009; Taniguchi et al. 2007; Tang et al. 2011; Gunawardhana & Kazama 2012a). Die numerische Simulation der Grundwassertemperatur unter Einfluss des Klimas und der Landnutzung nach Emissionsszenario 2 x CO₂ IPCC (2007) in der Arbeit von Taylor & Stefan (2009) weist auf einem Anstieg der Grundwassertemperatur in Minneapolis/St. Paul von etwa 5 °C hin. In anderen Studien wurde versucht, mithilfe der analytischen Lösung der Wärmetransportdifferentialgleichung den Einfluss des Klimas auf die Grundwassertemperatur (Kurylyk et al. 2014; Menberg et al. 2014; Kurylyk et al. 2015) zu analysieren. Die analytische Lösung der Wärmetransportdifferentialgleichung ist im Vergleich zur numerischen Lösung bei dieser Fragestellung limitiert und unflexibel.

In Japan wurden mehrere Studien über den Zusammenhang zwischen der globalen klimatischen Veränderungen und Urbanisierung und Grundwassertemperatur durchgeführt. Diese beziehen sich sowohl auf meteorologische Daten als auch auf hochwertige Messungen der Temperaturprofile (Taniguchi & Uemura 2005; Taniguchi et al. 2005) Die Ergebnisse dieser Studien beweisen den Zusammenhang zwischen lokaler Lufttemperaturerhöhung als Kombination des globalen Klimawandels und der Urbanisierung (Wärmeinsel) und den Temperaturprofilen im Untergrund. Eine auf Temperaturprofilemessungen basierende paläoklimatische Rekonstruktion in Westkanada ist zu dem Ergebnis gekommen, dass sich die meisten gemessenen Temperaturprofile mit der Änderung der Temperatur an der Oberfläche erklären lassen (Majorowicz et al. 2006).

Die unterirdische anthropogene Wärme (tiefe Garagen, U-Bahn, beheizte Keller und die Kanalisation) sind wichtige Faktoren für den Anstieg der Grundwassertemperatur in urbanen Gebieten. Dabei gibt es wenige Studien über die Entwicklung der unterirdischen anthropogenen Wärme unter Einfluss des Klimas (urbane Wärmeinsel). Neue, darauf bezogene Forschung ist ein wichtiger Meilenstein für ein besseres Management der Wärme im oberflächennahen Grundwasser.

3 Problemstellung und Zielsetzung

Die Auswirkung des Klimas und der Urbanisierung auf die Boden- und Grundwassertemperatur ist heutzutage Realität. Darüber hinaus steigt das Informationsbedürfnis zum Einfluss der klimatischen Veränderung auf Wasser- und Wärmeaustauschprozesse zwischen dem Boden und dem oberflächennahen Grundwasser. Messungen der Boden- und Grundwassertemperatur in Berlin bestätigen, dass die urbanen Ökosysteme allgemein wärmer als die ruralen sind. Urbane Ökosysteme bilden einen kleinen Anteil von 2 % der Erdoberfläche und wachsen sehr schnell auf Kosten natürliche Ökosysteme und landwirtschaftliche Flächen (Trusilova et al. 2007). Dabei vergrößert sich der Effekt der urbanen Wärmeinsel sowohl auf Boden und Grundwasser als auch auf die Atmosphäre (Huang et al. 2009). Neue Studien haben bewiesen, dass urbane Wärmeinseln einen Einfluss auf das Stadtklima, die Luftqualität, die Gesundheit der Menschen und die Infrastrukturkosten haben kann (Huang et al. 2009; Tang et al. 2011). Diese können soziale und ökonomische Folgen für die Stadtbevölkerung haben.

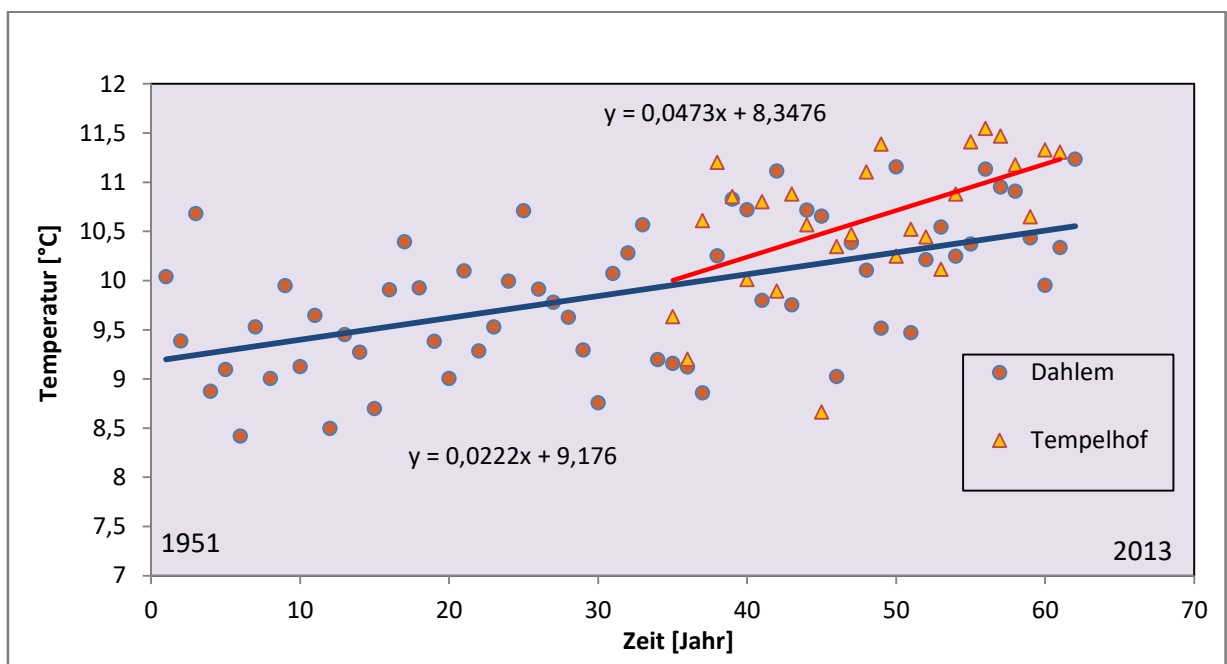


Abb. 3-1: Jahresdurchschnitt der gemessenen Bodentemperatur in 5 cm Tiefe in der Wetterstation Botanischer Garten (Dahlem) und Tempelhof

Die Abbildung 3-1 zeigt die durchschnittliche jährlich gemessene Bodentemperatur in den obersten 5 cm des Bodens in Dahlem und in Tempelhof. Die gemessene Boden-

temperatur im Botanischen Garten in Dahlem registriert die Temperaturänderung im oberflächennahen Boden im Zeitraum zwischen 1951 und 2013, und in Tempelhof im Zeitraum zwischen 1986 und 2013. Die beiden Messstationen zeigen einen deutlichen Anstieg der Bodentemperatur in den letzten 60 Jahren. Auffällig ist dabei, dass die Bodentemperatur in Tempelhof aufgrund des Wärmeinseleffekts in den letzten 30 Jahren schneller angestiegen ist als in Dahlem. Die gemessene Bodentemperatur ist in den letzten 60 Jahren in Dahlem (Botanischer Garten) um etwa 2,2 °C pro 100 Jahre angestiegen. Demgegenüber liegt der Bodentemperaturanstieg in der Messstation Tempelhof bei 4,7 °C pro 100 Jahre. Beide Werte sind viel höher als die globale Erwärmungsrate, die zwischen 0,6 und 0,9 °C liegt (Field et al. 2014).

Es gibt wenige Studien über den Einfluss des Klimawandels auf die Grundwassertemperatur (Menberg et al. 2014). Dabei ist der Klimawandel ein Schlüsselfaktor und beeinflusst die hydrologischen und thermalen Prozesse an der Oberfläche und im oberflächennahen Untergrund. Dieses kann als sehr kritisch bei dominierten Grundwasserökosystemen gesehen werden (Gunawardhana and Kazama 2012a). Die gemessene Grundwassertemperatur in Berlin seit 1978 bestätigt den Einfluss des Klimas und der Landnutzungsveränderung auf die Grundwassertemperatur (Henning and Limberg 1995; Henning and Limberg 2012). Dabei wurde ein Zusammenhang einerseits zwischen Besiedlungsdichte und Grundwassertemperatur, andererseits zwischen urbanen klimatischen Verhältnissen und Durchschnittstemperatur an der Oberfläche festgestellt. Dieses hat zum Grundwassertemperaturunterschied von 4 °C zwischen Freiland und stark besiedelten Gebieten geführt (Abb. 3-2).

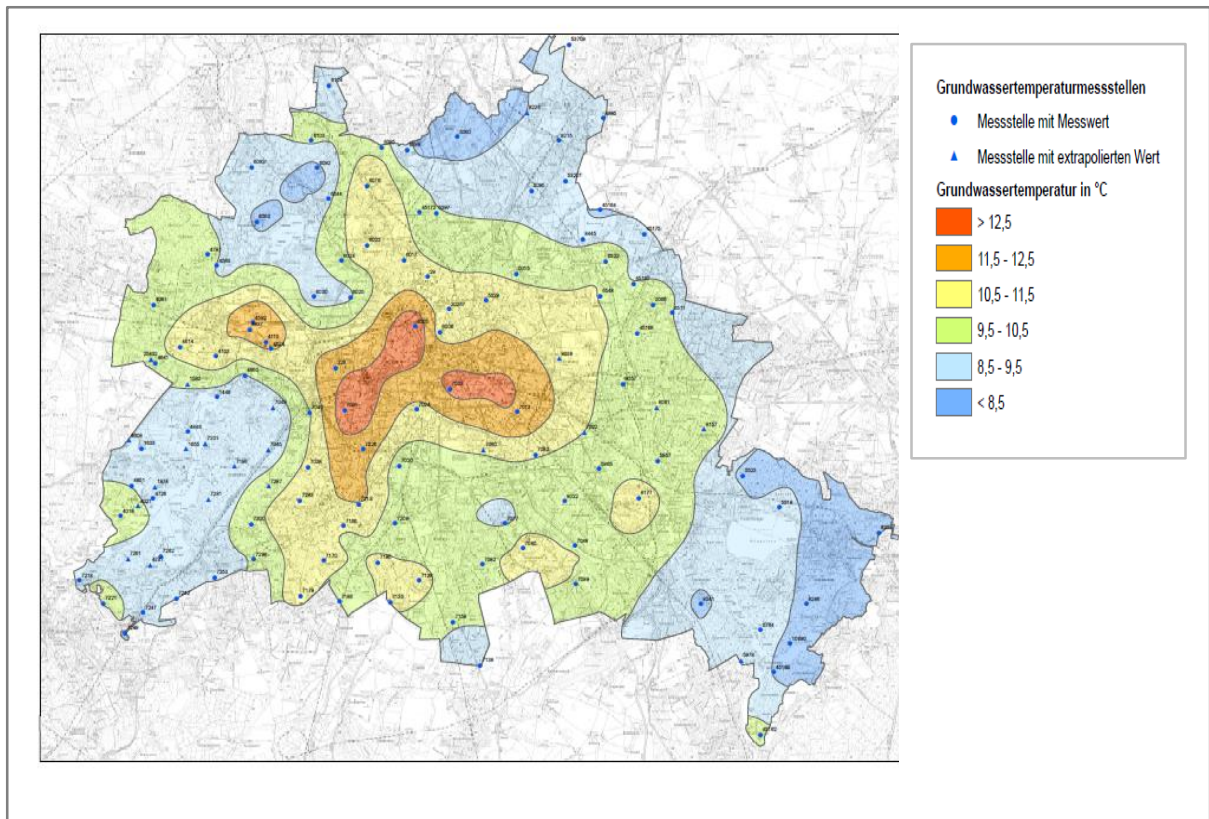


Abb. 3-2: Untergrundtemperatur für den Bezugshorizont 20 m unter Geländeoberkante im Jahr 2010 (SenStadt 2011)

Aufgrund der sozioökonomischen Entwicklung in Berlin sowie lokaler oder globaler klimatischer Veränderungen ist ein weiterer Anstieg der Grundwasser- und Oberflächentemperatur zu erwarten. Diese Temperaturveränderungen können in drei Ebenen betrachtet werden. In der Ebene des Grundwassermanagements ist die Grundwasserqualitätsänderung mit nicht vorhersehbaren Folgen für Trinkwasserqualität und -versorgung verbunden. Die zweite Ebene ist die Bodenfunktion und die daraus resultierende Veränderung der physischen und biochemischen Prozesse im Boden. Dies wurde bis jetzt nicht ausreichend untersucht. Die dritte Ebene ist die Folge des Klimawandels auf das Stadtklima. Die Erwärmung der Lufttemperatur in urbanen Gebieten hängt überwiegend von der Ratio zwischen der latenten und der sensiblen Wärme ab. Allgemein kann ein weiterer Anstieg der Lufttemperatur im Sommer zu gesundheitlichen Problemen (Herz- und Kreislaufprobleme) und zur Verschlechterung der Luftqualität führen (Huang et al. 2009; Kuttler 2004; Tang et al. 2011).

Zielsetzung der vorliegenden Arbeit ist eine quantitative Darstellung der Einflüsse des Bodens, der Landnutzung und des Klimas auf den Energiehaushalt an der Oberfläche

und die Modellierung der Grundwassertemperatur und der Energiehaushaltsentwicklung an der Oberfläche und im Untergrund unter Annahme der Temperaturerhöhungsszenarien A2 und B1 bis 2100.

Die Zielsetzung dieser Arbeit kann in zwei Hauptziele unterteilt werden. Beim ersten Hauptziel geht es um die Modellierung und Darstellung des Energiehaushalts an den Oberflächen in den Modellgebieten Dahlem und Moabit. Das zweite Hauptziel ist die Modellierung der Temperaturentwicklung des Grundwassers in den beiden genannten Modellgebieten. Die Haupt- und Nebenziele können wie folgt gelistet werden.

- *Energiehaushalt an der Oberfläche:*
 - quantitative Darstellung des Energiehaushaltes (latente Wärme, sensible Wärme und Bodenwärmestrom) unter Einfluss des Klimas und der Landnutzung,
 - Darstellung der Einflüsse der Landnutzung auf die Bodentemperatur,
 - Einfluss der Grundwasserdynamik und Bodeneigenschaften auf die Bodentemperatur.
- *Temperaturentwicklung des Bodens und des Grundwassers:*
 - Temperaturentwicklung des Bodens und des Grundwassers unter Einfluss des Klimas und der Urbanisierung,
 - quantitative Darstellung der Entwicklung des Bodenwärmestroms,
 - quantitative Darstellung des konvektiven Wärmetransports,
 - Einfluss der anthropogenen Wärme auf die Grundwassertemperatur (Beispiel beheizter Keller).

4 Untersuchungsgebiet

Um die Zielsetzung dieser Arbeit zu realisieren, wurde zwei Untersuchungsmodellgebiete in Berlin ausgewählt, die jeweils im Urstromtal und auf der Teltow-Hochfläche liegen (Abb. 4-1, 4-2). Das Modellgebiet Urstromtal befindet sich im Bezirk Mitte (Ortsteil Moabit). Die Landnutzungsstrukturen im Modellgebiet Urstromtal (MOH) ist sehr heterogen geprägt, mit einem Versiegelungsgrad von etwa 80 %, überwiegend Altbauwohnblöcke und mit geringen Grünflächen. Der oberflächennahe Grundwasserleiter ist ungespannt mit einem Grundwasserflurabstand, der zwischen 2 und 5 m liegt. Allgemein fließt das Grundwasser mit einer niedrigen Fließgeschwindigkeit in südwestliche Richtung. Die oberflächennahe Geologie des Modellgebiets Urstromtal besteht überwiegend aus Sand (Mittelsand) mit einem geringen Anteil von Schluff und Ton (Zschätzsch et al. 2012).

Das zweite Untersuchungsmodellgebiet liegt im Bezirk Steglitz im Ortsteil Dahlem (DAH) und ist von locker bebauten Wohngebieten mit einem hohen Grünflächenanteil geprägt. Der Grunewald liegt an der östlichen Seite des Untersuchungsgebiets und beeinflusst möglicherweise die klimatischen Bedingungen in Dahlem. Daten des meteorologischen Instituts in Berlin zeigen, dass die Lufttemperatur in Dahlem durchschnittlich 3 bis 5°C niedriger ist als im Stadtzentrum (Zschätzsch et al. 2012).

Die oberflächennahe Geologie (bis 100 m) des Untersuchungsgebiets Teltow-Hochfläche ist heterogen und besteht überwiegend aus Sand und weichselzeitlichem Geschiebemergel an der Oberfläche. Das Grundwasser ist teilgespannt. Der Geschiebemergel bedeckt vorwiegend den südlichen Teil des Untersuchungsgebiets. Das Grundwasser fließt in südwestliche Richtung, wobei der Grundwasserflurabstand in einer Tiefe zwischen 7 und 30 m unter der Oberkante liegt (Zschätzsch et al. 2012).

Die Temperaturmessstellen im Modellgebiet Dahlem und Moabit erreichen jeweils eine Tiefe von 100 m und 37 m. Die durchgeführte Bohrung an der Messstelle 51101 (Ab. 4-1) im Modellgebiet Moabit bis eine Tiefe von 37 m zeigt Boden überwiegend aus Mittelsand. Dagegen zeigt die Bohrung an der Messstelle 37294 (Ab. 4-2) bis eine Tiefe von 100 m, einen heterogenen Boden überwiegen aus Feinsand, Mittelsand und Schluff.

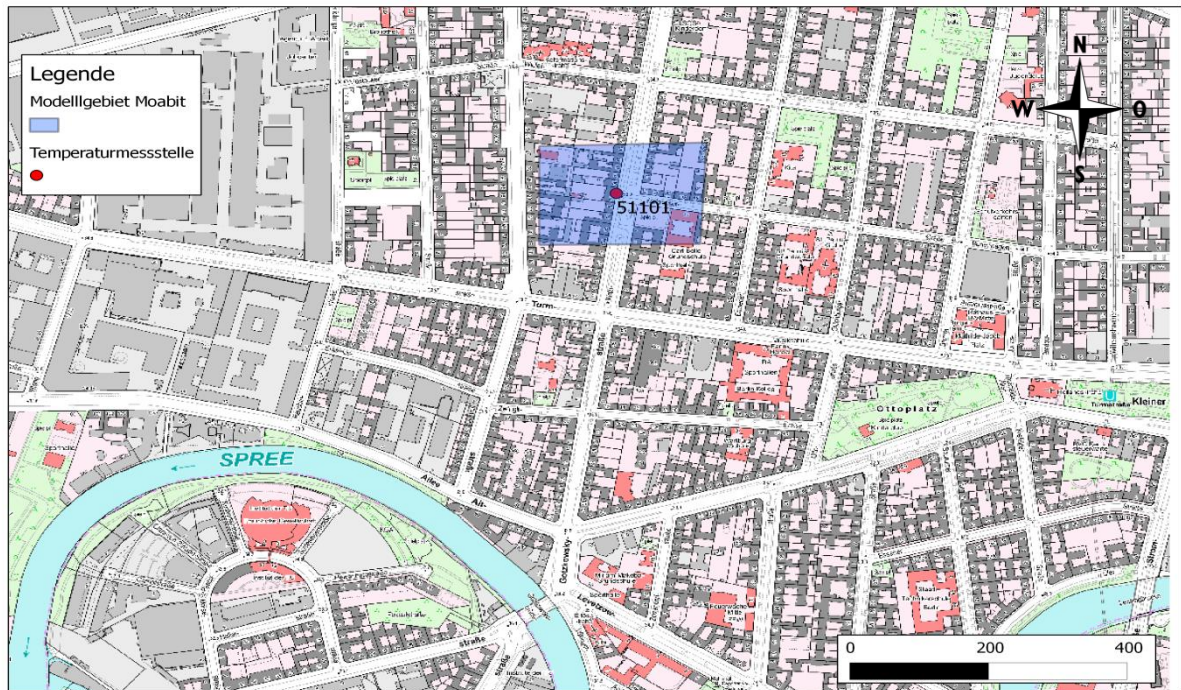


Abb. 4-1: Lage des Untersuchungsgebiets in Moabit und der Temperaturmessstelle 51101

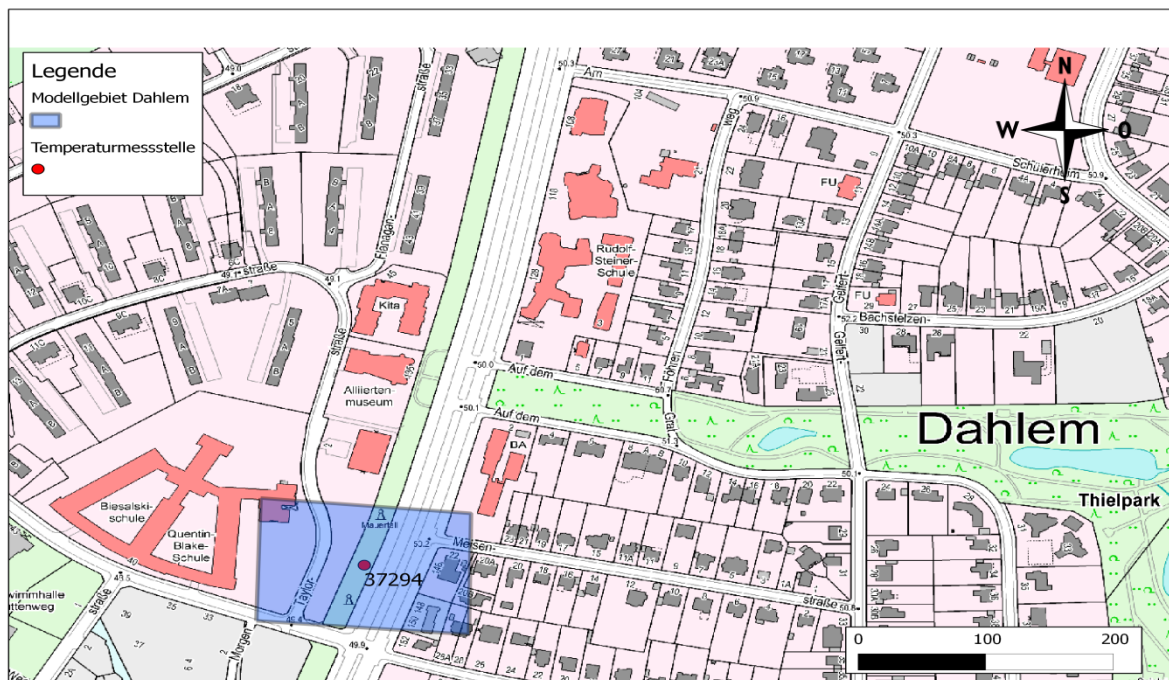


Abb. 4-2: Lage des Untersuchungsgebiets in Dahlem und der Temperaturmessstelle 37294

5 Modellierung des Energiehaushalts und der Prozesse an der Oberfläche

5.1 Numerische Modellierung

Um den Energiehaushalt an der Oberfläche unter Einfluss des Klimas und der Landnutzung zu untersuchen, wurde im ersten Teil dieser Arbeit das Modell ParFlow-CLM verwendet. Dabei handelt es sich um ein komplett integriertes Hydrosystemmodell (Abb. 5-1). ParFlow löst die Richards-Gleichung dreidimensional und ermöglicht mithilfe der finiten Differenzmethode die Simulation der Wasserbewegung in der gesättigten und ungesättigten Zone (Ashby & Falgout 1996; Jones & Woodward 2001). Die Berechnung des Oberflächenabflusses in ParFlow bezieht sich auf die kinematische Wellengleichung und Manning-Gleichung (Kollet & Maxwell 2006). Parflow ist voll gekoppelt mit CLM (Common Land Model; Dai et al. 2003), sodass die Interaktion zwischen Boden, Landnutzung und Atmosphäre simuliert wird. Die Berechnung des Modells CLM umfasst den Energie- und Wasserhaushalt an der Oberfläche, die Evapotranspiration, Schneeakkumulation und -schmelze, latente und sensible Wärme sowie Bodenwärmestrom.

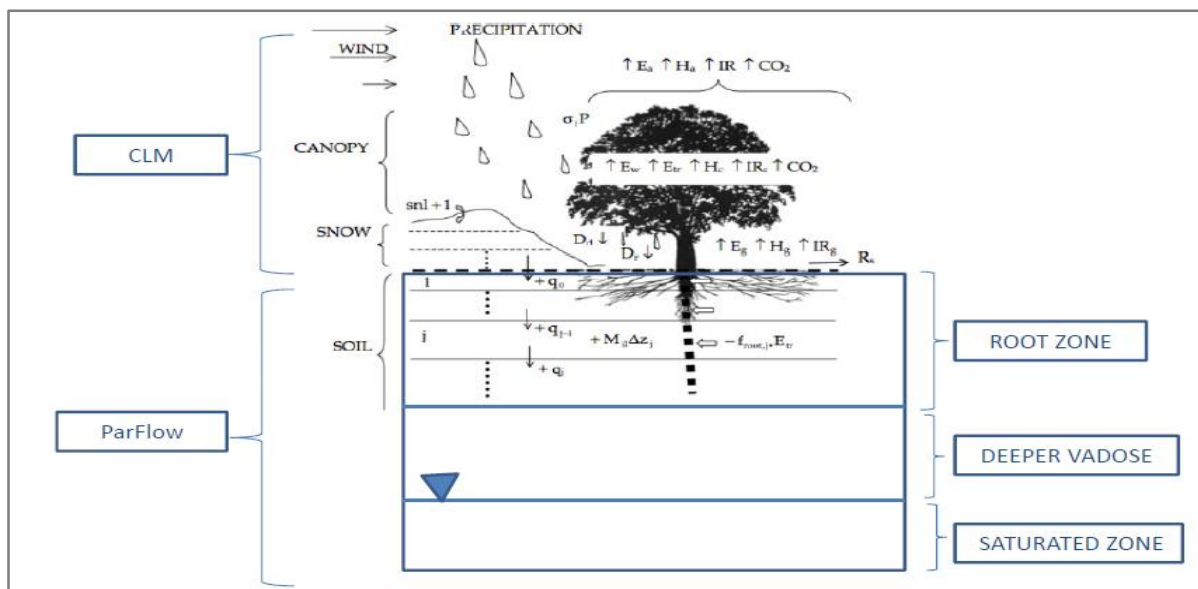


Abb. 5-1: Schematische Darstellung des gekoppelten Modells ParFlow-CLM (Maxwell & Miller 2005)

ParFlow-CLM berechnet den Wärmetransport ohne Berücksichtigung des konvektiven Wärmetransports und Wasserdampftransport in der ungesättigten Zone. Der Wärmetransport basiert in diesem Fall auf einer einfacheren konduktiven Wärmetransportgleichung gekoppelt mit dem Bodenwassergehalt, wobei der konvektive Wärmetransport eine wichtige Komponente für die Berechnung der Energiebilanz sowohl an der Oberfläche als auch im Untergrund ist. Diese ist klimabedingt und variiert in Abhängigkeit von der Niederschlagsrate, der Infiltrationsrate und dem Unterschied zwischen Boden- und Lufttemperatur (Kollet et al. 2009).

Das Modell ParFlow-CLM benötigt eine große Menge an Inputdaten und Parametern für die Berechnung des Wärmehaushalts an der Oberfläche unter Einfluss des Klimas und der Landnutzungsveränderung. Die Genauigkeit der Berechnung hängt sehr stark von der Qualität der Input-Daten und der Diskretisierung des Modells ab. Die wichtigen Inputparameter für das Modell ParFlow sind die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens bei Sättigung, Porosität, Van-Genuchten-Parameter und das Gefälle des Untersuchungsgebiets. CLM benötigt für die Berechnung der Evapotranspiration und des Energiehaushalts an der Oberfläche meteorologische Daten (langwellige Strahlung, kurzwellige Strahlung, Niederschläge, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Luftfeuchtigkeit) und die Landnutzungsart nach der Internationalen geosphären und biosphären Programme-Klassifikation (Dai et al. 2003).

ParFlow wurde mit Programmiersprache C programmiert. Demgegenüber wurde der CLM-Code mit der flexiblen und einfachen Programmiersprache FORTRAN geschrieben. Die Kopplung der beiden Codes ParFlow-CLM ist ein linuxbasiertes Computerprogramm, das für eine massive parallele Simulation konzipiert wurde.

5.2 Energiehaushalte an der Oberfläche

Der Energiehaushalt an der Oberfläche ergibt sich aus mehreren Faktoren. Darunter ist die Energiemenge, die die Sonne in Form von kurzwelliger Strahlung (ein Großteil wird durch die Atmosphäre abgefangen) und die Erde in Form von langwelliger Strahlung zur Verfügung stellt. Die Nettostrahlung ist ein rechnerischer Wert der Eigenstrahlung eines Körpers und kann folgendermaßen beschrieben werden:

$$R_{net} = (1 - \alpha)R_k + \varepsilon(R_L - \sigma T^4) \quad (5.1)$$

R_{net} ist die Nettostrahlung (Wm^{-2}), R_k die kurzwellige Strahlung (Wm^{-2}), R_L die langwellige Strahlung (Wm^{-2}), α das Albedo, σ die Stefan-Boltzmann-Konstante ($5.6697 \times 10^{-8} Wm^{-2} K^4$) und T die Lufttemperatur in $^{\circ}C$.

Die Netto-Radiation an der Bodenoberfläche kann auch in Abhängigkeit von der latenten und sensiblen Wärme und des Bodenwärmestroms geschrieben werden (GL 5.2), wobei die Nettostrahlung die Summe der kurzwelligen und langwelligen Strahlung ist. Bei der kurzwelligen Strahlung wird zwischen kurzwelliger Einstrahlung ($K\downarrow$) und Reflexstrahlung ($K\uparrow$) und bei der langwelligen Strahlung zwischen langwelliger Gegenstrahlung ($L\downarrow$) und Ausstrahlung ($L\uparrow$) unterscheiden (GL 5.3).

$$R_{net} = LH + SH + G \quad (5.2)$$

$$R_{net} = (K\downarrow) + (K\uparrow) + (L\downarrow) + (L\uparrow) \quad (5.3)$$

Mit R_{net} ist die Netto Radiation (Wm^{-2}), LH die latente Wärme (Wm^{-2}), SH die sensible Wärme (Wm^{-2}) und G der Bodenwärmestrom (Wm^{-2}), ($K\downarrow$) kurzwellige Einstrahlung (Wm^{-2}), ($K\uparrow$) kurzwellige Reflexstrahlung (Wm^{-2}), ($L\downarrow$) langwellige Gegenstrahlung (Wm^{-2}), ($L\uparrow$) langwellige Ausstrahlung (Wm^{-2}).

Der Bodenwärmestrom ist ein wichtiger Parameter für die Berechnung des Energiehaushalts an der Oberfläche, der die Bodentemperatur kontrolliert und sich aus der Differenz zwischen Nettostrahlung und latenter und sensibler Wärme ableiten lässt.

In den meisten LSM (Land Surface Models) wird der Bodenwärmestrom an der Oberfläche mit einer einfachen konduktiven Gleichung beschrieben. Dabei hängt der Wärmetransport von der Wärmeleitfähigkeit und der Kapazität der Festphase (Mineral und Eis) und der Flüssigphase sowie ihrem Anteil im Boden ab. Im CLM-Modell wird diese wie folgt geschrieben:

$$G = R_{net} - LH - SH \quad (5.4)$$

5 Modellierung des Energiehaushalts und der Prozesse an der Oberfläche

$$G = \lambda \nabla T \quad (5.5)$$

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} + L_V \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} [\theta \rho_w C_w T + (1 - n) C_s T] = \nabla \cdot \lambda \nabla T + q_T \quad (5.7)$$

T ist die Temperatur (K), θ ist der Wassergehalt ($m^3 m^{-3}$), n der volumetrische Porenanteil [m^3/m^3], t die Zeit (h), ρ_w die Wasserdichte ($kg m^{-3}$), C_w die spezifische Wärmekapazität des Wassers ($kJ kg^{-1} °C^{-1}$), C_s die Wärmekapazität des Bodens ($kg m^{-1} h^{-2} °C^{-1}$) und λ die Wärmeleitfähigkeit des Bodens [$W m^{-1} °C^{-1}$].

Die konvektive Wärmetransporttherme wurde erst in einer neuen Version des Modells ParFlow-CLM implementiert. Dabei wurde die Richards-Gleichung mit der Wärmetransportgleichung gekoppelt. Dies ermöglicht eine realistische Simulation des Wärmetransports in Abhängigkeit des Bodenwassergehalts und der Sickergeschwindigkeit in der ungesättigten Zone.

Die Wärmeleitfähigkeit des Bodens im Modell CLM wird mithilfe des Farouki-Algorithmus (Farouki 1981) berechnet (GL 5.8). Dieser berücksichtigt sowohl den Anteil des Sands, Tons und Schluffs als auch die zwei Phasensysteme (Wasser und Eis) im Boden. Bei Schneeakkumulation und Verschmelzung wird die Wärmeleitfähigkeit des Schnees in das Modell CLM nach der Gleichung (GL 5.9) berechnet.

$$\lambda = K_e (\lambda_s - \lambda_t) + \lambda_t \quad (5.8)$$

$$K_e = \begin{cases} 0.7 \log(Sr) + 1 & \text{wenn } Sr > 0,05 \\ \log(Sr) + 1 & \text{wenn } Sr > 0,10 \end{cases}$$

$$K_e = S_r \quad \text{für den gefrorenen Boden}$$

K_e ist die Wärmeleitfähigkeit des Bodens ($W K^{-1} m^{-1}$), λ_s die Wärmeleitfähigkeit des gesättigten Bodens ($W K^{-1} m^{-1}$), λ_t die Wärmeleitfähigkeit des trockenen Bodens ($W K^{-1} m^{-1}$) und Sr der Sättigungsgrad (-).

$$\lambda = \lambda_a + (7,75 \cdot 10^{-5} \rho_s + 1,105 \cdot 10^{-6} \rho_s^2) \cdot (\lambda_i - \lambda_a) \quad (5.9)$$

λ ist die Wärmeleitfähigkeit des Schnees ($W K^{-1} m^{-1}$), λ_a die Wärmeleitfähigkeit der Luft ($W K^{-1} m^{-1}$), λ_i die Wärmeleitfähigkeit des Eises ($W K^{-1} m^{-1}$) und ρ_s die Dichte des Eises ($Kg m^{-3}$).

5.3 Wasserbewegung im Untergrund und an der Oberfläche

Die Wasserbewegungen im Untergrund lassen sich mithilfe der Richards-Gleichung beschreiben. Dabei wird davon ausgegangen, dass der Boden aus einem Drei-Phasensystem besteht (Mineral, Luft, Wasser). In dieser Gleichung werden die Einflüsse der Salzkonzentration, der Wassertemperatur und der Wasserdampfbewegung nicht berücksichtigt. Die Richards-Gleichung des Modells ParFlow wird implizit mithilfe der finiten Differenzen und Newton-Krylov Methode (Jones & Woodward, 2001) gelöst und ist in dieser Form beschrieben (Maxwell & Miller 2005):

$$\frac{\partial [s(\psi)\rho\varepsilon]}{\partial t} - \nabla \left[\frac{K(x)K_r(\psi)\rho}{\mu} (\nabla\psi - \rho g \nabla z) \right] = q \quad (5.10)$$

Mit $S(\psi)$ ist die Wassersättigung, die von Matrixpotential ψ (Pa) abhängt, ρ die Dichte (Kg m^{-3}), ε die effektive Porosität (%), $K(x)$ die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens bei der Sättigung (m s^{-1}), $K_r(\psi)$ die relative hydraulische Leitfähigkeit (m s^{-1}), μ die dynamische Viskosität ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) und q die Senke oder Quelle.

Die Berechnung der Bodenwassersättigung und der relativen hydraulischen Durchlässigkeit erfolgt mithilfe des Ansatzes von van Genuchten (1980). Ferner sind die Bodenwassersättigung und die relative hydraulische Leitfähigkeit des Bodens in folgenden Formeln gegeben (Maxwell & Miller 2005):

$$S(\psi) = \frac{(S_s - S_r)}{\left[1 + \left(\frac{\alpha \psi^n}{1} \right)^{\left(1 - \frac{1}{n} \right)} \right]} \quad (5.11)$$

Mit S_s ist der Wassergehalt bei Sättigung (%), S_r der residuale Wassergehalt (%), ψ das Matrixpotential [hPa] und α und n sind Van-Genuchten-Parameter.

$$K_r = \frac{\left\{ 1 - \frac{(\alpha \psi)^{n-1}}{[1 + (\alpha \psi)^n]^{1-1/n}} \right\}}{[1 + (\alpha \psi)^n]^{(1-1/n)/2}} \quad (5.12)$$

K_r ist die relative hydraulische Leitfähigkeit (m s^{-1}), ψ Matrixpotential hPa oder cm und α und n sind die Van-Genuchten-Parameter.

