

ISSN 1860-0387

DISSERTATION 7 | 2017

DISSERTATION 7 | 2017
Helmholtz Zentrum für Umweltforschung – UFZ
Department Bodenphysik

Gundula Heike Hauernert

Messtechnische und modellgestützte Untersuchungen zum Boden- und Landschaftswasserhaushalt im Westfläming

Helmholtz Zentrum für
Umweltforschung – UFZ
Permoserstraße 15
04318 Leipzig
www.ufz.de

NICHT ZUM VERKAUF BESTIMMT.

Gundula Heike Hauernert | Messtechnische und modellgestützte Untersuchungen zum ...

7 | 2017

**MESSTECHNISCHE UND MODELLGESTÜTZTE
UNTERSUCHUNGEN ZUM BODEN- UND
LANDSCHAFTSWASSERHAUSHALT
IM WESTFLÄMING**

**Dissertation
zur Erlangung des
Doktorgrades der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)**

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät III
Agrar- und Ernährungswissenschaften,
Geowissenschaften und Informatik

der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

vorgelegt von

Frau **Gundula Heike Haunert**
geboren am 11. Oktober 1985 in Wuppertal

Gutachter:

Prof. Dr. Ralph Meißner
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

Prof. Dr. Jürgen Schmidt
TU Bergakademie Freiberg

Tag der Disputation: 8. Juni 2017

KURZFASSUNG

Viele hydrologische und bodenkundliche Fragestellungen setzen flächendeckende Informationen über den Boden- und Landschaftswasserhaushalt voraus. Aufgrund finanzieller, zeitlicher und personeller Zwänge werden Messungen jedoch oft nur an Pegeln und nicht an weiteren Stellen im Einzugsgebiet vorgenommen. Ziel dieser Arbeit ist es, Mess- und Auswerteverfahren zu entwickeln, welche wesentlich genauere Informationen in der Fläche mit vertretbarem Aufwand liefern. Zu diesem Zweck wird ein Bottom-up-Ansatz genutzt, um Untersuchungen in verschiedenen großen Skalenebenen (Mikro-, Meso-, Makroskala) vorzunehmen und diese zu kombinieren. Aus diesem Grund wurden an sechs repräsentativen Standorten im *Westfläming* bodenhydrologische Monitoringstationen auf landwirtschaftlich und forstwirtschaftlich genutzten Flächen installiert und entsprechende Messungen durchgeführt. Diese wurden durch hydrologische Messungen an Grundwasserpegeln sowie am Gebietsauslass des Einzugsgebiets der Grimmer Nuthe, dem Pegel Strinum, ergänzt. Zudem wurde für dieses Einzugsgebiet eine detaillierte hydrologische Modellierung mit dem physikalisch basierten Modell WaSiM-ETH durchgeführt. Außerdem wurden aus Gründen der Vergleichbarkeit Berechnungen der mittleren jährlichen Sickerwasserraten innerhalb der administrativen Einheit *Westfläming* mit dem einfachen, empirischen TUB-BGR-Verfahren durchgeführt.

Da für eine erfolgreiche Modellanwendung eine räumlich und zeitlich plausible Darstellung der Bodenfeuchte notwendig ist, wurden skalenübergreifend für die Kalibrierung und Validierung der eingesetzten Modelle die hydrologischen und bodenhydrologischen Messungen herangezogen. Von zentraler Bedeutung war dabei stets die Frage, wie hoch die Übereinstimmung gemessener und modellierter Werte an den einzelnen Monitoringstationen auf den unterschiedlich großen Skalenebenen war. Somit bildeten die Messungen im Untersuchungsgebiet die Datengrundlage und lieferten zudem ein besseres Prozessverständnis für die Modellanwendung.

Durch die Kombination verschiedener Methoden und Modelle wurde im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe eine deutliche Verbesserung der Modellierungsergebnisse mit WaSiM-ETH erreicht, insbesondere im Hinblick auf die räumliche Plausibilität. Es wurde gezeigt, dass es nicht ausreicht bzw. empfehlenswert ist, nur Abflussmessungen am Pegel Strinum für die Kalibrierung und Validierung von WaSiM-ETH heranzuziehen, da hierdurch das hydrologische Geschehen im Einzugsgebiet nur unvollständig erfasst wird. Erst durch die Einbeziehung weiterer (boden-)hydrologischer Daten in die Modellierung (multikriterielle Kalibrierung) wurde eine räumlich plausible Darstellung der meisten Wasserhaushaltskomponenten erreicht. Dabei können im Einzugsgebiet vorliegende kleinräumige Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt umso besser berücksichtigt werden, je mehr Bodenfeuchtemessungen im Untersuchungsgebiet vorliegen. Eine annähernd 100 %-ige Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Werten wurde nicht erreicht, da auch die Messungen an den Messstandorten nur Stichproben darstellen. Die Tendenzen der gemessenen Werte wurden jedoch zufriedenstellend durch WaSiM-ETH abgebildet. Die hohen Übereinstimmungen zwischen gemessenen und modellierten Werten auf der Mikro-, Meso- und Makroskala sowie zwischen den verschiedenen Modellen und Methoden belegen die Gültigkeit des neu entwickelten Ansatzes.

In Zukunft wird im Rahmen der hydrologischen Modellierung der Bottom-up-Ansatz an Bedeutung gewinnen, da eine immer umfassendere räumlich plausible Darstellung der Ergebnisse gefordert wird. Der Bottom-up-Ansatz ist zwar im Vergleich zu herkömmlichen Modellierungsansätzen deutlich aufwendiger, führt jedoch zu einer wesentlichen Verbesserung der Modellierungsergebnisse.

SUMMARY

Many hydrological and pedological questions require spatial information on soil and landscape water budget. Since financial, temporal as well as human resources are limited, it is common to take measurements only at gauge stations. However, additional measurements at further sites in the catchment area are frequently not performed. In order to achieve more detailed spatial information with a reasonable effort, this study will focus on the development of new measurement routines and evaluation methods. For this reason, a bottom-up approach is employed to conduct investigations on the micro, meso and macro scale and to combine them with each other. Therefore, hydropedological monitoring stations at six representative sites in the region of *Westfläming* were installed on agricultural and forestry use areas, and measurements were subsequently taken. In addition, hydrological measurements of groundwater levels as well as at the outlet of the river *Grimmer Nuthe*, the gauge station Strinum, were taken into account. Furthermore, a detailed hydrological modelling with the physically based model WaSiM-ETH was conducted for this catchment area. To allow for comparison, mean annual percolation rates within the administrative region of *Westfläming* were calculated by applying the basic, empirical TUB-BGR-method.

For a successful model application, a plausible spatial-temporal representation of soil moisture is necessary. Consequently, the measured hydrological and hydropedological values were taken into account at all scale levels for calibrating and validating the models used in this study. Key to the investigation was the question how well the measured values complied with the modelled values at the particular monitoring stations and at different scale levels. Hence, the measurements in the catchment area form the data basis and provide a better understanding of the ongoing processes for the model application.

By combining different methods and models, a considerable improvement of the model results of WaSiM-ETH was achieved within the catchment area of the *Grimmer Nuthe*, in particular with respect to the spatial plausibility. It was shown that it does not suffice – nor is it advisable – to solely rely on measurements of discharge at the gauge station of Strinum for calibrating and validating WaSiM-ETH, as not all hydrological processes in the catchment area are represented here. By incorporating additional pedological and hydropedological data for modelling (multi-criteria calibration), a plausible spatial distribution of most components of the soil water budget was achieved. Furthermore, by increasing the number of soil moisture measurements in the study area, small-scale variations of the soil water budget in the catchment area were more appropriately addressed. Small differences between the measured and modelled values remained due to the fact that the measurements at the monitoring stations were only samples, too. However, the trends of the measured values were adequately confirmed by WaSiM-ETH. The high degree of concordance between the measured and modelled values on the micro, meso and macro scale as well as between the results of the different methods and models proves the validity of the newly developed approach.

In future, the bottom-up approach will become more important for hydrological modelling, since many questions necessitate plausible spatial data. Although the bottom-up approach is more costly in terms of time than traditional modelling approaches, it considerably improves modelling results.

INHALTSVERZEICHNIS

KURZFASSUNG	I
SUMMARY	II
INHALTSVERZEICHNIS	III
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	V
TABELLENVERZEICHNIS	IX
VERZEICHNIS DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN	XI
VERZEICHNIS DER VERWENDETEN SYMBOLE	XIV
1 EINLEITUNG	1
1.1 Motivation	1
1.2 Problemstellung und Ziele	2
1.3 Forschungsstand	4
1.3.1 Ursachen kleinräumiger Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und deren messtechnische Erfassung	4
1.3.2 Hydrologische Modellierung	8
1.3.3 TUB-BGR-Verfahren	12
1.4 Untersuchungsgebiet und Monitoringstandorte	16
1.5 Überblick	23
2 DATENGRUNDLAGEN UND METHODISCHES VORGEHEN	25
2.1 Datengrundlagen	25
2.1.1 Klimadaten	25
2.1.2 Klimamodelldaten / Klimaszenarien	25
2.1.3 Experimentell erhobene Daten im <i>Westfläming</i>	27
2.1.4 Weitere relevante Daten	28
2.2 Methodik	28
2.2.1 Klima- und Klimamodelldaten	28
2.2.2 Berechnung der FAO-Grasreferenzverdunstung	31
2.2.3 Auswertung der Saugspannungsmessungen und Bodenwasserhaushaltsdaten	32
2.2.4 Wasserhaushaltsmodellierung mit WaSiM-ETH	32
2.2.5 Berechnung der jährlichen Sickerwasserraten mit dem TUB-BGR-Verfahren	40
3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION	43
3.1 Wetter, Witterung und Klima im <i>Westfläming</i>	43
3.1.1 Klimatische Bedingungen 1991–2010	43
3.1.2 Aktuelle klimatische Bedingungen an der Klimastation Wittenberg (2011–2013)	45
3.1.3 Prognostizierte klimatische Bedingungen 2011–2070	49

3.2 Experimentelle Erfassung kleinräumiger Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und in der Bodenwasserdynamik im <i>Westfläming</i>.....	55
3.2.1 Saugspannungsmessungen an den Monitoringstandorten im <i>Westfläming</i> (01.05.2011–31.10.2013).....	55
3.2.2 Unterschiede und Gemeinsamkeiten in der Bodenwasserdynamik der Monitoringstandorte	61
3.2.3 Diskussion	67
3.3 Wasserhaushaltsmodellierung im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe mit WaSiM-ETH.....	74
3.3.1 Entwicklung des Abflusses am Pegel Strinum (01.11.1991–31.10.2012)	74
3.3.2 Modellparametrisierung, -kalibrierung und -validierung	76
3.3.3 Modellierung des Ist-Zustandes (01.11.1991–31.10.2010).....	79
3.3.4 Abschätzung möglicher Auswirkungen des Klimawandels auf den Boden- und Landschaftswasserhaushalt (2011–2070).....	108
3.4 Abschätzung der jährlichen Sickerwasserraten im <i>Westfläming</i> mit dem TUB-BGR-Verfahren	110
3.4.1 Beispielgebiete für die Auswertung der jährlichen Sickerwasserraten im <i>Westfläming</i>	110
3.4.2 Ist-Zustand (1991–2010)	112
3.4.3 Zukünftige Entwicklungen (2011–2070)	115
3.4.4 Diskussion	123
3.4.5 Validierung des TUB-BGR-Verfahrens für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe.....	134
3.4.6 Grenzen des TUB-BGR-Verfahrens	134
3.4.7 Vergleich des TUB-BGR-Verfahrens mit anderen Methoden und Verfahren.....	137
4 BEWERTUNG DES BOTTOM-UP-ANSATZES	138
5 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK	142
5.1 Zusammenfassung.....	142
5.2 Schlussfolgerungen und Ausblick	145
LITERATURVERZEICHNIS	149
ANHANG	170
LEBENS LAUF.....	185
EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG.....	186
DANKSAGUNG.....	187

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1.1:	Kriterien für die Wahl der einzusetzenden Methode oder des einzusetzenden Modells	2
Abb. 1.2:	Ausgewählte Einflussfaktoren auf den Boden- und Landschaftswasserhaushalt.....	3
Abb. 1.3:	Geographische Lage der Monitoringstationen im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe.....	18
Abb. 1.4:	Bodenhydrologische Monitoringstandorte im <i>Westfläming</i>	19
Abb. 1.5:	Bodenprofile der Monitoringstationen im <i>Westfläming</i> mit ausgewählten bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften.....	20
Abb. 1.6:	Bottom-up-Ansatz	24
Abb. 2.1:	Downscaling-Ansatz der Klimamodelldaten.....	27
Abb. 2.2:	Modellstruktur, Teilmodelle und Datenflüsse in WaSiM-ETH	33
Abb. 2.3:	Vorgehensweise bei der Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe	39
Abb. 2.4:	Methodisches Vorgehen bei der Berechnung der jährlichen Sickerwasserraten mit dem TUB-BGR-Verfahren	42
Abb. 3.1:	Entwicklung der Jahresmitteltemperaturen und der Jahresniederschlagsmengen an der Klimastation Wittenberg (1951–2010)	43
Abb. 3.2:	Klimadiagramm und mittlere klimatische Wasserbilanz an der Klimastation Wittenberg (1991–2010)	44
Abb. 3.3:	Klimatische Bedingungen an der Klimastation Wittenberg (2011–2013).....	47
Abb. 3.4:	Veränderungen der mittleren Lufttemperatur im <i>Westfläming</i> s (2011–2070).....	50
Abb. 3.5:	Boxplots der Jahresmitteltemperaturen und der mittleren Temperaturen im Sommerhalbjahr im <i>Westfläming</i>	51
Abb. 3.6:	Veränderungen der Niederschlagsmengen im <i>Westfläming</i> (2011–2070).....	52
Abb. 3.7:	Veränderungen FAO-Grasreferenzverdunstung im <i>Westfläming</i> (2011–2070)	52
Abb. 3.8:	Verteilung der aufgetretenen Waldbrandgefahrenstufen im Landkreis Anhalt-Bitterfeld in den Jahren 2011 (1. März bis 7. Oktober) und 2012 (17. März bis 30. September).....	53
Abb. 3.9:	Gemessene Saugspannungen am Standort <i>degradiertes Niedermoor</i> (01.05.2011–31.10.2013).....	56
Abb. 3.10:	Gemessene Saugspannungen am Standort <i>Kerchauer Äcker</i> (01.05.2011–31.10.2013).....	57
Abb. 3.11:	Gemessene Saugspannungen am Standort <i>Kiefernreinbestand</i> (01.05.2011–31.10.2013).....	58
Abb. 3.12:	Gemessene Saugspannungen am Standort <i>Buchenvoranbau</i> (01.05.2011–31.10.2013).....	59
Abb. 3.13:	Gemessene Saugspannungen am Standort <i>Paradies</i> (01.05.2011–31.10.2013)	60
Abb. 3.14:	Gemessene Saugspannungen am Standort <i>Eichenmischwald</i> (01.05.2011–31.10.2013).....	61
Abb. 3.15:	Saugspannungsmessungen an den Monitoringstationen im <i>Westfläming</i> (01.11.2011–28.08.2012)	62
Abb. 3.16:	Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort <i>Kiefernreinbestand</i> (01.11.2011–28.08.2012).....	63
Abb. 3.17:	Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort <i>Eichenmischwald</i> (04.04.–06.04.2012).....	64
Abb. 3.18:	Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort <i>Kiefernreinbestand</i> (05.07.–07.07.2012).....	64

Abb. 3.19: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort <i>degradiertes Niedermoor</i> (31.05.–02.06.2012)	65
Abb. 3.20: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort <i>Paradies</i> (01.08.–21.08.2012)	66
Abb. 3.21: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort <i>degradiertes Niedermoor</i> (01.08.–21.08.2012)	66
Abb. 3.22: Beobachtete Tag-Nacht-Rhythmen im Oberboden an ausgewählten Watermark-Sensoren der Monitoringstandorte <i>Kerchauer Äcker</i> , <i>Buchenvoranbau</i> und <i>Kiefernreinbestand</i>	67
Abb. 3.23: Unregelmäßiges Befeuchtungsmuster des Bodens nach einem Niederschlagsereignis am Standort <i>Kerchauer Äcker</i> (23.06.2011)	69
Abb. 3.24: Bedeckungsgrad der Kiefern am Standort <i>Kiefernreinbestand</i> (02.08.2012)	70
Abb. 3.25: Niederschlag an der Klimastation Wittenberg, gemessene Abflüsse am Pegel Strinum und die Zerlegung der Abflussganglinie in ihre Saison-, Trend und Zufallskomponente (01.11.1991–31.10.2012)	75
Abb. 3.26: Gemessener und mit WaSiM-ETH simulierter Abfluss am Pegel Strinum (250 m-Raster)	80
Abb. 3.27: Detailausschnitte des gemessenen und simulierten Gesamtabflusses am Pegel Strinum (250 m-Raster)	80
Abb. 3.28: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) am Pegel Strinum simulierte Abflusskomponenten und Niederschlagsmengen (250 m-Raster)	81
Abb. 3.29: Beobachteter und mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) modellierter Gesamtabfluss am Pegel Strinum im Kalibrierungs- und Validierungszeitraum	81
Abb. 3.30: Gemessene und simulierte Grundwasserstände an der Grundwassermessstelle 164OP in Polenzko (250 m-Raster)	82
Abb. 3.31: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an den Standorten <i>Kerchauer Äcker</i> , <i>Paradies</i> und <i>Eichenmischwald</i>	82
Abb. 3.32: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum an den Standorten <i>Kerchauer Äcker</i> , <i>Paradies</i> und <i>Eichenmischwald</i>	84
Abb. 3.33: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort <i>Eichenmischwald</i>	84
Abb. 3.34: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort <i>Kerchauer Äcker</i>	85
Abb. 3.35: Mit WaSiM-ETH simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort <i>Paradies</i>	86
Abb. 3.36: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte meteorologische und hydrologische Größen am Standort <i>Eichenmischwald</i> vom Januar bis März 2010 (Auflösung: 250 m x 250 m)	87
Abb. 3.37: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte meteorologische und hydrologische Größen am Monitoringstandort <i>Kerchauer Äcker</i> im Dezember 1997 (Auflösung: 250 m x 250 m)	88
Abb. 3.38: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe simulierter Gesamtabfluss, Grundwasserflurabstand und simulierte Grundwasserneubildung im hydrologischen Jahr 1997	90
Abb. 3.39: Für die Simulation verwendete Substrattypen, Landnutzung und Topographie im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe	91

Abb. 3.40: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe simulierte Werte für den mittleren Gesamtabfluss, mittleren Grundwasserflurstand und mittlere Grundwasserneubildung in den hydrologischen Jahren 1992–2010.....	91
Abb. 3.41: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte mittlere monatliche relative Bodenfeuchte im Wurzelraum im hydrologischen Jahr 1997 (Auflösung: 25 m x 25 m).....	94
Abb. 3.42: Gemessener und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierter Abfluss am Pegel Strinum (250 m-Raster)	96
Abb. 3.43: Vergleich der mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierten Gesamtabflüsse am Pegel Strinum bei unterschiedlich langen Vorlaufzeiten (250 m-Raster)	96
Abb. 3.44: Beobachteter und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierter Gesamtabfluss am Pegel Strinum	97
Abb. 3.45: Gemessene und mit WaSiM (mit Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an der Grundwassermessstelle 164OP (250 m-Raster).....	98
Abb. 3.46: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an den Standorten <i>Kerchauer Äcker</i> , <i>Paradies</i> und <i>Eichenmischwald</i>	98
Abb. 3.47: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum an den Monitoringstandorten <i>Kerchauer Äcker</i> , <i>Paradies</i> und <i>Eichenmischwald</i>	99
Abb. 3.48: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort <i>Eichenmischwald</i>	99
Abb. 3.49: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort <i>Kerchauer Äcker</i>	100
Abb. 3.50: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort <i>Paradies</i>	100
Abb. 3.51: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) für Januar und Februar 2010 simulierte meteorologische und hydrologische Größen am Standort <i>Kerchauer Äcker</i> (Auflösung 250 m x 250 m).....	101
Abb. 3.52: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) für das EZG der Grimmer Nuthe simulierter Gesamtabfluss, Grundwasserflurabstand und simulierte Grundwasserneubildung für das hydrologische Jahr 1997 und die Mittelwerte für die hydrologischen Jahre 1992–2010	103
Abb. 3.53: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum in den hydrologischen Jahren 1992–2010 (Auflösung: 250 m x 250 m).....	105
Abb. 3.54: Lage und Landnutzung der sechs Beispielgebiete im <i>Westfläming</i>	110
Abb. 3.55: Prozentuale Verteilung der Landnutzung in den sechs Beispielgebieten und im <i>Westfläming</i>	110
Abb. 3.56: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserraten 1991–2010 für den <i>Westfläming</i>	112
Abb. 3.57: Mittlerer Niedriggrundwasserstand im <i>Westfläming</i>	113
Abb. 3.58: Berechnete nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum für den <i>Westfläming</i>	113
Abb. 3.59: Variabilität der mittleren jährlichen Sickerwasserraten in den sechs Beispielgebieten im <i>Westfläming</i> (1991–2010).....	114
Abb. 3.60: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserraten 2051–2070 für den <i>Westfläming</i>	116
Abb. 3.61: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserrate für den <i>Westfläming</i>	116
Abb. 3.62: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserraten in Abhängigkeit von der Landnutzung im gesamten <i>Westfläming</i> 1991–2070 (Gebietsmittelwerte).....	117

Abb. 3.63: Relative Häufigkeiten der mittleren jährlichen Sickerwasserraten (1991–2070), der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum und des mittleren Niedriggrundwasserstandes im <i>Westfläming</i> und in den sechs Beispielgebieten	118
Abb. 3.64: Variabilität der mittleren jährlichen Sickerwasserraten in den sechs Beispielgebieten im <i>Westfläming</i> (2011–2070).....	120
Abb. 3.65: Entwicklung der jährlichen klimatischen Wasserbilanz, des Sommer- und Winter Niederschlags sowie der berechneten mittleren jährlichen Sickerwasserraten im Beispielgebiet <i>Mischnutzung</i>	121
Abb. 3.66: Gegenüberstellung der gemessenen Abflüsse am Pegel Strinum und der mit dem TUB-BGR-Verfahren berechneten Sickerwasserraten für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe (1992–2010).....	135
Abb. 3.67: Rohwasserfördermengen an den Wasserfassungen Dobritz II, Lindau-Süd und Nedlitz (1991–2012)	135
Abb. 4.1: Verknüpfungen und Datenflüsse im Rahmen des Bottom-up-Ansatzes.....	139

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1.1:	Vor- und Nachteile von Watermark-Sensoren	7
Tab. 1.2:	Ausgewählte Eigenschaften verschiedener (hydrologischer) Modelltypen.....	10
Tab. 1.3:	Ausgewählte Beispiele für die räumlich differenzierte Darstellung von Ergebnissen der Wasserhaushaltssimulation mit verschiedenen hydrologischen Modellen	12
Tab. 2.1:	Klimadaten und ihre Verwendung in der Arbeit	25
Tab. 2.2:	Messzeiträume und Messausfälle an den Monitoring- und Niederschlagsmess- stationen im <i>Westfläming</i>	28
Tab. 2.3:	Weitere in der Arbeit verwendete relevante Daten	29
Tab. 3.1:	Klimatische Bedingungen im <i>Westfläming</i> 1991–2010.....	44
Tab. 3.2:	Statistische Kennwerte der klimatischen Bedingungen an der Klimastation Witten- berg (2011–2013)	46
Tab. 3.3:	Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtestes für die Lufttemperaturen im <i>Westfläming</i>	50
Tab. 3.4:	Prognostizierte klimatische Bedingungen im <i>Westfläming</i> 2011–2070	50
Tab. 3.5:	Humiditätsindex i nach Martonne	53
Tab. 3.6:	Transpirationskoeffizienten ausgewählter Pflanzen	54
Tab. 3.7:	Spannweite der gemessenen Saugspannungswerte [cbar] an den Monitoringstand- orten im <i>Westfläming</i> (01.11.2011–28.08.2012).....	62
Tab. 3.8:	Reaktionszeiten [min] der eingebauten Watermark-Sensoren auf das Niederschlags- ereignis vom 5. Juli 2012 am Standort <i>Kiefernreinbestand</i>	65
Tab. 3.9:	Schwellenwerte der Saugspannungen [cbar] für das Auftreten von Tag-Nacht- Rhythmen an den Monitoringstandorten im <i>Westfläming</i> (01.11.2011–28.08.2012)	67
Tab. 3.10:	Ausgewählte gewässerkundliche Hauptzahlen des Durchflusses [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] der Grim- mer Nuthe, Pegel Strinum, sowie die monatlichen Durchflusskoeffizienten DK [–] (01.11.1991–31.10.2010)	76
Tab. 3.11:	Ausgewählte statistische Kenngrößen der jährlichen Niederschlagsmengen an der Klimastation Wittenberg und der jährlichen Abflussmengen am Pegel Strinum	76
Tab. 3.12:	Verwendete Bodenklassen für die Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe	77
Tab. 3.13:	Verwendete Landnutzungsklassen für die Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugs- gebiet der Grimmer Nuthe	77
Tab. 3.14:	Statistische Kenngrößen des beobachteten und simulierten Abflusses am Pegel Strinum [mm d^{-1}]	79
Tab. 3.15:	Ausgewählte Simulationsergebnisse am Standort <i>Eichenmischwald</i> (WaSiM ohne Grundwassermodell)	87
Tab. 3.16:	Ausgewählte Simulationsergebnisse an den Standorten <i>Kerschauer Äcker</i> , <i>Paradies</i> und <i>Eichenmischwald</i> (WaSiM-ETH ohne Grundwassermodell).....	88
Tab. 3.17:	Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) modellierte Wasserbilanzen im Ein- zugsgebiet der Grimmer Nuthe. Die Berechnungen erfolgten auf einem 250 m x 250 m Raster.....	89
Tab. 3.18:	Statistische Kenngrößen des beobachteten und mit WaSiM-ETH (mit Grundwasser- modell) simulierten Abflusses am Pegel Strinum [mm d^{-1}]	97
Tab. 3.19:	Ausgewählte Simulationsergebnisse an den Standorten <i>Kerschauer Äcker</i> , <i>Paradies</i> und <i>Eichenmischwald</i> (WaSiM-ETH mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf)	102
Tab. 3.20:	Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) modellierte (Gebiets-)Wasserbilanzen im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe	102

Tab. 3.21: Prozentuale Verteilung der Bodentypen und deren durchschnittliche nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum in den sechs Beispielgebieten und im <i>Westfläming</i>	111
Tab. 3.22: Mittlere Werte der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum und des mittleren Niedriggrundwasserstandes im gesamten <i>Westfläming</i>	111
Tab. 3.23: Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtests und der Regressionsanalyse (1991–2070)	117
Tab. 3.24: Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtests und der Regressionsanalyse für zwei Fallbeispiele im Beispielgebiet <i>Mischnutzung</i> (1991–2070)	122
Tab. 3.25: Ausgewählte zukünftige Herausforderungen für Wasser-, Land-, Forstwirtschaft und Naturschutz im <i>Westfläming</i> und mögliche Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel	130
Tab. 3.26: Ermittelte Höhen der Sickerwasserraten und Abflussspenden nach unterschiedlichen Ansätzen	137
Tab. 4.1: Vor- und Nachteile der in dieser Arbeit eingesetzten Verfahren und Methoden zur Bestimmung verschiedener Parameter des Bodenwasser- und Landschaftswasserhaushaltes im <i>Westfläming</i>	138
Tab. 4.2: Beispiele für die Verwendung von Bottom-up-Ansätzen in der Hydrologie	140
Tab. 4.3: Ausgewählte hydrologische Modellvergleiche mit WaSiM-ETH	140

VERZEICHNIS DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN

Abkürzung	Bedeutung
a	Jahr
aET	aktuelle Evapotranspiration
Al _{ox}	Aluminiumoxid
ANOVA	Varianzanalyse (analysis of variance)
BKA5	Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Auflage (Ad-hoc-AG-Boden 2005)
Ca	Calcium
CO ₂	Kohlenstoffdioxid
C _{org}	organischer Kohlenstoffgehalt
d	Tag
DGM	digitales Geländemodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
ein	Einzelkorngefüge
ET	Evapotranspiration
ET ₀	FAO-Grasreferenzverdunstung
ET _{0,j}	jährliche FAO-Grasreferenzverdunstung
ET _{0,s}	FAO-Grasreferenzverdunstung im Sommerhalbjahr (April bis September)
ET _{0,t}	tägliche FAO-Grasreferenzverdunstung
EZG	Einzugsgebiet
Fe _{ox}	Eisenoxid
FFH-Gebiet	Schutzgebiete, ausgewiesen nach der Fauna-Flora-Habitat-Richtlinie
FK	Feldkapazität
fS	Feinsand (63–200 µm)
fU	Feinschluff (2.0–6.3 µm)
GMS	Watermark-Sensor (Granular Matrix Sensor)
GOF	Geländeoberfläche
gS	Grobsand (0.63–2.0 mm)
gU	Grobschluff (20–63 µm)
GWL	Grundwasserleiter
GWN	Grundwasserneubildung
GWST	Grundwasserflurabstand
H ₀	Nullhypothese
H ₁	Alternativhypothese
IDW	Inverse-Distance-Weighting-Verfahren
K	Kalium
KA	kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser
KA _j	jährlicher kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser

KAK	Kationenaustauschkapazität
$KA_{\max}$	maximaler kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser
kho	Kohärentgefüge
kru	Krümelfüge
KWB	klimatestische Wasserbilanz
KWB_j	jährliche klimatische Wasserbilanz
KWB_{kum}	kumulative klimatische Wasserbilanz
KWB_s	klimatestische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr (April bis September)
Ls4	stark sandiger Lehm
Max	Maximum
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
Mg	Magnesium
Min	Minimum
MNGW	mittlerer Niedriggrundwasserstand
mS	Mittelsand (200–630 μm)
$mSWR_j$	mittlere jährliche Sickerwasserrate
mU	Mittelschluff (6.3–20.0 μm)
N	Stickstoff; Niederschlag
Na	Natrium
NA	fehlender bzw. nicht bestimmter Wert
nFK	nutzbare Feldkapazität
nFKWe	nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum
NH_4	Ammonium
N_j	Jahresniederschlagssumme
N_2O	Distickstoffmonoxid
N_s	Niederschlagssumme im Sommerhalbjahr (April bis September)
n. s.	statistisch nicht signifikant (p-Wert: $0.1 \geq P > 0.05$)
NSG	Naturschutzgebiet
N_t	Tagesniederschlagssumme
N_w	Niederschlag im Winterhalbjahr (Oktober bis März)
o. J.	ohne Jahr
P	Phosphor
pET	potentielle Evapotranspiration (auch FAO-Grasreferenzverdunstung)
PIK	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
poly	Polyedergefüge
PWP	permanenter Welkepunkt
Q_B	Basisabfluss
Q_D	Direktabfluss
Q_{ges}	Gesamtabfluss

Q_{ifl}	Interflow
RCP-Szenario	Representative-Concentration-Pathways-Szenario
rF	relative Feuchte
S	Schwefel; (Watermark-)Sensor
Sd	Sonnenscheindauer
Sd_j	jährliche Sonnenscheindauer
Sd_s	Sonnenscheindauer im Sommerhalbjahr (April bis September)
Sl4	stark lehmiger Sand
SRES-Szenario	Spatial-Report-on-Emission-Szenario
Ss	sandiger Sand
St2	schwach toniger Sand
sub	Subpolyedergefüge
SWR	Sickerwasserrate
SWR_j	jährliche Sickerwasserrate
T	Ton ($< 2 \mu$)
ta_{KA}	mittlere Dauer des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser
TDR	Time Domain Reflectometry
T_{max}	Maximaltemperatur
T_{min}	Minimaltemperatur
T_{mit}	mittlere Temperatur
$T_{\text{mit},j}$	Jahresmitteltemperatur
$T_{\text{mit},s}$	mittlere Lufttemperatur im Sommerhalbjahr (April bis September)
$T_{\text{mit},t}$	Tagesmitteltemperatur
TWM	Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH
üNN	über Normal Null
UG	Untersuchungsgebiet
Ut2	schwach toniger Schluff
VKR	Verknüpfungsregel nach Ad-hoc-AG-Boden (2000, 2010)
W0 bis W5	Durchwurzelungsintensität nach BKA5
WaSiM	WaSiM-ETH; Water balance Simulation Model
WaSiM_mGW	WaSiM-ETH mit modellinternem Grundwassermodell
WaSiM_oGW	WaSiM-ETH ohne modellinternem Grundwassermodell
We	Durchwurzelungstiefe
WF	Wasserfassung
WV	Wasserverfügbarkeit
WV_{krit}	kritische Wasserversorgung

VERZEICHNIS DER VERWENDETEN SYMBOLE

Symbol	Bedeutung	Einheit
B	Bestimmtheitsmaß	–
c_1	temperaturabhängiger Schmelzfaktor	$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$
c_2	windabhängiger Schmelzfaktor	$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ d}^{-1}$
d	Dicke der betrachteten Schicht	m
$d_{i,0}$	Abstand zwischen dem Punkt $P(x_0, y_0)$ und dem Stützpunkt i	–
DK	Durchflusskoeffizient	–
d_r	Skalierungsparameter zur Berücksichtigung der Entwässerungsdichte	m^{-1}
e_a	aktueller Dampfdruck	kPa
e_s	Sättigungsdampfdruck	kPa
ET_0	FAO-Grasreferenzverdunstung	mm a^{-1}
$ET_{0,j}$	jährliche FAO-Grasreferenzverdunstung	mm a^{-1}
$ET_{0,s}$	FAO-Grasreferenzverdunstung im Sommerhalbjahr (April bis September)	mm
$ET_{0,t}$	tägliche FAO-Grasreferenzverdunstung	mm d^{-1}
f_f	Infiltrationsintensität	mm h^{-1}
G	Bodenwärmestrom	$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
$\text{grad } \psi_H$	hydraulischer Gradient	–
$h_{\text{geo},0}$	Geländeoberfläche (Oberkante 1. Schicht)	m ü NN
h_{GW}	Grundwasserspiegel	m ü NN
h_h	hydraulische Höhe in Abhängigkeit vom Wassergehalt und als Summe aus Saugspannung $\Psi(\theta)$ und der geodätischen Höhe h_{geo}	m
i	Humiditätsindex nach De Martonne	–
I	Gefälle in Fließrichtung	m m^{-1}
k	hydraulische Leitfähigkeit	m s^{-1}
k_B	Auslaufkonstante für Basisabfluss	m
k_{eff}	effektive hydraulische Leitfähigkeit	m s^{-1}
KWB_j	jährliche klimatische Wasserbilanz	mm a^{-1}
k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens	$\text{mm h}^{-1}; \text{m s}^{-1}$
m	empirischer van Genuchten Parameter	–
M	Rauhigkeitsparameter	$\text{m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$
M	Schmelzrate	mm pro Zeitintervall
$\max$	Maximum	mm d^{-1}
MHQ	mittlerer Hochwasserdurchfluss	$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$
$\min$	Minimum	mm d^{-1}
$MNGW$	mittlerer Niedriggrundwasserstand	m
MNQ	mittlerer Niedrigwasserdurchfluss	$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$

MQ	mittlerer Durchfluss	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$
MQ_{Jahr}	mittlerer Jahresabfluss	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$
MQ_{Monat}	mittlerer monatlicher Abfluss	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$
n	Anzahl der Beobachtungen	Anzahl
n	empirischer van Genuchten Parameter	–
N	Anzahl der Stützpunkte	–
NSE	Nash-Sutcliffe efficiency	–
NQ	Niedrigwasserdurchfluss	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$
q	Fluss zwischen zwei diskreten Schichten	m s^{-1}
Q_0	Skalierungsfaktor für den Basisabfluss	–
Q_B	Basisabfluss	m s^{-1}
$Q_{B,i-1}$	Basisabfluss/lateraler Abfluss im vorherigen Zeitintervall $i - 1$	mm
Q_D	Direktabfluss	m s^{-1}
Q_{ges}	Gesamtabfluss	m s^{-1}
Q_{ifl}	Interflow	m s^{-1}
q_{in}	Zufluss in die aktuelle Bodenschicht	m s^{-1}
q_{out}	Abfluss aus der aktuellen Bodenschicht (inkl. Interflow)	m s^{-1}
r	Pearson-Korrelationskoeffizient	–
R	Spannweite	cbar; mm d^{-1}
R	elektrischer Widerstand	k Ω
r_a	aerodynamischer Widerstand	s m^{-1}
R_h	hydraulischer Radius	m
R_n	Strahlungsbilanz an der Grasoberfläche	$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$
$RMSR$	Root-mean-square error	–
r_s	Oberflächenwiderstand	s m^{-1}
RSR	RMSE-observations standard deviation ratio	–
$r_{\text{SWR}_j, \text{KWB}_j}$	Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen der jährlichen Sickerwasserrate und der jährlichen klimatischen Wasserbilanz	–
$r_{\text{SWR}_j, \text{N}_w}$	Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen der jährlichen Sickerwasserrate und dem Winterniederschlag	–
r_{t, mSWR_j}	Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen der Zeit und der mittleren jährlichen Sickerwasserrate	–
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$
s	Standardabweichung	mm d^{-1}
S	Kendalls Score	–
S	Saugspannung	cbar
s_{obs}	Standardabweichung der beobachteten Daten	–
SWR_j	jährliche Sickerwasserrate	mm a^{-1}
$\text{SWR}_j(t)$	jährliche Sickerwasserrate in Abhängigkeit von der Zeit t	mm a^{-1}
t	Zeit	s; a

Δt	Zeitintervall	h
T	Lufttemperatur in 2 m Höhe	$^{\circ}\text{C}$
$T_{0,m}$	Grenztemperatur für das Einsetzen der Schneeschmelze	$^{\circ}\text{C}$
$T_{\max}$	Maximaltemperatur	$^{\circ}\text{C}$
$T_{\min}$	Minimaltemperatur	$^{\circ}\text{C}$
T_{mit}	mittlere Temperatur	$^{\circ}\text{C}$
$T_{\text{mit},j}$	Jahresmitteltemperatur	$^{\circ}\text{C}$
$T_{\text{mit},s}$	mittlere Lufttemperatur im Sommerhalbjahr (April bis September)	$^{\circ}\text{C}$
$T_{\text{mit},t}$	Tagesmitteltemperatur	$^{\circ}\text{C}$
u	Windgeschwindigkeit	m s^{-1}
u_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	m s^{-1}
Var	Varianz	mm d^{-1}
$VarK$	Variationskoeffizient	mm d^{-1}
v_d	Darcy-Geschwindigkeit der Feuchtefront	mm h^{-1}
v_l	Fließgeschwindigkeit	m s^{-1}
$\bar{x}$	arithmetisches Mittel	mm d^{-1}
$\bar{Y}^{\text{mean}}$	Mittelwert	–
Y_i^{obs}	beobachteter Wert	–
Y_i^{sim}	simulierter Wert	–
z	Tiefe	m
z_0	Tiefe (Bodenoberfläche = 0)	mm
$z(x_i, y_i)$	gemessener Wert am Punkt $P(x_i, y_i)$	–
$\hat{z}(x_0, y_0)$	Zu interpolierender Wert am Punkt $P(x_0, y_0)$	–
Δz	Dicke der Bodenschicht	m
α	Irrtumswahrscheinlichkeit	%
α	empirischer van Genuchten Parameter	m^{-1}
β	lokales Gefälle	Grad
γ	Psychrometerkonstante	$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$
∂	Glättungsparameter	–
ϕ_0	Potential in der Bodenoberfläche	mm
ϕ_1	Potential in der Tiefe z_1 (Ort der Feuchtefront)	mm
μ	Median	mm d^{-1}
θ	Wassergehalt des Bodens	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
θ	aktueller Wassergehalt	–
θ_e	aufgefüllte bzw. entwässerte Porosität	mm
θ_m	Wassergehalt in der Bodenschicht m	–
θ_r	Restwassergehalt	–
θ_s	Wassergehalt bei Sättigung	–
Ψ	hydraulische Höhe als Summe der Saugspannung $\Psi(\theta)$ und der geodätischen Höhe h	m

ψ	Saugspannung	m
ψ_H	hydraulisches Potential, hydraulischer Gradient	–
ψ_m	Matrixpotential	–
ψ_z	Gravitationspotential	–
τ	Kendalls Tau	–
*	statistisch signifikant (p-Wert: $0.05 \geq P > 0.01$)	–
**	statistisch sehr signifikant (p-Wert: $0.01 \geq P > 0.001$)	–
***	statistisch hoch signifikant (p-Wert: $P \leq 0.001$)	–

1 EINLEITUNG

1.1 Motivation

Unter gegenwärtigen klimatischen Bedingungen zählt das Einzugsgebiet (EZG) der Elbe zu den abflussärmsten großen Flusseinzugsgebieten innerhalb Europas (IKSE 2005, Kropp et al. 2009, Grünewald 2012). Der innerhalb dieses EZG liegende *Westfläming* ist bereits heute eines der trockensten Gebiete Deutschlands (Hendl 2002), sodass in dieser Region unter sich ändernden klimatischen Bedingungen Fragen des Wassermanagements zukünftig an Bedeutung gewinnen werden (Paul et al. 2012, 2013b). Um den Grundwasserkörper nachhaltig zu bewirtschaften, ein nachhaltiges Landmanagement oder Anpassungsstrategien für den *Westfläming* entwickeln zu können, sind Kenntnisse zum Boden- und Landschaftswasserhaushalt sowohl unter gegenwärtigen als auch unter zukünftigen klimatischen Bedingungen sowie auf unterschiedlichen Skalenebenen (Mikro-, Meso-, Makroskala) unabdingbar (UNESCO 2012, Paul et al. 2014). Die benötigten Informationen können einerseits durch detaillierte Felduntersuchungen, andererseits durch modellgestützte Untersuchungen gewonnen werden. Während insbesondere Felduntersuchungen zu einem besseren Prozessverständnis beitragen, werden (boden-)hydrologische Modelle z. B. dann eingesetzt, wenn ein Flusseinzugsgebiet betrachtet wird oder innerhalb administrativer Einheiten Abschätzungen zum Wasserhaushalt vorgenommen werden sollen. Da eine flächenhafte messtechnische Erfassung des Bodenwasserhaushaltes aus Zeit- und Kostengründen nicht möglich ist (Wessolek et al. 2004a, Kriese et al. 2015), werden häufig Modelle eingesetzt. Für den Einsatz numerischer Modelle fehlt jedoch oft ein Teil der benötigten Inputdaten (Wessolek et al. 2004a), sodass auf einfache empirische Ansätze zurückgegriffen wird. Dies geschieht insbesondere dann, wenn innerhalb administrativer Grenzen gearbeitet wird. An diesem Punkt knüpft diese Arbeit an, indem ein Bottom-up-Ansatz genutzt wird, um Untersuchungen in verschiedenen großen Skalenebenen mit verschiedenen Methoden und Modellen vorzunehmen und diese miteinander zu kombinieren.

Kleinräumig auftretende Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt werden in der hydrologischen Modellierung meist nur unzureichend oder überhaupt nicht berücksichtigt und das, obwohl der Wasserhaushalt ein wichtiger Standortfaktor ist (Wattendorf et al. 2010) und die meisten im Boden ablaufenden Prozesse steuert (Bullock 2005). Daher zählen sowohl die Messung als auch die Modellierung der zeitlich-räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte zu den aktuellen Herausforderungen der Hydrologie (Cornelissen et al. 2013), weil diese z. B. bei der Hochwasserentstehung oder -vorhersage eine große Bedeutung hat (Fritsch & Katzenmeier 2001, Belz et al. 2013). Somit stellt sich die Frage, ob aus Felduntersuchungen gewonnene Messwerte und Erkenntnisse zum Bodenwasserhaushalt genutzt werden können, um eine Verbesserung der hydrologischen Modellierung hinsichtlich der räumlich plausiblen Verteilung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten zu erreichen. Damit ein hydrologisches Modell erfolgreich angewendet werden kann und szenariofähig ist, muss neben der möglichst genauen Abbildung der Abflussganglinie am Pegel auch eine plausible Darstellung der kleinräumigen Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt eines EZG erreicht werden (Paul et al. 2013a). Während bei der klassischen hydrologischen Modellierung lediglich Pegeldaten herangezogen werden, um die Güte der Modellierung zu beurteilen, müssen für die plausible räumliche Darstellung der Ergebnisse weitere Messdaten herangezogen werden.

Die für die Zukunft prognostizierten klimatischen Veränderungen werden direkte und indirekte Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt, die hydrologischen Prozesse und Grundwasserressourcen haben (Bullock 2005, Green et al. 2011). So wird der Klimawandel z. B. zu Veränderungen in der Grundwasserneubildung (GWN) führen (Döll 2009). Dies ist insofern von großer Bedeutung, da sowohl im *Westfläming* als auch in ganz Deutschland ein Großteil der öffentlichen Wasserversorgung durch die Förderung von Grundwasser sichergestellt wird (Luckner et al. 2002, Scherzer et al. 2010, Statistische Ämter des Bundes und der Länder 2013). Folglich ist es wichtig, bereits heute über das

zukünftige Wassermanagement im *Westfläming* nachzudenken und ggf. Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel zu entwickeln. Dabei sollten die Oberflächengewässer und das Grundwasser als Ganzes betrachtet werden und sowohl die Qualität als auch die Quantität in die Überlegungen mit einbezogen werden (Scheidleder et al. 1999). Die möglichen Auswirkungen der sich zukünftig ändernden klimatischen Bedingungen werden unterschiedliche zeitliche und räumliche Skalen betreffen (EEA 2007). So hat z. B. die standortspezifische Bewertung der möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf den Boden eine bedeutende Rolle (MUBW & LUBW 2012).

1.2 Problemstellung und Ziele

Für viele geowissenschaftliche Fragestellungen werden Daten verschiedener Wasserhaushaltskomponenten wie GWN, Sickerwasserraten (SWR) oder Bodenfeuchte benötigt. Dabei werden als Bezugssystem oft nicht Fluss-EZG, sondern administrative Einheiten verwendet. Die Anwendung hydrologischer Modelle, die auf EZG-Ebene arbeiten, ist daher nicht oder nur eingeschränkt möglich, sodass häufig auf einfache empirische Ansätze wie Regressionsansätze zurückgegriffen werden muss. Welche Methode oder welches Modell eingesetzt wird, um Informationen zum Landschafts- und Bodenwasserhaushalt eines Untersuchungsgebietes (UG) zu erhalten, hängt von vielfältigen Faktoren wie der Datenverfügbarkeit oder den Anforderungen an das Ergebnis ab (Abb. 1.1). Aber auch die vielfältigen den standortspezifischen Boden- und Landschaftswasserhaushalt eines EZG bestimmenden Faktoren spielen hierbei eine Rolle (Abb. 1.2). So reichen in vielen Fällen bereits langjährige Mittelwerte der GWN oder SWR aus (Duijnsveld et al. 2008), die standortbezogen z. B. mit dem TUB-BGR-Verfahren (Wessolek et al. 2008a) oder dem BAGLUVA-Verfahren (Glugla et al. 2003) ermittelt werden können. Während mittels Regressionsverfahren oft nur Aussagen zu mehrjährigen Mittelwerten auf Grundlage langjähriger Messreihen gemacht werden können, ist eine genaue Bestimmung z. B. von GWN-Raten über hydrologische Modelle (Duijnsveld et al. 2008) oder Feldmessungen möglich. Feldmessungen haben jedoch den Nachteil, dass sie sehr aufwändig sowie auf einen konkreten Standort und den jeweiligen Messzeitraum beschränkt sind. Somit ist es aufgrund der Vielzahl in einem EZG vorkommender Einzelstandorte nicht möglich, den Bodenwasserhaushalt flächendeckend über Messungen zu erfassen. Werden flächendifferenzierte Daten oder räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Daten zu Wasserflüssen benötigt, wird daher auf Modelle zurückgegriffen. Diese nutzen vorhandene Klima- und Bodendaten und berücksichtigen den entsprechenden Pflanzenbewuchs (Duijnsveld et al. 2008). In der Praxis kommt es jedoch häufig vor, dass nicht alle Inputdaten für numerische Modelle zur Verfügung stehen (Wessolek et al. 2004a). Somit stellt sich die Frage, ob Feld-

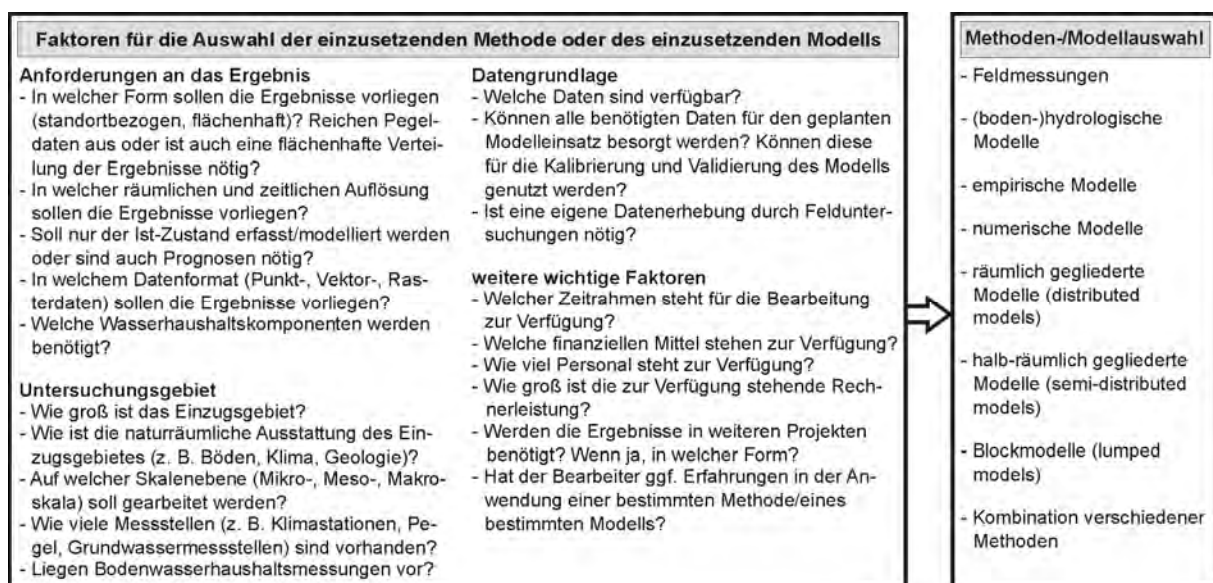


Abb. 1.1: Kriterien für die Wahl der einzusetzenden Methode oder des einzusetzenden Modells.



Abb. 1.2: Ausgewählte Einflussfaktoren auf den Boden- und Landschaftswasserhaushalt.

messungen und verschiedene Modellierungsansätze im *Westfläming* zu vergleichbaren Ergebnissen führen. Auf Grundlage der Anwendung eines Bottom-up-Ansatzes wird dieser Frage nachgegangen. Daraus ergeben sich für diese Arbeit die folgenden Fragestellungen:

- Wie hat sich im *Westfläming* das Klima bis zur Gegenwart entwickelt und mit welchen Veränderungen ist zukünftig zu rechnen?
- Können kleinräumige Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und in der Bodenwasserdy- namik mit Watermark-Sensoren (*granular matrix sensor*; GMS) an verschiedenen Standorten im *Westfläming* erfasst werden?
- Können der Boden- und Landschaftswasserhaushalt des EZG der Grimmer Nuthe mit dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH (**W**ater balance **S**imulation **M**odell; kurz WaSiM; Schulla 2013) modelliert werden? Werden dabei der Boden- und Landschaftswasserhaushalt sowohl an den Monitoringstandorten als auch in der Fläche richtig durch das Modell wiedergegeben?
- Sind die mit dem TUB-BGR-Verfahren ermittelten Werte der SWR für die administrative Einheit *Westfläming* plausibel? Welche Veränderungen sind für die Zukunft zu erwarten?
- Wie gut spiegeln sich die Messungen der Monitoringstandorte in der Modellierung auf verschiedenen Skalen (Meso-, Makroskala) wieder? Führt die Anwendung eines Bottom-up-Ansatzes im *Westfläming* zu sinnvollen Ergebnissen?

Für die Beantwortung dieser Fragen wurden folgende inhaltliche Ziele der Arbeit ausgewählt:

- Analyse und Bewertung der klimatischen Entwicklungen im *Westfläming* (1991–2010),
- Analyse und Bewertung möglicher zukünftiger klimatischer Entwicklungen im *Westfläming* anhand von Klimaszenariodaten (2011–2070),
- Erfassung kleinräumiger Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und der Bodenwasserdy- namik mithilfe hydrogeologischer Monitoringstationen,
- detaillierte hydrologische Modellierung für das EZG der Grimmer Nuthe, in dem ein Teil der Monitoringstandorte liegen, sowie Vergleich der Modellierungsergebnisse mit Messwerten,
- Berechnung von SWR im *Westfläming* mit dem TUB-BGR-Verfahren für den Zeitraum 1991–2070 sowie Bewertung der Ergebnisse,
- Bewertung der Mess- und Modellierungsergebnisse hinsichtlich der Anwendbarkeit eines Bot- tom-up-Ansatzes und
- Schlussfolgerungen und Ableitung von zukünftigen Forschungsfragen und Anforderungen.

1.3 Forschungsstand

1.3.1 Ursachen kleinräumiger Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und deren messtechnische Erfassung

Ursachen kleinräumiger Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt

Aufgrund unterschiedlicher geologischer, hydrologischer, klimatologischer, pedologischer und anthropogener Einflüsse können Bodeneigenschaften auf kleinstem Raum stark variieren und somit maßgeblich den standortspezifischen Bodenwasserhaushalt beeinflussen. Neben Witterung und Vegetation wird der Bodenwasserhaushalt v. a. durch bodenphysikalische Eigenschaften wie der Korngrößenzusammensetzung, Makroporen, präferenzielle Fließwege (preferential flow) oder hydrophobe Strukturen im Boden (water-repellent soils) entscheidend beeinflusst. Da Wasser aufgrund kleinräumig variierender Bodeneigenschaften unterschiedlich schnell in den Boden infiltrieren und ihn benetzen kann, ist die Wiederbefeuchtung des Bodens z. B. nach einem Niederschlagsereignis inhomogen. Während in Makroporen Wasser schnell infiltriert, ist die Infiltrationsrate auf benetzbaren Böden deutlich herabgesetzt; auf hydrophoben Böden tritt eine Infiltration des Wassers überhaupt nicht oder deutlich zeitverzögert ein (Letey 2005). Somit kann sich kleinräumig eine sehr unterschiedliche Verteilung und Dynamik der Bodenfeuchte ergeben (z. B. Dekker & Ritsema 1994, Ritsema & Dekker 1994, 2000, Wessolek et al. 2008b, 2009).

Kleinräumige Heterogenitäten in der Bodenwasserdynamik stehen oft im Zusammenhang mit präferenziellen Fließwegen und hydrophoben Strukturen des Bodens. Präferenzielle Fließwege beschreiben den ungleichmäßigen Wasserfluss oder das Voranschreiten einer Befeuchtungsfront im Boden (Maßstab Porengröße bis einige Zentimeter). Sind Böden großflächiger (Maßstab bis zu mehreren Metern) wasserabweisend, so werden sie als hydrophobe Strukturen im Boden oder hydrophobe Böden bezeichnet (Letey 2005).

Präferenzielle Fließwege und hydrophobe Strukturen können sowohl in natürlichen Ökosystemen als auch unter intensiv genutzten Flächen weltweit auftreten (DeBano 1981, 2000) und wurden in Zusammenhang mit unterschiedlichsten Pflanzenarten in Wäldern und Buschlandschaften, unter Grün-, Weide-, Ackerland und Golfplätzen beobachtet (DeBano 1981, 2000, Doerr et al. 2000, Johnson et al. 2005). Vor allem Sandböden unter Grünland oder in Kiefernwäldern neigen dazu, wasserabweisend zu werden, wenn die Böden im Sommer austrocknen (Wessolek et al. 2009). Hydrophobe Böden weisen eine große zeitliche und räumliche Variabilität in der Bodenfeuchteverteilung und -dynamik auf (Dekker & Ritsema 1994, Ritsema & Dekker 1994, 2000, Doerr et al. 2000, Greiffenhagen et al. 2006, Wessolek et al. 2008b, 2009). Meist ist die hydrophobe Eigenschaft des Bodens ein saisonales Phänomen, welches in langen feuchten Phasen schwach ausgeprägt ist oder fehlt und in trockenen Phasen stark ausgeprägt ist (Doerr et al. 2000, Täumer et al. 2005). Somit tritt diese Eigenschaft v. a. während der Vegetationszeit auf (Dekker & Ritsema 1994), wobei die Intensität und Persistenz stark variieren (DeBano 1981). Lokal können extrem dauerhafte hydrophobe Stellen im Boden über Jahre bestehen (DeBano 1981, Dekker & Ritsema 1994).

Im Nordostdeutschen Tiefland können zu Beginn der Vegetationsperiode hydrophobe Strukturen im Boden auftreten, die durch kurze, warme und trockene Perioden im Frühling hervorgerufen werden (Greiffenhagen et al. 2006). Dabei wird durch geringe Niederschlagsmengen und ansteigende Temperaturen der Boden hydrophob. Je länger die Trockenphase andauert, desto größer werden die hydrophoben Stellen im Boden (Ritsema & Dekker 1994). Nach Niederschlägen nimmt die Größe dieser Stellen dann sukzessive mit der Zeit ab (Wessolek et al. 2008b).

Die wichtigsten Faktoren bei der Ausbildung hydrophober Strukturen im Boden sind die Bodenart, die aktuelle Bodenfeuchte, der Gehalt organischer Substanz sowie ggf. die Intensität vorrangegangener Feuer (DeBano 1981, Dekker & Ritsema 1994, Doerr et al. 2000, Wessolek et al. 2009). Ebenso können hydrophobes organisches Material (z. B. Huminsäuren, Pilzhyphen, organische Komponenten aus der Zersetzung von Pflanzen und Mikroorganismen), Exsudate von Pflanzen, Pilzwachstum, Mi-

kroorganismen (Dekker & Ritsema 1994, Doerr et al. 2000) oder das Mikrorelief einen Einfluss haben (Ritsema & Dekker 1994, Wessolek et al. 2009); Unterschiede in der Lagerungsdichte spielen hingegen keine oder nur eine untergeordnete Rolle (Ritsema & Dekker 1994). Heterogene Fließmuster im Boden sind somit von der räumlichen Variabilität der Bodeneigenschaften sowie dem Vorhandensein von Makroporen und instabilen Befeuchtungsfronten abhängig (Ritsema et al. 1996, Doerr et al. 2000, Wang et al. 2009).

Manche Studien wiesen einen Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte, dem Gehalt organischen Kohlenstoffs (C_{org}) und der Hydrophobie nach (z. B. Täumer et al. 2005), andere Studien nicht (z. B. Dekker & Ritsema 1994). Folglich spielt nicht nur der Gehalt organischer Substanz, sondern auch die Qualität dieser eine Rolle (Dekker & Ritsema 1994). Auch die Forschung der letzten Jahre bestätigt, dass Hydrophobie teilweise oder ganz durch hydrophobe, langkettige organische Moleküle hervorgerufen wird, die aus der Zersetzung oder Verbrennung der organischen Auflage stammen (Doerr et al. 2000). Somit hängt Hydrophobie von verschiedenen Faktoren ab, die alle mit der Charakteristik der organischen Substanz zusammenhängen (Dekker & Ritsema 1994).