5 Modellierung des Energiehaushalts und der Prozesse an der Oberfläche

Der Oberflächenabfluss in ParFlow ist mit dem unterirdischen Abfluss vollgekoppelt. Die Berechnung des Oberflächenabflusses erfolgt mithilfe der kinematischen Wellengleichung. Beim Landoberflächenabfluss können die konvektiven und die Drucktherme vernachlässigt werden. Damit kann die kontinuierliche Form dieser Gleichung wie folgt beschrieben werden (Maxwell et al. 2009; ParFlow user's manual).

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} = \nabla \cdot (v \Psi_s) + q_r(x) \quad (5.13)$$

Mit h_s ist die Wassertiefe(m) gemeint, V ist die Fließgeschwindigkeit Vektor (ms^{-1}), q_r die Senke oder Quelle (ms^{-1}) und t die Zeit.

$$v_x = \frac{I_{f,x}^{1/2}}{n} \cdot R_s^{2/3} \quad (5.14)$$

$$v_y = \frac{I_{f,y}^{1/2}}{n} \cdot R_s^{2/3} \quad (5.15)$$

it v_x und v_y sind die Fließgeschwindigkeiten (ms^{-1}) gemeint, $I_{f,x}$ ist das Gefälle, R_s der hydraulische Radius und n der Manning-Beiwert.

6 Daten und Modellierungsstrategie

Die numerischen Simulationen in der vorliegenden Arbeit beziehen sich auf reale meteorologische Daten und gemessene Bodentemperaturen an den Messstationen Botanischer Garten, Fasanenstraße. Diese sind außer Messstation Fasanenstraße mit einer Zeitauflösung pro Stunde frei verfügbar (DWD Webseite). Die Sonnenstrahlung (kurzwellige und langwellige Strahlung), die Windgeschwindigkeit und der Luftdruck wurden von den GLDAS-Daten (Global Land Data Assimilation System; Noah-Modell) übernommen. Original sind die Noah Modell Daten in einer Zeitauflösung von 3 Stunden frei verfügbar. Diese wurden mit Hilfe der 1-D Interpolationsfunktion in Matlab in einer Zeitauflösung pro Stunde interpoliert.

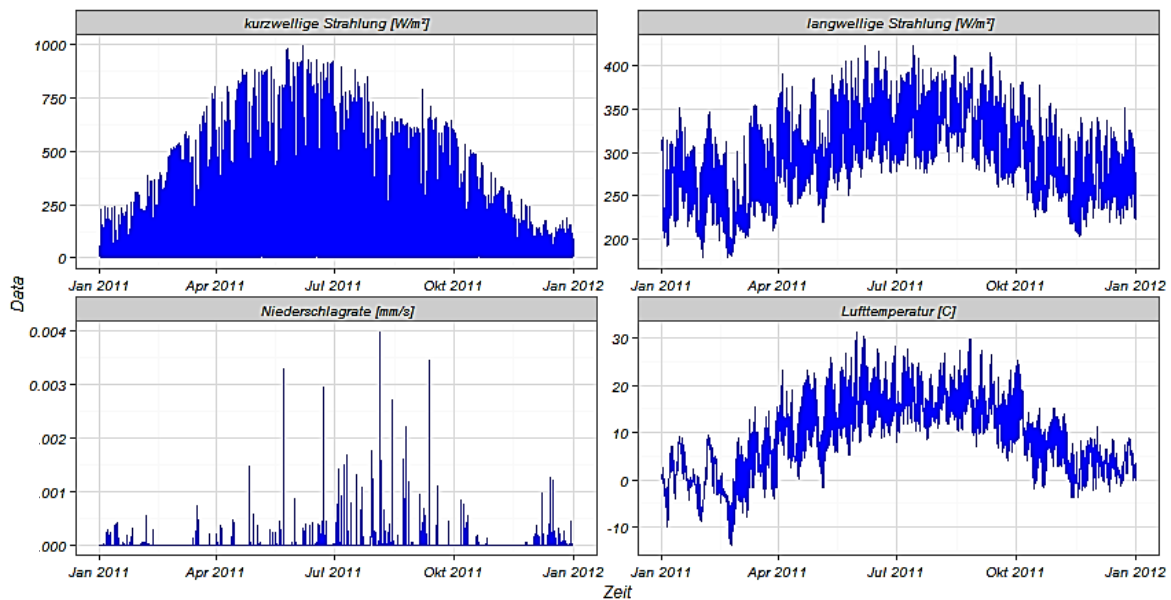


Abb. 6-1: Meteorologische stündliche Inputdaten am Beispiel kurzweiliger Strahlung, langweiliger Strahlung, Niederschlagsrate und Lufttemperatur

Die gemessene Bodentemperatur an der Oberfläche (0 bis 1 m Tiefe) wurden seit Jahren vom meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin an mehreren Stationen in der Stadt Berlin durchgeführt. Die Bodentemperaturmessung, zum Beispiel in Dahlem, wurde kontinuierlich automatisch pro Minute mithilfe eines Temperatursensors in sandigem Boden umgeben von Grass jeweils in einer Tiefe von 2, 5, 10, 20, 30, 50 und 100 cm durchgeführt und in einer Datenbank gespeichert. Diese Daten sind für

die Kalibrierung und Validierung der simulierten Bodentemperatur mit ParFlow-CLM vorgesehen.

Die Simulation bezieht sich auf eine Kolonne von 2 m² mit vereinfachten geologischen Profilen (Abb. 6-2) bis in eine Tiefe von 10 m und 15 m jeweils für Moabit und Dahlem. Die Vereinfachung, aufgrund fehlender Daten betrifft besonders das geologische Profil des Modellgebiets Dahlem. Der Grundwasserstand wurde während der Simulation als stationär angenommen. Dabei wurde als Grundwasserflurabstand im Modell Moabit 2 m und Modell Dahlem 12 m angegeben. Die Zeit- und Raumdiskretisierung beträgt jeweils eine Stunde und 5 cm. Die Simulation wurde in 10 Layer (50 cm) vollgekoppelt durchgeführt. Dabei berechnet CLM den Energie- und Wasserhaushalt an der Oberfläche und die Temperatur bis 50 cm Tiefe. Ziel ist, die Simulation des Energiehaushalts und der Temperatur an der Oberfläche bei unterschiedlichen Landnutzungen (unbewachsener Boden, Gras, Wald, Urbaugebiet) darzustellen. Die Landnutzung für die Simulation sind nach der Klassifikation der Internationalen geospheren biospheren Programme (IGBP) definiert. Und die Parameter für die Berechnung der Energiehaushalt für die 5 Landnutzungen sind in CLM vorher festgelegt.

Tab. 6-1: Bodenparameter für Modellgebiete Moabit und Dahlem

Parameter	Moabit	Dahlem
Hydraulische Leitfähigkeit des Bodens [m/h]	0,1	0,04
Van Genuchten Parameter n [-]	2,1	1,6
Van Genuchten Parameter α [-]	9,4	5,8
Restwassergehalt [Vol.%]	5	2,7
Porosität [%]	37	40
Sandanteil [%]	95	76
Bodenart	mS	Su2

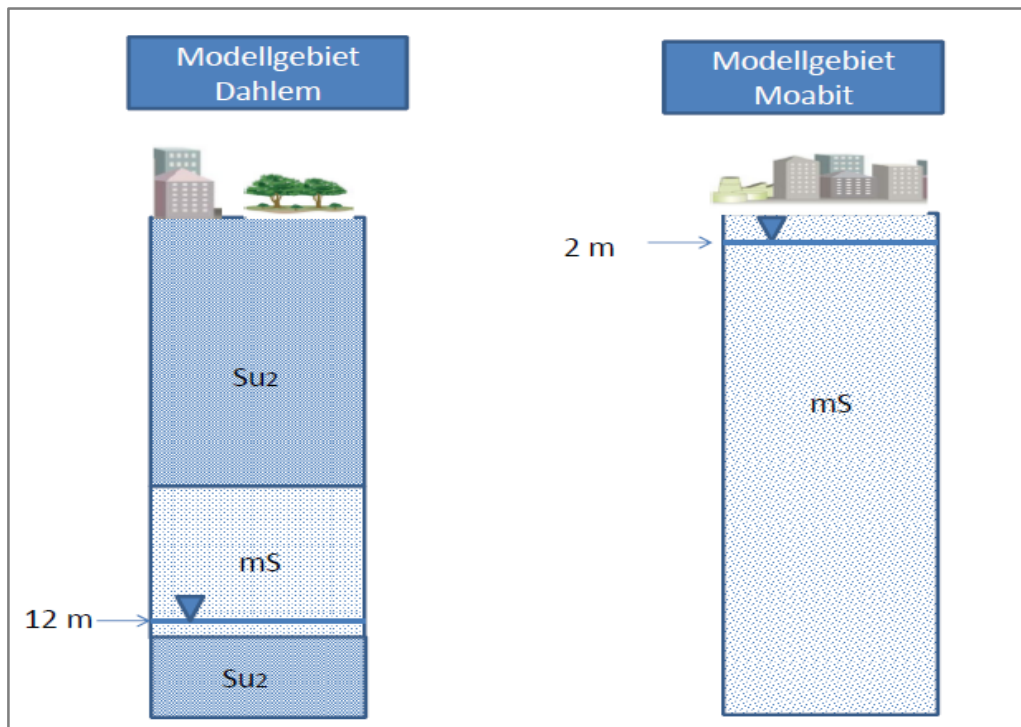


Abb. 6-2: Schematische Darstellung der angenommenen vereinfachten geologischen Profile der Modellgebieten Dahlem und Moabit (Basierend auf die Bohrungsprofile in der Arbeit von Zschätzsch et al. (2012))

7 Ergebnisse und Diskussion

7.1 Oberflächennahe Bodentemperatur

Abbildung 7-1 und 7-2 zeigen die Ergebnisse der simulierten Bodentemperatur in jeweils 5, 10, 20, und 50 cm Tiefe. Der Kurvenverlauf der simulierten Bodentemperatur hat sich aufgrund von Einflüssen aus der Landnutzung und der saisonalen Änderung der Lufttemperatur und dem daraus resultierenden Wärmehaushalt ergeben. Während des Winters, und zwar in den Monaten Januar und Februar, haben die vorherrschenden tiefen Lufttemperaturen und die Schneeakkumulation (Abb. 7-3) zur Frostbodenbildung geführt. Die Dauer des Bodenfrosts hängt von der Landnutzung und dem Bodenwassergehalt ab. Dabei bleibt der Unterschied zwischen der Bodentemperatur bei unterschiedlicher Landnutzung sehr gering. Hinsichtlich der Simulation kann sich die Dauer des Bodenfrosts deutlich von der Landnutzung unterscheiden. Die Bodenfrostdauer kann zum Beispiel bei urbanen Gebieten kürzer sein als bei unbewachsenem Boden an der Stadtperipherie. Neben der Landnutzung kann der Grundwasserstand und damit die gespeicherte Wärme im Sommer und Winter in Bewegung gebracht werden und so die Bodentemperatur, Frostbildung und Dauer im Winter beeinflussen.

Die simulierte Bodentemperatur im Sommer zeigt eine hohe Differenz zwischen Bodentemperatur am Tag und in der Nacht. Diese Differenz kann bei unbewachsenem Boden über 20 °C erreichen. Die Simulation zeigt, dass die Vegetation diese Temperaturschwankungen, bei ungewaschenem Boden von einem Drittel bis zur Hälfte, dämmen kann, dabei spielt neben Albedo und Emissivität die Bodenwärmeleitfähigkeit und Speicherkapazität eine große Rolle. Die Korrelation zwischen Tages- und Nachtlufttemperatur und Bodentemperatur ist meistens aufgrund der Interaktion von mehreren Faktoren fehlerhaft.

Die Änderung der Lufttemperatur am Tag und in der Nacht kann anhand der Simulation und der gemessenen Bodentemperatur an den Messstationen botanischer Garten und Tempelhof zu einer Änderung der Bodentemperatur in einer Tiefe bis maximal 1 m führen. An der Messstation botanischer Garten kann die tägliche Änderung der Lufttemperatur bis maximal 0,5 m Tiefe nachgewiesen werden. Das bedeutet, der erste Bodenmeter spielt sowohl für den Wärmehaushalt als auch für den Wasserhaushalt an der Oberfläche eine große Rolle. Dabei ist zu erwarten, dass ein anthropogener

Eingriff in diesen ersten Bodenmeter in urbanen Gebieten unvermeidbar ist, aber zu einer Störung des Gleichgewichts von jährlicher Erwärmung und Abkühlungsprozessen des Bodens führt.

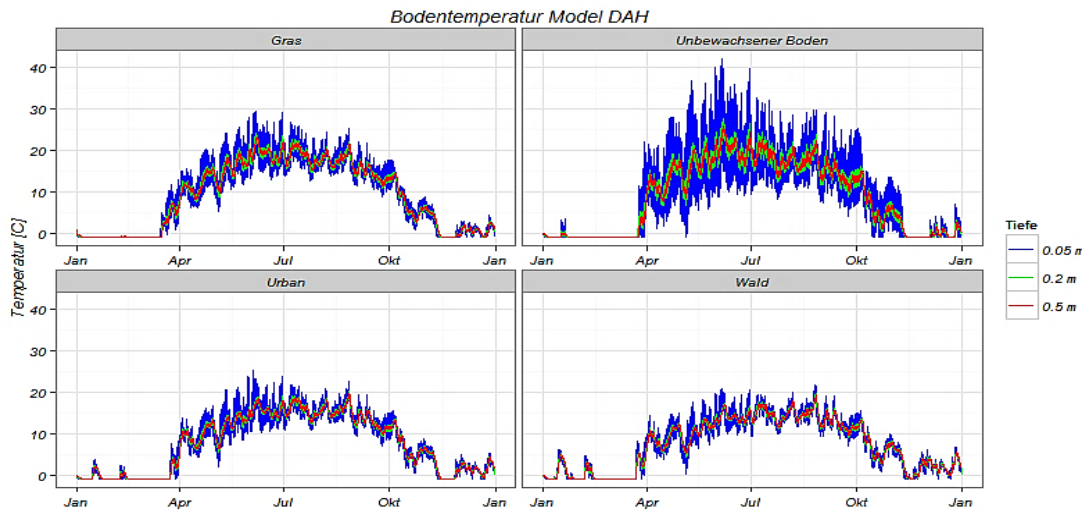


Abb. 7-1: Simulierte Bodentemperatur im Modell Dahlem (2011)

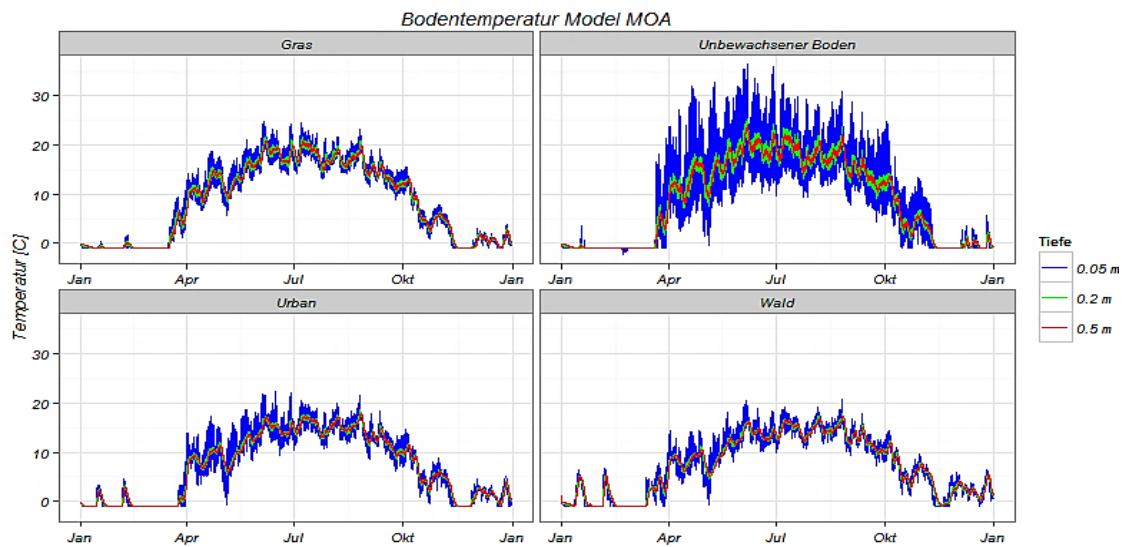


Abb. 7-2: Simulierte Bodentemperatur im Modell Moabit (2011)

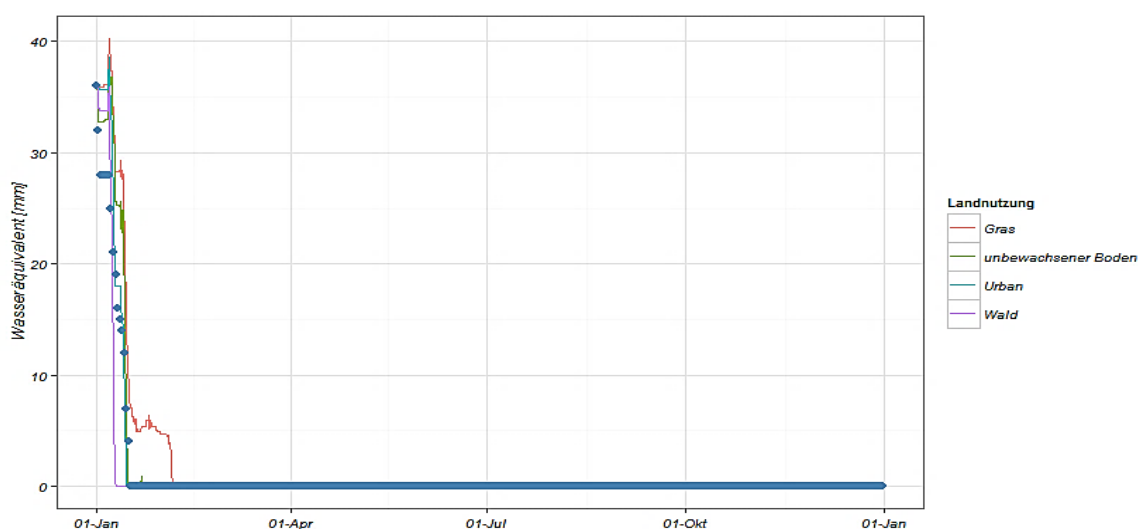


Abb. 7-3: Simuliertes und gemessenes Schneewasseräquivalent im Modellgebiet Dahlem für das Jahr 2011

Der Vergleich zwischen gemessener und modellierter Bodentemperatur wurde mithilfe des Taylordiagramms (Abb. 7-4 und 7-5) durchgeführt. Dies ermöglicht gleichzeitig die Bestimmung des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE), der Standardabweichung und der Korrelation zwischen der simulierten und der Referenzbodentemperatur (gemessene Bodentemperatur in Dahlem, Botanischer Garten). Die Abbildung 7-4 und 7-5 zeigen die Ergebnisse der Vergleiche zwischen der Referenzbodentemperatur an der Station Dahlem in den Tiefen 5, 10, 20 und 50 cm und der simulierten Bodentemperatur in Modell DAH und MOA.

Die simulierte Bodentemperatur im Jahr 2011 für Gras als Landnutzung zeigt eine hohe Übereinstimmung mit der gemessenen Bodentemperatur. Lediglich im Winter sind die berechneten Temperaturen ungenau für vegetationslosen Boden und Grass. Der Grund dafür ist, dass das gekoppelte Modell den Wassergehalt im Modell nicht optimal abgebildet hat. Der Wassergehalt spielt eine große Rolle bei der Frostbildung im Boden. Je höher der Wassergehalt ist, desto niedriger ist die Eindringungstiefe der Frostbildung. Dabei ist zu erwähnen, dass durch Schneebedeckung Höhe und Dauer die Frostbildung im Boden beeinflusst werden. Im Winter können komplexe Prozesse auftreten, die die Wärmeleitfähigkeit- und Kapazität des Bodens beeinflussen.

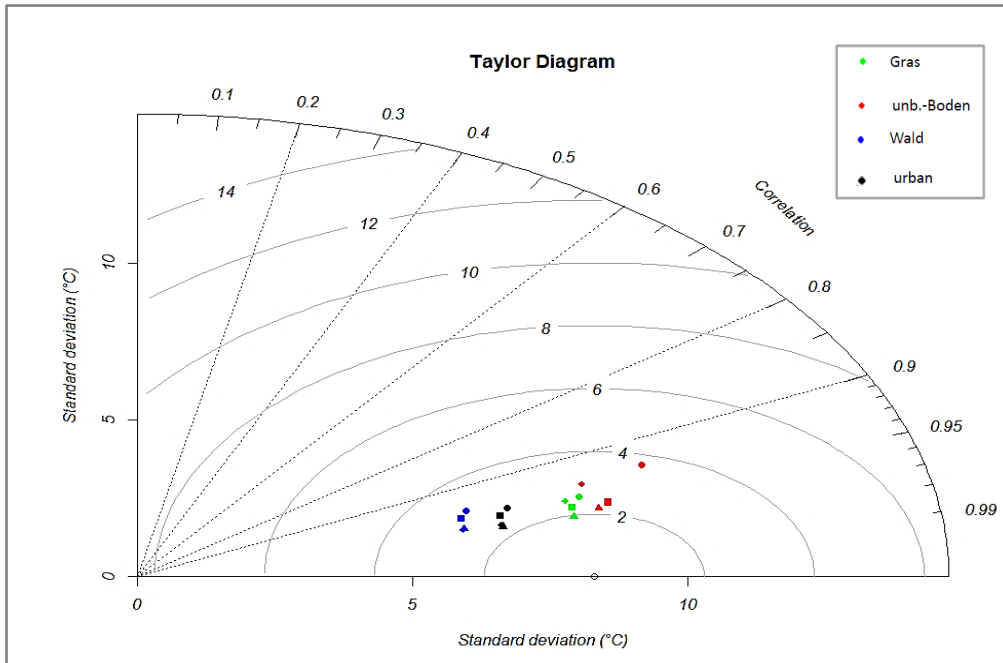


Abb. 7-4: Vergleich zwischen simulierter Bodentemperatur (Modellgebiet Moabit) und gemessener Referenzbodentemperatur in Dahlem (Botanischer Garten)

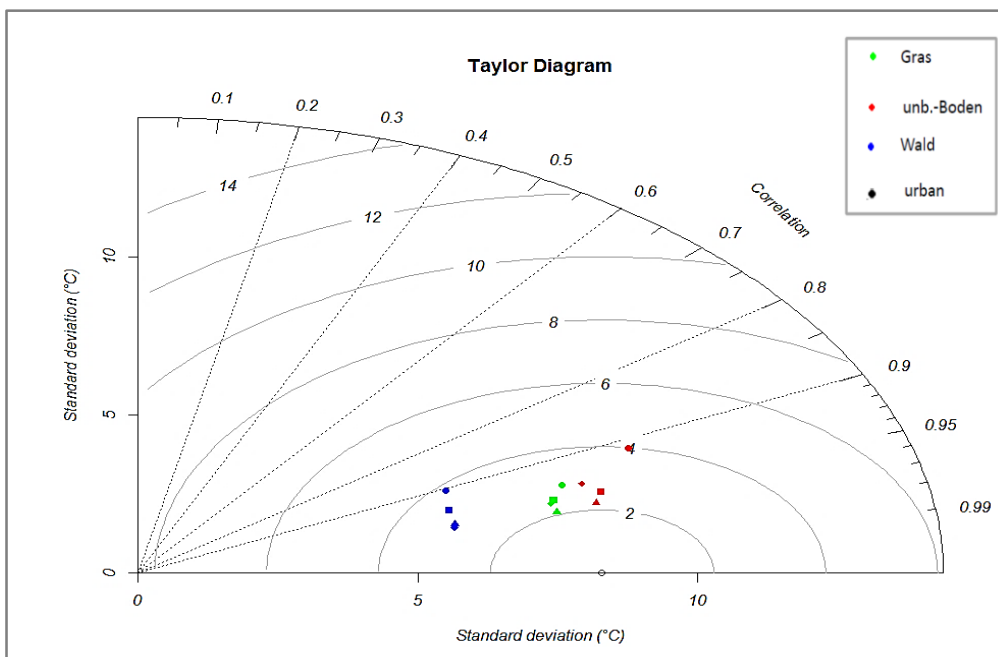


Abb. 7-5: Vergleich zwischen simulierter Bodentemperatur (Modellgebiet Dahlem) und gemessener Referenzbodentemperatur in Dahlem (Botanischer Garten)

Sowohl das Modell DAH als auch das Modell MOA zeigt eine hohe Korrelation (größer als 90 %) mit der Referenzbodentemperatur. Die Bodentemperaturstandardabweichung ist ein wichtiger Parameter, der in Abhängigkeit von der Landnutzung variiert. Der Boden mit Bewuchs hat eine niedrigere Bodentemperaturstandardabweichung als

Boden ohne Bewuchs. Als Beispiel ist hier die Differenz von 3°C zwischen Bodentemperaturstandardabweichung bei unbewachsenem Boden und Wald zu nennen. Die Vegetation spielt in diesem Zusammenhang eine große Rolle bei der Regulierung der Bodentemperatur. Die Vegetation führt zur Verlangsamung der Abkühlungs- und Erwärmungsprozesse des Bodens im Vergleich zu unbewachsenem Boden.

Hinsichtlich der Simulation führt die Landnutzungsveränderung in Richtung vegetationslosem Boden zur Erwärmung der Bodentemperatur und zu einem Anstieg der jährlichen durchschnittlichen Bodentemperatur. Die Differenz der jährlichen durchschnittlichen Bodentemperatur zwischen unbewachsenem Boden und Wald liegt bei 2 °C. Ähnliche Beobachtungen haben Savva et al. (2010) bei Entwaldung registriert. Hier kann der Unterschied zwischen Bodentemperatur im Wald und unbewachsenem Boden über 5 °C sein. Der Unterschied der Bodentemperatur resultiert sich aus der Veränderung des Rückstrahlvermögens (Albedo), des Emissionsgrades und des Bodenwasserhaushalts. Die Landnutzungsveränderung kann sowohl die jährliche durchschnittliche Bodentemperatur als auch die Jahrestemperaturamplitude beeinflussen. Der Bewuchs hat eine dämpfende Wirkung auf die Jahrestemperaturamplitude. Dabei nimmt der Unterschied zwischen Tages- und Nachttemperatur im Vergleich zu unbewachsenem Boden deutlich ab.

Beim Einfluss der Lufttemperatur auf die Oberflächentemperatur ist es selten zu beobachten, dass die jährlich durchschnittliche Lufttemperatur und die Oberflächenbodentemperatur gleich sind (Pollack & Huang 2000). Die jährlich durchschnittliche Bodentemperatur kann größer oder kleiner als die jährlich durchschnittliche Lufttemperatur sein. Meistens ist aber die Bodentemperatur höher als die Lufttemperatur, die in der meteorologischen Station in 2 m Höhe gemessen wird.

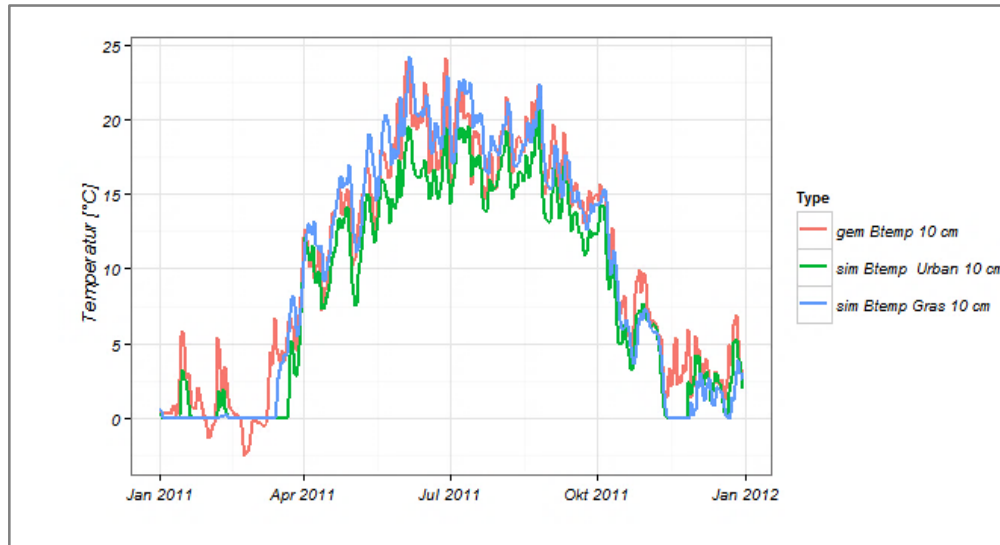


Abb. 7-6: Vergleich zwischen der gemessenen Bodentemperatur in Dahlem in 10 cm Tiefe (gem. Btemp) und der simulierten Bodentemperatur im Modellgebiet Dahlem bei urbaner Landnutzung (sim Btemp Urban) und Gras (sim Btemp Gras).

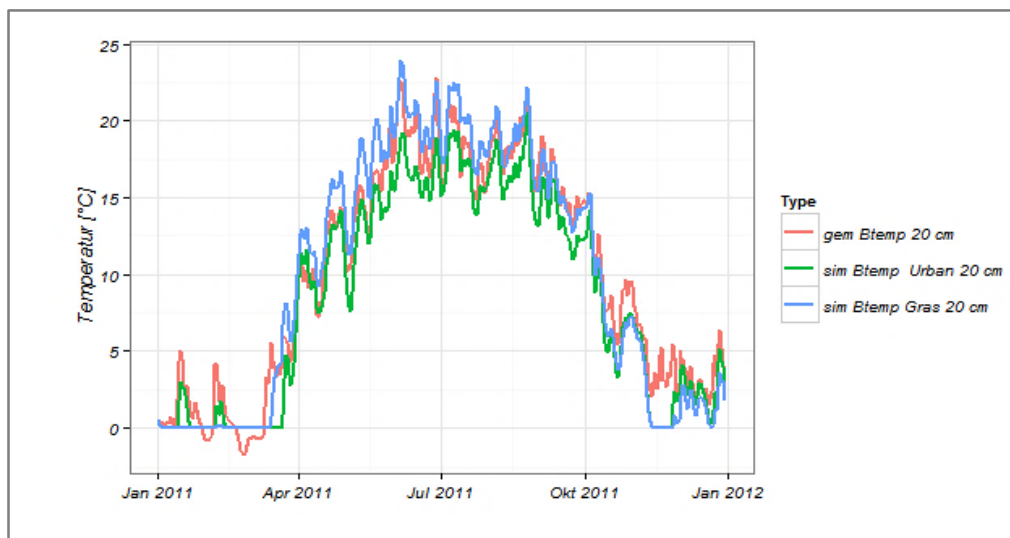


Abb. 7-7: Vergleich zwischen der gemessenen Bodentemperatur in Dahlem in 20 cm Tiefe (gem. Btemp 20 cm) und der simulierten Bodentemperatur im Modellgebiet Dahlem in 20 cm Tiefe bei urbaner Landnutzung (sim Btemp Urban 20 cm) und Gras (sim Btemp Gras 20 cm)

7.2 Wasserhaushalt

Nachfolgend werden die Ergebnisse des simulierten Wasserhaushalts in den Modellen DAH und MOH gezeigt. Dabei wird der simulierte Bodenwassergehalt für die unterschiedlichen Landnutzungen dargestellt.

Wie erwartet zeigen die Ergebnisse einen deutlichen Einfluss der Landnutzung und Bodeneigenschaften auf den Bodenwassergehalt (Abb. 7-8, 7-9). Der Boden in Modell DAH ist deutlich feuchter als in Modell MOH. Bei der Simulation ist der Boden im Wald trockner als bei Gras und unbewachsenem Boden. Dieses ist mit der hohen Evapotranspiration im Wald im Vergleich zu Gras oder unbewachsenem Boden zu erklären. Der simulierte jahresdurchschnittliche Bodenwassergehalt in 30 cm Tiefe beträgt in Modell DAH 10 Vol.%, 13 Vol.% und 12 Vol.% jeweils bei Wald, Gras und unbewachsenem Boden. Aufgrund der niedrigen Feldkapazität des Bodens in Modell MOA, der überwiegend aus Mittelsand besteht, liegt der simulierte jahresdurchschnittliche Bodenwassergehalt bei 7 Vol.% in 30 cm Tiefe.

Der Unterschied zwischen dem Bodenwassergehalt in Modell DAH und MOA hat einen deutlichen Einfluss auf den simulierten Energiehaushalt an der Oberfläche. Der feuchte Boden erhöht die latente Wärme und führt zur Abkühlung der Bodentemperatur an der Oberfläche. Demgegenüber erhöht der trockene Boden die sensible Wärme und führt zu einer Erwärmung der Lufttemperatur.

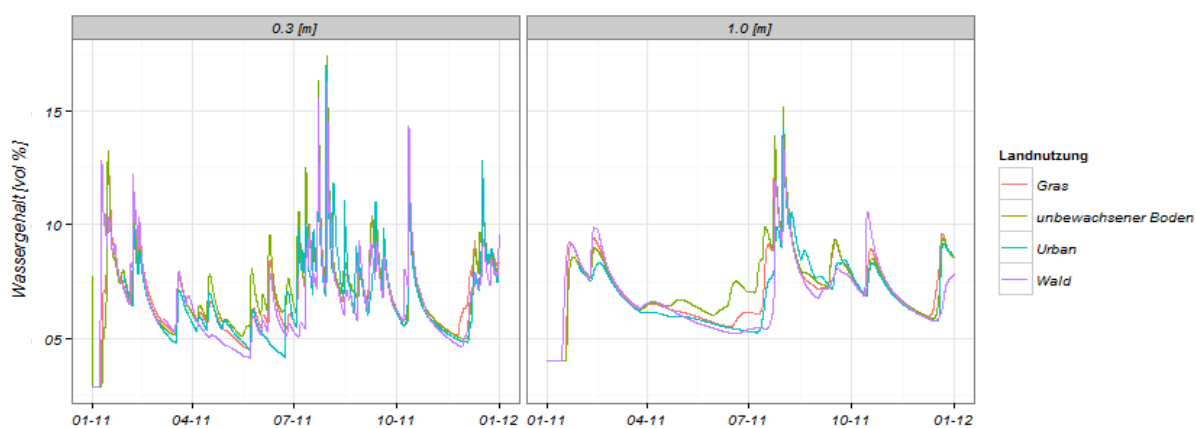


Abb. 7-8: Modellierter Bodenwassergehalt in 0.3 und 1 m Tiefe im Modellgebiet Moabit

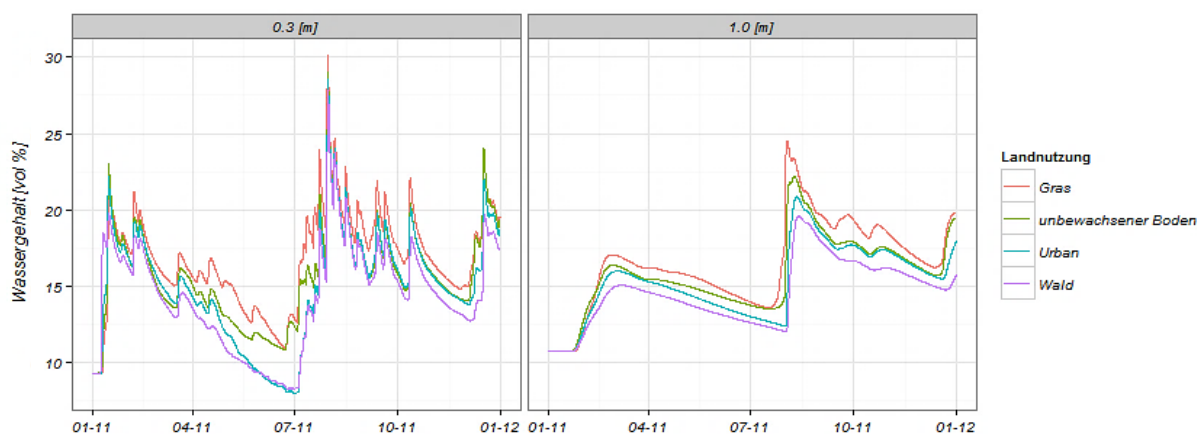


Abb. 7-9: Modellierter Bodenwassergehalt in 0,3 und 1 m Tiefe im Modellgebiet Dahlem

7.3 Wärmehaushalt

7.3.1 Bodenwärmestrom

Der Bodenwärmestrom ist eine kleine, aber wichtige Komponente des gesamten Energiehaushalts an der Oberfläche. Er kontrolliert die saisonale Abkühlung, die Erwärmung und den Speicherungsprozess im Boden. In diesem Kapitel wird der simulierte Bodenwärmestrom im Jahr 2011 im Modell DAH und MOH bei einer Landnutzung wie Gras, unbewachsenem Boden oder Wald miteinander verglichen.