Messtechnische Erfassung von Saugspannungswerten im Boden mit Watermark-Sensoren

Für Bodenfeuchtemessungen werden vielfältige Methoden eingesetzt, die grob in direkte Messmethoden wie gravimetrische Techniken und in indirekte Messmethoden wie Tensiometer, Time Domain Reflectometry (TDR) oder Gipsblöcke unterteilt werden können (Zazueta & Xin 1994, Enciso et al. 2007, Pertoll 2008, El Marazky et al. 2011). Zu den indirekten Methoden zählt der GMS, der in den 1980er Jahren für die Messung der Bodenfeuchte sowie für die Bewässerungssteuerung entwickelt (Larson 1985) und seitdem mehrfach weiterentwickelt wurde (Hawkins 1993, 2010). Seit Mitte der 1990er Jahre wird der – auch in dieser Arbeit eingesetzte – *Watermark Soil Moisture Sensor Modell 200SS* vertrieben (Irrrometer Company 2010), welcher sich gegenüber dem Vorläufermodell *Modell 200* durch einen besseren Kontakt zwischen Sensor und Boden und dadurch schnellere Reaktionszeiten auszeichnet (Shock 2003, Chard 2005).

GMS funktionieren ähnlich wie Gipsblöcke (Shock et al. 1998, Mastel 2002, Pertoll 2008, Shock et al. 2013): Gemessen wird der elektrische Widerstand zwischen zwei Elektroden (Larson 1985), die in einem granularen Medium (Silikatsand) eingebettet sind (Hawkins 1993). Das Granulat wird von einer wasserdurchlässigen, hydrophoben, synthetischen Membran sowie einem perforierten Edelstahlmantel umgeben (Hawkins 1993, Irrrometer Company 2010). Um den Einfluss schwankender Salzgehalte der Bodenlösung auf den elektrischen Widerstand abzupuffern, befindet sich im Sensor eine Gipsscheibe (Hawkins 1993, Shock et al. 1998, Shock 2003). Zwischen dem im Boden eingebauten Sensor und dem Boden selbst stellt sich ein hydraulisches Gleichgewicht ein, sodass Veränderungen des Bodenwassergehaltes auch Veränderungen des Wassergehaltes im Sensor nach sich ziehen (McCann et al. 1992, Irmak et al. 2006). Wird der Boden trockener, nimmt der Wassergehalt im Sensor ab und die elektrischen Widerstände steigen. Umgekehrt nehmen die elektrischen Widerstände ab, wenn der Boden feuchter wird (Irmak et al. 2006, Périès & Enciso 2009, Irrrometer Company 2010, Shock et al. 2013).

Bis heute werden GMS v. a. in der Bewässerungssteuerung eingesetzt (Hanson et al. 2000a, Irmak et al. 2006, Shock et al. 2010, 2013), sodass vielfach untersucht wurde, ob und inwiefern GMS in diesem Kontext eingesetzt werden können (z. B. Muñoz-Caperna et al. 2005, Thompson et al. 2006). Sollen Wasser gespart und negative Effekte für die Umwelt sowie auf die Qualität und Quantität der Ernte vermieden werden, so ist eine optimale Wassergabe zum richtigen Zeitpunkt unerlässlich (Heidt 2009, Shock & Wang 2011). Als Entscheidungshilfe können Landwirte kontinuierliche und präzise Messungen der aktuellen Bodenfeuchte in ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität dienen (McCann et al. 1992, Hanson et al. 2000a, Shock 2003, Irmak et al. 2006, Thompson et al. 2006, Pertoll 2008, Shock et al. 2013). Dabei sollte der eingesetzte Sensor zur Bodenfeuchtemessung billig und wartungsfrei sein, unmittelbar auf Veränderungen der Bodenfeuchte reagieren, zuverlässig und

fehlerfrei im erforderlichen Messbereich arbeiten (McCann et al. 1992) sowie im nassen und trockenen Bereich gut auf Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungszyklen reagieren (Thompson et al. 2006). Diese Anforderungen an den Messsensor ergeben sich auch, wie in dieser Arbeit, für die Erfassung der Bodenfeuchte in ihrer zeitlichen und räumlichen Variabilität in natürlichen Ökosystemen.

In langjährigen Bewässerungsversuchen zeigten Shock et al. (2013), dass mit GMS die Saugspannung vieler Böden mit einer hohen Genauigkeit abgeschätzt werden konnte. Die GMS erfassten Veränderungen der Bodenfeuchte, die in Zusammenhang mit einer Befeuchtung oder Austrocknung des Bodens standen (Light et al. 1993, Thompson et al. 2006). Beispielsweise wiesen Light et al. (1993) natürliche und anthropogen hervorgerufene Befeuchtungsfronten im Boden mit GMS nach.

Reaktionen von GMS auf Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsdynamik. Hanson et al. (2000a) und Shock (2003) zeigten, dass GMS schnell auf Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungszyklen des Bodens reagierten. Andere Studien belegen hingegen, dass GMS zeitverzögert auf schnelle Veränderungen der Bodenfeuchte, v. a. während Wiederbefeuchtungsphasen des Bodens (Muñoz-Caperna et al. 2005, Enciso et al. 2007), und langsam oder unvollständig auf eine schnelle Austrocknung oder partielle Wiederbefeuchtung des Bodens reagierten (McCann et al. 1992, Chard 2005, Thompson et al. 2006, Périès & Enciso 2009). McCann et al. (1992) fanden heraus, dass GMS gut auf Austrocknungszyklen reagierten, wenn der Boden zuvor gesättigt oder nahezu gesättigt war. Je trockener der Boden war, desto langsamer reagierten die Sensoren. In trockenen Böden reagierten GMS auf geringe Bewässerungsgaben oder eine partielle Wiederbefeuchtung des Bodens nicht. Erst nach einer Wiederbefeuchtung des Bodens durch Niederschlag oder Bewässerung trat eine messbare Reaktion ein. Thompson et al. (2006) fanden heraus, dass GMS nur langsam auf die Austrocknung des Bodens zwischen zwei Bewässerungsgaben reagierten. Taber et al. (2000) zeigten, dass GMS nicht auf alle Niederschlagsereignisse reagierten. Nach einer feuchten Phase mit hohen Saugspannungswerten reagierten GMS in einem Schlufflehm nur langsam auf die Austrocknung des Bodens. Tesch (2008) zeigte, dass es zu einer verzögerten Sensorreaktion kam, wenn der Boden feucht war.

Die Reaktionszeiten von GMS auf eine durch Niederschlag oder Bewässerung hervorgerufene Saugspannungsänderung weichen von Studie zu Studie deutlich voneinander ab. Sie lagen zwischen wenigen Minuten (20 min; Tesch 2008), mehreren Stunden (6 Stunden; Intrigliolo & Castel 2004) und mehr als 24 Stunden (Enciso et al. 2007). Dabei war die Reaktionszeit der GMS von der Einbautiefe, Vorfeuchte, Niederschlagsintensität, -dauer (Tesch 2008), -menge und Bodenart abhängig. So zeigte Tesch (2008), dass keine messbare Reaktion an den GMS auftrat, wenn die Niederschlagsmenge und -intensität gering waren. Beispielsweise war in einer Tiefe von 0.25 m für eine erste messbare Reaktion an den Sensoren eine Niederschlagsmenge von 5 mm notwendig; in 0.60 m Tiefe von 10 mm. Auch Light et al. (1993) zeigten, dass die Reaktionsgeschwindigkeit der GMS mit zunehmender Tiefe abnahm, da sich die Befeuchtungsfront zunächst in die Tiefe verlagern musste. Meist verkürzten hohe Niederschlagsmengen die Reaktionszeiten.

Reaktionen von GMS im nassen oder gesättigten Bereich sowie in trockenen Böden. GMS reagieren schlecht oder gar nicht in sehr feuchten oder gesättigten Böden. McCann et al. (1992), Irmak & Haman (2001), Thompson et al. (2006) und Shock et al. (2016) geben als untere Messgrenze von GMS eine Saugspannung von 10 cbar an. Keine Reaktionen auf Bodenfeuchteveränderungen konnten Muñoz-Caperna et al. (2005) bei Saugspannungen < 7 cbar, Tesch (2008) bei < 6 cbar und El Marazky et al. (2011) bei < 22 cbar feststellen. Diese Grenzwerte wurden neben dem Sensordesign durch den Boden, in dem die Messungen durchgeführt wurden, bestimmt. Als obere Messgrenze werden vom Hersteller 239 cbar angegeben (Irrrometer Company 2010).

Beeinflussung der Saugspannungsmesswerte. Die Güte der gemessenen Saugspannungswerte mit GMS hängt von den Umwelt- und Bodenwasserbedingungen des Standortes, der verwendeten Kalibrationsgleichung (Thompson et al. 2006) sowie der Einbaumethode (Shock 2003) ab. So beeinflussen z. B. Bodenart, Temperatur und Salzgehalt die gemessenen elektrischen Widerstände (Chard

Tab. 1.1: Vor- und Nachteile von Watermark-Sensoren. Zusammenstellung nach McCann et al. (1992), Spaans & Baker (1992), Light et al. (1993), Shock et al. (1998), Hanson et al. (2000a, 2000b), Bertolino et al. (2002), Mastel (2002), Leib et al. (2003), Shock (2003), Indrigliolo & Castel (2004), Chard (2005), Muñoz-Carpena et al. (2005), Tokunaga (2005), Irmak et al. (2006), Pertoll (2006), Thompson et al. (2006), Enciso et al. (2007), Fritz et al. (2007), Chow et al. (2009), Périès & Enciso (2009), Irrrometer Company (2010), El Marazky et al. (2011), Shock & Wang (2011), Paul et al. (2013a), Perea et al. (2013), Rupp et al. (2013), Shock et al. (2013, 2016).

Vorteile	Nachteile
• Messbereich: 0–239 cbar (entspricht pF 0.00–3.38); größerer Messbereich als z. B. bei Tensiometer • verglichen mit anderen Messmethoden billig • kein oder nur geringer Wartungsaufwand; weniger störungsanfällig als z. B. Tensiometer • einfache Installation und Nutzung • keine Zerstörung des Bodens bei Installation und Messung • Sensoren lösen sich nicht im Boden auf • kontinuierliche, automatische Messung möglich • widerstehen tiefen Temperaturen • Frostschutz ist nicht notwendig • Lebensdauer: einige Jahre • in den meisten Böden nutzbar • standortspezifische Kalibrierung der Sensoren ist i. d. R. nicht notwendig	• langsame bis keine Reaktionen in sehr nassen oder gesättigten Böden • langsame Reaktion bei partieller Wiederbefeuchtung oder schneller Austrocknung des Bodens • verzögerte Reaktion auf schnelle Bodenfeuchteänderungen, v. a. bei Wiederbefeuchtung des Bodens • reagieren langsamer als andere Messmethoden • langsame Reaktion auf Veränderungen der Bodenfeuchte bei Regen oder Bewässerung • indirekte Messung über elektrischen Widerstand • Messwerte sind von der verwendeten Gleichung zur Umrechnung der elektrischen Widerstände in Saugspannungswerte abhängig • elektrischer Widerstand ist von Bodenart, Temperatur und Salzgehalt abhängig • fehlerhafte Messungen bei Bodenfrost • geringe Genauigkeit in grobkörnigen Bodensubstraten

2005, Enciso et al. 2007, Pertoll 2008, Périès & Enciso 2009, Shock & Wang 2011) und somit die Saugspannungswerte. Die besten Messergebnisse werden erzielt, wenn der hydraulische Kontakt zwischen Sensor und Boden gewährleistet ist (Shock 2003). Ist dieser Kontakt z. B. in grobkörnigen Bodensubstraten schlecht, können fehlerhafte Messwerte auftreten (Shock 2003, El Marazky et al. 2011). Enciso et al. (2007) zeigten, dass in mittel- bis feinkörnigen Böden hohe Genauigkeiten bei Saugspannungsmessungen erreicht wurden, da die Partikelgröße vergleichbar mit der des Granulats der GMS ist. Gute Ergebnisse wurden auch in sandigem Lehm und schluffigem Ton erzielt (Hanson et al. 2000a, 2000b). In einem Schlufflehm reagierten die GMS nach einer feuchten Periode mit hohen Saugspannungswerten jedoch nur langsam auf die Austrocknung des Bodens (Taber et al. 2000). In einem lehmigen Sand reagierten die eingesetzten GMS in allen Tiefen nicht auf Veränderungen der Bodenfeuchte (Hanson et al. 2000b). In einem anderen lehmigen Sand sanken die Saugspannungswerte nach einer Bewässerungsgabe plötzlich ab (Irmak et al. 2006). Schlecht reagierten GMS in Böden mit hohem Tonanteil, da der Kontakt zwischen Sensor und Boden aufgrund von Schwellungs- und Trocknungsprozessen des Bodens nicht immer gewährleistet war (Perea et al. 2013).

Der Einfluss der Bodentemperatur auf den elektrischen Widerstand wird mit abnehmender Bodenfeuchte größer (Shock et al. 1998); d. h. bei einer bestimmten Saugspannung führen höhere Temperaturen zu einem geringeren Wassergehalt als niedrigere Temperaturen (Périès & Enciso 2009). Auch bei Bodenfrost wurden Veränderungen der Saugspannungen beobachtet, die jedoch nicht eine Veränderung der Bodenfeuchte anzeigten, sondern auf eine Änderung der elektrischen Widerstände durch geringe Bodentemperaturen zurückzuführen waren (Paul et al. 2013a, Rupp et al. 2013). Die Verwendung unterschiedlicher Gleichungen zur Umrechnung gemessener elektrischer Widerstände in Saugspannungswerte führte zu verschiedenen Ergebnissen (Thompson et al. 2006).

Vergleich mit anderen gängigen Messmethoden. Zahlreichen Studien zeigen Vor- und Nachteile von GMS auf und diskutieren diese (Tab. 1.1). Dabei werden Saugspannungsmessungen von GMS oft mit anderen gängigen Bodenfeuchtemessmethoden verglichen. Gegenüber Tensiometern zeichnen sich GMS v. a. durch ihren großen Messbereich aus, der auch Messungen in trockenen Böden ermöglicht (Bertolino et al. 2002, Zazueta & Xin 1994, Hanson et al. 2000a, 2000b, Mastel 2002, Indrigliolo & Castel 2004, Shock & Wang 2011). Die Messgenauigkeit von GMS kann jedoch geringer als die von Tensiometern sein (Shock & Wang 2011). Im nahezu gesättigten Boden treten keine signifikanten

Unterschiede zwischen beiden Messmethoden auf, ebenso sind bei Saugspannungen bis 70 cbar die Werte vergleichbar (Bertolino et al. 2002). Auch Chard (2005) zeigte, dass eine hohe Übereinstimmung zwischen Tensiometern und GMS bei Saugspannungen von 0–80 cbar bestand. Shock & Wang (2011) zeigten, dass GMS zwischen 10 und 80 cbar recht schnell auf Bodenfeuchteänderungen reagierten. Bei Saugspannungen bis 50 cbar reagierten Tensiometer jedoch schneller auf Veränderungen des Bodenwassergehaltes als GMS.

Insgesamt reagieren GMS langsamer auf Austrocknung und Wiederbefeuchtung des Bodens als Tensiometer (Bertolino et al. 2002, Thomson & Ross 1996, Hanson et al. 2000b, Mastel 2002, Chard 2005, Thompson et al. 2006, Enciso et al. 2007, Shock & Wang 2011). Wie McCann et al. (1992) zeigten, reagierten die eingesetzten GMS nicht auf eine kontinuierliche Abnahme des Bodenwassergehaltes; stattdessen trat zeitverzögert ein abrupter Abfall der elektrischen Widerstände auf. In verschiedenen Böden waren die Saugspannungswerte von Tensiometern höher als die von GMS (Hanson et al. 2000b). In sandigem Lehm reagierten GMS im Gegensatz zu Tensiometern sehr langsam auf schnelle Austrocknungsprozesse des Bodens, sodass es zu einer beträchtlichen Überschätzung der Saugspannungswerte kam (Thompson et al. 2006). Auch El Marazky et al. (2011) zeigten, dass GMS in sandigem Lehm höhere Werte als Tensiometer maßen.

Im Vergleich zu Gipsblöcken reagierten GMS insgesamt schneller (Shock 2003, Shock & Wang 2011). Sie arbeiteten verlässlicher über eine große Feuchtigkeitsamplitude (Hanson et al. 2000a), reagierten besserer im nassen Bereich (Mastel 2002, Enciso et al. 2007) und haben eine längere Lebensdauer, da sich GMS nicht mit der Zeit im Boden auflösen (Spaans & Baker 1992, Mastel 2002, Chard 2005, Enciso et al. 2007, Perea et al. 2013).

Verglichen mit gravimetrisch bestimmten Wassergehalten wurden die mit GMS gemessenen Bodenwassergehalte in einem sandigen Lehm im Allgemeinen überschätzt (Chow et al. 2009). Im Gegensatz hierzu zeigten El Marazky et al. (2011), dass die Bodenfeuchtegehalte mit GMS in einem grobkörnigeren sandigen Lehm als bei Chow et al. (2009) unterschätzt wurden. Fritz et al. (2007) fanden heraus, dass in ungefrorenen Böden die gravimetrische Bodenfeuchtebestimmung und GMS ähnliche Werte lieferten und die Abweichungen maximal fünf Volumenprozent betrugen. Zwischen zwei Bewässerungsgaben reagierten jedoch GMS auf Austrocknungsprozesse weniger stark als gravimetrisch bestimmte Wassergehalte (El Marazky et al. 2011).

Im Vergleich mit aktuellen volumetrisch bestimmten Wassergehalten fanden Huang et al. (2004) heraus, dass GMS in sandigem Lehm den Wassergehalt überschätzen. Hanson et al. (2000a) zeigten, dass sich die Reaktionen von GMS auf Austrocknung und Wiederbefeuchtung des Bodens in einem sandigen Lehm gut mit den gemessenen Bodenfeuchtwerten von Neutronensonden deckten.

Verschiedene Studien belegen, dass GMS etwas langsamer als andere Messmethoden auf Veränderungen der Bodenfeuchte reagieren (Pertoll 2008). Dennoch weisen GMS einige günstige Eigenschaften auf (El Marazky et al. 2011), die einen vermehrten Einsatz in der Bewässerungssteuerung (Shock 2003) und Wissenschaft begünstigen. Neben den bereits genannten Vorteilen zählen hierzu u. a., dass GMS bei tiefen Temperaturen im Boden bleiben können und ein Frostschutz nicht notwendig ist (Tokunaga 2005, Shock & Wang 2011).

1.3.2 Hydrologische Modellierung

Hydrologische Modellierung

Die komplexen, natürlichen Prozesse des Wasserkreislaufes können in ihrer Gesamtheit nicht durch hydrologische Modelle erfasst werden (Pöhler 2006). Auch ist es nur in Einzelfällen möglich, sämtliche Wasserflüsse messtechnisch im Feld zu erfassen (Meuser 1992). Um dennoch eine Vorstellung von den sich in einem EZG abspielenden hydrologischen Prozessen zu erhalten, werden hydrologische Modelle eingesetzt. Mit ihnen wird versucht, die ablaufenden hydrologischen und physikalischen (Teil-)Prozesse vereinfacht mit mathematischen Gleichungen zu beschreiben (Meuser 1992, Martin et al. 2000b, Kriese et al. 2015). Die vereinfachte Struktur und leichte Handhabbarkeit des

Modells ermöglicht es, das Verhalten eines hydrologischen Systems zu untersuchen und dieses vereinfacht nachzubilden (Dyck & Peschke 1995).

Bei der Modellierung wird zwischen zwei Hauptgruppen unterschieden: der *Vorwärtsmodellierung* und der *inversen Modellierung*. Bei der Vorwärtsmodellierung sind Parameter, Systemgleichungen und Randbedingungen bekannt. Gesucht wird der Output des Systems, z. B. der Abfluss eines Pegels. Bei der inversen Modellierung sind Output, Systemgleichungen und Randbedingungen bekannt und die Parameterwerte werden gesucht (Pöhler 2006). Zudem werden verschiedene Modelltypen unterschieden:

1. *Stochastische Modelle*. Sie werden angewandt, wenn Prozesse stochastisch verteilt sind (z. B. Hochwasserhäufigkeits-, Wetteranalyse) (Pöhler 2006). Das heißt, dass entweder die Eingangsfunktion eine Zufallsfunktion ist oder ihre Parameter Zufallsvariablen sind (Meuser 1992, Dyck & Peschke 1995, Liebscher & Mendel 2010). Zudem steht bei stochastischen Modellen nicht die Prozessbeschreibung selbst im Vordergrund, sondern die Beschreibung der zeitlichen und räumlichen Varianz (Dyck & Peschke 1995, Pöhler 2006).

Unterschieden werden *probabilistische* und *Zeitreihen-* bzw. *Zeitreihenerzeugungsmodelle*. Erstere gehen davon aus, dass keine kausalen Beziehungen zwischen einzelnen Elementen des untersuchten Prozesses bestehen. Hydrologische Variablen werden dabei durch Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen beschrieben. Zeitreihenmodelle werden für die zeitliche Extrapolation beobachteter Variablen genutzt, wobei dabei die statistischen Parameter erhalten bleiben (Meuser 1992, Dyck & Peschke 1995).

2. *Deterministische Modelle*. Bei ihnen wird davon ausgegangen, dass Ursache-Wirkungs-Beziehungen gültig sind (Meuser 1992, Martin et al. 2000a, 2000b, Pöhler 2006). Somit ist es möglich, mit den im Modell verwendeten Gleichungen einen späteren Zustand aus einem vorhergehenden zu berechnen (Pöhler 2006). Oft werden jedoch nicht alle Variablen eines hydrologischen Systems erfasst, sodass die Ergebnisse durch unberücksichtigte Variablen und Parameter beeinflusst werden können. Dieser Fehler, der sich aus dem Modell- und Messfehler zusammensetzt, kann mit stochastischen Modellen beschrieben werden (Dyck & Peschke 1995).

Deterministische Modelle werden in drei Hauptgruppen eingeteilt (Tab. 1.2):

- a) *Black-Box-Modelle*. Diese Modelle bilden nicht das reale System, z. B. ein hydrologisches EZG, ab. Vielmehr werden seine Wirkungen durch mathematische Systemfunktionen nachgebildet. Diese Systemoperationen werden nicht detailliert untersucht, sondern durch empirisch ermittelte Werte ersetzt (Meuser 1992, Pöhler 2006). Somit stehen empirisch gefundene Zusammenhänge zwischen Input- und Outputdaten (Spank & Bernhofer 2013) bzw. die Untersuchung der Ursache-Wirkungs-Beziehungen zwischen Systeminput und -output im Mittelpunkt (Dyck & Peschke 1995, Martin et al. 2000b, Gerber 2008). Damit können aus gemessenen und beobachteten Inputdaten direkt die Outputgrößen berechnet werden (Dyck & Peschke 1995, Pöhler 2006). Nachteile dieser Modelle bestehen darin, dass physikalische Grundgesetze nicht beachtet werden (Dyck & Peschke 1995, Martin et al. 2000b, Leser et al. 2005, Spank & Bernhofer 2013), keine räumliche Differenzierung des Systems möglich ist und die Systemeigenschaften als zeitlich konstant angesehen werden (Pöhler 2006). Somit kann mit Black-Box-Modellen das mittlere Verhalten eines Systems beschrieben werden, jedoch eignen sie sich nicht oder nur eingeschränkt dazu, Effekte, die zu Systemveränderungen führen, zu untersuchen (Gattke 2006, Spank & Bernhofer 2013).
- b) *Grey-Box-Modelle*. Ein Großteil der existierenden hydrologischen Modelle gehört zur Gruppe der Grey-Box-Modelle, die sich durch eine mittlere Komplexität auszeichnen und eine Zwischenform zwischen empirischen und physikalischen Modellen darstellen. Neben der physikalischen Beschreibung einzelner Prozesse durch Näherungsverfahren spielt ebenso die Empirie eine Rolle. So können Teilprozesse einer Black-Box-Beschreibung entsprechen, andere Prozessabläufe werden hingegen durch vollständig physikalisch begründete Ansätze beschrieben.

Grey-Box-Modelle werden jedoch überwiegend durch konzeptionelle Vereinfachungen geprägt (Dyck & Peschke 1995, Martin et al. 2000b, Leser et al. 2005, Pöhler 2006, Gerber 2008, Spank & Bernhofer 2013). Das Ziel dieser Modelle besteht darin, die Modellparameter so zu bestimmen, dass mit dem Modell die in der Natur ablaufenden Prozesse möglichst genau abgebildet werden (Dyck & Peschke 1995). Somit muss das Modell kalibriert werden (Gattke 2006).

- c) *White-Box-Modelle*. Im Fokus steht die vollständige prozessorientierte Beschreibung aller hydrologischen Prozesse (Leser et al. 2005, Gerber 2008, Spank & Bernhofer 2013), die auf den Grundgesetzen der Physik, v. a. der Hydro- und Thermodynamik, basieren (Dyck & Peschke 1995, Martin et al. 2000b, Liebscher & Mendel 2010). Diese Modelle verfolgen somit das Ziel, anhand mathematischer Systemfunktionen die einzelnen hydrologischen (Teil-)Prozesse physikalisch begründet abzubilden. Dabei werden Parameter des EZG direkt aus Messungen und räumlich differenziert abgeleitet. Da auch heute noch nicht alle im Boden ablaufenden physikalischen und chemischen Prozesse bekannt sind, enthalten einige Teilprozesse weiterhin empirische Komponenten. Vor allem im größerskaligen Bereich müssen einzelne Parameter angepasst werden. Ein weiterer Schwerpunkt dieser Modelle liegt in der Identifikation und Quantifizierung einzelner Prozesse des Wasserkreislaufs (Pöhler 2006, Liebscher & Mendel 2010).

Streng genommen müssen alle existierenden hydrologischen Modelle für EZG, Boden- und Landschaftswasserhaushalt den Black- oder Grey-Box-Modellen zugeordnet werden. Je nach Anwendungszweck und verwendeter räumlicher Auflösung überwiegt die prozessorientierte Beschreibung der (Teil-)Prozesse wie z. B. beim Modell MIKE-SHE (Spank & Bernhofer 2013). Während auf der Mikroskala (Standort bis EZG von 1 km² Größe) am ehesten eine exakte mathematisch-physikalische Beschreibung der ablaufenden Prozesse möglich ist, kann derzeit in der Meso- und Makroskala nur eine exakte mathematisch-physikalische Beschreibung einzelner Teilprozesse erreicht werden. Jedoch

Tab. 1.2: Ausgewählte Eigenschaften verschiedener (hydrologischer) Modelltypen. Zusammenstellung nach Meuser (1992), Dyck & Peschke (1995), Martin et al. (2000a, 2000b), Fritsch & Katzenmaier (2001), Martin et al. (2001a, 2001b), Gattke (2006), Pöhler (2006), Gerber (2008), Ollesch (2008), Liebscher & Mendel (2010), Spank & Bernhofer (2013).

	Black-Box-Modelle	Grey-Box-Modelle	White-Box-Modelle
alternative Bezeichnung	empirische Modelle	konzeptionelle oder deterministisch-analytische Modelle	deterministisch-numerische oder physikalische Modelle
Funktionsweise	Prozesse werden vereinfacht durch empirische, mathematische Funktionen beschrieben	Prozesse werden vereinfacht durch physikalisch begründete Modellfunktionen beschrieben	Prozesse werden exakt physikalisch beschrieben
Gültigkeit / Übertragbarkeit in andere Gebiete	eingeschränkte Anwendbarkeit und Übertragbarkeit in andere Gebiete	Anwendbarkeit und Übertragbarkeit in andere Gebiete meist gewährleistet	Anwendbarkeit und Übertragbarkeit in andere Gebiete gewährleistet
benötigte Inputdaten	wenige	überschaubar	sehr viele
mathematische Lösung	analytische Lösung	meist analytische Lösung	meist numerische Lösung
Rechenaufwand	gering	gering bis hoch	hoch bis sehr hoch
Arbeitsaufwand	gering	gering bis hoch	sehr hoch
Bewertung	keine generelle Aussage möglich	Ergebnisse weisen Fehler in Bilanz, Dynamik und/oder Zustandsvariablen auf; Optimierung hinsichtlich eines bestimmten Kriteriums möglich	exakte Lösung bis auf numerische Fehler; Einsatz in der Praxis kaum möglich; Anwendung v. a. in der Forschung
Beispiele	TUB-BGR-Verfahren , BAGLUVA-Verfahren, Niederschlags-Abfluss-Modelle (z. B. Einheitsganglinie), Universal Soil Loss Equation (USLE)	WaSiM-ETH , ArcEGMO, Einzellinearspeicher, Speicherkaskaden, HYDRUS, MODFLOW	Labor-, Freilandexperimente , Système Hydrologique Européen (SHE-Modell)

haben in der Vergangenheit v. a. Untersuchungen in kleinen EZG zu einem besseren Verständnis des Abflussbildungsprozesses sowie weiterer hydrologischer Prozesse geführt (Liebscher & Mendel 2010). Ein besseres Prozessverständnis, größere Rechnerleistungen und eine bessere Datenverfügbarkeit haben so in den letzten Jahren die Entwicklung hin zu White-Box-Modellen begünstigt. Jedoch nehmen damit die Modellkomplexität, die Anforderungen an die Inputdaten und die Fehleranfälligkeit der Modelle zu. Da selbst physikalisch basierte Modelle nicht das gesamte natürliche System abbilden können, werden wie bei WaSiM physikalische und konzeptionelle Ansätze miteinander verbunden, um so optimale Modellierungsergebnisse in Raum und Zeit zu erhalten (Gerber 2008).

Derzeit gibt es kein hydrologisches Modell, das für alle Skalenbereiche eingesetzt werden kann, und auch in absehbarer Zeit wird es dieses nicht geben. Da die unterschiedlichen hydrologischen Modelle für spezielle Fragestellungen und Probleme entwickelt worden sind, haben alle Modelle auch ihre spezifische Berechtigung (Liebscher & Mendel 2010).

Überprüfung von Modellierungsergebnissen

Für die Überprüfung von Modellierungsergebnissen sind Messdaten erforderlich. Am häufigsten – und oft auch als einziger Vergleichsdatensatz – werden Abflussmessungen an Flusspegeln herangezogen. Die Güte des eingesetzten hydrologischen Modells wird somit i. d. R. dadurch quantifiziert, ob die gemessene und modellierte Abflussganglinie eine hohe Übereinstimmung zeigen (Beven & Binley 1992). Dabei wird davon ausgegangen, dass ein hydrologisches Modell alle wichtigen ablaufenden hydrologischen Prozesse eines EZG abbildet, wenn eine hohe Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Werten erreicht wird (Spank & Bernhofer 2013).

In der Literatur existieren zahlreiche Beispiele, in denen gemessene und modellierte Werte des Abflusses an Pegeln gegenübergestellt werden (z. B. bei Gurtz et al. 2003, Carpenter & Georgakakos 2004, Vieux et al. 2004, Pfützner et al. 2008, Haberlandt 2010, Jiang et al. 2014). Dabei zeigen Studien, in denen mehrere Modelle miteinander verglichen werden, dass die unterschiedlichen verwendeten Modellierungsansätze und Inputdaten verschiedener hydrologischer Modelle zu mehr oder weniger voneinander abweichenden Ergebnissen führen können (z. B. Breuer et al. 2009, Haberlandt 2010, Lünich et al. 2011). Auch bei der Modellierung mit WaSiM wird meist nur überprüft, ob zwischen gemessenen und simulierten Werten an einem bestimmten Pegel eine hohe Übereinstimmung besteht (z. B. Fritsch & Katzenmeier 2001, Gurtz et al. 2003, Bormann & Elfert 2010, Singh et al. 2012, Anis & Rode 2014). Wird nur dieses Kriterium angewandt, liefert die Modellierung mit WaSiM i. d. R. zufriedenstellende Ergebnisse. Vereinzelt werden auch nur statistische Kenngrößen angegeben, um die Güte des Modells zu belegen (z. B. Gädeke et al. 2014). Jedoch erlaubt die alleinige Verwendung statistischer Gütemaße keine Aussage darüber, ob die Prozesse, die zur Abflussbildung beitragen, richtig durch das Modell erfasst werden (Fritsch & Katzenmaier 2001).

Eine räumliche Darstellung der Wasserhaushaltssimulationsergebnisse mit WaSiM ist in der Literatur nur vereinzelt zu finden (z. B. Jasper et al. 2006, Ollesch et al. 2006, Ollesch 2008, Anis 2013). Dieses betrifft dann meist nur Darstellungen einzelner Wasserhaushaltskomponenten für einzelne Tage oder Ereignisse. Ebenso werden selten Modellierungsergebnisse anderer hydrologischer Modelle in der räumlichen Verteilung dargestellt (Tab 1.3). Aus dem Bereich der Bodenerosion existieren einzelne Beispiele (z. B. Jetten et al. 2003, Ollesch 2008), wobei sich zeigt, dass die räumliche Repräsentativität der Modellierungsergebnisse negativ ist (Jetten et al. 2003). Oft ist jedoch auch aufgrund der Modellkonzeption des eingesetzten hydrologischen Modells eine genaue räumliche Darstellung der Modellierungsergebnisse nicht möglich. In diesen Bereich fallen viele Black-Box-Modelle sowie halb-räumlich gegliederte Modelle (semi-distributed models).

Tab. 1.3: Ausgewählte Beispiele für die räumlich differenzierte Darstellung von Ergebnissen der Wasserhaushaltssimulation mit verschiedenen hydrologischen Modellen.

Literatur	Untersuchungsgebiet	Modell	Wasserhaushaltskomponenten
Anis (2013)	Schäferbach, Deutschland	WaSiM-ETH	absolute Bodenfeuchte, Oberflächenabfluss, Interflow für ein bestimmtes Ereigniss
BMU (2003)	Bundesrepublik Deutschland	TUB-BGR-Verfahren	mittlere Sickerwasserrate
BMU (2001)	Bundesrepublik Deutschland	BAGLUVA	mittlere jährliche Abflusshöhe
Gebel et al. (2014)	Miyun-Einzugsgebiet, China	STOFFBILANZ	Oberflächenabfluss, Sickerwasserrate, Tiefenversickerung
Gerstengarbe et al. (2003)	Brandenburg, Deutschland	ArcEgmo	Sickerwasserraten, Oberflächenabfluss, Gesamtabfluss
Gudera & Morhard (2015)	Baden-Württemberg, Deutschland	GWN-BW	Grundwasserneubildung, Gesamtabfluss
Jasper et al. (2006)	Thur-Einzugsgebiet, Schweiz	WaSiM-ETH	mittlerer volumetrischer Wassergehalt im Wurzelraum
Lahmer et al. (2000)	Brandenburg und Berlin, Deutschland	ABIMO	mittlerer jährlicher Gesamtabfluss
		RASTER	mittlerer jährlicher Gesamtabfluss
Neumann (2005)	Bundesrepublik Deutschland	BAGLUVA	Gesamtabfluss
		HAD-GWNeu	Grundwasserneubildung
Ollesch (2008)	Schäferbach, Deutschland	IWAN/WaSiM-ETH	Oberflächenabfluss für einzelne Tage
	Lubazhinka, Russland	IWAN/WaSiM-ETH	Oberflächenabfluss für einzelne Tage
Ollesch et al. (2006)	Schäferbach, Deutschland	WaSiM-ETH	Oberflächenabfluss für einzelne Tage
Pfützner et al. (2008)	Sachsen-Anhalt, Deutschland	ArcEgmo	Oberflächenabfluss, langsamer und schneller Grundwasserabfluss

1.3.3 TUB-BGR-Verfahren

Verfahren zur Berechnung von Grundwasserneubildungs- und Sickerwasserraten

Kenntnisse über die Höhe der SWR und GWN spielen bei verschiedenen Fragestellungen wie der Verlagerung von Nähr- und Schadstoffen im Boden, im Gewässerschutz, bei der Bodenbildung oder der Trinkwasserversorgung aus dem Grundwasser eine wichtige Rolle. Daher sind Kenntnisse dieser Größen von großem Interesse (Sauer et al. 2002, BMU 2003, Jankiewicz et al. 2005).

Die SWR wird als diejenige Wassermenge definiert, die abzüglich des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser (KA) den Wurzelraum nach unten hin verlässt (Jankiewicz et al. 2005) und als Interflow (Q_{ifl}) auftritt oder zur GWN beiträgt (BMU 2003). Als GWN wird diejenige Wassermenge bezeichnet, die schließlich die Grundwasseroberfläche erreicht (Dyck & Peschke 1995, Wilhelm 1997, Duijnsveld et al. 2008). Da oft nicht bekannt ist, welcher Anteil des Sickerwassers zur GWN beiträgt, wird die SWR auch als potentielle GWN bezeichnet (Dörhöfer & Josopait 1997). Treten an einem Standort weder Oberflächenabfluss (Q_D) noch Q_{ifl} auf, so sind bei den vorliegenden Standortbedingungen die SWR und GWN identisch (Duijnsveld et al. 2008). Auch im *Westfläming* sind die Höhe der SWR und GWN nahezu gleich, da die Grundwasserleiter im Norddeutschen Tiefland unbedeckt, die topographischen Unterschiede gering und die Infiltrationsfähigkeit der Böden gut sind (Dörhöfer & Josopait 1997, Jankiewicz et al. 2005, Neumann 2005). Q_D tritt hier höchstens nach Starkniederschlägen auf (Jankiewicz et al. 2005).

Die Höhe der SWR und GWN wird durch verschiedene Faktoren wie Niederschlag, Evapotranspiration (ET), Grundwasserflurabstand (GWST), Sickergeschwindigkeit des Wassers in der ungesättigten Zone und Vegetation beeinflusst (Dyck & Peschke 1995, BMU 2003). In der Regel sind die SWR und GWN unter Ackerland am höchsten und unter Wald am geringsten. Auf sandigen Böden wie im *Westfläming* können sie unter Wald jedoch auch hoch sein (Dyck & Peschke 1995).

Für die Ermittlung der Höhe der SWR und GWN werden in der Praxis verschiedene Verfahren und Methoden angewandt, die nach Dyck & Peschke (1995), Dörhöfer & Josopait (1997), Meßer (1997), Schindler & Müller (1998), Schindler et al. (2004), Wessolek et al. (2004a), Neumann (2005), Schind-

ler & Müller (2005a), Duijnsveld et al. (2008), Lemke & Elbracht (2008), Meßer (2008) sowie Schindler et al. (2009) wie folgt enteilt werden können:

- a) *In-situ-Messung und Standortuntersuchungen*. Eingesetzt werden Lysimeter sowie Sensoren für die Messung der Bodenfeuchte oder Saugspannungen an einem konkreten Standort (punktuelle Messung). Die Höhe der SWR bzw. GWN kann mit Lysimetern direkt über Messungen bestimmt werden. Beim Einsatz von Sensoren werden Wasserbewegungen in der ungesättigten Bodenzone über Gradienten der Wassergehalte oder Saugspannungen bestimmt.
- b) *Ableitung aus Analysen der Abflussganglinie eines Vorfluters (Ganglinienseparation)*. Bei bekanntem EZG eines Pegels kann die mittlere GWN dieses EZG durch Abtrennung des Basisabflusses (Q_B) vom Gesamtabfluss (Q_{ges}) bestimmt werden. Die mittlere GWN wird dabei aus den Niedrigwasserabflüssen abgeleitet. Diese prozessorientierten Verfahren basieren auf kausalen Zusammenhängen zwischen dem Q_B und Füllungsgrad des Grundwasserspeichers.
Beispiele: Verfahren nach Wundt (1958), Kille (1970), Wittenberg (1999), DIFGA-Verfahren (Schwarze & Dröge 2011).
- c) *Berechnung aus Grundwasserständen*. Sind für ein Wasserwerk und das dazugehörige Fördergebiet die Entnahmemengen, Größe und Grundwasserstände bekannt, so kann hieraus abgeleitet werden, wie hoch die GWN ist und welcher Anteil der GWN langfristig genutzt werden kann.
- d) *Wasserhaushaltsmethoden*. Die Höhe der GWN wird aus der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung abgeleitet. Für die Grundwasserneubildung GWN [mm] gilt:

$$GWN = N - aET - Q_D - Q_{ifl} \quad (Gl. 1.1)$$

mit	N	Niederschlag [mm a ⁻¹]
	aET	aktuelle Evapotranspiration [mm a ⁻¹]
	Q_D	Direktabfluss [mm a ⁻¹]
	Q_{ifl}	Interflow [mm a ⁻¹]

Tritt kein lateraler Abfluss auf, vereinfacht sich Gl. 1.1 zu:

$$GWN = N - aET \quad (Gl. 1.2)$$

Beispiele: Verfahren nach Dörhöfer & Josopait (1981), Schroeder & Wyrwich (1990).

- e) *Ableitung über empirische Verfahren*. Aus Feldmessungen und -experimenten werden Beziehungen, Nomogramme und Gleichungen abgeleitet, mit denen die Höhen der SWR und GWN ermittelt werden können. Meist handelt es sich um Regressionsgleichungen, die Landnutzungs-, Klima- und Bodendaten berücksichtigen. Die Kalibrierung wird oft anhand von Abflüssen vorgenommen.
Beispiele: Verfahren von Renger & Wessolek (1990), TUB-BGR-Verfahren, BAGLUVA-Verfahren.
- f) *Berechnung mit numerischen Modellen*. Mit unterschiedlich komplexen physikalisch basierten Bodenwasserhaushaltsmodellen und hydrologischen Modellen werden mithilfe mathematischer Gleichungen die bodenphysikalischen und hydrologischen Prozesse im Boden abgebildet. Dabei wird meist die Richards-Gleichung numerisch gelöst. Die Kalibrierung der Modelle wird oft anhand von Abflüssen eines Vorfluters vorgenommen.
Beispiele: Modelle SWAT (Soil and water Assessment Tool; Neitsch et al. 2011), HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 2013), WaSiM-ETH.

In dieser Arbeit wurden die jährlichen SWR (SWR_j) mit dem TUB-BGR-Verfahren (Wessolek et al. 2008a) berechnet. Dieses Verfahren basiert auf dem von Renger & Strebel (1980) entwickelten und von Renger & Wessolek (1990) weiterentwickelten Ansatz zur Berechnung der SWR_j in Norddeutschland. Diese Methodik wurde aufgrund neuer Anforderungen mehrfach erweitert und angepasst (Wessolek et al. 2004a, 2004b, 2008a). Zuletzt wurde das TUB-BGR-Verfahren für den *Hydrologischen Atlas von Deutschland* (BMU 2003) für die in Deutschland vorherrschenden klimatischen und pedolo-

gischen Standortbedingungen angepasst und ist nun bundesweit einsetzbar (Wessolek et al. 2008a). Eine weitere Modifikation wurde für Grünlandstandorte veröffentlicht (Wessolek et al. 2011).

Das TUB-BGR-Verfahren wurde in verschiedenen Studien innerhalb Deutschlands erfolgreich angewandt (z. B. BMU 2003, Haas 2004, Jankiewicz et al. 2005, Miller et al. 2007, Paul et al. 2013b). Teilweise wurden die Ergebnisse des TUB-BGR-Verfahrens mit denen anderer Verfahren bzw. Modelle verglichen. Hohe Übereinstimmungen konnten z. B. mit dem BAGLUVA-Verfahren (Jankiewicz et al. 2005, Neumann 2005), den Modellen SWAT (Messal 2014, Paul & Meißner 2014) und HYDRUS-1D (Kriese 2014, Kriese et al. 2015) erreicht werden.

In der Regel liegen flächenhafte Darstellungen der GWN und SWR nur für einzelne Regionen oder Bundesländer vor (Duijnisveld et al. 2008). Lediglich für den *Hydrologischen Atlas von Deutschland* wurden flächendeckende Karten der SWR und GWN für ganz Deutschland erstellt. Diese Karten (Maßstab: 1 : 1 000 000) basieren auf der Bodenübersichtskarte 1000 (BÜK 1000), der Corine-Land-Cover und Daten der Klimanormperiode 1961–1990 (BMU 2003). Aus ihnen geht hervor, dass in Deutschland die Höhe der mittleren jährlichen Sickerwasserraten ($mSWR_j$) insbesondere durch den Niederschlag bestimmt wird. Erst danach spielen Bodeneigenschaften und Landnutzung eine Rolle. In Ostdeutschland, v. a. in der Magdeburger Börde und im Thüringer Becken, werden $mSWR_j$ von weniger als 50 mm a^{-1} erreicht. Übersteigen die Niederschlagsmengen 800 mm a^{-1} wird die Höhe der $mSWR_j$ v. a. durch die Landnutzung bestimmt. Mit abnehmenden Niederschlagsmengen nimmt der Einfluss von GWST und Bodeneigenschaften zu. So sind z. B. die $mSWR_j$ der typischen Böden nordostdeutscher Flusslandschaften gering, da aufgrund hoher Grundwasserstände die aktuelle (aET) und potenzielle Evapotranspiration (pET) nahezu identisch sind (BMU 2003).

Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf den Landschaftswasserhaushalt

Wie aus dem *Hydrologischen Atlas von Deutschland* (BMU 2003) hervorgeht, sind bereits unter gegenwärtigen klimatischen Bedingungen die SWR im *Westfläming* gering. Andere Studien zeigen, dass in Teilen Sachsen-Anhalts, v. a. in den Flussauen, sowohl die GWN (Pfützner et al. 2013b) als auch die klimatischen Wasserbilanzen (KWB) in den letzten Jahrzehnten negativ waren (Kropp et al. 2009, Pfützner et al. 2013a). Negative GWN-Raten traten in Feuchtgebieten auf, in denen durch lateralen Zufluss mehr Wasser für die Pflanzen zur Verfügung stand, als vor Ort neu gebildet wurde (Kropp et al. 2009).

In den letzten Jahrzehnten traten im östlichen Sachsen-Anhalt klimatische Veränderungen auf: Im Mittel sind die Jahre wärmer, die Sommer wärmer und trockener und die Winter feuchter als bisher geworden (Bernhofer et al. 2008, Kropp et al. 2009). Da verschiedene Klimamodellrechnungen darauf hindeuten, dass sich die in der Vergangenheit beobachteten klimatischen Veränderungen in Zukunft weiter fortsetzen werden (Zebisch et al. 2005, Paul et al. 2013b), wird es im *Westfläming* zu Veränderungen im regionalspezifischen Wasserhaushalt kommen (Franke et al. 2006). Dabei spielen v. a. Veränderungen in der räumlichen und innerjährlichen Verteilung des Niederschlags, Veränderungen der Lufttemperaturen und der ET eine Rolle. Die klimatischen Veränderungen werden somit einen direkten Einfluss auf die Wasserbilanz, hydrologischen Systeme und Wasserwirtschaft haben. Das für die Zukunft prognostizierte häufigere Auftreten von Trockenperioden und Dürren wird das Wasserdargebot verändern und die Wasserverfügbarkeit im *Westfläming* beeinflussen (Gerstengarbe et al. 2003). Auch mit einem Rückgang der sommerlichen Abflüsse ist zu rechnen (Kropp et al. 2009).

Der Klimawandel wird sich weltweit auf die unterschiedlichen natürlichen und anthropogenen Systeme auswirken (IPCC 2007b, 2014). Innerhalb Deutschlands wird das Norddeutsche Tiefland zu den am stärksten betroffenen Regionen zählen, wobei insbesondere die Wasser-, Land- und Forstwirtschaft betroffen sein werden (Zebisch et al. 2005, Schröter et al. 2006). Welchen Einfluss der Klimawandel auf die GWN in Sachsen-Anhalt in Zukunft haben könnte, haben z. B. Kropp et al. (2009) unter der Verwendung von Daten der Klimamodelle REMO und WETTREG sowie unter der Annahme der SRES-Klimaszenarien analysiert. Demnach ist zukünftig mit einer Abnahme der GWN zu rechnen.

Auch Pfützner et al. (2013b) prognostizieren, dass es im Fläming bis zum Jahr 2100 zu einer starken Abnahme der GWN kommen wird.

In den letzten Jahren wurden in zahlreichen Studien mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf den Landschaftswasserhaushalt in Deutschland untersucht und diskutiert (z. B. Gerstengarbe et al. 2003, Zebisch et al. 2005, Kropp et al. 2009, Germer et al. 2011b, Stock & Lahmer 2011, Blomenhofer et al. 2012, Pfützner et al. 2013a, 2013b). Dabei lag ein regionaler Schwerpunkt innerhalb Deutschlands auf der Region Berlin-Brandenburg, welche ähnliche naturräumliche Verhältnisse wie der *Westfläming* aufweist. Wie der *Westfläming* zählt auch Brandenburg zu den trockensten Gebieten Deutschlands und die Böden weisen ebenfalls nur geringe nutzbare Feldkapazitäten (nFK) auf, sodass das Wasser in der Vegetationsperiode oft nicht ausreicht (Lahmer 2003, Kropp et al. 2009, Drasting et al. 2011). Zudem können in Brandenburg bereits heute erste Auswirkungen des Klimawandels beobachtet werden (Lahmer 2008, Germer et al. 2011a). Auch die demographischen Entwicklungen, v. a. die starke Bevölkerungsabnahme in den ländlichen Gebieten, die sich zukünftig weiter fortsetzen werden (Germer et al. 2011a, 2011b, Statistisches Landesamt Sachsen-Anhalt 2015), sind in beiden Regionen vergleichbar und haben starke Auswirkungen auf die Region und ihren Landschaftswasserhaushalt. Die im Folgenden beschriebenen zu erwartenden Entwicklungen, wie sie für Brandenburg in zahlreichen Studien untersucht wurden, sind auch für den *Westfläming* zu erwarten.

Die Region Berlin-Brandenburg ist schon heute wasserwirtschaftlich sensibel und von Wassermangel geprägt, da sich in der Vergangenheit die Wasserbilanzen negativ entwickelt haben (Germer et al. 2011b). So wurde in den letzten Jahrzehnten ein langsames Absinken der Grundwasserspiegel beobachtet (Gerstengarbe et al. 2003, Lahmer 2003, 2008, Drasting et al. 2011). Beispielsweise im brandenburgischen Teil des Fläming nahmen die Grundwasserspiegel seit den 1970er Jahren um bis zu mehr als 3 cm a^{-1} ab (Lahmer 2003, Germer et al. 2011b). Als Ursache werden abnehmende SWR angegeben (Lahmer 2003, 2008, Drasting et al. 2011), die im Wesentlichen auf eine Abnahme der Niederschläge und eine Zunahme der Lufttemperaturen zurückzuführen waren (Lahmer 2008). Teilweise führten Gerstengarbe et al. (2003) diese Abnahmen jedoch auch auf anthropogene Effekte wie die Einstellung der Rieselfeldbewirtschaftung zurück.

Lahmer (2003, 2008) zeigte, dass auf 75 % der Fläche Brandenburgs die SWR zwischen 1961 und 1998 abgenommen haben, wobei diese Abnahmen zum großen Teil nicht signifikant waren. Signifikante Abnahmen der SWR traten in Brandenburg nur in Feuchtgebieten und auf grundwassernahen Flächen auf. Prognosen gehen davon aus, dass die SWR aufgrund veränderter klimatischer Bedingungen (Niederschlagsabnahme, Temperatur-, ET-Zunahme) bis 2050 weiter stark abnehmen werden. Dabei werden die Abnahmen zwischen Dezember und April deutlich stärker als im übrigen Jahr ausfallen, da die aET-Werte im Winterhalbjahr aufgrund steigender Temperaturen stark zunehmen werden. Im Sommer wird die Abnahme der SWR geringer ausfallen, da das Niederschlagsdargebot verringert sein wird. Als besonders sensibel gegenüber Klimaveränderungen werden sich offene Wasserflächen sowie grundwasserbeeinflusste Gebiete erweisen, da hier die aET-Raten stark steigen werden (Gerstengarbe et al. 2003, Lahmer 2003, Stock & Lahmer 2011). So zeigten z. B. Gerstengarbe et al. (2003), dass gemittelt über das gesamte Bundesland Brandenburg die SWR der Periode 2011–2055 um etwa 57 % gegenüber der Periode 1951–2000 auf etwa 34 mm a^{-1} abnehmen werden. Damit werden die GWN und der Q_{ges} die am sensitivsten auf den Klimawandel reagierenden Wasserhaushaltskomponenten sein.

Zudem gehen Prognosen davon aus, dass die schon heute negativen KWB in Brandenburg bis 2055 weiter stark abnehmen werden, was zu Problemen bei der Wasserverfügbarkeit führen wird. Beispielsweise werden die prognostizierten klimatischen Entwicklungen Auswirkungen auf die Oberflächengewässer haben (Gerstengarbe et al. 2003). Bereits in der Vergangenheit wurde beobachtet, dass in einigen Seen die Wasserstände sanken (Germer et al. 2011b). Zudem wurden seit den 1970er Jahren teilweise starke Abnahmen des Q_{ges} in Flüssen beobachtet. Diese sind auf negative Wasserbilanzen zurückzuführen, die auch zu sinkenden Grundwasserständen und Seepegeln führten (Germer

et al. 2011b). Prognosen gehen davon aus, dass mit einer weiteren starken Abnahme des Q_{ges} in Zukunft gerechnet werden muss. Diese Entwicklungen werden auf abnehmende Niederschlagsmengen und zunehmende Verdunstung zurückgeführt (Gerstengarbe et al. 2003, Lahmer 2003).

Auch für andere Regionen Deutschlands liegen Untersuchungen zu Auswirkungen bereits aufgetretener und für die Zukunft prognostizierter klimatischer Veränderungen auf den Landschaftswasserhaushalt vor. Beispielsweise zeigten Blumenhofer et al. (2011), dass in großen Teilen von Bayern, Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz in den letzten Jahrzehnten signifikante Abnahmen der Grundwasserstände beobachtet wurden, wobei eine gewisse Häufung in niederschlagsarmen Regionen auftrat. Außerdem zeigten sie, dass sich die Jahresamplituden der Grundwasserstände vergrößert haben, seit den 1970er Jahren vermehrt phasenweise steigende Grundwasserstände und die höchsten Grundwasserstände eines Jahres früher im Jahr auftraten. Setzt sich dieser Trend zukünftig fort, so kann es bei zunehmend sinkenden Grundwasserständen zeitweise zu einer eingeschränkten Wasserverfügbarkeit kommen. Blumenhofer et al. (2012) zeigten, dass es bis 2050 aufgrund zunehmender Trockenheit v. a. im Sommer zu einer angespannteren Wasserversorgungssituation kommen wird. Aufgrund negativer Veränderungen im Bodenwasserhaushalt und einer Zunahme der Tage mit $nFK < 30 \%$ kann es zu einem deutlichen Anstieg des Bewässerungsbedarfs kommen.

1.4 Untersuchungsgebiet und Monitoringstandorte

Geologie/Geomorphologie. Der Fläming, eine wellige bis hügelige Landschaft (Brunner 1962, BfN 2010), erstreckt sich im Osten Sachsen-Anhalts und Südwesten Brandenburgs und ist Teil der norddeutschen Altmoränenlandschaft (Liedtke & Marcinek 2002). In entscheidender Weise wurde er während des Warthe-Stadiums der Saale-Eiszeit geprägt (Brunner 1962, Hartong et al. 2010) und besteht aus zahlreichen Endmoränen (Liedtke 1981), meist Stauchendmoränen (Brunner 1962).

Landschaftseinheiten/Naturraum. Grob kann der Fläming in zwei Naturräume unterteilt werden, deren Abgrenzungen und Bezeichnungen in der Literatur nicht einheitlich sind (Brunner 1962, Luckner et al. 2002, BfN 2010, Hartong et al. 2010):

1. das *Zerbster Ackerland*, der *Roßlau-Wittenberger-Vorfläming* oder der *Niedere Fläming* mit Höhen bis ca. 100 m üNN und
2. der *Hohe* oder *Zentrale Fläming* mit Höhen von ca. 100 bis 200 m üNN

Der sachsen-anhaltinischen Teils des Fläming, im Folgenden als *Westfläming* bezeichnet, umfasst 30 Gemeinden Sachsen-Anhalts und stellt in dieser Arbeit das Untersuchungsgebiet (UG) dar.

Landnutzung. Der *Hohe Fläming* wird von Nadelwäldern dominiert, welche meist ausgedehnte Kiefernforste sind (BfN 2010). Lediglich kleine Flächen werden von Laub- und Mischwäldern bedeckt. Das *Zerbster Ackerland* wird hingegen intensiv landwirtschaftlich genutzt. Getreide-, Mais- und Rapsanbau spielen hier eine bedeutende Rolle. Auf kleineren Flächen werden Sonderkulturen wie Spargel angebaut. Entlang der Flüsse Elbe, Nuthe und Rossel wird vermehrt Grünland- und Weidewirtschaft betrieben.

Böden. Aufgrund der geologischen Entstehung des Fläming herrschen sandige Substrate (Liedtke & Marcinek 2002), Geschiebemergel und Schluff vor (Luckner et al. 2002). Das *Zerbster Ackerland* wird von Braunerden und Podsolen dominiert (BfN 2010). Mehr als 50 % des *Westfläming*s werden von Braunerden eingenommen, welche meist nur geringe nutzbare Feldkapazitäten im effektiven Wurzelraum ($nFKWe$) aufweisen. In den Flussauen treten vermehrt saisonal bis ganzjährig grundwasserbeeinflusste Böden wie Vegen, Pseudogleye oder Gleye auf, die meist höhere $nFKWe$ -Werte als die Braunerden aufweisen.

Hydrologie. Das *Zerbster Ackerland* wird von den Flüssen Nuthe, Ehle und Rossel durchflossen, die am westlichen Rand der Fläminghochfläche entspringen und den westlichen Teil des Fläming in die Elbe entwässern (Luckner et al. 2002). Auf der Fläminghochfläche kommen lediglich ephemere Flüsse

vor, da das Niederschlagswasser aufgrund der Dominanz sandiger Bodensubstrate sehr schnell infiltriert (Brunner 1962).

Wasserwirtschaft. Der *Westfläming* ist ein wichtiges Trinkwassergewinnungsgebiet (Luckner et al. 2002). Der Grundwasserleiter (GWL) II, der dem Förderhorizont der Trinkwassergewinnung entspricht (GCI GmbH 2011), ist im *Westfläming* der Haupt-GWL. Zusammen mit dem GWL I erreicht er teilweise Gesamtmächtigkeiten von mehr als 60 m. Die Geschiebemergeldecke zwischen den GWL I und II weist lokal Lücken auf, sodass diese lokal miteinander verkoppelt sind. Stellenweise liegt über dem GWL I noch ein GWL 1, der für Feuchtgebiete ökologisch bedeutend ist (Luckner et al. 2002).