Die Ergebnisse des simulierten Bodenwärmestroms für das Modell DAH und MOA zeigen Abbildung 7-10 und 7-11. Für die drei simulierten Landnutzungen wurde ein hoher Wärmeaustausch in den Monaten Februar und März registriert. Dies ist mit der Ab-

kühlung und Erwärmung des Untergrundes und daraus resultierenden Temperaturgradienten zu erklären. Die Abkühlungs- und Erwärmungsprozesse verlaufen bei angewachsenem Boden schneller und effizienter als bei Gras oder Wald. In der Simulation beträgt der Jahresmittelwert des Bodenwärmestroms bei angewachsenem Boden $0,99 \text{ W/m}^2$ und $0,66 \text{ W/m}^2$ jeweils in Modell MOA und DAH. Dagegen ist der Bodenwärmestrom bei Gras und Wald als Landnutzung allgemein niedriger als bei angewachsenem Boden. Auffällig ist dabei, dass der Jahresmittelwert des Bodenwärmestroms bei angewachsenem Boden im Modell DAH etwa gleich dem Jahresmittelwert des Bodenwärmestroms beim Gras im Modell MOA ist.

In der Realität und besonders in urbanen Gebieten kann die Landnutzung nicht isoliert betrachtet werden. Die Wechselwirkung zwischen benachbarter Landnutzung kann einen großen Einfluss auf den gesamten Energiehaushalt an der Oberfläche und im Untergrund haben. Die Schattierung kann die Nettoradiation und den Bodenwärmestrom erheblich reduzieren (Bäckström 2006). Die Gebäude können nach einer Studie von Ferguson und Woodbury (2004) eine Wärmeanomalie im Umkreis von 50 m und eine Erhöhung der Grundwassertemperatur von über $4 \text{ }^\circ\text{C}$ in 100 Jahren verursachen.

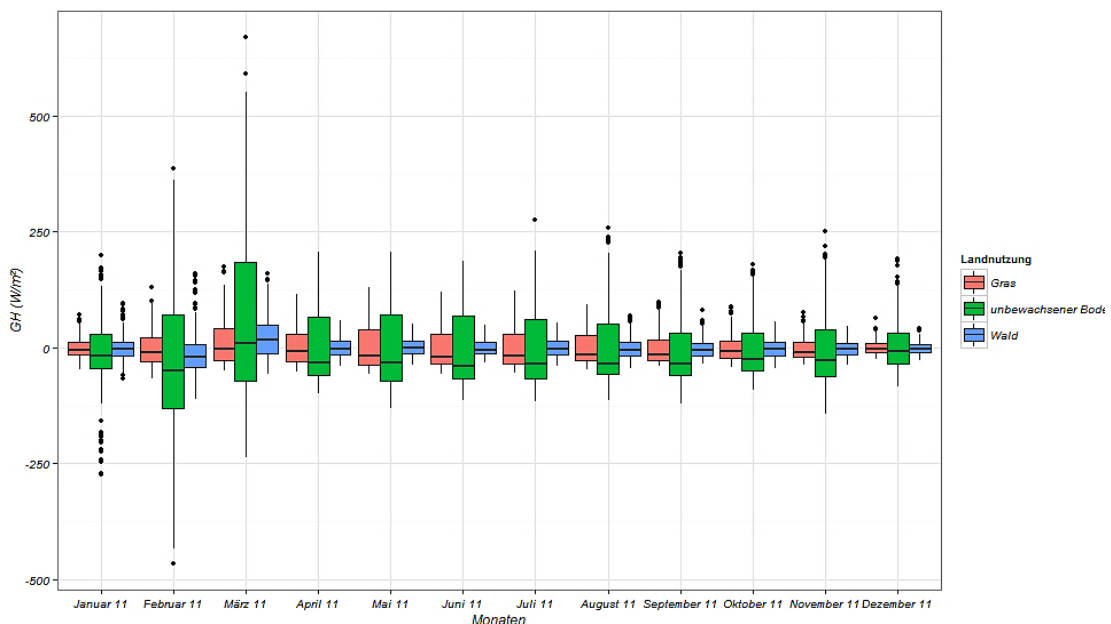


Abb. 7-10: Modellierter monatlicher Bodenwärmestrom (GH) im Modellgebiet Dahlem

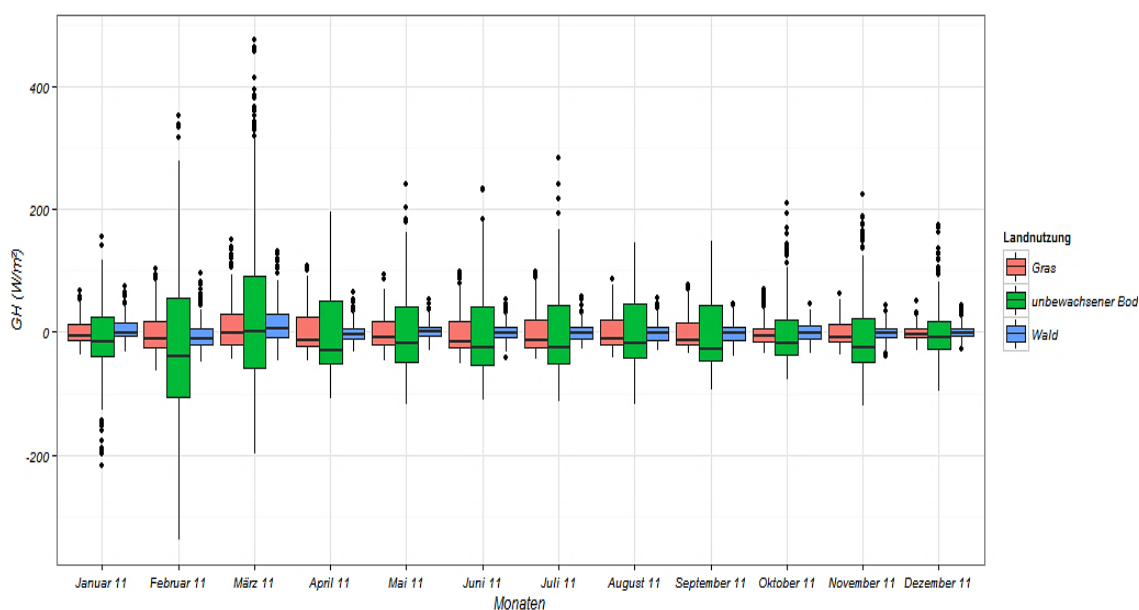


Abb. 7-11: Modellierter monatlicher Bodenwärmestrom (GH) im Modellgebiet Moabit

7.3.2 Sensible und latente Wärme

Die sensible Wärme und die latente Wärme sind die dominanten Komponenten im gesamten Energiehaushalt an der Oberfläche. Diese können mithilfe der Gleichung 5.2 berechnet werden. In urbanen Gebieten kann allein die sensible Wärme etwa 80 % der gesamten Energiebilanz erreichen (Kuttler 2004). Eine hohe sensible Wärme führt zur Erwärmung der Luft und damit zur Erhöhung der Lufttemperatur, demgegenüber spielt die latente Wärme eine große Rolle in den Abkühlungsprozessen an der Oberfläche bei Umwandlung der wässrigen Phase zu Vapour (Gasphase). Die ausgetauschte Menge der latenten Wärme hängt vom Wassergehalt des Bodens ab und ist in ruralen Gebieten höher als in urbanen Gebieten.

Die saisonale Veränderung der latenten Wärme zeigt die Abbildung 7-12 und 7-13. Die simulierte latente Wärme spiegelt den jährlichen Verlauf der gemessenen Lufttemperatur und des Niederschlages wider. Während der Monate Juli und August erreicht die latente Wärme ihr Maximum und bleibt im Winter und Herbst niedrig. Neben dem Klima hat auch die Landnutzung einen bedeutenden Einfluss auf die saisonalen Veränderungen der latenten Wärme. Beispielhaft ist die latente Wärme aufgrund der hohen

Evapotranspiration im Wald höher als bei Gras und unbewachsenem Boden. Der simulierte Jahresdurchschnitt liegt im Wald bei $36,94 \text{ Wm}^{-2}$ und $20,83 \text{ Wm}^{-2}$ jeweils in Modell DAH und Modell MOA.

Die simulierte latente Wärme ist in Modell DAH im Allgemeinen höher als in Modell MOA. Dies hat sich aufgrund des vorherrschenden Bodenwassergehalts in der ungesättigten Zone in den beiden Modellen ergeben. Bei unbewachsenem Boden wurde im Modell MOA eine latente Wärme von $13,52 \text{ Wm}^{-2}$ simuliert. Dabei handelt es sich um die niedrigste simulierte latente Wärme. Hinsichtlich der Simulation kann die Landnutzungsveränderung von Wald zu unbewachsenem Boden zur Abnahme der latenten Wärme um etwa 34 % führen. Ferner hat der Unterschied der Bodeneigenschaften zwischen den Modellen in Dahlem und Moabit zu einer Zunahme der latenten Wärme im Modell Dahlem von etwa 40 % geführt.

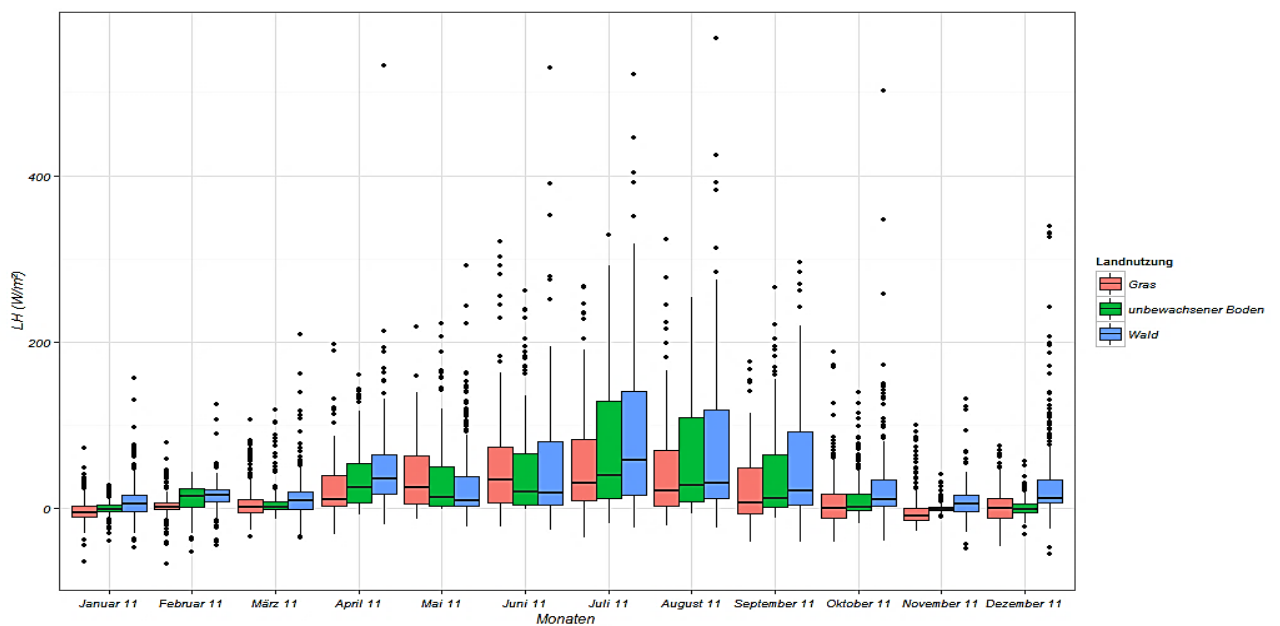


Abb. 7-12: Simulierte latente Wärme (LH) im Modellgebiet Dahlem

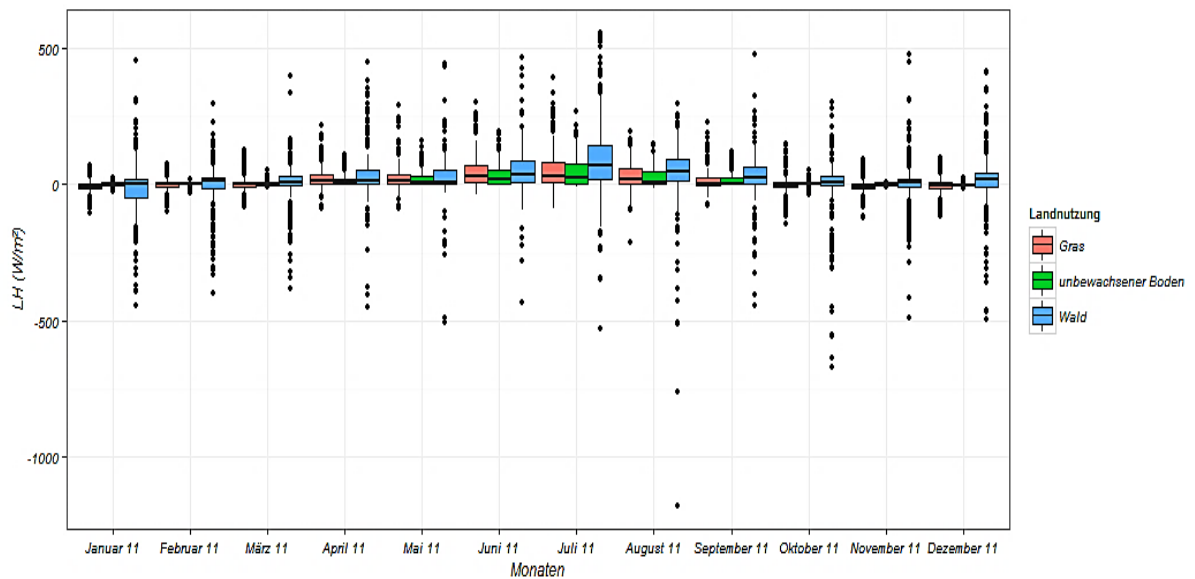


Abb. 7-13: Simulierte latente Wärme (LH) im Modellgebiet Dahlem

Die sensible Wärme (Abb. 7-14 und 7-15) hat einen ähnlichen Jahresverlauf wie die latente Wärme und erreicht ihren höchsten Werte im Sommer, und zwar im Monat Juli und bleibt im Herbst und während des Winters niedrig. Anhand der Simulation hat das Gras mit einem Wert von 12,57 und 17,85 Wm^{-2} jeweils in Modell DAH und MOH die niedrigste jahresdurchschnittliche sensible Wärme im Vergleich zu Wald sowie urbanem und unbewachsenem Boden. Dagegen wurde in urbanen Gebieten und Wald jeweils eine jahresdurchschnittliche sensible Wärme von 37,70 und 41,40 Wm^{-2} in Modell MOA simuliert. Die sensible Wärme ist für das Stadtklima bedeutsam. Dabei kann eine sorgfältige und gute Stadtplanung zu einer drastischen Abnahme der Lufttemperatur in urbanen Gebieten führen. Eine Landnutzungsveränderung von unbewachsenem Boden zu Gras führt anhand der Simulation zu einer Abnahme der sensiblen Wärme bis zu 40 %. Wenn die zuvor genannte Landnutzungsveränderung mit einer Verbesserung der hydrologischen Eigenschaften des Bodens durch Verbesserung der Bodenwasserspeicherkapazität und Feldkapazität begleitet wird, kann das zu einer weiteren Abnahme der sensiblen Wärme um bis zu 60 % führen.

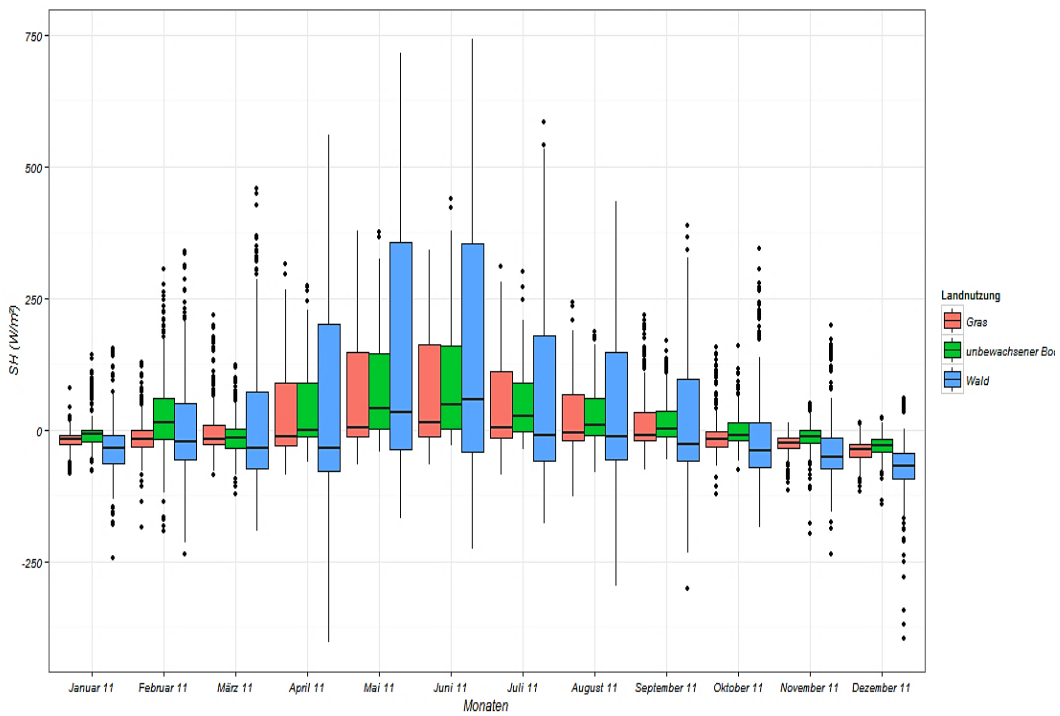


Abb. 7-14: Simulierte sensible Wärme (SH) im Modellgebiet Dahlem

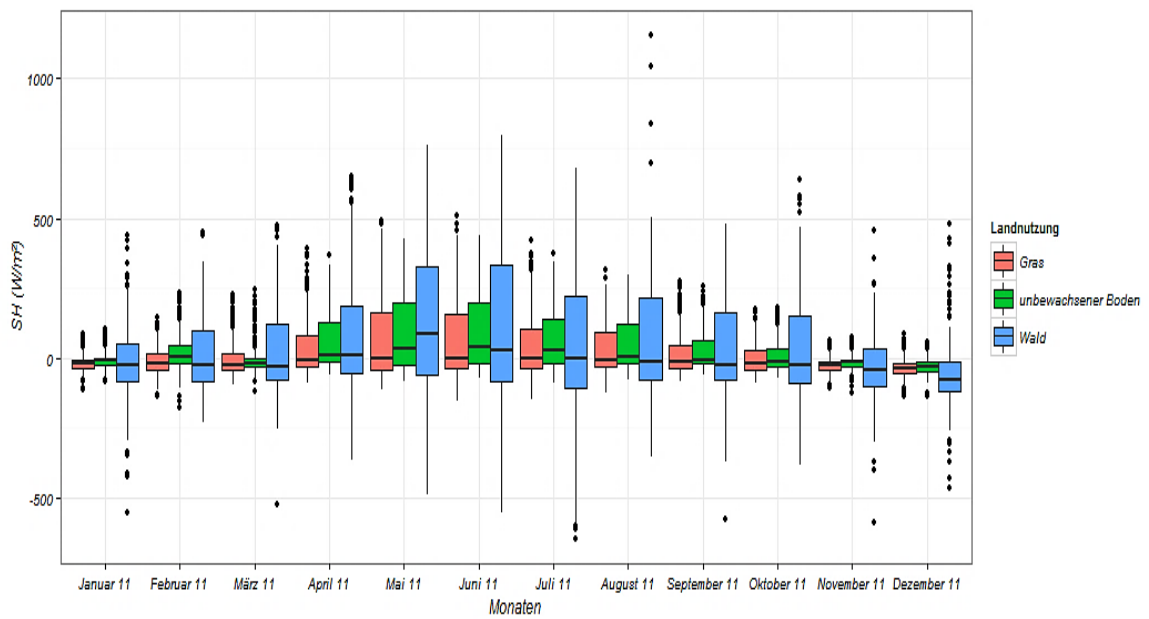


Abb. 7-15: Simulierte sensible Wärme (SH) im Modellgebiet Moabit

Tab. 7-1: Tabellarische Darstellung Jahresmittelwert (stündliche Werte) latente Wärme (LH) und sensible Wärme (SH) während eines Jahres und Bowen-Ratio (β) für das Modellgebiet Dahlem und Moabit (unbB ist unbewachsener Boden)

Modellgebiet	Dahlem				Moabit			
Landnutzung	Gras	unbB	Wald	Urban	Gras	unbB	Wald	Urban
LH (Wm^{-2})	19,8	26,87	36,94	32,29	15,28	13,52	20,83	22,17
SH(Wm^{-2})	12,57	22,13	27,22	26,92	17,85	30,35	41,44	37,77
Bowen Ratio	0,63	0,82	0,74	0,83	1,17	2,24	1,99	1,70

Abbildung 7-16 und 7-17 zeigen die Ergebnisse der Simulationen des Wärme-haus-halts der Modellgebiete Dahlem und Moabit im Jahr 2011. Dabei ist deutlich zu sehen, dass die simulierte Nettoradiation in Wald und in urbanen Gebieten höher ist als bei unbewachsenem Boden und Gras. Die errechnete jahresdurchschnittliche Nettosonnenstrahlung bei Wald und im urbanen Gebiet liegt jeweils bei 64,56 und 59,72 Wm^{-2} . Dies ist zwischen 23 % und 45 % höher als die simulierte Nettoradiation bei unbewachsenem Boden und Gras. Diese Ergebnisse bestätigen die Ergebnisse ähnlicher Studien von Christen und Vogt (2004) sowie Yaoping (2012). Die Nettoradiation kann in ruralen Gebieten aufgrund des Einflusses der Vegetation und daraus resultierendem niedrigen Albedo und hoher Emissivität höher sein als in urbanen Gebieten.

Hinsichtlich der simulierten latenten und sensiblen Wärme werden folgende Schlussfolgerungen gezogen:

- Die Verhältnisse zwischen sensibler und latenter Wärme hängen unter gleichen klimatischen Bedingungen an erster Stelle von den Bodeneigenschaften und hydrogeologischen Situationen des untersuchten Gebiets ab.
- Basierend auf den Ergebnissen der Simulation ist Gras eine gute Lösung für die Minimierung der Erwärmungsprozesse der Lufttemperatur besonders in urbanen Gebieten.
- Minimierung des verfügbaren Wassers aufgrund der hohen Oberflächenabflüsse oder niedrigen Feldkapazität des Bodens führt zu einem Anstieg der sensiblen Wärme und einer Abnahme der latenten Wärme.

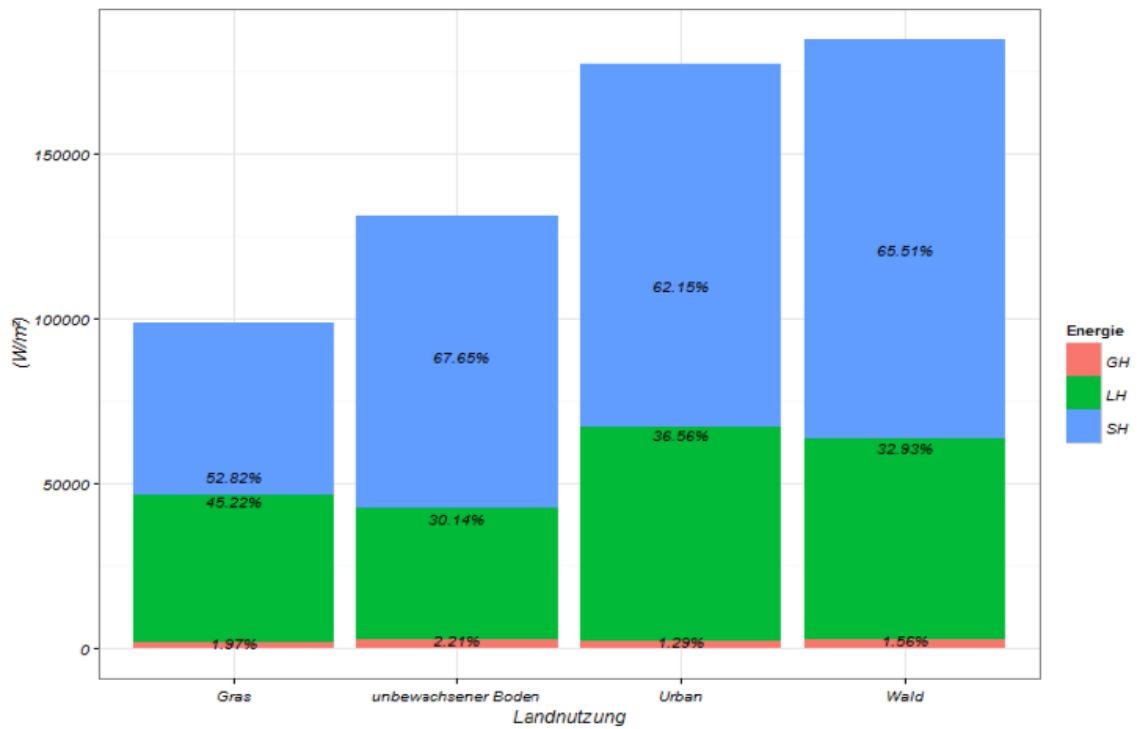


Abb. 7-16: Modellierter Energiehaushalt (dreistündige Werte) an der Oberfläche im Modellgebiet Moabit GH (Bodenwärmestrom), LH (latente Wärme) und SH (sensible Wärme)

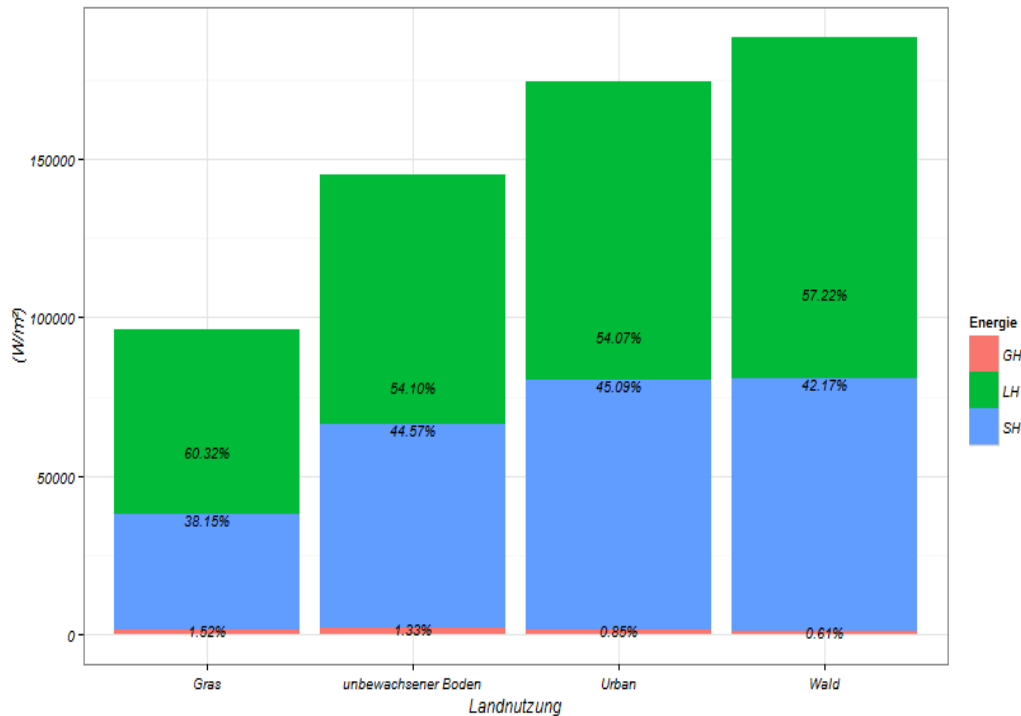


Abb. 7-17: Modellierter Energiehaushalt (dreistündige Werte) an der Oberfläche im Modellgebiet Dahlem GH (Bodenwärmestrom), LH (latente Wärme) und SH (sensible Wärme)

8 Sensitivitätsanalyse

8.1 Bodeneigenschaften

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Simulation im Modell MOA unter dem Einfluss unterschiedlicher Bodentypen dargestellt. Zielsetzung ist, den Einfluss der Bodeneigenschaften auf die Bodenwärmeströme und Bodentemperatur quantitativ zu beschreiben. Hinsichtlich der Simulation besteht eine negative Korrelation zwischen der jahresdurchschnittlichen Bodentemperatur und dem Bodenwärmestrom. Die jahresdurchschnittliche Bodentemperaturdifferenz zwischen sandigem Boden (mS) und lehmiger Schluffe (IU) liegt bei 0,5 °C. Ferner ist der simulierte Bodenwärmestrom bei lehmiger Schluffe etwa 26 % höher als im sandigen Boden (Abb. 8-3).

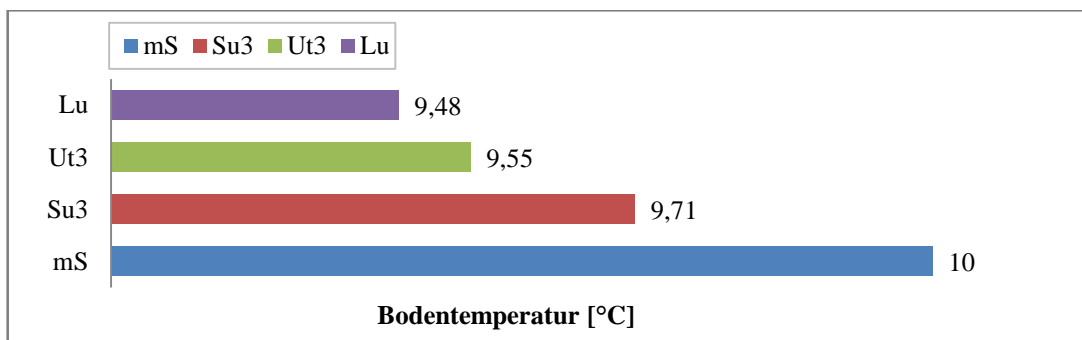


Abb. 8-1: Simulierte durchschnittliche jährliche Bodentemperatur bei unterschiedlichen Bodentypen in einer Tiefe bis 0,5 m

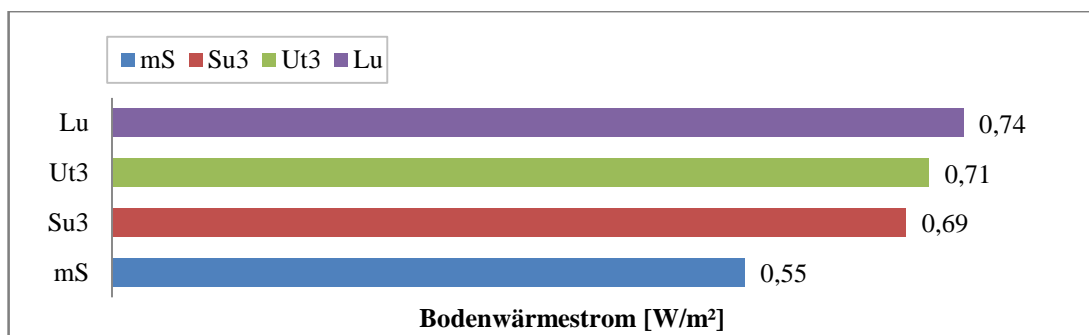


Abb. 8-2: Simulierter durchschnittlicher jährlicher Bodenwärmestrom bei unterschiedlichen Bodentypen

Die Simulation zeigt, dass die Bodentypen Su3, Ut3 und IU während des Jahres einen deutlich höheren Wassergehalt als sandiger Boden haben. Dies führt zum Anstieg der Wärmeleitfähigkeit des Bodens und erklärt den hohen Wärmeeintrag bei diesen Bodentypen.

Tonhaltige und lehmige Böden speichern aufgrund ihrer hohen Saugspannung mehr Wasser als sandiger Boden. Dabei führt die Freisetzung eines Teiles der gespeicherten Energie im Boden und besonders in der Wurzelzone in Form von Verdunstung zur Abnahme der Oberbodentemperatur. In diesem Zusammenhang hat der Wassergehalt des Bodens eine Wärmeregulierungsfunktion für den Boden und inhibiert den weiteren Anstieg der Bodentemperatur. Neben dem Wassergehalt kann auch die Bodenfarbe einen Einfluss auf Erwärmung und Abkühlungsprozesse des Bodens haben.

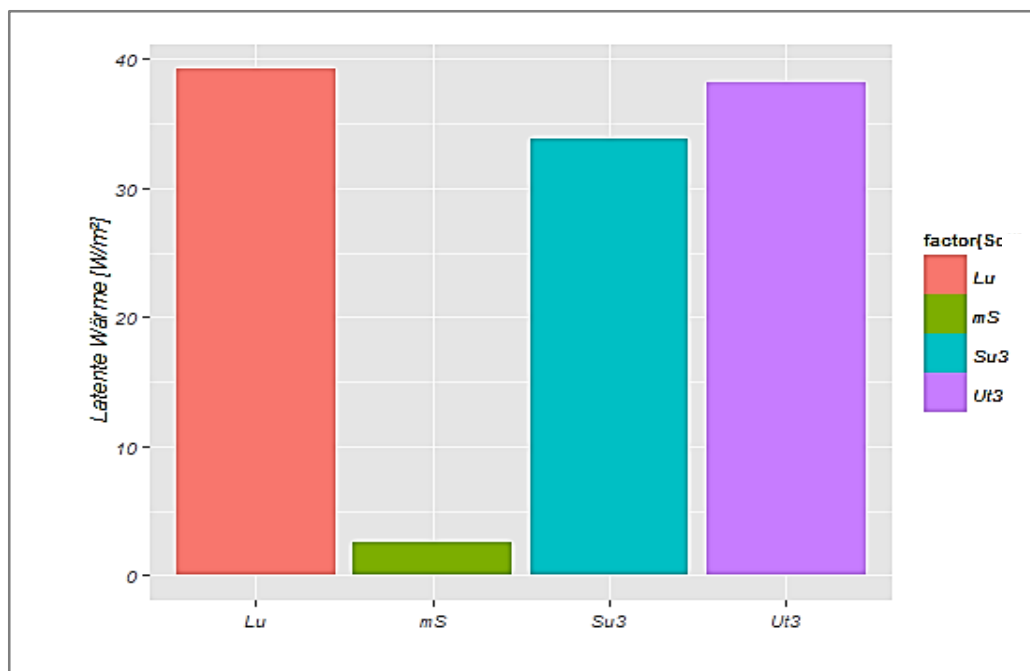


Abb. 8-3: Modellierter durchschnittlicher jährlicher latenter Wärme bei unterschiedlichen Bodentypen

8.2 Grundwasserdynamik

Die Abbildung 8-4 und 8-5 zeigen die Ergebnisse des simulierten Bodenwärmestroms im Modell DAH bei einem Grundwasserflurabstand von 10 bis 1000 cm. Dabei ist ganz klar zu sehen, dass der simulierte durchschnittliche jährliche Bodenwärmestrom und die latente Wärme bis in eine Tiefe von 2,5 bis 3 m konstant bleiben. Bei dieser Tiefe hat das Grundwasser einen sehr geringen Einfluss auf Energie- und Wasserhaushalt an der Oberfläche.