Im *Westfläming* liegt das von der Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM) betriebene Wasserwerk Lindau mit den dazugehörigen Wasserfassungen (WF) Lindau-Süd, Dobritz II und Nedlitz (GCI GmbH 2011), aus denen etwa 150 000 Menschen ihr Trinkwasser erhalten (Borgmann 2012). Während an der WF Lindau-Süd die Trinkwasserförderung Ende August 2007 eingestellt wurde, wurden an den beiden WF Dobritz II und Nedlitz im Jahr 2012 insgesamt gut 20 500 m³ Rohwasser pro Tag gefördert (TWM 2014a). Durch den in Sachsen-Anhalt seit 1990 erheblich zurückgegangenen Trinkwasserverbrauch von 330 l/Person (1990) auf 136 l/Person (2010) (LAU & LAV 2012), sind die geförderten Wassermengen erheblich gesunken (TWM 2012). Hinzu kam ein massiver Bevölkerungsrückgang in diesem Gebiet (Ahlke et al. 2012), der ebenso einen Einfluss auf die Fördermengen hatte. Als Folge stiegen seit 1993 an der WF Lindau-Süd die Grundwasserdruckpotentiale im GWL I und II um rund 1.9 m an. An den WF Nedlitz und Dobritz II wurde hingegen seit 1993 eine Absenkung der Grundwasserdruckpotentiale beobachtet, die auf abnehmende GWN-Raten seit den 1970er Jahren zurückzuführen sind. Die Absenkung auf den Fläminghochflächen lag bei maximal 1.5 m (GCI GmbH 2011).

Durch die seit den 1960er Jahren vorgenommene Intensivierung der Landwirtschaft wurden im *Zerbster Ackerland* umfangreiche Hydromeliorationsmaßnahmen durchgeführt (Luckner et al. 2002, Hartong et al. 2010, Wernike et al. 2014), dessen Hauptziel darin bestand, den Grundwasserstand abzusenken. Zudem dienten die Meliorationsmaßnahmen als Hochwasserschutz und sie haben den Landschaftswasserhaushalt nachhaltig verändert. So wurden z. B. Niedermoore durch umfangreiche Grabensysteme entwässert, um diese in Grün- oder Ackerland umzuwandeln (Hartong et al. 2010). Eine Folge dieser Maßnahmen war die flächenhafte Absenkung des Grundwasserspiegels. Es zeigte sich zunächst eine deutliche Verbesserung der Anbaubedingungen; jedoch traten später zunehmend Trockenschäden auf. Die Entwässerungsmaßnahmen reichten teilweise bis in die benachbarten Wälder. Die größten Auswirkungen auf den Landschaftswasserhaushalt dürfte der Ausbau nahezu aller Fließgewässer sowie die Anlage zahlreicher Drainagen im Zeitraum von 1973 bis 1989 gehabt haben (Luckner et al. 2002).

Monitoringstandorte

Für die erfolgreiche Anwendung eines hydrologischen Modells in einem Gebiet sind Kenntnisse über die zeitliche und räumliche Verteilung sowie über die Dynamik der Bodenfeuchte erforderlich. Auch kleinräumige Heterogenitäten spielen dabei eine wichtige Rolle (Paul et al. 2013a). Für die Modellkalibrierung und -validierung ist es notwendig, Bodenfeuchten unterschiedlicher Landnutzungen und Böden zu kennen. Aus diesen Gründen und um die ablaufenden Prozesse besser zu verstehen, wurden im *Westfläming* sechs bodenhydrologische Monitoringstandorte errichtet (Abb. 1.3). Bei der Flächenauswahl spielten die folgenden Faktoren eine Rolle (Paul et al. 2013c):

1. Die Hauptlandnutzungen des UG, v. a. Land- und Forstwirtschaft, sollten abgebildet werden. Daher wurden zwei repräsentative Ackerflächen und vier typische Waldstandorte ausgewählt. Auf den Ackerflächen wurden die Fruchtfolgen Silomais – Winterroggen – Winterraps – Winterroggen und Winterraps – Winterroggen – Winterroggen – Winterroggen untersucht (Gottschalk 2014). Im Wald wurden unterschiedliche Zusammensetzungen und Strukturen der Wälder (Nadel-, Misch-, Laubwald) berücksichtigt.

2. Gegenwärtig dominieren im *Westfläming* Kiefernforste, die anfällig gegenüber den sich ändernden klimatischen Bedingungen sind. Eine Möglichkeit, Kiefernforste ohne Kahlschlag in Laub- oder Laubmischwälder umzubauen, ist der Buchenvoranbau (Oleskog & Löf 2005). Im Forstrevier „Hoher Fläming“ werden seit etwa 150 Jahren Buchenvoranbauten angelegt. Eine Intensivierung dieser Anbauform findet seit den 1970er Jahren statt. Gegenwärtig werden im Forstrevier ca. 8 % der Fläche von Buchenvoranbauflächen eingenommen (Reis 2013). Diese Standorte sind für einen klimagerechten Waldumbau von großem Interesse und wurden deshalb in das Untersuchungsprogramm aufgenommen.
3. In den letzten Jahren ist der Anteil der Laubbäume im *Hohen Fläming*, v. a. in den Jungbeständen, gestiegen. Auf diesen Flächen ist die Eiche weit verbreitet. Im Kontext des globalen Wandels stellt sich die Frage, welche Waldformen zukünftig interessant sein könnten. Eine Möglichkeit stellen dabei die hier untersuchten Eichenmischwälder dar.
4. Im *Westfläming* existieren Nutzungskonflikte um die Ressource Wasser zwischen den ansässigen Wasserversorgern, Land- und Forstwirten. Daher wurden sowohl Standorte mit hohen als auch mit niedrigen Grundwasserständen auf regionstypischen Böden ausgewählt, um einen möglichen Einfluss der Trinkwasserförderung, Land- oder Forstwirtschaft auf den Bodenwasserhaushalt abschätzen zu können.
5. Die Messplätze sollten im EZG der Grimmer Nuthe oder in unmittelbarer Nähe liegen, um die Messwerte für die Modellkalibrierung und -validierung des hydrologischen Modells WaSiM für dieses EZG nutzen zu können.
6. Um eine Zerstörung der Messplätze durch die laufende Bearbeitung der Flächen zu vermeiden, wurden alle Messinstrumente und Datenlogger unterirdisch verlegt.

An allen Standorten wurden GMS (Irrrometer Company 2010) eingesetzt, die eine kontinuierliche Erfassung kleinräumiger Heterogenitäten in der Bodenwasserdynamik ermöglichen (Rupp et al. 2013). Detailliert wird auf die eingesetzten GMS in Kap. 2.1.3 eingegangen. Abb. 1.4 zeigt den Aufbau der Monitoringstandorte und gibt die Einbautiefen der einzelnen Sensoren an. Die Niederschlagsmengen wurden in Lindau und Golmenglín erfasst (vgl. Abb. 1.3, Kap. 2.1.3).

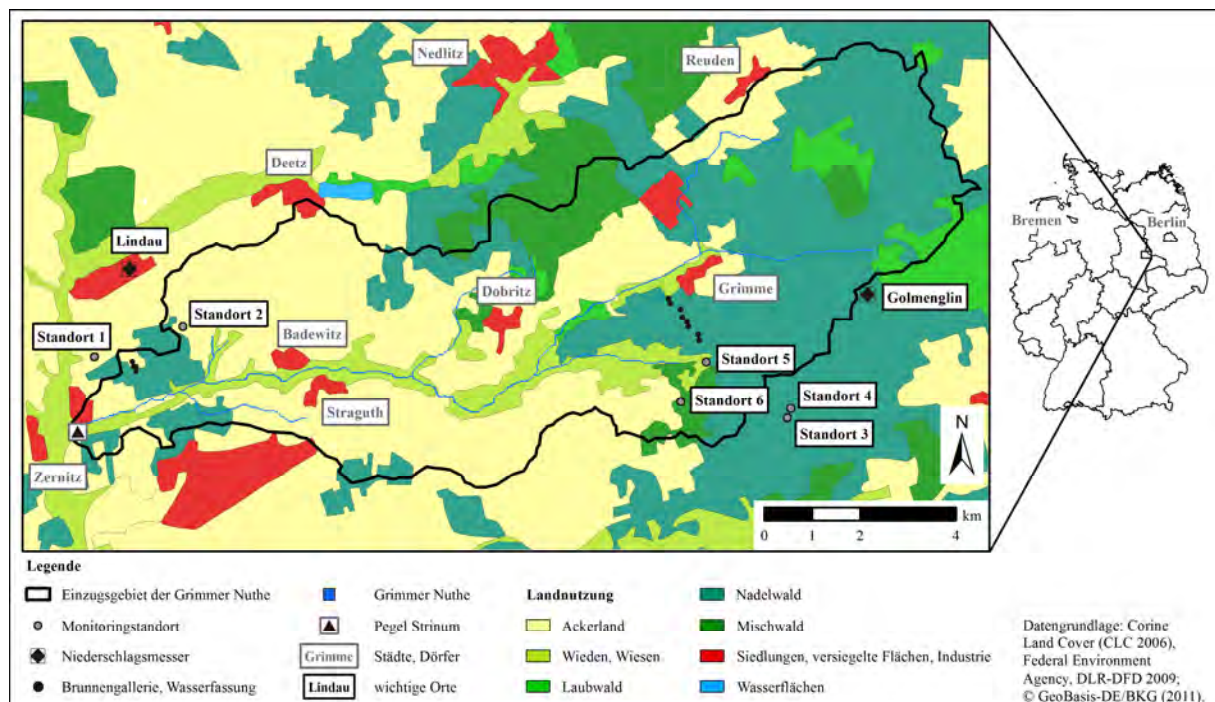


Abb. 1.3: Geographische Lage der Monitoringstationen im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe. Für weitere Details zu den Monitoringstandorten siehe Abb. 1.2 und Abb. 1.3.

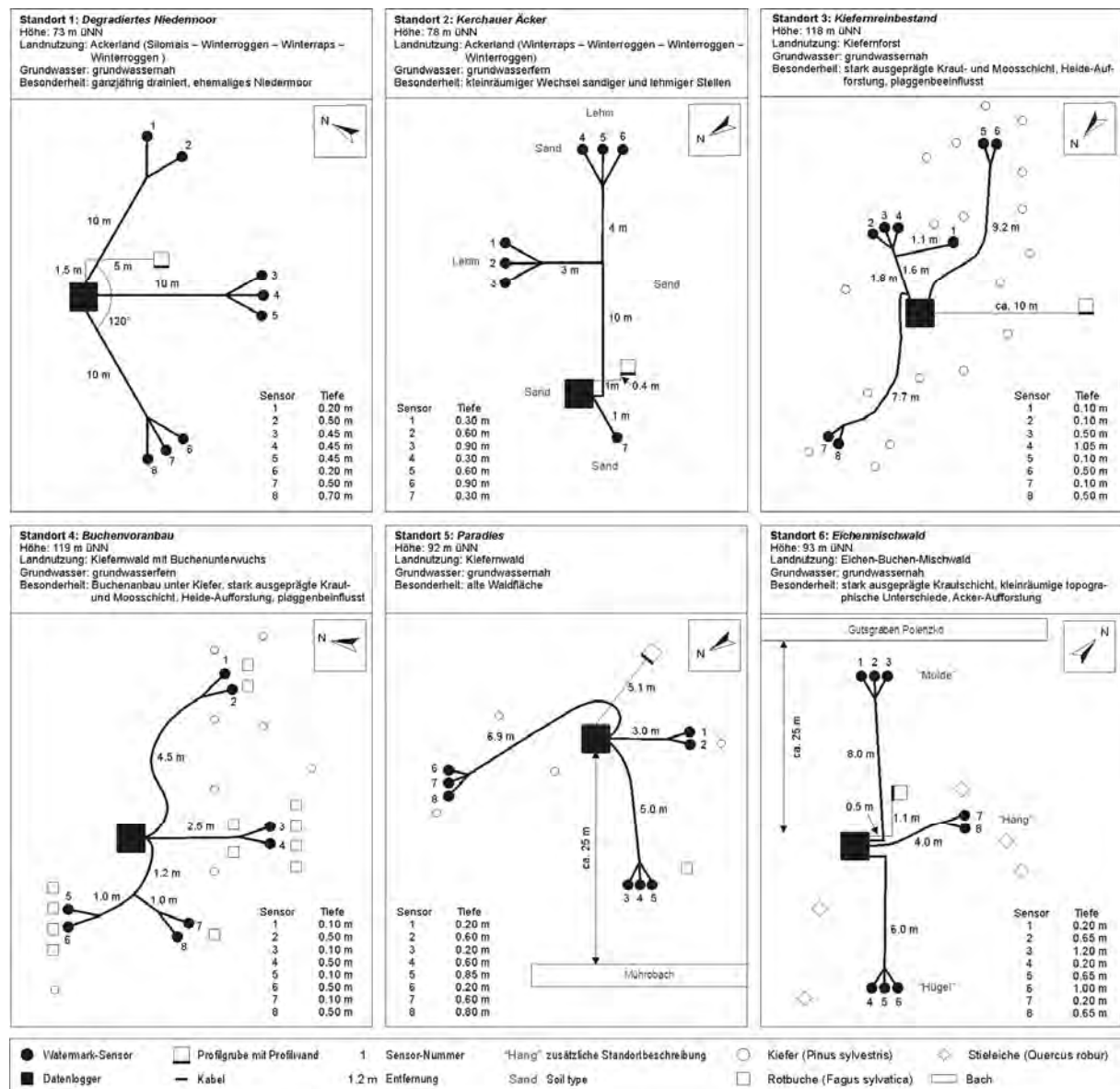


Abb. 1.4: Bodenhidrologische Monitoringstandorte im Westfläming.

In Abb. 1.5 sind die Bodenprofile der Monitoringstandorte mit charakteristischen bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften dargestellt. Weitere bodenchemische Analysen sind im Anhang A aufgeführt, ebenso wie die Vegetationszusammensetzung der Waldstandorte (Anhang B). Wie stichprobenartige Untersuchungen mit dem Erdbohrstock nach Pürckhauer (sog. Pürckhauer) gezeigt haben, unterscheiden sich die beiden wenige Meter voneinander entfernt liegenden Standorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* hinsichtlich ihrer Bodeneigenschaften nicht und werden daher nur anhand des Profils des *Kiefernreinbestandes* beschrieben.

Standort 1: Degradiertes Niedermoor (Erdniedermoor über Gley aus Niedermoortorf)

Der Standort *degradiertes Niedermoor* ist ein ackerbaulich genutzter Standort, auf dem während des Untersuchungszeitraumes die Fruchtfolge Silomais – Winterroggen – Wintererbsen – Winterroggen angebaut wurde (Gottschalk 2014; Anhang C). Um an diesem Standort Ackerbau betreiben zu können, wird der Schlag ganzjährig drainiert. Ab einer Tiefe von ca. 0.10 m treten erste kleine Rostflecken auf, die auf einen grundwasserbeeinflussten Bodenwasserhaushalt hindeuten. Zwischen 0.30 und 0.40 m Tiefe (Go-Hv-Horizont) befindet sich ein rotbraunes Band (Abb. 1.5a), in dem entlang der Feinwurzeln Rostflecken und vereinzelt auch gebleichte Bereiche auftreten. Im gesamten Horizont

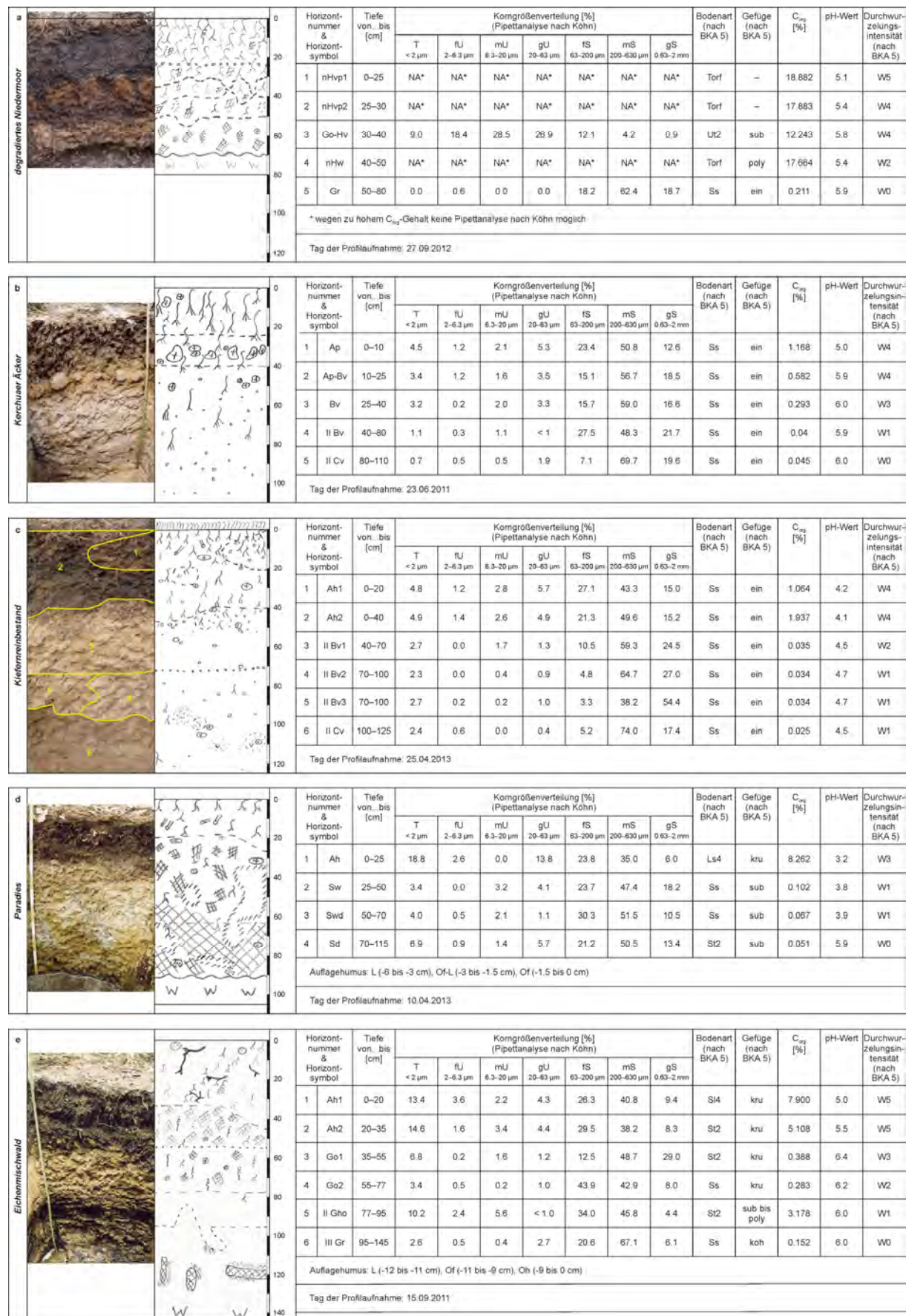


Abb. 1.5: Bodenprofile der Monitoringstationen im *Westfläming* mit ausgewählten bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften. Erläuterungen der Symbole der Profilskizzen sind Mosimann et al. (2009) zu entnehmen.

verteilt treten zudem sehr kleine Rostflecken auf. Auch in dem darunter folgenden dunkelbraun gefärbten nHw-Horizont treten entlang der Feinwurzeln Rostflecken und vereinzelt verfahlte Bereiche auf, die jedoch etwas größer als im Go-Hv-Horizont sind. Auch die im gesamten Horizont verteilten Rostflecken sind größer als im Go-Hv-Horizont. Ab einer Tiefe von 0.50 m ist der Boden ganzjährig grundwasserbeeinflusst. Er weist eine fahlgraue Färbung und eine deutliche Rostfleckung auf. Die Durchwurzelungstiefe ist daher auf die oberen 0.50 m beschränkt.

Da der Boden aus einem Niedermoor entstand, ist er bis in eine Tiefe von 0.50 m extrem humos. Im nHw-Horizont ist stark zersetzte organische Substanz vorhanden, deren Struktur teilweise noch deutlich erkennbar ist. Im Gr-Horizont sind bis in 0.60 m Tiefe vereinzelt alte Wurzelgänge vorhanden, die mit humosem Material verfüllt sind. Aufgrund der hohen C_{org} -Gehalte bis in eine Tiefe von 0.50 m hat der Boden extrem hohe Kationenaustauschkapazitäten (KAK) (Anhang A, Tab. A.1). Die Nährstoffversorgung ist insgesamt sehr gut. Auffallend sind jedoch die sehr hohen Gehalte an Kalzium (Ca), Eisen- (Fe_{ox}) und Aluminiumoxiden (Al_{ox}). Das anstehende sandige Substrat unterscheidet sich deutlich von den oberen Bodenschichten. Es ist sehr schwach humos und hat eine sehr geringe KAK. Die Nährstoffversorgung ist hier deutlich schlechter als in den darüber liegenden Horizonten. Aufgrund ausgewaschener Huminstoffe und Fe_{ox} weist das Drainagewasser eine intensive braune Färbung auf.

Bis in eine Tiefe von 0.50 m wird der Boden zunehmend lehmiger. Durch den hohen Ton- und Schluffanteil unterscheidet sich der Boden deutlich von den anderen Monitoringstandorten. Der Gr-Horizont hat jedoch einen Sandanteil von mehr als 99 %. Die pH-Werte liegen im schwach bis mäßig sauren Bereich. Lediglich im Gr-Horizont treten vereinzelt kristalline Gesteine auf.

Standort 2: Kerchauer Äcker (Braunerde aus Geschiebedecksand)

Der Standort *Kerschauer Äcker* ist ebenfalls ein Ackerstandort, auf dem während des Untersuchungszeitraumes die Fruchtfolge Winterraps – Winterroggen – Winterroggen – Winterroggen angebaut wurde (Gottschalk 2014; vgl. Anhang C). Der Standort ist ganzjährig sehr trocken und das Niederschlagswasser kann ungehindert versickern.

Der Ton- und Schluffanteil verringert sich mit zunehmender Tiefe (Abb. 1.5b). Ab 0.80 m Tiefe liegt der Sandanteil bei mehr als 96 %. Insgesamt zeichnet sich der Standort durch einen kleinräumigen Wechsel sandiger und etwas lehmigerer Bereiche aus. Die oberen 0.10 m sind schwach humos, die darunter liegenden Bodenschichten sind sehr schwach humos. Während der Ap- und der Ap-Bv-Horizont stark durchwurzelt sind, nimmt die Durchwurzelungsintensität bis in den Unterboden ab, wo sie nur sehr schwach ist. Bis in 0.80 m Tiefe treten Wurzeln auf. Die pH-Werte liegen im mäßig bis schwach sauren Bereich. Folglich sind die KAK im Ap- und Ap-Bv-Horizont mittel bis hoch (Anhang A, Tab. A.2). Insgesamt ist die Nährstoffverfügbarkeit mittelmäßig. Im gesamten Profil kommen vereinzelt kristalline Gesteine, meist Granite und Feuersteine, vor. Zwischen 0.25 und 0.40 m Tiefe tritt eine steinige Schicht mit einem Skelettgehalt von ca. 30 % auf. Die Steine, v. a. Granite, weisen Durchmesser von bis zu 0.10 m auf und sind damit deutlich größer als im restlichen Profil.

Standorte 3 und 4: Kiefernreinbestand und Buchenvoranbau (Plaggenesch über Braunerde aus Geschiebedecksand)

Die beiden Standorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* liegen innerhalb des forsthistorisch bedeutsamen Bärenthorener Kieferndauerwaldes (Pietschmann 2008). Bereits im Mittelalter wurden die skelettfreien Böden, die sog. Hochflämingsande, von flämischen Siedlern unter dem Einsatz leichter Pflugtechnik ackerbaulich genutzt. Um die Erträge zu steigern, wendeten sie Plaggendüngung an, bei der Rasenplaggen zur Stalleinstreu genutzt und als Dünger in die dornnahen Felder eingepflügt wurden. Insgesamt können heute im Forstrevier Bärenthoren ca. 400 ha plaggenbeeinflusste Böden (Braunerden, Eschböden) nachgewiesen werden (Pietschmann 2008). Vor 220 Jahren waren die einst ackerbaulich genutzten Flächen Hutungsflächen (Pietschmann 2002, Reis 2013), welche später aufge-

forstet wurden (Pietschmann 2002). 1884 begründete schließlich Friedrich von Kalitsch die Bärenthorener Kiefernwirtschaft, mit der die bis dahin praktizierte Kahlschlagwirtschaft durch die Kieferndauerwaldwirtschaft abgelöst und der Laubholzanteil erhöht wurde (Pietschmann 2001). Ende des 2. Weltkrieges vernichteten Waldbrände Teile des Waldes. Die entstandenen Freiflächen wurden zunächst als Panzerschießflächen genutzt, später wurden die Flächen durch Kiefern timeraturverjüngung und gezielte Pflanzungen aufgeforstet (Pietschmann 2001, 2008).

Durch die beschriebenen historischen Ereignisse wurden auch die Standorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* beeinflusst. Vor allem im Oberboden, bis in eine Tiefe von 0.40 m, wird der Einfluss der Plaggenwirtschaft deutlich. Der Ah-Horizont ist in sich inhomogen (Abb. 1.5c), da es sich hierbei um Plaggenauftrag handelt. Somit treten kleinräumige Heterogenitäten in den Bodeneigenschaften wie der Korngrößenverteilung oder dem C_{org}-Gehalt auf. Zudem ist in diesem Horizont der Ton- und Schluffgehalt deutlich höher als im Unterboden. Ab einer Tiefe von 0.40 m liegt der Sandgehalt bei mehr als 94 %. Als Folge der Plaggenwirtschaft und der Zersetzung organischer Streu ist der C_{org}-Gehalt mit maximal 1.9 % im Ah2-Horizont am höchsten und nimmt mit zunehmender Tiefe stark ab. Die beiden Ah-Horizonte sind stark durchwurzelt, der Unterboden dagegen nur schwach bis sehr schwach. Aufgrund des sandigen Ausgangsgesteins und der Nadelstreu ist der Boden stark sauer, wobei die pH-Werte ab 0.40 m Tiefe etwas höher sind. Die pH-Werte im stark sauren Bereich deuten auf eine schlechte Nährstoffversorgung hin (Anhang A, Tab. A.3). Steine (kristallin) kommen nur vereinzelt vor. Aufgrund der grundwasserfernen Lage beider Standorte, kann Niederschlagswasser ungehindert versickern.

Das Alter der Gemeinen Kiefern (*Pinus sylvestris*) beträgt 54 Jahre, das der Rotbuchen (*Fagus sylvatica*) im *Buchenvoranbau* 11 Jahre (Reis 2013). Der *Kiefernreinbestand* weist eine sehr dichte Kraut- und Moosschicht auf, deren Bedeckungsgrade bei ca. 95 % bzw. ca. 5 % liegen. Die Krautschicht besteht fast ausschließlich aus Gräsern (vgl. Anhang B). Auch im *Buchenvoranbau* ist die Kraut- und Moosschicht stark ausgeprägt, jedoch weist sie einen höheren Moos- und einen geringeren Grasanteil auf. Wegen der dichten Kraut- und Moosschicht fehlt der Auflagehumus.

Standort 5: *Paradies* (vergleyter Pseudogley aus fluvilimnogenem Sand)

Der Standort *Paradies* liegt innerhalb einer Waldfläche, auf der schon vor 250 Jahren Wald war (Pietschmann 2002). Wahrscheinlich wurde diese Fläche nie ackerbaulich genutzt (Reis 2013). Das Alter der Bäume gibt Reis (2013) für die Gemeine Kiefer mit 124 Jahren, für die Gemeine Birke (*Betula pendula*) und die Stieleiche (*Quercus robur*) mit 60 Jahren an. Die Krautschicht weist neben wenigen Geophyten v. a. Jungwuchs verschiedener Laubbäume auf (vgl. Anhang B).

Aufgrund der morphologischen Situation ist der Standort ganzjährig staunässegeprägt. Durch den Wechsel unterschiedlich langer Nass- und Trockenphasen weist der Boden ab einer Tiefe von 0.25 m eine deutliche Marmorierung auf (Abb. 1.5d). Infolge langanhaltender Nässe ist die Hauptdurchwurzelungstiefe des Bodens auf ca. 0.40 m begrenzt, danach treten nur noch sehr vereinzelt Wurzeln auf. Der Oberboden ist sehr stark und der Unterboden sehr schwach humos. Der Ton- und Schluffanteil liegt im Ah-Horizont bei ca. 35 % und nimmt mit zunehmender Tiefe stark ab. Der Sandanteil liegt im Unterboden zwischen 85 und 92 %. Die Nährstoffversorgung des Standortes ist wegen des sehr stark sauren Millieus schlecht. Im Sd-Horizont liegen die pH-Werte wegen der etwas höheren Kalkgehalte im schwach sauren Bereich. Der Ah-Horizont ist skelettfrei, die darunter liegenden Sw- und Swd-Horizonte weisen vereinzelt kristalline Gesteine auf. Der Skelettanteil im Sd-Horizont ist höher als in den Sw- und Swd-Horizonten. Im Sd-Horizont treten vereinzelt Humuseinschlüsse auf. Die Grundwasserhorizonte liegen unterhalb der Aufnahmetiefe.

Standort 6: *Eichenmischwald* (Gley aus fluviailem Lehm sand)

Der Standort *Eichenmischwald* liegt innerhalb eines Waldstückes, in dem bis zur Aufforstung vor wahrscheinlich ca. 160 Jahren Ackerbau betrieben wurde (Pietschmann 2002, Reis 2013). Das Alter

der Bäume beträgt für die Stieleiche 159 Jahre, die Gemeine Kiefer 128 Jahre, den Bergahorn (*Acer pseudoplatanus*) 65 Jahre und die Roterle (*Alnus rubra*) 88 Jahre (Reis 2013). Die Krautschicht ist stark ausgeprägt und artenreich (vgl. Anhang B). Besonders häufig treten Große Brennnesseln (*Urtica dioica*) und das Gemeine Springkraut (*Impatiens parviflora*) auf. Infolge der Naturverjüngung der Bäume tritt Jungwuchs von z. B. Bergahorn, Spitzahorn (*Acer platanoides*) oder Gemeiner Esche (*Fraxinus excelsior*) auf.

Aufgrund der räumlichen Nähe zum Gutsgraben Polenzko ist der Standort stark grundwassergeprägt. Selbst im Sommer sind die Grundwasserstände hoch. Erst im Hoch- und Spätsommer kommt es zur vorübergehenden Austrocknung des Baches. Durch den Grundwassereinfluss weist der Boden eine deutliche Marmorierung ab einer Tiefe von 0.35 m auf (Abb. 1.5e). Von 0.77 bis 0.95 m Tiefe sind, aufgrund der blumenerdeartigen Konsistenz des Bodens, keine hydromorphen Merkmale erkennbar. Ab einer Tiefe von 0.95 m weist der Boden eine gräuliche Farbe auf, die auf ganzjährig anaerobe Verhältnisse hindeutet. In diesem Horizont sind einige dunkle Stellen zu finden, in denen alte Aststrukturen erkennbar sind. Um diese Stellen herum ist der Boden rostfleckig. Infolge ganzjährig hoher Grundwasserstände ist die Durchwurzelungstiefe des Bodens auf eine Tiefe von ca. 0.50 m beschränkt. Darunter treten bis in eine Tiefe von 0.84 m nur noch vereinzelt Wurzeln auf.

Der Standort weist, verglichen mit den anderen Monitoringstandorten im Wald, einen hohen Ton- und Schluffanteil auf. Dieser nimmt mit zunehmender Tiefe zugunsten des Sandanteils ab. Auffallend ist, dass der Boden des II Gho-Horizontes im Gegensatz zu den darüber und darunter liegenden Horizonten einen deutlich höheren Tonanteil aufweist (fluvialer Lehmsand). Lediglich die Ah-Horizonte sind stark humos. Die darunter liegenden Horizonte sind sehr schwach humos, bis auf den II Gho-Horizont, welcher mittel humos ist. Die pH-Werte der Ah-Horizonte liegen im mäßig bis schwach sauren Bereich, die des Unterbodens im schwach bis sehr schwach sauren Bereich. Folglich sind die KAK meist sehr bis extrem hoch (Anhang A, Tab. A.5). Nur zwischen 0.55 und 0.77 m sowie ab 0.95 m Tiefe sind die KAK gering bis mittelhoch. Insgesamt ist die Nährstoffversorgung des Bodens gut. Vereinzelt kommen kristalline Gesteine zwischen 0.35 und 0.95 m Tiefe vor.

Im II Gho-Horizont sind noch heute deutlich Aststrukturen erkennbar. Hierbei handelt es wahrscheinlich um eine organomineralische Mudde. Die Zersetzung der organischen Substanz ist unvollständig. Vermutlich wurde bei der Anlage des Gutsgrabens Polenzko der Aushub auf die Mudde aufgebracht, sodass sich über dieser die Bodenentwicklung weiter fortsetzte.

1.5 Überblick

Da eine flächendeckende messtechnische Erfassung des Bodenwasserhaushaltes für das gesamte UG unmöglich ist und auch der Einsatz von numerischen Modellen mit einem hohen Aufwand für die Erfassung der Eingabeparameter (Wessolek et al. 2004a) verbunden ist, kommen v. a. in der Praxis häufig einfache empirische Verfahren zur Anwendung. Speziell zur Ermittlung der GWN hat sich das im *Hydrologischen Atlas von Deutschland* angewandte TUB-BGR-Verfahren bewährt, da es auf der Grundlage relativ leicht verfügbarer Daten eine zuverlässige Abschätzung des Bodenwasserhaushaltes erlaubt. Vor diesem Hintergrund wurde in dieser Arbeit ein Bottom-up-Ansatz gewählt, bei dem Untersuchungen auf verschiedenen großen Skalen (Mikro-, Meso-, Makroskala) zueinander in Beziehung gesetzt und mehrere Modelle miteinander gekoppelt wurden (Abb. 1.6). An den im *Westfläming* aufgebauten Monitoringstationen wurden punktuell bodenhydrologische Messungen auf Ackerschlägen und in Forstabteilungen durchgeführt und ausgewertet, wobei die Monitoringstandorte typisch für die jeweiligen Ackerschläge oder Forstabteilungen waren. Ergänzt wurden diese Feldmessungen durch hydrologische Messungen an Grundwasserpegelmessstellen und am Pegel Strinum, dem Gebietsauslass des EZG der Grimmer Nuthe. In diesem EZG wird mit dem hydrologischen, physikalisch basierten Modell WaSiM eine detaillierte hydrologische Modellierung durchgeführt.

Innerhalb der administrativen Einheit des *Westflämings* werden schließlich mit dem TUB-BGR-Verfahren (Wessolek et al. 2008a) die $mSWR_j$ abgeschätzt.

Skalenübergreifend werden für die Kalibrierung und Validierung der verwendeten Modelle die bodenhydrologischen und hydrologischen Messungen herangezogen. Eine zentrale Rolle spielt dabei die Frage, wie gut sich die Messungen an den einzelnen Standorten in der Modellierung auf unterschiedlich großen Skalen (Meso-, Makroskala) widerspiegeln (Paul et al. 2014). Die Messungen an den Monitoringstandorten bilden einerseits die Datengrundlage und liefern andererseits ein besseres Prozessverständnis für die Modellanwendung. Für eine erfolgreiche Modellanwendung ist es notwendig, u. a. die Saugspannung plausibel in ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität in verschiedenen Böden und unter unterschiedlichen Landnutzungsformen darzustellen. Die aus den Beobachtungen gewonnenen Erkenntnisse zum Bodenwasserhaushalt werden für die Festlegung der Modellparameter und -variablen herangezogen. Die Ergebnisse der WaSiM-Modellierung werden mit den Messwerten abgeglichen und stellen auch eine wichtige Grundlage für die Validierung der berechneten SWR im *Westfläming* dar (Paul et al. 2013c).

Nach einer Beschreibung der Datengrundlagen und Methodik (Kap. 2) folgt eine Darstellung und Diskussion der erzielten Ergebnisse (Kap. 3). Da sämtliche betrachtete hydrologische und bodenhydrologische Größen auf den unterschiedlich großen Skalen durch das Wetter, die Witterung und das Klima beeinflusst werden, wird zunächst eine Analyse der heutigen und zukünftigen klimatischen Bedingungen dem Bottom-up-Ansatz vorangestellt (Kap. 3.1). Danach werden die Messwerte der Monitoringstationen dargestellt und analysiert (Kap. 3.2), gefolgt von einer Darstellung und Analyse der Modellierungsergebnisse mit WaSiM (Kap. 3.3) und dem TUB-BGR-Verfahren (Kap. 3.4). Abschließend wird der Bottom-up-Ansatz bewertet (Kap. 4) und es wird aufgezeigt, welche Schlussfolgerungen sich aus der Anwendung des Bottom-up-Ansatzes ziehen lassen (Kap. 5).

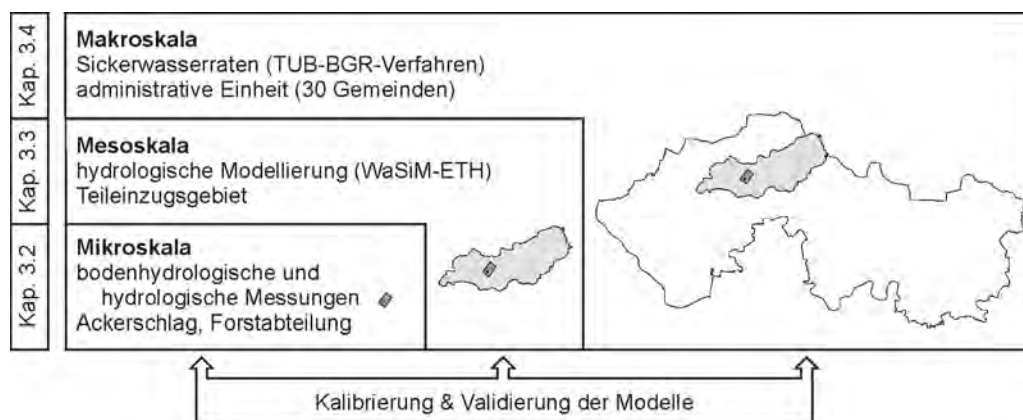


Abb. 1.6: Bottom-up-Ansatz. Verändert nach Paul et al. (2014). Datengrundlage: © GeoBasis-DE/BKG (2011).

2 DATENGRUNDLAGEN UND METHODISCHES VORGEHEN

2.1 Datengrundlagen

2.1.1 Klimadaten

Die vorherrschenden klimatischen Bedingungen sind die treibenden Größen sämtlicher betrachteter hydrologischer und hydropedologischer Prozesse im UG. Da sich im gesamten UG nur eine Klimastation in Wittenberg befindet, wurden weitere im Umkreis des UG liegende Klima- und Niederschlagsstationen für die Interpolation der Felder der Klimaelemente genutzt (Tab. 2.1). Die verwendeten Zeitreihen wurden vom Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) homogenisiert und als Tageswerte zur Verfügung gestellt. Fehlende Klimadaten einzelner Stationen (v. a. an den Niederschlagsstationen) wurden aus vorhandenen Messdaten der umliegenden Stationen interpoliert, sodass vom PIK für alle Stationen Zeitreihen der mittleren (T_{mit}), maximalen (T_{max}) und minimalen Lufttemperatur (T_{min}), relativen Feuchte (rF), Windgeschwindigkeit (u), Sonnenscheindauer (Sd) und des Niederschlags (N) zur Verfügung gestellt wurden.

2.1.2 Klimamodelldaten / Klimaszenarien

Klimamodell STARS

Klimatrends ergeben sich aus dem Zusammenwirken verschiedener Prozesse, die zeitlich und räumlich begrenzt auftreten können. Da eine Extrapolation der beobachteten Trends in die Zukunft nicht ohne weiteres möglich ist, werden Klimamodelle eingesetzt (AK KLIWA 2006). Sie erlauben wissenschaftlich fundierte Abschätzungen über mögliche zukünftige Entwicklungen des Klimas.

Das in dieser Arbeit verwendet regionale, statistisches Klimamodell STARS (Statistical Analog Resampling Scheme) wurde am PIK entwickelt (Orlowsky et al. 2008, Gerstengarbe & Orlowsky 2012, Gerstengarbe & Werner 2012). Es basiert darauf, dass Witterungsabschnitte, die in der Vergangenheit beobachtet wurden, so oder sehr ähnlich auch in Zukunft erneut auftreten könnten. Über die Kopplung verschiedener statistischer Verfahren werden Simulationszeitreihen aus den beobachteten Messreihen generiert, die sowohl in Raum und Zeit als auch in sich physikalisch konsistent sind (Orlowsky et al. 2008, Gerstengarbe & Orlowsky 2012). Zur Beschreibung der Entwicklung eines

Tab. 2.1: Klimadaten und ihre Verwendung in der Arbeit.

Klimastation	Landkreis	Höhe üNN	Klimaelement / meteo- rologische Größe	Messzeit- raum	Quelle	Verwendung in die- ser Arbeit
Annaburg	Wittenberg	75 m	mittlere Lufttemperatur	1951–2010 & 2011–2070	DWD (2011) & PIK (2012)	Kap. 3.1 + 3.4
Bernburg/Saale (Nord)	Salzlandkreis	84 m				Kap. 3.1 + 3.3 + 3.4
Brandenburg- Goerden	Brandenburg an der Havel	30 m				Kap. 3.1 + 3.4
Brueck	Potsdam-Mittelmark	44 m	Maximaltemperatur			Kap. 3.1 + 3.3 + 3.4
Genthin (Awst)	Jerichower Land	35 m				Kap. 3.1 + 3.4
Gross Kreutz	Potsdam-Mittelmark	33 m	Minimaltemperatur			Kap. 3.1 + 3.4
Herzberg/Elster	Elbe-Elster	81 m	Niederschlag			Kap. 3.1 + 3.4
Jueterbog	Teltow-Fläming	75 m				Kap. 3.1 + 3.4
Loburg	Jerichower Land	76 m				Kap. 3.1 + 3.3 + 3.4
Oranienbaum	Wittenberg	63 m	relative Feuchte			Kap. 3.1 + 3.3 + 3.4
Potsdam	Potsdam	81 m	Sonnenscheindauer			Kap. 3.1 + 3.4
Radis	Wittenberg	97 m				Kap. 3.1 + 3.4
Rothenburg	Salzlandkreis	85 m				Kap. 3.1 + 3.4
Treuenbrietzen	Potsdam-Mittelmark	55 m	Windgeschwindigkeit			Kap. 3.1 + 3.4
Wittenberg	Wittenberg	105 m				Kap. 3.1 + 3.3 + 3.4
				2011–2013	DWD (2014)	Kap. 3.1 + 3.2 + 3.3

Zeitraumes wird ein Trend (lineare Zu- oder Abnahme) für einen meteorologischen Parameter vorgegeben (Gerstengarbe & Orłowsky 2012). Anschließend werden aus den Beobachtungsdaten Witterungsverläufe herausgesucht und zu einem in der Zukunft mit großer Wahrscheinlichkeit ablaufenden Szenarium zusammengesetzt. Vorteile dieses Ansatzes liegen darin, dass das Modell sehr robust und effektiv ist, der Simulationsfehler unter 10 % liegt und aufgrund extrem niedriger Rechenzeiten viele Realisierungen möglich sind, die Aussagen zur Modellunsicherheit ermöglichen. Nicht eingesetzt werden kann das Modell zur Beschreibung von physikalischen Prozessen in der Atmosphäre. Hierfür sind dynamische Modelle notwendig (Gerstengarbe & Werner 2012).

Representative-Concentration-Pathways-Klimazenarioen (RCP-Szenarien)

Klimaszenarien beschreiben, wie sich das Klima in Zukunft entwickeln könnte, und stellen somit keine Vorhersage oder Prognose dar (Moss et al. 2010, Meinshausen et al. 2011, van Vuuren et al. 2011). Vielmehr sind sie „Wenn-dann-Aussagen“, die verschiedene mögliche zukünftige Entwicklungen aufzeigen (Latif 2009) und dabei helfen, Unsicherheiten besser zu verstehen und Entscheidungen treffen zu können (Moss et al. 2010).

Für Klimaszenarien sind plausible Darstellungen der zukünftigen Entwicklungen der klimatischen Bedingungen notwendig (Moss et al. 2010). Dabei werden verschiedene Szenarien zur Entwicklung der Treibhausgas- und Aerosolkonzentrationen sowie der Emissionen vorgegeben (Latif 2009). Große Unsicherheiten bestehen bei den zukünftig antreibenden Kräften und deren Einfluss auf das Klimasystem (Moss et al. 2010). Die Emissionen sind z. B. von den demographischen, politischen, ökonomischen und sozialen Entwicklungen abhängig. Der Mensch selbst ist mit seinem Handeln jedoch der größte Unsicherheitsfaktor im Klimasystem (Latif 2009).

Die bisher genutzten SRES-Szenarien (**S**patial-**R**eport-on-**E**mission-**S**cenarios; IPCC 2007a) wurden durch die neuen RCP-Szenarien abgelöst (van Vuuren et al. 2011), die im 5. IPCC-Report (Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change) (IPCC 2013) eingeführt wurden. Neue Szenarien wurden notwendig, da für die letzten ca. 10 Jahre neue ökonomische Daten, Informationen über innovative Technologien, neue Beobachtungen von Umweltfaktoren sowie Veränderungen der Landnutzung und Vegetationsbedeckung vorlagen (Moss et al. 2010). Außerdem sind für den Antrieb heutiger Klimamodelle detailliertere Informationen notwendig. Zudem gibt es ein steigendes Interesse daran, Aussagen darüber zu erhalten, welche Auswirkungen z. B. verschiedene klimapolitische Vorgaben auf das zukünftige Klima haben könnten (van Vuuren et al. 2011). Somit ersetzen die RCP-Szenarien die früheren szenario-basierten Projektionen der Zusammensetzung der Atmosphäre (Meinshausen et al. 2011). Sie bilden die Basis für kurz- und langfristige Modellierungsexperimente und ermöglichen, langfristige Konsequenzen des heutigen Handels auf das Klima abzuschätzen (van Vuuren et al. 2011).

Die RCP-Szenarien berücksichtigen sämtliche Treibhausgase, die hauptsächlich anthropogenen Ursprungs sind, darunter CO₂, NH₄, N₂O (Meinshausen et al. 2011) sowie kurzlebige Gase (IPCC 2013). Antrieb der RCP-Szenarien sind historische und zukünftige Konzentrationen und nicht – wie bei den SRES-Szenarien – bestimmte Emissionen (Meinshausen et al. 2011), die sich aus den vorgegebenen sozioökonomischen Entwicklungspfaden ergaben (IPCC 2013). Alle Emissionen, Gas- und Aerosolkonzentrationen der RCP-Szenarien wurden auf verfügbare Daten der Jahre 2000–2005 harmonisiert (Meinshausen et al. 2011, van Vuuren et al. 2011).

Jeder RCP gibt eines von vielen möglichen Szenarien wieder, die zu einem bestimmten Strahlungsantrieb führen (Moss et al. 2010). Dabei umfassen die RCP-Szenarien eine größere Zeitspanne (1850–2100) als die SRES-Szenarien (van Vuuren et al. 2011, IPCC 2013) und bilden die volle Spannweite des Strahlungsantriebs ab, die mit den SRES-Szenarien abgebildet wurden (IPCC 2013).

Die RCP-Szenarien werden nach dem anthropogenen Strahlungsantrieb im Jahr 2100 benannt (van Vuuren et al. 2011, IPCC 2013). Das niedrigste der vier RCP-Szenarien ist das Szenario RCP2.6, welches 2100 einen zusätzlichen Strahlungsantrieb von 2.6 Wm⁻² aufweist. Die Szenarien RCP4.5 und

RCP6 stellen Stabilisierungsszenarien dar, bei denen die Konzentrationen nach 2150 konstant bleiben (Meinshausen et al. 2011). Die höchsten Treibhausgasemissionen weist das Szenario RCP8.5 auf (Riahi et al. 2011). Dieses wurde in dieser Arbeit verwendet, da schon seit 2006 die berechneten CO₂-Emissionen über den Werten des Szenarios RCP8.5 liegen. Somit ist das als extrem eingestufte Szenario bereits heute von der Realität eingeholt worden und bildet am besten die heutige Emissionsentwicklung ab (Gerstengarbe & Werner 2012).

Das Szenario RCP8.5 ist ein Baseline-Szenario, welches keine politischen Klimaziele verfolgt. Treibhausgasemissionen und -konzentrationen steigen mit der Zeit an und führen bis 2100 zu einem zusätzlichen Strahlungsantrieb von 8.5 Wm⁻². Des Weiteren wird von einem Anstieg der Weltbevölkerung bis 2100 auf 12 Milliarden Menschen, einer langsamen ökonomischen Entwicklung, einem relativ moderaten Einkommenswachstum, einem mäßigen technologischen Fortschritt und einem hohen Energieverbrauch ausgegangen (Riahi et al. 2011); es wird unterstellt, dass der Energiemix durch einen hohen Anteil fossiler Energieträger bestimmt wird. Somit stellt das Szenario RCP8.5 eine verbesserte Version des SRES-Szenarios A2 dar (Riahi et al. 2011, van Vuuren et al. 2011), führt zu etwas höheren Werten als dieses im Jahr 2100 und liegt nahe am SRES-Szenario A1FI (IPCC 2013).

Klimamodelldaten für den *Westfläming*

Für den *Westfläming* wurden Daten des regionalen Klimamodells STARS und des Klimaszenarios RCP8.5 verwendet. Angetrieben wird STARS durch Daten des Globalmodells ECHAM6 (Giorgetta et al. 2013) (Abb. 2.1). Aus 1000 Realisierungen mit STARS wurde nach dem Trend der klimatischen Wasserbilanz der Median ausgewählt. Für die in Tab. 2.1 aufgeführten Stationen und Klimaelemente wurden vom PIK Klimamodelldaten der aufgeführten meteorologischen Größen als Tageswerte für den Zeitraum 1991–2070 zur Verfügung gestellt (NW-FVA 2015).

2.1.3 Experimentell erhobene Daten im *Westfläming*

Saugspannungsmessungen mit Watermark-Sensoren

An allen sechs Monitoringstandorten wurden in verschiedenen Tiefen *Watermark Soil Moisture Sensors Model 200SS* (Irrometer Company 2010), kurz *GMS*, eingesetzt, um die Bodenwasserhaushaltsdynamik zu erfassen. Alle 15 Minuten wurden die Saugspannungswerte erfasst und als cbar-Werte gespeichert. Während des Messzeitraumes kam es mehrfach zu technisch bedingten Messausfällen (Tab. 2.2).

Eingebaut wurden die *GMS* im Frühjahr 2011 vor der Wachstumsperiode, um mögliche Schäden an den Pflanzen auf ein Minimum zu reduzieren. Vor dem Einbau der Sensoren wurden diese 24 Stunden bis zur Sättigung gewässert, vollständig getrocknet und noch einmal gewässert. Anschließend wurden die Sensoren im gesättigten Zustand eingebaut. Durch diese Vorgehensweise wurde erreicht, dass die Sensoren schnell auf Veränderungen der Bodenfeuchte reagierten (Irrometer Company 2009). Um die Sensoren vertikal im Boden einbauen zu können, wurden mit dem Pürckhauer Löcher bis in die benötigte Tiefe gebohrt. Nach dem Einbringen der Sensoren wurde Wasser in die vorgebohrten Löcher gegeben, anschließend wurde es mit Bodenmaterial aus dem Boden verfüllt und nochmals mit Wasser aufgesättigt. Durch diese Einschwemmung soll ein guter Schluss zwischen Sensor und Boden sichergestellt werden.



Abb. 2.1: Downscaling-Ansatz der Klimamodelldaten.

Tab. 2.2: Messzeiträume und Messausfälle an den Monitoring- und Niederschlagsmessstationen im Westfläming.
S = Sensor.

Standort	Messzeitraum	Messausfälle
Monitoringstationen		
<i>degradiertes Niedermoor</i>	S1, S2: 01.05.2011–31.10.2013 S3, S4, S5: 11.11.2011–31.10.2013 S6, S7, S8: 01.05.2011–27.08.2012	S1, S2: 25.08.–15.09.2011, 28.10.2013 (1 Std.) S3, S4, S5: 21.08.–31.10.2013 (nur S3), 28.10.2013 (1 Std.) S6, S7, S8: 25.08.–15.09.2011, 28.08.2012–31.10.2013
<i>Kerchauer Äcker</i>	01.05.2011–31.10.2013	06.–12.02.2012 (nur S7), 17.09.2012–31.10.2013 (nur S1), 31.05.2012 (nur S5), 28.11.2012 (1 Std.), 28.10.2013 (1 Std.), 09.09.–31.10.2013 (nur S2–S5)
<i>Kiefernreinbestand</i>	01.05.2011–31.10.2013	15.11.2012 (1 Std.), 28.10.–31.10.2013
<i>Buchenvoranbau</i>	01.05.2011–31.10.2013	15.11.2012 (1 Std.)
<i>Paradies</i>	01.05.2011–31.10.2013	29.04.–21.06.2012 (S1 bis 31.10.2013), 28.10.2013 (1 Std.)
<i>Eichenmischwald</i>	01.05.2011–31.10.2013	08.10.2012–10.04.2013
Niederschlagsmessstationen		
Lindau	29.07.2011–31.10.2013	2012: 23.08.–19.12. 2013: 10.02.–14.02., 21.02., 11.03.–16.03., 21.03., 16.05.–25.06.
Golmenglin	10.06.2011–31.10.2013	2011: 16.07.–28.07., 11.09., 15.09., 22.09., 29.09.–01.10. 2012: 29.10., 23.11. 2013: 03.02., 06.02., 10.02.–14.02., 16.02., 21.02., 11.03.–16.03., 05.06.–25.06., 11.09.–31.10.

Niederschlagsmessungen

Im UG wurden auf Freiflächen in Lindau (*Zerbster Ackerland*) und in Golmenglin (*Hoher Fläming*) zwei Niederschlagsmesser des Modells *Ott Pluvio 200 Standard* (Wägeprinzip; Auffangfläche: 200 cm²; Aufstellhöhe: 1.0 m über Geländeoberfläche (GOF)) (Ott Hydrometrie 1995) aufgestellt, mit denen die Niederschlagsmengen im Rhythmus von fünf Minuten erfasst wurden. Der Messbereich liegt zwischen null und 15 mm pro Minute, die Auflösung beträgt 0.01 mm pro Impuls (Ott Hydrometrie 1995).

Innerhalb des Untersuchungszeitraumes kam es mehrfach zu technisch bedingten Messausfällen. Diese Messlücken wurden durch Messwerte des jeweils anderen Niederschlagsmessers ergänzt – oder wenn auch dieser Wert fehlte – durch Werte der Klimastation Wittenberg. Einzelne fehlende Messwerte in den Zeitreihen wurden über lineare Interpolation aus dem vorherigen und nachfolgenden Messwert ergänzt. Offensichtliche Messfehler wurden aus den Datenreihen gestrichen. Für den Zeitraum vor dem 10.06.2011 in Golmenglin und vor dem 29.07.2011 in Lindau wurden die Niederschlagsmessungen der Station Wittenberg verwendet, da keine eigenen Messdaten vorlagen.

2.1.4 Weitere relevante Daten

Eine Zusammenstellung weiterer in dieser Arbeit verwendeter administrativer, geographischer, klimatischer, pedologischer, hydrologischer und landwirtschaftlicher Daten sowie deren Herkunft enthält Tab. 2.3. Alle weiteren benötigten Kenngrößen wie die Durchwurzelungstiefe (We) oder nFK wurden aus diesen Daten abgeleitet. Informationen zu Aussaat, Erntezeitpunkt und Erträge wurden direkt beim Landwirt erfragt (Gottschalk 2014). Für die Analysen und Charakterisierung der aktuellen klimatischen Bedingungen wurde neben den Messdaten auf Wetterkarten (DWD 2011d, 2012a, 2013), Reanalysis-Karten (NCEP 2014) und Blitzhäufigkeiten (Volgnandt 2014) zurückgegriffen.

2.2 Methodik

2.2.1 Klima- und Klimamodelldaten

Um den Einfluss der Witterung auf die Bodenwasserdynamik zu untersuchen, wurden für die Jahre 2011 bis 2013 Daten der Klimastation Wittenberg verwendet (Kap. 3.2). Für alle weiteren Untersu-

chungen waren flächendeckende Klima- und Klimamodelldaten notwendig, die durch Interpolation aus den Stationsdaten gewonnen wurden.

Zunächst wurde mittels Varianzanalyse (ANOVA) geprüft, ob in den Klima- und Klimamodelldaten, die als Stationsdaten vorliegen, eine Höhenabhängigkeit besteht. Da dies nicht der Fall ist, konnte auf die Berücksichtigung eines digitalen Geländemodells (DGM) bei der Interpolation der Klima- und Klimamodelldaten verzichtet werden. Die Klima- und Klimamodelldaten wurden mit dem *Inverse-*

Tab. 2.3: Weitere in der Arbeit verwendete relevante Daten.

Datensatz	Datentyp	Quelle	Maßstab/ Auflösung	Verwendung in dieser Arbeit
Digitales Geländemodell (DGM25)	Rasterdaten	© GeoBasis-DE/BKG (2011)	25 m	Kap. 2.2 + 3.3
Verwaltungsgebiete (VG250)	Vektordaten	© GeoBasis-DE/BKG (2011)	1:250 000	Kap. 3.1 + 3.4
Corine Land Cover 2006	Vektordaten	European Environment Agency, DLR-DFD (2009)	1:50 000	Kap. 3.3 + 3.4
Vorläufige Bodenübersichtskarte Sachsen-Anhalt (VBK50)	Vektordaten	VBK50, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011)	1:50 000	Kap. 3.3 + 3.4
Bodendaten LAGB Sachsen-Anhalt	Datenbank	Horizont- und Profil/Flächendaten, Bodenfunktionen und Bodengefährdungen, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011)	–	Kap. 3.3 + 3.4
Bodenkarte Brandenburg (BK 300)	Vektordaten	FIS Boden, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (2011)	1:300 000	Kap. 3.3
Abflusswerte am Pegel Strinum (01.11.1991–31.10.2002)	Pegeldaten	Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (LHW) (2013)	–	Kap. 3.3 + 3.4
Abflusswerte am Pegel Strinum (01.11.2002–31.10.2012)	Pegeldaten	Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (LHW) (2011)	–	Kap. 3.3 + 3.4
Rohwasserförderungsmengen an den Wasserfassungen Lindau-Süd, Nedlitz, Dobritz II (1991–2012)	Rohwasserförderung	Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM) (2014a)	–	Kap. 3.4
Stammdaten Brunnendaten (z. B. Koordinaten, Höhe, Grundwasserleiter)	Bohrbrunnendaten	Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM) (2014b)	–	Kap. 3.3
Grundwasserpegeldaten (1975–2012)	Pegeldaten	Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM) (2013)	–	Kap. 3.3
Brunnenausbau (geologische Bohrprofile)	Bohrbrunnendaten	Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM) (2011)	–	Kap. 3.3
Auszug aus der Schlagkarte (Ackerschlagkartei)	Kulturen, Aussaat-, Erntetermine, Erträge	Acrico Lindauer Naturprodukte GmbH (Gottschalk 2014)	–	Kap. 3.2
Waldbrandgefahrenstufen im Landkreis Anhalt-Bitterfeld (2011–2012)	Häufigkeiten	Reis (2014)	–	Kap. 3.1
Standard-Bodenanalysen (2011–2013), DWD Analyse-Archiv	Wetterkarten	Deutscher Wetterdienst (DWD 2011d, 2012a, 2013) (http://www1.wetter3.de/fax.html)	–	Kap. 3.1 + 3.2
Archiv der Reanalysis-Übersichtskarten – NCEP Reanalysis (2011–2013)	Wetterkarten	NOAA/National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (2014) (http://www.wetterzentrale.de)	–	Kap. 3.1 + 3.2
Blitzdatenarchiv	Blitzhäufigkeiten	Volgnandt (2014) (http://www.lightningmaps.org)	–	Kap. 3.1 + 3.2

Distance-Weighting-Verfahren (IDW-Verfahren) in die Fläche interpoliert und liegen als Rasterdatensatz mit einer räumlichen Auflösung von 25 m vor.