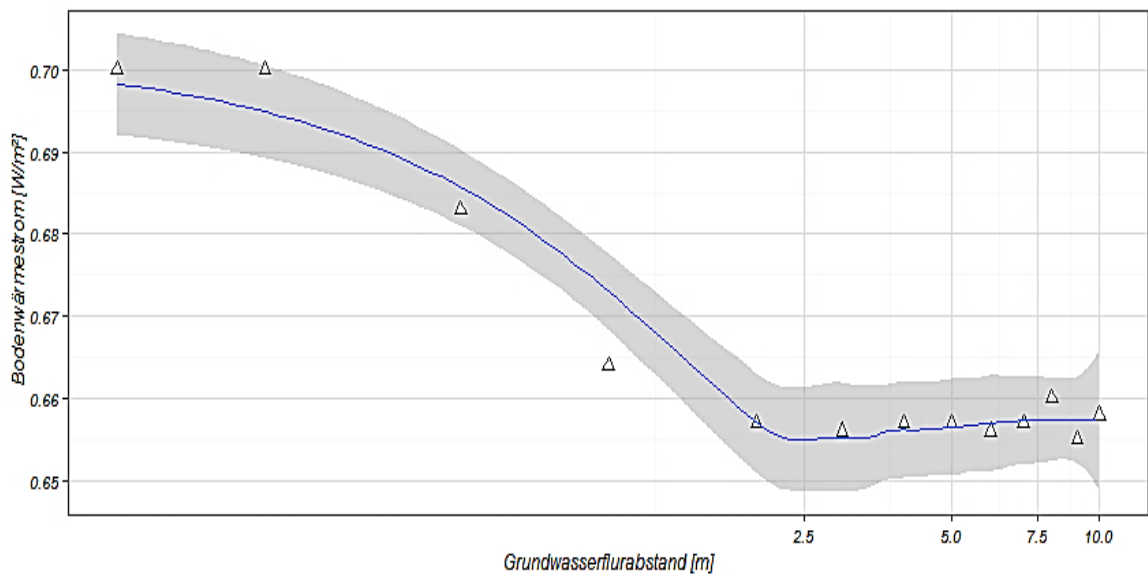


Abb. 8-4: Simulierter Zusammenhang zwischen Bodenwärmestrom und Grundwasserflurabstand

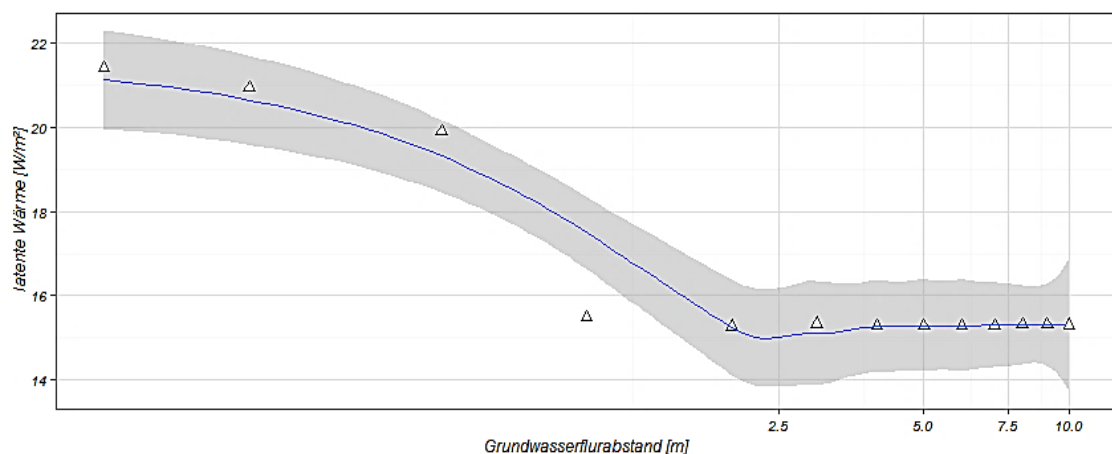


Abb. 8-5: Simulierte Zusammenhang zwischen latenter Wärme und Grundwasserflurabstand

Abbildung 8-4 und 8-5 zeigen den Einfluss des Grundwasserstands auf den Energiehaushalt an der Oberfläche bei einem sandigen Boden und bei Gras als Landnutzung. Dabei hängt der berechnete Energiehaushalt an der Oberfläche von der zuvor definierten Diskretisierung des Modells ab. Das bedeutet, dass die simulierten Einflüsse des Grundwassers auf die latente Wärme und den Bodenwärmestrom sich auf den ersten 5 cm des Oberbodens beziehen, der anhand der Simulation sensitiv zur Grundwasserstandschwankungen zwischen 0,5 m und 3 m ist. Bei diesem Flurabstand be-

einflusst das Grundwasser den Wassergehalt, die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität und damit den Energiehaushalt an der Oberfläche. Dieser Einfluss liegt bei einem Jahresdurchschnitt von 7 W/m^2 bei der latenten Wärme und etwa $0,05 \text{ W/m}^2$ beim Bodenwärmestrom.

8.3 Klima

Neben den Bodeneigenschaften, dem Grundwasser und der Landnutzung spielt das Klima eine Schlüsselrolle in den saisonalen Veränderungen des Energiehaushalts an der Oberfläche. Abbildung 8-6 zeigt den simulierten Bodenwärmestrom sowie die latente und sensible Wärme für die Jahre 2010, 2011 und 2012 im Modell MOH. Der Bodenwärmestrom kann von einem zum anderen Jahr sehr unterschiedlich sein. Dabei kann der Bodenwärmestrom sowohl positiv als auch negativ sein. Ein positiver Bodenwärmestrom führt zur Erwärmung des Bodens. Demgegenüber ergibt sich eine Abnahme der Bodentemperatur aufgrund eines negativen Bodenwärmestroms.

Die latente Wärme unterscheidet sich von Jahr zu Jahr in Abhängigkeit des verfügbaren Wassers und der Energie im Boden. Die latente Wärme im Jahr 2010 war 40 % niedriger als im Jahr 2011 und 2012. Im Jahr 2010 wurde auch eine negative sensible und latente Wärme simuliert. Dies kann durch eine lange kalte Periode im Winter und einem milderen Sommer erklärt werden. Basierend auf der Simulation lässt sich feststellen, dass der Energiehaushalt in der Zeit sehr heterogen ist. Der Einfluss des Klimas, und zwar eine Tendenz zur Erwärmung oder Abkühlung im Untergrund lässt sich nur in langen Zeiträumen beobachten.

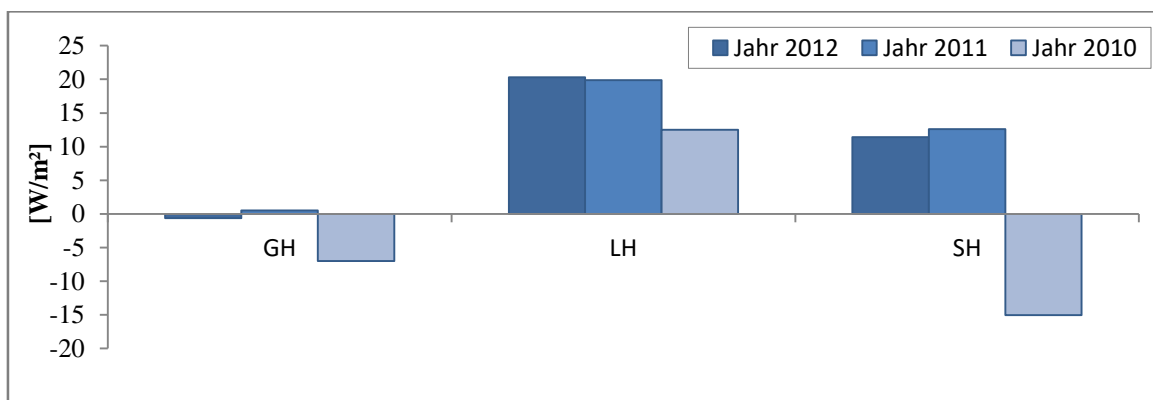


Abb. 8-6: Simulierte GH (Bodenwärmestrom), LH (latente Wärme) und SH (sensible Wärme) für das Modell Moabit im Jahr 2010, 2011 und 2012 (Gras als Landnutzung)

9 Schlussfolgerung

Das Ziel des ersten Teils dieser Arbeit besteht darin, eine quantitative Darstellung des Einflusses der Landnutzung, des Bodens und des Grundwassers auf den Energiehaushalt an der Oberfläche darzustellen. Die Aussagen und Ergebnisse basieren auf einer numerischen Modellierung des Energie- und Wasserhaushalts in zwei Modellgebieten in Berlin. Ferner beziehen sich die Simulationen auf reale meteorologische Daten, die in den Wetterstationen Dahlem und Fasanenstraße gemessen wurden. Die Simulation wurde unter Annahme eines vereinfachten geologischen Profils des untersuchten Modellgebiets und eines stationären Grundwasserstandes im Zeitraum von einem Jahr (2011) durchgeführt.

Um eine grundlegende Vorstellung zu entwickeln, wie Landnutzung, Boden und Grundwasser die Bodentemperatur und den Bodenwärmestrom beeinflussen werden, wurde die Simulation unter Einfluss von vier Landnutzungstypen (Gras, unbewachsener Boden, Urban, Wald) und zwei Bodentypen Mittelsand und schufter Sand jeweils im Modell Dahlem und Moabit realisiert. Die Grundwasserschwankungen während eines Jahres wurden in der Simulation nicht berücksichtigt. Dabei wurde der Grundwasserflurabstand bei 2 m und 12 m jeweils im Modell Dahlem und Moabit angehalten.

Anhand der Ergebnisse der Simulationen ist die Landnutzung im Vergleich zum Boden und Grundwasser der dominierende Faktor beim Einfluss auf die Bodentemperatur. Der jährliche durchschnittliche Bodentemperaturunterschied zwischen unbewachsenem natürlichem Boden und Wald unter gleichen klimatischen Bedingungen und gleichen Bodentypen liegt bei 2 °C. Demgegenüber liegt die Temperaturdifferenz zwischen sandigem Boden und lehmigem Schluff durchschnittlich bei 0,5 °C. Beim nicht natürlichen Boden kann dieser Unterschied noch höher sein. Die Landnutzung in Form von Vegetation führt im Allgemeinen zur Abnahme der maximalen Tages-Bodentemperatur und zur Zunahme der minimalen Tagesbodentemperatur. Der Bodentypenfluss auf die Bodentemperatur hängt überwiegend von der Wasserverfügbarkeit (Bodenwassergehalt) und damit von den saisonalen Veränderungen des Bodenwasserhaushalts ab.

Die jährliche Durchschnittbodentemperatur hängt von den saisonalen Veränderungen der Lufttemperatur und der Dauer der Kälteperiode im Winter und der Wärmeperiode im Sommer ab. Dabei führt eine lange Kälteperiode im Winter zu tiefem Bodenfrost. Die Dauer der Bodenfrostperiode hängt von der Landnutzungsart und von den Bodentypen ab.

Anhand der Simulationen konnte gezeigt werden, dass die Landnutzung einen starken Einfluss auf den Bodenwärmestrom hat. Durchschnittlich führt Entwaldung zum Beispiel zu einem Anstieg des Bodenwärmestroms um etwa 40 %. Dieser Anstieg hängt vom Bodenwassergehalt und von der vorherrschenden Lufttemperatur ab. Dagegen ist der Bodenwärmestrom bei Gras etwa 30 % niedriger als bei unbewachsenem Boden im Modellgebiet Moabit und etwa gleich dem Bodenwärmestrom bei unbewachsenem Boden im Modellgebiet Dahlem. Dabei lässt sich feststellen, dass der Bodenwärmestrom in Modell MOA im Vergleich zum Modellgebiet Dahlem allgemein höher ist, und zwar bei allen Landnutzungstypen. Dies liegt an der hohen vorherrschenden durchschnittlichen Lufttemperatur und niedrigen latente Wärme im Vergleich zum Modellgebiet Dahlem.

Tab. 9-1: Simulierter Energiehaushalt (Jahresmittelwert basierend auf stündliche Werte) im Modellgebiet Dahlem (DAH) und Moabit (MOA)

	Netto Strahlung (Wm^{-2})	latente Wärme (Wm^{-2})	Sensible Wärme (Wm^{-2})	Bodenwärmestrom (Wm^{-2})
Modellgebiet DAH				
Gras	32,96	19,88	12,57	0,5
unbewachsener-Boden	49,65	26,86	22,13	0,66
Wald	64,65	36,94	27,22	0,39
Urban	59,71	32,29	26,92	0,5
Modellgebiet MOA				
Gras	33,83	15,28	17,85	0,66
unbewachsener-Boden	44,87	13,52	30,53	0,99
Wald	63,26	20,83	41,44	0,98
Urban	60,65	22,17	37,7	0,78

Anhand der Simulation konnte gezeigt werden, dass bei der Abnahme der Wasserverfügbarkeit die Tendenz zur Erwärmung der Lufttemperatur oder Zunahme der sensiblen Wärme steigt. In urbanen Gebieten beispielsweise ist der Anstieg der sensiblen Wärme für die Entstehung einer Wärmeinsel verantwortlich. Das liegt daran, dass die Baumaterialien von Gebäuden und Straßen meistens mit einer hohen Wärmespeicherkapazität und niedriger latenter Wärme geprägt sind. Das gekoppelte Modell ParFlow-

CLM hat keine realistische Bodentemperatur in urbaner Landnutzung simuliert. Dieses hat sich aufgrund der nicht optimalen simulierten Albedo und des Absorptionsgrades der Sonnenstrahlung von Gebäuden und Boden ergeben. Außerdem hat die Simulation die von Menschen und Gebäuden erzeugte anthropogene Wärme nicht berücksichtigt.

Der Grundwasserflurabstand bei 2 m im Modellgebiet Moabit hat nicht zur Abnahme der sensiblen Wärme oder einer Zunahme der latenten Wärme geführt. Dies liegt möglicherweise an der niedrigen Feldkapazität des Bodens, die für eine hohe sensible Wärme in allen Landnutzungen im Modell MOA im Vergleich zu Modell DAH verantwortlich ist. In diesem Fall hat die Bodeneigenschaft (Sand) den Einfluss des Grundwassers minimiert.

Die vorliegende Untersuchung zeigt die Prozesse, die den Energiehaushalt an der Oberfläche und im Untergrund beeinflussen. Diese neu gewonnenen Erkenntnisse bieten die Möglichkeit, die Landnutzung insbesondere in urbanen Gebieten zu optimieren. Ziel ist die Entwicklung einer optimalen Anpassungsstrategie für die Minimierung der Folgen des Klimawandels in urbanen Gebieten auf die Luft- und Bodentemperatur. Dieses kann durch die Verbesserung der Wasserverfügbarkeit in Baumaterialien und die Vergrößerung der Grünflächenanteile in urbanen Gebieten erfolgen. Die Baumaterialien für Gebäude und Straßen erfüllen meistens nicht den erwarteten natürlichen Energieaustausch mit der Atmosphäre. Sie haben eine hohe Wärmespeicherkapazität und sind durch sehr limitierte latente Wärme geprägt.

10 Modellierungen der Boden- und Grundwassertemperaturentwicklung in den Modellgebieten Dahlem und Moabit

Die Klimaszenarien oder die Vorhersagen über die Entwicklung des irdischen Klimasystems bis zum Ende des 21. Jahrhundert basieren auf Emissionsszenarien. Dieses geschieht unter Abschätzung der Treibhausgasemission in der Zukunft und den damit verbundenen demografischen, ökonomischen und technologischen Entwicklungen der menschlichen Gesellschaften (Nakicenovic & Swart 2000). Dabei werden natürliche Faktoren wie solare Schwankungen oder Vulkanaktivitäten und ihr Einfluss auf das Klimasystem der Erde vernachlässigt. Trotz der großen Unsicherheit in den Klimaszenarien stellen diese eine gute Risikobewertung für eine mögliche klimatische Veränderung in der Zukunft dar.

In dieser Arbeit bezieht sich die Simulation der Temperaturentwicklung in den Modellen DAH und MOH auf die Klimaszenarien A2 und B1 (Walkenhorst & Stock 2009). Das Klimaszenario A2 beschreibt eine ungünstige Entwicklung der Emission in der Zukunft. Dieses kann als ein plausibles Ergebnis aus dem kontinuierlichen Bevölkerungswachstum, dem wirtschaftlichen Wachstum und der technologischen Entwicklung resultieren. Dagegen beschreibt das Klimaszenario B1 eine optimistische zukünftige Perspektive mit geringeren Treibhausemissionen bei einem starken Bevölkerungs- und Wirtschaftswachstum. Dabei werden strategische und nachhaltige Lösungen auf sozialer, ökonomischer und ökologischer Ebene eingesetzt. Nach Bernstein et al. (2008) ist eine mittlere globale Erwärmung an der Oberfläche bis 2100 von etwa 3,4 °C und 1,8 °C jeweils nach Klimaszenario A2 und B1 zu erwarten. Regionale Modelle wie REMO (Jacob 2001; Jacob et al. 2008), WETTREG (Spakat et al. 2007) und CLM (Dai, Zeng & Dickinson 2001) weisen auf eine Erwärmung von 1,5 bis 3,5°C für 2071 bis 2100 gegenüber der Periode von 1961 bis 1990 hin (Walkenhorst & Stock 2009). Dem entspricht eine Erwärmungsrate von durchschnittlich 0,025 C pro Jahr. Anhand der gemessenen Bodentemperatur in Dahlem (Botanischer Garten) wurde eine ähnliche Erwärmungsrate festgestellt. Für die Simulation der Grundwassertemperaturentwicklung im Modellgebiet Dahlem wurde als Szenario B1 ein linearer Anstieg der durchschnittlichen Bodentemperatur mit einer Erwärmungsrate von 0,023°C

10 Modellierungen der Boden- und Grundwassertemperaturentwicklung in den Modellgebieten Dahlem und Moabit

pro Jahr angenommen. Bei Szenario A2 wird davon ausgegangen, dass die Erwärmungsrate im Zeitraum 2012 bis 2100 sich verdoppeln wird (0,04 °C pro Jahr). Im Modellgebiet Moabit ist die Erwärmungsrate aufgrund der klimatischen Veränderung, hohen Besiedlungsdichte und anthropogenen Wärme höher als in Modell Dahlem. Das B1- und A2 Szenario im Modellgebiet Moabit entspricht jeweils einer Erwärmungsrate von 0,052 °C und 0,082 °C pro Jahr.

Die beiden Erwärmungsszenarien werden für den Zeitraum von 1951 bis 2100 simuliert. Die Validierung der Simulation bezieht sich auf die gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2010, 2011 und 2012. Das Vorhaben dabei ist, die Temperaturentwicklung des Bodens und des Grundwassers nach Szenario A2 und B1 bis in eine Tiefe von 100 m sowie den Bodenwärmestrom und den konvektiven Wärmetransport quantitativ darzustellen.

Die Unsicherheit in der Simulation liegt an der vereinfachten Annahme, dass die Erwärmungsprozesse in der Vergangenheit (1950-2012) in der Zukunft gemäß den angenommenen Emissionsszenarien die Temperatur an der Oberfläche und im Untergrund weiter beeinflussen werden. Die Eintrittswahrscheinlichkeit anderer Faktoren wird dadurch vernachlässigt.

Die Interpretation der Simulationsergebnisse können nicht auf ganz Berlin übertragen werden. Sie repräsentieren beispielhaft die Entwicklung der Grundwassertemperatur unter Einfluss des Klimas und der Landnutzung im Urstromtal und der Teltow-Hochfläche in Berlin.

11 Modellentwicklung und Aufbau

Für die Simulation der Entwicklung der Grundwassertemperatur und des Bodenwärmestroms in den Modellgebieten Dahlem und Moabit in den nächsten 100 Jahren wurde ein neues, vereinfachtes 1D-numerisches Computermodell entwickelt. Das Modell basiert auf der Kopplung des Wärmetransports und des Bodenwasserhaushalts in der ungesättigten Zone. Das Ziel des Bodenwasserhaushaltsmodells besteht darin, eine realistische Simulation der saisonalen Änderungen des Bodenwassergehalts und der Sickergeschwindigkeit durchzuführen. Dies berücksichtigt einerseits den Oberflächenabfluss nach einer veränderten CN-Methode, Green-Ampt-Infiltrationsmodell, und die Evapotranspiration in Bezug auf die Referenzevapotranspiration nach Penman-Monteith und den Pflanzenfaktor, andererseits wird die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone mithilfe der Richards-Gleichung unter Berücksichtigung der hydrologischen Funktion der Bodenart nach dem Van-Genuchten-Ansatz berechnet.

Beim Wärmetransportmodell handelt es sich um ein vereinfachtes konduktiv-konvektives Wärmetransportmodell. Dabei wurden die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität in Bezug auf den Bodenwassergehalt abgeleitet. Ferner wurde die Sickergeschwindigkeit in der ungesättigten Zone für die Berechnung des advektiven Wärmetransports eingesetzt. Das Modell ist für eine effiziente Berechnung der Boden- und Grundwassertemperaturentwicklung unter Annahmen von zwei Temperaturerhöhungsszenarien in einem Zeitraum von 150 Jahren konzipiert. Die Oberrandbedingung des Modells basiert auf der berechneten Bodentemperatur eines neu entwickelten Bodentemperaturgenerators. Dabei handelt es sich um veränderte Form der analytischen Lösung des konduktiven Wärmetransports und beinhaltet die zufällige Änderung der mittleren Tages- und Amplitudenbodentemperatur und das Erwärmungsrateszenario.

Der Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf die Temperatur wurde in den Simulationen vernachlässigt. In den beiden Modellgebieten wurde eine Dominanz des konduktiven Wärmetransports angenommen. Ferner wurde der Grundwasserstand in den Wärmetransportsimulationen als stationär festgelegt.

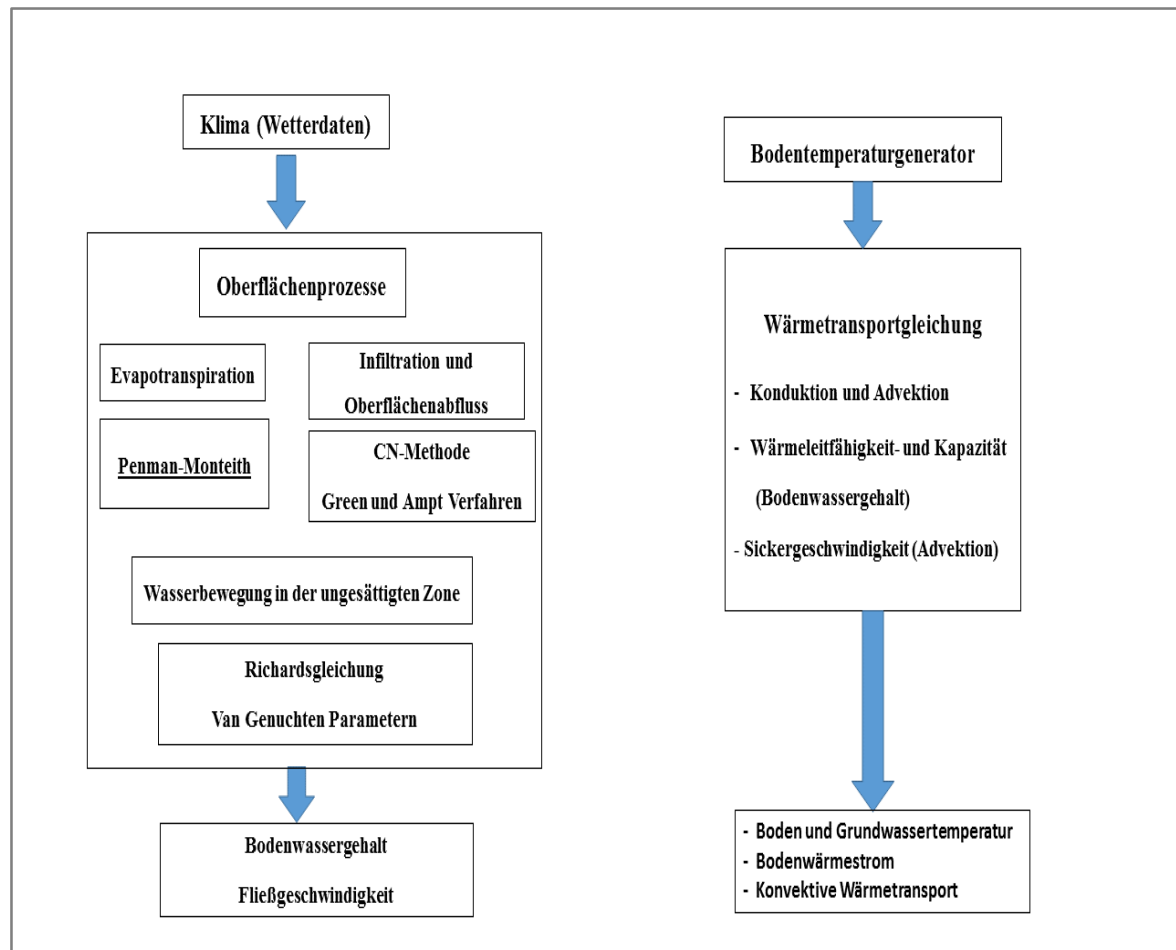


Abb. 11-1: Schematische Darstellung des Modellaufbaus

11.1 Wasserhaushaltsmodell

Nachfolgend werden die angenommenen wichtigen physischen Prozesse und mathematische Formeln des Bodenwasserhaushaltsmodells erläutert. Dabei wird das bei der Berechnung des Oberflächenabflusses angewandte Verfahren erklärt. Die Berechnungsmethode der realen Evapotranspiration in Bezug auf Landnutzung oder Pflanzenfaktor und Bodenwassergehalt wird mit einem Beispiel aus dem Modellgebiet Dahlem erklärt. Die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone bezieht sich auf die numerische Lösung der Richards-Gleichung. Die Ergebnisse der Simulation können aufgrund der Abwesenheit von Daten des Bodenwassergehaltes in den Modellgebieten Dahlem und Moabit nicht kalibriert werden. Dabei wurde ein Vergleich zwischen den Ergebnissen des simulierten Bodenwassergehaltes mit dem neuem entwickeltem Modell und mit dem Modell ParFlow-CLM durchgeführt.

11.2 Oberflächenabfluss

Der Oberflächenabfluss wird als ein Teil des Niederschlags- oder Schneeschmelzwassers bezeichnet, der nach Abzug des Verlusts durch Interzeption, Muldenrückhalt und Infiltration auf der Bodenoberfläche abfließt. Die Berechnung des Oberflächenabflusses im neu entwickelten Wasserhaushaltmodell erfolgt mittels eines veränderten SCS-Verfahrens (US. Soil Conservation Service; SCS 1972). Dieses basiert auf der Annahme, dass das Verhältnis von aktuellem und potentielltem Gebietsrückhalt dem Abflussbeiwert entspricht. Der direkte Abfluss wird dabei wie folgt beschrieben (Rallison 1980; Ponce & Hawkins 1996):

$$Q_N = \frac{(N-I)^2}{(N-I)+S} \quad (11.1)$$

$$I = 0.2 * S \quad (11.2)$$

$$S = \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) * 25.4 \quad (11.3)$$

Mit Q_N ist der direkte Abfluss (mm), N der Niederschlag (mm), I Anfangsverlust (mm), S maximaler (potentieller) Gebietsrückhalt und CN Kurvennummer (curve number) skaliert von 1 bis 100.

Mithilfe dieses Verfahren kann allein aus den gemessenen Niederschlägen sowie den Boden- und Vegetationsparametern der effektive Niederschlag bestimmt werden. Dieses Verfahren ist für kleine Einzugsgebiete geeignet und berücksichtigt nicht den Einfluss des Bodenwassergehalts (Bodenverschlämmung), das Grundwasser und die Topographie im Einzugsgebiet. Die vorher beschriebene Direktabflussgleichung (Gl 11.3) berücksichtigt nicht nur die Zeit, sondern auch die Niederschlagsdauer und -intensität. Der Niederschlagsverlust aufgrund der Interzeption, der Evapotranspiration und der Topographie wird grob abgeschätzt. Mithilfe dieses Verfahren ist es schwierig, den Oberflächenabfluss beim Eintritt von Schnee oder Schneeschmelze zu bestimmen. Die Berechnung des Oberflächenabflusses basiert in dieser Arbeit auf dem Zusammenhang zwischen Green-Ampt-Bodeninfiltrationsmodell (Green & Ampt 1911) und der CN-Methode (USDA-SCS, 1985). Dabei hängt das Oberflächenabflussvolumen von der Durchlässigkeit des Bodens, der Bodensaugspannung, dem Bodenwassergehaltdefizit und der Niederschlagsintensität ab. Der Zusammenhang zwischen der Bodendurchlässigkeit (effektive Durchlässigkeit) und der CN (curve number; Rawls,

Brakensiek & Miller 1983; Rawls & Brakensiek 1986; Nearing et al. 1996) basiert auf der Arbeit von Mullem (1989) und kann wie folgt beschrieben werden:

$$K = (21462 e^{-0,160161*CN}) 0,0254 \cdot f \quad (11.4)$$

K ist die hydraulische Leitfähigkeit (m/h), CN der Parameter (curve number) skaliert von 1 bis 100 und f ist ein Korrektorkoeffizient skaliert zwischen 1 und 100.

Die Korrelation zwischen der Bodendurchlässigkeit und Bodensaugspannung basiert auf der Arbeit von Mullem (1989) und kann wie folgend formuliert werden:

$$\varphi = (4,903 (K + 0.02)^{-0,4932}) 0.0254 \quad (11.5)$$

Mit φ ist die Saugspannung an der Feuchtefront (m), mit K ist die hydraulische Leitfähigkeit (mh^{-1}) gemeint.

Die Bodensaugspannung hängt von dem Bodenwassergehalt ab und bestimmt die Eindringungstiefe der Feuchtefront bei einem Niederschlagsereignis. Ist die Infiltrationsrate kleiner als die Bodendurchlässigkeit bei Sättigung, wird eine komplette Versickerung des Niederschlages im Boden erwartet. Ist die Infiltrationsrate größer als die Bodendurchlässigkeit bei Sättigung und kleiner als die Infiltrationskapazität, wird auch der Niederschlag infiltrieren. Der Oberflächenabfluss ergibt sich, wenn die Niederschlagsrate größer als die Infiltrationskapazität des Bodens ist. In diesem Prozess spielt das Sättigungsdefizit des Bodens und die Eindringungstiefe der Feuchtefront eine große Rolle. Die Eindringungstiefe der Feuchtefront beim Eintritt eines Niederschlagsereignisses hängt vom Sättigungsdefizit ab. Die Durchlässigkeit und Saugspannung des Bodens kann nach dem Green-Ampt-Verfahren wie folgt formuliert werden:

$$Z_f = \frac{\varphi (K (\theta_s - \theta_i))}{N - K} \quad (11.6)$$

Z_f ist die Eindringungstiefe der Feuchtefront (m), φ die Saugspannung des Bodens, K die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens bei Sättigung (mh^{-1}), θ_s der Wassergehalt des Bodens bei Sättigung (%), θ_i der Wassergehalt des Bodens (%), N die Niederschlagsintensität (mh^{-1}).

Die infiltrierte Wassermenge in der ungesättigten Zone hängt sowohl von der Eindringungstiefe der Feuchtefront als auch vom Sättigungsdefizit des Oberbodens ab. Das Sättigungsdefizit wird als benötigter volumetrischer Wassergehalt für das Erreichen

eines Sättigungszustandes des Bodens beschrieben. Prinzipiell kann bei hoher Niederschlagsrate sowohl bei nassem Boden als auch bei trockenem Boden Oberflächenabfluss entstehen. Dies liegt einerseits am niedrigen Porenwasserdefizit bei nassem Boden und andererseits an der niedrigen hydraulischen Leitfähigkeit bei trockenem Boden im Vergleich zur Niederschlagsintensität.

11.3 Reale und potentielle Evapotranspiration

Die Berechnung der Evapotranspiration basiert auf der Penman-Monteith-Formel (Allen et al. 1998). Es handelt sich um eine modifizierte Form der Penman-Monteith-Formel zur stündlichen Berechnung der Referenz-Evapotranspiration (Allen 2000). Dabei werden Wetterdaten wie Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und Netto-Sonnenstrahlung benötigt. Die Referenzverdunstung entspricht der Verdunstung bei einer gleichmäßig mit Gras bewachsenen Fläche. Die Penman-Monteith-Gleichung zur Berechnung der Referenz-Evapotranspiration kann wie folgt beschrieben werden:

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{37}{T+273,2} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (11.7)$$

$$\Delta = e_s \cdot \left(\frac{17,269}{237,3+T} \right) \cdot \left(1 - \frac{T}{237,3+T} \right) \quad (11.8)$$

$$e_s = 0,6108 \cdot e^{\frac{(17,27 \cdot T)}{(237,3+T)}} \quad (11.9)$$

ET₀ ist die Referenz-Evapotranspiration (mmh⁻¹), Δ die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (kPa C⁻¹), R_n die Netto-Strahlung an der Referenzoberfläche (MJm⁻¹h⁻¹), G der Bodenwärmestrom (MJm⁻²h⁻¹), T die Lufttemperatur, γ die Psychrometerkonstante (kPaC⁻¹), e_s der Sättigungsdampfdruck (kPa), e_a der aktuelle Dampfdruck (kPa) und u₂ die Windgeschwindigkeit in 2 Meter Höhe über dem Boden (m h⁻¹).

Die potentielle Evapotranspiration kann in Bezug auf die Grasreferenzverdunstung und den Pflanzenfaktor (Jensen, Wright & Pratt 1971; Wright 1981) berechnet werden. Dieser Faktor ändert sich saisonal nach den Pflanzenwachstumsphasen. Ferner wird als Vereinfachung des Pflanzenfaktors das Verhältnis zwischen der Referenz-Evapotranspiration und der potentiellen Evapotranspiration in der entsprechenden Landnutzung zugrunde gelegt:

$$ET = K_c * ET_0 \quad (11.10)$$

$$K_c = \frac{ET}{ET_0} \quad (11.11)$$

ET ist die Evapotranspiration (mm), K_c der Pflanzenfaktor und ET_0 die Referenz-Evapotranspiration (mm).

Die berechnete Evapotranspiration nach Gleichung 11.10 lässt sich aufgrund der Saugspannung des Bodens reduzieren. Dabei kann die reale Evapotranspiration unter Berücksichtigung der Bodenfeuchte und der anaeroben Verhältnisse nach dem Algorithmus des Wasim-ETH-Modells (Schulla & Jasper 2007) wie folgt ausgedrückt werden:

$$ETR_i = 0 \quad \theta(\varphi) < \theta_{wp} \quad (11.12)$$

$$ETR_i = ETP \cdot (\theta(\varphi) - \theta_{wp}) \quad \theta_{wp} < \theta(\varphi) < \theta_{\varphi g}$$

$$ETR_i = ETP \quad \theta_{\varphi g} \leq \mu \cdot \theta_{sat}$$

$$ETR_i = ETP \cdot \frac{\theta_{sat} - \theta(\varphi)}{\theta_{sat} - \mu \cdot \theta_{sat}} \quad \mu \cdot \theta_{sat} \leq \theta(\varphi) \leq \theta_{sat}$$

ETR_i ist die reale Evapotranspiration (mm), ETP die potentielle Evapotranspiration (mm), $\theta(\varphi)$ der aktuelle Bodenwassergehalt bei Saugspannung (φ), μ der maximale relative Wassergehalt vor dem Erreichen teil-anaerober Bedingungen, θ_{sat} der Sättigungswassergehalt des Bodens, $\theta_{\varphi g}$ der Wassergehalt bei vorgegebener Grenz-Saugspannung $\approx pF$ 1,8 bis 2,5 und θ_{wp} der Wassergehalt des Bodens bei Erreichen des permanenten Welkepunktes $\approx pF$ 4,2.

Mithilfe des Wasim-ETH-Modell-Algorithmus (11.12) ergibt sich realistische reale Evapotranspiration, weil die Simulation sowohl den aktuellen Bodenwassergehalt und die Feldkapazität der Bodenart als auch die permanenten Welkepunkte berücksichtigt. Abbildung 11-2 zeigt den Unterschied, der sich zwischen den berechneten Referenzen und der realen Evapotranspiration ergibt. Der Verlauf der simulierten realen Evapotranspiration zeigt einen Anstieg der Evapotranspiration im Sommer nach Niederschlag und einen negativen Wert der Evapotranspiration, was durch Aufnahme der Luftfeuchte vom Boden erklärt werden kann. In der Simulation verlaufen Infiltration und Evapotranspiration nicht getrennt voneinander. Nach einem Niederschlagsereignis führt das infiltrierte Wasser zu einem Anstieg des Bodenwassergehalts in Abhängigkeit

von der Feldkapazität des Bodens. Dies kann im Lauf der Infiltration mittels tiefe Perkolations und Evapotranspiration reduziert werden. Bei einer hohen Evapotranspiration im Sommer ergibt sich eine Trocknungsfront. Die Tiefe dieser Trocknungsfront hängt von Landnutzung und Bodenart ab.