Das IDW-Verfahren ist ein univariates, deterministisches, lokales Interpolationsverfahren (Fürst 2004, Bülow et al. 2012, Hennemuth et al. 2013), bei dem räumliche Zusammenhänge der Werte nicht berücksichtigt werden (de Lange 2013). Es werden ausschließlich die zu interpolierende Größe und keine weiteren Zusatzinformationen berücksichtigt. Anhand von einigen Stützpunkten, den Klimastationen, werden die Daten in die Fläche interpoliert. Für den zu schätzenden Punkt werden die Stützpunkte einer definierten Umgebung berücksichtigt (Fürst 2004). Dabei wird davon ausgegangen, dass die Werte eng beieinanderliegender Stützpunkte ähnlicher sind als weiter entfernte, d. h. der Einfluss eines lokal beobachteten Wertes nimmt mit zunehmender Entfernung vom Stützpunkt ab (Fürst 2004, de Lange 2013).

Im Allgemeinen gilt für das IDW-Verfahren (Fürst 2004):

$$\hat{z}(x_0, y_0) = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{z(x_i, y_i)}{h_{i,0}^\alpha}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{h_{i,0}^\alpha}} \quad (\text{Gl. 2.1})$$

$$h_{i,0} = \sqrt{d_{i,0}^2 + \partial^2} \quad (\text{Gl. 2.2})$$

mit	$\hat{z}(x_0, y_0)$	interpolierter Wert am Punkt $P(x_0, y_0)$
	N	Anzahl der Stützpunkte
	$d_{i,0}$	Abstand zwischen (x_0, y_0) und dem Stützpunkt i
	∂	Glättungsparameter
	$z(x_i, y_i)$	gemessener Wert am Punkt $P(x_i, y_i)$
	α	Exponent

Ein Vorteil des IDW-Verfahrens liegt darin, dass Berechnungen sowohl für große Gebiete als auch umfangreiche Datenmengen schnell und einfach durchführbar sind. Oft kommt es jedoch zum sog. „Fettaugeneffekt“, bei dem es um die Stützstellen herum zu lokalen Maxima kommt (Fürst 2004).

Statistische Analyse

Die Klima- und Klimamodelldaten wurden für vier Zeiträume ausgewertet: 1991–2010 (Referenzzeitraum), 2011–2030 (nahe Zukunft), 2031–2050 (mittlere Zukunft) und 2051–2070 (ferne Zukunft). Seit der Wiedervereinigung Deutschlands 1989 unterliegt Ostdeutschland einem anhaltenden Transformationsprozess, sodass gravierende Veränderungen, z. B. in der Landnutzung auftraten. Daher wurde für die Auswertungen ein 20-jähriges Intervall ausgewählt. Mittelwerte werden stets als 20-jährige arithmetische Mittel angegeben.

Änderungssignale werden als Differenz zwischen den Simulationen des Projektionszeitraumes und des Kontrollzeitraumes dargestellt (Deutschländer et al. 2009). Trends in den Daten wurden mit dem Mann-Kendall-Trendtest ermittelt und mit dem t-Test auf Signifikanz getestet. Außerdem wurden Regressionsanalysen durchgeführt. Der t-Test und die Regressionsanalyse sind z. B. bei Hedderich & Sachs (2012) beschrieben. Der seltener verwendete Mann-Kendall-Trendtest wird im Folgenden erläutert.

Mann-Kendall-Trendtest

Der Mann-Kendall-Trendtest stellt einen Spezialfall des Kendall-Rangkorrelationskoeffizienten dar (Hipel & McLeod 2005). Er ist verteilungsfrei und basiert auf der Korrelation zwischen den Rängen einer Zeitreihe und ihrer zeitlichen Reihenfolge. Er geht davon aus, dass die Daten gleichverteilt und unabhängig sind. Power und Signifikanz des Tests werden nicht durch die aktuelle Verteilung der Daten beeinflusst (Hamed 2008).

Gegeben sei eine Zeitreihe $X(t) = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$. Die Nullhypothese H_0 besagt, dass die Daten unabhängig und gleichverteilt sind und somit keinen Trend aufweisen. Die Alternativhypothese H_1 besagt, dass die Daten einem monotonen Trend über die Zeit folgen (Hipel & McLeod 2005, Hamed 2008). Unter der Annahme von H_0 gilt für die Mann-Kendall-Teststatistik, dem Kendalls Score S (Hipel & McLeod 2005):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (\text{Gl. 2.3})$$

$$\text{mit} \quad \text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & , \text{wenn } x > 0 \\ 0 & , \text{wenn } x = 0 \\ -1 & , \text{wenn } x < 0 \end{cases} \quad (\text{Gl. 2.4})$$

Ist S größer Null, so ist in den Daten ein positiver Trend vorhanden, der mit der Zeit zunimmt. Ist S kleiner Null, so weist die Zeitreihe einen negativen Trend auf (Hipel & McLeod 2005).

Ist $x_1 < x_2 < \dots < x_n$, dann tritt der maximal mögliche Wert von S auf, welcher D genannt wird (Hipel & McLeod 2005). Damit gilt für Kendalls Tau τ :

$$\tau = S/D \quad (\text{Gl. 2.5})$$

$$\text{mit} \quad D = \left[\frac{1}{2} n(n-1) - \frac{1}{2} \sum_{j=1}^p t_j(t_j-1) \right]^{\frac{1}{2}} \cdot \left[\frac{1}{2} n(n-1) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Gl. 2.6})$$

Neben den Größen S und τ werden bei den Ergebnissen des Mann-Kendall-Trendtestes die p-Werte angegeben. Der p-Wert gibt die Überschreitungswahrscheinlichkeit an, mit der man sich irrt, wenn man H_0 ablehnt (Hedderich & Sachs 2012). Je größer der p-Wert, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass H_0 angenommen wird (Huxol 2007).

2.2.2 Berechnung der FAO-Grasreferenzverdunstung

Um Verdunstungsmengen verschiedener Perioden eines Jahres oder verschiedener Regionen miteinander vergleichen und international einheitlich berechnen zu können, wurde von der Food and Agriculture Organisation of the United Nations (FAO) die FAO-Grasreferenzverdunstung (ET_0) als Standardmethode eingeführt (Allen et al. 1998). Definiert wird die Referenzoberfläche als hypothetische Grasfläche, die aktivem Wachstum unterliegt, ausreichend mit Wasser versorgt ist, eine Höhe von 0.12 m, eine Albedo von 0.23, einen Oberflächenwiderstand von 70 s m^{-1} und einen aerodynamischen Widerstand von $208/(u_2 \text{ s m}^{-1})$ hat. Die Berechnung der täglichen FAO-Grasreferenzverdunstung ($ET_{0,t}$) erfolgt über die modifizierte Penman-Monteith-Gleichung (Allen et al. 1998):

$$ET_{0,t} = \frac{0.408 s (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{s + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (\text{Gl. 2.7})$$

mit	$ET_{0,t}$	tägliche FAO-Grasreferenzverdunstung [mm Tag^{-1}]
	s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]
	R_n	Strahlungsbilanz an der Grasoberfläche [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
	G	Bodenwärmestrom [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
	γ	Psychrometerkonstante [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]
	T	Lufttemperatur in 2 m Höhe [$^\circ\text{C}$]
	u_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m s^{-1}]
	e_s	Sättigungsdampfdruck [kPa]
	e_a	aktueller Dampfdruck [kPa]

Für den *Westfläming* wurden die $ET_{0,t}$ auf Basis der in Kap. 2.1.1 aufgeführten Klimadaten flächendeckend mit einer räumlichen Auflösung von 25 m x 25 m berechnet.

2.2.3 Auswertung der Saugspannungsmessungen und Bodenwasserhaushaltsdaten

Umrechnung der elektrischen Widerstände in Saugspannungswerte

Die mit den GMS gemessenen elektrischen Widerstände werden im Datenlogger über die von Shock et al. (1998) aufgestellte Kalibrationsgleichung

$$S = \frac{4.093 + 3.231 R}{1 - 0.009733 R - 0.01205 T} \quad (\text{Gl. 2.8})$$

mit S Saugspannung [cbar]
 R elektrischer Widerstand [kΩ]
 T Temperatur [°C]

in Saugspannungswerte umgewandelt (Valdez 2014). Dabei sind alle Zeitangaben in MEZ.

Berechnung des hydraulischen Gradienten

Für die Charakterisierung der Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsdynamik wurde für jeden Zeitschritt der hydraulische Gradient $grad \psi_H$

$$grad \psi_H = \frac{\Delta \psi_m}{\Delta z} + 1 \quad (\text{Gl. 2.9})$$

mit ψ_H hydraulisches Potential
 ψ_m Matrixpotential
 z Tiefe

aus den Saugspannungswerten berechnet (Blume et al. 2013). Dabei gibt $grad \psi_H$ Auskunft über die Fließrichtung des Wassers im Boden (Scheffer et al. 1976, Ernstberger 1992, Blume et al. 2013):

$$|\psi_m| = \psi_z, grad \psi_H = 0: \text{keine Wasserbewegung} \quad (\text{Gl. 2.10})$$

$$|\psi_m| < \psi_z, grad \psi_H = \text{positiv}: \text{Abwärtsbewegung des Wassers} \quad (\text{Gl. 2.11})$$

$$|\psi_m| > \psi_z, grad \psi_H = \text{negativ}: \text{Aufwärtsbewegung des Wassers} \quad (\text{Gl. 2.12})$$

mit ψ_z Gravitationspotential

2.2.4 Wasserhaushaltsmodellierung mit WaSiM-ETH

Water balance Simulation Modell (WaSiM-ETH; im Folgenden WaSiM genannt)

Mit dem hydrologischen Modell WaSiM (Schulla 2012b; Version 9.03.03) kann der Wasserhaushalt eines hydrologischen EZG auf verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalen simuliert werden. WaSiM ist ein deterministisches, überwiegend physikalisch basiertes Modell, welches konstante Zeitschritte verwendet, rasterbasiert arbeitet und modular aufgebaut ist (Schulla 2012b, 2014). Im Laufe der Modellierung werden für jede einzelne Zelle eines regelmäßigen Gitters sämtlicher meteorologische Parameter interpoliert und die hydrologischen Prozesse simuliert (Fritsch & Katzenmaier 2001).

Gesteuert wird das Modell über eine Steuerdatei, in der der Umfang sowie alle benötigten Informationen für die Modellierung festgelegt werden. Über diese Steuerdatei können einzelne Module ausgeschaltet werden. Im Folgenden wird kurz auf die wichtigsten Module für die Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe eingegangen (Abb. 2.2). Weitere Details sind bei Schulla (1997), Schulla & Jasper (1998) und Schulla (2012a, 2012b, 2013) zu finden.

Meteorologie

Die meteorologischen Inputdaten liegen für mehrere Klimastationen im UG in Form von Zeitreihen (Tageswerte) vor und werden für jede einzelne Rasterzelle interpoliert (Fritsch & Katzenmaier 2001, Schulla 2012b). Detailliert wurde hierauf bereits im Kap. 2.2.1 eingegangen.

Berechnung der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration

Wird – wie in dieser Arbeit – im Bodenmodell mit der Richards-Gleichung gerechnet, so wird die aET aus der Beziehung zwischen dem Bodenwassergehalt und dem Kapillardruck berechnet. Damit ergibt sich die aET durch die Reduzierung der pET anhand der Saugspannung des Bodens. Sowohl zu geringe als auch zu hohe Bodenfeuchtwerte wirken sich durch anaerobe Verhältnisse reduzierend aus (Schulla & Jasper 1998, Pöhler 2006, Schulla 2012b). Über die Vegetation werden zudem pflanzen-spezifische Grenzsaußspannungen bei der Berechnung der aET berücksichtigt. Somit kann die aET – wie in der Realität – durch Bodeneigenschaften und Vegetation beeinflusst werden (Wattendorf et al. 2010). Die Berechnung der pET bzw. ET_0 erfolgt nach dem Ansatz von Penman-Monteith.

Schneemodell

Ob der Niederschlag als Schnee oder Regen fällt, wird primär durch die Lufttemperatur bestimmt. Anhand der interpolierten Lufttemperaturen wird für jede Rasterzelle der Aggregatzustand des Niederschlags bestimmt (Schulla 1997, Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b). Die ermittelte Schnee-

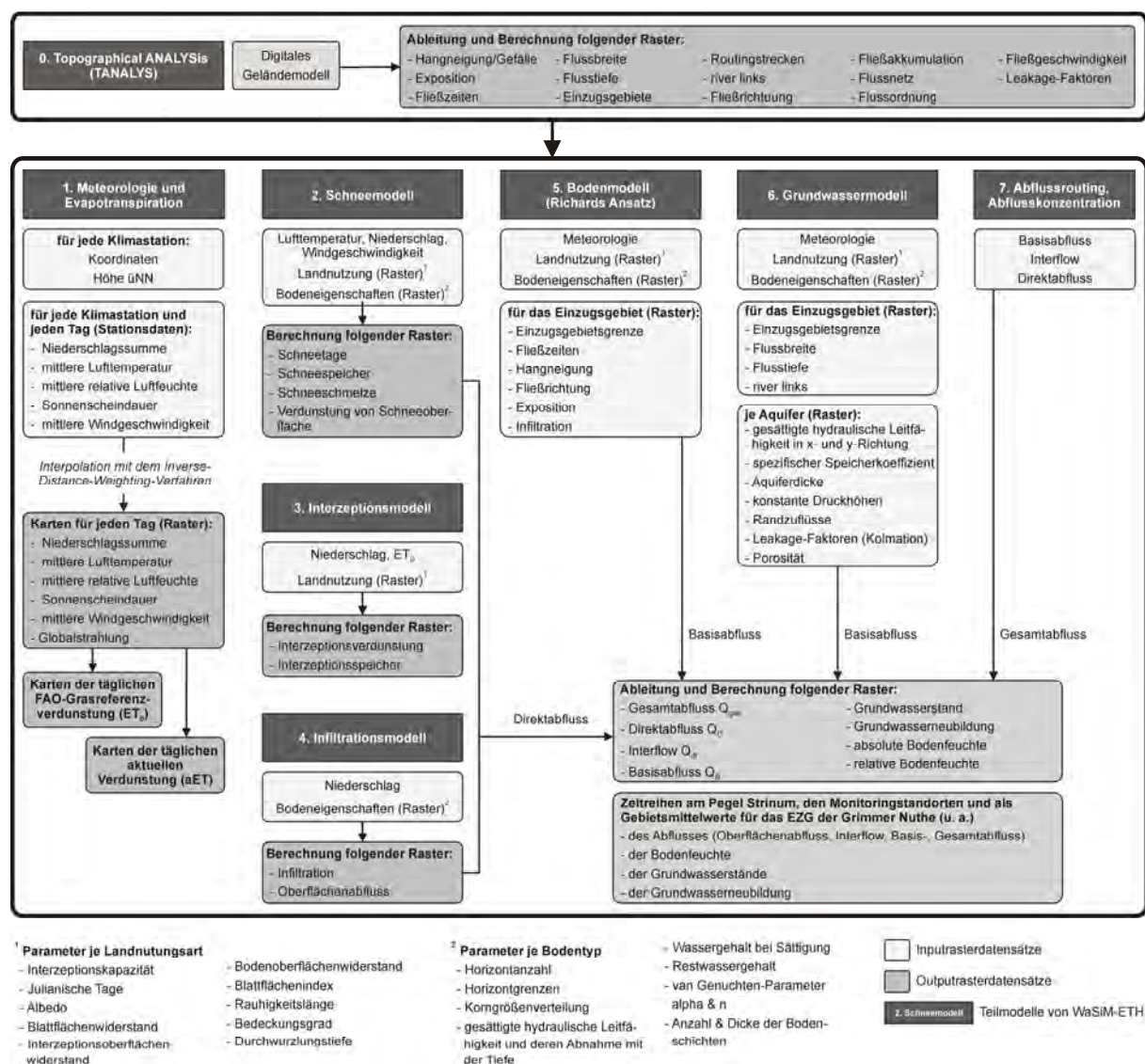


Abb. 2.2: Modellstruktur, Teilmodelle und Datenflüsse in WaSiM-ETH.

menge wird zu einer Schneedecke akkumuliert (Pöhler 2006).

Die Schneeschmelze M [mm pro Zeitintervall] wird mit dem Temperatur-Wind-Index-Verfahren nach Braun (1985) berechnet (Schulla 1997, 2012b):

$$M = (c_1 + c_2 \cdot u) \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \quad (\text{Gl. 2.13})$$

mit	c_1	temperaturabhängiger Schmelzfaktor [mm °C ⁻¹ d ⁻¹]
	c_2	windabhängiger Schmelzfaktor [mm °C ⁻¹ m ⁻¹ s ⁻¹ d ⁻¹]
	u	Windgeschwindigkeit [m s ⁻¹]
	T	Lufttemperatur [°C]
	$T_{0,m}$	Grenztemperatur für Einsetzen der Schneeschmelze [°C]
	Δt	Zeitintervall [h]

Interzeptionsmodell

Alle Interzeptionseffekte werden durch einen Überlaufspeicher erfasst. Dabei wird die Interzeptionskapazität durch die Pflanzenart, den Blattflächenindex, den Bedeckungsgrad und die maximale Schichtdicke des Wassers auf der benetzten Oberfläche bestimmt. Auch unbewachsener Boden, Felsen und Siedlungsflächen werden parametrisiert. Es wird angenommen, dass sich auf jeder Oberfläche eine gleich dicke Wasserschicht bilden kann (Schulla 1997, Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b).

Der Interzeptionsspeicher wird durch Niederschlags- und Schmelzwasser gefüllt. Da in WaSiM die Berechnung der Interzeption nach der Schneemodellierung durchgeführt wird, ist eine Speicherung von Schmelzwasser in Bodenmulden möglich. Die Schneeeinterzeption auf Pflanzen wird nicht gesondert berechnet. Jedoch wird bei Schnee die Verdunstung aus der Schneedecke und nicht aus dem Interzeptionsspeicher gedeckt (Schulla 1997, Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b).

Durch Verdunstung kann der Interzeptionsspeicher ausgeschöpft werden. Ist genügend Wasser in ihm vorhanden, so vermindert er sich um den Betrag der pET. Eine Verdunstung von Bodenwasser findet nicht statt, da die Luft gesättigt ist. Ist nicht genügend Wasser im Interzeptionsspeicher vorhanden, um die pET zu decken, so wird er zunächst geleert und dann die Differenz zur pET aus dem Bodenwasser entnommen. Ist der Interzeptionsspeicher gefüllt, so tropft weiteres Niederschlags- oder Schmelzwasser auf die Bodenoberfläche durch, welches dann als Bestandsniederschlag den Zufluss zum Infiltrations- und Bodenmodell bildet (Schulla 1997, Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b).

Infiltrationsmodell

In WaSiM wird das Infiltrationsmodell von Peschke (1977, 1987) genutzt, welches auf dem Ansatz von Green & Ampt (1911) aufbaut. Angenommen werden ein homogener, ungeschichteter Boden, in dem der Matrixfluss dominiert, sowie eine konstante Niederschlagsintensität während des gesamten Zeitschrittes (Schulla 2012b). Die Infiltration wird als sprunghaft vorrückende Feuchtefront beschrieben, deren Fortschreiten vom Sättigungsdefizit, den bodenphysikalischen Eigenschaften und der Saugspannung an der Feuchtefront abhängig ist (Pöhler 2006).

Der Infiltrationsvorgang unterteilt sich in die Sättigungs- und Rückgangphase. In ersterer wird geprüft, ob und wann eine Sättigung der Bodenoberfläche eintritt; bis zum Sättigungszeitpunkt infiltriert das Niederschlagswasser. In der Rückgangphase wird die kumulative Infiltration berechnet. Wasser, das nicht infiltrieren kann, fließt oberflächlich als Q_0 ab (Schulla 1997, 2012b).

Bodenmodell der ungesättigten Zone (Version mit Richards-Gleichung)

Die Wasserflüsse im Boden werden insbesondere von den bodenphysikalischen Eigenschaften bestimmt. Dabei wird in WaSiM der Boden als eine theoretisch beliebig dicke Schicht definiert, die an der Bodenoberfläche beginnt und sich vertikal nach unten hin fortsetzt (Schulla 1997, 2014).

In WaSiM werden sowohl die vertikalen als auch die horizontalen Wasserflüsse im Boden abgebildet. Somit sind die ungesättigte und gesättigte Zone im Boden dynamische Teile des Bodenmodells. Die vertikalen Wasserflüsse der ungesättigten Bodenzone werden durch die Richards-Gleichung beschrieben (Schulla 1997, 2014), die für jede Rasterzelle in eindimensionaler vertikaler Form gelöst wird (Schulla & Jasper 1998). Hierzu wird der Boden in numerische Schichten zerlegt (Schulla 2012b), die alle die gleichen Eigenschaften und Mächtigkeit aufweisen (Fritsch & Katzenmaier 2011). Für die diskretisierte Form der Richards-Gleichung gilt (Schulla 2012b):

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\Delta q}{\Delta z} = q_{\text{in}} - q_{\text{out}} \quad (\text{Gl. 2.14})$$

mit	θ	Wassergehalt des Bodens [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]
	t	Zeit [s]
	q	Fluss zwischen zwei diskreten Schichten [m s^{-1}]
	z	Tiefe [m]
	q_{in}	Zufluss in die aktuelle Bodenschicht [m s^{-1}]
	q_{out}	Abfluss aus der aktuellen Bodenschicht (inkl. Interflow) [m s^{-1}]

Für den Fluss q [m s^{-1}] zwischen zwei diskreten Schichten gilt (Schulla 2012b):

$$q = k_{\text{eff}} \cdot \frac{h_h(\theta_u) - h_h(\theta_l)}{0.5 \cdot (d_u + d_l)} \quad (\text{Gl. 2.15})$$

$$\text{mit} \quad \frac{1}{k_{\text{eff}}} = \frac{d_u}{d_l + d_u} \cdot \frac{1}{k(\theta_u)} + \frac{d_l}{d_l + d_u} \cdot \frac{1}{k(d_l)} \quad (\text{Gl. 2.16})$$

mit	k_{eff}	effektive hydraulische Leitfähigkeit [m s^{-1}]
	h_h	hydraulische Höhe in Abhängigkeit vom Wassergehalt und als Summe aus Saugspannung $\Psi(\theta)$ und der geodätischen Höhe h_{geo} [m]
	d	Dicke der betrachteten Schichten [m]
	k	hydraulische Leitfähigkeit [m s^{-1}]
	Index u	obere Schicht
	Index l	untere Schicht

Die Richards-Gleichung vereinfacht sich bei Sättigung des Bodens und entspricht dann dem Darcy-Gesetz (Fritsch & Katzenmaier 2001). Somit gilt für den gesättigten Teil des Bodens (Schulla 1997):

$$v_d = f_f = k_s \frac{\phi_0 - \phi_1}{z_0 - z_1} \quad (\text{Gl. 2.17})$$

mit	v_d	Darcy-Geschwindigkeit der Feuchtefront [mm h^{-1}]
	f_f	Infiltrationsintensität [mm h^{-1}]
	k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens [mm h^{-1}]
	ϕ_0	Potential in der Bodenoberfläche [mm]
	ϕ_1	Potential in der Tiefe z_1 (Ort der Feuchtefront) [mm]
	z_0	Tiefe (Bodenoberfläche = 0) [mm]

Die hydraulischen Eigenschaften des Bodens werden über den Ansatz von van Genuchten (1976) beschrieben, mit der der Wassergehalt in Abhängigkeit von der aktuellen Saugspannung Ψ [m] berechnet wird (Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b):

$$\Psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (\text{Gl. 2.18})$$

$$\text{mit} \quad \frac{k(\theta)}{k_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{1}{2}} \cdot \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (\text{Gl. 2.19})$$

mit	α	empirischer Parameter [m^{-1}]
	θ	aktueller Wassergehalt des Bodens [-]
	θ_r	Restwassergehalt bei $k(\theta) = 0$ [-]
	θ_s	Wassergehalt bei Sättigung [-]
	m	empirischer Parameter [-] mit $m = 1 - 1/n$
	n	empirischer Parameter [-]

Somit gilt für den aktuellen Wassergehalt θ (Schulla 2012b):

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{1 + (\Psi \alpha)^n} \right)^m \quad (\text{Gl. 2.20})$$

Schließlich werden über numerische Lösungsverfahren die Wasserflüsse, In- und Exfiltration in Flüsse, Q_{ifl} , Grundwasserstand, GWN und Q_B berechnet.

Berechnung der Infiltration. Berechnet wird die Infiltration bis zur Schicht m . Dabei kann ein Teil als Q_{ifl} abfließen (siehe unten) (Schulla 2012b).

Berechnung der Wasserflüsse. Berechnet werden die Flüsse zwischen zwei Bodenschichten bis in diejenige Schicht, in der das Grundwasser steht, sowie die aktuellen Wassergehalte (Schulla 2012b).

Berechnung des Q_{ifl} . Q_{ifl} [m s^{-1}] wird berechnet, wenn in der Bodenschicht m die Saugspannung $\Psi_m < 3.45 \text{ m}$ ist (Schulla 2012b):

$$Q_{\text{ifl}} = k_s(\theta_m) \cdot \Delta z \cdot d_r \cdot \tan(\beta) \quad (\text{Gl. 2.21})$$

mit	θ_m	Wassergehalt in der Bodenschicht m [-]
	Δz	Dicke der Bodenschicht [m]
	d_r	Skalierungsparameter zur Berücksichtigung der Entwässerungsdichte [m^{-1}]
	β	lokales Gefälle (bei $\beta > 45^\circ$ wird β auf 45° gesetzt)

Berechnung der Exfiltration aus dem Grundwasser in Flüsse und der Infiltration von Flüssen ins Grundwasser. Exfiltration aus dem Grundwasser wird für alle Rasterzellen berechnet, die mit Flussbreiten, Flusstiefen und Leakage-Faktoren parametrisiert sind. Infiltration wird hingegen nur für Rasterzellen berechnet, die als Routingstrecken (sog. river links) parametrisiert sind; d. h. die Oberlieger, aus denen das Wasser in den Fluss fließt, sind bekannt. Exfiltration kann in jeder Rasterzelle auftreten, die als Oberflächengewässer parametrisiert ist (Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b).

Entnahme verdunstenden Wassers. Die Wasserentnahme für Transpiration und Evaporation aus einzelnen Bodenschichten erfolgt getrennt und vor der Berechnung der Wasserflüsse. Zunächst wird die Transpiration für alle vegetationsbedeckten Rasterzellen berechnet. Diese kann aufgrund der Bodenfeuchte der einzelnen Bodenschichten gegenüber der pET reduziert sein. Danach wird die Evaporation des unbedeckten Bodens berechnet, die ebenfalls aufgrund der Bodenfeuchte reduziert sein kann. Ist die Transpiration aufgrund der Bodenfeuchte gemindert, so wird der restliche Wasserbedarf durch Evaporation aus der obersten Bodenschicht (zumindest teilweise) gedeckt bis die Höhe der pET erreicht ist (Schulla & Jasper 1998, 2007, Schulla 2012b, 2013).

Berechnung des Grundwasserstandes. Der Grundwasserstand wird sowohl im Modell der ungesättigten Zone als auch im Grundwassermodell modelliert. Dabei werden beide Modelle periodisch miteinander gekoppelt (Details siehe Grundwassermodell). Angenommen wird, dass die modellierte Bodensäule bis ins Grundwasser reicht, sodass der Grundwasserstand in der untersten teilweise gesättigten Schicht lokalisiert wird (Schulla & Jasper 2007, Schulla 2012b, 2013).

Berechnung der GWN. Die GWN ergibt sich aus der Bilanz der Zu- und Abflüsse in der obersten grundwasserführenden Schicht und der Änderung des Grundwasserstandes. Dabei können die Bilanzen sowohl positiv als auch negativ sein. Ändert sich der Grundwasserstand und betrifft somit eine andere Bodenschicht, so gelten die Bilanzen für alle betroffenen Schichten. Zuerst wird die aufgefüllte oder entwässerte Porosität berechnet, zu welcher dann der abgeflossene Q_B bzw. der laterale Abfluss aus vorherigem Zeitintervall addiert wird (Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b, 2013).

Allgemein berechnet sich die Grundwasserneubildung GWN [mm] in einem Zeitintervall aus der Summe der aufgefüllten/entwässerten Porosität und den lateralen Abflüssen (Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b):

$$GWN = 1000 \cdot \theta_e + Q_{B,i-1} \quad (\text{Gl. 2.22})$$

mit θ_e aufgefüllte (positiv) bzw. entwässerte (negativ) Porosität [mm]
 $Q_{B,i-1}$ Basisabfluss/lateraler Abfluss im vorherigen Zeitintervall $i - 1$ [mm]

Berechnung des Q_B . Der Q_B wird als Exfiltration aus dem Grundwasser in Oberflächengewässer berechnet. Somit entsteht nur an den Stellen im UG Q_B , die als Flüsse parametrisiert sind. Eventuell auftretende Infiltration wird erst im Abflussrouting vom Q_{ges} subtrahiert (Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b, 2013).

Wird bei der Modellierung nur das Modell der ungesättigten Zone ohne Einbeziehung des Grundwassermodells genutzt, so wird der Q_B auf konzeptionellem Weg berechnet, da kein lateraler Austausch zwischen benachbarten Zellen möglich ist. Somit gilt für den Basisabfluss Q_B [m s^{-1}], der für alle Rasterzellen des Modells berechnet wird (Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012b, 2013):

$$Q_B = Q_0 \cdot k_s \cdot e^{\frac{h_{GW} - h_{geo,0}}{k_B}} \quad (\text{Gl. 2.23})$$

mit Q_0 Skalierungsfaktor für den Basisabfluss [–]
 k_s gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m s^{-1}]
 h_{GW} Grundwasserspiegel [m über Meeresspiegel]
 $h_{geo,0}$ Geländeoberfläche (Oberkante 1. Schicht) [m über Meeresspiegel]
 k_B Auslaufkonstante für Basisabfluss [m]

Kopplung mit dem Grundwassermodell. Da in der ungesättigten Zone alle Komponenten eindimensional modelliert werden, findet kein Austausch zwischen benachbarten Zellen statt. Wird die Grundwasserströmung unabhängig von der ungesättigten Zone modelliert, so ist eine (periodische) Kopplung mit einem horizontalen zweidimensionalen Grundwassermodell möglich. Dies ist möglich, da im Grundwassermodell größere Zeitschritte verwendet und so die Rechenzeiten v. a. in großen EZG verringert werden können (Schulla & Jasper 1998, 2007, Schulla 2012b, 2013).

Die Kopplung von Boden- und Grundwassermodell erfolgt in beide Richtungen. Im Bodenmodell wird der Fluss zwischen der ungesättigten Zone und dem Grundwasser berechnet, welcher zwischen zwei Kopplungszeitpunkten akkumuliert wird. Dieser wird dann als Zufluss oder Entnahme an das Grundwassermodell übergeben, ebenso wie der interpolierte Grundwasserstand. Unter Berücksichtigung dieser Randbedingungen werden im Grundwassermodell die lateralen Flüsse berechnet, die sich aus der Druckhöhenverteilung ergeben. Zudem werden die bilanzierten lateralen Flüsse für jede Rasterzelle anhand ihrer Größe und der Mächtigkeit des Aquifers in vertikale Geschwindigkeiten [mm pro Zeitintervall] umgerechnet, die dann dem Modell der ungesättigten Zone als Zu- oder Abfluss übergeben werden (Schulla & Jasper 1998, 2007, Schulla 2012a, 2012b, 2013).

Im Bodenmodell erfolgt somit die Aufteilung des Niederschlags- und/oder Schmelzwassers in die Abflusskomponenten, die für die zeitliche Verteilung des Q_{ges} verantwortlich sind (Schulla 1997).

Grundwassermodell

Auch die physikalischen Eigenschaften des Substrates beeinflussen maßgeblich die Wasserbewegungen im Boden. Um die Bedingungen in der gesättigten Bodenzone modellieren zu können, kann in WaSiM das Bodenmodell intern mit einem Grundwassermodell gekoppelt werden (Schulla 2014). Dieses ist ein einfaches Grundwasserströmungsmodell für geschichtete Grundwasserleiter, dessen Zuflüsse im Bodenmodell berechnet werden (Schulla & Jasper 1998).

Mit dem Grundwassermodell können beliebig viele Lagen bzw. Aquifere modelliert werden, wobei jeder einzelne Aquifer auf einem regelmäßigen Gitter horizontal zweidimensional modelliert wird. Für den obersten Aquifer wird angenommen, dass er ungespannt ist, die darunter liegenden können gespannt oder ungespannt sein. Eine Kopplung zwischen den einzelnen Aquiferen findet über Leakage-Faktoren statt, die im Bodenmodell definiert werden. Auch die Verbindung der Oberflächengewässer mit dem Bodenmodell wird über Leakage-Ansätze gewährleistet. Somit können Infiltrationen in Flüsse und Exfiltrationen aus Flüssen (Q_b) modelliert werden. Tritt Grundwasser an die Oberfläche oder steht dieses oberflächlich an, so entsteht Q_D , welcher im Bodenmodell berücksichtigt wird (Schulla & Jasper 1998, Schulla 2012a, 2012b, 2013).

Abflussrouting

Das Abflussrouting beschreibt den Weg des Abflusses im Gewässernetz (Fritsch & Katzenmaier 2001). Hierfür wird in WaSiM ein Translation-Retentions-Ansatz verwendet (Schulla 2014), der auf der hydraulischen Berechnung der Fließgeschwindigkeiten beruht (Schulla 2012b). Dabei werden die Fließzeiten über die Gleichung von Manning-Strickler berechnet (Schulla 1997, 2012b):

$$v_l = M \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (\text{Gl. 2.24})$$

mit	v_l	Fließgeschwindigkeit [m s^{-1}]
	M	Rauhigkeitsparameter [$\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}$]
	R_h	hydraulischer Radius [m]
	I	Gefälle in Fließrichtung [m m^{-1}]

Da Trägheits- und Diffusionseffekte des Wellenablaufes vernachlässigt werden, wird in WaSiM eine kinematische Welle modelliert. Die Retention der Welle wird durch einen Linearspeicheransatz berücksichtigt, indem der Abfluss zeitlich verschoben über eine Speicherkaskade geleitet wird (Schulla 1997, 2012b, Schulla & Jasper 1998). Somit wird der in einer Rasterzelle gebildete Abfluss zeitlich verzögert an den Teilgebietsauslass abgegeben (Fritsch & Katzenmaier 2001). Die Abflusskonzentration bis zum Teilgebietsauslass erfolgt getrennt für die drei Abflusskomponenten Q_D , Q_{ifl} und Q_B über Einzellinearspeicher. Dabei ergibt sich der Q_{ges} eines Teil-EZG aus der Addition der abgegebenen Wassermengen der drei Einzellinearspeicher (Schulla 1997, Schulla & Jasper 1998, Fritsch & Katzenmaier 2001, Schulla 2012b).

Methodisches Vorgehen bei der Modellierung

Die Wasserhaushaltsmodellierung im EZG der Grimmer Nuthe erfolgte in mehreren Schritten (Abb. 2.3). Zunächst wurden alle Inputdaten aufbereitet und fehlende Daten mit der Software TANALYS (Topographical ANALYSIS) (Schulla 2012b) aus dem DGM abgeleitet. Gesteuert wird der TANALYS über eine Steuerdatei, in der der Umfang der Analyse sowie alle notwendigen Parameter und Grenzwerte vorgegeben werden (Schulla 2012b, 2014). Weitere Details zur Software sind z. B. bei Schulla (2012b) zu finden. Nach Bereitstellung aller Inputdaten wurde WaSiM für das EZG der Grimmer Nuthe parametrisiert, kalibriert und validiert (vgl. Kap. 3.3.2). Diese Schritte wurden sooft wiederholt, bis eine hohe Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten Werten erreicht wurde. Dabei werden einzelne Parameter iterativ manuell angepasst. Erst nach erfolgreicher Validierung

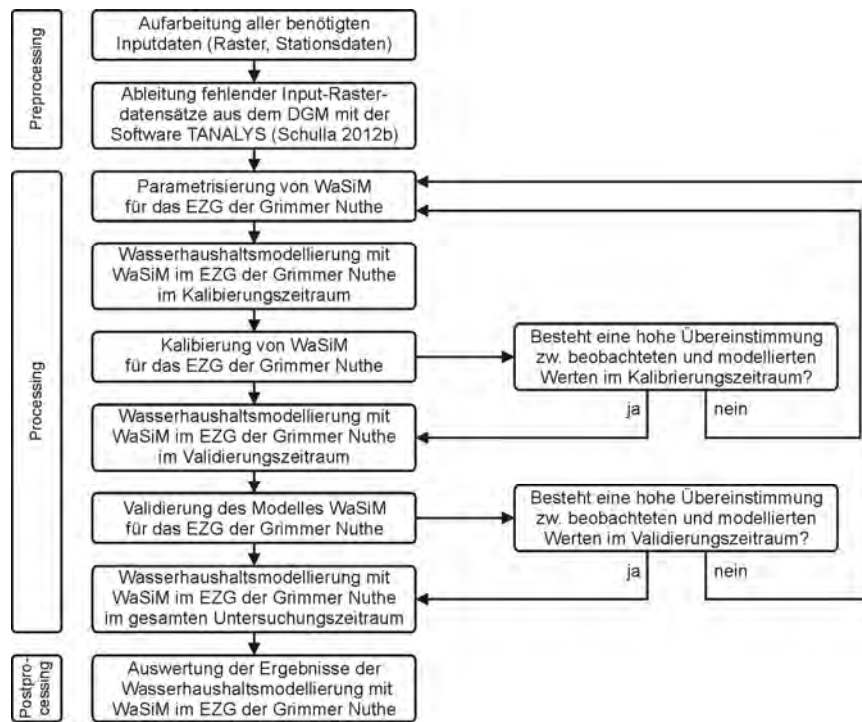


Abb. 2.3: Vorgehensweise bei der Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe.

wurde die eigentliche Wasserhaushaltssimulation für den gesamten Untersuchungszeitraum durchgeführt und die modellierten Ergebnisse ausgewertet (vgl. Kap. 3.3.3).

Bewertung der Modellierungsergebnisse

Für die Bewertung der Modellierungsergebnisse wurden verschiedene Kriterien herangezogen:

1. *Qualitative Beurteilung.* Verglichen wurden die gemessenen Pegel-, Grundwasserstände und Saugspannungswerte der Monitoringstandorte mit den modellierten Werten. Dabei spielten folgende Fragen eine wichtige Rolle. Wie gut geben die modellierten Werte die gemessenen Werte wieder? Ist die Dynamik der modellierten und gemessenen Werte ähnlich? Wo werden die gemessenen Werte in der Modellierung unterschätzt, wo überschätzt? Ist die räumliche Verteilung der modellierten Größen realistisch und deckt sie sich mit den gemachten Feldbeobachtungen?
2. *Relevante statistische Kenngrößen.* Die Berechnung der statistischen Größen für die folgenden Punkte a–d ist z. B. bei Dyck & Peschke (1995), Schönwiese (2006) oder Hedderich & Sachs (2012) aufgeführt. Auf die Punkte e–g wird im Folgenden näher eingegangen.
 - a. Lageparameter: arithmetisches Mittel $\bar{x}$, Median μ , Maximum max , Minimum min
 - b. Streuungsparameter: Standardabweichung s , Spannweite R , Varianz Var , Variationskoeffizient $VarK$
 - c. Pearson-Korrelationskoeffizient r
 - d. Bestimmtheitsmaß B : $B = r^2$
 - e. root-mean-square error $RMSE$
 - f. RMSE-observations standard deviation ratio RSR
 - g. Nash-Sutcliffe efficiency NSE

Root-mean-square error (RMSE)

Der $RMSE$ ist ein gängiges Gütemaß. Er gibt an, wie gut die beobachteten und simulierten Werte übereinstimmen. Dabei wird die durchschnittliche Abweichung der simulierten Werte von den beobachteten Werten berechnet. Für den $RMSE$ gilt (Moriasi et al. 2007, Bigiarini 2014):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{obs}} - Y_i^{\text{sim}})^2} \quad (\text{Gl. 2.25})$$

mit n Anzahl der Beobachtungen
 Y_i^{obs} beobachteter Wert
 Y_i^{sim} simulierter Wert

Je kleiner der Wert ist, den der $RMSE$ annimmt, desto besser ist die Übereinstimmung zwischen beobachteten und simulierten Werten (Moriasis et al. 2007, Bigiarini 2014).

RMSE-observations standard deviation ratio (RSR)

Wird der $RMSE$ mit der Standardabweichung der beobachteten Daten (s_{obs}) dividiert, so erhält man den RSR , welcher eine Standardisierung des $RMSE$ darstellt. Für ihn gilt (Moriasis et al. 2007):

$$RSR = \frac{RMSE}{s_{\text{obs}}} \quad (\text{Gl. 2.26})$$

Der RSR nimmt Werte zwischen null und großen positiven Werten an. Dabei gibt ein RSR von null eine perfekte Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Simulation an (Moriasis et al. 2007).

Nash-Sutcliffe efficiency (NSE)

Auch der NSE gibt an, wie gut beobachtete und modellierte Werte übereinstimmen. Für ihn gilt (Nash & Sutcliffe 1970, Moriasis et al. 2007):

$$NSE = 1 - \left(\sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{obs}} - Y_i^{\text{sim}})^2 / \sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{obs}} - Y^{\text{mean}})^2 \right) \quad (\text{Gl. 2.27})$$

mit Y_i^{obs} beobachteter Wert
 Y_i^{sim} simulierter Wert
 Y^{mean} Mittelwert

Der NSE nimmt Werte zwischen $-\infty$ und 1.0 an. Dabei bedeutet ein NSE von 1.0 eine optimale Übereinstimmung von beobachteten und simulierten Werten. Bei einem $NSE = 0.0$ ist die Simulation des Modells genauso gut wie das Mittel der beobachteten Werte. Bei einem $NSE < 0.0$ ist der Mittelwert der beobachteten Werte besser als der simulierte Wert. Folglich sind NSE -Werte zwischen 0.0 und 1.0 anzustreben (Legates & McCabe 1999, Moriasis et al. 2007). Der größte Nachteil besteht darin, dass die Differenzen zwischen den beobachteten und simulierten Werten quadriert werden. Große Werte werden somit stark überschätzt und kleine Werte vernachlässigt. Dies führt v. a. während Hochwasserspitzen zu einer Überschätzung und in Niedrigwasserphasen zu einer Unterschätzung der Modellergebnisse (Krause et al. 2005).

2.2.5 Berechnung der jährlichen Sickerwasserraten mit dem TUB-BGR-Verfahren

TUB-BGR-Verfahren

Die jährliche Sickerwasserraten (SWR_j) aus dem Boden wurden über das TUB-BGR-Verfahren berechnet (Wessolek et al. 2008a), welches Klima-, Standort- und Nutzungsfaktoren berücksichtigt (Wessolek et al. 2004a). Über empirisch ermittelte nicht-lineare, multiple, landnutzungsabhängige Regressionsgleichungen werden die SWR_j berechnet. Dabei geht das TUB-BGR-Verfahren davon aus, dass das Verhältnis von aET zu pET (speziell ET_0) an einem Standort von der pflanzenverfügbaren Wassermenge im Sommerhalbjahr (Jankiewicz et al. 2005) und die aET unterhalb einer kritischen Wasserversorgung (WV_{krit}) hauptsächlich vom Wasserdargebot abhängt. Oberhalb der WV_{krit} ist die

aET nur noch von der ET_0 abhängig. Unterschieden wird zwischen grundwassernahen und grundwasserfernen Standorten (Wessolek et al. 2004b, 2008a). Als Eingangsdaten werden die jährliche FAO-Grasreferenzverdunstung ($ET_{0,j}$), der korrigierte Jahres- (N_j) und Sommerniederschlag (N_s), die Wasserverfügbarkeit in der Vegetationsperiode sowie der KA benötigt, die aus vorhandenen Klima- und Bodendaten abgeleitet werden können (Wessolek et al. 2004b, 2008a). Da im UG keine Informationen versiegelter Flächen vorlagen, wurden die SWR_j ausschließlich für pflanzenbedeckte Oberflächen berechnet. Ferner wurde auf eine Abtrennung des Q_D verzichtet, da im UG keine großen Hangneigungen vorkommen und das Niederschlagswasser auf den vorherrschenden sandigen Böden schnell infiltriert. Auch nach starken Niederschlagsereignissen wurde im UG kein Q_D beobachtet, sodass dieser, wenn überhaupt vorhanden, vernachlässigbar gering ist.

Im Folgenden sind beispielhaft die Gleichungen zur Berechnung der SWR_j [mm a^{-1}] für Ackerland aufgeführt (Wessolek et al. 2008a). Die für die anderen Landnutzungsformen verwendeten Gleichungen sind in Anhang D zu finden.

$$WV = nFKWe + KA_j + N_s \quad (\text{Gl. 2.28})$$

$$WV > 650 \text{ mm: } SWR_j = N_j - 1.05 ET_{0,j} (0.685 \log(1/ET_{0,j}) + 2.865) \quad (\text{Gl. 2.29})$$

$$WV \leq 650 \text{ mm: } SWR_j = N_j - ET_{0,j} (1.45 \log(WV) - 3.08) (0.685 \log(1/ET_{0,j}) + 2.865) \quad (\text{Gl. 2.30})$$

mit	WV	Wasserverfügbarkeit [mm]
	$nFKWe$	nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum [mm]
	KA_j	jährlicher kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser [mm a^{-1}]
	N_s	Sommerniederschlag (April bis September) [mm]
	SWR_j	jährliche Sickerwasserrate [mm a^{-1}]
	N_j	Jahresniederschlag [mm a^{-1}]
	$ET_{0,j}$	jährliche FAO-Grasreferenzverdunstung [mm a^{-1}]

Methodisches Vorgehen bei der Berechnung der jährlichen Sickerwasserraten im Westfläming

Abb. 2.4 zeigt das methodische Vorgehen bei der Berechnung der SWR_j mit dem TUB-BGR-Verfahren. Aus der Vorläufigen Bodenkarte des Landes Sachsen-Anhalt (VBK50) und der dazugehörigen Bodendatenbank LAGB mit Flächen-, Horizont- und Profilinformatoren wurden die benötigten Bodendaten abgeleitet. Für jedes Polygon der VBK50 ist in der Datenbank ein Bodenprofil hinterlegt, aus dessen Horizontdaten polygonbezogen die We , nFK , $nFKWe$ und der KA ermittelt wurden. Die Ableitung dieser Parameter, die auf der Nutzung der Methodendokumentation Bodenkunde (Ad-hoc-AG Boden 2000, 2010) und der Bodenkundliche Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005) basiert, wurde durch mehrere selbst programmierte Java-Programme automatisiert. Über die Flächen- bzw. Bodenprofilnummern wurden jedem Polygon die ermittelten Werte zugewiesen und Karten der $nFKWe$ und des KA erstellt. Schließlich wurden die Polygone in einen Rasterdatensatz mit einer Zellgröße von 25 m umgewandelt (ESRI, ArcMap 10).

Aus den Stationsdaten des DWD (2011) und PIK (2012) wurden die Klima- und Klimamodelldaten über das IDW-Verfahren in die Fläche interpoliert (vgl. Kap. 2.2.1). Auch diese Daten liegen flächendeckend im Rasterformat mit einer Zellgröße von 25 m vor.

Aus den vorliegenden Boden-, Klima- und Landnutzungsdaten wurden letztendlich über die von Wessolek et al. (2008a) aufgestellten Gleichungen die SWR_j aus dem Boden flächendeckend für das gesamte UG in einer Auflösung von 25 m x 25 m berechnet (ESRI, ArcMap 10, ModelBuilder).

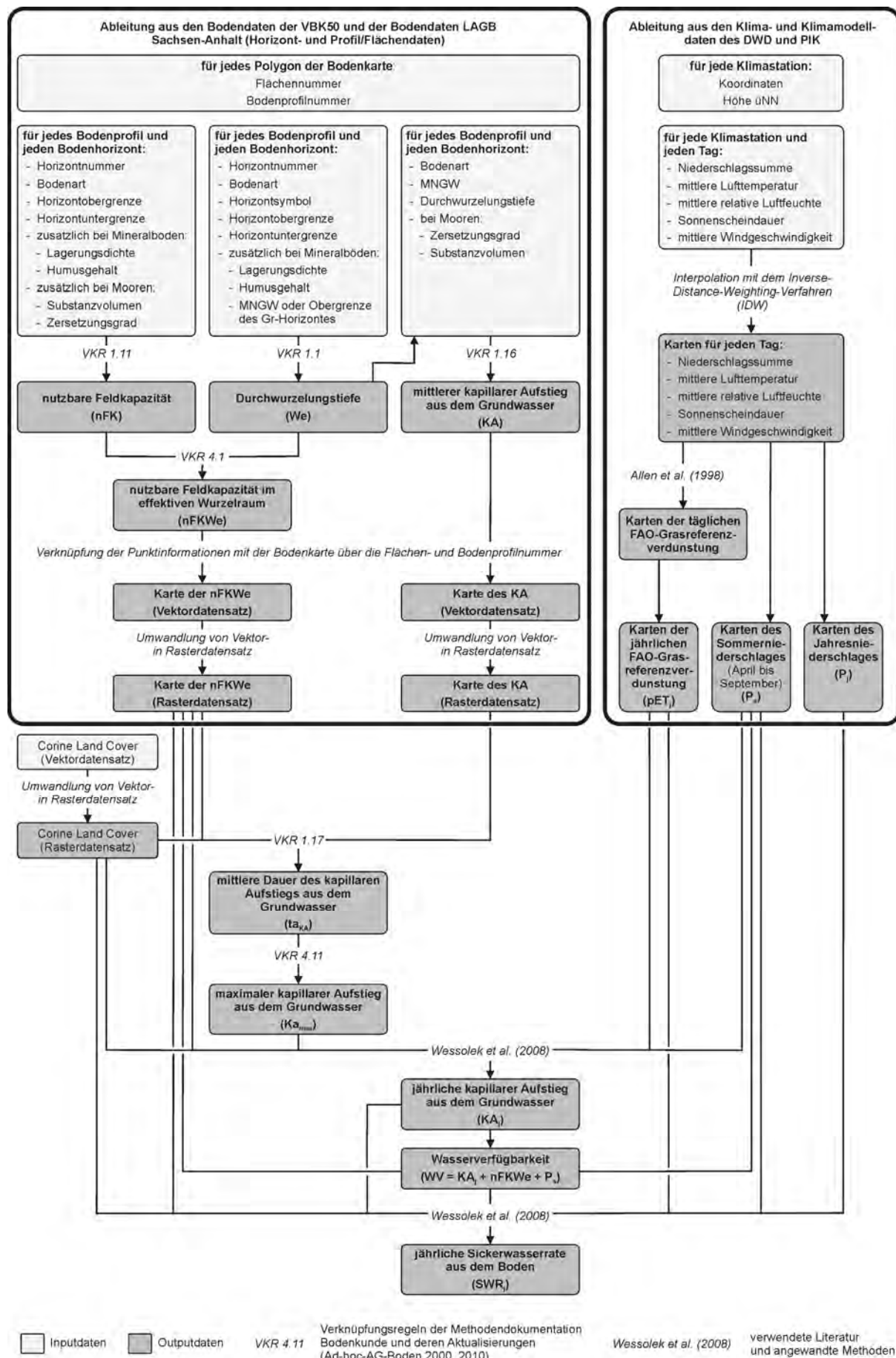


Abb. 2.4: Methodisches Vorgehen bei der Berechnung der jährlichen Sickerwasserraten mit dem TUB-BGR-Verfahren. MNGW = mittlerer Niedriggrundwasserstand.

3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

3.1 Wetter, Witterung und Klima im *Westfläming*

Wetter, Witterung und Klima bestimmen in entscheidender Weise den Bodenwasserhaushalt und die Bodenwasserdynamik eines Standortes. Um die Ergebnisse der folgenden Teilkapitel richtig einordnen und interpretieren zu können, sind daher Kenntnisse der vorherrschenden klimatischen Bedingungen im UG für die Zeiträume 1991–2010, 2011–2013 und 2011–2070 notwendig.

3.1.1 Klimatische Bedingungen 1991–2010

Entwicklung der Lufttemperatur

Im Durchschnitt lagen die Jahresmitteltemperaturen ($T_{mit,j}$) 1991–2010 an der Klimastation Wittenberg, der einzigen Station im *Westfläming*, bei 9.7 °C (Tab. 3.1). Damit lagen sie deutlich über dem langjährigen Mittelwert der Jahre 1951–1990 (9.0 °C). Mit $T_{mit,j}$ von 10.7 °C bzw. 10.6 °C waren die Jahre 2000 und 2007 in Wittenberg die wärmsten Jahre seit 1951 (Abb. 3.1a). Im Gegensatz hierzu war das Jahr 1996 mit einer Jahresmitteltemperatur von 7.5 °C sehr kalt.

Der in der Vergangenheit an der Klimastation Wittenberg beobachtete Trend ansteigender Jahresmitteltemperaturen setzte sich auch zwischen 1991 und 2010 weiter fort. Während der Temperaturanstieg im Zeitraum 1951–2010 bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ sehr signifikant war (p-Wert: 0.003**), wurde für den Zeitraum von 1991–2010 kein signifikanter Trend (p-Wert: 0.477) nachgewiesen. Somit ergab sich für den Zeitraum 1951–2010 ein Temperaturanstieg von 0.018 °C a^{-1} . In der Periode 1991–2010 lag er bei 0.022 °C a^{-1} . Allerdings wechselten sich immer wieder kältere und wärmere Jahre ab.

In Wittenberg wurden im Mittel der Jahre 1991–2010 die höchsten Lufttemperaturen im Juli und August, die niedrigsten im Dezember und Januar gemessen (Abb. 3.2a). Das Sommerhalbjahr war mit einer T_{mit} von 15.6 °C deutlich wärmer als das Winterhalbjahr. Die Jahresamplitude der T_{mit} lag bei ca. 20 °C.

Die Unterschiede der $T_{mit,j}$ in der räumlichen Verteilung waren mit 0.1 °C im *Westfläming* sehr gering. Minimal höhere Werte wurden im Süden des UG beobachtet. Wie Tab. 3.1 zeigt, bestand zwischen den ermittelten Gebietsmittelwerten des *Westflämings* und den Werten der Klimastation Wittenberg eine hohe Übereinstimmung – sowohl im Jahresmittel als auch im Jahresverlauf.

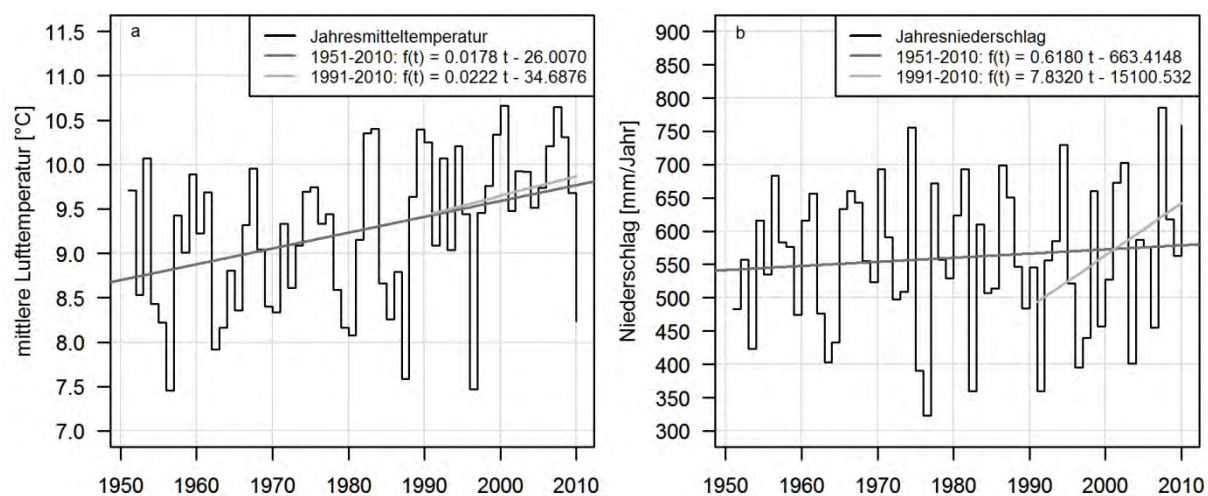


Abb. 3.1: Entwicklung der Jahresmitteltemperaturen (a) und der Jahresniederschlagsmengen (b) an der Klimastation Wittenberg (1951–2010). t = Jahr. Datengrundlage: DWD (2011).

Tab. 3.1: Klimatische Bedingungen im Westfläming 1991–2010. Index „j“ = jährlich, Index „s“ = im Sommerhalbjahr. Datengrundlage: DWD (2011); PIK (2012).

	Jahr (Januar bis Dezember)					Sommerhalbjahr (April bis September)				
	$T_{mit,j}$ [°C]	N_j [mm]	$ET_{0,j}$ [mm]	KWB_j [mm]	Sd_j [h]	$T_{mit,s}$ [°C]	N_s [mm]	$ET_{0,s}$ [mm]	KWB_s [mm]	Sd_s [h]
Gebietsmittel	9.7	571	616	-45	–	15.6	318	529	-211	–
Wittenberg	9.7	568	622	-54	1682	15.6	309	512	-203	1209

Entwicklung des Niederschlags

Die Summe des Jahresniederschlags (N_j) war stets sehr variabel, sodass an der Klimastation Wittenberg kein eindeutiger Trend nachgewiesen werden konnte (Abb. 3.1b). Immer wieder wechselten sich niederschlagsreiche und -ärmere Jahre ab. Die für die Zeiträume 1951–2010 und 1991–2010 ermittelten Trends waren nicht signifikant (p -Werte: 0.451 bzw. 0.108). Mit maximal 400 mm N_j – entsprach maximal 70 % des langjährigen Mittelwertes der Jahre 1991–2010 – waren die Jahre 1991, 1997 und 2003 in Wittenberg sehr niederschlagsarm. Überdurchschnittlich niederschlagsreich waren hingegen die Jahre 1994, 2002 und 2007, in denen mehr als 700 mm des N_j bzw. bis zu 138 % des langjährigen mittleren Jahresniederschlags ($N_{mit,j}$) fielen.

In Wittenberg wurden im langjährigen Mittel die höchsten Niederschlagsmengen in den Monaten Juli und August, die niedrigsten im April beobachtet (Abb. 3.2a). Insgesamt fielen mehr als 50 % des N_j im Sommerhalbjahr. Dabei fiel ein großer Teil des Sommerniederschlags (N_s) als konvektiver Niederschlag, welcher teilweise hohe Niederschlagsintensitäten aufwies. Im Winter traten hauptsächlich advektive Niederschläge auf, die bei meist geringer Intensität länger andauerten.

Mit 20 mm fielen die räumlichen Unterschiede der mittleren N_j im Westfläming sehr gering aus und lagen damit unterhalb des Messfehlers des Niederschlagsmessers von 10–13 % (Richter 1995). Während die höchsten N_j im Süden des UG auftraten, waren die N_j im äußersten Westen und Osten des UG am niedrigsten. Im Sommerhalbjahr waren die Niederschlagsmengen im Süden am höchsten und im Großraum Wittenberg am niedrigsten. Im gesamten Westfläming fielen im Mittel der Jahre 1991–2010 knapp 56 % des N_j im Sommerhalbjahr. Auch beim Niederschlag besteht eine hohe Übereinstimmung zwischen den Werten der Station Wittenberg und den klimatischen Bedingungen des Westflämings.

Entwicklung der FAO-Grasreferenzverdunstung und der klimatischen Wasserbilanz

Für Wittenberg wurden sehr hohe ET_0 -Werte in den überdurchschnittlich sonnenreichen Jahren 2003 und 2006 berechnet. Sehr geringe ET_0 -Werte wurden hingegen für das Jahr 1996 berechnet, in

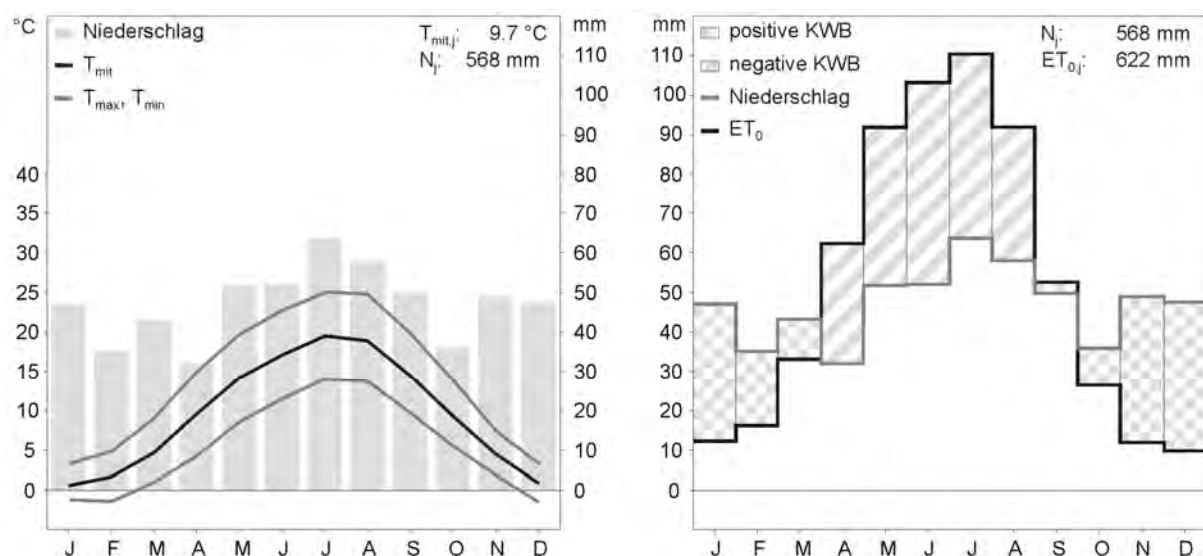


Abb. 3.2: Klimadiagramm (a; links) und mittlere klimatische Wasserbilanz (b; rechts) an der Klimastation Wittenberg (1991–2010). Datengrundlage: DWD (2011).

dem die S_d weit unter dem langjährigen Mittel der Jahre 1991–2010 lag. Ein linearer Trend in den $ET_{0,j}$ -Werten ist nicht vorhanden. Vielmehr wurde die Höhe der $ET_{0,j}$ von der S_d ($r = 0.77$), der relativen Feuchte rF ($r = -0.74$), der Maximaltemperatur T_{max} ($r = 0.62$) und der T_{mit} ($r = 0.60$) bestimmt. Gemittelt über das gesamte UG entfielen gut 85 % der $ET_{0,j}$ auf das Sommerhalbjahr. Die räumlichen Unterschiede waren mit ca. 10 mm sowohl im Jahresmittel als auch im Sommerhalbjahr sehr gering. Die niedrigsten Werte traten im *Zerbster Ackerland* auf.

Für die Charakterisierung des Niederschlagsdefizites kann die KWB, die sich aus der Differenz zwischen Niederschlag und ET_0 ergibt, herangezogen werden. Mit ihr können Phasen des Wassermangels und des Wasserüberschusses charakterisiert werden. Fällt weniger Niederschlag als Wasser verdunstet, so ist sie negativ. Die KWB gibt somit einen Anhaltspunkt dafür, wie groß die Trockenheitsgefährdung eines Standortes unter den vorherrschenden klimatischen Bedingungen ist (Paul 2010). Im langjährigen Mittel der Jahre 1991–2010 war die KWB sowohl an der Klimastation Wittenberg als auch im *Westfläming* negativ. Vor allem im Sommer war sie als Folge hoher ET_0 -Werte stark negativ und führte zu Wasserknappheit (Abb. 3.2b). Lediglich im Herbst und Winter überstiegen die Niederschlagssummen die ET_0 -Werte, sodass die Bodenwasserspeicher aufgefüllt wurden.

Bewertung der Ergebnisse

Der *Westfläming* liegt in der Übergangszone vom atlantisch zum kontinental geprägten Klima; d. h. die Sommer sind warm, die Winter mäßig kalt (Brunner 1962). Mit einem N_j von im Mittel 571 mm a^{-1} (1991–2010) liegt der *Westfläming* innerhalb der trockensten Region Deutschlands (Müller-Westermeier et al. 2001, Hendl 2002, Müller et al. 2002, BMU 2003). Bereits heute sind die KWB oft negativ. Vor allem im Sommerhalbjahr überstieg die ET_0 die Niederschlagsmengen, sodass in dieser Zeit meteorologisch bestimmte Trockenperioden bzw. Trockenstress auftraten. Damit ist der *Westfläming* gegenwärtig eine wasserwirtschaftlich sensible Region, in der es zu Nutzungskonflikten zwischen Land-, Forst- und Wasserwirtschaft um die Ressource Wasser kommt (Paul et al. 2014).

Der in den letzten Jahrzehnten beobachtete Anstieg der Lufttemperaturen in Deutschland (Franke et al. 2006) setzte sich auch im *Westfläming* fort. Ein Großteil des Temperaturanstiegs ist dabei auf Veränderungen des Klimas in Deutschland zurückzuführen, die auch Änderungen im Niederschlagsverhalten hervorriefen (Werner et al. 2002). Seit den 1990er Jahren traten in Mitteleuropa in den Wintermonaten häufiger Westwetterlagen auf, die für feuchtere und mildere Winter sorgten (Franke et al. 2006). Auch im Fläming konnte eine leichte Zunahme des Anteils des N_w am Gesamtniederschlag beobachtet werden (Rapp 2002). Die milderen Bedingungen im Winter führten zu einer verlängerten Vegetationsperiode und einer Verkürzung der Vegetationsruhe. Zudem war aufgrund der milderen Temperaturen nicht immer die Befahrbarkeit der Böden in der Landwirtschaft gegeben.

Die einzelnen klimatologischen Kennwerte an der Klimastation Wittenberg unterschieden sich nur geringfügig von den Gebietsmittelwerten des *Westflämings*. Damit können die Werte der Station Wittenberg als repräsentativ für das gesamte UG angesehen und für weitere statistische Auswertungen verwendet werden. Die räumlichen Unterschiede der T_{mit} , des N_j und der $ET_{0,j}$ waren sehr gering und lagen im Bereich des Messfehlers. Diese minimalen Unterschiede sind auf die geringen topographischen Unterschiede im UG zurückzuführen.

3.1.2 Aktuelle klimatische Bedingungen an der Klimastation Wittenberg (2011–2013)

Entwicklung der Lufttemperatur

Mit einer $T_{mit,j}$ von 10.2°C war das Jahr 2011 an der Klimastation Wittenberg sowohl deutlich wärmer als im langjährigen Mittel der Jahre 1991–2010 als auch in den Jahren 2012 und 2013 (Tab. 3.2). Gleiches gilt auch für das Sommerhalbjahr 2011.

Die Jahresverläufe der Lufttemperaturen ähneln sich in den drei Jahren (Abb. 3.3a): Nach einer kalten Periode zu Jahresbeginn steigen die Tagesmitteltemperaturen ($T_{mit,t}$) deutlich an und erreichen

Tab. 3.2: Statistische Kennwerte der klimatischen Bedingungen an der Klimastation Wittenberg (2011–2013). Datengrundlage: DWD (2014).

	Jahr (Januar bis Dezember)					Sommerhalbjahr (April bis September)				
	$T_{mit,j}$ [°C]	N_j [mm]	$ET_{0,j}$ [mm]	KWB_j [mm]	Sd_j [h]	$T_{mit,s}$ [°C]	N_s [mm]	$ET_{0,s}$ [mm]	KWB_s [mm]	Sd_s [h]
2011	10.2	598	675	-77	1929	16.2	419	549	-13	1285
2012	9.6	492	659	-167	1724	15.6	228	534	-306	1196
2013	9.4	655	642	13	1506	15.6	346	536	-190	1147

die höchsten Werte zwischen Mai und August. Vom Herbst bis zum Jahresende nehmen die $T_{mit,t}$ wieder ab. Trotz dieser Gemeinsamkeiten weisen die drei Jahre Unterschiede im Witterungsverlauf auf. 2011 traten im Januar und Februar große Temperatursprünge auf. Frostperioden wechselten sich mit für diese Jahreszeit sehr milden Perioden ab. Ab Anfang März lagen dann die $T_{mit,t}$ über 0 °C. Der schnelle Temperaturanstieg führte dazu, dass bereits Ende Mai/Anfang Juni vermehrt $T_{mit,t}$ um die 20 °C gemessen wurden. Anfang Oktober trat ein plötzlicher Temperatursturz auf. Bis zum Jahresende lagen die $T_{mit,t}$ dann meist zwischen 0 °C und 10 °C.

Das Jahr 2012 begann mild. Von Ende Januar bis Mitte Februar trat eine etwa drei-wöchige Dauerfrostperiode auf, in der die $T_{mit,t}$ bis auf -16.2 °C und die Tagesminimumtemperaturen bis auf -20.8 °C absanken. Ab 15. Februar lagen dann die $T_{mit,t}$ bei über 0 °C. Ende April stiegen die $T_{mit,t}$ schnell an, jedoch traten im April und Mai große Temperaturunterschiede innerhalb weniger Tage auf. Zwischen Ende Mai und Mitte September lagen die $T_{mit,t}$ an den meisten Tagen zwischen 15 °C und 20 °C, vereinzelt auch darüber. Bis zum Jahresende nahmen die $T_{mit,t}$ kontinuierlich ab. Im Dezember trat eine erste kurze Frostperiode auf.

Mit meist negativen $T_{mit,t}$ dauerte der Winter 2013 bis Ende März an. Anfang April stiegen die $T_{mit,t}$ innerhalb weniger Tage um etwa 15 °C an. Die höchsten $T_{mit,t}$ wurden von Anfang Juli bis Mitte August gemessen. Im restlichen Sommer traten $T_{mit,t}$ von mehr als 20 °C nur an wenigen Tagen auf. Ab Mitte August nahmen die $T_{mit,t}$ bis zum Jahresende wieder kontinuierlich ab.

Entwicklung des Niederschlags

Das Jahr 2011 war bezüglich der N_j -Summe ein durchschnittliches Jahr (vgl. Tab. 3.2). Im Jahr 2012 fielen hingegen nur ca. 87 %, im Jahr 2013 ca. 115 % des langjährigen Mittels. Auch im Sommerhalbjahr traten deutliche Unterschiede in den drei Jahren auf. Während das Sommerhalbjahr 2011 vergleichsweise feucht war, war es im Folgesommer 2012 sehr trocken und im Sommerhalbjahr 2013 wieder etwas feuchter als im langjährigen Mittel.

Insgesamt traten in allen drei Jahren hauptsächlich Tagesniederschlagsmengen (N_t) von weniger als 10 mm auf (Abb. 3.3b), höhere Mengen wurden v. a. zwischen Juni und September gemessen. An keinem Tag fielen in Wittenberg 2012 mehr als 20 mm Niederschlag, während 2011 und 2013 die maximalen N_t -Mengen bei 46.5 mm bzw. 31.0 mm lagen.

Wie Abb. 3.3c zeigt, waren die Niederschlagsmengen in den drei Jahren nicht gleich innerhalb des Jahres verteilt. So trat 2011 von März bis Mai eine nahezu niederschlagsfreie Periode auf, von Juni bis August fiel dann etwa 47 % des N_j . Mit lediglich 0.5 mm Niederschlag war der November extrem trocken. Gleichmäßiger verteilt waren die Niederschlagsmengen im Jahr 2012. Sehr trocken waren der Frühling und Spätsommer, viel Niederschlag fiel hingegen im Januar und Dezember. Die Niederschlagsverteilung des Jahres 2013 ähnelte der von 2011. Auch hier war das Frühjahr bis Mitte Mai sehr trocken und der Sommer niederschlagsreich.

Entwicklung der FAO-Grasreferenzverdunstung und der klimatischen Wasserbilanz

Die $ET_{0,j}$ unterscheiden sich in den drei Jahren nur geringfügig voneinander (vgl. Tab. 3.2). Auch der Jahresverlauf weist große Ähnlichkeiten auf (Abb. 3.3d). Bedingt durch niedrigere Lufttemperaturen und ein verringertes Sättigungsdefizit der Luft, traten im Winterhalbjahr geringe ET_0 -Werte auf.

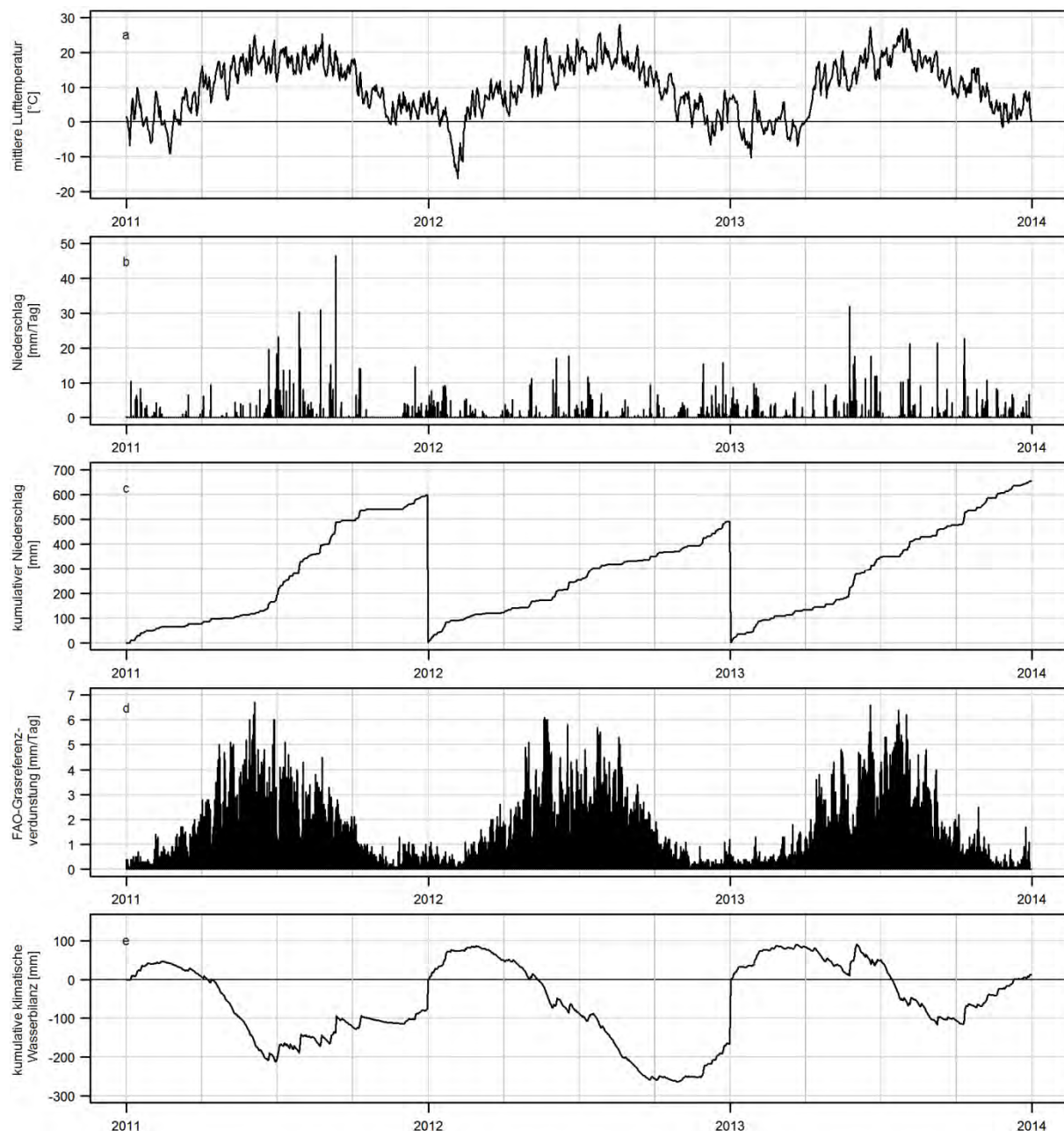


Abb. 3.3: Klimatische Bedingungen an der Klimastation Wittenberg (2011–2013). a: mittlere Lufttemperatur, b: Niederschlag, c: kumulativer Niederschlag, d: FAO-Grasreferenzverdunstung, e: kumulative klimatische Wasserbilanz. Datengrundlage: DWD (2014).

Mit steigenden Lufttemperaturen nahmen die ET_0 -Werte zu und erreichten im Sommer Maximalwerte von teilweise mehr als 6 mm am Tag. Wie bei der $T_{mit,t}$ konnte 2013 auch ein starker Anstieg der ET_0 -Werte ab Anfang April beobachtet werden. Ursache hierfür war das Ende des langandauernden Winters und der starke Anstieg der $T_{mit,t}$ ab Anfang April.

Abb. 3.3e zeigt die kumulativen klimatischen Wasserbilanzen (KWB_{kum}) an der Klimastation Wittenberg für die Jahre 2011, 2012 und 2013. Der 1. Januar jedes Jahres entspricht einer KWB von Null. Die Jahresverläufe der drei Jahre unterscheiden sich deutlich voneinander. Durch das sehr trockene Frühjahr 2011 trat bereits ab dem 10. April ein Niederschlagsdefizit auf, welches sich im Laufe des Jahres vergrößerte und sein Maximum Ende Juni erreichte. Obwohl der Sommer sehr niederschlagsreich war, konnte das Niederschlagsdefizit bis zum Jahresende nicht ausgeglichen werden. 2012 trat ein meteorologisch bestimmtes Niederschlagsdefizit ab dem 13. Mai auf. Auch in diesem Jahr wurde das Defizit bis zum Jahresende nicht ausgeglichen. Das größte Ausmaß des Niederschlagsdefizites wurde zwischen September und Oktober erreicht. Das Jahr 2013 unterschied sich deutlich von den

beiden vorhergehenden. Ein Niederschlagsdefizit trat zwischen dem 16. Juli und dem 10. Dezember auf. Zum Jahresende war das Niederschlagsdefizit ausgeglichen.

Bewertung der Ergebnisse

Die Witterungsverläufe der Jahre 2011–2013 unterschieden sich an der Klimastation Wittenberg und im *Westfläming* deutlich voneinander. Während das Jahr 2011 sehr warm, sonnenreich und überdurchschnittlich niederschlagsreich war, wurde das Jahr 2012 durch Niederschlagsarmut und überdurchschnittlich negative KWB bestimmt. Das Jahr 2013 entsprach relativ gut dem langjährigen Mittel. Somit wurden durch die drei Messjahre verschiedene klimatische Bedingungen abgedeckt, die eine Untersuchung der Auswirkungen feuchter, durchschnittlich feuchter und trockener Jahre auf den Bodenwasserhaushalt und die -dynamik der Monitoringstandorten im *Westfläming* ermöglichen.

Aufgrund wassergesättigter Böden und Staunässe waren zu Beginn des Jahres 2011 die Böden nicht befahrbar, sodass eine Feldbearbeitung erst spät möglich war. Zudem behinderten Wechselfröste das Wachstum des Wintergetreides. Im sehr trockenen, warmen und sonnigen Frühjahr, in dem die Witterung durch ungewöhnlich häufig auftretende Hochdruckgebiete bestimmt wurde, war das Auflaufen der Frühjahrssaaten deutlich erschwert. Die ausgeprägte Trockenheit, die bis in den Mai andauerte, führte zu einer verminderten Nährstoffaufnahme aus den eingesetzten Düngemitteln durch die Pflanzen, zu einer steigenden Waldbrandgefahr sowie zu negativen Auswirkungen auf die Entwicklung und Erträge der landwirtschaftlichen Kulturen. Ab Juni wurde dann die Witterung durch durchziehende Tiefdruckgebiete bestimmt, die für wechselhaftes und unbeständiges Wetter sorgten. Stark-, Dauerregen und Gewitter erschwerten die Getreideernte und führten zu Ertragseinbußen bei frühen Getreidesorten. Gebietsweise ging das Getreide ins Lager. Nur in den kurzen durch Hochdruckwetterlagen bestimmten Abschnitten war eine Ernte möglich. Die Niederschläge kamen hingegen dem Mais zugute. Die wechselhaften meteorologischen Bedingungen sorgten jedoch auch für einen steigenden Pilzinfektionsdruck. Im überdurchschnittlich ausgeprägten „Altweibersommer“, der im langjährigen Mittel meist im letzten Septembertrakt auftritt, wurde es noch einmal sehr warm und trocken, sodass die Maisernte ohne Probleme stattfinden konnte. Auch die Bestellung der Felder mit Wintersaaten erfolgte problemlos. Der November, dessen Witterung durch eine ungewöhnliche Häufung ausgeprägter, teils stationärer Hochdruckgebiete über Mitteleuropa und Südsandinavien bestimmt wurde, war extrem trocken und deutschlandweit der trockenste seit 1881. Diese Bedingungen waren optimal für die anstehenden Feldarbeiten. Aufgrund oberflächlich stark ausgetrockneter Böden hatte spät gedrillter Winterweizen jedoch Probleme aufzulaufen. Die im Dezember durchziehenden Tiefdruckgebiete brachten teilweise ergiebige Niederschläge, die einen Teil der Bodenwasservorräte wieder auffüllten. Durch die milde Witterung war die Vegetationsruhe zeitweise unterbrochen und das Wintergetreide konnte sich langsam weiterentwickeln (Rocznik 1995, DWD 2011a–e, Böhme et al. 2012, DWD 2014, Reis 2014, NCEP 2014, Volgnandt 2014).

Aufgrund der milden Witterung zu Beginn des Jahres 2012 konnten sich die Winterkulturen zunächst weiterentwickeln. Vegetationsruhe trat erst ein, als von Ende Januar bis Mitte Februar ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Russland zu einer extremen Dauerfrostperiode führte. In dieser sanken nachts die Lufttemperaturen stark ab, der Niederschlag fiel als Schnee. Vielerorts erfroren die Blätter des Wintergetreides und es kam zu Frosthebungen mit Wurzelschäden. Infolge zahlreicher durchziehender Tiefdruckgebiete wurde es ab Mitte Februar milder und wechselhafter. Insbesondere ab der zweiten Märzhälfte schien unter häufigem Hochdruckeinfluss oft die Sonne. Die Böden waren gut befahrbar und die Frühjahrsbestellung erfolgte meist problemlos. Der folgende warme, zu trockene Frühling führte zu einer starken Austrocknung der Böden, sodass stellenweise Trockenstress bei den Winterkulturen auftrat und die Waldbrandgefahr deutlich erhöht war. Teilweise wurden Auswinterungsschäden sichtbar, die lokal zum Umbruch und zur Aussaat von Sommerkulturen führten. Im Mai, der aufgrund sich abwechselnder Hoch- und Tiefdruckgebiete sowie durchziehender Frontensysteme sehr wechselhaft war und durch starke Temperaturschwankungen geprägt wurde,

traten dann aufgrund der anhaltenden Trockenheit erste Trockenschäden bei den Winterkulturen auf. Regional bildeten sich heftige Schauer und Gewitter, die einerseits lokal zu Lagererscheinungen führten und andererseits die Bodenfeuchtesituation leicht verbesserten. Dies kam v. a. dem Wintergetreide, Raps und Mais zugute. Durch die feuchte Witterung war jedoch auch der Pilzinfektionsdruck erhöht. Ab Mitte Juli setzte sich Hochdruckeinfluss durch und die Lufttemperaturen stiegen an. Trotz vieler Schauer und Gewitter waren die Niederschlagsmengen gering, sodass die Böden abtrockneten und sich die Befahrbarkeit verbesserte. Die Niederschläge begünstigten das Wachstum des Mais'. Im warmen und trockenen August ging die Getreide- und Rapsernte weitestgehend problemlos vonstatten. Die weitere Austrocknung der Böden führte jedoch lokal zu Trockenstress. Nach einem schönen „Altweibersommer“ trat wechselhafte Witterung ein, jedoch waren die Bedingungen für die Feldarbeit und Aussaat insgesamt gut. Erst mit der winterlichen Witterung ab Ende November trat Vegetationsruhe ein. Ab Mitte Dezember war es extrem mild und stellenweise fielen ergiebige Niederschläge, die zur Auffüllung der Bodenwasserspeicher beitrugen. Ab Weihnachten setzte dann bei frühlingshaften Temperaturen Tauwetter ein (DWD 2012a, 2012b, Friedrich et al. 2013, Löpmeier & Pietzsch 2013, NCEP 2014, Reis 2014, Volgnandt 2014).

Diese Witterung setzte sich auch zu Beginn des Jahres 2013 fort. Nach einem milden Jahresbeginn setzte Winterwetter ein, welches bis Anfang April andauerte und für Vegetationsruhe sorgte. Die durchgängige Schneedecke schützte die Winterungen vor Frostschäden. Auch in den wenigen milderen Tagen schmolz die Schneedecke nicht vollkommen. Wo lokal der Schnee wegtaute, waren die Böden wassergesättigt. Somit war eine Bearbeitung der Felder unmöglich und die Vegetation lag Ende März deutlich zurück. Mitte April stiegen infolge eines Warmluftvorstoßes aus Südeuropa die Lufttemperaturen innerhalb kürzester Zeit auf frühlingshafte Werte an. Die Niederschlagsmengen waren jedoch nur gering, sodass die wassergesättigten Böden, die nur eingeschränkt eine Bodenbearbeitung zuließen, langsam abtrocknen konnten. Die steigenden Temperaturen und die gefallenen Niederschläge begünstigten das Keimen und Auflaufen von Frühjahrssaaten. Im Mai traten teilweise ergiebige Niederschläge auf, die an den häufigen Durchzug von Frontensystemen gekoppelt waren. Daher war vorübergehend die Befahrbarkeit der Böden eingeschränkt. Unter zunehmenden Hochdruckeinfluss fiel im Juli nur noch an wenigen Tagen Niederschlag, teils als Gewitter. Diese Niederschläge reichten meist für die Landwirtschaft nicht aus, zumal die Böden weiter austrockneten. Somit stieg die Waldbrandgefahr und es kam zur schnellen Getreideabreife. Der Wassermangel machte auch dem Mais zu schaffen. In der letzten Juliwoche und der ersten Augustdekade traten vermehrt Gewitter mit teilweise hohen Niederschlagsintensitäten auf, die sich durch das Zusammenströmen der Luftmassen an Konvergenzlinien bildeten. Somit mussten die landwirtschaftlichen Tätigkeiten immer wieder unterbrochen werden. Regional traten deutliche Unterschiede in der Bodenfeuchteverteilung auf. Die Ernte von Raps und Getreide sowie die Aussaat des Rapses konnten ohne große Probleme erfolgen. Bis in den September hinein lag Norddeutschland dann überwiegend unter Hochdruckeinfluss, sodass Niederschläge nur beim Durchzug von Kaltfronten auftraten. Folglich waren die Böden recht trocken und die Bestellung der Felder konnte fortgesetzt werden. Im Herbst wurde die Witterung aufgrund durchziehender Tiefdruckgebiete wechselhafter. Die Niederschläge füllten weiter die Bodenwasserspeicher auf. Ab Ende November trat dann Winterruhe bei den Pflanzen ein. Das Jahr endete mit einem warmen Dezember. Dennoch traten leichte Nachtfröste auf, die höchstens ein oberflächliches Gefrieren des Bodens hervorriefen. Die Böden waren zum Jahresende nahezu wassergesättigt (DWD 2013, Friedrich et al. 2013, NCEP 2014, Volgnandt 2014, Booß et al. 2015).

3.1.3 Prognostizierte klimatische Bedingungen 2011–2070

Entwicklung der Lufttemperatur

Der in den letzten 20 Jahren zu beobachtende Anstieg der $T_{mit,j}$ im *Westfläming* wird sich auch in Zukunft weiter fortsetzen (Abb. 3.4). Wie der Mann-Kendall-Trendtest gezeigt hat, ist der Anstieg

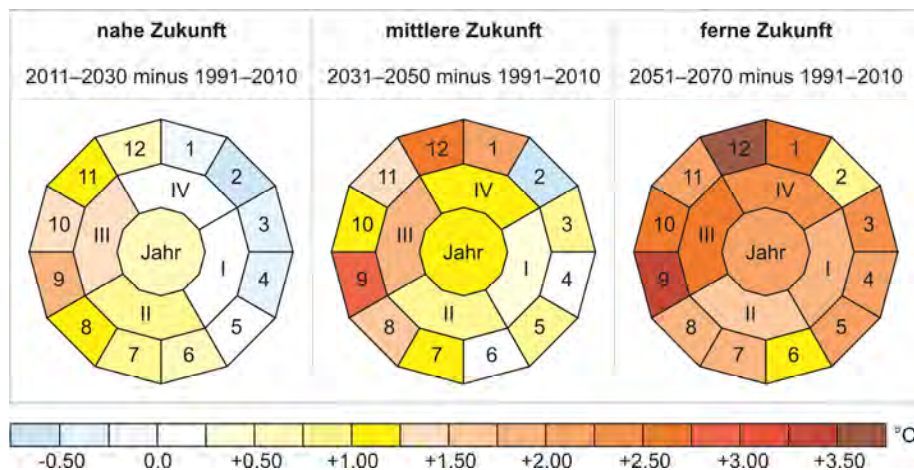


Abb. 3.4: Veränderungen der mittleren Lufttemperatur im Westflämings (2011–2070). Dargestellt sind die Abweichungen der Gebietsmittelwerte des Westflämings von den Mittelwerten der Referenzperiode 1991–2010. In der Mitte sind die Jahreswerte, mit römischen Zahlen die Werte für die meteorologischen Jahreszeiten und mit arabischen Zahlen die Monatswerte dargestellt. Datengrundlage: DWD (2011); PIK (2012).

Tab. 3.3: Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtestes für die Lufttemperaturen im Westflämung. Datengrundlage: PIK (2012). Erläuterung der Signifikanzniveaus: * = statistisch signifikant (p-Wert: $0.05 \geq p \geq 0.01$), * = statistisch sehr signifikant (p-Wert: $0.01 \geq p \geq 0.001$), * = statistisch hoch signifikant (p-Wert: ≤ 0.001), n. s. = statistisch nicht signifikant.

Zeitraum	Jahresmitteltemperatur			Temperatur im Sommerhalbjahr		
	Kendall Score <i>S</i>	Kendalls Tau τ	p-Wert (2-seitiger Test)	Kendall Score <i>S</i>	Kendalls Tau τ	p-Wert (2-seitiger Test)
2011–2030	94	0.495	0.003**	70	0.368	0.025*
2031–2050	56	0.295	0.074 n. s.	32	0.168	0.315 n. s.
2051–2070	-18	-0.095	0.581 n. s.	-26	-0.137	0.417 n. s.
2011–2070	575	0.469	< 0.001***	391	0.319	0.001***

Tab. 3.4: Prognostizierte klimatische Bedingungen im Westflämung 2011–2070. Datengrundlage: DWD (2011); PIK (2012).

	Jahr (Januar bis Dezember)					Sommerhalbjahr (April bis September)				
	$T_{mit,j}$ [°C]	N_j [mm]	$ET_{0,j}$ [mm]	KWB_j [mm]	Sd_j [h]	$T_{mit,s}$ [°C]	N_s [mm]	$ET_{0,s}$ [mm]	KWB_s [mm]	Sd_s [h]
Gebietsmittel										
2011–2030	10.5	538	641	-103	–	16.2	303	545	-242	–
2031–2050	11.2	569	658	-89	–	16.7	298	554	-256	–
2051–2070	12.2	528	705	-177	–	17.6	284	595	-311	–
Wittenberg										
2011–2030	10.4	540	632	-92	1756	16.2	294	540	-246	1264
2031–2050	11.1	589	647	-58	1781	16.6	300	549	-249	1298
2051–2070	12.2	551	693	-142	1938	17.6	290	589	-299	1386

der $T_{mit,j}$ sowie der mittleren Temperaturen im Sommerhalbjahr ($T_{mit,s}$) im Westflämung zwischen 2011 und 2070 bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 5\%$ hoch signifikant (Tab. 3.3). Die $T_{mit,j}$ werden im Westflämung 2051–2070 im Mittel bei 12.2 °C und die $T_{mit,s}$ bei 17.6 °C liegen (Tab. 3.4). Dies entspricht einem Anstieg der $T_{mit,j}$ von ca. 2.5 °C sowie der $T_{mit,s}$ von ca. 2.0 °C gegenüber den Werten der Referenzperiode 1991–2010.

Die Temperaturzunahme wird im Westflämung nicht in allen Monaten gleich stark ausfallen. Durch eine Abnahme der Jahresamplituden der Lufttemperaturen bis zum Jahr 2070 wird es insgesamt zu einem ausgeglicheneren Temperaturverlauf innerhalb des Jahres kommen. Wie Abb. 3.4 zeigt, werden bis 2030 die T_{mit} zunächst v. a. im Sommer und Herbst zunehmen. 2031–2050 sind die Unterschiede zur Referenzperiode im Herbst und Winter am größten. In ferner Zukunft werden schließlich die T_{mit} während des gesamten Jahres deutlich über den heutigen Werten liegen. Die größten Unter-

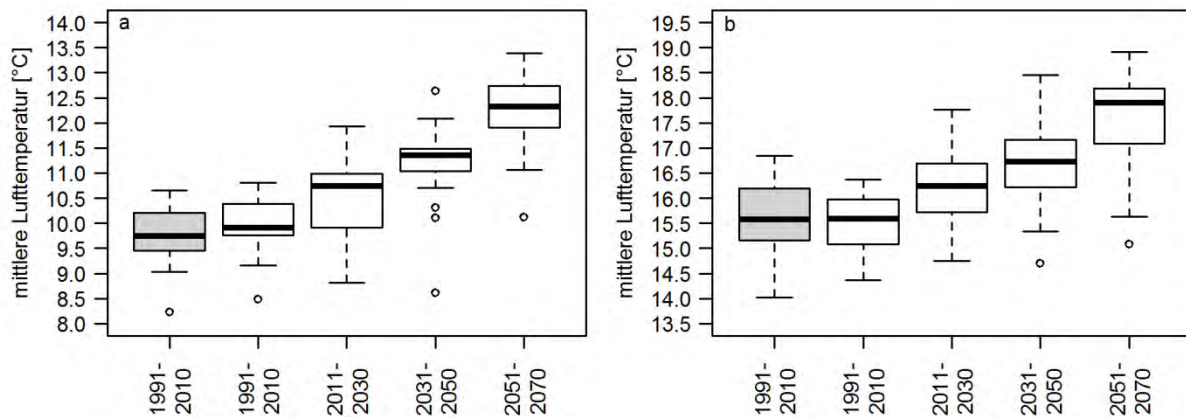


Abb. 3.5: Boxplots der Jahresmitteltemperaturen (a) und der mittleren Temperaturen im Sommerhalbjahr (b) im Westfläming. Grau = Beobachtungsdaten, weiß = Klimamodellprojektionen. Datengrundlage: DWD (2011); PIK (2012).

schiede werden dabei im September und Dezember auftreten. Aufgrund der unterschiedlich stark ausfallenden Temperaturanstiege in den einzelnen Monaten wird es zu Veränderungen im Jahresverlauf kommen. Während in der Referenzperiode noch der Dezember der kälteste und der Juli der wärmste Monat waren, wird 2051–2070 der Februar der kälteste und der Juli der wärmste Monat sein. Allerdings liegen die T_{mit} beider Monate deutlich über den Werten der Referenzperiode.

In Zukunft werden in den meisten Jahren $T_{mit,j}$ auftreten, die deutlich über den Mittelwerten der Referenzperiode liegen werden (Abb. 3.5a). Bis 2030 wird sich in einzelnen Jahren die $T_{mit,j}$ weiterhin unterhalb der Mittelwerte der Referenzperiode bewegen. Ab 2031 wird die Anzahl der kalten Jahre zu Gunsten warmer Jahre deutlich abnehmen. 2051–2070 werden schließlich nur noch in vereinzelt Jahren die $T_{mit,j}$ im Bereich der Werte der Referenzperiode liegen. Somit werden Jahre, die heute als extrem warm eingestuft werden, in Zukunft zur Normalität werden. Auch bei den $T_{mit,s}$ zeigt sich ein ähnliches Bild (Abb. 3.5b): Extrem warme Sommerhalbjahre werden deutlich zunehmen, kalte Sommerhalbjahre deutlich seltener auftreten. Insgesamt nimmt jedoch die Variabilität zwischen den einzelnen Jahren deutlich zu.

Entwicklung des Niederschlags

Die Entwicklung des Niederschlags weist keinen eindeutigen Trend auf. Wie heute werden zukünftig immer wieder niederschlagsärmere und niederschlagsreichere Phasen auftreten. Dabei scheinen Phasen geringer Niederschläge in Zukunft häufiger aufzutreten und länger zu werden. In der Jahressumme wird der Niederschlag, verglichen mit der Referenzperiode, leicht abnehmen (Abb. 3.6, Tab. 3.4). Am geringsten fallen mit ca. -2 % die Veränderungen 2031–2050 aus, da für diesen Zeitraum noch einmal eine niederschlagsreichere Phase prognostiziert wird.

Jahreszeitlich wird es zu einer Umverteilung der Niederschläge kommen. Lediglich der Winter wird etwas feuchter werden. Im Frühling, Sommer und Herbst werden die Niederschlagsmengen abnehmen. Die größten Veränderungen sind mit ca. -29 % in ferner Zukunft im Sommer zu erwarten.

Im Westfläming war in der Referenzperiode im Mittel der April der niederschlagsärmste und der Juni der niederschlagsreichste Monat. Auch hier wird es zukünftig zu Verschiebungen kommen. In naher Zukunft wird der Juli der niederschlagsreichste und der Februar der niederschlagsärmste Monat sein. In mittlerer und ferner Zukunft verschiebt sich der niederschlagsreichste Monat in den Mai und der niederschlagsärmste Monat in den März.

Entwicklung der FAO-Grasreferenzverdunstung und der klimatischen Wasserbilanz

Eine Folge der zukünftig steigenden Lufttemperaturen wird eine Zunahme der ET_0 sein. Bis zum Jahr 2070 muss mit einem Anstieg der $ET_{0,j}$ um ca. 14 % auf 705 mm a^{-1} gerechnet werden. Auch bei der ET_0 fallen die Veränderungen in den einzelnen Monaten nicht gleich hoch aus (Abb. 3.7).

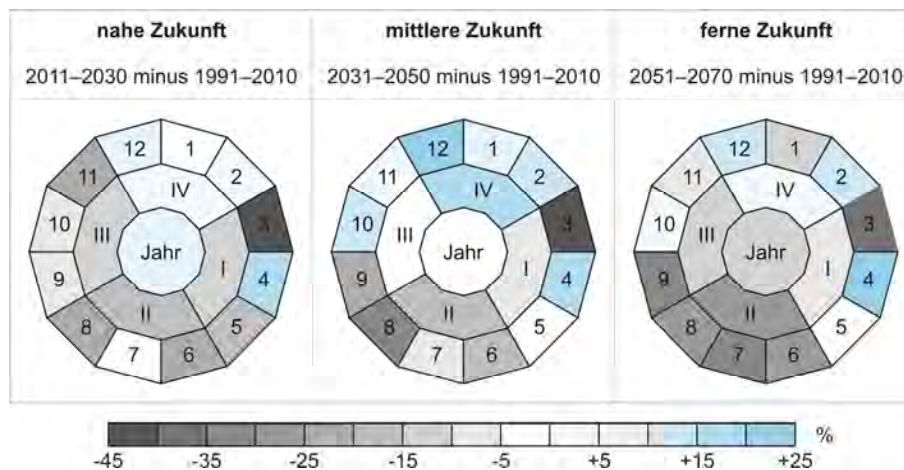


Abb. 3.6: Veränderungen der Niederschlagsmengen im *Westfläming* (2011–2070). Erläuterungen und Datengrundlage siehe Abb. 3.4.

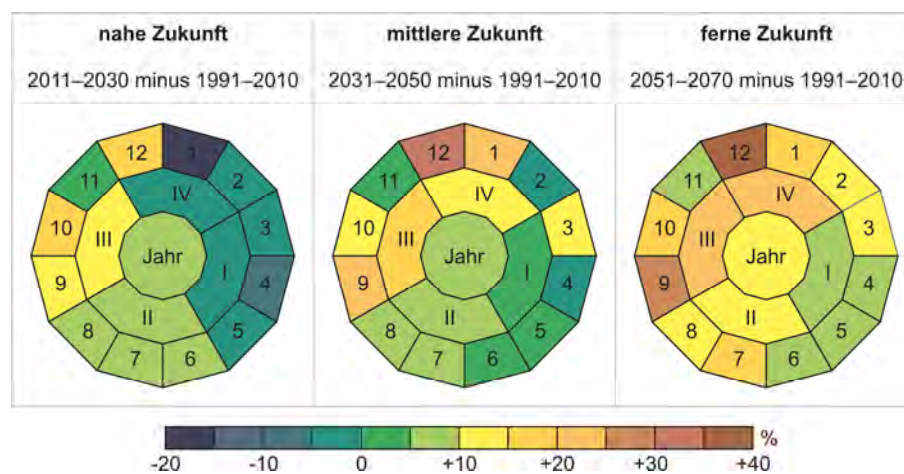


Abb. 3.7: Veränderungen FAO-Grasreferenzverdunstung im *Westfläming* (2011–2070). Erläuterungen und Datengrundlage siehe Abb. 3.4.

Prozentual gesehen fällt der Anstieg der ET_0 im Winterhalbjahr (Oktober bis März) am höchsten aus, sodass sich z. B. in ferner Zukunft die ET_0 im Winterhalbjahr um ca. 5.5 % auf 107 mm erhöhen wird. In naher Zukunft wird die ET_0 analog zu den T_{mit} im Sommer und Herbst zunehmen sowie im Frühling und Winter leicht abnehmen. In mittlerer und ferner Zukunft werden dann die ET_0 -Werte fast im gesamten Jahr zunehmen. Hierbei wird die Zunahme der ET_0 v. a. im September und Dezember sehr hoch ausfallen und mit dem starken Anstieg der T_{mit} zusammenfallen.

In Kombination mit einem veränderten Niederschlagsregime werden die jährlichen klimatischen Wasserbilanzen (KWB_j) zukünftig in fast allen Jahren negativ sein (vgl. Tab. 3.4). Während im Mittel der Jahre 1991–2010 die KWB von April bis August negativ waren, wird die Phase negativer KWB ab 2031 von März bis September dauern. Außerdem wird das Niederschlagsdefizit ein deutlich höheres Niveau erreichen.

Bewertung und Diskussion der Ergebnisse

Das größte Risiko des Klimawandels besteht darin, dass die klimatischen Veränderungen sehr schnell ablaufen und natürliche Ökosysteme keine Zeit haben, sich an die veränderten Bedingungen anzupassen. Aufgrund der prognostizierten klimatischen Bedingungen ist davon auszugehen, dass es z. B. zu einer Verschiebung der optimalen Anbauggebiete vieler Kulturpflanzen in die nördlicheren Bereiche kommen wird (Franke et al. 2006). Diese Veränderungen haben auch Auswirkungen auf die Land- und Forstwirtschaft im *Westfläming*. Durch ein verringertes Wasserdargebot während der Vegetationsperiode wird das Wasser zum limitierenden Ertrags- und Anbaufaktor werden. Daher könn-

te es sinnvoll sein, zukünftig vermehrt trocken-tolerante Baumarten sowie trocken-tolerante und hitze-verträgliche Nutzpflanzen anzubauen. Auch der Waldumbau hin zu naturnahen Mischwäldern könnte sinnvoll sein (Franke et al. 2006, Paul 2010). Monokulturen sollten in Mischbestände umgebaut werden (BMU 2009), da diese weniger anfällig gegenüber Trockenheit oder den Befall durch Schadorganismen sind (Paul 2010). Eine Mischung verschiedener Nadel- und Laubbaumarten unterschiedlichen Alters ist anzustreben (Combe 1998, Mößmer 2008). Insbesondere Baumarten mit einer weiten ökologischen Amplitude, wie z. B. Rotbuchen (*Fagus sylvatica*), sind an die heutigen und zukünftigen klimatischen Bedingungen gut angepasst (Kölling 2007). Ebenso hat die Temperatur einen großen Einfluss auf das Pflanzenwachstum, sodass verschiedene landwirtschaftliche Kulturen unterschiedliche ökologische Toleranzbereiche und Kardinalpunkte aufweisen (Vogel & Angermann 1967).

In entscheidender Weise wird das Pflanzenwachstum durch Niederschlag und Temperatur bestimmt. Der Humiditätsindex i nach De Martonne setzt den N_j und die $T_{mit,j}$ zueinander in Beziehung, wobei die Temperatur als Maß für die Verdunstung angesehen wird (Rapp 2002, Rust 2006, Döring et al. 2011):

$$i = \frac{N_j [\text{mm}]}{T_{mit,j} [^{\circ}\text{C}] + 10} \quad (\text{Gl. 3.1})$$

Die physiographische Trockengrenze liegt bei $i = 20$, humide Verhältnisse bestehen bei $i > 20$ und aride Verhältnisse bei $i < 20$ vor. Gegenwärtig wird die Ariditätsgrenze in Deutschland noch nirgendwo erreicht (Rapp 2002). Jedoch werden in Zukunft die i -Werte im *Westfläming* deutlich abnehmen (Tab. 3.5), sodass die Region deutlich arider wird.

Eine Folge des sich ändernden Temperaturregimes und der insgesamt steigenden Lufttemperaturen wird eine Verfrühung und Verlängerung der Vegetationsperiode sein (Menzel 2006). Pflanzen werden zeitiger austreiben und beginnen früher im Jahr zu transpirieren. Zudem wird der Herbst später beginnen. Die verlängerte Vegetationsperiode könnte dazu führen, dass vermehrt zwei Kul-

Tab. 3.5: Humiditätsindex i nach Martonne. Datengrundlage: DWD (2011); PIK (2012).

	1991–2010	2011–2030	2031–2050	2051–2070
Wittenberg	28.98	26.24	26.84	23.78
Westfläming (Gebietsmittel)	28.83	26.47	27.91	24.82

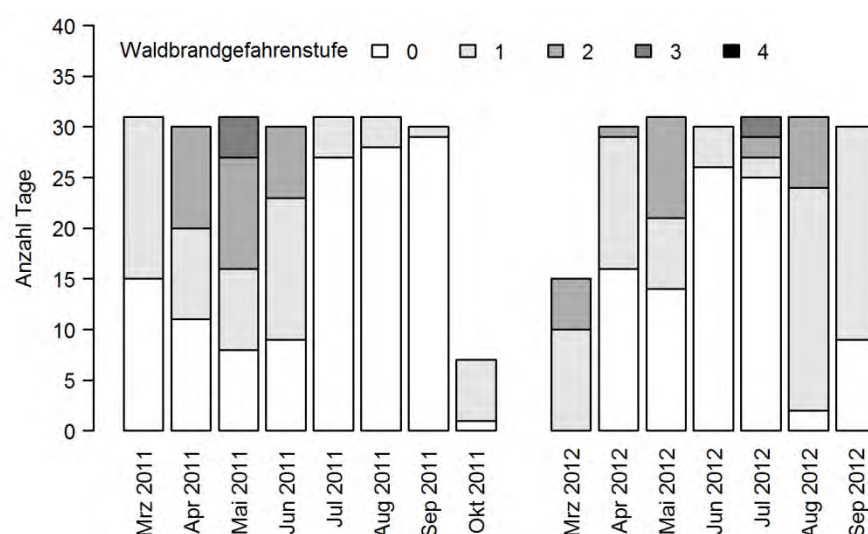


Abb. 3.8: Verteilung der aufgetretenen Waldbrandgefahrenstufen im Landkreis Anhalt-Bitterfeld in den Jahren 2011 (1. März bis 7. Oktober) und 2012 (17. März bis 30. September). Die Daten beruhen auf dem in der DDR entwickelten System „Waldbrandgefahrenindex M-68“. Details zum Verfahren sind bei Flemmig (1994) zu finden. 0 = keine Waldbrandgefahr, 1 = Waldbrandgefahr, 2 = erhöhte Waldbrandgefahr, 3 = hohe Waldbrandgefahr, 4 = höchste Waldbrandgefahr. Datengrundlage: Reis (2014).

turen innerhalb eines Jahres angebaut und geerntet werden (Zweikulturnutzungssystem). Dieses wird in Teilen des *Westflämings* bereits heute praktiziert.

Bereits in den letzten Jahren war zu beobachten, dass das Frühjahr oft sehr warm und trocken war (vgl. Kap. 3.1.2). Dies führte bereits im zeitigen Frühjahr zur Ausrufung der Waldbrandgefahrenstufe 3 (Abb. 3.8). Nach den vorliegenden Klimaprojektionen ist davon auszugehen, dass die Waldbrandgefahr in Zukunft im Frühling und Sommer weiter zunehmen wird (Fleck & Meesenburg 2015), da der Boden aufgrund steigender Lufttemperaturen und ET-Raten sowie abnehmender Niederschlagsmengen zunehmend austrocknen wird.

Die hohen ET_0 -Raten werden zusammen mit veränderten Temperatur- und Niederschlagsregimen zunehmend zu einer Beeinträchtigung des Pflanzenwachstums durch meteorologisch bestimmte Wasserdefizite führen (negative KWB). Um diese auszugleichen, könnte zukünftig eine Bewässerung der angebauten landwirtschaftlichen Kulturen notwendig werden. Da bereits heute in Ostdeutschland in manchen Jahren die Niederschläge nicht ausreichen, um z. B. Getreide optimal zu versorgen, haben einige Betriebe die Möglichkeit, ihre Flächen oder Teilflächen zu bewässern. Durch das Bewässern der landwirtschaftlichen Kulturen können Ertragsausfälle minimiert und die Qualität der Ernte verbessert werden (Sourell 2000, Shock et al. 2010, Blumöhr et al. 2011, Heidt & Müller 2012). Da Trockenperioden zukünftig häufiger und länger sein werden und temporärer Trockenstress häufiger auftreten wird, wird die Bewässerung im *Westflämung* zunehmend an Bedeutung gewinnen.

Um die für die Bewässerung benötigten Wassermengen möglichst gering zu halten und somit auch den Grundwasserkörper nicht unnötig zu belasten, könnten zukünftig vermehrt landwirtschaftliche Kulturen mit einer erhöhten Wassereffizienz angebaut werden. So verbrauchen z. B. Wintergetreidesorten weniger Wasser als die entsprechenden Sommergetreidesorten, da das Wintergetreide einen Teil seiner Entwicklung in der kühlen Jahreszeit durchläuft (Chmielewski 2007, 2011). Aufgrund des unterschiedlichen Wasserverbrauchs landwirtschaftlicher Kulturen (Müller et al. 2012) wird häufig der Transpirationskoeffizient herangezogen, um die Wasserproduktivität der Pflanzen zu beschreiben. Dabei gibt der Transpirationskoeffizient an, wieviel Liter Wasser verbraucht werden, um ein Kilogramm Trockenmasse zu produzieren (Chmielewski 2011). Tab. 3.6 zeigt Transpirationskoeffizienten ausgewählter Pflanzen. Auffällig ist, dass die Transpirationskoeffizienten der meisten landwirtschaftlichen Kulturen etwa doppelt so hoch wie die der Waldbäume sind (Hamann 2008). Aufgrund ihrer Anpassung an hohe Temperaturen und geringe Transpirationsraten tagsüber weisen C4-Pflanzen (z. B. Hirse, Mais) die niedrigsten Transpirationskoeffizienten landwirtschaftlicher Kulturen auf. Hohe Transpirationskoeffizienten weisen hingegen C3-Pflanzen (z. B. Raps, Hafer) auf.

Auch eine wasserschonende und standortangepasste Bewirtschaftung, wie z. B. Direktsaat oder konservierende Bodenbearbeitung, kann dazu beitragen, den Bodenwasserhaushalt zu verbessern (Chmielewski 2011) und die Bewässerungsmengen gering zu halten.

Aufgrund der mildereren Winter werden die N_w seltener als Schnee und häufiger als Regen fallen. Auch dies hat einen Einfluss auf den Bodenwasser- und Bodenwärmehaushalt. Da die N_s abnehmen werden, muss der Niederschlagsüberschuss im Winter optimal gemanagt und genutzt werden

Tab. 3.6: Transpirationskoeffizienten ausgewählter Pflanzen. Die Werte können je nach Standort und vorherrschenden klimatischen Bedingungen variieren. Verändert nach Geißler (1988), Mauser (2007).

Transpirationskoeffizient [l Wasser pro kg Trockenmasse]	Baumart / landwirtschaftliche Kultur
100–200	Buche, Douglasie
200–300	Hirse, Lärche, Fichte, Kiefer
300–400	Mais, Eiche, Birke
400–500	Gerste, Roggen, Hartweizen
500–600	Kartoffeln, Weichweizen, Buchweizen, Sonnenblumen, Wicken
600–700	Raps, Hafer, Erbsen, Bohnen, Gurken
> 700	Luzerne, Lein, Soja, Kürbis

(Franke et al. 2006), z. B. durch den Anbau von Wintergetreide. Die leichte Zunahme der N_w könnte auch dazu führen, dass die Befahrbarkeit und Bearbeitung der Böden im zeitigen Frühjahr eingeschränkt und somit trotz verlängerter Vegetationsperiode eine frühere Aussaat als heute nicht möglich sein wird. Abnehmende Niederschläge im Frühsommer und damit einhergehender Wassermangel könnten z. B. bei Sommerungen zu Ertragseinbußen führen (Chmielewski 2011).

Die prognostizierten klimatischen Bedingungen deuten darauf hin, dass die Zunahme der N_w wahrscheinlich häufiger zu Hochwasserereignissen führen wird. Verringerte Frühjahrsniederschläge werden hingegen zur Abflussminderung führen. Im Sommerhalbjahr werden häufiger Niedrigwasserphasen auftreten, die eine größere Dauer und Länge haben. Kleine Fließgewässer und Bäche werden im Sommer zunehmend austrocknen (Franke et al. 2006); damit verbunden sind erhebliche Auswirkungen auf die Ökosysteme.

Die in Zukunft zu erwartenden Veränderungen der Temperatur-, Niederschlags- und Verdunstungsregime haben direkte Auswirkungen sowohl auf den globalen Wasserkreislauf als auch regional auf den Boden- und Landschaftswasserhaushalt. So nimmt global gemittelt der Wasserdampfgehalt der Luft pro Grad Erwärmung um ca. 7 % zu, die Niederschlags- und Verdunstungsintensität zwischen 1 und 3 %. Durch die Intensivierung des globalen Wasserkreislaufes werden häufiger intensive Niederschläge, hohe Niederschlagsintensitäten und Dürren auftreten (Schär & Fischer 2008). Regional führen z. B. steigende Lufttemperaturen im Winter zu höheren ET-Raten. Damit steht weniger Wasser zur Auffüllung der Boden- und Grundwasserspeicher zur Verfügung. Auf Veränderungen im Boden- und Landschaftswasserhaushalt, die in Zusammenhang mit dem Klimawandel stehen, wird in den Kap. 3.3 und 3.4 näher eingegangen.

Insgesamt ist zu berücksichtigen, dass die hier beschriebenen Entwicklungen des zukünftigen Klimas und die sich daraus ergebenden Konsequenzen nur eine mögliche Entwicklung darstellen. Bei Verwendung eines anderen Klimamodells oder Klimaszenarios können die Ergebnisse von den hier beschriebenen Entwicklungen abweichen. Allgemein gilt, dass die Aussagen umso unsicherer werden, je weiter in die Zukunft geblickt wird und je kleiner der regionale Ausschnitt ist (BMU 2003).

3.2 Experimentelle Erfassung kleinräumiger Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und in der Bodenwasserdynamik im *Westfläming*¹

Viele der in der Natur ablaufenden bodenphysikalischen und -chemischen Prozesse werden in entscheidender Weise durch den Bodenwasserhaushalt und die Bodenwasserdynamik beeinflusst (Rupp et al. 2013). So spielt Bodenwasser beispielsweise bei der Verlagerung von Nähr- und Schadstoffen im Boden (z. B. Rowell 1997, Pertoll 2008), bei der Nährstoffverfügbarkeit für Pflanzen (z. B. Rowell 1997, Bauer et al. 2005, Irmak et al. 2006), in der Landwirtschaft für die Sicherung der Quantität und Qualität der Ernte (z. B. Mastel 2002, Blumöhr et al. 2011) oder bei der Bewässerungssteuerung (z. B. Thompson et al. 2006, Périès & Enciso 2009, Chávez et al. 2011) eine wichtige Rolle. Zudem wird die Bodenfeuchte im Zusammenhang mit dem Klimawandel als limitierender Faktor zunehmend an Bedeutung gewinnen (EEA 2009, Chmielewski 2011). Ebenso ist für die erfolgreiche Anwendung hydrologischer Modelle oder die Abschätzung von Bodenerosion die zeitliche und räumliche Darstellung der Bodenfeuchte notwendig (Berc et al. 2003, Paul et al. 2013a).