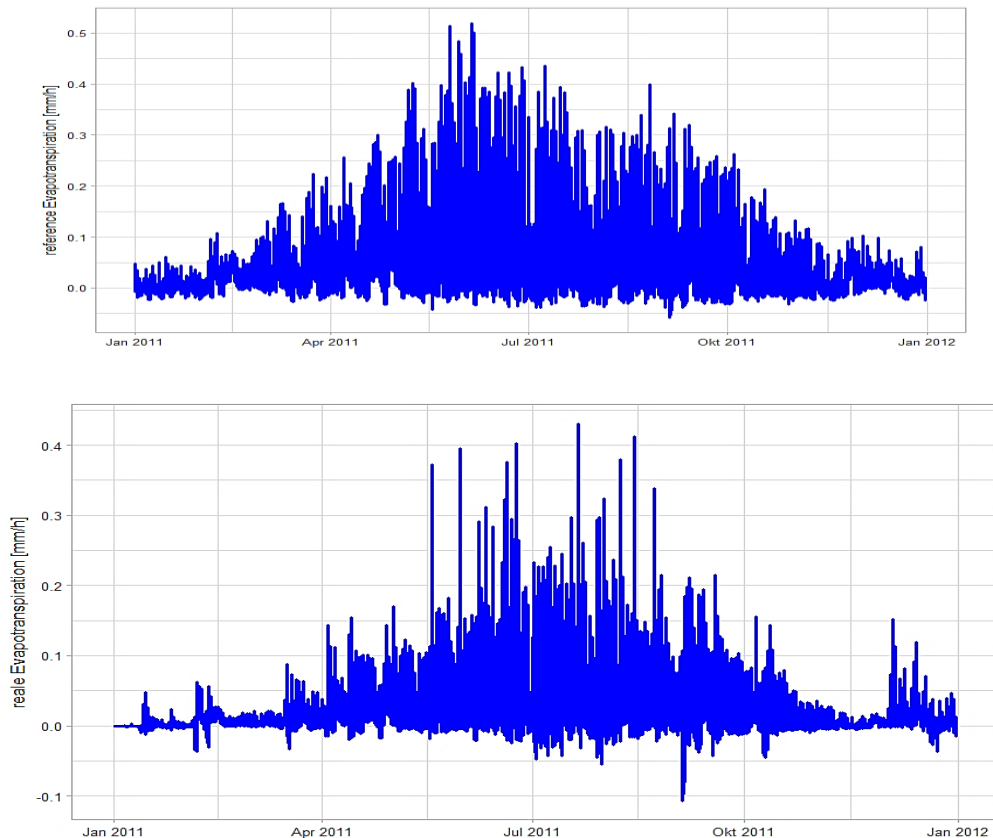


Abb. 11-2: Simulierte Referenz-Evapotranspiration (A) und reale Evapotranspiration (B) im Modellgebiet Dahlem

11.4 Numerische Lösung der Richards-Gleichung.

Die Richards-Gleichung ist eine nicht lineare differenzielle Gleichung, die aus einer Kombination aus Darcy-Gesetz und der Kontinuitätsgleichung der Hydrodynamik (Richards 1931) besteht. Aufgrund der Bedeutung dieser Gleichung in unterschiedlichen wissenschaftlichen Fachrichtungen hat die Suche nach einer zuverlässigen numerischen Lösung für diese Gleichung eine lange Geschichte. Beispielhaft ist hier die Entwicklung der druckbasierenden numerischen Lösung der Richards-Gleichung von Neuman (1973) sowie Huyakon und Thompson (1984) zu nennen. Bei einer realisti-

schen Simulation der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone muss die Massenbilanz nach dem Ansatz von Celia et al. (1990) berücksichtigt werden. Der Massenbilanzfehler soll nicht größer als 1 % sein, sonst ist eine Änderung der Zeit- oder Raumdiskretisierung und der Iterationskriterien für die Lösung der Richards-Gleichung nötig. Allgemein kann die Richards-Gleichung in drei Standardformen wie folgt ausgedrückt werden:

$$\frac{\partial \theta}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot K(h) \cdot \nabla h - \frac{\partial K(h)}{\partial z} = 0 \quad \text{Druck - basierende Form} \quad (11.13)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \nabla \cdot D(\theta) \cdot \nabla \theta - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} = 0 \quad \text{Wassergehalt - basierende Form} \quad (11.14)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot K(h) \cdot \nabla h - \frac{\partial K(h)}{\partial z} = 0 \quad \text{Mix - basierende Form} \quad (11.15)$$

Mit h ist der Druck (Matrixpotential m) gemeint, t ist die Zeit, K die hydraulische Leitfähigkeit ($m \text{ s}^{-1}$), θ der Wassergehalt ($m^3 \text{ m}^{-3}$) und D die Diffusivität ($m^2 \text{ s}^{-1}$).

Eine Approximation des Wassergehalts basierende Form der Richards-Gleichung kann nach der finiten Differenzen-Methode in implizitem Vorwärts-Euler-Form nach der Gleichung 11-16 ausgedrückt werden (Vasconcellos & Amorim 2001). Die Approximation der Richards-Gleichung in dieser Arbeit ist in einer expliziten Form geschrieben (Gleichung 11.17). Um die Stabilität dieser Explizit-Lösung bei großen Zeitschritten (Stunde) zu gewährleisten, wurde ein neuer Algorithmus entwickelt. Dieser selbst entwickelte Algorithmus ermöglicht eine flexible und stabile Lösung der Richards-Gleichung. Dabei hängen die Raumdiskretisierung vom Wassergehalt des Bodens und die Zeitdiskretisierung von der Fließgeschwindigkeit in der ungesättigten Zone ab.

$$\begin{aligned} \frac{\theta_i^{n+1,m+1} - \theta^n}{\Delta t} &= \frac{D^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \cdot (\theta_{i-1}^{n+1,m+1} - \theta_i^{n+1,m+1}) \\ &+ \frac{D^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \cdot (\theta_{i+1}^{n+1,m} - \theta_i^{n+1,m+1}) - \frac{K^{n+1,m} - K^{n+1,m}}{\Delta z} \end{aligned} \quad (11.16)$$

$$\begin{aligned} \theta_j^i &= (\beta_{j-1}^i) \cdot (\theta_{j-1}^{i-1}) + (1 - 2 \cdot \beta_{j-1}^i) \cdot \theta_{j-1}^i + \beta_{j-1}^i \cdot (\theta_{j-1}^{i+1}) \\ &+ \frac{K(\theta)_{j-1}^{i-1} - K(\theta)_{j-1}^i}{\Delta z} \end{aligned} \quad (11.17)$$

$$\beta_{j-1}^i = \frac{D(\theta)_{j-1}^i \cdot \Delta t}{(\Delta z)^2} \quad (11.18)$$

$$V = - \left(D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right) \quad (11.19)$$

Mit θ ist der Wassergehalt (m^3m^{-3}) gemeint, D ist Diffusivität (m^2h^{-1}), Δt die Zeit (h), Δz die Raumdiskretisierung (m) und K die relative hydraulische Leitfähigkeit (mh^{-1}) V die Fließgeschwindigkeit (mh^{-1}).

11.5 Van-Genuchten-Mualem-Modell

Das empirische Modell von van Genuchten und Mualem basiert auf dem Datensatz von Rawls et al. (1983). Dabei dient dieses Modell zur Erklärung der Zusammenhänge zwischen den auftretenden Variablen (Wassergehalt, Durchlässigkeit, Matrixpotential) in der Richards-Gleichung. Ferner ist das van Genuchten-Mualem-Modell ein weitverbreitetes Modell zur Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktion. Der Zusammenhang zwischen der Saugspannung des Bodens und dem dimensionslosen Bodenfeuchtigkeitsgehalt nach Mualem (1976) und van Genuchten (1978) ist in dieser Formeln gegeben.

$$s = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (11.20)$$

$$s = \frac{1}{((1 + |\alpha \cdot \varphi|)^n)^m} \quad (11.21)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (11.22)$$

S ist ein dimensionsloser Bodenfeuchtigkeitsgehalt [-], φ das Matrixpotential, α , n und m sind die Van-Genuchten-Parameter (Anpassungsparameter).

Die Wasserdiffusivität in Gleichung 11.22 kann mithilfe der Van-Genuchten-Parameter und folgender Formel berechnet werden:

$$D(\theta) = \frac{(1-m) \cdot K_s \cdot \theta_s^{\frac{1}{m}}}{m \cdot \alpha \cdot (\theta_s - \theta_r)} \cdot \left((1 - \theta^{\frac{1}{m}})^{-m} + \left(1 - \theta^{\frac{1}{m}}\right)^m - 2 \right) \quad (11.23)$$

$D(\theta)$ ist die Wasserdiffusivität [m^2/s], K_s die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens bei Sättigung [m/s], θ_s der Wassergehalt bei Sättigung [%], θ_r der Restwassergehalt [%] und α , n , m sind Van-Genuchten-Parameter.

Die relative Durchlässigkeit und die Saugspannung in der ungesättigten Zone können in Bezug auf die Van-Genuchten-Parameter wie folgt berechnet werden:

$$K(\theta) = K_s^{0,5} \cdot (1 - (1 - \theta^{\frac{1}{m}})^m)^2 \quad (11.24)$$

$$\varphi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \cdot (S^{-\frac{1}{m}} - 1)^{\frac{1}{n}} \quad (11.25)$$

$K(\theta)$ ist die relative hydraulische Leitfähigkeit (mh^{-1}), K_s die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens bei Sättigung (mh^{-1}), θ der Bodenwassergehalt [m^3m^{-3}], $\varphi(\theta)$ die Bodensaugspannung [m] und α , n und m sind Van-Genuchten-Parameter.

Die Abschätzung der Parameter der hydrologischen Funktion für verschiedene Bodentypen in dieser Arbeit basieren auf dem RETC-Code nach van Genuchten et al. (1991). Mithilfe dieses Codes kann der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Saugspannung nach den Modellen von Brooks-Corey (1964) und van Genuchten (1980) dargestellt werden. Die Van-Genuchten-Parametern α , n und m wurden in Bezug auf den Anteil von Sand, Schluff und Ton in dem ungesättigten Boden mit dem RETC-Code abgeschätzt.

11.6 Hysterese

Der Zusammenhang zwischen Bodenwassergehalt und Saugspannung kann in Abhängigkeit des Bodenzustandes (Entwässerung oder Bewässerung) einen unterschiedlichen Kurvenverlauf nehmen. Dabei sind bei gleicher Saugspannung die erreichten Wassergehalte bei der Entwässerung höher als bei der Bewässerung. Die wesentliche Ursache der Hysterese ist, dass die Menisken (Haftwasser im Boden) bei Bewässerung und Entwässerung eines Bodens einen ungleichen Engpass haltmacht (Flühler & Roth 2004). Bei Entwässerung des Bodens trocknen zuerst die groben Poren und dann die feinen Poren. Bei Bewässerung passiert das Gegenteil. Es füllen sich zuerst die feine Poren und dann die groben Poren.

Die Anwendung der Hysterese Modelle hat eine wichtige Bedeutung in der Bodenphysik und der Landwirtschaft. Sie werden aufgrund der Komplexität der theoretischen Grundlagen der Hysterese und der benötigten Mengen der Daten für die Kalibrierung selten in der Praxis und in der Simulation der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone angewendet. Die weitverbreiteten mathematischen Modelle zur Berechnung der Hysterese sind Modelle von Mualem (1984), Scott, Farquhar und Kouwen (1983), Feng (1999) sowie Braddock, Parlange und Lee (2001).

11.7 Bodenwasserhaushaltssimulation

Abbildung 11-3 zeigt einen exemplarischen Vergleich zwischen dem berechneten Bodenwassergehalt in 30 cm Tiefe mit ParFlow-CLM und dem neu entwickelten Modell im Modellgebiet DAH im Jahr 2011. Der simulierte Bodenwassergehalt in 30 cm Tiefe mit ParFlow-CLM und im neu entwickelten Modell zeigt einen ähnlichen Verlauf mit unterschiedlichen Reaktionen auf Niederschläge. Ferner berücksichtigt ParFlow-CLM die Schneeakkumulation und Schmelzprozesse. Dies erklärt im Vergleich zum neu entwickelten Modell die hohe Infiltrationsrate im Winter.

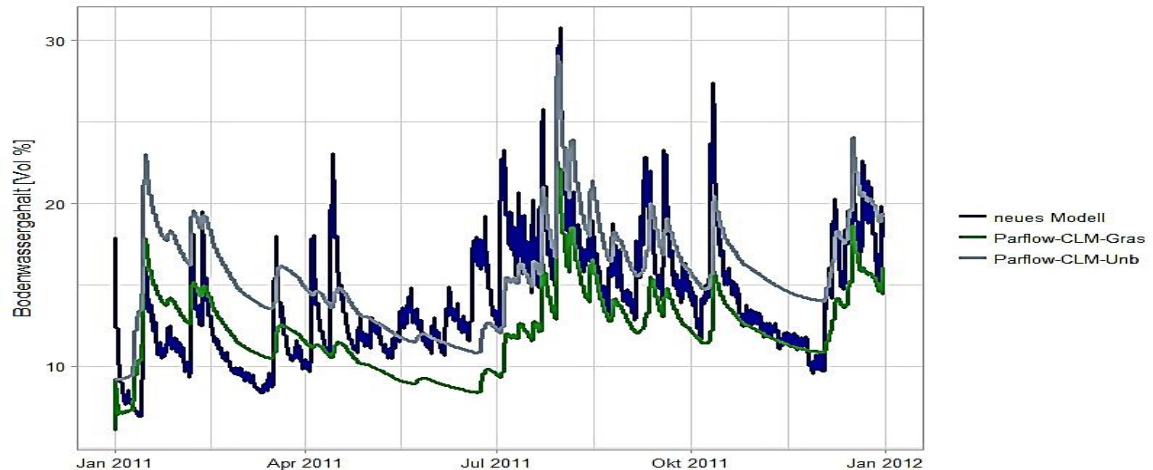


Abb. 11-3: Simulierter Bodenwassergehaltverlauf in 30 cm Tiefe im Modellgebiet Dahlem mit ParFlow-CLM und neuem Modell

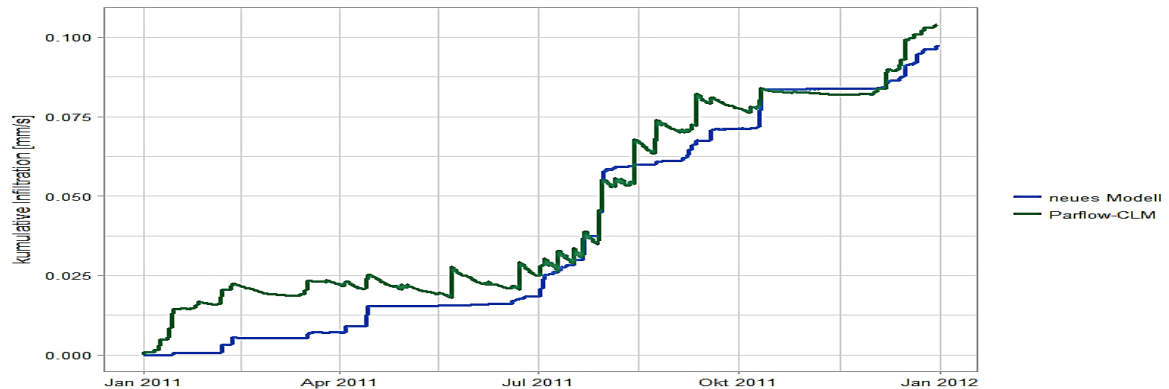


Abb. 11-4: Simulierter kumulativer Infiltrationsverlauf im Modellgebiet Dahlem mit ParFlow-CLM und neuem Modell

Die simulierte Infiltrationsrate (Abb. 11-5) im Modell MOA ist deutlich höher als im Modellgebiet DAH mit einer guten Übereinstimmung zwischen der simulierten Infiltrationsrate in ParFlow-CLM und im neu entwickelten Modell. Der simulierte Bodenwassergehalt mit dem neu entwickelten Modell zeigt eine bessere Reaktion auf die Niederschläge als ParFlow-CLM. Ferner kann der simulierte Wassergehaltsunterschied zwischen ParFlow-CLM und dem neu entwickelten Modell in MOA mit dem Einfluss des Grundwassers (Flurabstand 3 m) erklärt werden. Das Grundwasser hat im neu entwickelten Modell im Vergleich zu ParFlow-CLM zu einer Erhöhung des Bodenwassergehalts geführt.

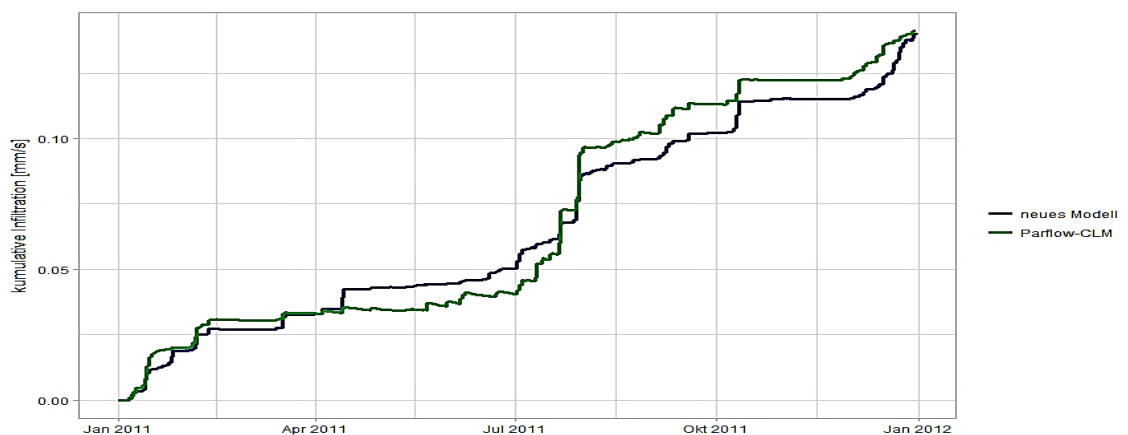


Abb. 11-5: Simulierter kumulativer Infiltrationsverlauf im Modellgebiet Moabit mit ParFlow-CLM und neuem Modell

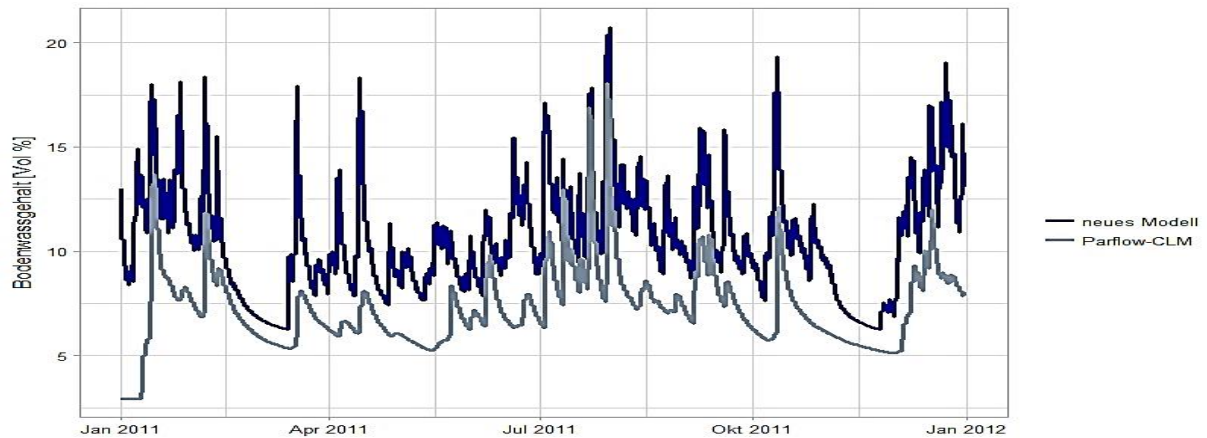


Abb. 11-6: Simulierter Bodenwassergehaltverlauf in 30 cm Tiefe im Modellgebiet Moabit mit ParFlow-CLM und neuem Modell

Die saisonalen Schwankungen des Bodenwassergehalts und der Wassersickergeschwindigkeit im Oberboden hängen von den Jahreszeiten und dem Niederschlag ab. Die Änderung des Bodenwassergehalts in 30 cm Tiefe aufgrund der Niederschlags- oder Austrocknungsphasen ist gut erkennbar. Die hohe Niederschlagsmenge (200 mm) im Monat Juli 2011 hat zu einem Anstieg des durchschnittlichen monatlichen Bodenwassergehalts in 30 cm Tiefe im DAH von 13 % auf 25 % und von 9 % auf 18 % in MOH geführt. Dabei wurde eine hohe Sickergeschwindigkeit von $0,047 \text{ md}^{-1}$ und $0,035 \text{ md}^{-1}$ im Monat Juli jeweils in DAH und MOH simuliert. In trockenen Monaten, beispielhaft hier die Monate Februar und März, wurde ein durchschnittlicher monatlicher Wassergehalt von 9 % und 7 % und eine Sickergeschwindigkeit von $0,000019 \text{ md}^{-1}$ und $0,0000095 \text{ md}^{-1}$ simuliert.

Die Verteilung des Bodenwassergehalts in über 2 m Tiefe in der ungesättigten Zone hängt von der Feuchte- und Trocknungsfront in der ungesättigten Zone sowie der Perkolations- und Verteilung des Bodenwassergehalts nach der Infiltration ab (Ravi et al. 1998). Anhand der Simulation schwankt der Bodenwassergehalt in den ersten 2 m unter dem Einfluss des Klimas und der Landnutzung. Er nimmt mit der Tiefe ab. Gleichzeitig steigt der Einfluss des Grundwassers an.

**Tab. 11-1: Simulierter Monatsmittelwert des Bodenwassergehalts [Vol.%] und der Sickerge-
schwindigkeit [m/s] im Modellgebiet Dahlem und Moabit**

Modellgebiet Dahlem													
	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Mittelwert
Bodenwassergehalt (Vol.%)													
30 cm	0,11	0,09	0,1	0,12	0,11	0,13	0,25	0,16	0,16	0,13	0,1	0,18	0,14
1 m	0,13	0,11	0,11	0,12	0,12	0,15	0,17	0,16	0,16	0,15	0,12	0,19	0,14
2 m	0,15	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,17	0,17	0,17	0,16	0,14	0,17	0,15
5 m	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16
Sickergeschwindigkeit (m/s)													
30 cm	1,10E-09	-2,20E-10	9,60E-11	1,20E-11	-2,80E-10	-2,90E-10	5,50E-07	8,90E-10	9,40E-09	5,10E-10	-3,80E-10	1,00E-08	4,76E-08
1 m	7,60E-10	-1,60E-11	1,10E-10	6,30E-10	4,90E-10	2,40E-09	1,40E-08	7,20E-09	5,00E-09	1,90E-09	1,40E-10	2,00E-08	4,38E-09
2 m	2,90E-09	9,70E-10	7,80E-10	1,40E-09	1,30E-09	3,00E-09	8,60E-09	8,20E-09	8,80E-09	6,30E-09	1,70E-09	9,40E-09	4,45E-09
5 m	5,90E-09	4,50E-09	3,50E-09	3,20E-09	3,20E-09	3,10E-09	4,10E-09	7,30E-09	8,00E-09	8,50E-09	7,40E-09	5,70E-09	5,37E-09
8 m	1,10E-08	1,10E-08	9,80E-08	9,00E-09	8,50E-09	8,30E-09	8,20E-09	9,10E-09	1,10E-08	1,20E-08	1,30E-08	1,20E-08	1,76E-08
Modellgebiet Moabit													
Bodenwassergehalt (Vol.%)													
30 cm	0,13	0,07	0,08	0,09	0,09	0,09	0,18	0,11	0,11	0,11	0,07	0,15	0,11
1 m	0,13	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,09	0,16	0,11
2 m	0,14	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,14	0,13
Sickergeschwindigkeit (m/s)													
30 cm	3,90E-08	-1,10E-10	1,40E-09	5,00E-10	1,90E-10	4,80E-11	4,11E-07	4,80E-09	7,80E-09	9,30E-09	1,40E-10	6,70E-08	4,51E-08
1 m	2,30E-08	1,40E-09	3,20E-09	4,10E-09	3,40E-09	1,20E-08	2,00E-08	1,30E-08	7,80E-09	8,50E-09	1,50E-10	1,10E-07	1,72E-08
2 m	1,90E-08	1,60E-08	1,40E-08	1,70E-08	1,50E-08	2,20E-08	3,40E-08	2,60E-08	2,60E-08	2,60E-08	9,60E-09	4,60E-08	2,26E-08

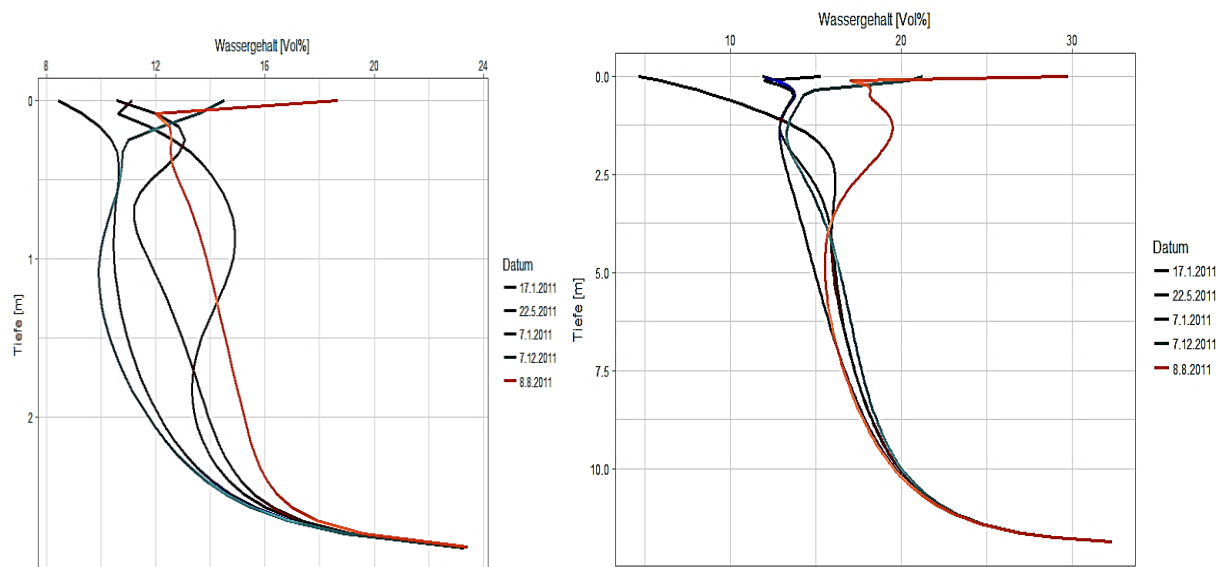


Abb. 11-7: Simulierter Bodenwassergehalt [Vol.%] in den Modellgebieten Dahlem und Moabit

12 Wärmetransportmodell

Die Modellierung des Wärmetransportes basiert in dieser Arbeit auf der numerischen Lösung der konvektiven und konduktiven Wärmetransportgleichung (Holzbecher 2012). Dabei wird der Transport von Wärme im Boden durch die Wärmeleitung und Konvektion von Wasser erfolgen. Ferner wird der Wärmetransport durch Wasserdampf in der Berechnung vernachlässigt. Die Kopplung des Wärmetransport- und Bodenwasserhaushaltsmodells erfolgt mit der Integration der saisonalen Änderung des Bodenwassergehalts und der Wassersickergeschwindigkeit in der Wärmetransportgleichung:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot D_t \cdot \nabla T - \theta \cdot \varepsilon \cdot v \cdot \nabla T + \frac{q}{\rho C} \quad (12.1)$$

$$D_t = \frac{\lambda}{\rho_f \cdot c_f} \quad (12.2)$$

$$\varepsilon = \frac{\rho_w \cdot c_w}{\rho_f \cdot c_f} \quad (12.3)$$

T ist die Temperatur (°C), D_t die thermale Diffusivität (m^2s^{-1}), λ die Wärmeleitfähigkeit ($wm^{-1}c^{-1}$), ε die spezifische Wärmekapazität Ratio der festen und flüssigen Phasen [-], $\rho_f \cdot c_f$ und $\rho_w \cdot c_w$ sind jeweils die Dichte ($Kgdm^{-3}$) und Wärmekapazität ($KJKg^{-1}C^{-1}$) der festen und flüssigen Phase.

Für die Anwendung dieser Gleichungen wird der Zusammenhang zwischen Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität und Bodenwassergehalt in der ungesättigten Zone nach dem Ansatz von Chung und Horton (1987) sowie Brutsaert (1982) eingesetzt. Diese wird in die Simulation integriert und kann wie folgt beschrieben werden:

$$\lambda(\theta) = b1 + b2 \cdot \theta + b3 \cdot \theta^{0,5} \quad (12.4)$$

$$C(\theta) = 1,94 \cdot (1 - n - \psi) + 4,189 \cdot \theta + 2,50 \cdot \psi \quad (12.5)$$

λ ist die Wärmeleitfähigkeit ($wm^{-1}c^{-1}$), θ der Wassergehalt [%], n die Porosität [%], $b1$, $b2$ und $b3$ sind Anpassungsparamater [-], C ist die Wärmekapazität ($KJKg^{-1}C^{-1}$), ψ der volumetrische Anteil der organischen Materialien im Sediment [%].

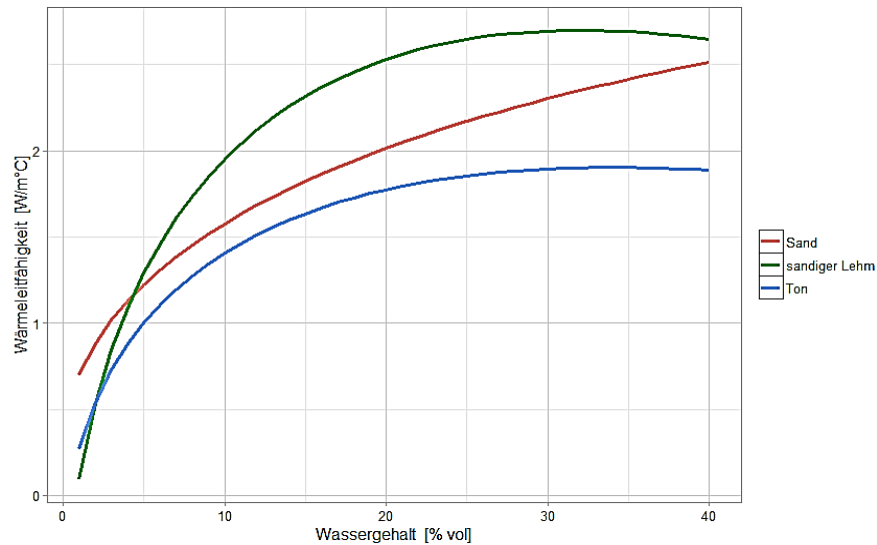


Abb. 12-1: Berechnete Wärmeleitfähigkeit nach dem Ansatz von Chung und Horton (1987) für verschiedene Bodenarten

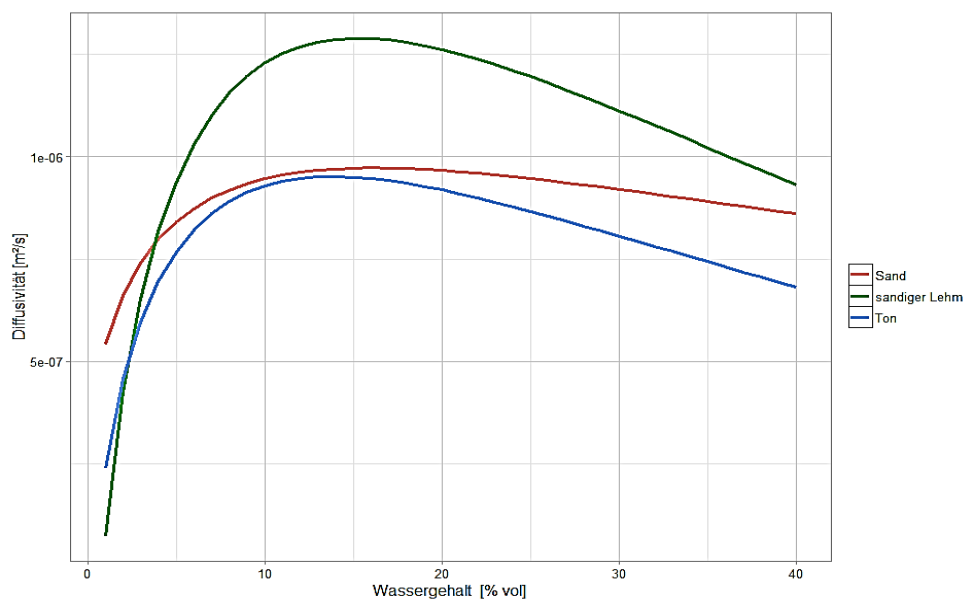


Abb. 12-2: Berechnete Wärme-Diffusivität nach dem Ansatz von Chung und Horton (1987) sowie Brutsaert (1982) für verschiedene Bodenarten

12.1 Numerische Lösung der Wärmetransportgleichung

Die Finite-Differenzen-Methode und die Finite-Element-Methode sind die meistangewandten Verfahren zur Lösung der gewöhnlichen und partiellen Differenzialgleichung. Dabei wird mithilfe der Diskretisierung des untersuchten Gebiets, mit einem Anfang und einer Randbedingung nach einer Approximation zur Lösung der Differenzialglei-

chung gesucht. Ferner sollen dabei auch die Stabilität und die physikalische Plausibilität der Lösung überprüft werden. Die numerische Lösung der 1D-konduktiven und -konvektiven Wärmetransportgleichung bezieht sich in dieser Arbeit auf die explizite finite differente Methode und kann in dieser Form beschrieben werden:

$$T_j^i = \beta_{j-1}^{i-1} \cdot T_{j-1}^{i-1} + (1 + \beta_{j-1}^i) \cdot T_{j-1}^i + \beta_{j-1}^{i+1} \cdot T_{j-1}^{i+1} - gt \cdot \Delta t \cdot \theta_{j-1}^i \cdot V_{j-1}^i \cdot \varepsilon_{j-1}^i \cdot \left(\frac{T_{j-1}^{i-1} - T_{j-1}^i}{\Delta z} \right) \quad (12.6)$$

$$\beta = \frac{D_t \cdot \Delta t}{\Delta z} \quad (12.7)$$

$$D_t = \frac{\lambda}{\rho_f \cdot c_f} \quad (12.8)$$

$$\varepsilon = \frac{\rho_f \cdot c_f}{\rho_w \cdot c_w} \quad (12.9)$$

T ist die Temperatur (°C), *D_t* die thermale Diffusivität (m²s⁻¹), *λ* die Wärmeleitfähigkeit (wm⁻¹c⁻¹), *ε* die spezifische Wärmekapazität Ratio der festen und flüssigen Phasen (-), *ρ_f · c_f* und *ρ_w c_w* sind jeweils die Dichte (Kgm⁻³) und Wärmekapazität (KJKg⁻¹°C⁻¹) der festen und flüssigen Phase.

Eine andere Form der finiten differenten Approximation der konvektiven und konduktiven Wärmetransportgleichung unter Berücksichtigung des Verhältnisses zwischen den Konduktions- und Konvektions-Flüssen (Peclet-Zahl) kann wie folgt beschrieben werden.

$$T_j^i = (1 - 2R) \cdot T_{j-1}^i + (R + R \cdot P) \cdot T_{j-1}^{i+1} + (R + RP) \cdot T_{j-1}^{i-1} \quad (12.10)$$

$$P = \frac{r}{2 \cdot R} = \frac{V \cdot \Delta z}{2 \cdot D_t} \quad (\text{Peclet Number})$$

$$R = \frac{D_t \cdot \Delta t}{(\Delta z)^2}$$

$$r = \frac{V \cdot \Delta t}{\Delta z}$$

T ist die Temperatur (°C), *D_t* die thermale Diffusivität (m²s⁻¹), *Δt* die Zeitdiskretisierung (s), *Δz* die Raumdiskretisierung (m) und *V* die Fließgeschwindigkeit (ms⁻¹).