3.2.1 Saugspannungsmessungen an den Monitoringstandorten im *Westfläming* (01.05.2011–31.10.2013)

Degradiertes Niedermoor

Abb. 3.9a zeigt den Verlauf der gemessenen Saugspannungswerte am Standort *degradiertes Niedermoor*. Die Saugspannungswerte wiesen während des gesamten Messzeitraumes nur eine geringe

¹ Teile dieses Kapitels basieren auf folgenden eigenen Publikationen: Paul et al. (2013a, 2013c), Rupp et al. (2013)

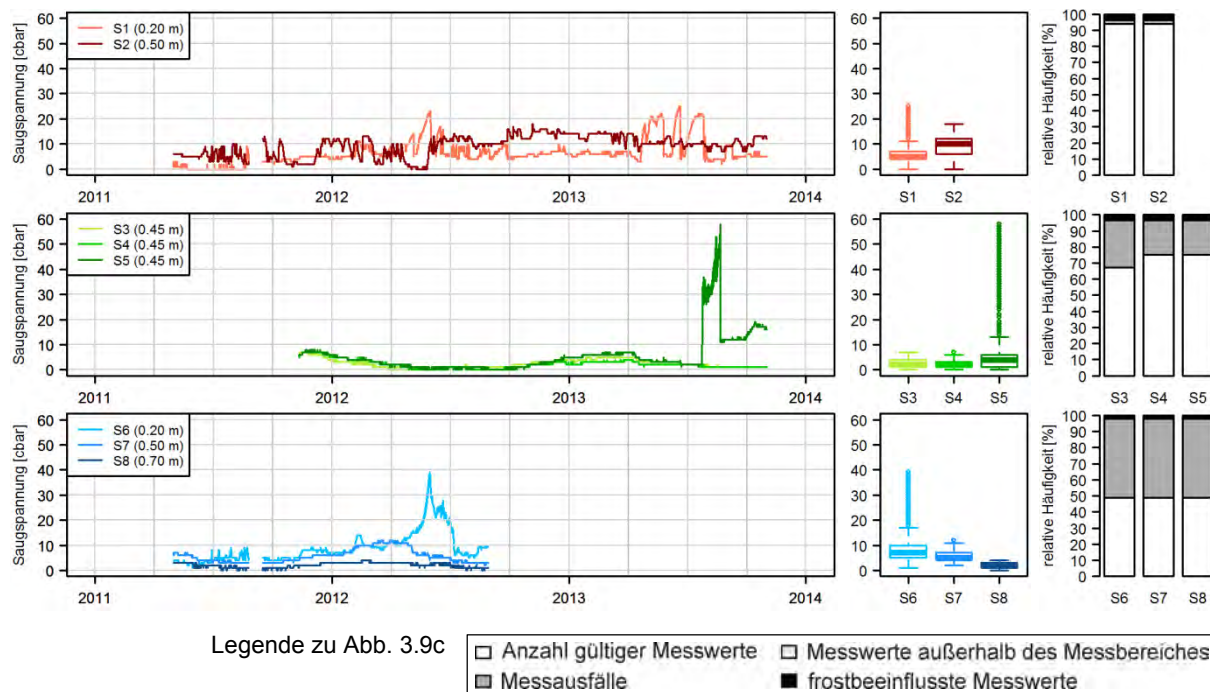


Abb. 3.9: Gemessene Saugspannungen am Standort *degradiertes Niedermoor* (01.05.2011–31.10.2013). a (links): Verlauf der gemessenen Saugspannungswerte, b (mitte): Box-Plots der gemessenen Saugspannungswerte, c (rechts): relative Häufigkeiten der gemessenen Saugspannungswerte. Alle Zeitangaben sind in MEZ. Aus den Messezeitreihen wurden alle offensichtlich durch Dauerfrost beeinflussten Messwerte gestrichen (d. h. alle Messwerte vom 27.01.–13.02.2012 und vom 12.01.–26.01.2013).

jahreszeitliche Dynamik sowie geringe Schwankungen zwischen den einzelnen Tagen auf. Mit Ausnahme der Sensoren S5 und S6 lagen die Messwerte stets im Bereich der Feldkapazität (FK) (≤ 30 cbar). Die höchsten Werte wurden am Sensor S5 im August 2013 mit Werten von 58 cbar gemessen, welche damit im Bereich der nFK (> 30 cbar) lagen. Tendenziell nahmen die Saugspannungswerte mit zunehmender Tiefe ab, jedoch waren die Unterschiede zwischen den einzelnen Messtiefen nur sehr gering. Die Notwendigkeit zur durchgeführten Drainage des Standortes zeigt sich daran, dass sogar in den Sommermonaten eine Entwässerungswirkung auftrat und eine landwirtschaftliche Nutzung ohne diese Meliorationsmaßnahme nicht möglich gewesen wäre. Auch die Witterung und die verschiedenen während des Messzeitraumes angebauten Kulturen (Silomais, Winterroggen, Wintertraps) beeinflussten offensichtlich nicht die Höhe der Saugspannungsmesswerte.

Insgesamt wiesen die gemessenen Saugspannungswerte am Standort *degradiertes Niedermoor* eine sehr geringe Variabilität auf (Abb. 3.9b). Auch zwischen den unterschiedlichen Einbautiefen lagen keine signifikanten Unterschiede vor. Zudem wurde während des gesamten Messzeitraumes an keinem der eingebauten Sensoren die obere Messgrenze der GMS (239 cbar) erreicht.

Die Sensoren S3–S5 wurden erst am 11. November 2011 in Betrieb genommen. Zudem kam es mehrfach, teils zu längeren Messausfällen (Abb. 3.9c, vgl. Tab. 2.2), die technisch bedingt waren oder im Zusammenhang mit der Bodenbearbeitung standen. Zwischen 2 % und 3,6 % der Messwerte wurden durch Bodenfrost beeinflusst und daher aus den Datenreihen gestrichen.

Kerchauer Äcker

Die Bodenwasserdynamik am Standort *Kerchauer Äcker* unterschied sich deutlich von der des *degradierten Niedermoors*. Die gemessenen Saugspannungswerte wiesen eine deutlich größere Amplitude und Variabilität auf (Abb. 3.10a). Im Herbst und Winter lagen auch am Standort *Kerchauer Äcker* die Saugspannungswerte im Bereich der FK. Mit steigenden Lufttemperaturen im Frühling und des damit einhergehenden vegetativen Wachstums des Wintertraps (2011) bzw. Winterroggens

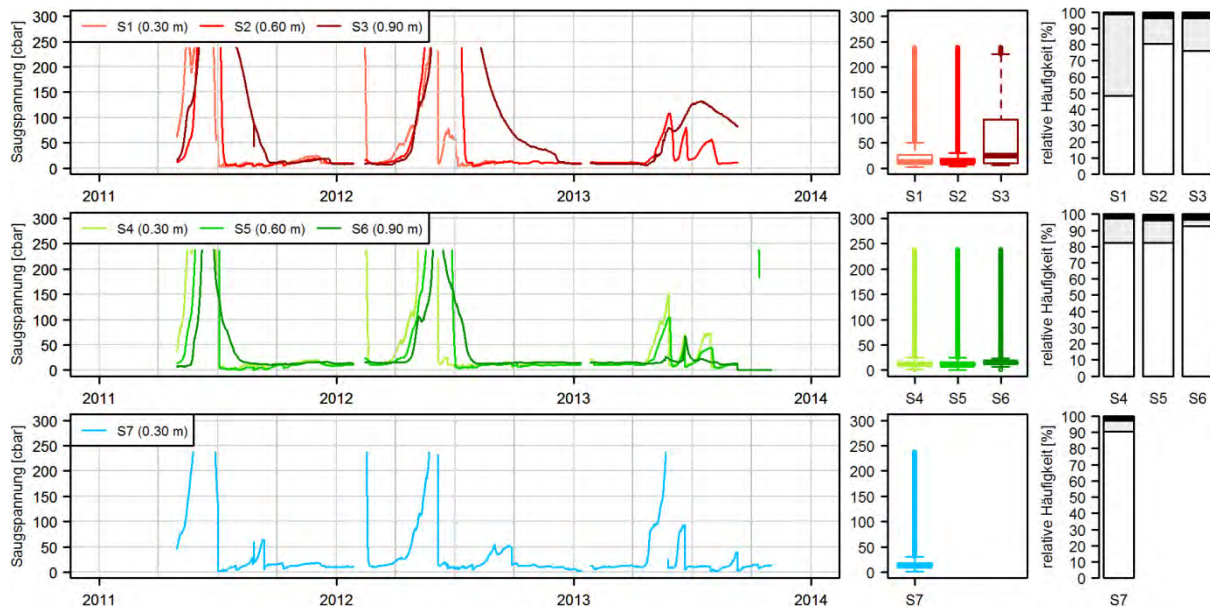


Abb. 3.10: Gemessene Saugspannungen am Standort Kerchauer Äcker (01.05.2011–31.10.2013). a (links): Verlauf der gemessenen Saugspannungswerte, b (mitte): Box-Plots der gemessenen Saugspannungswerte, c (rechts): relative Häufigkeiten der gemessenen Saugspannungswerte. Alle Zeitangaben sind in MEZ. Legende siehe Abb. 3.9.

(2012, 2013) stiegen die Saugspannungswerte deutlich an. So war z. B. der Wasserbedarf des Winterapses während der phänologischen Phasen Schossen und Blüte am höchsten (Ernstberger 1992, LWK NRW 2015), was sich auch in den Saugspannungswerten widerspiegelte.

Die Austrocknung des Bodens im Frühjahr trat zeitverzögert mit der Tiefe auf: Als erstes nahmen die Saugspannungswerte im Oberboden (Sensortiefe 0.30 m), als letztes die im Unterboden (Sensortiefe 0.90 m) zu. Dabei trocknete der Boden an den sandigeren Stellen (S4–S7) eher als an den etwas lehmigeren Stellen (S1–S3) aus. Im späten Frühjahr und im Sommer trocknete der Boden zeitweise so stark aus, dass die Saugspannungswerte im Bereich des permanenten Welkepunktes (PWP) lagen.

Insgesamt wiesen die Saugspannungswerte am Standort *Kerschauer Äcker* an allen eingebauten Sensoren – unabhängig von der Tiefe – eine hohe Variabilität auf (Abb. 3.10b). Vor allem im Sommer, als der Boden stark austrocknete, wurde mehrfach die obere Messgrenze der GMS erreicht (Abb. 3.10c). Hiervon waren die Sensoren in den etwas lehmigeren Arealen stärker als diejenigen in den sandigeren Arealen betroffen. Die größte Variabilität der gemessenen Saugspannungswerte wies der Sensor S3 auf. Die Variabilität der Saugspannungen nahm mit zunehmender Tiefe ab. Messausfälle spielten keine Rolle. Durch Bodenfrost wurden nur wenige Werte beeinflusst.

Kiefernreinbestand

Am Standort *Kiefernreinbestand* trat die größte jahreszeitliche Dynamik der gemessenen Saugspannungen in 0.10 m Tiefe auf (Abb. 3.11a). Während im sehr niederschlagsarmen Frühjahr 2011 der Boden in 0.10 m Tiefe geringere Saugspannungen als in 0.50 m Tiefe aufwies, war die Austrocknung in den Jahren 2012 und 2013 hingegen im Oberboden größer. Die überdurchschnittlich trockenen Bedingungen des Jahres 2012 spiegelten sich deutlich in den gemessenen Saugspannungen wieder. So trocknete z. B. im Sommer der Oberboden zeitweise so stark aus, dass die Saugspannungswerte im Bereich des PWP lagen. Zudem war aufgrund des niederschlagsarmen Sommers die Phase hoher gemessener Saugspannungswerte deutlich länger als in den Jahren 2011 und 2013. Unabhängig vom untersuchten Jahr lagen in den Wintermonaten die Saugspannungen mit Werten von meist bis zu 30 cbar im Bereich der FK.

Infolge stark negativer KWB trocknete im Frühjahr 2011 und Sommer 2012 der Boden auch in 0.50 m Tiefe stark aus, sodass vorübergehend Saugspannungswerte von mehr als 200 cbar gemessen

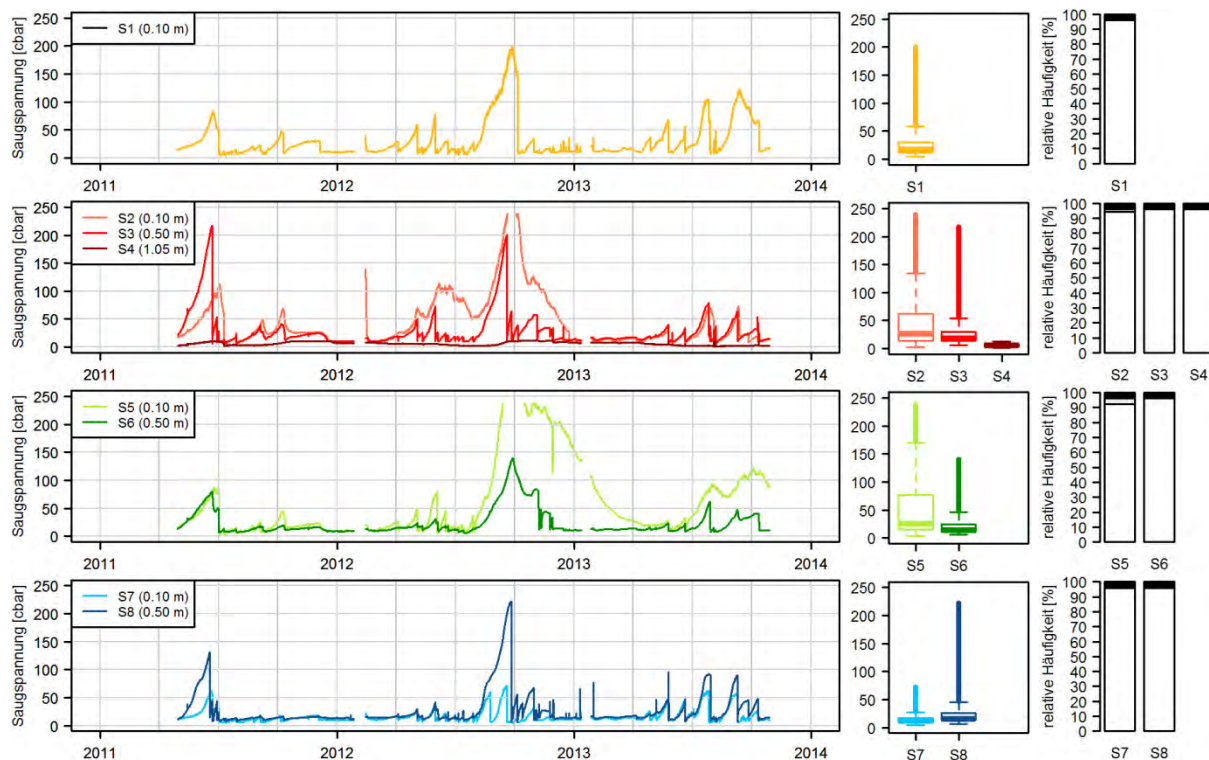


Abb. 3.11: Gemessene Saugspannungen am Standort Kiefernreinbestand (01.05.2011–31.10.2013). a (links): Verlauf der gemessenen Saugspannungswerte, b (mitte): Box-Plots der gemessenen Saugspannungswerte, c (rechts): relative Häufigkeiten der gemessenen Saugspannungswerte. Alle Zeitangaben sind in MEZ. Legende siehe Abb. 3.9.

wurden. Im insgesamt feuchteren Frühjahr/Sommer 2013 war die Austrocknung des Bodens hingegen geringer ausgeprägt. Während des gesamten Messzeitraumes lagen vom Herbst bis in den Frühling hinein die Saugspannungen mit Werten von meist 10 bis 20 cbar im Bereich der FK.

Anders als im Oberboden trat in 1.05 m Tiefe eine geringe jahreszeitliche Dynamik der Saugspannungen auf. Nur im sehr trockenen Frühjahr 2011 sowie im Spätsommer/Herbst 2011 und 2012 trocknete der Boden geringfügig in dieser Tiefe aus. Jedoch lagen die Saugspannungswerte weiterhin im Bereich der FK. Als Folge ergiebiger Niederschläge, die z. B. in der ersten Julihälfte 2011 mit insgesamt gut 145 mm fielen, wurde der Boden wieder vollständig gesättigt, was sich in abnehmenden Saugspannungswerten äußerte. Obwohl zeitweise, wie z. B. Ende Oktober 2011, einige starke Niederschlagsereignisse auftraten, konnte im Unterboden kein direkter Einfluss des Niederschlages auf die Saugspannungswerte beobachtet werden.

Insgesamt wiesen im *Kiefernreinbestand* die gemessenen Saugspannungen in 0.10 m Tiefe die größte Variabilität auf, wobei jedoch deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Sensoren vorlagen (Abb. 3.11b). Während an den Sensoren S2 und S5 im Sommer zeitweise die Obergrenze des Messbereichs erreicht wurde, konnten derart hohe Werte an den Sensoren S1 und S7 nicht gemessen werden. In 0.50 m Tiefe war die Variabilität der gemessenen Werte geringer als im Oberboden, zudem lagen alle Messwerte innerhalb des Messbereichs der GMS. Hohe Saugspannungswerte traten v. a. im Spätsommer auf. In 1.05 m Tiefe war die Variabilität der Saugspannungen ganzjährig nur sehr gering.

Grundsätzlich nahm die Variabilität der gemessenen Saugspannungen im *Kiefernreinbestand* vom Ober- zum Unterboden hin ab, wobei die sensorspezifische Ausprägung leicht voneinander abwich. Verglichen mit den anderen Monitoringstandorten spielten Messausfälle und Werte, die außerhalb des Messbereichs lagen, keine bzw. nur eine untergeordnete Rolle (Abb. 3.11c). Etwa 3.6 % der Messwerte wurden durch Bodenfrost beeinflusst und daher aus den Messreihen gestrichen.

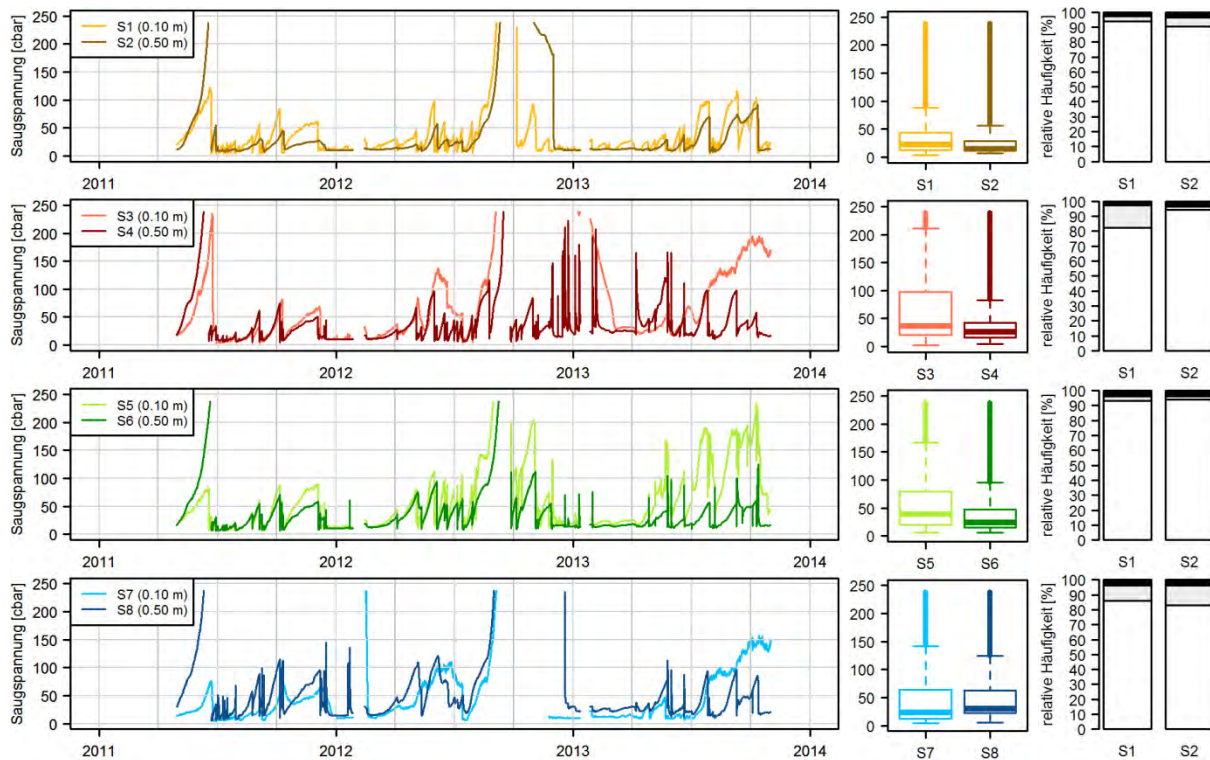


Abb. 3.12: Gemessene Saugspannungen am Standort Buchenvoranbau (01.05.2011–31.10.2013). a (links): Verlauf der gemessenen Saugspannungswerte, b (mitte): Box-Plots der gemessenen Saugspannungswerte, c (rechts): relative Häufigkeiten der gemessenen Saugspannungswerte. Alle Zeitangaben sind in MEZ. Legende siehe Abb. 3.9.

Buchenvoranbau

Die gemessenen Saugspannungswerte am Standort *Buchenvoranbau* wiesen sowohl in 0.10 m als auch in 0.50 m Tiefe eine hohe zeitliche Dynamik und Variabilität auf (Abb. 3.12a/b). Dabei variierten die gemessenen Saugspannungen im Oberboden meist stärker als im Unterboden und unterschieden sich von Sensor zu Sensor teilweise deutlich. Der Boden trocknete zeitweise so stark aus, dass an jedem Sensor an einzelnen Tagen im Messzeitraum die obere Messgrenze der GMS erreicht wurde (Abb. 3.12c).

Die niedrigsten Saugspannungswerte aller Sensoren wurden im Winter und zeitigen Frühjahr gemessen, welche dann meist im Bereich der FK lagen. Eine starke Austrocknung des Bodens setzte mit dem Blattaustrieb der Rotbuchen in etwa ab Mai ein, was sich in rasch steigenden Saugspannungswerten äußerte. So kam es z. B. aufgrund der sehr trockenen Witterung im Frühjahr 2011 bis zum 20. Juni zu einer erheblichen Verminderung des Bodenwassergehaltes, infolge dessen sich die gemessenen Saugspannungswerte dem PWP näherten. Durch mehrere dann folgende Niederschlagsereignisse wurde der Boden wiederbefeuchtet und die Saugspannungen nahmen wieder sehr stark ab. Im gesamten Messzeitraum wurde der Boden durch Niederschlagsereignisse im Sommer und Herbst von Zeit zu Zeit wiederbefeuchtet, sodass die Saugspannungswerte deutlich abnahmen. In niederschlagsfreien Phasen trocknete der Boden jedoch wieder aus, was sich in steigenden Saugspannungswerten äußerte. Im Spätsommer trocknete v. a. der Oberboden zeitweise so stark aus, dass sich die Saugspannungswerte dem PWP näherten.

Typisch für diesen Standort ist, dass nach starken Niederschlagsereignissen – ähnlich wie am Standort *Kiefernreinbestand* – teils der Unterboden vor dem Oberboden wiederbefeuchtet wurde. Messausfälle traten nicht auf. Bis zu 3.6 % aller Messwerte wurden durch Bodenfrost beeinflusst.

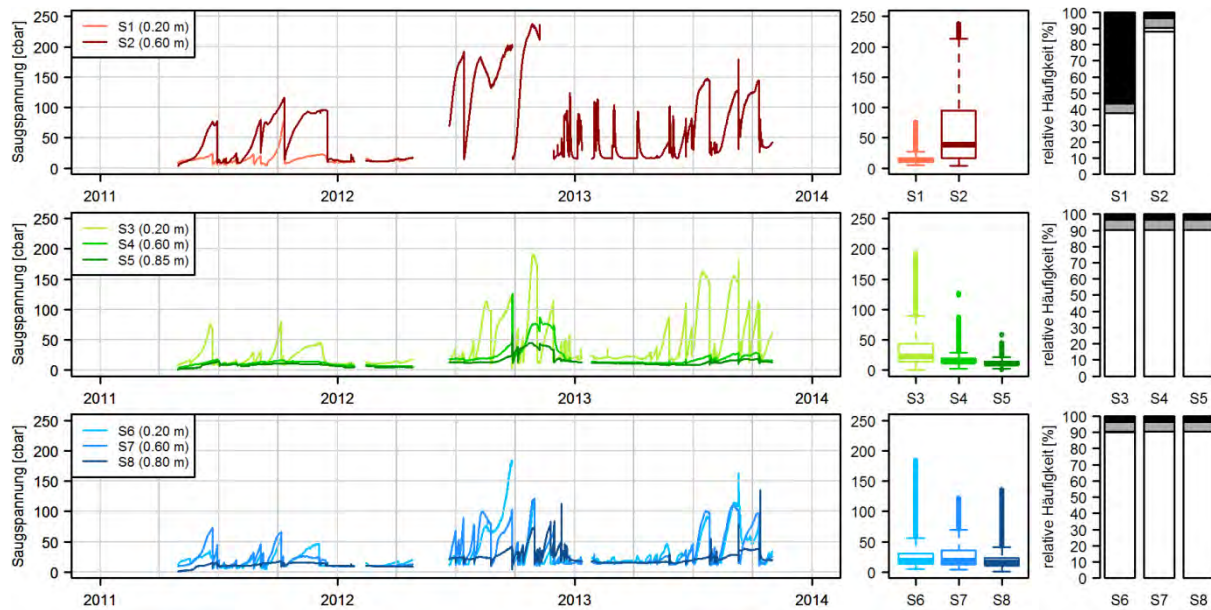


Abb. 3.13: Gemessene Saugspannungen am Standort Paradies (01.05.2011–31.10.2013). a (links): Verlauf der gemessenen Saugspannungswerte, b (mitte): Box-Plots der gemessenen Saugspannungswerte, c (rechts): relative Häufigkeiten der gemessenen Saugspannungswerte. Alle Zeitangaben sind in MEZ. Legende siehe Abb. 3.9.

Paradies

Der Standort *Paradies* liegt nur wenige Meter vom Mührobach entfernt, in einem ganzjährig grundwasserbeeinflussten Gebiet. Die gemessenen Saugspannungswerte zeigen, dass der Boden in Bachnähe (S3–S5) nur in 0.20 m Tiefe austrocknete (Abb. 3.13a). Erst im Spätsommer, als der Grundwasserspiegel zunehmend sank und der KA abnahm, trocknete der Boden auch in 0.60 m Tiefe aus.

Die Bodenwasserdynamik, der etwas weiter vom Mührobach entfernt eingebaut Sensoren (S1, S2, S6–S8) unterschied sich von diesem Muster, indem hier der Boden etwas stärker austrocknete. Zudem waren im Sommer zeitweise die Saugspannungen in 0.60 m Tiefe höher als im Oberboden.

Die ganzjährig feuchten Bedingungen des Standortes spiegeln sich in den Saugspannungsmessungen wider (Abb. 3.13b). Die Variabilität und Spannweite der gemessenen Saugspannungen ist deutlich geringer als im *Kiefernreinbestand* oder *Buchenvoranbau*. Während am Sensor S2 an einzelnen Tagen im Untersuchungszeitraum die obere Messgrenze der GMS erreicht wurde (Abb. 3.13c), lagen die gemessenen Werte der übrigen Sensoren deutlich darunter. Die in einer geringeren Entfernung zum Mührobach liegenden Sensoren wiesen insgesamt etwas niedrigere Saugspannungswerte als die restlichen Sensoren auf. Insgesamt nahm jedoch die Variabilität der gemessenen Saugspannungen auch am Standort *Paradies* mit der Tiefe ab.

Da es innerhalb des Untersuchungszeitraumes zu technisch bedingten Messausfällen kam (vgl. Tab. 2.2), fehlen ca. 6 % aller Messwerte. Zudem wurden am Sensor S1 ca. 55 % der Messwerte durch Frost beeinflusst. An den übrigen Sensoren spielte der Frosteinfluss eine geringere Rolle.

Eichenmischwald

Verglichen mit den anderen forstwirtschaftlich genutzten Monitoringstandorten waren am ganzjährig grundwasserbeeinflussten Standort *Eichenmischwald* die Saugspannungswerte insgesamt deutlich niedriger (Abb. 3.14a). Nur in den Sommermonaten trocknete der Boden leicht aus. Die stärkste Austrocknung des Bodens trat im Sommer 2012 auf, wobei hiervon nur die im Oberboden eingebauten Sensoren S1, S4 und S5 sowie der in 0.65 m Tiefe installierte Sensor S7 betroffen waren. Die Saugspannungswerte lagen den größten Teil des Jahres im Bereich der FK.

Die an diesem Standort vorhandenen minimalen topographischen Unterschiede spiegeln sich in den gemessenen Saugspannungen wider. Am feuchtesten war es während des gesamten Messzeit-

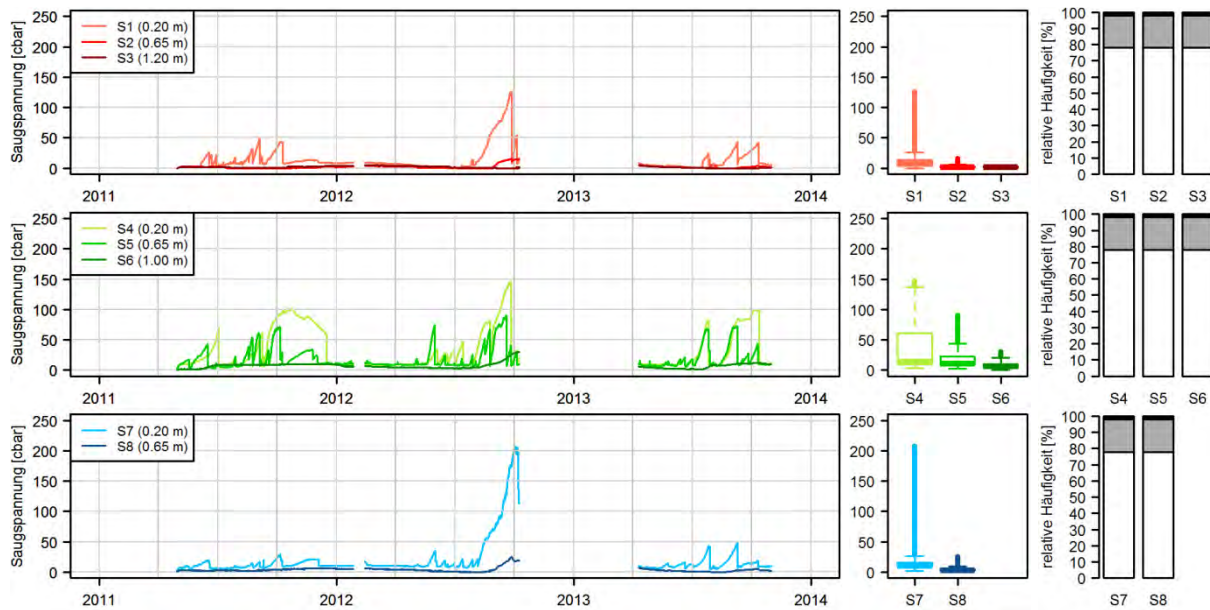


Abb. 3.14: Gemessene Saugspannungen am Standort *Eichenmischwald* (01.05.2011–31.10.2013). a (links): Verlauf der gemessenen Saugspannungswerte, b (mitte): Box-Plots der gemessenen Saugspannungswerte, c (rechts): relative Häufigkeiten der gemessenen Saugspannungswerte. Alle Zeitangaben sind in MEZ. Legende siehe Abb. 3.9.

raumes in der „Mulde“ (S1–S3) (vgl. Abb. 1.2), am trockensten am „Hang“ (S7, S8). Teilweise wurden nach Niederschlagsereignissen die Sensoren in 0.65 m Tiefe vor denen in 0.20 m Tiefe befeuchtet.

Die Variabilität der gemessenen Saugspannungen war – verglichen mit den anderen Monitoringstandorten – relativ gering (Abb. 3.14b). Jedoch spielten bei der Ausprägung der Bodenwasserdynamik die kleinräumigen topographischen Unterschiede und die Entfernung zum Gutsgraben Polenzko eine wichtige Rolle. Die geringste Variabilität trat an den Sensoren auf, die in unmittelbarer Bachnähe liegen (S1–S3). Die auf einem kleinen Hügel befindlichen Sensoren S4–S6 wiesen ebenso wie die im Hangbereich liegenden Sensoren S7 und S8 eine etwas größere Variabilität auf. Insgesamt nahm die Variabilität der Saugspannungswerte vom Ober- zum Unterboden hin ab. Während in 0.20 m Tiefe auch Saugspannungswerte von mehr als 100 cbar gemessen wurden, lagen diese in 1.00 m bzw. 1.20 m Tiefe während der ganzen Zeit im Bereich der FK. Die obere Messgrenze der GMS wurde an keinem Sensor erreicht.

An diesem Standort kam es zwischen dem 8. Oktober 2012 und 10. April 2013 zu technisch bedingten Messausfällen, sodass ca. 20 % der Messwerte fehlen (Abb. 3.14c). 2 % der Werte wurden durch Bodenfrost beeinflusst.

3.2.2 Unterschiede und Gemeinsamkeiten in der Bodenwasserdynamik der Monitoringstandorte

Im Folgenden werden beispielhaft die gemessenen Saugspannungswerte vom 1. November 2011 bis 28. August 2012 analysiert sowie Unterschiede und Gemeinsamkeiten der sechs untersuchten Monitoringstandorte herausgestellt. Dabei wurden alle Messwerte gestrichen, die außerhalb des Messbereiches der GMS (> 239 cbar) lagen, ebenso wie alle Messwerte, die zwischen dem 27. Januar und 13. Februar 2012 lagen, da in diesem Zeitraum die Veränderungen der Saugspannungswerte auf Dauerfrost zurückzuführen waren. An den Standorten *Paradies* und *degradiertes Niedermoor* kam es zudem – wie bereits erwähnt – zu einzelnen technisch bedingten Messausfällen (vgl. Tab. 2.2).

Ausgewählte statistische Analysen

Die gemessenen Saugspannungswerte variierten sowohl von Sensor zu Sensor als auch von Standort zu Standort stark (Abb. 3.15). Dabei war tendenziell die Spannweite der gemessenen Saugspannungen an den grundwassernahen Standorten *degradiertes Niedermoor*, *Paradies* und *Eichen-*

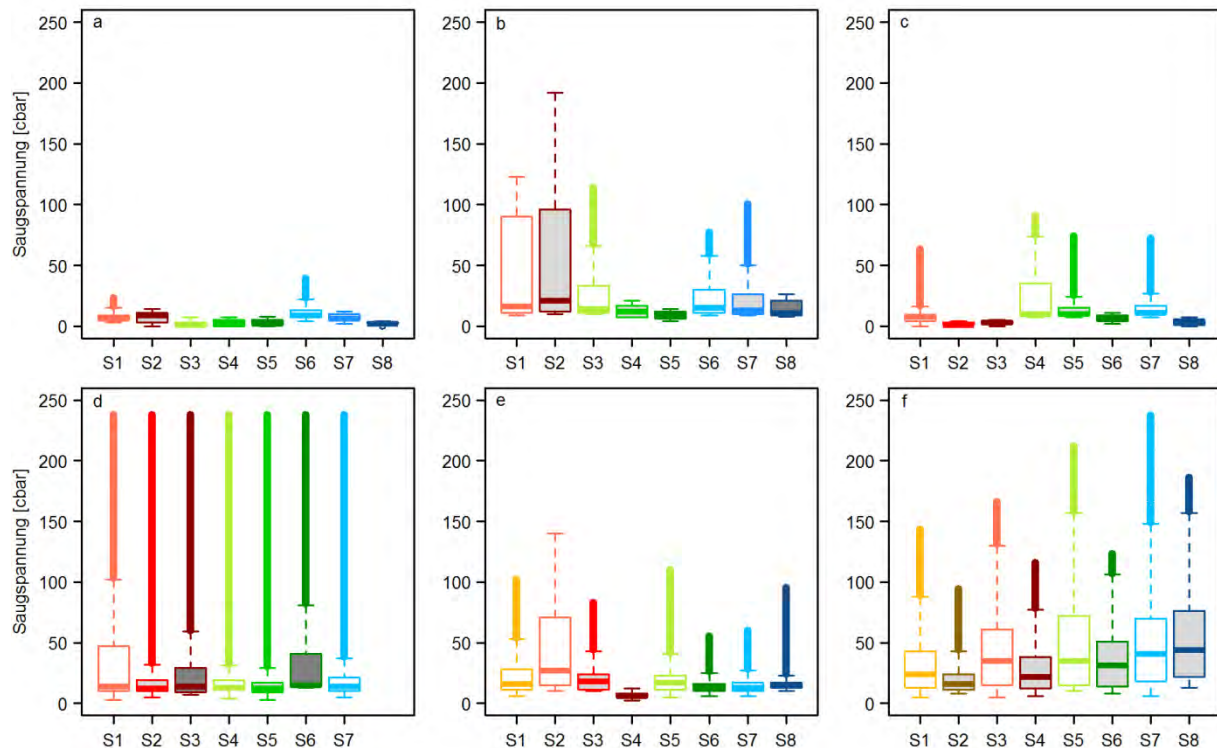


Abb. 3.15: Saugspannungsmessungen an den Monitoringstationen im *Westfläming* (01.11.2011–28.08.2012). a) *degradiertes Niedermoor*, b) *Paradies*, c) *Eichenmischwald*, d) *Kerschauer Äcker*, e) *Kiefernreinbestand*, f) *Buchenvoranbau*. Sensortiefen (= Füllung der Boxen): 0.10–0.30 m (weiß), 0.45–0.65 m (hellgrau), 0.70–1.20 m (dunkelgrau). Verändert und ergänzt nach Rupp et al. (2013).

Tab. 3.7: Spannweite der gemessenen Saugspannungswerte [cbar] an den Monitoringstandorten im *Westfläming* (01.11.2011–28.08.2012). Sensortiefen: 0.10–0.30 m (weiß; Oberboden), 0.45–0.65 m (hellgrau; Mittelboden), 0.70–1.20 m (dunkelgrau; Unterboden).

Monitoringstandort	Sensor 1	Sensor 2	Sensor 3	Sensor 4	Sensor 5	Sensor 6	Sensor 7	Sensor 8
<i>degradiertes Niedermoor</i>	20	14	7	7	8	35	10	4
<i>Kerschauer Äcker</i>	235	233	231	234	235	225	233	
<i>Kiefernreinbestand</i>	96	130	73	10	105	49	54	85
<i>Buchenvoranbau</i>	138	86	161	110	202	115	231	173
<i>Paradies</i>	114	182	104	14	10	68	91	18
<i>Eichenmischwald</i>	63	4	5	84	67	9	65	7

mischwald (Abb. 3.15a–c) deutlich kleiner als an den grundwasserfernen Standorten *Kerschauer Äcker*, *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* (Abb. 3.15d–f). Zudem nahm tendenziell mit zunehmender Tiefe die Variabilität der Saugspannungswerte ab. Die niedrigsten Saugspannungen traten im *degradierten Niedermoor* auf, in dem die gemessenen Werte fast immer im Bereich der FK lagen (Rupp et al. 2013). Die höchsten Saugspannungswerte traten am Standort *Kerschauer Äcker* auf, wo an zahlreichen Tagen im Messzeitraum die obere Messgrenze der GMS erreicht wurde.

Tab. 3.7 zeigt für die einzelnen eingebauten GMS der sechs Monitoringstandorte die Spannweiten der gemessenen Saugspannungen. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Sensoren einer Tiefe (= eine Farbe) eines Standortes waren gering. Zwischen grundwassernahen und -fernen Standorten bestanden jedoch deutliche Unterschiede in einer Tiefe: Während auf den grundwasserfernen Standorten die Spannweiten aller GMS eines Standortes teilweise mehr als 200 cbar aufwiesen, betrugen diese auf den grundwassernahen Standorten meist weniger als 100 cbar. Tendenziell nahmen die Spannweiten der gemessenen Saugspannungen mit zunehmender Tiefe ab.

Die beiden landwirtschaftlich genutzten Standorte stellten zwei Extreme dar: Während die auf dem *degradierten Niedermoor* liegende Drainage ganzjährig eine Entwässerungswirkung ausübte, trockneten die *Kerschauer Äcker* v. a. zu Beginn des Frühlings schnell aus. Somit hatte an diesen bei-

den Standorten die übergeordnete standortspezifische Charakteristik (ganzjährig feucht bzw. starke Austrocknung) eine größere Bedeutung als die lokal variierenden Bodeneigenschaften. Dieser Effekt zeigte sich auch in den geringen Unterschieden der Saugspannungswerte an den verschiedenen Sensoren im Ober- und Mittelboden an einem Standort. An den Waldstandorten waren die Saugspannungsunterschiede der einzelnen Sensoren einer Tiefe an einem Standort höher. Dabei waren die Differenzen im *Kiefernreinbestand*, *Buchenvoranbau* und *Eichenmischwald* im Oberboden meist größer als im Mittelboden; im *Paradies* waren sie teilweise im Mittelboden größer als im Oberboden.

Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsdynamik

Jahresverlauf

Für die Charakterisierung der Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsdynamik an den Monitoringstandorten wurden für jeden Zeitschritt aus den gemessenen Saugspannungswerten der hydraulische Gradient $grad \psi_H$ berechnet, welcher über die Fließrichtung des Wassers im Boden Auskunft gibt (Schindler & Müller 2005b, Blume et al. 2013). Abb. 3.16 zeigt beispielhaft den Verlauf der $grad \psi_H$ am Standort *Kiefernreinbestand*. Im gesamten Winterhalbjahr bis zum Beginn der Vegetationsperiode im April traten nur geringe Veränderungen der $grad \psi_H$ auf, die sich stets bei Werten um 1 bewegten. Die stets positiven Werte der $grad \psi_H$ zeigen, dass sich das Wasser von der Bodenoberfläche der Schwerkraft folgend in tiefere Bodenschichten bewegte. Somit war der Boden im Winterhalbjahr nicht nur wassergesättigt, sondern es trat auch eine Tiefenversickerung des Wassers im Boden auf, sodass es zur GWN kam. Insbesondere ab Mai, als die Transpirationsraten durch steigende Lufttemperaturen zunahmen, traten deutliche Schwankungen der $grad \psi_H$ auf. Jedoch lagen die Werte der $grad \psi_H$ – bis auf den $grad \psi_{H1}$ – weiterhin fast nur im positiven Bereich, sodass hier Niederschlagswasser versickerte. Im Sommer nahm der $grad \psi_{H1}$ teilweise negative Werte an, woraus ein zur Bodenoberfläche gerichteter Wasserfluss resultierte. Erst nach starken Niederschlägen stieg hier der $grad \psi_H$ wieder an und nahm schließlich im Spätsommer erneut positive Werte an.

Da an den anderen Monitoringstandorten ähnliche Verläufe der $grad \psi_H$ beobachtet wurden, erfolgt keine gesonderte Darstellung der einzelnen Messstellen. Wie im *Kiefernreinbestand*, lagen auch an den anderen Standorten im Winter die $grad \psi_H$ meist im positiven Bereich. Im Sommer traten auch hier teilweise negative Werte auf.

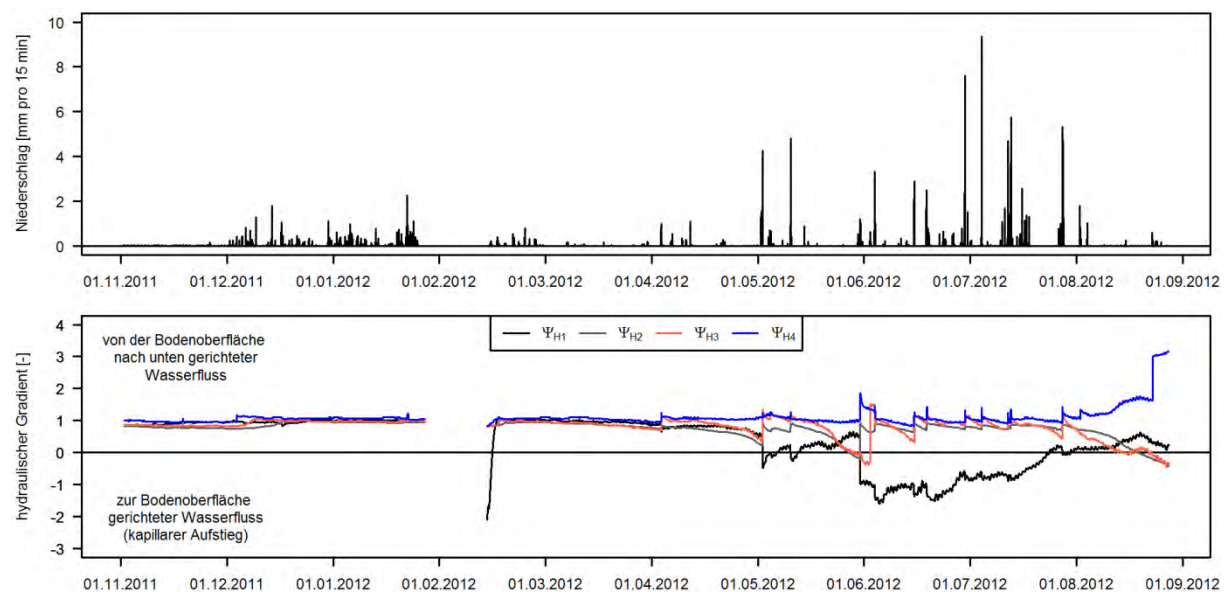


Abb. 3.16: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort *Kiefernreinbestand* (01.11.2011–28.08.2012). Da zwischen dem 27.01. und 13.02.2012 die gemessenen Saugspannungen durch Bodenfrost beeinflusst wurden, wurden für diesen Zeitraum keine $grad \psi_H$ berechnet. ψ_{H1} = Gradient zw. S2 (0.10 m) & S3 (0.50 m), ψ_{H2} = Gradient zw. S3 (0.50 m) & S4 (1.05 m), ψ_{H3} = Gradient zw. S5 (0.10 m) & S6 (0.50 m), ψ_{H4} = Gradient zw. S7 (0.10 m) & S8 (0.50 m).

Ausgewählte Ereignisse

Wiederbefeuchtung

Abb. 3.17 zeigt beispielhaft für den Standort *Eichenmischwald* die Wiederbefeuchtung des Bodens durch Niederschlag. Bevor am 4. April 2012 Niederschlag einsetzte, lagen die Saugspannungswerte im Bereich der FK. Die Werte der *grad* ψ_H bewegten sich zwischen etwa 0.8 und 1.0. Während des Niederschlagsereignisses fielen zwischen 4.40 und 9.55 Uhr insgesamt 7.56 mm Regen. Dabei war die Niederschlagsintensität mit Mengen von maximal 0.35 mm in fünf Minuten gering. Vor allem zum Ende des Niederschlagsereignisses traten kurze Unterbrechungen auf. Das Verhalten aller am Standort installierten GMS auf das Niederschlagsereignis war uneinheitlich. Bis es zu einer ersten Veränderung im *grad* ψ_H kam, vergingen 165 Minuten, in denen 6.31 mm des Niederschlags fielen. Nur die auf dem Hügel liegenden GMS zeigten eine Reaktion, sodass die ψ_{H3} und ψ_{H4} um ca. 0.1 zu- bzw. abnahmen. Die ψ_{H1} , ψ_{H2} und ψ_{H5} zeigten hingegen keine Reaktion auf das Niederschlagsereignis.

Ein weiteres Beispiel für die Wiederbefeuchtungsdynamik des Bodens nach einem Niederschlagsereignis zeigt Abb. 3.18. Am 5. Juli 2012 fielen im *Kiefernreinbestand* zwischen 16:15 und 23:20 Uhr mit kurzen Unterbrechungen insgesamt 23.10 mm Niederschlag. Der größte Teil des Niederschlags (20.66 mm) fiel dabei ab 21:50 Uhr. Aufgrund der zunächst geringen Niederschlagsintensitäten reagierten die GMS erst nach mehr als fünf Stunden auf den gefallenen Niederschlag (Tab. 3.8). Der folgende Gewitterschauer mit Niederschlagsintensitäten von zeitweise mehr als 3 mm in fünf Minuten

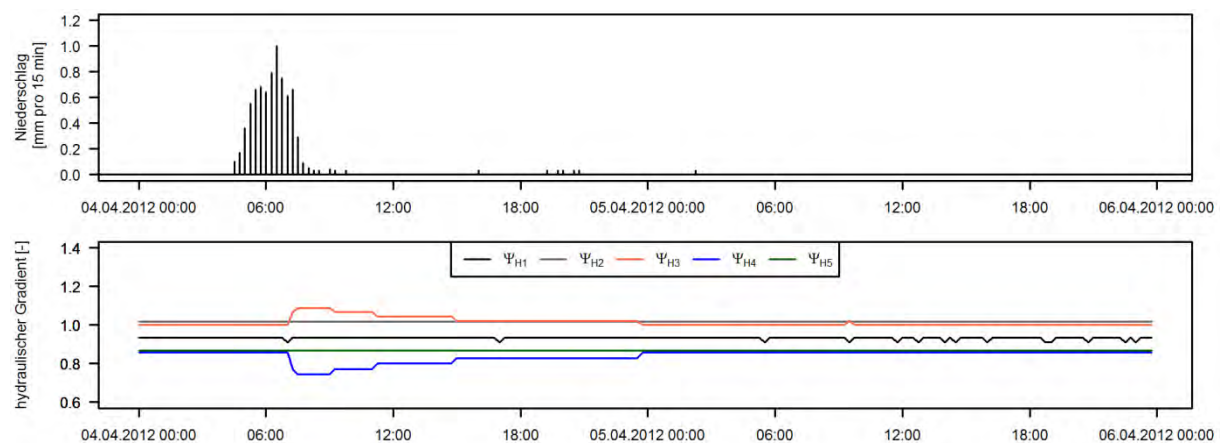


Abb. 3.17: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort *Eichenmischwald* (04.04.–06.04.2012). ψ_{H1} = Gradient zw. S1 (0.20 m) & S2 (0.65 m) (Mulde), ψ_{H2} = Gradient zw. S2 (0.65 m) & S3 (1.20 m) (Mulde), ψ_{H3} = Gradient zw. S4 (0.20 m) & S5 (0.65 m) (Hügel), ψ_{H4} = Gradient zw. S5 (0.65 m) & S6 (1.00 m) (Hügel), ψ_{H5} = Gradient zw. S7 (0.20 m) & S8 (0.65 m) (Hang).

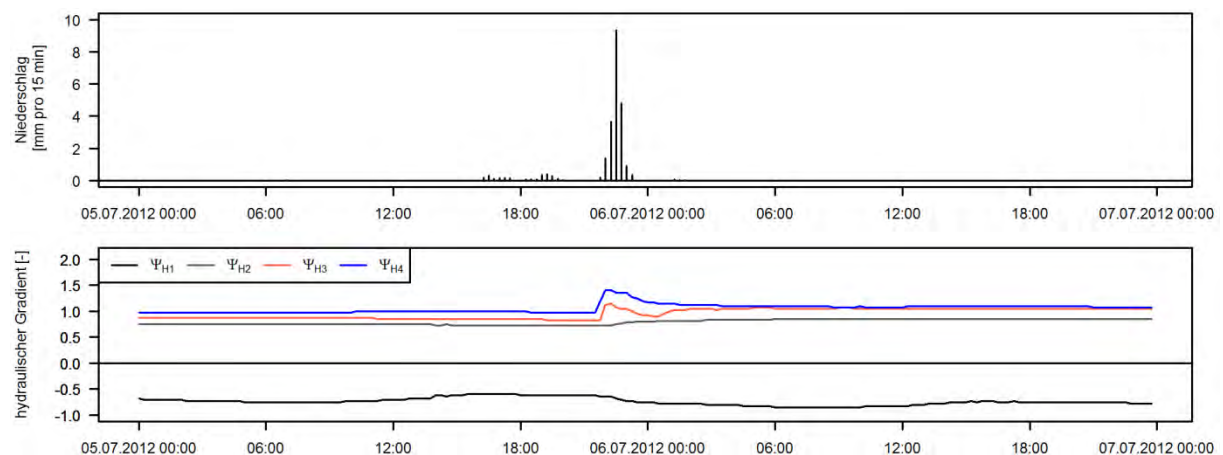


Abb. 3.18: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort *Kiefernreinbestand* (05.07.–07.07.2012). ψ_{H1} = Gradient zw. S2 (0.10 m) & S3 (0.50 m), ψ_{H2} = Gradient zw. S3 (0.50 m) & S4 (1.05 m), ψ_{H3} = Gradient zw. S5 (0.10 m) & S6 (0.50 m), ψ_{H4} = Gradient zw. S7 (0.10 m) & S8 (0.50 m).

Tab. 3.8: Reaktionszeiten [min] der eingebauten Watermark-Sensoren auf das Niederschlagsereignis vom 5. Juli 2012 am Standort *Kiefernreinbestand*. Abnahme der Saugspannungswerte nach Niederschlagsereignissen. „–“ = keine Reaktion auf das Niederschlagsereignis. Dunkelgrau = Vorfeuchte ≤ 30 cbar, hellgrau = Vorfeuchte 30–100 cbar, weiß = Vorfeuchte > 100 cbar.

Monitoringstandort	Niederschlag [mm]	Zeitraum [von...bis]	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
<i>Paradies</i>	23.10	16:15 Uhr – 23:20 Uhr	–	–	375	–	–	390	390	–
<i>Eichenmischwald</i>			–	–	–	–	345	–	–	–
<i>Kiefernreinbestand</i>			390	–	375	–	345	555	315	495
<i>Buchenvoranbau</i>			345	–	–	330	330	360	–	–

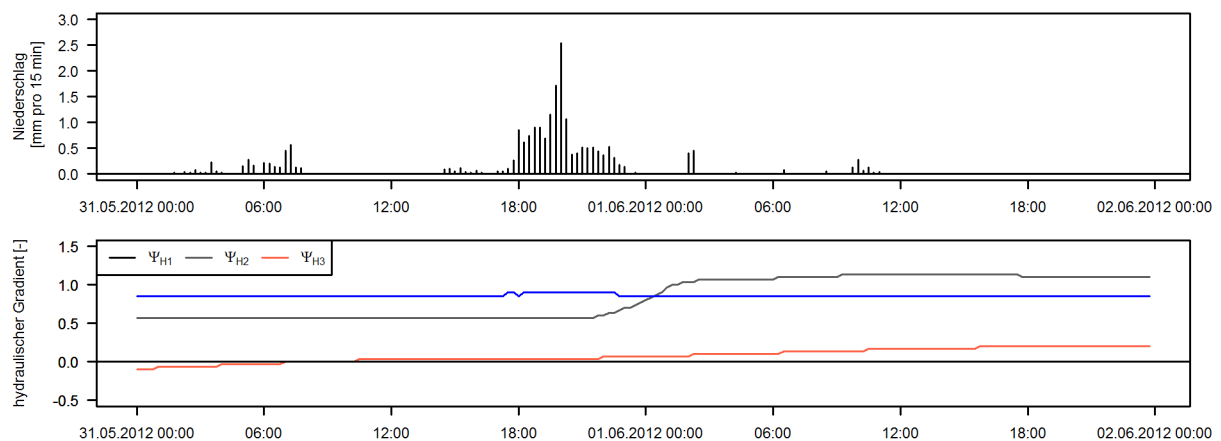


Abb. 3.19: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort *degradiertes Niedermoor* (31.05.–02.06.2012). ψ_{H1} = Gradient zw. S1 (0.20 m) & S2 (0.50 m), ψ_{H2} = Gradient zw. S6 (0.20 m) & S7 (0.50 m), ψ_{H3} = Gradient zw. S7 (0.50 m) & S8 (0.70 m).

fürte zu einer Absenkung der Saugspannungswerte. Folglich nahmen die $grad \psi_H$ zu, sodass es zu einer Versickerung des Niederschlagswassers kam.

Auch auf den landwirtschaftlich genutzten Böden konnte ein ähnliches Wiederbefeuchtungsverhalten der eingebauten GMS auf Niederschlagsereignisse beobachtet werden. Am 31. Mai 2012 wurde durch den in zwei Ereignissen fallenden Niederschlag von insgesamt 19.58 mm der Boden des *degradierten Niedermoors* wiederbefeuchtet (Abb. 3.19). Dabei lagen die Niederschlagsintensitäten bei maximal 0.91 mm Niederschlag in fünf Minuten. Infolge des Niederschlags nahmen die Saugspannungen ab und lagen nach Infiltration des Wassers wiederum im Bereich der FK. Ebenso wurde ein Anstieg der $grad \psi_H$ beobachtet. Die positiven Werte der $grad \psi_H$ zeigen, dass es auch hier zu einer Tiefenversickerung des Niederschlagswassers kam.

Insgesamt liefen die hier beschriebenen Wiederbefeuchtungsprozesse des Bodens durch Niederschlagsereignisse sehr ähnlich ab. Die eingebauten GMS reagierten zeitverzögert auf den gefallenen Niederschlag. Die Reaktionszeit der einzelnen GMS war insbesondere von der Einbautiefe der Sensoren, der Niederschlagsmenge und -intensität abhängig.

Austrocknungsdynamik

Im August 2012 trat eine etwa drei-wöchige Phase auf, in der nur vereinzelt Niederschläge geringer Intensitäten und Mengen fielen. In dieser Zeit trocknete der Boden – unabhängig vom Monitoringstandort – zunehmend aus, was sich in steigenden Saugspannungswerten äußerte. Dieser Trend spiegelte sich auch in den $grad \psi_H$ wider (Abb. 3.20), indem diese sanken und teilweise negativ wurden. Somit trat zeitweise ein zur Bodenoberfläche gerichteter Wasserfluss auf.

Am ganzjährig grundwasserbeeinflussten Standort *degradiertes Niedermoor* nahmen sogar im August 2012 die $grad \psi_H$ mit Werten zwischen ca. 0.7 und 1.3 stets positive Werte an (Abb. 3.21), sodass selbst in einer längeren, sommerlichen Trockenphase stets ein von der Bodenoberfläche nach unten gerichteter Wasserfluss auftrat.

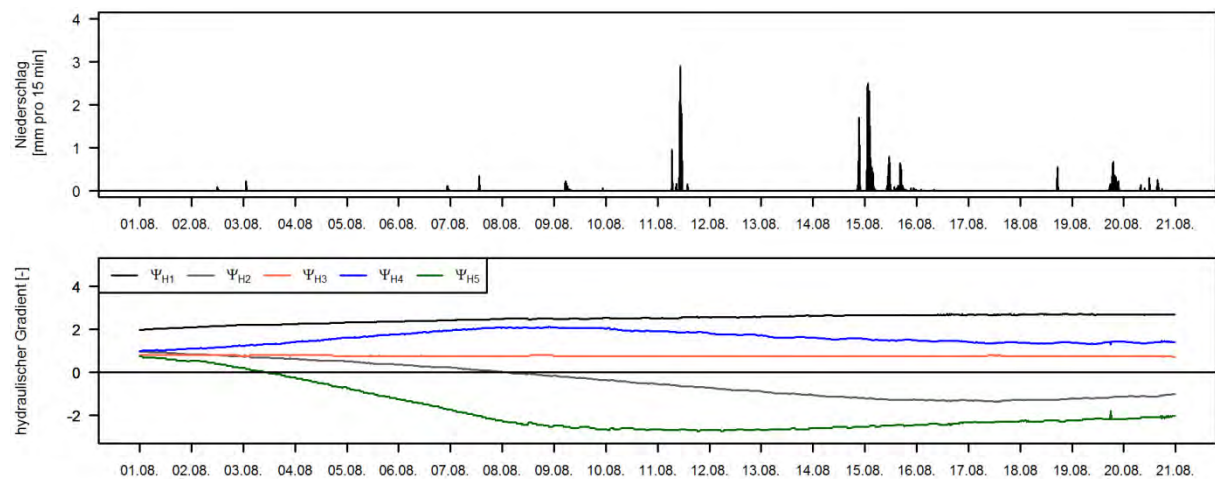


Abb. 3.20: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort *Paradies* (01.08.–21.08.2012). ψ_{H1} = Gradient zw. S1 (0.20 m) & S2 (0.60 m), ψ_{H2} = Gradient zw. S3 (0.20 m) & S4 (0.60 m), ψ_{H3} = Gradient zw. S4 (0.60 m) & S5 (0.85 m), ψ_{H4} = Gradient zw. S6 (0.20 m) & S7 (0.60 m), ψ_{H5} = Gradient zw. S7 (0.60 m) & S8 (0.80 m).