12.2 Bodentemperaturgenerator

Die Entwicklung des Bodentemperaturgenerators basiert auf der analytischen Lösung von Kusuda und Archenbach (1965) und der gemessenen Bodentemperatur im Zeitraum von 1951 bis 2012 in der Wetterstation botanischer Garten in Berlin. Das Ziel dabei ist, eine realistische Simulation der Bodentemperatur am oberflächennahen Boden (in dieser Arbeit die ersten 5 cm des Bodens) und der Simulation der Bodentemperaturentwicklung in der Gegenwart und der Zukunft bezugnehmend auf die Klimaerwärmungsszenarien zu erstellen. Die Bodentemperaturgeneratorformel berücksichtigt den zufälligen Eintritt der jahresdurchschnittlichen Temperaturen und Amplituden und die Erwärmungs- oder Abkühlungstendenzen aufgrund der klimatischen Veränderung. Der Bodentemperaturgenerator ist im Prinzip eine veränderte Form der analytischen Lösung des konduktiven Wärmetransports und kann wie folgt beschrieben werden:

$$TB = T_m \cdot Q + (ran(x) \cdot (T_{max} - T_{min})) - (H \cdot Q - (ran(x)(A_{max} - A_{min}))) \cdot e^{-z \cdot \sqrt{\frac{\pi}{\alpha_t \cdot t}}} \dots$$

$$\cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi}{t} \cdot \left(t - t_{sh} - \frac{z}{2} \cdot \left(\frac{t}{\pi \cdot \alpha_t}\right)\right)\right) \quad (12.11)$$

TB ist die berechnete Temperatur (°C), T_m die jährlich durchschnittliche Temperatur, T_{max} und T_{min} sind die maximale und minimale Temperatur (°C), A_{max} und A_{min} sind die maximale und minimale Amplitude, z ist die Tiefe (m), t die Zeit [d], α die thermale Diffusivität (m²s⁻¹), δ der Tag mit der minimalen Oberflächentemperatur, t_{sh} der Tag mit der minimalen Oberflächentemperatur.

Für die Anwendung dieser Formel werden Kenntnisse über sowohl die jährliche durchschnittliche Temperatur und die Amplitude als auch die tagesdurchschnittlichen minimalen und maximalen Temperaturen, und zwar über mehrere Jahre benötigt. Die Erwärmungsszenarien können durch die Änderung der Steigung der generierten Bodentemperatur erfolgen. Diese Formel ermöglicht mit wenigen Parametern die Berechnung der Bodentemperatur nach verschiedenen Szenarien und für mehrere Jahre.

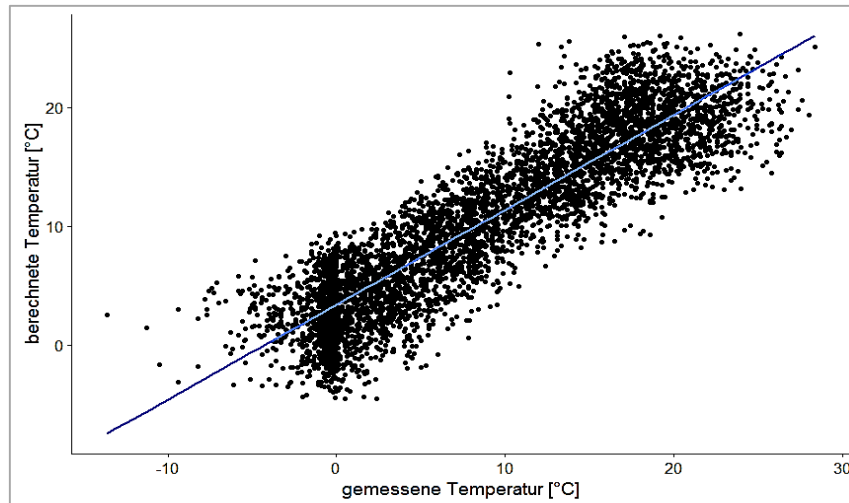


Abb. 12-3: Vergleich zwischen berechneter und gemessener Bodentemperatur in 30 cm von 1951 bis 1981 (Messstation Botanischer Garten)

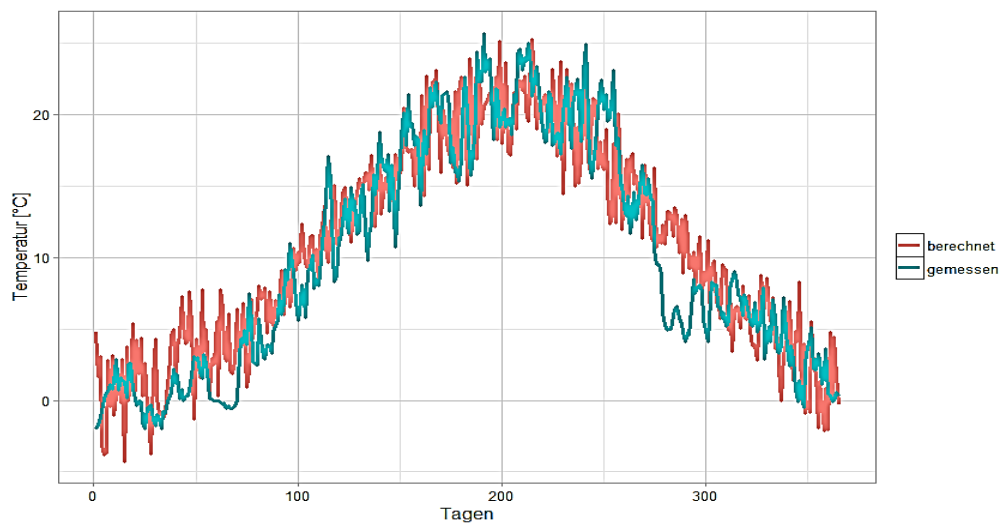


Abb. 12-4: Berechneter und gemessener Bodentemperaturverlauf Messstation Botanischer Garten im Jahr 1951

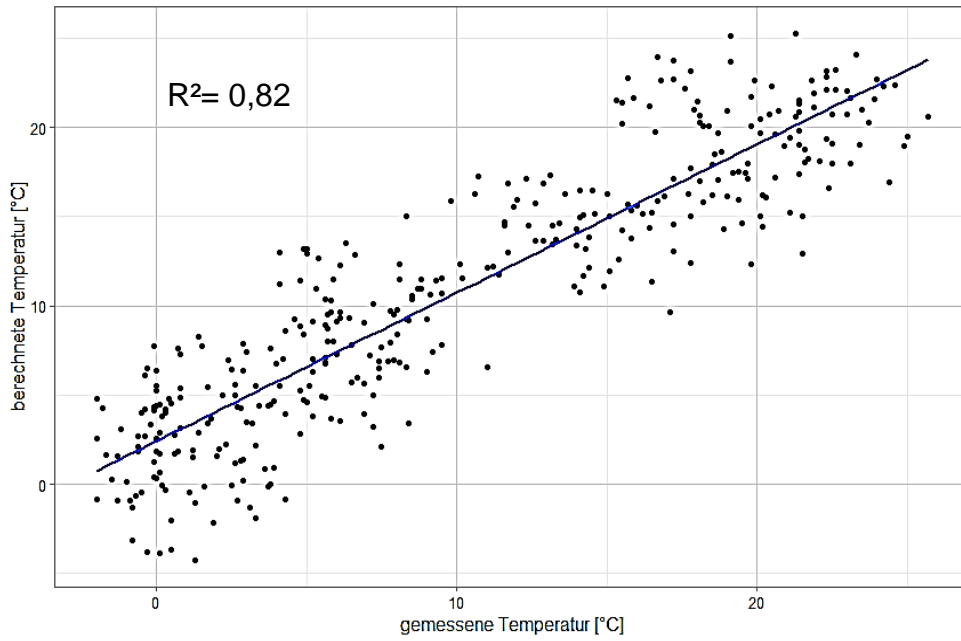


Abb. 12-5: Vergleich zwischen berechnete und gemessene Bodentemperatur in 30 cm im Jahr 1951 (Messstation Botanischer Garten)

13 Ziel der Modellierung und Vorgehensweise

Um die Grundwassertemperaturentwicklung unter Einfluss des Klimas und der Urbanisierung zu simulieren, wurde das vorher beschriebene neu entwickelte Modell eingesetzt. Ziel dabei ist es, neben der Simulation der Grundwassertemperatur den Bodenwärmestrom und konvektiven Wärmetransport quantitativ darzustellen. Als mögliche Temperaturanstiegsszenarien wurden die Emissionsszenarien A2 und B1 (Girod & Mie \ddot{g} 2008) im Zeitraum 1951 bis 2101 in den Untersuchungsgebieten Dahlem und Moabit durchgeföhrt.

Der Bodenwasserhaushalt ist ein wichtiger und komplizierter Teil der Modellierung in dieser Arbeit. Dabei erfolgt die Simulation des Bodenwassergehalts und der Fließgeschwindigkeit in der ungesättigten Zone in 3 m und 12 m jeweils im Modell Moabit und Dahlem. Die Diskretisierung des Modells wurde nicht festgesetzt, sondern wird in Abhängigkeit des gegebenen Wassergehaltes und der Fließgeschwindigkeit automatisch abgeleitet. Für die Simulation der Evapotranspiration wurden als Wetterdaten die Nettosonnenstrahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, der Luftdruck und die Windgeschwindigkeit mit einer Zeitaufösung von einer Stunde eingegeben.

Beim Bodenwasserhaushaltmodell wurde eine Interpolation des berechneten Wassergehaltes und der Fließgeschwindigkeit in Raum und Zeit jeweils von 5 cm und 10 Minuten durchgeföhrt. Dieses entspricht der Zeit- und Raumdiskretisierung im Wärmetransportmodell. Die Ansicht dabei ist die Kopplung des Wärmetransportes in der ungesättigten Zone mit dem Bodenwassergehalt und der Wassersickergeschwindigkeit. Ferner wurde in der gesättigten Zone den Einfluss des horizontalen konvektiven Wärmetransports vernachlässigt und nur die Konduktion berücksichtigt. Der Grundwasserstand wurde als stationär in den beiden Modellen angenommen. Die Grundwasserspiegelschwankungen bis zu ein paar Metern haben geringen Einfluss auf die gesamte Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität und Grundwassertemperaturprofilentwicklung. Die eingegebenen Parameter sowohl für das Bodenwasserhaushalts-Modell als auch in dem Wärmetransportmodell sind in der folgenden Tabelle dargestellt (Tab. 13-1).

Tab. 13-1: Parameter für die Simulation der Boden- und Grundwassertemperatur

	Modellgebiet Dahlem	Modellgebiet Moabit
Van Genuchten Parametern (van Genuchten et al., 1991)		
n [-]	1,6	2,1
alf [1/m]	5,8	9,4
L [-]	0,5	0,5
Ws [m ³ /m ³]	0,4	0,37
Wr [m ³ /m ³]	0,027	0,05
Ks [m/h]	0,04	0,1
Wärmeleitfähigkeit nach Gleichung (12.4) (Chung & Horton 1987)		
b1	0,228	-1,151
b2	-2,046	-12,029
b3	4,909	13,612
Wärmekapazität nach Gleichung (12.5) (Brutsaert 1982)		
Wassergehalt [%]	Gleichung(11.17)	Gleichung(11.17)
Porosität [%]	40	37
Anteil der Organischen Materialien [%]	-	-
Wärmetransportgleichung (12.1) (Holzbecher, 2012)		
Zeitdiskretisierung Δt [s]	600	600
Raumdiskretisierung Δx [m]	0,05	0,05
Simulationsdauer	61,100,und 150 Jahren	61,100,und 150 Jahren
Bodentemperaturgenerator (Kusuda & Achenbach 1965)		
durchschnittliche Temperatur [°C]	13,3 und 8	13,3 und 8
durchschnittliche Amplitude	13,3 und 6	13,3 und 6
Erwärmungsrate [°C/Jahr]	0,023	0,052
αt Wärmediffusivität [m ² /s]	0,05	0,05
θt Temperatur Shift	14,47	14,47

14 Ergebnisse und Diskussion

14.1 Validierung des gekoppelten Modells

Die mithilfe des gekoppelten Modells simulierte Boden- und Grundwassertemperatur zeigt eine gute Übereinstimmung mit der gemessenen Temperatur in den Modellgebieten DAH und MOA (Abb. 14-1 und 14-2). Bei den beiden Temperaturmessstellen handelt es sich um Grundwassermessstellen ohne Filterrohre (Zschätzsch et al. 2012). Das Standwasser bis zur Rohroberkante in den DN-40-Vollrohren ermöglicht die Messung der Grundwassertemperatur bis zur Geländeoberkante. Die verfügbaren Temperaturmessungen in beiden Modellgebieten fangen in 1 m Tiefe von der Geländeoberkante an und erreichen 100 m Tiefe im Modellgebiet DAH und etwa 37 m im Modellgebiet MOH (Zschätzsch et al. 2012).

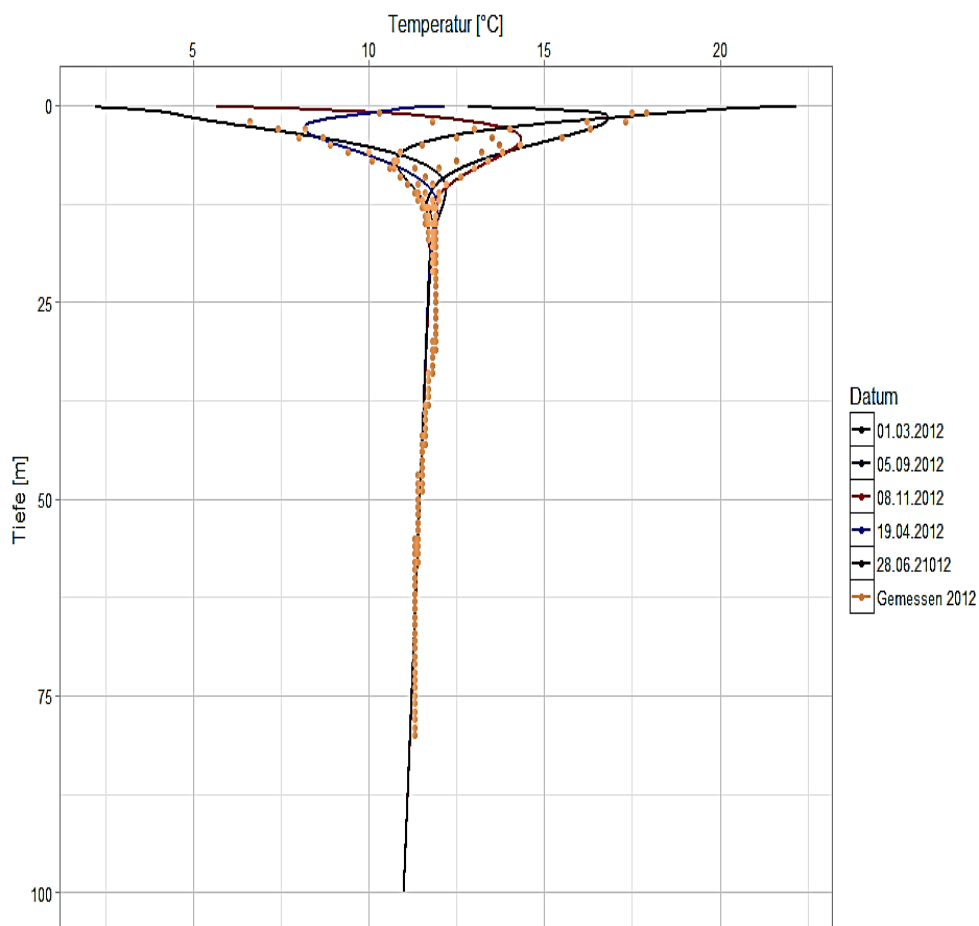


Abb. 14-1: Simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012

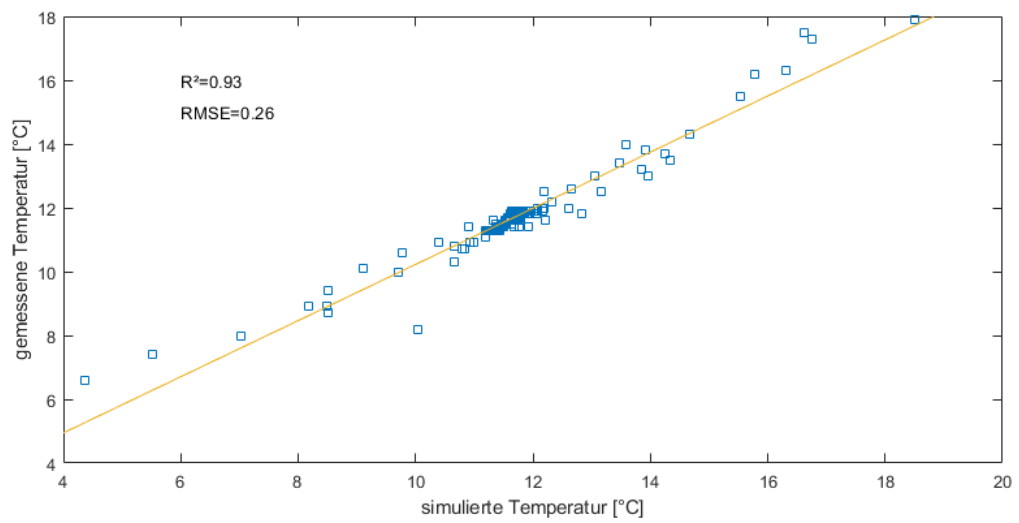


Abb. 14-2: Vergleich zwischen simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012

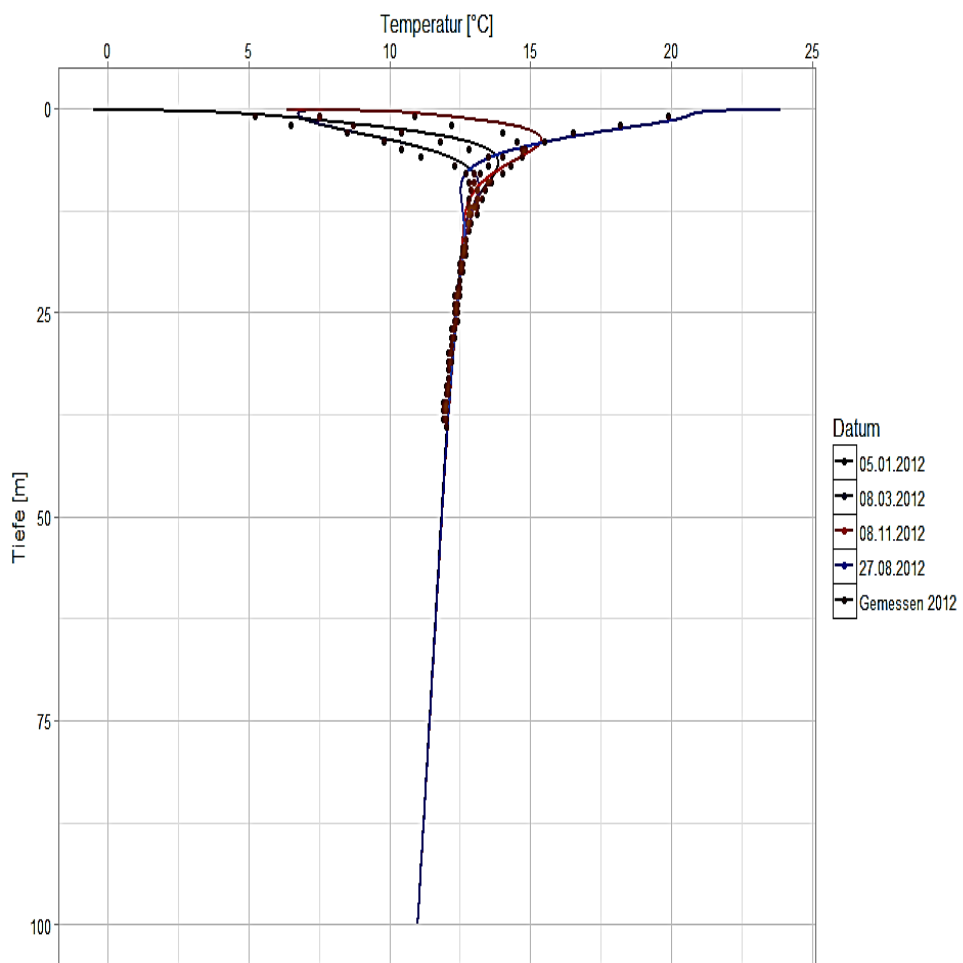


Abb. 14-3: Simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012

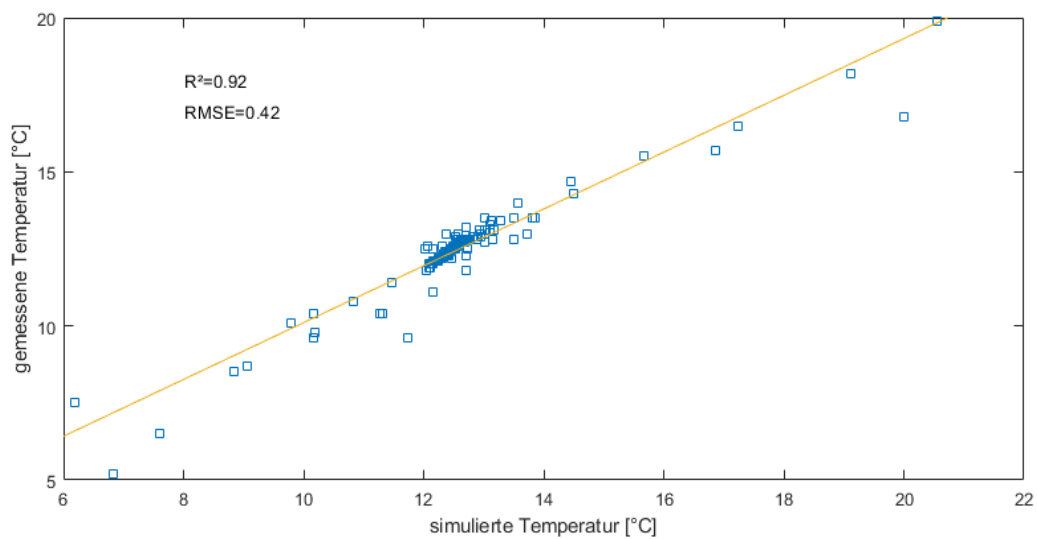


Abb. 14-4: Vergleich zwischen simulierte und gemessene Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012

Der „neutrale Punkt“ befindet sich in beiden Modellgebieten in etwa 15 m Tiefe. Dabei ist die Grundwassertemperatur in dieser Tiefe im Modellgebiet MOH etwa 1 °C höher als in DAH. Die Grundwassertemperatur ist aufgrund der klimatischen Veränderung im Modellgebiet DAH die letzten 60 Jahre um etwa 1,2 °C (2/100 Jahre) gestiegen. Dabei hat der Einfluss der Landnutzung und des Klimas im Modellgebiet Moabit zu einem Einstieg von etwa 2 °C geführt. Der Anstieg der Grundwassertemperatur hat sich aufgrund des Einflusses des Klimas (Baker & Baker 2002) und der Urbanisierung (Taniguchi & Uemura 2005) ergeben.

Die Lufttemperatur hat einen direkten Einfluss auf die Oberflächentemperatur (Gunawardhana & Kazama 2012b) und die oberflächennahe Grundwassertemperatur (Ferguson & Woodbury 2004). Neue Studien haben den Einfluss der klimatischen Veränderungen in Europa auf die oberflächennahe Grundwassertemperatur zum Beispiel in der Schweiz (Figura 2013) und in Deutschland (Menberg et al. 2014) bestätigt. Diese Einflüsse (Klima und Urbanisierung) können Änderungen in der Grundwassertemperatur in einer Tiefe von über 50 m auslösen.

14.2 Bodentemperatur

Abbildung 14-3 zeigt die simulierte durchschnittliche monatliche Bodentemperatur in 30 cm und 1 m Tiefe in den Modellgebieten DAH und MOA. Die Ergebnisse der Simulation nach Klimaszenarien A2 und B1 zeigen einen Anstieg der durchschnittlichen Bodentemperatur besonders im Sommer in den Monaten Juli und August. In diesen beiden Monaten führt der Anstieg der Lufttemperatur nach Szenario B1 zu einem Anstieg der Bodentemperatur in 30 cm und 100 cm Tiefe im Modellgebiet Dahlem von etwa 1 bis 2 °C und 3 bis 4 °C jeweils im Jahr 2050 und 2100 im Vergleich zum Jahr 2012. Anhand der Simulation steigt die monatlich durchschnittliche Bodentemperatur im Modellgebiet Moabit sowohl im Sommer als auch im Winter. Dabei wird die durchschnittliche monatliche Bodentemperatur um etwa 2 bis 3 °C im Jahre 2050 im Vergleich zum Jahr 2012 steigen. Ferner ist ein weiterer Anstieg der Bodentemperatur von 4 bis 6 °C im Jahr 2100 gegenüber dem Jahr 2012 zu erwarten.

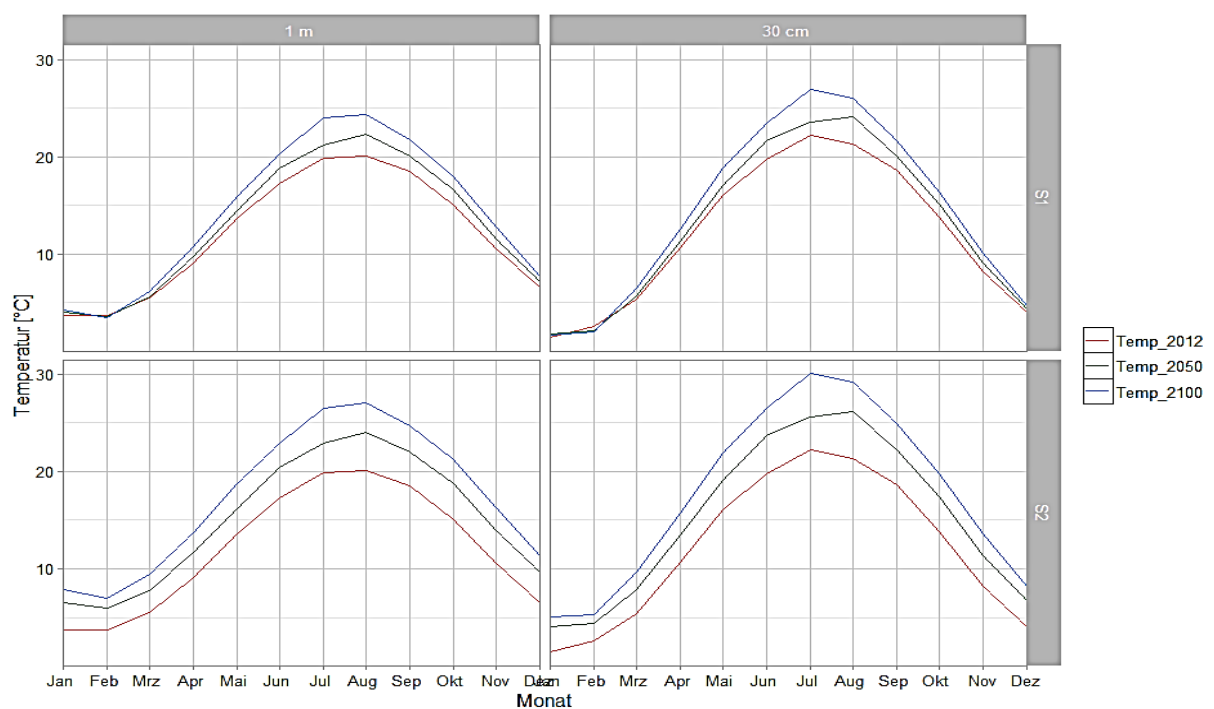


Abb. 14-5: Simulierter Monatsmittelwert der Bodentemperatur in 30 cm und 1 m Tiefe im Modellgebiet Dahlem (S1 ist Szenario B1 und S2 ist Szenario A2)

Bei dem extremen Szenario A2 kann der Anstieg der Luft- und Bodentemperatur mit dieser Geschwindigkeit ein großes Problem für das Stadtökosystem darstellen. Die Anpassungsmöglichkeiten sind in diesem Fall problematisch. Abbildung 14-4 zeigt die Entwicklung der Bodentemperatur nach Szenario A2 in 30 cm und 1 m Tiefe in den

Modellgebieten Dahlem und Moabit. Dabei steigt die Bodentemperatur in 30 cm Tiefe zwischen 3 und 6 °C im Jahr 2050 im Vergleich zu 2012 jeweils in den Modellgebieten Dahlem und Moabit. Dieser Temperaturanstieg wird sich 2100 verdoppeln.

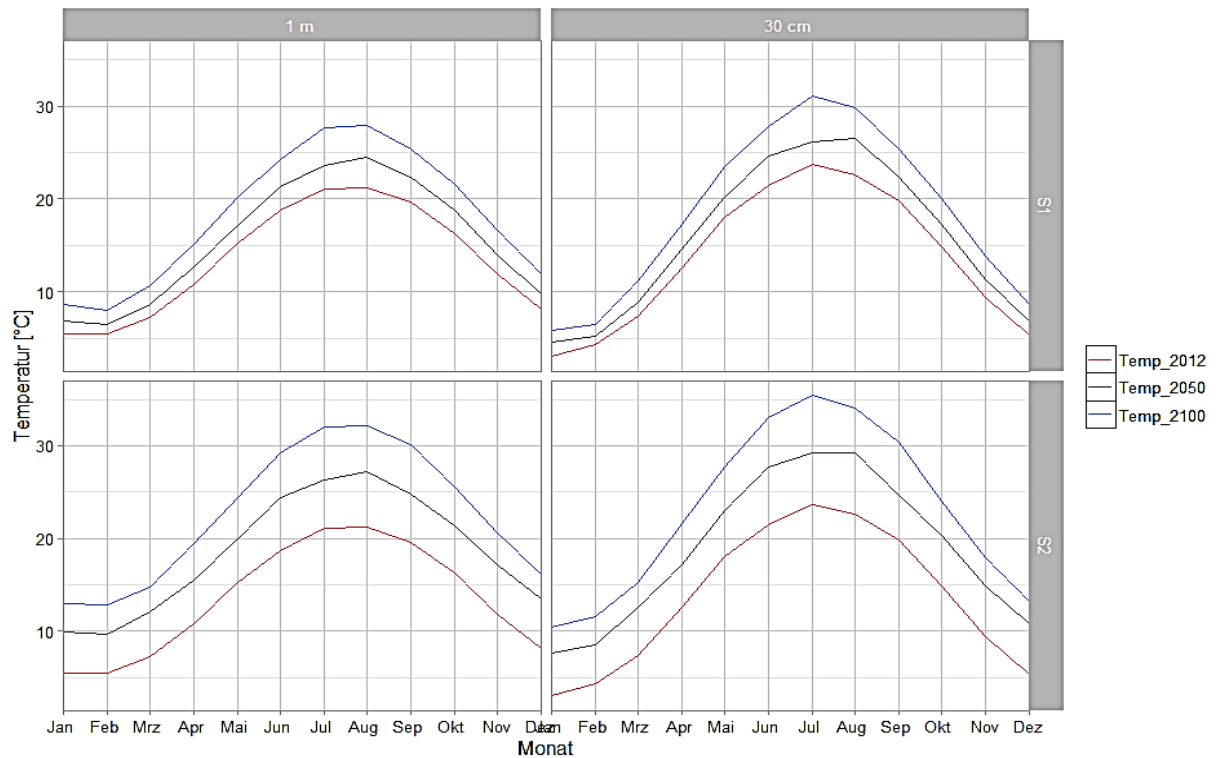


Abb. 14-6: Simulierter Monatsmittelwert der Bodentemperatur in 30 cm und 1 m Tiefe im Modellgebiet Moabit (S1 ist Szenario B1 und S2 ist Szenario A2)

14.3 Grundwassertemperatur

Die Grundwassertemperatur ist sensitiv zu klimatischen Veränderungen (Figura et al. 2011; Kurylyk et al. 2014). Die Temperatur an der Oberfläche hängt von der Lufttemperatur und Landnutzungsart ab und ist für die Temperaturprofile im Untergrund verantwortlich (Majorowicz et al. 2006). In diesem Kapitel wird verdeutlicht, wie die Änderung der Oberflächentemperatur nach Szenario A2 und B1 die Grundwassertemperatur in der Zukunft in einer Tiefe bis 100 m beeinflussen wird.

Abbildung 14-5 und 14-6 zeigen die Temperaturprofileentwicklung in den Modellgebieten Dahlem und Moabit nach Szenario B1. Die klimatischen Veränderungen können nach diesem Szenario zu einer Erwärmung der Grundwassertemperatur bis 2 °C in 15 m im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2100 im Vergleich zum Jahr 2012 führen. Dabei reicht der Einfluss des Klimas bis in eine Tiefe von etwa 70 m. Im Modellgebiet Moabit

wird das Grundwasser an dem neutralen Punkte bis 4 °C erwärmen und erreicht im Jahr 2100 etwa 16,45°C.

Die Entwicklung der Grundwassertemperatur nach Szenario A2 ist sehr alarmierend. Dabei handelt es sich um eine extreme Entwicklung der Grundwassertemperatur. Anhand der Simulation ist ein Anstieg der Grundwassertemperatur in 20 m um 2°C und 4°C jeweils im Jahr 2050 und 2100 im Vergleich zu 2010 zu erwarten. Damit wird die Temperatur in Dahlem im Jahr 2050 1°C höher sein als die aktuell gemessene durchschnittliche Grundwassertemperatur in 20 m im Urstromtal (Stadtmitte). Im Jahr 2100 wird der extreme Anstieg der Lufttemperatur im Modellgebiet Dahlem nach Szenario A2 zum Anstieg der Grundwassertemperatur in 20 m bis auf 15,5°C führen.

Der Einfluss der Wärmeinsel auf die Grundwassertemperatur wird durch Anstieg der Lufttemperatur verstärkt. Dabei erreicht die Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit nach Szenario A2 in 20 m tiefe 15,69°C und 19°C jeweils in den Jahren 2050 und 2100. Die Grundwassertemperatur im Jahr 2100 hat sich aufgrund des Anstieges der Lufttemperatur ergeben, die der aktuellen durchschnittlichen Lufttemperatur im Mittelmeerraum ähnelt.

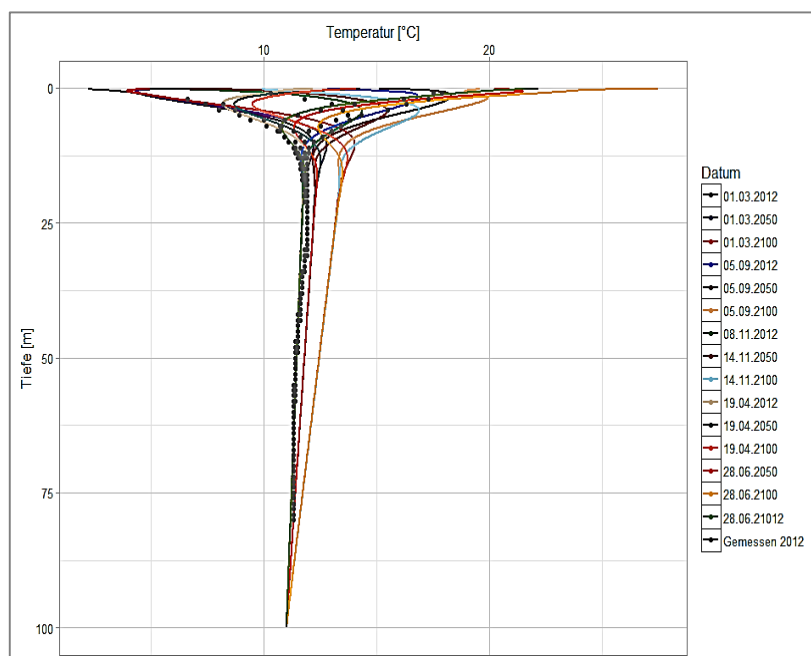


Abb. 14-7: Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario B1 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012

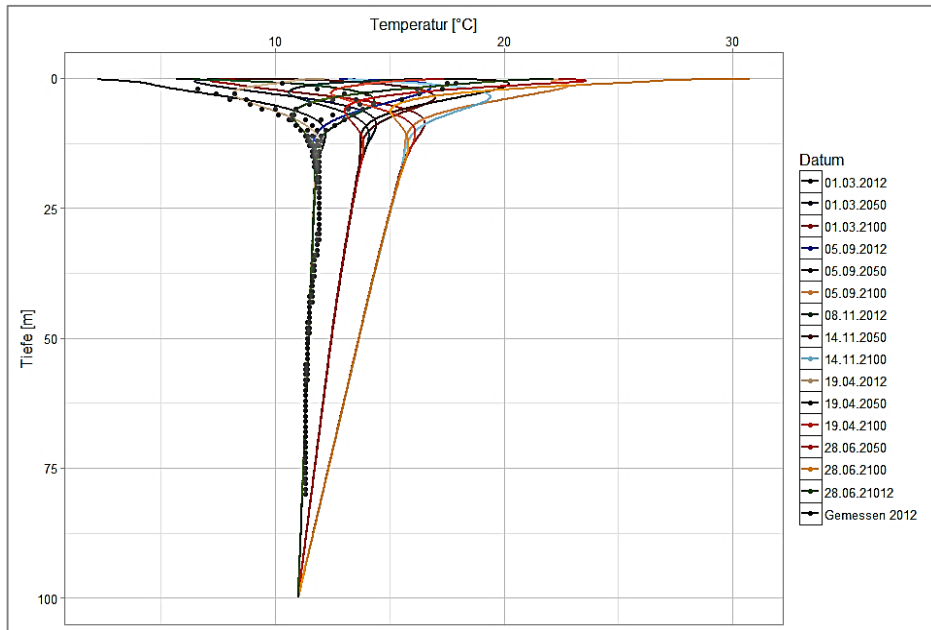


Abb. 14-8: Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario A2 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012

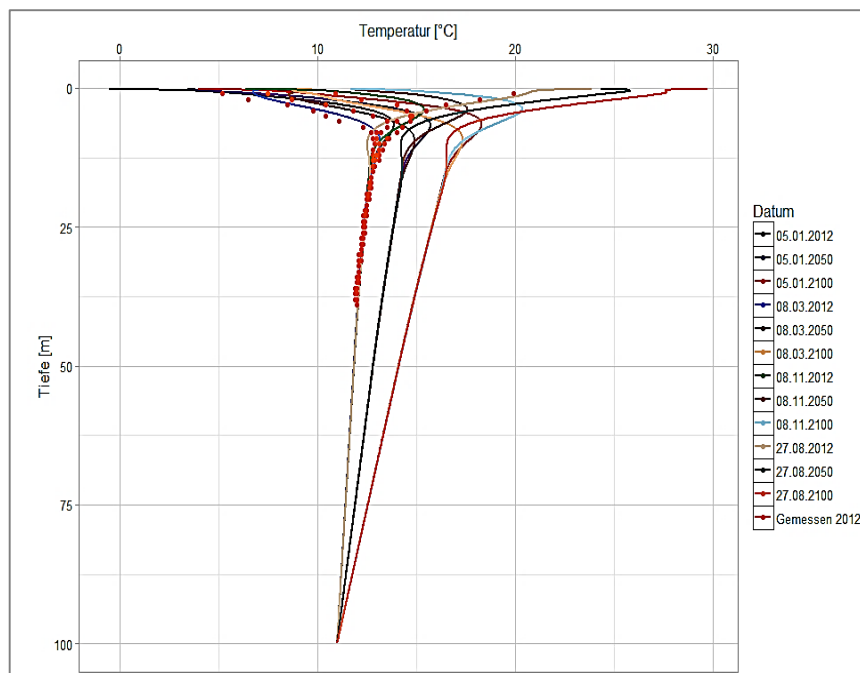


Abb. 14-9: Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario B1 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012

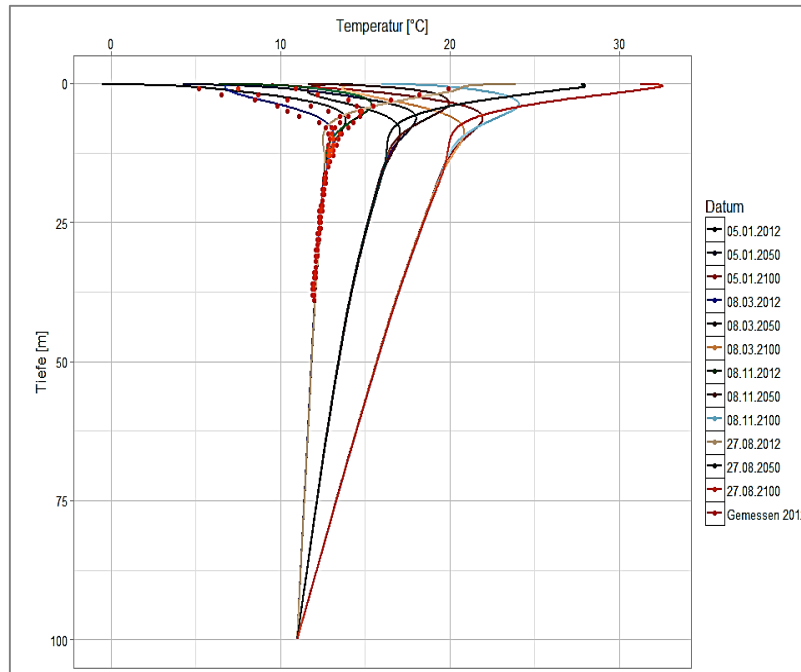


Abb. 14-10: Simulierte Grundwassertemperatur im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012, 2050 und 2100 nach Szenario A2 und gemessene Grundwassertemperatur im Jahr 2012

Tab. 14-1: Simulierter Jahresmittelwert der Boden und Grundwassertemperaturentwicklung nach Szenarien (1) B1 und (2) A2 im Modellgebiet Dahlem und Moabit

		2012	2050	2100	(2012-2050)	(2012-2100)	
Modellgebiet Dahlem	Szenario 1	Tiefe [m]	Temperatur [°C]		Differenz-1 [°C]	Differenz-2 [°C]	
			5	11,89	12,67	13,83	0,78
		10	11,86	12,58	13,65	0,72	1,79
		20	11,75	12,45	13,32	0,7	1,57
		50	11,47	11,88	12,45	0,41	0,98
		80	11,18	11,35	11,58	0,17	0,4
	Szenario 2						
		5	11,89	14,26	16,42	2,37	4,53
		10	11,86	14	16	2,14	4,14
		20	11,75	13,55	15,36	1,8	3,61
		50	11,47	12,46	13,66	0,99	2,19
		80	11,18	11,58	12	0,4	0,82
Modellgebiet Moabit	Szenario 1						
		5	13,06	14,9	17,43	1,84	4,37
		10	12,88	14,6	16,97	1,72	4,09
		20	12,53	14,08	16,16	1,55	3,63
		50	11,85	12,81	14,11	0,96	2,26
		80	11,34	11,72	12,24	0,38	0,9
		Szenario 2					
		5	13,06	17,32	21,19	4,26	8,13
		10	12,88	16,72	20,42	3,84	7,54
		20	12,53	15,65	19,04	3,12	6,51
	50	11,85	13,44	15,72	1,59	3,87	
	80	11,34	11,93	12,85	0,59	1,51	

14.4 Bodenwärmestrom

Klimatische Änderungen nach Szenarien B1 und A2 führen zu einer großen Änderung des Energiehaushaltes an der Oberfläche mit einem Anstieg des Bodenwärmestroms (Erwärmung des Untergrundes). Die quantitative Darstellung der Bodenwärmestromentwicklung unter Wechselwirkung der klimatischen Änderungen ist ein wichtiger Meilenstein bei möglichen zukünftigen Anpassungsstrategien im urbanen Gebiet.

Den jährlichen durchschnittlichen Bodenwärmestrom in den Modellgebieten Dahlem und Moabit nach Szenarien A2 und B1 zeigt Abbildung 14-9. Die negativen Werte präsentieren eine Abkühlung des Untergrunds. Dabei handelt es sich um Jahre mit langem kaltem Winter und mildem Sommer. Die positive Werte präsentieren Jahre mit langem und warmem Sommer und oder mildem Winter. Der durchschnittliche jährliche Bodenwärmestrom schwankt von Jahr zu Jahr mit einem tendenziellen Anstieg infolge der klimatischen Veränderungen. Anhand der Simulation wurde ein Anstieg des durchschnittlichen jährlichen Bodenwärmestroms von etwa 70 % auf 83 % jeweils im Modellgebiet Dahlem und Moabit im Jahr 2012 im Vergleich zum Jahr 1951 simuliert. Dabei ist der simulierte Bodenwärmestrom im Modellgebiet Moabit doppelt so hoch wie im Modellgebiet Moabit. Der Bodenwärmestromanstieg wird sich in der Zukunft fortsetzen, besonders beim Anstieg der Anzahl von Tagen mit Temperaturen über 25 °C. Der simulierte durchschnittliche jährliche Bodenwärmestrom im Modellgebiet Moabit nach Szenario B1 im Jahr 1951 wird sich anhand der Simulation im Jahr 2050 verdoppeln und im Jahr 2100 verdreifachen.

Bei Extremszenario A2 erreicht der durchschnittliche Bodenwärmestrom im Modellgebiet Dahlem im Jahr 2100 ähnliche Werte wie im Modellgebiet Moabit im Jahr 2012. Dabei entspricht die Verdopplung des Bodenwärmestroms im Jahr 2100 im Modellgebiet Moabit nach Szenario A2 und im Vergleich zu Szenario B1 der Verdopplung der erwarteten Erwärmung oder des Anstiegs der jährlichen durchschnittlichen Lufttemperatur.

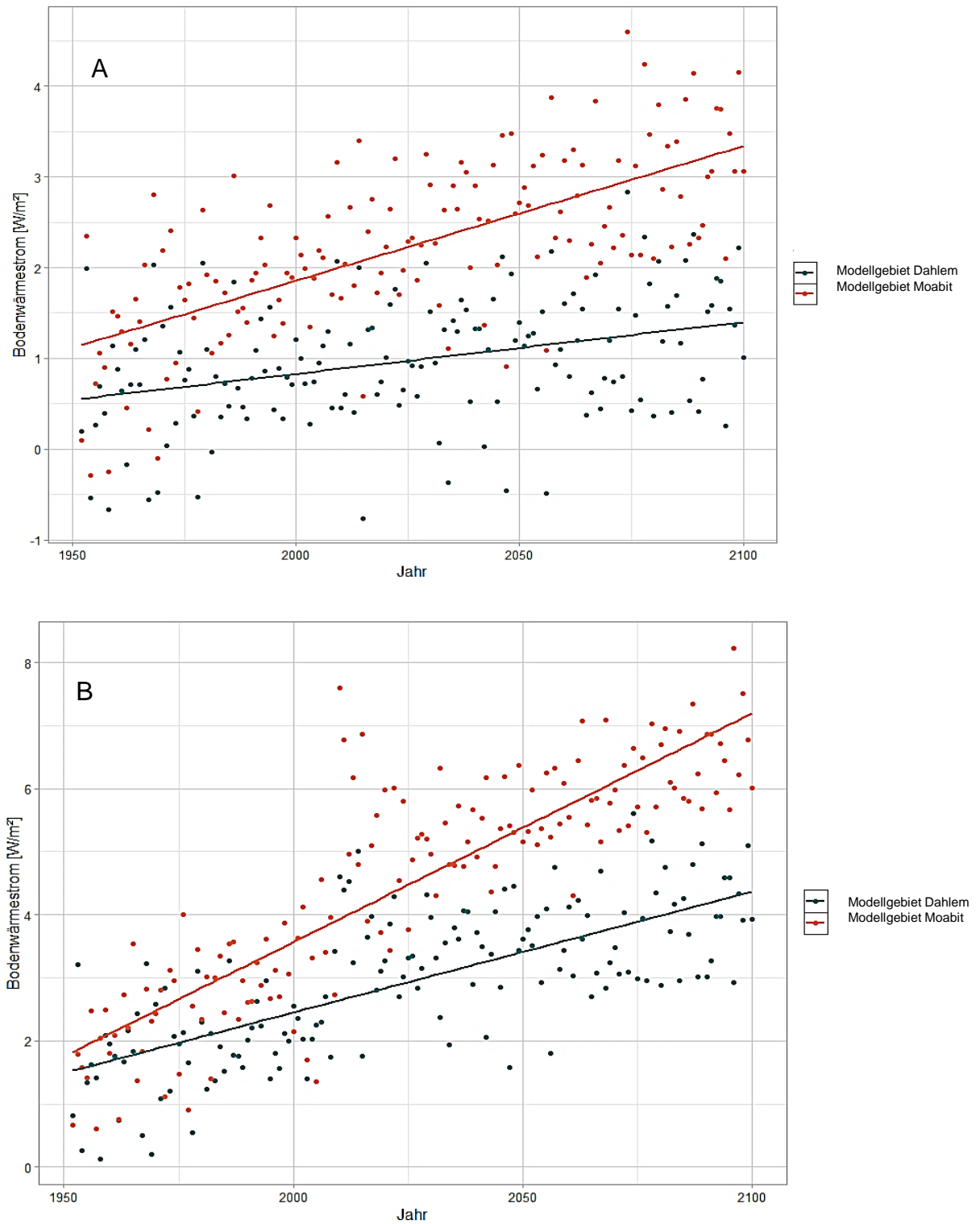


Abb. 14-11: Berechneter Jahresmittelwert des Bodenwärmestroms nach Szenarien B1 und A2 (A: Modellgebiet Dahlem und B: Modellgebiet Moabit)

14.5 Konvektiver Wärmetransport

Die transportierte Wärmemenge im Untergrund hängt im Allgemeinen von der jährlichen Grundwasserneubildung, der Sickergeschwindigkeit und dem vorherrschenden Temperaturgradienten ab. Der konvektive Wärmetransport kann in Abhängigkeit der saisonalen Änderung der Lufttemperatur und der Temperatur im Untergrund sowohl zu einer Zunahme als auch zu einer Abnahme der Temperatur im Untergrund führen. Dabei stellt sich die Frage, ob die sich ergebende Temperaturänderung aufgrund des konvektiven Wärmetransports von Bedeutung ist. Die Berechnung des konvektiven Wärmetransports wurde mit der Annahme durchgeführt, dass die jährliche durchschnittliche Sickergeschwindigkeit in der ungesättigten Zone während der Simulation von 150 Jahren konstant bleibt. Dabei kann die mathematische Berechnung des konvektiven Wärmetransports wie folgt beschrieben werden:

$$W_K = \theta \rho C * V \cdot \Delta T \quad (14.1)$$

W_k ist die konvektive Wärme (W/m^2), θ der Wassergehalt (Vol.-%), ρC die Wärmekapazität ($kJKg^{-1}^\circ C^{-1}$), V die Fließgeschwindigkeit (ms^{-1}) und ΔT der Temperaturgradient ($^\circ Cm^{-1}$).

Abbildung 14-10 zeigt die simulierte jährliche durchschnittliche konvektive Wärme in den Modellgebieten Dahlem und Moabit. Der konvektive Wärmetransport kann sowohl positive als auch negative Werte annehmen. Dieser ähnelt dem Bodenwärmestrom, sodass die negativen Werte der konvektiven Wärme zu einer Abkühlung des Untergrunds und die positiven Werte der konvektiven Wärme zu einer Erwärmung des Untergrunds führen. Die konvektive Wärme ist anhand der Simulation im Vergleich zum Bodenwärmestrom (Konduktion) sehr klein.

Der konvektive Wärmetransport von Wasserdampf in der ungesättigten Zone wurde in dieser Simulation nicht berücksichtigt. Die maximale simulierte konvektive Wärme bei Eintritt von Niederschlagsereignissen liegt bei $38 W/m^2$ in 0,5 cm Tiefe. Das versickerte Wasser bei Eintritt von Niederschlagsereignissen führt kurzfristig zur Dominanz des konvektiven Wärmetransportes im Wärmehaushalt, wobei dieser bei einem langen Beobachtungszeitraum im Vergleich zum konduktiven Wärmetransport sehr klein bleibt.

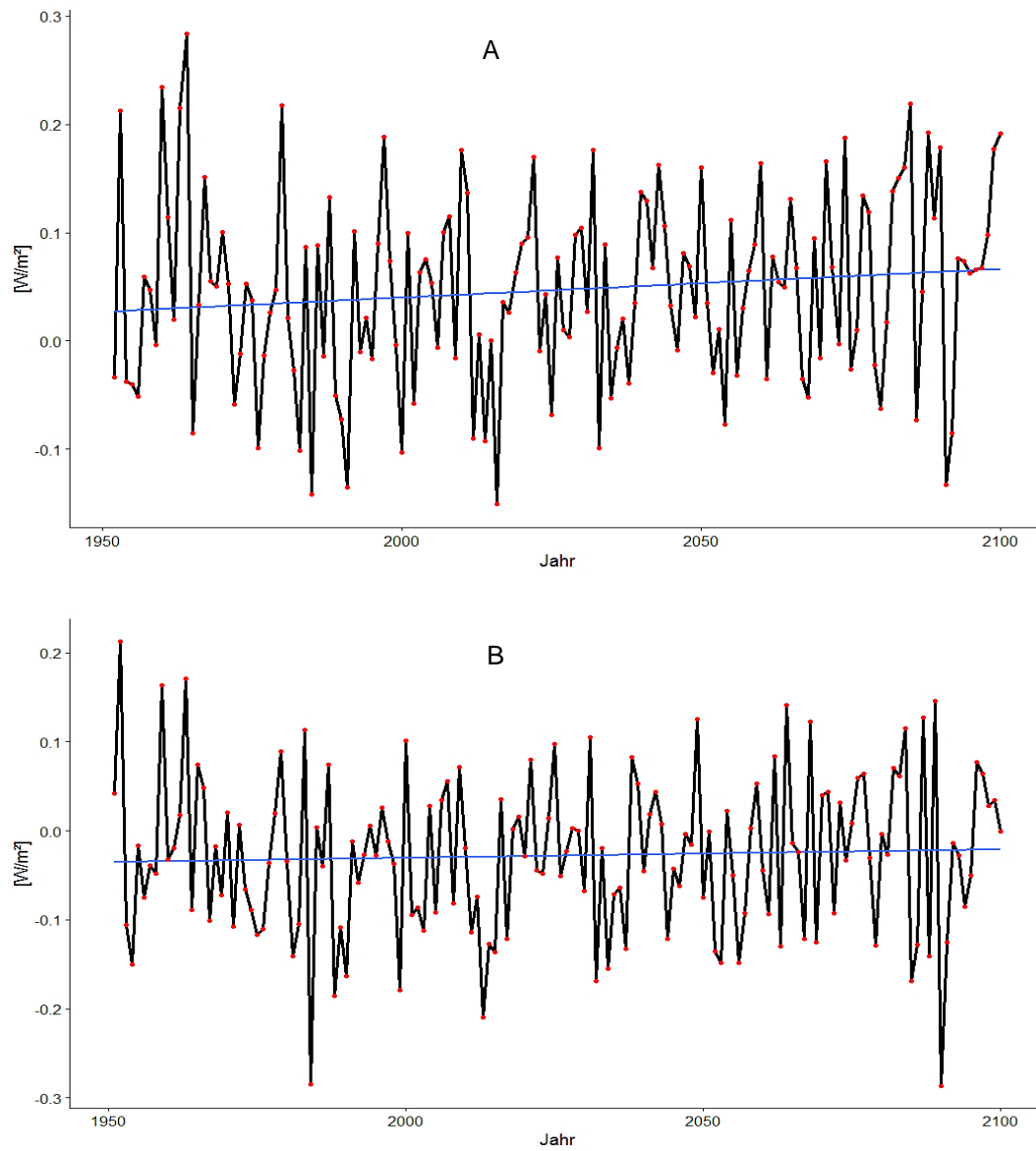


Abb. 14-12: Berechneter Jahresmittelwert des konvektiven Wärmetransports nach Szenarien B1 und A2 (A: Modellgebiet Dahlem und B: Modellgebiet Moabit)

15 Anthropogene Wärme

In diesem Kapitel wird der Einfluss der anthropogenen Wärme (Gebäude) auf die Temperaturentwicklung im Modellgebiet Dahlem verdeutlicht. Dabei wird in einem 2D-Wärmetransportmodell sowohl die klimatische Veränderung und ihr Einfluss auf die Bodentemperatur als auch die anthropogene Wärme von Gebäuden beachtet. Die Simulation wird in einem Abschnitt von 20 m und 100 m Tiefe im Modellgebiet Moabit durchgeführt.

Das 2D-Wärmetransportmodell basiert überwiegend auf dem konduktiven Wärmetransport. Die Wärmeleitfähigkeit und -kapazität wurde mit der gleichen Methode wie im 1D-Modell mit dem Unterschied simuliert, dass die Wärmeleitfähigkeit und -kapazität in der ungesättigten Zone in 2D-Wärmetransportmodell entspricht den Jahresmittelwert der berechneten Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität im 1D-Modell. Der jährliche durchschnittlich berechnete Bodenwassergehalt in der gesättigten Zone im Modellgebiet Moabit wurde als Basis für die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit und -kapazität eingesetzt. Ferner wurde in der gesättigten Zone der horizontale konvektive Wärmetransport in der Annahme vernachlässigt, dass der Zufluss und der Abfluss der Wärme im Modell gleich sind. Bei der anthropogenen Wärme wurde als Vereinfachung eine durchschnittliche Temperatur von 17 °C für den beheizten Keller eingegeben. Für die Freifläche wurde die Bodentemperaturentwicklung im Modellgebiet Moabit nach Szenario B2 als obere Randbedingung für einen Simulationszeitraum von 1951 bis 2100 festgelegt.

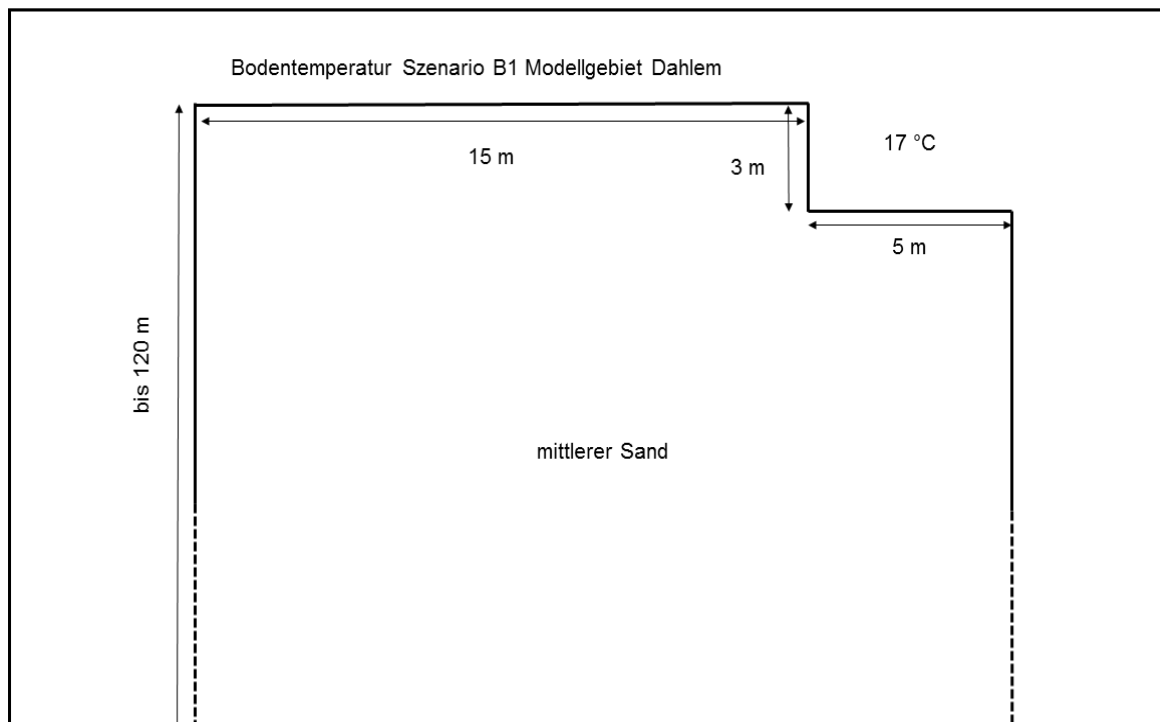


Abb. 15-1: Darstellung der Geometrie des 2D-Modells

Die Simulation hat den Einfluss der Landnutzungsänderung in Form von Gebäuden in Wechselwirkung mit den klimatischen Veränderungen auf die Grundwassertemperatur zu verdeutlichen. Dabei ist es wichtig, zwischen dem Einfluss der Lufttemperatur, der Bodentemperatur und der Wärmeübertragung von Gebäuden im Untergrund zu unterscheiden. Diese hängt letztlich vom Baujahr und von den verwendeten Baustoffen und der Konstruktion ab. Beheizte Keller, Tiefgaragen oder U-Bahnen können eine große Menge an Wärme durch erdreichberührte Bauteile transportieren. Diese Wärmemenge kann mithilfe des Wärmedurchgangskoeffizienten für verschiedene Baumaterialien abgeschätzt werden. Die Berechnung des Wärmedurchgangskoeffizienten richtet sich nach den Vorgaben der DIN EN ISO 6946 (DIN 2007). Diese basiert auf dem Wärmedurchlasswiderstand, der das Verhältnis zwischen der Dicke einer Schicht im Bauteil und ihrer Wärmeleitfähigkeit darstellt (DIN 2007).

Es gibt nur wenige Studien, die die Reichweite, den Einfluss der Gebäudewärme und den Zufluss im Untergrund unter Wechselwirkung der saisonalen Änderung der Lufttemperatur untersucht haben. Im hoch besiedelten Gebieten kann die Wärmeverteilung im Untergrund wichtige Information über die Dominanz des Faktors Urbanisierung und den Einflussfaktor Klima liefern. Die 2D-Simulation der Temperaturentwicklung im

Grundwasser unter Einfluss beheizter Keller kann ein besseres Verständnis über den Einfluss der anthropogenen Wärme auf die neutrale Zone und Temperaturprofile liefern. Ferner kann mithilfe dieser Simulation die Überschneidung oder Überlagerung der Faktoren Klima und Urbanisierung besser erklärt werden. Sowohl für eine nachhaltige oberflächennahe Geothermie als auch für Grundwasserschutzmaßnahmen ist dies von Bedeutung.

Abbildung 15-2 und 15-3 zeigen die Grundwassertemperaturentwicklung nach Szenario B1 (Erwärmungsrate $5,5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ Jahre}$) unter Einfluss eines beheizten Kellers. Es ist wichtig, bei dieser Simulation zwischen anthropogenen Einflüssen der Wärmeinsel an der Oberfläche und der unterirdischen Wärmeinsel, die sich durch kontinuierliche Wärmequellen wie Keller, Tiefgarage, Kanalisation, U-Bahn ergeben, zu unterscheiden. Die Erwärmungsrate an der Oberfläche beinhaltet in dieser Simulation sowohl den Einfluss der Urbanisierung als auch die potenzielle klimatische Erwärmung.

Die Ergebnisse der Simulationen zeigen, dass der beheizte Keller mit einer durchschnittlichen Temperatur von $17 \text{ }^\circ\text{C}$ nach 61 Jahren zu einem Anstieg der Grundwassertemperatur von etwa $1 \text{ }^\circ\text{C}$ in 100 m Tiefe und etwa $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ in einer Tiefe zwischen 15 und 20 m im Vergleich zu Simulationen ohne beheizte Keller geführt hat. Bei einem weiteren Anstieg der Grundwassertemperatur aufgrund der klimatischen Veränderungen und anthropogenen Wärme nehmen sowohl die Temperaturgradienten als auch der Einfluss der anthropogenen Wärme (beheizter Keller) ab. Dies wurde in der Simulation für die Jahre 2050 und 2100 festgestellt.

Anhand der Simulation wurde festgestellt, dass der Einfluss der beheizten Keller auf die Grundwassertemperatur mit steigender mittlerer Oberflächennahbodentemperatur abnimmt. Im Jahr 2012 beträgt der Temperaturanstieg durch beheizbare Keller $1,5^\circ\text{C}$. Diese wird 2050 nur noch 1°C und im Jahr 2100 nur noch $0,2^\circ\text{C}$ betragen. Dies bedeutet Folgendes: Je höher der Unterschied zwischen der jährlichen durchschnittlichen Lufttemperatur und der durchschnittlichen Temperatur in einer möglichen anthropogenen Wärmequelle im Untergrund ist, desto höher ist der Einfluss auf die Grundwassertemperatur.

Die Wärmemenge, die im Winter von dem beheizten Keller freigesetzt wird, ist größer als im Sommer. Dies führt zu einer horizontalen Verbreitung der anthropogenen Wärme in einer Tiefe von 7 bis 16 m. In dieser Tiefe ist der Einfluss der saisonalen

Änderung der Lufttemperatur und damit der Oberflächentemperatur sehr klein, sodass die anthropogene Wärme zu einer Verschiebung der neutralen Punkte führen kann. Die Temperatur am neutralen Punkte spiegelt in diesem Fall nicht die jährliche durchschnittliche Lufttemperatur oder Oberflächentemperatur wider. Dies kann zu einer falschen Interpretation der Temperaturprofile des Grundwassers führen.

Der Einfluss anthropogener Wärme der beheizten Keller hat in der Simulation zu einer anderen Entwicklung der Grundwassertemperaturprofile geführt als die Simulation ohne beheizte Keller. Diese Entwicklung kann in Bezug auf das Emissions-Szenario B1 bis ins Jahr 2100 in drei Entwicklungsphasen unterteilt werden:

- *Phase 1* (Abbildung 15-4 (C1) Jahr 2012): Die erste Phase ist von einem großen Unterschied zwischen durchschnittlicher Luft- oder Oberflächentemperatur und der Temperatur in der Wärmequelle (Keller) geprägt. In dieser Phase ist die Verteilung der anthropogenen Wärme in der Tiefe gleichmäßig. Dies liegt daran, dass die saisonale Abkühlung und Erwärmung des oberflächennahen Grundwassers eine Akkumulation der anthropogenen Wärme in der Tiefe vermeidet.
- *Phase 2* (Abbildung 15-4 (C2) Jahr 2050): In dieser Phase nimmt der Unterschied zwischen der jährlichen durchschnittlichen Lufttemperatur und der angenommenen Temperatur für den beheizten Keller ab. Diese führt sowohl zu einer Abnahme des Zuflusses von der Wärmequelle (Keller) als auch zu einer Abnahme der saisonalen Abkühlung des Untergrunds und einer Verschiebung und Überlagerung der anthropogenen Wärme in der Tiefe. Dabei kann der Einfluss der anthropogenen Wärme eine Tiefe von über 100 m erreichen.
- *Phase 3* (Abbildung 15-4 (C3) 2100): In dieser Phase ist die jährliche durchschnittliche Lufttemperatur in etwa gleich der angenommenen Temperatur für den beheizten Keller. Aufgrund der vorherrschenden Temperaturgradienten ist der anthropogene Wärmezufuhr im Vergleich zu Phase 1 und 2 mit einer Akkumulation der erhöhten Lufttemperatur und anthropogener Wärme in der Tiefe sehr klein. Dabei erreicht der Grundwassertemperaturunterschied in 100 m Tiefe zwischen der Simulation mit beheizten Kellern und ohne 1°C . Die Temperaturen an den neutralen Punkten sind in beiden Simulationen gleich.

Die Interaktion zwischen dem Einfluss des Klimas und der anthropogenen Wärme kann insbesondere bei Eintritt von mehreren anthropogenen Wärmequellen sehr komplex sein. Dabei kann die Grundwassertemperaturprofilentwicklung von Häufung von Faktoren kontrolliert werden. In diesem Fall ist es wichtig, den dominanten Faktor und ihre dominanten Zonen zu definieren. Dies ermöglicht und vereinfacht die Interpretation der Grundwassertemperaturprofile.