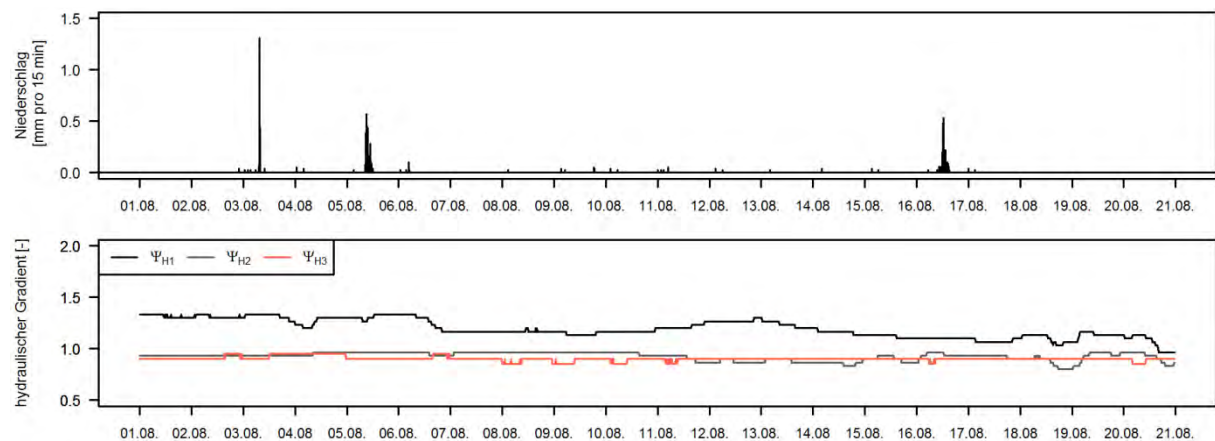


Abb. 3.21: Verlauf des hydraulischen Gradienten am Standort *degradiertes Niedermoor* (01.08.–21.08.2012). ψ_{H1} = Gradient zw. S1 (0.20 m) & S2 (0.50 m), ψ_{H2} = Gradient zw. S6 (0.20 m) & S7 (0.50 m), ψ_{H3} = Gradient zw. S7 (0.50 m) & S8 (0.70 m).

Insgesamt führten an allen sechs Monitoringstandorten längere Trockenphasen zu steigenden Saugspannungswerten und teilweise zu negativen $grad \psi_H$. Selbst in längeren Trockenperioden kam es jedoch oft noch zu einer Tiefenversickerung des Bodenwassers.

Tag-Nacht-Rhythmen

Insbesondere im sehr warmen und trockenen Frühjahr/Sommer 2012 traten an allen Monitoringstandorten Tag-Nacht-Rhythmen auf. Dabei wurden die höchsten Saugspannungswerte um Mittag und die niedrigsten Werte um Mitternacht herum beobachtet (Abb. 3.22). Wie häufig und wie ausgeprägt diese Tag-Nacht-Rhythmen auftraten, war vom Monitoringstandort abhängig. An den einzelnen Messstandorten traten sie bei unterschiedlichen Schwellenwerten auf (Tab. 3.9), wobei an manchen Sensoren dieses markante Muster vollständig fehlte. An den ganzjährig grundwasserbeeinflussten Monitoringstandorten *degradiertes Niedermoor*, *Paradies* und *Eichenmischwald* wurden Tag-Nacht-Rhythmen nur jeweils an einem Sensor beobachtet. Im *Paradies* und *Eichenmischwald* traten diese nur vereinzelt im Spätsommer im Oberboden auf, wobei sie mit Tagesamplituden von 1–2 cbar sehr gering ausfielen. Auf dem *degradierten Niedermoor* traten Tag-Nacht-Rhythmen ab Mitte Mai mit zunehmendem vegetativem Wachstum des Winterroggens auf, wobei auch hier die Tagesamplituden mit 1 cbar sehr gering waren.

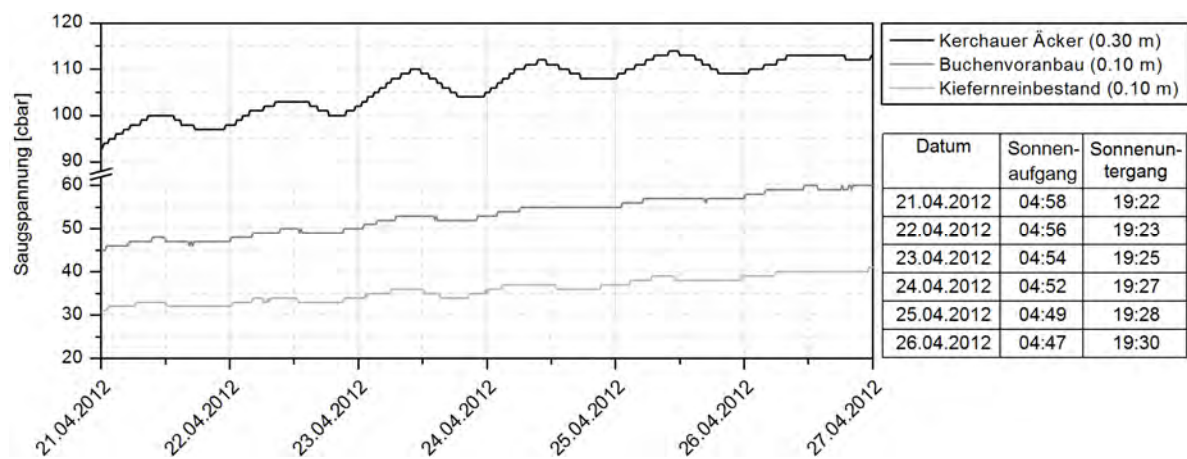


Abb. 3.22: Beobachtete Tag-Nacht-Rhythmen im Oberboden an ausgewählten Watermark-Sensoren der Monitoringstandorte *Kerschauer Äcker* (S4), *Buchenvoranbau* (S3) und *Kiefernreinbestand* (S2). Alle Zeiten sind in MEZ angegeben. Sonnenaufgangs- und Sonnenuntergangsdaten wurden Gerding (2015) entnommen.

Tab. 3.9: Schwellenwerte der Saugspannungen [cbar] für das Auftreten von Tag-Nacht-Rhythmen an den Monitoringstandorten im *Westfläming* (01.11.2011–28.08.2012). Erläuterungen siehe Tab. 3.7.

Monitoringstandort	Sensor 1	Sensor 2	Sensor 3	Sensor 4	Sensor 5	Sensor 6	Sensor 7	Sensor 8
degradiertes Niedermoor	–	–	–	–	–	19	–	–
Kerschauer Äcker	48	–	21	53	84	–	81	–
Kiefernreinbestand	30	27	–	–	20	–	14	–
Buchenvoranbau	84	–	29	–	40	–	28	–
Paradies	–	–	–	–	–	68	–	–
Eichenmischwald	–	–	–	–	–	–	55	–

An den grundwasserfernen Standorten *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* traten Tag-Nacht-Rhythmen an allen Sensoren im Oberboden (Sensortiefe 0.10 m) ab April auf. Dabei traten sie im *Kiefernreinbestand* schon im Bereich der FK auf. Im *Buchenvoranbau* waren sie mit Tagesamplituden von 1–8 cbar deutlich stärker als im *Kiefernreinbestand* (Tagesamplitude 1 cbar) ausgeprägt. Zudem traten hier Tag-Nacht-Rhythmen meist erst im Bereich der nFK auf, wobei die Tagesamplituden vom Frühjahr bis in den Spätsommer hinein zunahmen. Nach der Ernte des Winterarrapses waren keine vegetationsbedingten Tag-Nacht-Rhythmen mehr erkennbar. Am grundwasserfernen Standort *Kerschauer Äcker* wurde – anders als bei den übrigen Standorten – auch an zwei Sensoren in 0.60 m und 0.90 m Tiefe Tag-Nacht-Rhythmen beobachtet. Dabei waren die Tagesamplituden mit 2–3 cbar in den lehmigeren Bereichen geringer als in den sandigeren Arealen (Tagesamplituden bis 5 cbar). Außerdem traten in den lehmigeren Arealen Tag-Nacht-Rhythmen bereits bei geringeren Saugspannungswerten auf.

Insgesamt konnten an 16 der 47 eingebauten GMS im Untersuchungszeitraum Tag-Nacht-Rhythmen nachgewiesen werden.

3.2.3 Diskussion

Bodenwasserdynamik an den Monitoringstandorten

Die Saugspannungsmessungen an den sechs Monitoringstandorten im *Westfläming* haben gezeigt, dass kleinräumige Differenzierungen in der Bodenwasserdynamik sowohl an den Sensoren einer Messstelle als auch zwischen den Standorten vorlagen, welche mit den eingebauten GMS erfasst wurden. Für die Ausprägung der standortspezifischen Bodenwasserdynamik waren die naturräumliche Ausstattung der Monitoringstandorte (Böden, Vegetation, Topographie, Grundwasserstand) sowie die Entfernung zu vorhandenen Bächen von entscheidender Bedeutung.

Die Unterschiede der gemessenen Saugspannungen an den grundwasserfernen Standorten *Kerschauer Äcker*, *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* waren meist deutlich größer als an den grund-

wassernahen Standorten *degradiertes Niedermoor*, *Eichenmischwald* und *Paradies*. Zudem waren die Saugspannungswerte an den grundwassernahen Standorten insgesamt niedriger. Die im Mittel niedrigen Saugspannungswerte im Ober- und Unterboden deuten darauf hin, dass an allen grundwassernahen Standorten die Wasserversorgung der Böden während der gesamten Messperiode ausreichend war. Dies ist damit zu erklären, dass durch die hohen Grundwasserstände über den KA stets genügend Wasser in den Wurzelraum gelangte, sodass die Pflanzen ihren Wasserbedarf aus dem im Boden verfügbarem Wasser decken konnten. An einzelnen Sensoren traten jedoch auch im Ober- und Unterboden vermehrt hohe Saugspannungswerte auf. Eine Rolle spielte hierbei die Beeinflussung der Bodenfeuchte durch die vorherrschende Witterung und die damit verbundene ET. Zudem könnten die Hydrophobizität des Waldbodens oder/und sich ausbildende präferenzielle Fließwege im Boden eine Rolle spielen (Wessolek et al. 2008b). Da der Boden nicht nach jedem Niederschlagsereignis gleichmäßig und vollständig wiederbefeuchtet wurde (Dekker & Ritsema 1994), bildete sich vorübergehend Trockenstress aus, der sich in höheren Saugspannungswerten ausdrückte. An den grundwasserfernen Standorten trocknete der Boden im Frühjahr und Sommer stärker als an den grundwassernahen Standorten aus, da hier der KA keine oder nur eine geringe Bedeutung hatte. Insbesondere im Sommer trat, angetrieben durch die Transpiration, ein vermehrter Wassertransport durch die Wurzeln ein (Ernstberger 1992), der zu einer Reduzierung der Bodenfeuchte führte. Zeitweise war die Austrocknung des Bodens so stark, dass die Saugspannungswerte im Bereich des PWP lagen und ein erheblicher Trockenstress für die Pflanzen vorlag. Dieser führte v. a. auf den *Kerchauer Äckern* zu Wachstums- und Ertragsdepressionen (Ernstberger 1992, Gottschalk 2014). Insgesamt wurde an den grundwasserfernen Standorten der Bodenwasserhaushalt maßgeblich durch die Witterung und Vegetation bestimmt.

Im Folgenden werden jeweils verschiedene Standorte miteinander verglichen, die ähnliche Charakteristika aufweisen. Dabei werden die beiden landwirtschaftlich genutzten Standorte *degradiertes Niedermoor* und *Kerchauer Äcker*, die beiden grundwasserfernen Waldstandorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* sowie die beiden grundwassernahen Waldstandorte *Eichenmischwald* und *Paradies* miteinander verglichen.

Monitoringstandorte *degradiertes Niedermoor* und *Kerchauer Äcker*

Die beiden landwirtschaftlich genutzten Monitoringstandorte wiesen eine sehr unterschiedliche Bodenwasserdynamik auf. Im *degradierten Niedermoor* lagen die gemessenen Saugspannungswerte ganzjährig im Bereich der FK, sodass der Boden stets ausreichend mit Wasser versorgt war. Durch die hohen Grundwasserstände stieg ganzjährig Wasser kapillar in den Wurzelraum auf. Um hier überhaupt Ackerbau betreiben zu können, wurde der Standort drainiert. Vor allem im Winter war der Boden sehr feucht bis wassergesättigt, was zeitweise zu deutlichen Einschränkungen in der Befahrbarkeit des Bodens führte (Laustela & Steger 2005, Kuntze & Blankenburg 2006). Die fahlgraue Färbung des Bodens ab einer Tiefe von 0.50 m zeigt, dass ganzjährig reduzierende Bedingungen vorlagen, die zu Sauerstoffmangel für die Pflanzen führte. Folglich war der Wurzelraum auf die oberen 0.50 m beschränkt. Die ständige Entwässerung des Niedermoorbodens führte zudem zur Mineralisierung der organischen Substanz (Torfschwund) und Sackung des Torfes (LUGV 2015).

Trotz der insgesamt sehr feuchten Bedingungen traten auch an diesem Standort Unterschiede in der Bodenfeuchte auf, die auf lokal variierende Eigenschaften des Torfes, unterschiedliche Bestandsdichten der angebauten Kulturen und vorhandene Makroporen (Mäuse) zurückzuführen waren. Somit traten sehr kleinräumige Unterschiede in der Bodenfeuchtedynamik auf, die jedoch im Vergleich zu den anderen Monitoringstandorten nur gering ausgeprägt waren.

Eine ganz andere Bodenwasserdynamik wurde am Standort *Kerchauer Äcker* beobachtet. Hier resultierte das sich saisonal ändernde Wiederbefeuchtungsverhalten des Bodens aus dem Zusammenspiel der vorherrschenden Witterung und der Wasseraufnahme der Pflanzen durch die Wurzeln (Wessolek et al. 2009). Beispielsweise bewirkten kurze, schwach ausgeprägte Trockenperioden bei

den angebauten Kulturen Wachstumsdepressionen und Fehlentwicklungen der Pflanzen. Langanhaltende, stark ausgeprägte Dürreperioden wie im Sommer 2012, als die Saugspannungen zeitweise den PWP erreichten, führten zu irreversiblen Schäden an den Pflanzen, die deutliche Ertragsausfälle nach sich zogen (Ernstberger 1992, Müller et al. 2002, Gottschalk 2014). Insgesamt trocknete aufgrund des fehlenden Grundwassereinflusses der Boden v. a. im Sommer stark aus, sodass die Pflanzen Trockenstress ausgesetzt waren. Auch wenn in den lehmigeren Bereichen aufgrund des besseren Wasserhaltevermögens der Boden etwas feuchter als in den sandigeren Bereichen war, trat auch hier Trockenstress auf.

Da sich zeitweise hydrophobe Strukturen oder präferenzielle Fließwege im Boden ausbildeten, wurde der Boden auf den *Kerchauer Äckern* nicht nach allen Niederschlagsereignissen gleichmäßig wiederbefeuchtet (Abb. 3.23). Infolge einer inhomogenen Verteilung dieser Eigenschaft innerhalb des Horizontes, entstanden teilweise sehr unregelmäßige und unvollständige Befeuchtungsmuster. Daher wurden die Wasserflüsse im Boden sowie die dreidimensionale Verteilung und Dynamik der Bodenfeuchte in entscheidender Weise durch vorhandene präferenzielle Fließwege und hydrophobe Strukturen im Boden beeinflusst (DeBano 1981, Demuth & Hilpold 1993, Dekker & Ritsema 1994, Ritsema & Dekker 1994, 2000, Täumer et al. 2005, Greiffenhagen et al. 2006, Wessolek et al. 2008b, 2009). Wie die Saugspannungsmessungen gezeigt haben, trat die ungleichmäßige Befeuchtung des Bodens v. a. innerhalb der Vegetationsperiode auf. Dies deutet darauf hin, dass es sich um eine vorübergehende hydrophobe Eigenschaft des Bodens handelte, die sich v. a. während der Vegetationsperiode ausbildete (Dekker & Ritsema 1994). Auch auf anderen Böden unter Wäldern, Buschlandschaften, Grün-, Weide-, Ackerland und Golfplätzen wurde dieses Phänomen beobachtet (DeBano 1981, 2000, Doerr et al. 2000, Johnson et al. 2005), das über lange Zeit bestehen kann (Greiffenhagen et al. 2006, Wessolek et al. 2009). Häufig weist der temporär austrocknende Oberboden hydrophobe Eigenschaften auf und die Anzahl hydrophober Stellen nimmt mit zunehmender Tiefe ab (z. B. Dekker & Ritsema 1994). Dies deckt sich gut mit den gemessenen Saugspannungen auf den *Kerchauer Äckern*, die ebenfalls mit zunehmender Tiefe abnahmen.



Abb. 3.23: Unregelmäßiges Befeuchtungsmuster des Bodens nach einem Niederschlagsereignis am Standort *Kerchauer Äcker* (23.06.2011).

Die Hydrophobizität des Bodens kann durch das zeitliche Aufeinandertreffen langer Trockenperioden und hoher ET-Raten hervorgerufen werden. Dabei werden die hydrophoben Stellen umso größer, je länger die Trockenphase andauert (Ritsema & Dekker 1994, Greiffenhagen et al. 2006, Wessolek et al. 2008b). Zudem führt die Kombination aus Sommertrockenheit und hohen Niederschlägen oft zur Ausbildung präferenzieller Fließwege (Wessolek et al. 2008b, 2009). Auch dies wurde auf den *Kerchauer Äckern* beobachtet (vgl. Abb. 3.23).

Im Winterhalbjahr wurden an diesem Standort nur geringe Bodenfeuchteunterschiede gemessen. Ursache hierfür war, dass im Herbst und Winter der Boden durch die gefallen Niederschläge feucht war. Folglich verlor er sukzessive seine hydrophobe Eigenschaft (Greiffenhagen et al. 2006, Wessolek et al. 2008b), sodass sich ein homogener Wasserfluss im Boden ausbildete (Wessolek et al. 2008b).

Monitoringstandorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau*

Obwohl die beiden Standorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* nur wenige Meter Luftlinie voneinander entfernt liegen und keine signifikanten Unterschiede hinsichtlich der Bodeneigenschaften aufweisen, kam es zur Ausprägung einer standortspezifischen Bodenwasserdynamik, die primär vegetationsbedingt war. Dabei waren die gemessenen Saugspannungswerte im *Buchenvoranbau* stets höher als im *Kiefernreinbestand*, v. a. nach Beginn des Blattaustriebs der Buchen. Im oberflä-

chennahen Bereich trocknete der Boden an beiden Standorten zeitweise im Sommer aus, was zu Trockenstress für die bodenbedeckenden Grasvegetation und Bäume führte. Die stark ausgeprägte Moos- und Krautschicht verminderte zudem durch ihre Transpiration die Bodenfeuchte in den oberen Zentimetern des Bodens. Im *Buchenvoranbau* wurde der Trockenstress durch die oberflächennahe intensive Durchwurzelung der Jungbuchen verstärkt (Kutschera & Lichtenegger 2002). Auch im Hauptfeinwurzelraum des *Buchenvoranbaus* wurden nach der Blattentwicklung der Jungbuchen deutlich höhere Saugspannungswerte als im *Kiefernreinbestand* erreicht. Dies äußerte sich darin, dass die Saugspannungswerte in 0.50 m Tiefe im *Buchenvoranbau* höher als in gleicher Tiefe im *Kiefernreinbestand* waren. Dies ist auf die höheren Transpirationsraten im *Buchenvoranbau* zurückzuführen (Müller 2009). Zudem führten z. B. im Herbst 2011 die überdurchschnittlich hohen Temperaturen dazu, dass der Buchenbestand bis spät in den Herbst hinein transpirieren konnte (Löpmeier & Pietzsch 2013). Nach dem Laubabwurf der Buchen nahmen die Saugspannungsdifferenzen zwischen beiden Beständen ab, da die Phase der aktiven Transpiration der Buchen normalerweise Ende November endet (Zimmermann et al. 2008). Ab Mitte Dezember lagen dann an beiden Standorten die Saugspannungen im Bereich der FK, sodass im Winter an beiden Standorten ausreichend Wasser für die Bäume zur Verfügung stand.

Die geringe Variabilität der Saugspannungen in 1.05 m Tiefe belegt die ganzjährig feuchten Bedingungen im *Kiefernreinbestand*. Aufgrund des Wurzelsystems der Kiefern (Kutschera & Lichtenegger 2002) reichte nur die Pfahlwurzel bis in diese Tiefe, welche das in tieferen Bodenschichten vorhandene Wasser zur Deckung des Wasserbedarfs nutzen konnte.

Der Umbau von Nadelwäldern in Misch- oder Laubwälder kann durch den Unterbau mit Buchen verwirklicht werden (Oleskog & Löf 2005). Da Mischwälder weniger sensibel als Monokulturen auf klimatische Veränderungen reagieren (Kölling & Ammer 2006, Ammer 2009), wird möglicherweise der Voranbau in Zukunft zunehmend an Bedeutung gewinnen. Die Untersuchungen im *Westfläming* haben jedoch gezeigt, dass es v. a. im Sommer in diesen Beständen zu einer angespannten Wasserhaushaltssituation kommen kann. Es ist daher fraglich, ob es in dem bereits heute sehr trockenen *Westfläming* durch eine Ausweitung der Buchenvoranbauflächen nicht vorübergehend zu einer angespannten Wasserhaushaltssituation durch eine Verminderung der GWN kommen könnte.

Typisch für die beiden Standorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* war, dass teilweise nach einem Niederschlagsereignis die Sensoren in 0.50 m Tiefe schneller als die in 0.10 m Tiefe befeuchtet wurden. Als Ursache hierfür werden folgende Gründe angesehen:

- eine unterschiedlich starke Abschirmung des Bodens durch vorhandene Bäume
- eine unterschiedlich mächtige bzw. stark gestörte Moosschicht im Bereich des Messfeldes
- der Verlauf von Makroporen neben dem eingebauten GMS
- unterschiedliche Stammabflüsse der einzelnen Bäume im Bereich des Messfeldes
- das Vorhandensein präferenzierter Fließwege und/oder hydrophober Strukturen im Boden
- kleinräumige Unterschiede in den Bodeneigenschaften, die aus der einst angewandten Plaggenwirtschaft resultieren
- im Sensordesign der eingebauten GMS

An den beiden Monitoringstandorten war die Abschirmung des Bodens durch die vorhandene Kiefern (Abb. 3.24) und Rotbuchen unterschiedlich stark ausgeprägt. Daher können sehr kleinräumig variierende Bestandsniederschläge im Bereich der differenziert eingebauten GMS aufgetreten sein, die zu unterschiedlichen Befeuchtungsmustern im Ober- und Unterboden geführt haben. Zudem wurde durch den Einbau der GMS die Kraut- und Moosschicht gestört. Somit konnte der gefal-



Abb. 3.24: Bedeckungsgrad der Kiefern am Standort *Kiefernreinbestand* (02.08.2012).

lene Niederschlag unterschiedlich schnell an diesen Stellen in den Boden infiltrieren und beeinflusste damit den Bodenwasserhaushalt und die -dynamik. Da v. a. im Frühjahr und Sommer 2011 eine schnellere Wiederbefeuchtung des Unterbodens gegenüber dem Oberboden beobachtet wurde und dieses Muster bis zum Ende des Messzeitraumes nur noch vereinzelt auftrat, ist davon auszugehen, dass die durch den Einbau entstandenen Wunden der Vegetationsdecke sich mit der Zeit verwachsen haben und somit eine gleichmäßigere Infiltration des Niederschlagswassers in den Boden stattfand. Auch das Vorhandensein von Makroporen im Bereich der eingebauten GMS ist denkbar. Da Makroporen einen direkten Einfluss auf die Infiltrationsfähigkeit von Wasser haben (Peschke 2001, Wang et al. 2009), würde der Verlauf einer Makropore in unmittelbarer Nähe zu einem GMS zu einer schnelleren Befeuchtung des Bodens bzw. des GMS im Vergleich zum Matrixfluss führen. Jedoch konnte bei der Profilaufnahme nicht festgestellt werden, dass Makroporen an diesem Standort gehäuft auftreten. Daher ist es eher unwahrscheinlich, dass direkt neben allen Sensoren Makroporen verlaufen. Auch unterschiedliche Stammabflüsse der einzelnen Bäume könnten die Wiederbefeuchtung des Bodens nach Niederschlagsereignissen beeinflusst haben. Dieser Aspekt spielt v. a. im *Buchenvor-anbau* eine Rolle, da Buchen im Vergleich zu Kiefern einen deutlich höheren Stammabfluss aufweisen (Peck 2004, Müller 2011, 2013) und einige GMS in unmittelbarer Nähe zu Buchen eingebaut wurden. Somit konnte im Stammbereich der einzelnen Bäume unterschiedlich viel Wasser in den Boden infiltrieren, welches zu unterschiedlichen Befeuchtungsmustern im Boden geführt haben könnte. Ebenso ist es möglich, dass sich zeitweise präferenzielle Fließwege oder hydrophobe Strukturen im Boden ausgebildet haben. Hierfür spricht, dass präferenzielle Fließwege und hydrophobe Strukturen oft in Sandböden – wie an diesen Standorten – im Sommer auftreten und diese Eigenschaft meist im Winter wieder verloren geht (Doerr et al. 2000, Täumer et al. 2005). Dies würde erklären, warum eine schnellere Befeuchtung des Unterbodens gegenüber dem Oberboden nicht im Winter auftritt, jedoch im Sommerhalbjahr. Schließlich könnten auch die Bodenstruktur und -eigenschaften einen Einfluss auf die Bodenwasserdynamik gehabt haben. Da einst im Forstgebiet Bärenthoren Plaggenwirtschaft betrieben wurde (Pietschmann 2008), liegen an den Standorten *Kiefernreinbestand* und *Buchenvor-anbau* kleinräumig variierende Bodeneigenschaften vor, die zu unterschiedlichen Befeuchtungsmustern an den einzelnen eingebauten GMS geführt haben könnten. Schließlich könnte auch das Sensordesign der GMS die Messwerte beeinflusst haben. Damit GMS eine Änderung der Saugspannungen messen können, ist eine gewisse Wassermenge notwendig (McCann et al. 1992). Ist die Infiltrationsrate aufgrund kleinräumig variierender Bodeneigenschaften nicht überall gleich, so kann dies zu unterschiedlichen Saugspannungswerten führen. Jedoch ist an allen eingebauten Sensoren die für eine Reaktion notwendige Wassermenge gleich hoch, sodass durch das Sensordesign nicht erklärt werden kann, warum die Sensoren im Unterboden vor denen im Oberboden eine Reaktion gezeigt haben.

Da die GMS räumlich versetzt eingebaut wurden und der Beschirmungsgrad der Bäume teilweise sehr unterschiedlich war, dürfte dies die Hauptursache für die unterschiedliche in den verschiedenen Bodentiefen beobachtete Wiederbefeuchtung des Bodens sein. Jedoch hatten sehr wahrscheinlich auch die kleinräumig variierenden Bodeneigenschaften, zeitweise aufgetretene hydrophobe Strukturen, präferenzielle Fließwege, eventuell vorhandene Makroporen und der Stammabfluss einen Einfluss auf den Bodenwasserhaushalt und die -dynamik.

Auch am Standort *Eichenmischwald* trat vereinzelt eine Wiederbefeuchtung des Unterbodens vor dem Oberboden nach Niederschlagsereignissen auf. Hier ist jedoch am wahrscheinlichsten, dass dieses Befeuchtungsmuster durch zeitweise vorhandene hydrophobe Strukturen oder präferenzielle Fließwege hervorgerufen wurde. Dabei spielen die hohen organischen Kohlenstoffgehalte des Bodens eine Rolle, die das Auftreten hydrophober Strukturen im Boden begünstigen (Dekker & Ritsema 1994, Doerr et al. 2000). Zudem besteht ein Zusammenhang zwischen dem beobachteten Befeuchtungsmuster und dem standortspezifischen Makroporensystem, welches v. a. im Sommer durch Maulwürfe geschaffen wurde. Somit infiltrierte das Niederschlagswasser schnell und befeuchtete die tieferen Bodenschichten vor den darüber liegenden.

Monitoringstandorte *Eichenmischwald* und *Paradies*

An den beiden grundwasserbeeinflussten Standorten *Eichenmischwald* und *Paradies* lagen während des gesamten Untersuchungszeitraumes die Saugspannungswerte bis auf wenige Ausnahmen unter 100 cbar, was auf eine gute Wasserversorgung der Böden und Pflanzen hindeutet. Trockenstress spielte keine Rolle, hingegen trat ganzjährig KA auf, der die Bodenwasserhaushaltssituation positiv beeinflusste. Zudem spielten bei der Ausprägung der standortspezifischen Bodenwasserdynamik aufgrund der hohen Grundwasserstände kleinräumige topographische Unterschiede sowie die Entfernung zu Bächen eine bedeutende Rolle. So trocknete z. B. der Oberboden im Spätsommer im *Eichenmischwald* zunehmend aus, wobei es in gleicher Einbautiefe in der „Mulde“ am feuchtesten und am „Hang“ am trockensten war. Die geringen Saugspannungswerte in der „Mulde“ sind durch die hohen Grundwasserstände zu erklären, die dazu führten, dass große Wassermengen kapillar in den Wurzelraum aufstiegen. Am „Hang“, der nur wenige Zentimeter höher liegt, waren die vergleichsweise hohen Saugspannungswerte Folge der geringeren räumlichen Distanz zu den Bäumen, denn diese entzogen dem Boden mehr Wasser. Zudem war die Wassermenge, die kapillar in den Wurzelraum aufstieg, geringer (Ad-hoc-AG Boden 2005). Die Variabilität der gemessenen Saugspannungen nahm in allen drei Höhenlagen aufgrund des mit der Tiefe zunehmenden Einflusses des Grundwassers vom Ober- bis zum Unterboden hin ab.

Tendenziell trocknete der Boden im *Eichenmischwald* im Spätsommer stärker als im *Paradies* aus, was an den im Vergleich zu Kiefern höheren Transpirationsraten der Eichen im Sommer lag (Zimmermann et al. 2008). Außerdem führte die deutlich stärker als im *Paradies* ausgeprägte Krautschicht im *Eichenmischwald* zu einer erhöhten ET.

Die Untersuchungen an den beiden Monitoringstandorten haben gezeigt, dass bei hohen Grundwasserständen und dem damit einhergehenden KA kein Trockenstress für die Pflanzen eintrat. Selbst in längeren Trockenperioden war – wie im Frühling 2011 – nicht mit Wachstumsdepressionen aufgrund von Wassermangel zu rechnen. Erst wenn es im Rahmen des Klimawandels zu einer (deutlichen) Absenkung der Grundwasserstände kommen sollte, könnte zukünftig auch an diesen grundwassernahen Standorten Trockenstress eine Rolle spielen.

Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsdynamik

Für die Charakterisierung der Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsdynamik wurde der $grad\ \psi_H$ herangezogen. Im Winterhalbjahr bis zum Beginn der Vegetationsperiode nahm dieser an allen Monitoringstandorten stets positive Werte an, was auf eine Tiefenversickerung des Wassers und einer damit verbundenen GWN hindeutet (Blume et al. 2013). Ab Mai traten dann deutliche Schwankungen der $grad\ \psi_H$ auf, jedoch waren die Werte weiterhin meist positiv. Erst im Sommer wurden sie zeitweise negativ, was auf einen durch die ET angetriebenen zur Bodenoberfläche gerichteten Wasserfluss (KA) hindeutet. Nur im *degradierten Niedermoor* nahm der $grad\ \psi_H$ ganzjährig positive Werte an, sodass hier ganzjährig GWN auftrat.

Auf die Wiederbefeuchtung des Bodens durch Niederschläge reagierten alle eingebauten GMS nicht einheitlich, was sich in einem unterschiedlichen Verhalten der GMS und somit der $grad\ \psi_H$ widerspiegelte. Bei geringen Niederschlagsintensitäten trat erst mit einer deutlichen zeitlichen Verzögerung eine Veränderung der Saugspannungen und der $grad\ \psi_H$ auf. Dies liegt daran, dass sich die Feuchtefront im Boden erst in die Tiefe verlagern musste, wobei die Verlagerungsgeschwindigkeit aufgrund des Matrixfluss recht langsam war (Blume et al. 2013). Auch Enciso et al. (2007) zeigten, dass die von ihnen verwendeten GMS langsam auf Veränderungen der Bodenfeuchte bei Regen reagierten. Zudem könnte bei der Wiederbefeuchtung des Bodens durch infiltrierende Niederschläge das Sensordesign eine Rolle spielen, da nach einem Niederschlagsereignis erst das infiltrierende Wasser die Membran der GMS passieren muss, bevor die GMS eine Reaktion anzeigen.

Auch bei hohen Niederschlagsintensitäten trat eine Reaktion der GMS deutlich zeitverzögert auf, wie sich bei einer Vorfeuchte im Bereich der FK zeigte; demgegenüber wurde bei einer Vorfeuchte

von mehr als 100 cbar keine Reaktion beobachtet. Diese Beobachtungen decken sich gut mit denen von Muñoz-Carpena et al. (2005), die ebenfalls eine verzögerte Reaktion der GMS auf schnelle Bodenfeuchteänderungen feststellten.

In längeren Trockenphasen und mit zunehmender Länge dieser deckten die Pflanzen vermehrt ihren Wasserbedarf aus den unteren Bodenschichten, sodass die Werte der $\text{grad } \psi_H$ sanken oder negativ wurden. Dies deutet auf einen zur Bodenoberfläche gerichteten Wasserfluss hin. Jedoch traten selbst in längeren Trockenperioden an einzelnen Sensoren noch positive Werte des $\text{grad } \psi_H$ auf, die auf eine Tiefenversickerung und eine GWN schließen lassen.

Insgesamt hing die Reaktion der GMS auf Niederschläge von der Einbautiefe der GMS, der Vorfeuchte, Niederschlagsmenge und -intensität ab. Schlechte Reaktionen traten v. a. bei partieller Wiederbefeuchtung des Bodens, im sehr nassen oder gesättigten Bereich sowie bei schnellen Bodenfeuchteänderungen auf. Zu vergleichbaren Ergebnissen kamen z. B. auch McCann et al. (1992), Light et al. (1993), Indrioliolo & Castel (2004), Chard (2005), Muñoz-Carpena et al. (2005) sowie El Marazky et al. (2011).

Im Allgemeinen eignen sich die eingebauten GMS gut, um die standortspezifische Bodenfeuchtedynamik zu erfassen. Hierbei hat sich die kontinuierliche und automatische Messung als nützlich erwiesen. Auch die Tatsache, dass kein Frostschutz notwendig ist und ein – verglichen mit anderen gängigen Messverfahren – großer Messbereich zur Verfügung steht, ist positiv zu bewerten. Zudem konnte eine hohe Übereinstimmung zwischen den Saugspannungsmessungen und Beobachtungen, die vor Ort gemacht wurden, festgestellt werden.

Tag-Nacht-Rhythmen

Dass nicht an allen GMS Tag-Nacht-Rhythmen nachgewiesen werden konnten, lag daran, dass die Hälfte der Standorte ganzjährig durch Grundwasser beeinflusst und somit der Wasserbedarf der Pflanzen durch KA gedeckt wurde. Zudem traten die beobachteten Tag-Nacht-Rhythmen fast ausschließlich im Oberboden auf. Dies deutet darauf hin, dass die Pflanzen ihren Wasserbedarf v. a. aus diesem Bodenbereich deckten (Rupp et al. 2013).

An den grundwassernahen Standorten *Paradies*, *Eichenmischwald* und *degradiertes Niedermoor* traten Tag-Nacht-Rhythmen vereinzelt auf. Dies unterstreicht die ganzjährig gute Wasserversorgung der Böden, sodass es nicht zu transpirationsbedingtem Trockenstress kam. Ein Großteil des Wasserbedarfs der Pflanzen wurde durch den KA gedeckt. Trockenstress trat vereinzelt, v. a. im Spätsommer, im Oberboden auf und wurde durch kleinräumige Heterogenitäten im Boden hervorgerufen. Die sehr geringen Tagesamplituden der Saugspannungswerte zeigen, dass die Standorte im gesamten Messzeitraum ausreichend mit Wasser versorgt waren.

An den grundwasserfernen Standorten *Kerschauer Äcker*, *Eichenmischwald* und *Kiefernreinbestand* traten Tag-Nacht-Rhythmen v. a. im sehr warmen und trockenen Frühling und Sommer auf. Dies deutet auf einen transpirationsbedingten Trockenstress hin (Rupp et al. 2013). Im *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau* traten Tag-Nacht-Rhythmen nur im Oberboden auf, wobei diese im *Kiefernreinbestand* schon im Bereich der FK beobachtet wurden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass an diesem Standort eine stark ausgeprägte Krautschicht vorhanden war, die ihren Wasserbedarf aus dem Oberboden deckte. Die im *Buchenvoranbau* beobachteten Tag-Nacht-Rhythmen wiesen größere Tagesamplituden auf, wobei diese im Spätsommer am größten waren. Somit verstärken sich die Trockenstressbedingungen im Oberboden, dem Hauptwurzelraum der Kiefern und Buchen (Kutschera & Lichtenegger 2002), zum Ende des Sommers mit zunehmender Austrocknung des Bodens. Auf den *Kerschauer Äckern* wurden hingegen auch im Unterboden Tag-Nacht-Rhythmen beobachtet. Der Winterroggen mit seinem ausgeprägten, tiefreichenden Wurzelsystem (Kutschera & Lichtenegger 1960) deckte einen Teil seines Wasserbedarfs aus tiefer liegenden Bodenschichten. Im Oberboden war der Trockenstress jedoch aufgrund des dichten Wurzelsystems stärker ausgeprägt.

An allen Standorten traten die höchsten Saugspannungswerte mittags und die niedrigsten Werte nachts auf. Während tagsüber Pflanzen und Boden Wasser verdunsteten, war die ET nachts deutlich herabgesetzt (Paul et al. 2013a). Zudem lag tagsüber ein größeres Sättigungsdefizit der Luft vor, welches zu einem Transpirationssog führte. Jedoch hatte möglicherweise auch der Tagesgang der Bodentemperaturen einen Einfluss auf die beobachteten Tag-Nacht-Rhythmen, denn Veränderungen der Bodentemperaturen ziehen Veränderungen des elektrischen Widerstandes nach sich (Spaans & Baker 1992). So können Schwankungen der Bodentemperatur die gemessenen Saugspannungen beeinflussen haben (Irmak et al. 2006). Dieser Temperatureinfluss wird in der Literatur mit Werten von bis zu 3 % je °C angegeben (Irrrometer Company o. J., Spaans & Baker 1992), wobei mit zunehmender Austrocknung des Bodens dieser Effekt zunimmt (Shock et al. 1998). Er verringert sich mit ansteigender Bodentiefe und ist meist unterhalb einer Tiefe von 0.30 m nur noch gering ausgeprägt (Irrrometer Company o. J., Light et al. 1993). Ursache hierfür sind die täglichen Schwankungen der Bodentemperatur und -feuchte, die mit zunehmender Tiefe deutlich abnehmen (Jackson 1973). Auch im *Westfläming* wurden i. d. R. Tag-Nacht-Rhythmen nur bis in eine Tiefe von 0.30 m beobachtet.

Im Boden treten die täglichen Schwankungen von Temperatur und Bodenfeuchte zeitlich versetzt auf. Deutlich wird dies daran, dass sich die Tagesamplituden der gemessenen elektrischen Widerstände im Gegensatz zur Temperaturkurve abschwächen (Light et al. 1993). Beispielsweise zeigte Jackson (1973) anhand aufgetretener Tag-Nacht-Rhythmen, dass der Wasserverlust des Bodens ein bis zwei Stunden vor Sonnenaufgang und die Wiederbefeuchtung des Bodens zwei bis vier Stunden vor Sonnenuntergang begann. Im Gegensatz hierzu treten bei der Bodentemperatur Phasenverschiebungen auf, die mit größerer Tiefe zunehmend zeitlich verschoben sind (Häckel 1999, Blume et al. 2013). Folglich werden mit zunehmender Tiefe die höchsten Temperaturen erst weit nach Sonnenuntergang erreicht. Auch die im *Westfläming* beobachteten Tag-Nacht-Rhythmen zeigen, dass der Wasserverlust vor Sonnenaufgang und die Wiederbefeuchtung des Bodens vor Sonnenuntergang eintrat.

Es ist wahrscheinlich, dass sich bei der Ausprägung der beobachteten Tag-Nacht-Rhythmen an den Monitoringstandorten im *Westfläming* zwei Effekte überlagert haben: Zum einen wurden Änderungen der Saugspannungswerte durch Schwankungen der Bodentemperatur und zum anderen durch den Tagesgang der ET hervorgerufen. Welcher Einfluss überwiegt, kann aufgrund fehlender Bodentemperaturmessungen nicht abschließend geklärt werden. Da sich beide Effekte gegenseitig beeinflussen, ist zudem eine Korrektur der Messwerte schwierig (Richter et al. 2013). Da jedoch die höchsten Saugspannungswerte um Mittag und die niedrigsten um Mitternacht herum auftraten, scheint der Einfluss der ET an den Monitoringstandorten im *Westfläming* zu überwiegen. Auch Rosenkranz et al. (2013) kamen zu dem Schluss, dass die mit Tensiometern gemessenen täglichen Schwankungen der Bodenfeuchte durch einen Anstieg der ET am Mittag zu erklären sind. Jedoch schließen auch sie eine Beeinflussung der Messwerte durch Veränderungen der Bodentemperatur nicht aus.

3.3 Wasserhaushaltsmodellierung im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe mit WaSiM-ETH

3.3.1 Entwicklung des Abflusses am Pegel Strinum (01.11.1991–31.10.2012)

Die gemessenen Abflussmengen am Pegel Strinum zeigen, dass sich immer wieder abflussärmere und -reichere Phasen abwechselten (Abb. 3.25b). Dabei waren die Abflussspenden mit Werten von weniger als $0.05 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ im Vergleich zu anderen deutschen Flüssen insgesamt sehr niedrig (Marcinek & Schmidt 2002). Hohe Abflüsse wurden z. B. im Winter/Frühjahr 1994 und im August 2002 beobachtet, sehr niedrige Abflüsse z. B. in den Sommermonaten der Jahre 1997 und 2008.

Die Abflussgangline wurde in ihre Saison-, Trend- und Rest- bzw. Zufallskomponente zerlegt (Meuser 1992, Schlittgen & Streitberg 1994, Crawley 2007). Die Saisonkomponente (Abb. 3.25c)

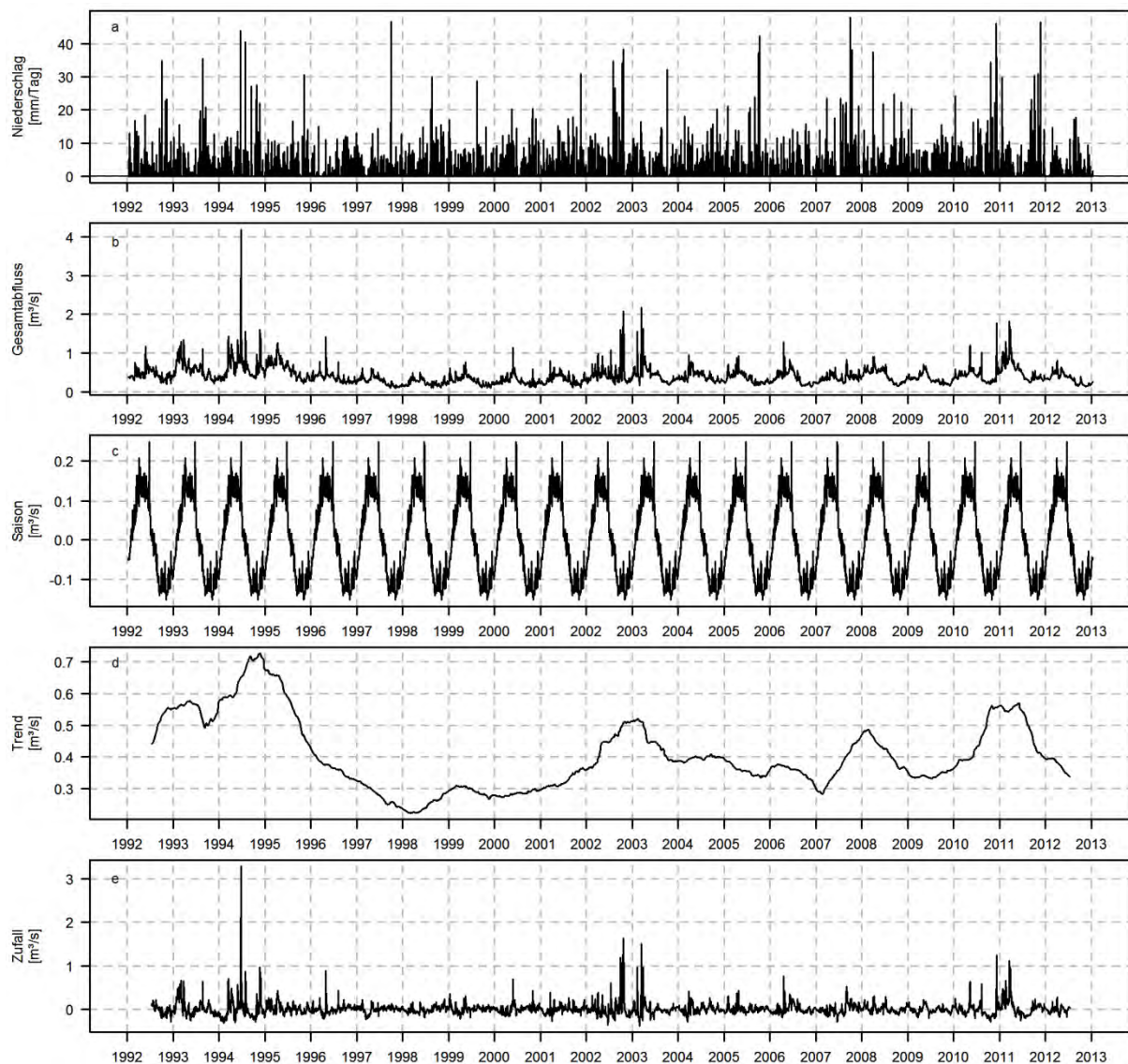


Abb. 3.25: Niederschlag an der Klimastation Wittenberg (a), gemessene Abflüsse am Pegel Strinum (b) und die Zerlegung der Abflussganglinie in ihre Saison- (c), Trend- (d) und Zufallskomponente (e) (01.11.1991–31.10.2012). x-Achse: hydrologische Jahre. Angewandt wurde für die Zeitreihenzerlegung die in der Statistiksoftware R implementierte Methode „decompose“ auf Tageswertbasis. Für weitere methodische Informationen siehe z. B. Schneider & Mentemeier (2010). Datengrundlage: DWD (2011, 2014); LHW (2011, 2013)

spiegelt die typischen jahreszeitlichen Schwankungen des Abflusses der Grimmer Nuthe wieder, die sich nahezu unverändert jedes Jahr wiederholen (Schlittgen & Streitberg 1994, Schneider & Mentemeier 2010). Im Winter und zeitigen Frühjahr treten aufgrund meist gesättigter Bodenverhältnisse und eintretender Schneeschmelze die höchsten Abflusswerte auf. Mit Beginn der Vegetationsperiode und damit einhergehenden steigenden ET-Raten nimmt der Abfluss ab. Im Spätsommer erreichen die Abflusswerte schließlich ihr Minimum, da im Sommer große Wassermengen verdunstet werden. Dies führt dazu, dass in den Sommermonaten die Wasserstände der Grimmer Nuthe sinken und somit auch die Fließgeschwindigkeiten abnehmen (Luckner et al. 2002).

Die Trendkomponente (Abb. 3.25d) zeigt, dass große Unterschiede in der Höhe der Abflussmengen zwischen den einzelnen Jahren vorlagen. Dabei wurde die Abflussmenge u. a. durch die Höhe des N_j beeinflusst. Die Trendkomponente verdeutlicht so z. B., dass das hydrologische Jahr 1994 überdurchschnittlich niederschlagsreich oder das Jahr 1997 überdurchschnittlich niederschlagsarm war (vgl. Kap. 3.1). Die Abflusshöhe wird aber auch durch weitere Größen wie die Höhe der ET oder die Grundwasserstände beeinflusst. Die Zufallskomponente (Abb. 3.25e) gibt schließlich denjenigen Abflussanteil an, der durch kurzfristige und zufällige Witterungserscheinungen, wie z. B. Starknieder-

Tab. 3.10: Ausgewählte gewässerkundliche Hauptzahlen des Durchflusses [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] der Grimmer Nuthe, Pegel Strinum, sowie die monatlichen Durchflusskoeffizienten DK [–] (01.11.1991–31.10.2010). Die Berechnung der Kennzahlen erfolgte nach Dyck & Peschke (1995). NQ = Niedrigwasserdurchfluss, MNQ = mittlerer Niedrigwasserdurchfluss, MQ = mittlerer Durchfluss, MHQ = mittlerer Hochwasserdurchfluss, WH = Winterhalbjahr (November bis April), SH = Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober). Datengrundlage: LHW (2011, 2013).

	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	WH	SH	Jahr
NQ	0.14	0.16	0.24	0.24	0.26	0.17	0.17	0.10	0.10	0.09	0.11	0.14	0.20	0.12	0.16
MNQ	0.30	0.33	0.37	0.39	0.41	0.38	0.30	0.23	0.20	0.20	0.21	0.25	0.36	0.23	0.30
MQ	0.38	0.45	0.51	0.53	0.52	0.49	0.40	0.33	0.28	0.28	0.30	0.33	0.48	0.32	0.40
MHQ	0.53	0.70	0.84	0.82	0.76	0.75	0.60	0.54	0.44	0.45	0.49	0.44	0.73	0.49	0.61
DK	0.96	1.11	1.28	1.32	1.31	1.21	0.99	0.83	0.71	0.71	0.75	0.82	–	–	–

Tab. 3.11: Ausgewählte statistische Kenngrößen der jährlichen Niederschlagsmengen an der Klimastation Wittenberg und der jährlichen Abflussmengen am Pegel Strinum. Datengrundlage: DWD (2011, 2014); LHW (2011, 2013).

hydrologisches Jahr	Niederschlag [mm a^{-1}]	Abfluss [mm a^{-1}]	Monat mit höchstem Abflussvolumen	hydrologisches Jahr	Niederschlag [mm a^{-1}]	Abfluss [mm a^{-1}]	Monat mit höchstem Abflussvolumen
1992	578	177	April	2003	458	178	Januar
1993	556	224	Dezember	2004	544	157	Februar
1994	774	262	April	2005	599	141	Februar
1995	523	231	Januar	2006	476	144	April
1996	415	145	Februar	2007	741	145	März
1997	413	110	Februar	2008	658	170	Januar
1998	673	97	März	2009	490	132	März
1999	433	119	März	2010	694	173	März
2000	566	115	März	2011	743	197	Januar
2001	606	127	März	2012	430	124	Januar
2002	708	179	August				

schlagseignisse, hervorgerufen wurde. Diese variierten von Jahr zu Jahr und Monat zu Monat stark.

Die gewässerkundlichen Hauptzahlen des Durchflusses spiegeln die mittleren Abflussverhältnisse am Pegel Strinum mit hoher Genauigkeit wider (Tab. 3.10). Während im langjährigen Mittel die höchsten mittleren Abflüsse zwischen Januar und März gemessen wurden, traten die niedrigsten zwischen Juli und September auf. Damit weist das Abflussregime der Grimmer Nuthe die typischen Merkmale eines pulvialen Regimes (ozeanisches Regenregime) auf (Martin et al. 2000a, Marcinek & Schmidt 2002).

Wie Tab. 3.11 zeigt, wurde das höchste Abflussvolumen nicht in jedem Jahr im gleichen Monat gemessen. Besonders häufig war dies im März der Fall, während es in einzelnen Jahren deutlich früher (z. B. 1993) oder später (z. B. 2002) auftrat. Dieses hing stark mit den vorherrschenden Witterungserscheinungen zusammen. So wurde beispielsweise Anfang August 2002 die Witterung in großen Teilen Ostdeutschlands durch eine Vb-Wetterlage bestimmt, welche zu sehr hohen Niederschlagsmengen (Rudolf & Rapp 2003) und folglich auch zu hohen Abflussvolumen in den Flüssen führte. Die vorherrschende Witterung der einzelnen Jahre beeinflusste somit in entscheidender Weise die Höhe der abflusswirksamen Niederschlagsmenge.

3.3.2 Modellparametrisierung, -kalibrierung und -validierung

Modellparametrisierung

Für die Wasserhaushaltssimulation mit WaSiM müssen Landnutzung und Boden im EZG der Grimmer Nuthe parametrisiert werden. Da im EZG eine Vielzahl an Boden- und Substrattypen vorkommen, wurden diese auf Grundlage ihrer wesentlichen bodenphysikalischen Merkmale zu den in Tab. 3.12 aufgeführten Bodenklassen aggregiert. Dabei orientiert sich die Klassifizierung v. a. am Aus-

Tab. 3.12: Verwendete Bodenklassen für die Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe. Für weitere Details siehe Anhang E. Datengrundlage: FIS Boden, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (2011); VBK50 & Horizont- und Profil/Flächendaten, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011).

ID	WaSiM-ETH ohne Grundwassermodell		WaSiM-ETH mit Grundwassermodell	
	Bodenklasse	Bodentypen nach VBK50 / FIS Boden	Bodenklasse	Bodentypen nach VBK50 / FIS Boden
1	Siedlungen	–	Siedlungen	–
2	äolischer Sand (Flugsand)	Regosol	äolischer Sand (Flugsand)	Regosol
3	fluvialer Lehm	Anmoorgley, Gley, Humusgley	fluvialer Lehm	Anmoorgley, Gley, Humusgley
4	fluviolimnogen Lehm	Anmoorgley, Gley, Humusgley	fluviolimnogen Lehm	Anmoorgley, Gley, Humusgley
5	fluviolimnogen Sand	Anmoorgley, Gley, Humusgley	fluviolimnogen Sand	Anmoorgley, Gley, Humusgley
6	kiesführender, periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	Braunerde, Braunerde-Fahlerde, Braunerde-Podsol, Gley-Braunerde, Humuspseudogley, Podsol, Pseudogley-Braunerde	kiesführender, periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	Braunerde, Braunerde-Fahlerde, Braunerde-Podsol, Gley-Braunerde, Humuspseudogley, Pseudogley-Braunerde
7	Niedermoortorf	Erdniedermoor	Niedermoortorf	Erdniedermoor
8	periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	Braunerde, Braunerde-Podsol, Gley-Podsol	periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	Braunerde, Braunerde-Podsol, Gley-Podsol
9			periglazialer Sand (Mischwald)	Braunerde, Braunerde-Podsol
10			periglazialer Sand (Nadelwald)	Braunerde, Braunerde-Podsol, Gley-Podsol
11			periglazialer Sand (Laubwald)	Braunerde, Braunerde-Podsol, Gley-Podsol
12			kiesführender, periglazialer Sand (Nadelwald)	Braunerde, Braunerde-Fahlerde, Braunerde-Podsol, Podsol
13			fluviolimnogen Sand (Nadelwald)	Anmoorgley, Gley, Humusgley

Tab. 3.13: Verwendete Landnutzungsklassen für die Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe. Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, Federal Environment Agency DLR-DFD (2009).

ID	Landnutzungsklasse	CORINE-ID	Landbedeckung laut Corine Land Cover
1	Siedlungen	112; 121; 124; 131	nicht durchgängig städtische Prägung; Industrie-, Gewerbeflächen; Flughäfen; Abbaufelder
2	Ackerland	211	nicht bewässertes Ackerland
3	Wiese, Weiden	231	Wiesen und Weiden
4	Laubwald	311	Laubwälder
5	Nadelwald	312	Nadelwälder
6	Mischwald	313	Mischwälder

gangssubstrat, da dieses für die Abflussbildung im untersuchten EZG ausschlaggebend war. Die Modellierung mit Einbeziehung des Grundwassermodells erforderte zudem eine weitere Modifikation einzelner Bodenklassen, um so die leicht voneinander abweichenden hydrogeologischen Gegebenheiten im *Zerbster Ackerland* und *Hohen Fläming* besser bei der Modellierung berücksichtigen zu können. Die Landbedeckung wurde anhand der Corine-Land-Cover in Klassen unterteilt (Tab. 3.13).

Die einzelnen Boden- und Landnutzungsklassen wurden anhand verschiedener Parameter parametrisiert (Anhang E, F). Dabei orientieren sich die Parameterwerte an Literaturdaten und Werten, die aus bestehenden Karten und Datenbanken abgeleitet werden können. Zudem wurde für die Ableitung der Parameter zusätzlich das Programm RETC (Version 6.02; van Genuchten et al. 1991) verwendet. Stützpunkte für die Parametrisierung der Landnutzung sind markante Tage

im phänologischen Jahr; für die restlichen Tage eines Jahres wurden die Werte zwischen den Stützpunkten linear interpoliert. Landnutzung und Boden wurden auch in ihrer räumlichen Verteilung parametrisiert (Fritsch & Katzenmaier 2001).

Modellkalibrierung (Kalibrierungszeitraum: 01.11.1991–31.10.2000)

Für die Kalibrierung eines hydrologischen Modells werden Abflussganglinien des Gesamt-EZG und – sofern vorhanden – weiterer Teil-EZG herangezogen. Dabei müssen die zeitliche Auflösung der gemessenen Pegeldata sowie der Modellierung identisch sein (Fritsch & Katzenmaier 2001, Uhl 2005, Spank & Bernhofer 2013). Ziel der Modellkalibrierung ist es, bestehende Unterschiede zwischen gemessenen und modellierten Werten zu minimieren. Da einige für die Modellierung erforderlichen Parameter, Anfangs- und Randbedingungen nicht direkt aus Messungen zur Verfügung stehen, wurden diese durch indirekte (inverse) Bestimmung ermittelt (Martin et al. 2001b). Durch den Vergleich von gemessenen und modellierten Daten können diejenigen Parametersätze ermittelt werden, die zu einer hohen Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Daten führen. Hierzu wurden im Laufe der Kalibrierung einzelne Modellparameter manuell angepasst und variiert sowie eine große Anzahl Berechnungen mit unterschiedlichen Parametersätzen durchgeführt (Martin et al. 2001b, Uhl 2005). Wird die Systemantwort durch das Modell richtig beschrieben, so wird davon ausgegangen, dass alle wichtigen Prozesse durch das Modell berücksichtigt werden (Spank & Bernhofer 2013).