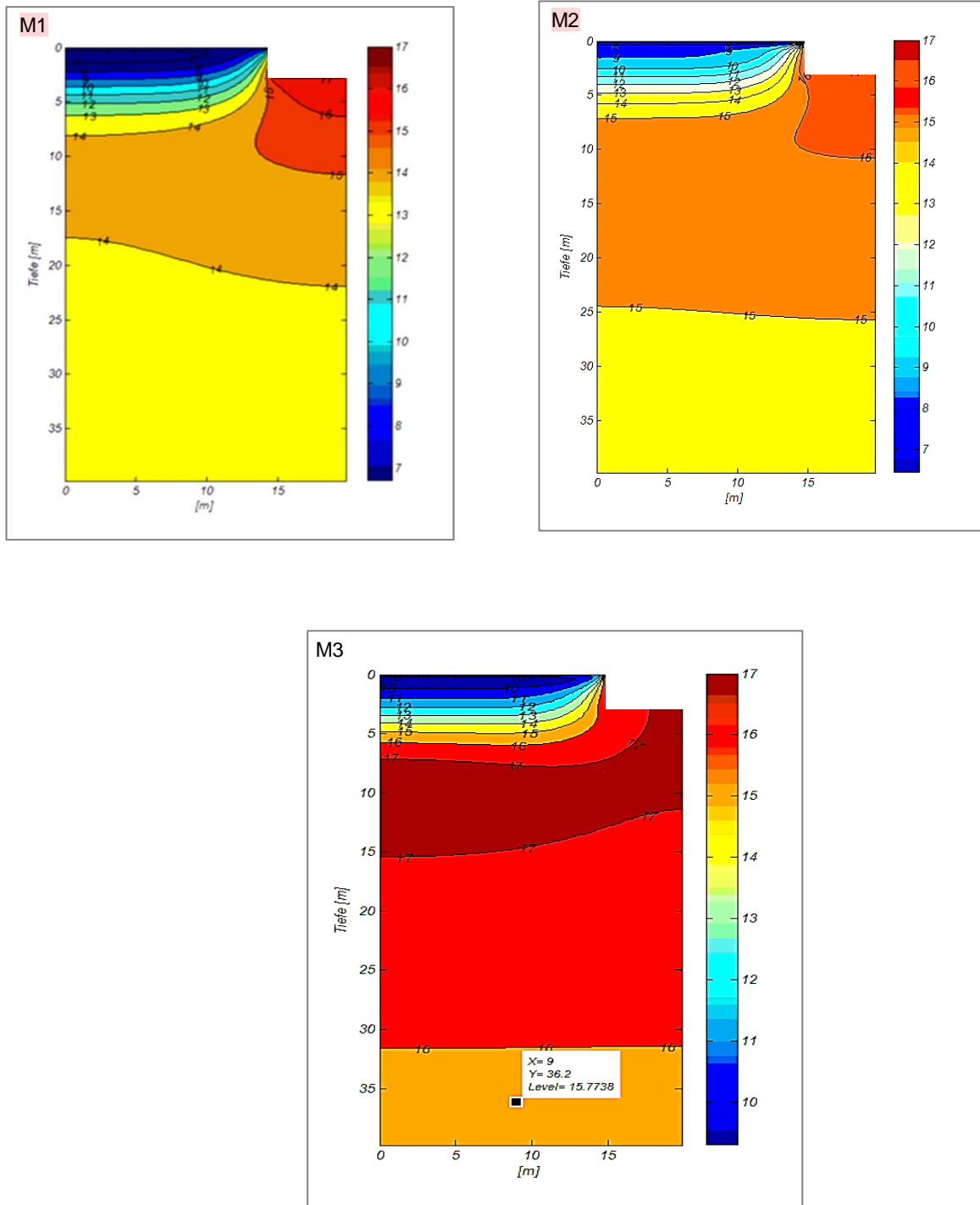


Abb. 15-2: Simulationsergebnisse der Grundwassertemperatur unter Einfluss von beheizten Kellern und Erwärmungsszenario B1 im Jahr 2012 (M1), 2050 (M2) und 2100 (M3) (Winter)

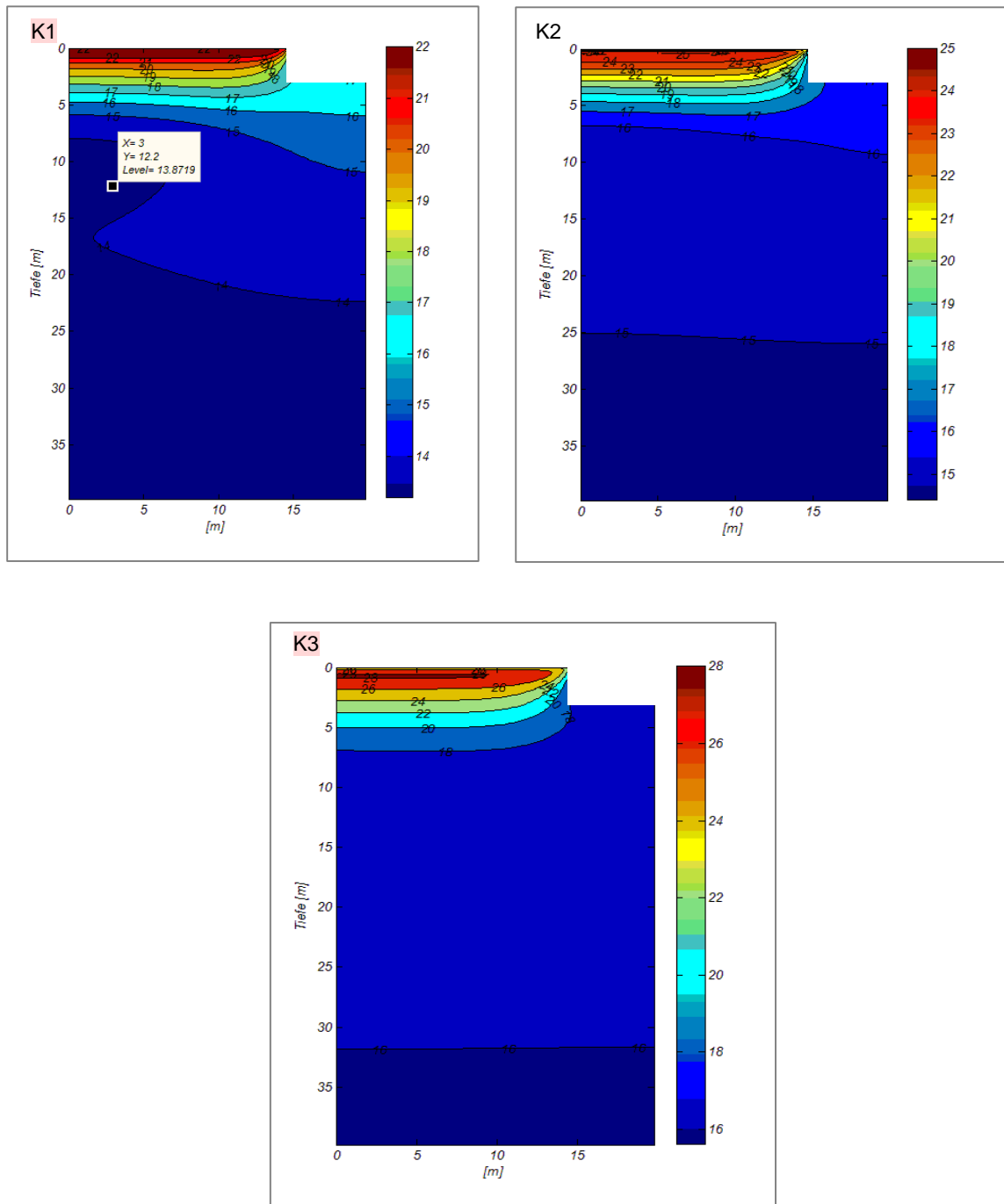


Abb. 15-3: Simulationsergebnisse der Grundwassertemperatur unter Einfluss von beheizten Kellern und Erwärmungsszenario B1 im Jahr 2012 (K1), 2050 (K2) und 2100 (K3) (Sommer)

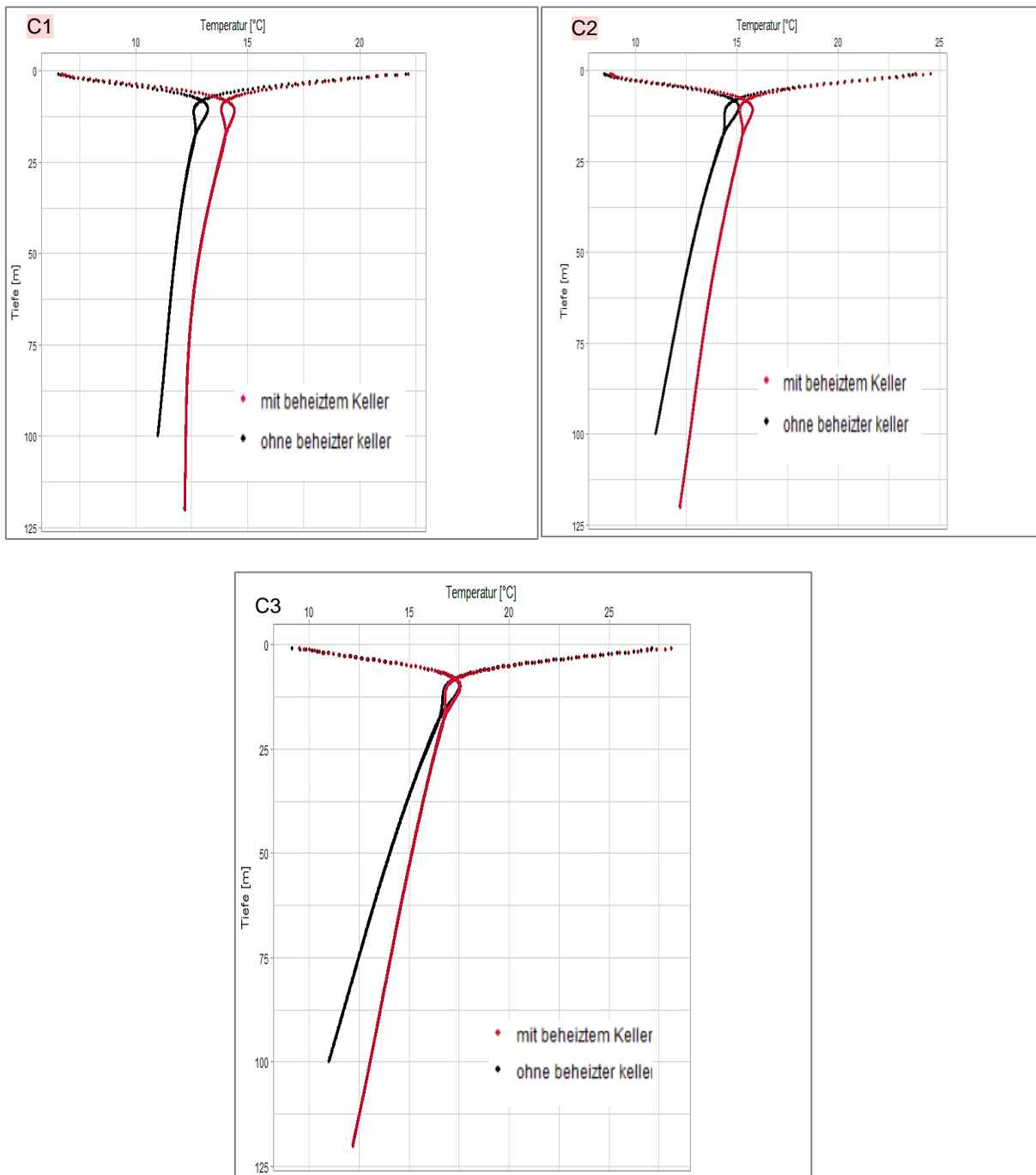


Abb. 15-4: Entwicklung der Temperaturprofile des Grundwassers mit und ohne beheizten Keller im Jahr 2012 (C1), 2050 (C2) und 2100 (C3)

16 Schlussfolgerung und Ausblick

Der simulierte Grundwassertemperaturanstieg in den Modellgebieten Dahlem und Moabit basiert auf einem einfachen 1D-homogenen numerischen Modell. Dabei verfolgt der Anstieg der Oberflächentemperatur zwei Szenarien. Das erste Szenario bezieht sich auf einen weiteren linearen Anstieg der Oberflächentemperatur wie in den letzten 61 Jahren. Beim zweiten Szenario wurde eine Verdopplung des Temperaturanstiegs ab 2012 im Vergleich zu Szenario B1 simuliert.

Bei der zweiten Simulation handelt sich um eine 2D-konduktive Wärmetransport-Modellierung der Wechselwirkung zwischen klimatischen Veränderungen und anthropogener Wärme im Modellgebiet Moabit. In dieser Simulation wurde eine 5 m lang und 3 m Tiefe beheizter Keller mit einer durchschnittlichen Temperatur von 17 °C als anthropogene Wärmequelle angenommen.

Die numerischen Modelle für den Bodenwasserhaushalt und Wärmetransport wurden in dieser Arbeit mithilfe des Computerprogramms Matlab vom Unternehmen MathWorks programmiert. In diesen Code wurden die wichtigsten Prozesse und Parameter für die Simulation der Wärmetransporte implementiert. Ferner wurden die Wärmedispersion und der Wasserdampftransport in den Simulationen vernachlässigt. In Abwesenheit der gemessenen Daten der Wärmeleitfähigkeit und -kapazität in den beiden Modellgebieten wurden als Vereinfachung die beiden Parameter in Bezug auf den berechneten Bodenwassergehalt abgeleitet. Der angenommene Erwärmungsgrad in den beiden Modellgebieten basiert auf real gemessenen Bodentemperaturdaten (Messstation botanischer Garten und Tempelhof) und Grundwassertemperaturen.

In Bezug auf die Ergebnisse der Simulationen kann der Einfluss der klimatischen Veränderungen nach Szenarien A2 und B2 die Grundwassertemperatur in einer Tiefe über 80 m erreichen. Mit Berücksichtigung der anthropogenen Wärme kann der Grundwassertemperaturanstieg über 100 m Tiefe unter der Geländeoberkante erreichen. Aufgrund der hohen Besiedlungsdichte und der hydrogeologischen Situation im Modellgebiet Moabit wird ein Anstieg der Grundwassertemperatur von 2 bis 4 °C bis 2050 und 4 bis 6 °C bis 2100 erwartet. Die anthropogene Wärme in dieser Simulation verstärkt den Grundwassertemperaturanstieg und führt zu einer Akkumulation der Wärme in der Tiefe (über 100 m).

Die Ergebnisse der Simulationen zeigen, dass der konduktive Wärmetransport im Vergleich zum konvektiven Wärmetransport in den beiden Modellgebieten der dominante Prozess ist. Dieser wird durch den Anstieg des Bodenwärmestroms in den nächsten 100 Jahren verstärkt. Der durchschnittliche simulierte Bodenwärmestrom im Zeitraum zwischen 2002 und 2012 liegt zwischen 0,88 und 2,6 Wm⁻². Die Fortsetzung des Anstieges der Lufttemperatur hat zur Zunahme des durchschnittlichen Bodenwärmestroms im Modellgebiet DAH zwischen 1 und 3 Wm⁻² und 1,3 und 4 Wm⁻² jeweils in den Zeiträumen von 2040 bis 2050 und von 2090 bis 2100 geführt. Der Bodenwärmestrom ist im Modellgebiet MOA aufgrund der Kombination des Einflusses des Klimas und der Urbanisierung etwa zweimal größer als im Modellgebiet DAH. Dieses erreicht im Zeitraum zwischen 2040 und 2050 einen Jahresmittelwert zwischen 2 und 5,4 Wm⁻². Im Zeitraum zwischen 2050 und 2100 kann der Bodenwärmestrom in Modellgebiet MOH anhand der Simulation einen Jahresmittelwert zwischen 3 und 6,6 Wm⁻² haben.

Die anthropogene Wärme von unterirdischen Baukonstruktionen wie Kellern, Tiefgaragen und U-Bahn-Tunneln kann einen signifikanten Einfluss auf die Grundwassertemperaturprofile haben. Im hoch besiedelten Gebiet hängt die Verteilung der anthropogenen Wärme im Untergrund von der Differenz zwischen der durchschnittlichen Temperatur der Wärmequelle und der Lufttemperatur ab. Diese nimmt mit steigender Lufttemperatur ab und führt zur Verschiebung der anthropogenen Wärme in der Tiefe. Dies kann besonders in Gebieten mit vorwiegend asphaltierten Straßen beobachtet werden, in denen die natürliche Erwärmung und Abkühlung des Untergrundes gestört ist.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bestätigen, dass die Grundwassertemperatur auf klimatische Veränderungen reagiert. Dabei ist ein alarmierender Anstieg der Grundwassertemperatur in dicht besiedelten Gebieten zu erwarten. Der zukünftige Einfluss des Anstiegs der Grundwassertemperatur auf das Grundwasserökosystem und seine Qualität ist noch nicht ausreichend erforscht worden. Sicher ist, dass der Anstieg der Lufttemperatur und damit der Oberflächentemperatur und Grundwassertemperatur die Lebensqualität in urbanen Gebiet und Ökosystemen von Flüssen und Seen beeinflussen wird (Caissie 2006).

In diesem Zusammenhang ist die Notwendigkeit gegeben, um Maßnahmen einzuleiten, damit ein weiterer möglicher Anstieg der Oberflächen- und Grundwassertemperatur und ihre Einflüsse auf die Lebensqualität in urbanen Gebieten minimiert werden. Diese Maßnahmen können als Anpassungsstrategien bezeichnet werden und sind meistens mit hohen Kosten verbunden. Als Grundlagen für diese Maßnahmen soll in Zukunft eine kontinuierliche Messung der Grundwassertemperatur und Oberflächentemperatur in hochbesiedelten Gebieten durchgeführt werden. Dies kann mit einer Wetterstation und einem Monitoring der Grundwasserqualität (Sauerstoffkonzentration und mikrobiologische Aktivität) kombiniert werden. Zielsetzung ist dabei, ein besseres Verständnis des Einflusses des Klimas und der Urbanisierung auf die Grundwassertemperatur und -qualität zu schaffen.

Die oberflächennahe Geothermie in hochbesiedelten Gebieten ist in diesem Zusammenhang ein wichtiges Thema. Dabei kann aufgrund des Anstieges der Grundwassertemperatur und der weiteren Entwicklung der neuen Technologien oberflächennahe Geothermie zur ökonomisch effizienten Nutzung der Wärme und der anthropogenen Wärme im Grundwasser führen. Die Risiken für die Grundwasserqualität und den Wärmehaushalt sind aber schwer abzuschätzen. Die Simulation einer Kombination von Lufttemperaturänderungsszenarien, anthropogener Wärme und mehreren Wärmeentnahmeanlagen kann als Voraussetzung dieser Arbeit gesehen und neue Informationen für die Nutzung der oberflächennahen Geothermie in urbanen Gebieten liefern.

17 Literaturverzeichnis

- Allen, R G. 2000. "REF-ET: reference evapotranspiration calculation software for FAO and ASCE Standardized Equations." *University of Idaho www. Kimberly. Uidaho. Edu/ref-Et*, 86.
- Allen, Richard G, Luis S Pereira, Dirk Raes, Martin Smith & a B W. 1998. "Crop Evapotranspiration - Guidelines for Computing Crop Water Requirements - FAO Irrigation and Drainage Paper 56." *Irrigation and Drainage* 300 (9): 1–15. doi:10.1016/j.eja.2010.12.001.
- Ashby, Steven F & Robert D. Falgout. 1996. "A parallel multigrid preconditioned conjugate gradient algorithm for groundwater flow simulations." *Nuclear Science and Engineering* 124 (1). American Nuclear Society: 145–59.
- Ashford, Oliver M. 1977. "Understanding Climatic Change: A Program for Action. National Academy of Sciences, Washington, DC 20418: Xv+ 239 Pp., 1975. *Environmental Conservation* 4 (01). Cambridge Univ Press: 75.
- Bäckström, Erika. 2006. "The surface energy balance and climate in an urban park and its surroundings Thesis 20p, Uppsala: Uppsala University, Master of Environmental and Water Engineering.
- Baker, John M & Donald G Baker. 2002. "long-term ground heat flux and heat storage." *Climatic Change* 54 (3). Springer: 295–303.
- Bernstein, L, P Bosch, O Canziani, Z Chen & R Christ. 2008. *IPCC, 2007: climate change 2007: synthesis report*. IPCC. <http://pure.iiasa.ac.at/8667/>.
- Betts, R A. 2000. "Offset of the potential carbon sink from Boreal Forestation by Decreases in Surface Albedo." *Nature* 408 (6809). Nature Publishing Group: 187–90. doi:10.1038/35041545.
- Braddock, R D, J Y Parlange & H Lee. 2001. "Application of a soil Water hysteresis model to simple water retention curves." *Transport in Porous Media* 44(3).Springer:407–20. <http://link.springer.com/article/10.1023/A:1010792008870>.
- Brielmann, Heike, Christian Griebler, Susanne I Schmidt, Rainer Michel & Tillmann Lueders. 2009. "Effects of thermal energy discharge on shallow groundwater ecosystems" 68: 273–86. doi:10.1111/j.1574-6941.2009.00674.x.
- Brielmann, Heike, Tillmann Lueders, Dipl Biol Kathrin Schreglmann, M Sc Francesco Ferraro, Dipl-Biol Maria Avramov, Dipl-Biol Verena Hammerl, Jun-Prof Dr Philipp Blum, Peter Bayer & Christian Griebler. 2011a. "Oberflächennahe Geothermie und Ihre potenziellen Auswirkungen auf Grundwasserökosysteme." *Grundwasser* 16 (2). Springer: 77–91.

- Brielmann, Heike, Tillmann Lueders, Kathrin Schreglmann, Francesco Ferraro, Maria Avramov, Verena Hammerl, Philipp Blum, Peter Bayer & Christian Griebler. 2011b. "Oberflächennahe Geothermie und ihre potenziellen Auswirkungen auf Grundwasserökosysteme", 77–91. doi:10.1007/s00767-011-0166-9.
- Brooks, R., H & T Corey, A. 1964. "Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design." *Transaction of the ASABE* 7 (7): 26–28. doi:10.13031/2013.40684.
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the Atmosphere. Theory, History, and Applications*; Dordrecht: Holland, D. Reidel Co.
- Budyko, Mikhail Ivanovich. 1982. "The earth's climate: past and future". New York, NY (USA) Academic Press.
- Caissie, Daniel. 2006. "The thermal regime of rivers: a review." *Freshwater Biology* 51 (8). Wiley Online Library: 1389–1406.
- Celia, M, E T Bouloutas & R L Zarba. 1990. "A General mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation." *Water Resources Research* 26 (1): 1483–96. doi:10.1029/WR026i007p01483.
- Chase, T N, R a. Pielke Sr., T G F Kittel, R R Nemani & S W Running. 2000. "Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter." *Climate Dynamics* 16 (2-3). Springer: 93–105. doi:10.1007/s003820050007.
- Christen, Andreas & Roland Vogt. 2004. "Energy and radiation balance of a central European city". *International journal of climatology*, 24(11), 1395–1421. doi:10.1002/joc.1074.
- Chung, Sang-Ok -O & Robert Horton. 1987. "Soil heat and water flow with a partial surface mulch." *Water Resources Research* 23 (12). Wiley Online Library: 2175–86. doi:10.1029/WR023i012p02175.
- Cui, Liu, Hu, Wang & Wen Hui Kuang. 2012. "Modeling the radiation balance of different urban underlying surfaces." *Chinese Science Bulletin* 57 (9). Springer: 1046–54. doi:10.1007/s11434-011-4933-x.
- Dai, Yongjiu, Xubin Zeng & Robert E Dickinson. 2001. "Common Land Model (CLM)" Technical documentation and user's guide. *Georgia Inst. of Technol., Atlanta*.
- Dai, Yongjiu, Xubin Zeng, Robert E Dickinson, Ian Baker, Gordon B Bonan, Michael G Bosilovich, A Scott Denning, et al. 2003. "The Common Land Model." *Bulletin of the American Meteorological Society* 84 (8): 1013–23.
- DIN, ENISO. 2007. "6946: 2008-04 Bauteile--Wärmedurchlasswiderstand und Wärmedurchgangskoeffizient--Berechnungsverfahren (ISO 6946: 2007)." *Deutsche Fassung EN ISO 6946*.

- Dines, W H. 1917. "The heat balance of the atmosphere." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 43 (182). 151–58.
- Dirmeyer, Paul A, Xiang Gao, Mei Zhao, Zhichang Guo, Taikan Oki & Naota Hanasaki. 2006. "GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface." *Bulletin of the American Meteorological Society* 87 (10): 1381–97.
- Dohr, Folker. 2011. Grundwassertemperaturen München, Referat für Gesundheit und Umwelt, Umweltschutz Grundwasser RGU-UW 12, Bericht von 2011.09.29.
- DWD. 2010. "Klimawandel im Detail – Zahlen und Fakten zum Klima in Deutschland ein kurzer Blick auf das Klima in Deutschland Im Jahr 2009" April.
- Feng, Man. 1999. "The effects of capillary hysteresis on the measurement of matric suction using thermal conductivity sensors". Master of science University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Ferguson, Grant & Allan D Woodbury. 2004. "Subsurface Heat Flow in an Urban Environment." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B2). Wiley Online Library.
- Field, C B, V R Barros, D J Dokken, K J Mach, M D Mastrandrea, T E Bilir, M Chatterjee, et al. 2014. "Climate Change 2014: Impacts, Adaptation & Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change". Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Figura, Simon. 2013. "The impact of climate change on groundwater temperature and oxygen concentration in Swiss aquifers", Doctoral dissertation, ETH Zurich.
- Figura, Simon, David M Livingstone, Eduard Hoehn & Rolf Kipfer. 2011. "Regime shift in groundwater temperature triggered by the Arctic Oscillation." *Geophysical Research Letters* 38 (23). Wiley Online Library.
- Flühler, Hannes & Kurt Roth. 2004. "Physik der ungesättigten Zone." *Skript zur Vorlesung Bodenphysik and Der ETH Zürich, Version, 374.*
- Gedney, Nicola & Paul J Valdes. 2000. "The effect of Amazonian deforestation on the northern hemisphere circulation and climate." *Geophysical Research Letters* 27 (19). Wiley Online Library: 3053. doi:10.1029/2000GL011794.
- Girod, B V S & Harald A Mieg. 2008. "Wissenschaftliche Und politische Gründe Für den Wandel Der IPCC-Szenarien." *GAIA Ecological Perspectives for Science and Society* 17 (3): 302–11.
- Green, W H & G A Ampt. 1911. "Studies on Soil Physics." *Journal of Agricultural Science* 4 (1). Cambridge Univ Press: 1–24.

- Savva, Y., Szlavecz, K., Pouyat, R. V., Groffman, P. M., & Heisler, G. "Effects of Land Use and Vegetation Cover on Soil Temperature in an Urban Ecosystem Effects of Land Use and Vegetation Cover on Soil Temperature in an Urban Ecosystem", no. January 2016. doi:10.2136/sssaj2009.0107.
- Gunawardhana, Luminda Niroshana & So Kazama. 2012a. "Statistical and numerical analyses of the influence of climate variability on aquifer water levels and groundwater temperatures : The impacts of climate change on aquifer thermal regimes." *Global and Planetary Change* 86-87. Elsevier B.V. 66–78. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.02.006.
- . 2012b. "Using subsurface temperatures to derive the spatial extent of the land use change effect." *Journal of Hydrology* 460-461. Elsevier: 40–51. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.06.042.
- Henning, Andreas & Alexander Limberg. 1995. "Das Grundwasser-Temperaturfeld von Berlin." *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, 2, 1, S. 97-104, Kleinmachnow.
- . 2012. "Veränderung des oberflächennahen Temperaturfeldes von Berlin durch Klimawandel und Urbanisierung brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge, 19, pp. 81-92.
- Holzbecher, Ekkehard. 2012. *Environmental Modeling: Using MATLAB*. Springer Science & Business Media.
- Huang, S, M Taniguchi, M Yamano & C Wang. 2009. "Detecting Urbanization Effects on Surface and Subsurface Thermal Environment--a Case Study of Osaka." *The Science of the Total Environment* 407 (9): 3142–52. doi:10.1016/j.scitotenv.2008.04.019.
- Hunt, Garry E, Robert Kandel & Ann T Mecherikunnel. 1986. "A history of presatellite investigations of the earth's radiation budget." *Reviews of Geophysics* 24 (2). Wiley Online Library: 351–56. doi:10.1029/RG024i002p00351.
- Huyakon, Peter, S Thomas & B Thompson. 1984. "Techniques for making finite elements competitive in modelling flow in variably saturated porous media." *Water Resources Research* 20 (20). Wiley Online Library: 1099–1115.
- Jacob, D. 2001. "A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin." *Meteorology and Atmospheric Physics* 77 (1-4). Springer: 61–73. doi:10.1007/s007030170017.
- Jacob, Daniela, Holger Göttel, Sven Kotlarski, Philipp Lorenz & Kevin Sieck. 2008. "Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland–Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien Für Deutschland." *Climate Change* 11: 154. doi:10.1038/480032a.
- Jensen, M E, J L Wright & B J Pratt. 1971. "Estimating soil moisture depletion from climate, crop and soil Data." *Transaction of the ASAE* 14 (5): 954–59.

- Jones, Jim E & Carol S Woodward. 2001. "Newton--Krylov-Multigrid solvers for large-scale, highly heterogeneous, variably saturated flow problems." *Advances in Water Resources* 24 (7). Elsevier: 763–74.
- Kiehl, J T & K E Trenberth. 1997. "Earth's annual global mean energy budget." *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78 (2): 197–208.
- Kollet, Stefan J, Ivana Cvijanovic, Dirk Schü, Reed M Maxwell, Arnold F Moene & Peter Bayer. 2009. "The influence of rain sensible heat and subsurface energy transport on the energy balance at the Land surface" 8 (4). doi:10.2136/vzj2009.0005.
- Kollet, Stefan J & Reed M Maxwell. 2006. "Integrated surface – groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model" 29: 945–58. doi:10.1016/j.advwatres.2005.08.006.
- Koolman, J & K H Röhm. 1998. "Taschenatlas der Biochemie. 2." *Stuttgart, New York*, 302f.
- Kurylyk, B L, K T B MacQuarrie, D Caissie & J M McKenzie. 2014. "Shallow groundwater thermal sensitivity to climate change and land cover disturbances : derivation of analytical expressions and implications for stream temperature projections." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 11 (5). Copernicus GmbH: 12573–626. doi:10.5194/hessd-11-12573-2014.
- Kurylyk, B L, K T B Macquarrie, D Caissie & J M Mckenzie. 2015. "Shallow groundwater thermal sensitivity to climate change and land cover disturbances : derivation of analytical expressions and implications for stream temperature modeling", 2469–89. doi:10.5194/hess-19-2469-2015.
- Kurylyk, Barret L, Kerry T B MacQuarrie & Jeffrey M McKenzie. 2014. "Climate change impacts on groundwater and soil temperatures in cold and temperate regions: implications, mathematical theory & emerging simulation tools." *Earth-Science Reviews* 138. Elsevier: 313–34. doi:10.1016/j.earscirev.2014.06.006.
- Kusuda, T & P. Archenbach. 1965. Earth temperature and thermal diffusivity at selected stations in the United States. *ASHRAE Transaction* 71, 61–75.
- Kuttler, Wilhelm. 2004. "Stadtklima." *Umweltwissenschaften und Schadstoff-Forschung* 16 (3). Springer: 187–99.
- Majorowicz, J, S E Grasby, G Ferguson, J Safanda, W Skinner, J Majorowicz, S E Grasby, G Ferguson, J Safanda & W Skinner. 2006. "Paleoclimatic reconstructions in western Canada from borehole temperature logs : surface air temperature forcing and groundwater flow." *Climate of the Past*, 2(1), 1-10.
- Maxwell & L. Miller. 2005. "Development of a coupled land surface and groundwater model", *Journal of Hydrometeorology*, 6(3), 233–47.

- Maxwell, Reed M, Stefan J Kollet, Steven G Smith, Carol S Woodward, Robert D Falgout, Ian M Ferguson, Chuck Baldwin, William J Bosl, Richard Hornung & Steven Ashby. 2009. "ParFlow User's Manual." *International Ground Water Modeling Center Report GWMI 1* (2009): 129p.
- Menberg, K, P Blum, B L Kurylyk & P Bayer. 2014. "Observed groundwater temperature response to recent climate change." *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (11). Copernicus GmbH: 4453–66. doi:10.5194/hess-18-4453-2014.
- Mualem, Yechezkel. 1984. "A modified dependent-domain theory of hysteresis." *Soil Science* 137 (5). LWW: 283–91. doi:10.1097/00010694-198405000-00001.
- Mulaem, Y. 1976. "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media." *Water Resources Research* 12 (3). 513–22.
- Nakicenovic, N., & Swart, R. (2000). Special report on emissions scenarios. Special Report on Emissions Scenarios, Edited by Nebojsa Nakicenovic and Robert Swart, Pp. 612. ISBN 0521804930. Cambridge, UK: Cambridge University Press, July 2000., 1.
- Nearing, M a, B Y Liu, L M Risse & X Zhang. 1996. "Curve numbers and green-ampt effective hydraulic conductivities." *Water Resources Bulletin* 32 (1). Wiley Online Library: 125–36. doi:10.1111/j.1752-1688.1996.tb03440.x.
- Neuman, Shlomo P. 1973. "Saturated-unsaturated seepage by Finite Elements." *J. Hydraul. Div., Proc., ASCE*. 99 (HY12). ASCE: 2233.
- Ohmura, Atsumu & Hans Gilgen. 1993. "Re-Evaluation of the global energy balance." *Interaction between Global Climate Subsystems the Lagacy of Hann*. Wiley Online Library, 93–110. doi:10.1029/GM075p0093.
- Oke, T R. 1973. "City size and the urban heat island." *Atmospheric Environment* 7 (8). Elsevier: 769–79. doi:10.1016/0004-6981(73)90140-6.
- . 1982. "The energetic basis of the urban heat island." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 108 (455). Wiley Online Library: 1–24. doi:10.1002/qj.49710845502.
- Paltridge, G W & C M R Platt. 1976. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Elsevier, New York. Elsevier Scientific Pub. C.
- Peixoto, J P & A H Oort. 1992. *Physics of climate*, American Institute of Physics. New York, 520.
- Pollack, Henry N & Shaopeng Huang. 2000. "Climmate reconstruction from subsurface temperatures *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 339-365.

- Ponce, Victor M & Richard H Hawkins. 1996. "Runoff curve number: Has It reached maturity?" *Journal of Hydrologic Engineering* 1 (1). American Society of Civil Engineers: 11–19. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(1996)1:1(11).
- Rallison, Robert E. 1980. "Origin and evolution of the SCS runoff equation." In *Symposium on Watershed Management 1980*, 912–24.
- Ravi, Varadhan, Joseph R Williams, Ying Ouyang. 1998. "Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models." In *estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of Simple Mathematical Models*. EPA/600/R-97/128a EPA.
- Rawls, W J & D L Brakensiek. 1986. "Comparison between Green-Ampt and curve number runoff predictions." *Trans. Asae* 29 (6): 1597–99.
- Rawls, Walter J, Donald L Brakensiek & Norman Miller. 1983. "Green-Ampt infiltration parameters from soils data." *Journal of Hydraulic Engineering* 109 (1). American Society of Civil Engineers: 62–70. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1983)109:1(62).
- Richards, Lorenzo Adolph. 1931. "Capillary conduction of liquids through porous mediums." *Physics* 1 (5). AIP: 318–33.
- Schulla, Jörg & Karsten Jasper. 2007. "Model description Wasim-Eth." *Institute for Atmospheric and Climate Science, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich*, 181.
- Scott, P S, G J Farquhar & N Kouwen. 1983. "Hysteretic effects on net infiltration." *Am. Soc. Agri. Eng., St. Joseph, Mich*, pp. 163–170.
- SCS, U. S. 1972. SCS national engineering handbook, section 4: hydrology. *USDA, Washington DC*.
- SenStadt (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung) (Hrsg.) (2011):
Digitaler Umweltatlas Berlin, Karte 02.14.01 Grundwassertemperatur 20 m unter Geländeoberkante.
- Seto, Karen C & J Marshall Shepherd. 2009. "Global urban land-use trends and climate impacts." *Current Opinion in Environmental Sustainability* 1 (1). Elsevier: 89–95. doi:10.1016/j.cosust.2009.07.012.
- Shem, Willis & Marshall Shepherd. 2009. "On the impact of urbanization on summertime thunderstorms in Atlanta: two numerical model case studies." *Atmospheric Research* 92 (2). Elsevier: 172–89. doi:10.1016/j.atmosres.2008.09.013.
- Streutker, D R. 2003. "Satellite-measured growth of the urban heat island of Houston, Texas." *Remote Sensing of Environment* 85 (3). Elsevier: 282–89. doi:10.1016/S0034-4257(03)00007-5.

- Tang, Chao-Sheng, Bin Shi, Lei Gao, John L. Daniels, Hong-Tao Jiang & Chun Liu. 2011. "Urbanization effect on soil temperature in Nanjing, China." *Energy and Buildings* 43 (11). Elsevier B.V. 3090–98. doi:10.1016/j.enbuild.2011.08.003.
- Taniguchi, M, T Uemura & Y Sakura. 2005. "Effects of urbanization and groundwater flow on subsurface temperature in three megacities in Japan." *Journal of Geophysics and Engineering* 2 (4). IOP Publishing: 320–25. doi:10.1088/1742-2132/2/4/S04.
- Taniguchi, Makoto & Takeshi Uemura. 2005. "Effects of urbanization and groundwater flow on the subsurface temperature in Osaka, Japan." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152 (4). Elsevier: 305–13.
- Taniguchi, Makoto, Takeshi Uemura & Karen Jago-on. 2007. "Combined effects of urbanization and global warming on subsurface temperature in four Asian cities." *Vadose Zone Journal* 6 (3). Soil Science Society: 591. doi:10.2136/vzj2006.0094.
- Taylor, Craig A & Heinz G Stefan. 2009. "Shallow groundwater temperature response to climate change and urbanization." *Journal of Hydrology* 375 (3-4). Elsevier B.V. 601–12. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.07.009.
- Trusilova, K, M Jung, G Churkina, U Karstens, M Heimann & M Claussen. 2007. "Urbanization impacts on the climate in Europe : Numerical experiments by the PSU – NCAR Mesoscale Model (MM5)." *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47 (5): 1442–56. doi:10.1175/2007JAMC1624.1.
- USDA-SCS, S. C. S. 1985. National Engineering Handbook. Section 4: Hydrology Washington DC.
- Van Genuchten, M T, F J Leij & S R Yates. 1991. *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. United States Environmental Research Laboratory*. Citeseer. doi:10.1002/9781118616871.
- Van Genuchten, M Th. 1978. "Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new, closed-form analytical model." *Water Resour. Program, Dep. of Civ. Eng., Princeton Univ., Princeton, NJ*, no. September: 35.
- Van Genuchten, M Th. 1980. "A Closed-Form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils." *Soil Science Society of America Journal* 44 (5). Soil Science Society of America: 892–98. doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.
- Van Mullem, Joseph Alphonse. 1989. "Applications of the Green-Ampt infiltration model to watersheds in Montana and Wyoming." Doctoral dissertation Montana State University-Bozeman, College of Engineering.
- Vasconcellos, C Al B & J C C Amorim. 2001. "Numerical simulation of unsaturated flow in porous media using a Mass-conservative model." In *16th Brazilian Congress of Mechanical Engineering*, Vol. 8, 140.

- Walkenhorst, Oliver & Manfred Stock. 2009. "Regionale Klimaszenarien Für Deutschland Eine Leseanleitung." *E-Paper Der ARL*, no. 6: 24. <http://shop.arl-net.de/regionale-klimaszenarien-fur-deutschland-eine-lesanleitung.html>.
- Webb, Bruce W, David M Hannah, R Dan Moore, Lee E Brown & Franz Nobilis. 2008. "Recent advances in stream and river temperature research." *Hydrological Processes* 22 (7). Wiley Online Library: 902–18.
- Wright, James L. 1981 "Crop coefficients for estimates of daily crop evapotranspiration." *Irrigation scheduling for water and energy conservation in the 80s*, ASAE, Dec. St. Joseph, Mich.
- Zschätzsch, B, B Gutt, M Wagner, A Huber & S Hannappel. 2012. *Potenzialstudie zur Nutzung der geothermischen Ressourcen des Landes Berlin, projektbericht von 07.06.2012, Auftraggeber Senatsverwaltung für Gesundheit, Umwelt und Verbraucherschutz (II E) (nicht veröffentlicht)*.