Im Rahmen der Kalibrierung im EZG der Grimmer Nuthe wurden folgende Parameter als sensitiv ermittelt:

- die Abnahme der gesättigten Leitfähigkeit mit der Tiefe ($k_{recession}$),
- die Dicke und Anzahl der numerischen Schichten (*thickness, layers*),
- die Entwässerungsdichte des Interflows (flow density; d_i),
- der Skalierungsfaktor für den Basisabfluss (Q_0 ; vgl. Gl. 2.23),
- die Auslaufkonstante für den Basisabfluss (kb ; vgl. Gl. 2.23) und
- die Speicherrückgangskonstanten für den Interflow (Q_i bzw. ki) und Direktabfluss (Q_0 bzw. kD).

Auffällig ist, dass es sich v. a. um empirische Parameter handelt.

Wird das Grundwassermodell in die Modellierung mit WaSiM einbezogen, so wiesen zudem folgende Parameter eine hohe Sensitivität auf:

- die Initialisierung des Grundwasserstandes,
- die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (x- und y-Richtung),
- die Aufermächtigkeit und
- die Speicherkoeffizienten.

Zu ähnlichen Ergebnissen (ohne Grundwassermodell) kamen z. B. auch Cullmann et al. (2006), Wriedt & Rode (2006), Neukum & Azzam (2012), Schulla (2012b) und Anis (2013).

Modellvalidierung (Validierungszeitraum: 01.11.2000–31.10.2010)

Im Rahmen der Modellvalidierung wird das zuvor kalibrierte Modell anhand gemessener und modellierter Daten eines UG überprüft. Dabei liegt der Validierungszeitraum außerhalb des Kalibrierungszeitraumes (Martin et al. 2001b, James et al. 2013). Ziel der (ergebnisorientierten) Validierung ist es, die Gültigkeit des kalibrierten Modells für einen anderen, unabhängigen Zeitraum zu prüfen. Anhand von ausgewählten Prüfgrößen wird das Modell bewertet und entschieden, ob das kalibrierte Modell auf andere Systembelastungen übertragbar ist (Uhl 2005).

Um Szenariorechnungen durchführen zu können, muss das verwendete Modell prognosefähig sein, d. h. der Landschaftswasserhaushalt muss anhand von Messwerten für die Vergangenheit realitätsnah abgebildet werden. Nur dann kann mit plausiblen Ergebnissen für den Szenariozeitraum gerechnet werden (Blomenhofer et al. 2012).

Im Folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der Modellierung – sowohl für den Kalibrierungs- als auch für den Validierungszeitraum – dargestellt und diskutiert.

3.3.3 Modellierung des Ist-Zustandes (01.11.1991–31.10.2010)

Für die Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe wurden zwei Modellvarianten verwendet, deren Ergebnisse getrennt voneinander dargestellt und ausgewertet werden:

1. WaSiM ohne Einbeziehung des Grundwassersmodells (WaSiM_oGW) und
2. WaSiM mit Einbeziehung des Grundwassersmodells (WaSiM_mGW).

Die Ergebnisse werden sowohl für den Pegel Strinum, verschiedene Monitoringstandorte und Grundwassermessstellen als auch in der räumlichen Verteilung dargestellt. Zudem wurden zwei räumliche Auflösungen verwendet (250 m x 250 m, 25 m x 25 m). Da der Bedarf an Rechnerleistung unerwartet hoch war, um für den gesamten Untersuchungszeitraum die hydrologische Modellierung im EZG der Grimmer Nuthe auf einem 25 m-Raster durchzuführen, werden im Folgenden schwerpunktmäßig die Ergebnisse des 250 m-Rasters vorgestellt. Anhand einzelner Beispiele werden auch Ergebnisse des 25 m-Rasters in ihrer räumlichen Darstellung gezeigt und Vor- und Nachteile einer höheren räumlichen Auflösung diskutiert.

Modellierung ohne Grundwassersmodul

1. Vergleich der simulierten Werte mit Messwerten am Pegel Strinum sowie ihre Bewertung

Sowohl im Kalibrierungs- als auch im Validierungszeitraum kann bei der Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe eine hohe Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Werten des Q_{ges} am Pegel Strinum erreicht werden (Tab. 3.14, Abb. 3.26). Mit einem NSE von 0.50 fällt die Übereinstimmung im Validierungszeitraum sogar etwas höher als im Kalibrierungszeitraum aus. Die Güte der Abflusssimulation variiert jedoch teilweise deutlich von Jahr zu Jahr (Anhang G). So besteht beispielsweise innerhalb des Kalibrierungszeitraums in den hydrologischen Jahren 1997–2000 eine insgesamt bessere Anpassung als in den Jahren 1992–1996. Auch die Abflussspitzen wurden unterschiedlich gut durch das Modell wiedergegeben: Während in manchen Jahren die simulierten Abflussspitzen zu hoch (z. B. 1999) oder zu gering (z. B. 1994) ausfallen, wurden diese wiederum in anderen Jahren sehr gut getroffen (z. B. 1998). Insgesamt wurden die Abflussspitzen jedoch in den meisten Fällen durch das Modell überschätzt und nur in einzelnen Fällen unterschätzt. Das mittlere Abflussgeschehen wird hingegen mit einer hohen Genauigkeit abgebildet.

Zudem zeigt Abb. 3.26, dass in den meisten Jahren der Trockenwetterabfluss durch das Modell unterschätzt wird. Während zu Beginn einer solchen Periode die Simulation des Abflusses mit hoher Sicherheit gelingt, wird der Abfluss am Ende dieser Periode deutlich schlechter abgebildet (Abb. 3.27a/b). Insbesondere am Ende einer Trockenwetterperiode ist der simulierte Q_{ges} aufgrund

Tab. 3.14: Statistische Kenngrößen des beobachteten und simulierten Abflusses am Pegel Strinum [mm d^{-1}]. Die Modellierung wurde mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassersmodell) mit einer Auflösung von 250 m x 250 m durchgeführt. Weitere statistische Analysen für die einzelnen hydrologischen Jahre sind in Anhang G zu finden. Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, European Environment Agency DLR-DFD (2009); Digitales Geländemodell, © GeoBasis-DE/BKG (2011); DWD (2011); FIS Boden, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (2011); Horizont- und Profil/Flächendaten, Bodenfunktionen und Bodengefährdungen, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011); LHW (2011, 2013); VBK50, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011).

	$\bar{x}$	μ	max	min	s	R	Var	$VarK$	r	B	$RMSE$	RSR	NSE
Kalibrierungszeitraum (01.11.1991–31.10.2000)													
Beobachtung	0.45	0.39	4.57	0.10	0.26	4.47	0.07	0.58	0.71	0.50	0.22	0.78	0.40
Modellierung	0.38	0.29	2.09	0.11	0.28	1.99	0.08	0.72					
Validierungszeitraum (01.11.2000–31.10.2010)													
Beobachtung	0.42	0.39	2.38	0.12	0.19	2.25	0.35	0.44	0.71	0.50	0.20	0.71	0.50
Modellierung	0.42	0.35	3.10	0.11	0.29	2.99	0.08	0.68					

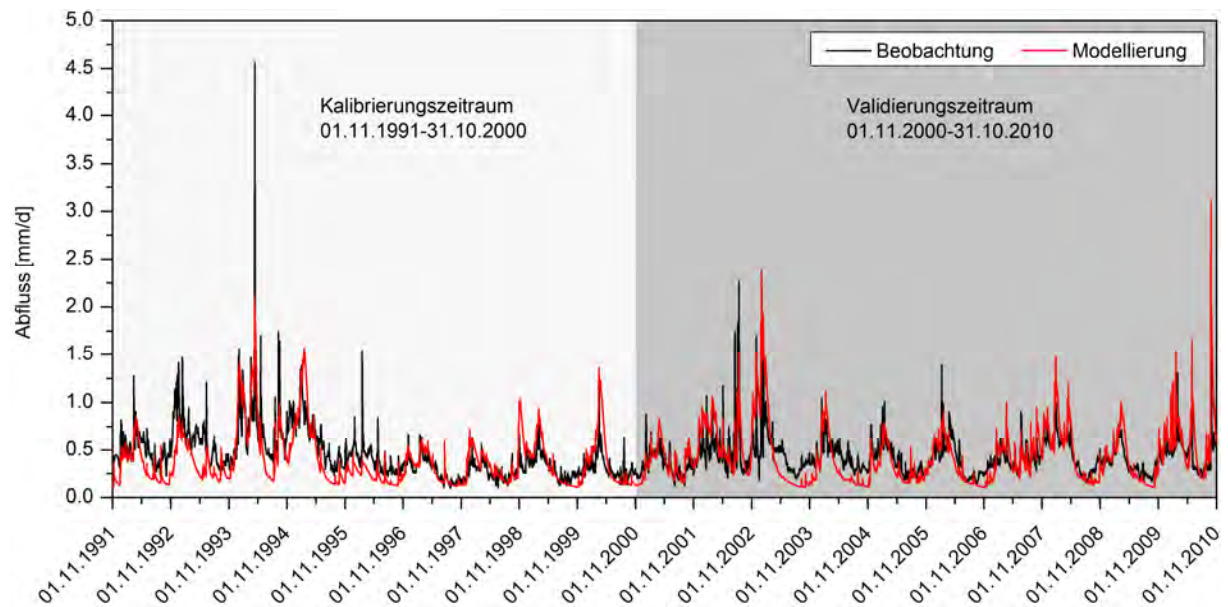


Abb. 3.26: Gemessener und mit WaSiM-ETH simulierter Abfluss am Pegel Strinum (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

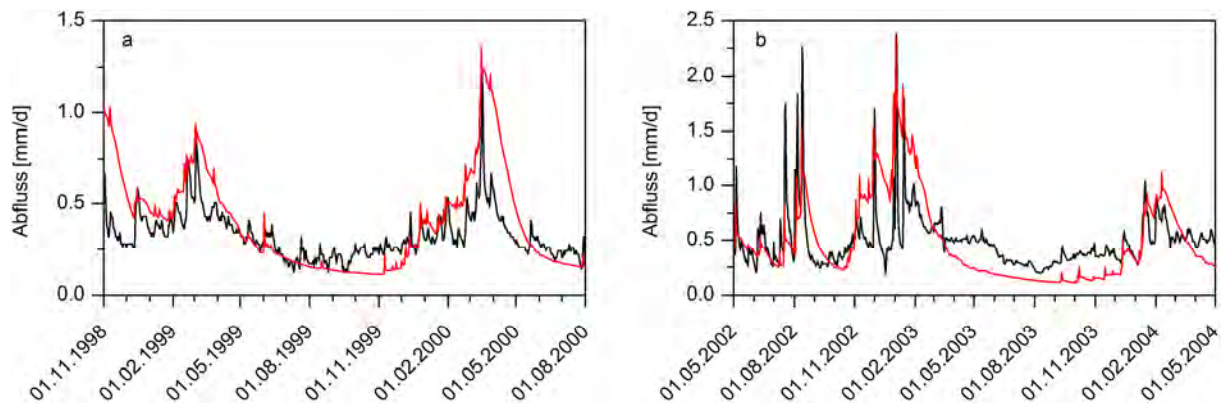


Abb. 3.27: Detailausschnitte des gemessenen und simulierten Gesamtabflusses am Pegel Strinum (250 m-Raster). Schwarz = Beobachtung, rot = Modellierung. Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

einer zu schnell abfallenden Abflusskurve meist deutlich zu niedrig. Aber auch der Rückgang der simulierten Abflusskurve zu Beginn einer Trockenwetterphase fällt schneller und stärker als in der Beobachtung aus. Außerdem wird in der Simulation die zeitliche Dynamik des Abflussgeschehens während der Trockenwetterperioden nur schlecht abgebildet. Während die Messwerte eine deutliche Dynamik des Abflussgeschehens aufzeigen, fehlt diese in der Simulation in den meisten Jahren. In der Simulation nimmt der Q_{ges} vielmehr kontinuierlich bis zum Ende der Trockenwetterperiode ab. Erst mit zunehmenden Niederschlägen im Spätherbst und frühen Winter weist auch die Simulation wieder eine gewisse zeitliche Dynamik im Abflussgeschehen auf. Verglichen mit dem natürlichen System reagiert das Modell deutlich langsamer oder nur unzureichend auf Veränderungen im Abflussgeschehen während Trockenwetterperioden.

Der weitaus größte Teil des simulierten Q_{ges} entfällt auf den Q_{fl} (Abb. 3.28). Der simulierte Q_b ist im gesamten Untersuchungszeitraum mit Werten zwischen $0,067$ und $0,085 \text{ mm d}^{-1}$ sehr gering und weist im Jahresgang nur minimale Unterschiede auf. Q_D tritt nur nach starken Niederschlagsereignissen auf und erreicht dann zeitlich verzögert den Gebietsauslass.

Die zuvor beschriebene qualitative Einordnung der Ergebnisse wird durch statistische Analysen bestätigt. Wie Tab. 3.14 zeigt, wird der mittlere Q_{ges} im Kalibrierungszeitraum in der Modellierung um ca. 15 % unterschätzt. Im Validierungszeitraum unterscheiden sich hingegen die gemessenen und

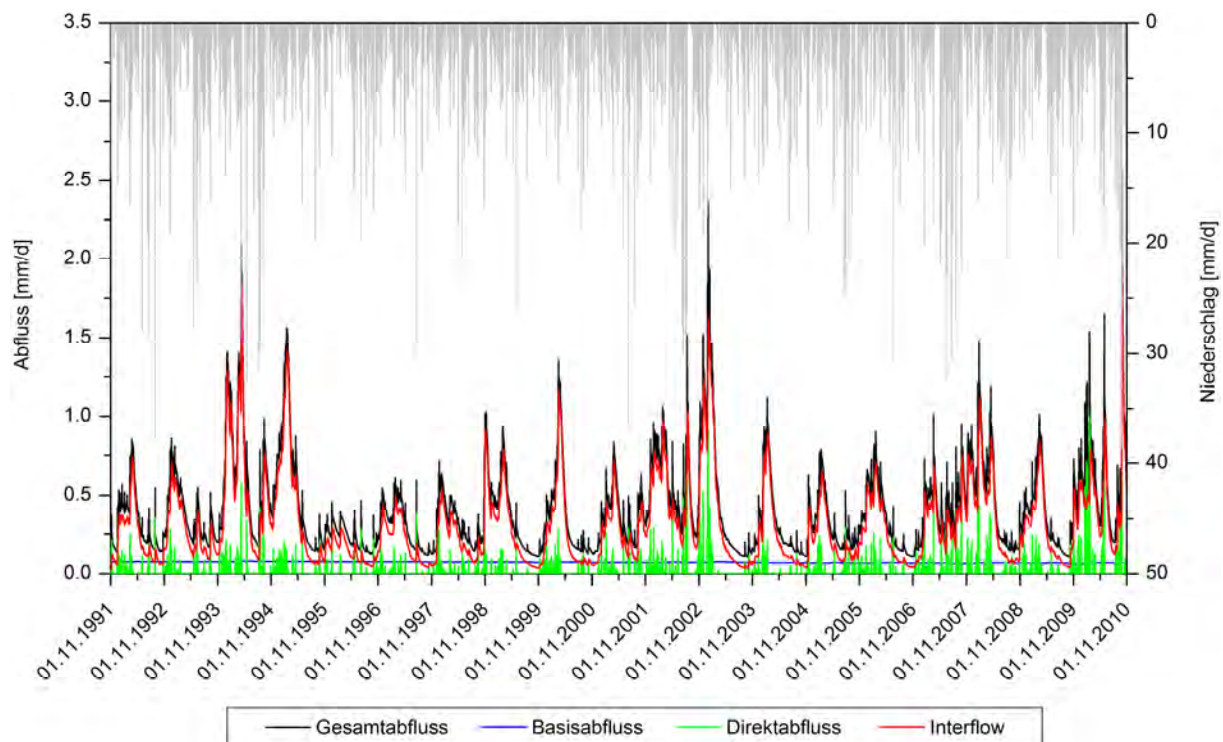


Abb. 3.28: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) am Pegel Strinum simulierte Abflusskomponenten und Niederschlagsmengen (250 m-Raster). $Q_{ges} = Q_B + Q_D + Q_{ifl}$. Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, European Environment Agency DLR-DFD (2009); Digitales Geländemodell, © GeoBasis-DE/BKG (2011); DWD (2011); FIS Boden, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (2011); Horizont- und Profil/Flächendaten, Bodenfunktionen und Bodengefährdungen, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011); VBK50, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011).

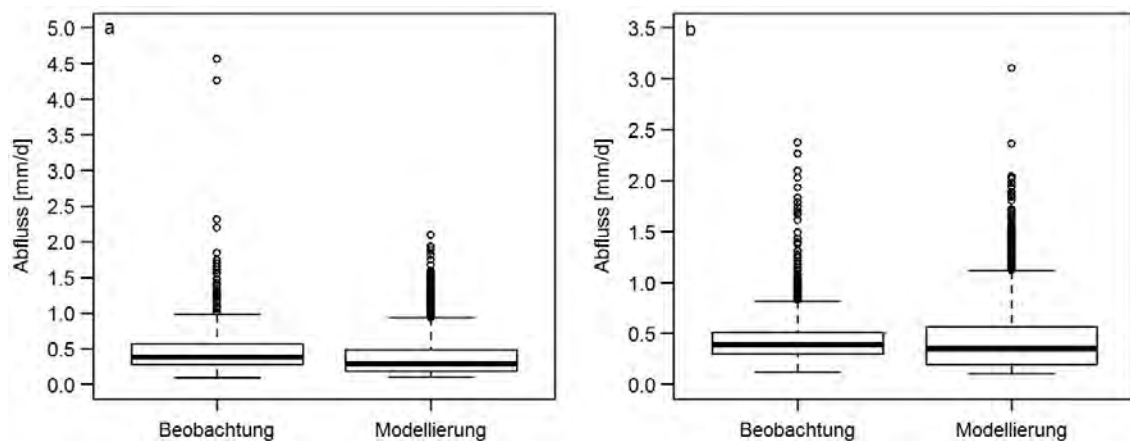


Abb. 3.29: Beobachteter und mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) modellierter Gesamtabfluss am Pegel Strinum im Kalibrierungs- (a) und Validierungszeitraum (b). Auflösung: 250 m x 250 m. Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

modellierten Werte für den mittleren Q_{ges} nicht. Die Spannweite R der Abflusswerte unterscheidet sich zwischen Modell und Beobachtung in beiden Zeiträumen. Während sie im Kalibrierungszeitraum deutlich geringer als in der Beobachtung ausfällt, ist sie im Validierungszeitraum größer als in der Beobachtung (Abb. 3.29). Dies ist auf die teils fehlerhafte Abbildung der Abflussspitzen und Trockenwetterphasen durch das Modell zurückzuführen. Die Variabilität (s , Var , $VarK$) der Abflusswerte ist in beiden Zeiträumen in der Simulation größer als in den Messwerten. Insgesamt zeigen die Gütemaße r , B , $RMSE$, RSR und NSE jedoch, dass mit WaSiM sowohl im Validierungs- als auch im Kalibrierungszeitraum eine hohe Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Abflusswerten am Pegel Strinum erreicht wird.

2. Vergleich der simulierten Werte mit Messwerten an weiteren Kontrollpunkten im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe sowie ihre Bewertung

Abb. 3.30 zeigt beispielhaft die gemessenen und simulierten Grundwasserstände an der in Polenzko liegenden Grundwassermessstelle 164OP der TWM. Diese Messstelle liegt im GWL I. Während bis Mitte 1994 gemessene und modellierte Werte gut übereinstimmen, zeigten sich im weiteren zeitlichen Verlauf erhebliche Unterschiede zwischen Messung und Simulation. Zum einen sind die simulierten Grundwasserstände deutlich höher, zum anderen wird auch die zeitliche Dynamik durch das Modell nur unzureichend abgebildet. Hingegen werden die langjährigen Tendenzen bzgl. Phasen mit höheren und niedrigeren Grundwasserständen durch das Modell erfasst. Auch an der im GWL II + I liegenden Grundwassermessstelle 322 in Kerchau (Anhang G) treten ähnliche Probleme bei der Simulation auf. An zwei weiteren Grundwassermessstellen im UG (156OP in Polenzko, GWL I; 155, GWL II) sind die Unterschiede zwischen Messungen und Simulation mit Werten von bis zu mehr als 6 m noch deutlich ausgeprägter (vgl. Anhang G). In diesen beiden Messstellen gibt es keine Übereinstimmungen zwischen simulierten und gemessenen Werten.

Im Folgenden werden ausgewählte Simulationsergebnisse für die innerhalb des EZG der Grimmer Nuthe liegenden Monitoringstandorte *Kerschauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald* dargestellt. Da für die hydrologischen Jahre 1992–2010 an diesen Standorten keine Messwerte der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten vorliegen, kann die Plausibilität der Simulationsergebnisse hier nur aufgrund fundierter Standortkenntnisse sowie der zwischen 2011 und 2013 gemachten Feldbeobachtungen und Erfahrungen beurteilt werden.

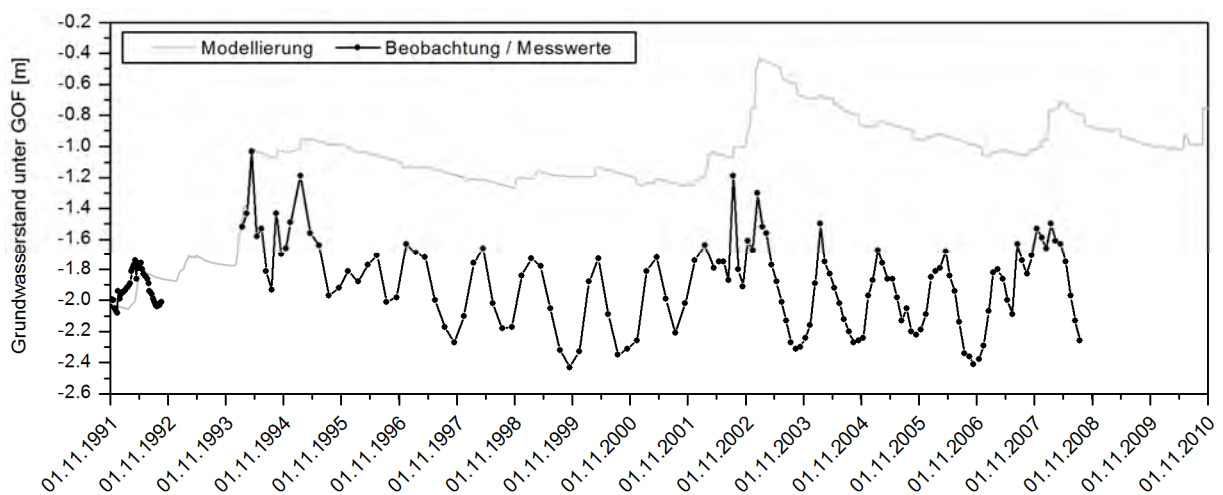


Abb. 3.30: Gemessene und simulierte Grundwasserstände an der Grundwassermessstelle 164OP in Polenzko (250 m-Raster; ohne Grundwassermodell). Datengrundlage: siehe Abb. 3.28, TWM (2013, 2014b).

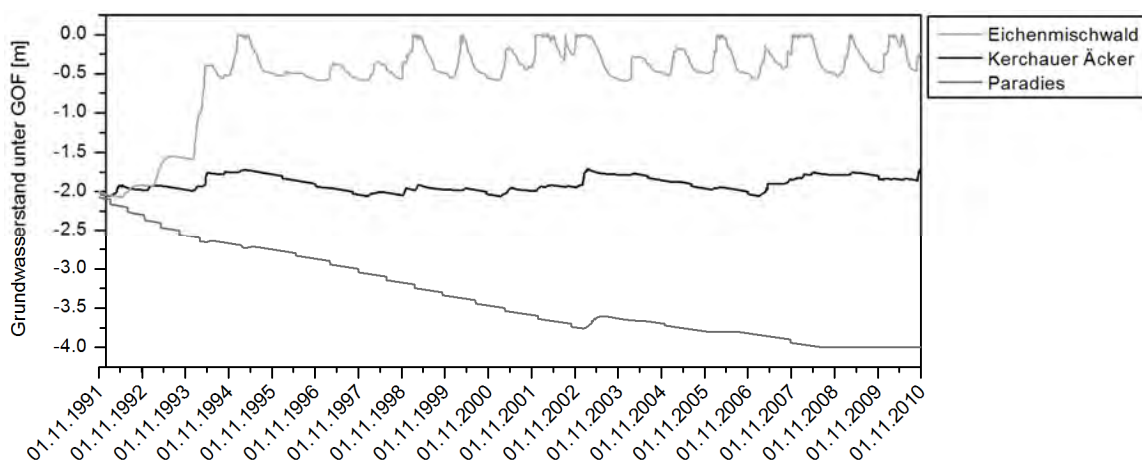


Abb. 3.31: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an den Standorten *Kerschauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Abb. 3.31 zeigt die mit WaSiM simulierten Grundwasserstände für die drei Monitoringstandorte. Die höchsten Grundwasserstände, die auch zugleich die größte saisonale Dynamik aufweisen, werden für den Standort *Eichenmischwald* berechnet. Zwar ist dieser Standort ganzjährig feucht und durch Grundwasser beeinflusst, jedoch sind die Grundwasserstände mit Werten zwischen 0.00 und ca. 0.50 m unter GOF sehr hoch. Während der Felduntersuchungen (2011–2013) wurde nicht beobachtet, dass das Grundwasser direkt an der Bodenoberfläche anstand. Zudem weist der Boden bis in eine Tiefe von 0.35 m unter GOF keine hydromorphen Merkmale auf, die auf einen bis zur Bodenoberfläche reichenden Grundwassereinfluss hindeuten.

Im Rahmen der Felduntersuchungen wurde beobachtet, dass saisonale Schwankungen der Grundwasserstände an diesem Standort auftraten. Während am Ende des Winters der Boden aufgrund des Grundwassereinflusses sehr feucht war, trocknete dieser in den Sommermonaten deutlich aus. Dennoch war er selbst im Sommer noch immer feucht. Auch der Wasserstand in dem in unmittelbarer Nähe liegenden und durch Grundwasser gespeisten Gutsgraben Polenzko ging in den Sommermonaten deutlich zurück und führte im Spätsommer zu einer Austrocknung des Grabens. Vor diesem Hintergrund ist die saisonale Dynamik des simulierten Grundwasserstandes am Standort *Eichenmischwald* plausibel; jedoch ist das Niveau der simulierten Grundwasserstände insgesamt zu hoch.

Plausibler sind die simulierten Grundwasserstände am Standort *Kerschauer Äcker*. Dieser Standort war auch während der Felduntersuchungen ganzjährig trocken. Eine Grundwasserbeeinflussung des Oberbodens konnte nicht festgestellt werden, zumal der Boden mindestens bis in eine Tiefe von 1.10 m auch keine hydromorphen Merkmale aufweist. In der Simulation fehlt jedoch ein wenig die saisonale Dynamik der Grundwasserstände. Da an der in der Nähe liegenden Grundwassermessstelle 322 in Kerchau (vgl. Anhang G) zwischen 1992 und 2010 meist Grundwasserstände um 3.00 m unter GOF gemessen wurden, ist davon auszugehen, dass sich diese auch auf den *Kerschauer Äcker* in dieser Größenordnung bewegen. Folglich sind die simulierten Grundwasserstände insgesamt etwas zu hoch.

Die für den Standort *Paradies* simulierten Grundwasserstände können nicht durch die im Feld gemachten Beobachtungen bestätigt werden. Auch bei diesem Standort handelt es sich um einen ganzjährig grundwasserbeeinflussten Standort, bei dem z. B. während der Bodenprofilaufnahme am 10. April 2013 bei 0.90 m unter GOF Wasser anstand. Auch die auffallende Marmorierung des Bodens ab einer Tiefe von 0.20 m unter GOF deutet darauf hin, dass der Oberboden staunässegeprägt ist. Dies lässt den Schluss zu, dass im *Paradies* Differenzen zwischen beobachteten und simulierten Werten bestehen. Auch eine saisonale Dynamik fehlt in der Modellierung vollständig, die jedoch während der Feldarbeit an diesem Standort beobachtet wurde.

In Abb. 3.32 ist die simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum für die drei Monitoringstandorte dargestellt. Es zeigt sich, dass die saisonale Dynamik der Bodenfeuchte gut durch das Modell wiedergegeben wird. Im Winter, wenn der Boden aufgrund des Niederschlagsüberschusses und lokalem Grundwassereinfluss feucht bis gesättigt ist, nimmt die Bodenfeuchte die höchsten Werte an. Im Sommer, wenn durch höhere Lufttemperaturen die ET zunimmt, nehmen auch die relativen Bodenfeuchtwerte deutlich ab.

Wie die Felduntersuchungen gezeigt haben, war der *Eichenmischwald* ganzjährig der feuchteste der drei Monitoringstandorte (vgl. Kap. 3.2). Dies spiegelt sich auch in der Modellierung wieder. Jedoch überrascht die Spannweite der Bodenfeuchtwerte, zumal während der Felduntersuchungen die Variabilität der gemessenen Bodenfeuchtwerte deutlich geringer war. Daher ist davon auszugehen, dass die Bodenfeuchteunterschiede zwischen Sommer und Winter in der Simulation insgesamt zu hoch ausfallen. Zwar bestätigen TDR-Messungen, die an ausgewählten Tagen während der Feldarbeit mit dem Fieldsout TDR 100 (Spectrum Technologies) gemacht wurden, dass die relativen Bodenfeuchtwerte in 0.20 m Tiefe im Spätsommer bei 5–10 % liegen können, jedoch betrifft dies nur den Oberboden. Als Mittelwerte für den gesamten Wurzelraum sind so niedrige Werte nicht realistisch, da durch den hohen Grundwasserstand im Sommer Wasser kapillar in den Wurzelraum auf-

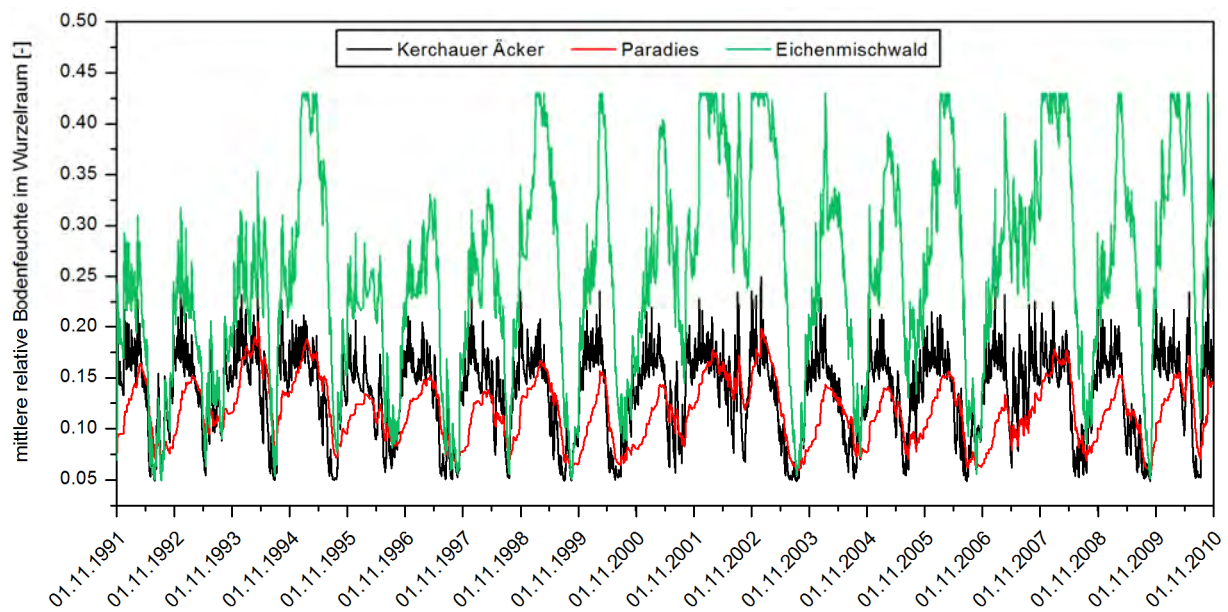


Abb. 3.32: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermode)ll) simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum an den Standorten *Kerschauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

steigt. Zudem haben die Saugspannungsmessungen gezeigt, dass sich im Sommer nur im Oberboden eine gewisse Austrocknungsdynamik ausbildet. Im Unterboden tritt diese nur selten auf, da er ganzjährig nass ist. Die TDR-Messungen haben zudem gezeigt, dass im Winter in 0.20 m Tiefe relative Bodenfeuchtwerte von 35–40 % vermehrt auftraten. Somit sind die simulierten mittleren relativen Bodenfeuchtwerte im Wurzelraum im Winter realistisch. Insgesamt weisen die simulierten Bodenfeuchtwerte eine zu große Variabilität auf und auch die ganzjährig feuchten Bedingungen werden durch das Modell nur teilweise abgebildet. Vielmehr müssten die relativen Bodenfeuchtwerte, insbesondere im Sommer, höher sein.

Abb. 3.33 zeigt die relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Eichenmischwald* für die hydrologischen Jahre 1997 bis 2003. Für den Oberboden wird – wie zu erwarten – eine deutliche saisonale Dynamik der Bodenfeuchte berechnet, wobei die Austrocknungsdynamik mit zunehmender Tiefe abnimmt. Dies ist plausibel, da der Einfluss von Witterung und Vegetation mit zunehmender Tiefe ab- und der Grundwassereinfluss zunimmt. Auch die simulierten Bodenfeuchtwerte

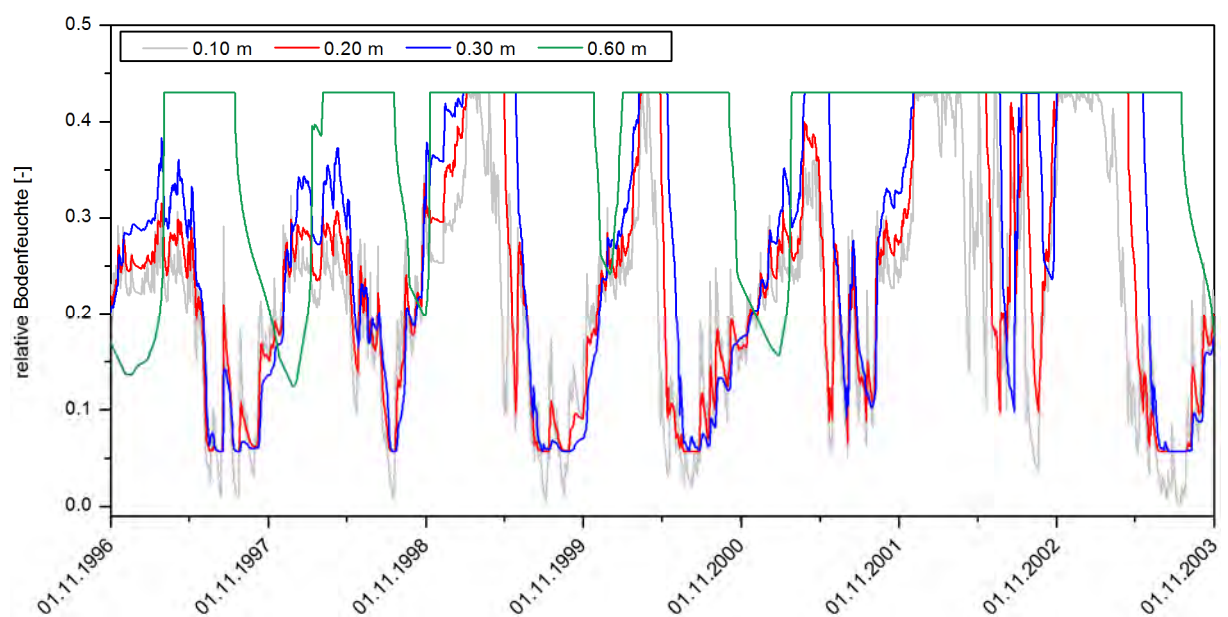


Abb. 3.33: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermode)ll) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Eichenmischwald*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

bis in eine Tiefe von 0.30 m scheinen im Vergleich mit den TDR-Messungen durchaus plausibel zu sein. Bereits in 0.60 m Tiefe ist der Boden meist gesättigt und weist nur vorübergehend geringere Bodenfeuchtwerte auf. Ab einer Tiefe von 0.70 m wird eine ganzjährige Sättigung des Bodens simuliert. Dies und dass der Boden in manchen Wintern – wie vom Modell berechnet – plötzlich stark austrocknet, ist nicht nachvollziehbar. Eine ganzjährige Sättigung des Bodens tritt erst in größerer Tiefe auf. Dies kann z. B. damit belegt werden, dass bei der Profilaufnahme am 15. September 2011 erst in einer Tiefe von 1.40 m unter GOF das Grundwasser anstand. Insgesamt ist die tiefendifferenzierte Darstellung der Bodenfeuchte nur teilweise plausibel. Die Werteamplitude ist zu groß und der standörtliche Bodenwasserhaushalt wird nur teilweise richtig durch das Modell wiedergegeben.

Der Verlauf der mittleren relativen Bodenfeuchte im Wurzelraum am Standort *Kerchauer Äcker* (vgl. Abb. 3.32) deckt sich gut mit den im Feld gemachten Beobachtungen. Die TDR-Messungen ergaben, dass im Winter die relativen Bodenfeuchtwerte meist bei 10–20 % lagen. Im Sommerhalbjahr, ungefähr zwischen Mai und August, war der Oberboden meist so stark ausgetrocknet, dass eine Messung der relativen Bodenfeuchte mit dem TDR-Gerät nicht möglich war. Die jahreszeitliche Dynamik der relativen Bodenfeuchte wird mit hoher Genauigkeit durch die Simulation wiedergegeben. Ebenso liegen die simulierten Werte im Bereich der Messwerte.

Abb. 3.34 zeigt die relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Kerchauer Äcker*. Während in der Simulation der Boden ab einer Tiefe von 2.20 m ganzjährig gesättigt ist, zeigt die Bodenfeuchte im Oberboden eine deutliche saisonale Dynamik. Diese weist eine hohe Übereinstimmung mit den im Feld gemachten Beobachtungen auf. Dass der Boden mit zunehmender Tiefe feuchter wird, deckt sich gut mit den Saugspannungsmessungen. Zudem ist nachvollziehbar, dass die Variabilität mit zunehmender Tiefe zurückgeht, da der Einfluss von Witterung und Vegetation mit zunehmender Tiefe abnimmt. Im Oberboden bis in eine Tiefe von 0.40 m wird die simulierte Bodenfeuchte durch die vorherrschende Witterung und die angebauten landwirtschaftlichen Kulturen beeinflusst. Folglich sind die täglichen und saisonalen Unterschiede in der Bodenfeuchte stärker ausgeprägt als im Unterboden. Auch die simulierten Bodenfeuchtwerte in 0.20 m Tiefe liegen im Bereich der TDR-Messwerte. Insgesamt sind die simulierten Bodenfeuchtwerte sowohl im Wurzelraum als auch in ihrer tiefendifferenzierten Darstellung am Standort *Kerchauer Äcker* im jahreszeitlichen Verlauf sowie in der Höhe der Werte plausibel.

Auch am Standort *Paradies* wird mit hoher Genauigkeit die jahreszeitliche Dynamik der relativen Bodenfeuchte im Wurzelraum wiedergegeben (vgl. Abb. 3.32). Allerdings sind hier, ebenso wie am

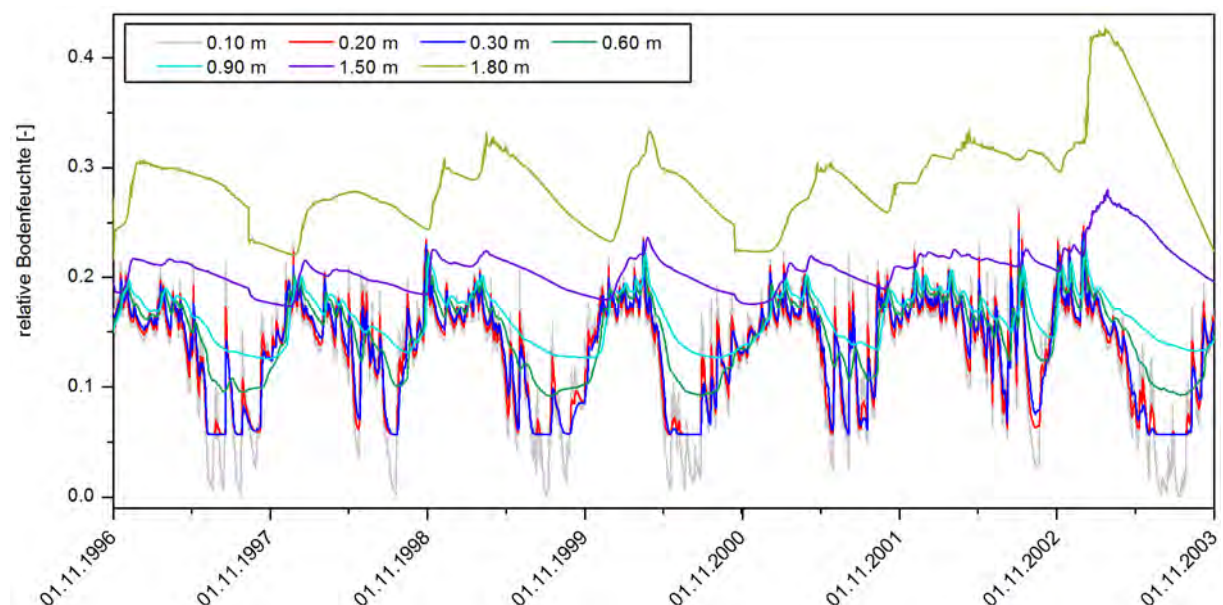


Abb. 3.34: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Kerchauer Äcker*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Standort *Eichenmischwald*, die relativen Bodenfeuchtwerte insgesamt zu niedrig. Auch wenn dieser Standort im Oberboden eine größere Austrocknungsdynamik als der Standort *Eichenmischwald* aufwies, ist dieser Standort dennoch ganzjährig feucht. Folglich müssten die mittleren relativen Bodenfeuchtwerte im Wurzelraum deutlich höher, wenn auch niedriger als am Standort *Eichenmischwald* sein. Zudem fällt auf, dass die Bodenfeuchtwerte – verglichen mit den beiden anderen Monitoringstandorten – nur eine sehr geringe Variabilität aufweisen. Dies ist darin begründet, dass von WaSiM für diesen Standort fast nie eine GWN, jedoch teilweise sehr hohe Werte für die Grundwasserzehrung simuliert werden. Dieses erklärt auch, warum die simulierten Grundwasserstände kontinuierlich absinken (vgl. Abb. 3.31). Da an der nahe gelegenen Grundwassermessstelle 164OP kein kontinuierliches Absinken der Grundwasserstände beobachtet wurde (vgl. Abb. 3.30), muss davon ausgegangen werden, dass die GWN an diesem Standort falsch durch das Modell berechnet wird. Auch auf den *Kerschauer Äckern* und im *Eichenmischwald* sind die simulierten Werte für die GWN gering und nicht mit den Messwerten vergleichbar.

Abb. 3.35 zeigt die relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Paradies*. Auch an diesem Standort treten die größten Unterschiede bei den simulierten relativen Bodenfeuchtwerten im Oberboden bis in eine Tiefe von 0.30 m unter GOF auf. Ebenso nimmt die saisonale Variabilität mit zunehmender Tiefe ab. Es fällt auf, dass die Bodenfeuchte nicht mit zunehmender Tiefe zunimmt, sondern z. B. mit Werten von im Mittel 14 % in 2.00 m Tiefe vergleichsweise geringe Werte annimmt. Eine Sättigung des Unterbodens – wie sie aufgrund der Feldbeobachtungen zu erwarten ist – wird nicht vom Modell berechnet. Insgesamt sind die simulierten Bodenfeuchtwerte zu gering und die tiefendifferenzierte Darstellung der relativen Bodenfeuchtwerte entspricht v. a. im Unterboden nicht der Realität. Somit werden die standörtlichen Wasserhaushaltsbedingungen nur teilweise plausibel durch das Modell abgebildet.

Tab. 3.15 und Abb. 3.36 zeigen ausgewählte Simulationsergebnisse am Standort *Eichenmischwald*. Der Q_B ist im gesamten Untersuchungszeitraum mit simulierten Werten von meist zwischen 0.095 und 0.100 mm d⁻¹ sehr gering und weist nur eine minimale saisonale Dynamik auf. Der Q_D , für den teilweise Werte von bis zu 33 mm d⁻¹ berechnet werden, tritt nur an wenigen Tagen im Jahr auf, wenn der Boden gefroren ist und Schneeschmelze eintritt oder wenn große Niederschlagsmengen fallen. Jedoch führen diese Gegebenheiten nicht immer zur Bildung von Q_D . So wird z. B. am 26. September 2010 kein Q_D berechnet, obwohl 38.6 mm Niederschlag fielen. An anderen Tagen (z. B. 23. Februar 2010) übersteigt der Q_D die gefallene Niederschlagsmenge deutlich oder es wird Q_D berechnet, obwohl kein Niederschlag fällt (z. B. 20. Februar 2010). Auch die simulierten Werte für den Q_{fi} sind mit Werten zwischen 0.0 und 0.5 mm d⁻¹ gering und größtenteils nicht nachvollziehbar. Zudem werden teilweise lange Perioden mit einem Q_{fi} von 0.0 mm d⁻¹ simuliert. Somit sind die simulierten

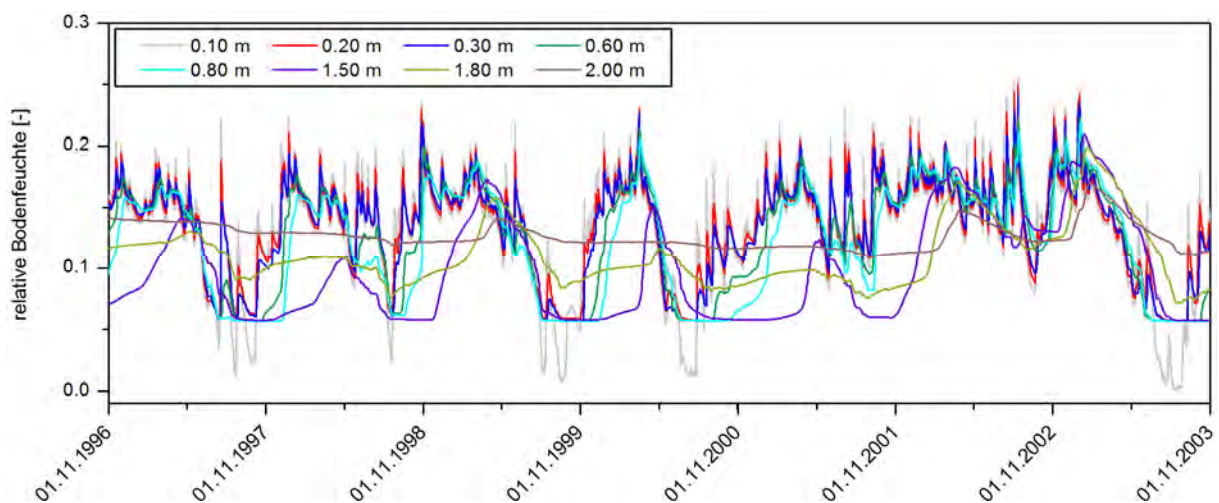


Abb. 3.35: Mit WaSiM-ETH simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Paradies*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Tab. 3.15: Ausgewählte Simulationsergebnisse am Standort *Eichenmischwald* (WaSiM ohne Grundwassermodell). Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Datum	SWR [mm]	KA [mm]	Q_D [mm]	Q_{ifi} [mm]	Q_B [mm]	N [mm]	rF [%]	pET [mm]	aET [mm]
18.–23.02.2010	1.2	0	3.6	0	0.1	0.4	82.6	0	0
	0	0	8.1	0	0.1	3.3	90.1	0	0
	0	0	5.9	0	0.1	0	73.8	0	0
	0	0	0.6	0	0.1	1.0	87.6	0	0
	0	0	7.8	0	0.1	1.0	81.9	0	0
	0	0	10.5	0	0.1	4.2	87.5	0	0
24.–28.09.2010	$1.0 \cdot 10^{-12}$	$2.8 \cdot 10^{-12}$	0	0	0.096	6.7	78.0	1.2	0.9
	$2.2 \cdot 10^{-12}$	$1.3 \cdot 10^{-12}$	0	0	0.096	27.2	93.3	0.3	0.3
	0.4	0	0	0.2	0.096	38.6	95.2	0.2	0.2
	0.9	0	33.4	0.4	0.096	35.1	96.9	0.2	0.2
	1.3	0	0	0.4	0.096	0.4	91.9	0.3	0.3

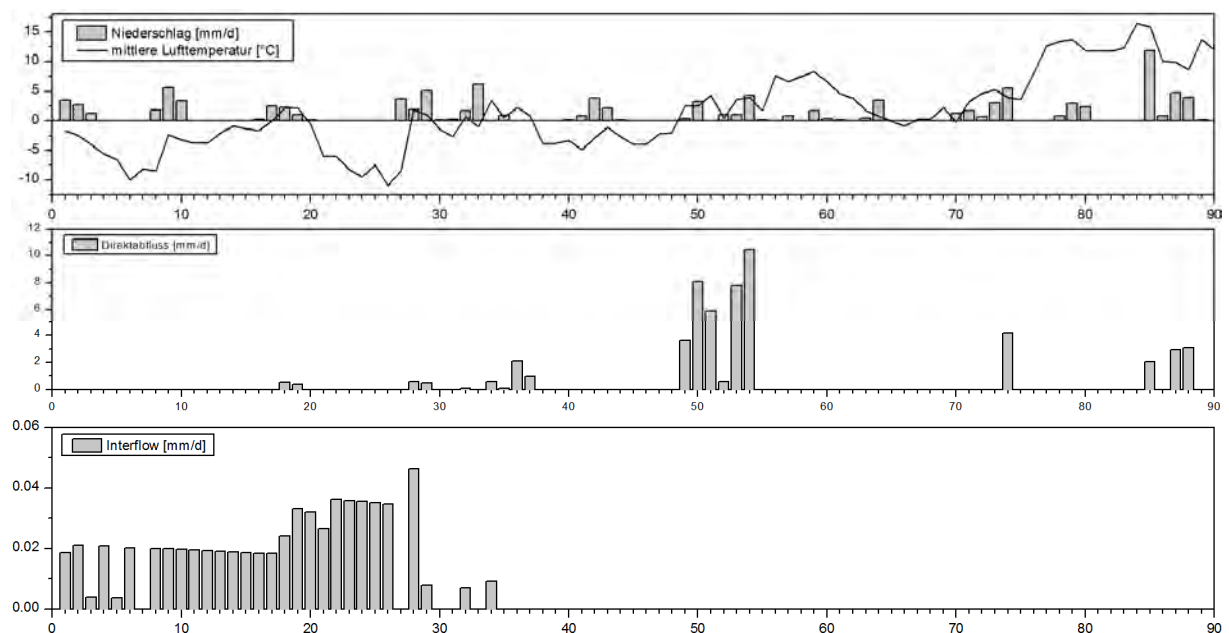


Abb. 3.36: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte meteorologische und hydrologische Größen am Standort *Eichenmischwald* vom Januar bis März 2010 (Auflösung: 250 m x 250 m). x-Achse: Tag im Jahr. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Werte der Abflusskomponenten am Standort *Eichenmischwald* nicht plausibel.

Abb. 3.37 zeigt den simulierten Verlauf ausgewählter meteorologischer und hydrologischer Größen am Standort *Kerchauer Äcker* im Dezember 1997. Wie im gesamten Simulationszeitraum war der Q_B , der hier nicht dargestellt ist, mit Werten von weniger als 0.09 mm d^{-1} sehr gering und wies kaum eine zeitliche Dynamik auf. Der Q_{ifi} wies hingegen eine deutliche saisonale Dynamik im gesamten Simulationszeitraum auf. Während im Winter die höchsten Werte auftraten, waren diese im Sommer deutlich gemindert. Der Q_{ifi} reagierte nicht immer unmittelbar auf Niederschlagsereignisse (z. B. 1.–3. Dezember 1997), v. a. dann nicht, wenn die Niederschläge als Schnee fielen. Teilweise reagierte er zeitverzögert auf Niederschläge (z. B. 24.–25. Dezember 1997).

Während des gesamten Simulationszeitraumes trat Q_D nur an wenigen Tagen im Winter auf. Da die Infiltrationskapazität der Sandböden hoch ist und somit das Niederschlagswasser i. d. R. in den Boden infiltrierte, trat Q_D nur dann auf, wenn der Boden gefroren war und es zur Schneeschmelze kam. In diesem Fall konnte das Schmelzwasser oberflächlich abfließen (vgl. Abb. 3.37). Da vom 15.–20. Dezember 1997 die T_{mit} unter 0°C lagen, gefror der Boden zumindest oberflächlich. Die am

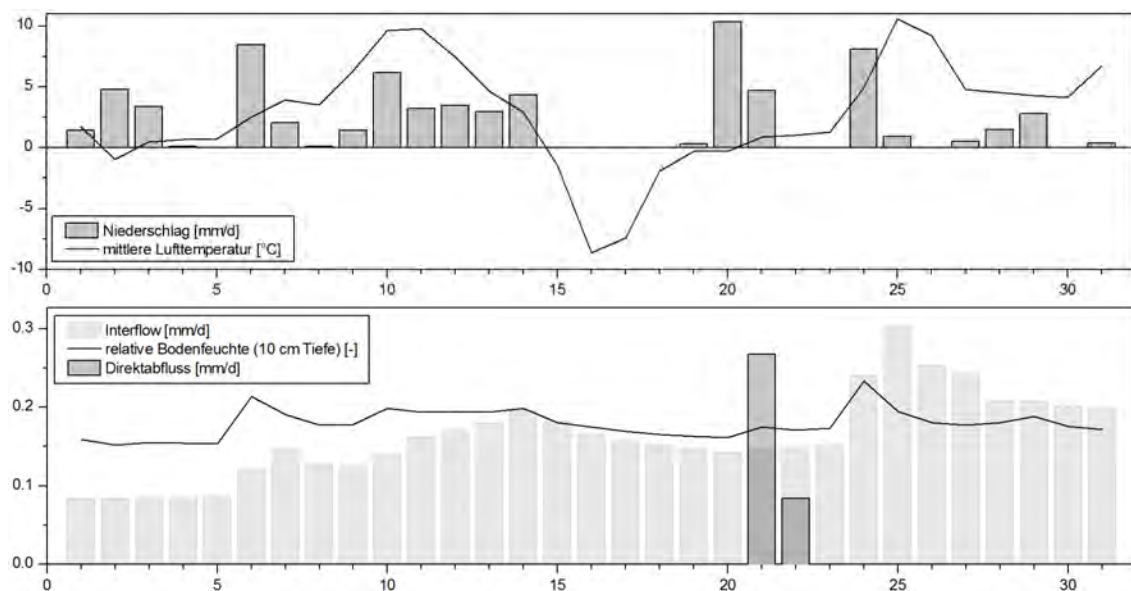


Abb. 3.37: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte meteorologische und hydrologische Größen am Monitoringstandort *Kerschauer Äcker* im Dezember 1997 (Auflösung: 250 m x 250 m). x-Achse: Tag im Monat. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

19. und 20. Dezember 1997 als Schnee gefallenen Niederschläge tauten aufgrund steigender Lufttemperaturen in den darauf folgenden Tagen. Aufgrund des gefrorenen Bodens floss das Schmelzwasser oberflächlich als Q_D ab. Eine Infiltration des Schmelzwassers war erst nach Auftauen des (Ober-) Bodens möglich; dies äußerte sich auch in einem Anstieg der relativen Bodenfeuchte in 0.10 m Tiefe.

Insgesamt ist die Simulation des Q_D und Q_{fi} weitestgehend plausibel. Der Q_B weist jedoch fast keine saisonale Dynamik und insgesamt zu geringe Werte auf. Auch am Standort *Paradies* ergaben sich wie am Standort *Kerschauer Äcker* vergleichbare Ergebnisse bzgl. der Abflusskomponenten Q_D , Q_B und Q_{fi} . Deshalb wird auf eine gesonderte Darstellung verzichtet. Ein Beispiel für die zuvor erläuterten Sachverhalte ist in Anhang I dargestellt.

An den Monitoringstandorten *Kerschauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald* sind die simulierten Werte für die SWR und den KA nicht immer nachvollziehbar (Tab. 3.16). So tritt an einzelnen Tagen z. B. KA auf, obwohl Niederschlag fällt. Zudem sind die simulierten Werte des KA teilweise mit

Tab. 3.16: Ausgewählte Simulationsergebnisse an den Standorten *Kerschauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald* (WaSiM-ETH ohne Grundwassermodell). Auflösung: 250 m x 250 m. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Standort	Datum	SWR [mm]	KA [mm]	N [mm]	rF [%]	pET [mm]	aET [mm]
<i>Kerschauer Äcker</i>	02.–04.11.1996	$1.3 \cdot 10^{-11}$	3.6	1.9	86.5	0.42	0.27
		0	6.8	0	86.2	0.44	0.28
		0	0.3	0	76.4	0.73	0.47
	23.04.1994	4.3	0	0	46.6	2.3	1.2
<i>Paradies</i>	12.–14.09.1993	$8.1 \cdot 10^{-11}$	16.4	4.3	90.0	0.11	0.07
		0	1.9	15.9	91.9	0.07	0.05
		0	0.5	0	81.6	0.20	0.16
	06.03.1997	0	14.7	0	89.4	0.07	0.04
<i>Eichenmischwald</i>	08.–10.11.1998	1.7	0	3.5	89.2	0.25	0.21
		3.3	0	7.9	98.2	0.08	0.07
		14.1	0	3.0	97.9	0.09	0.08
	20.–23.02.2004	1.6	0	0	63.2	0.62	0.59
		2.6	0	0	51.0	0.81	0.76
		7.3	0	0	67.6	0.50	0.56
		8.2	0	0	76.6	0.33	0.29

Werten von mehr als 10 mm d^{-1} sehr hoch und übersteigen deutlich die Werte, die in Deutschland klimatisch möglich sind (z. B. Ad-hoc-AG Boden 2005). Insbesondere sind so hohe Werte für den KA im Winter nicht plausibel. An einzelnen Tagen wird vom Modell gleichzeitig KA, Sickerwasser und Niederschlag berechnet, welche jedoch aus physikalischen Gründen nicht gleichzeitig auftreten können. Ebenso ist nicht nachvollziehbar, warum teilweise in niederschlagsfreien Perioden eine Sickerwasserbildung simuliert wird und warum die Sickerwassermenge teilweise die Niederschlagsmenge erheblich übersteigt. Somit sind die simulierten Werte für die SWR und den KA an den drei Monitoringstandorten nur teilweise nachvollziehbar.

Für das EZG der Grimmer Nuthe werden mit WaSiM keine geschlossenen Wasserbilanzen simuliert (Tab. 3.17). Dabei wird in einzelnen Jahren ein Wasserüberschuss (z. B. 1999, 2006), in anderen ein Wassermangel (z. B. 2001, 2007) simuliert. Dies kann unterschiedliche Gründe haben. Einerseits weist die Simulation des Abflusses am Pegel Strinum Differenzen zu den Messungen auf, die einen direkten Einfluss auf die Höhe des simulierten Q_{ges} und somit auf die Wasserbilanz haben. Andererseits sind die simulierten GWN-Raten sehr gering. Berechnungen mit dem TUB-BGR-Verfahren (vgl. Kap. 3.4) sowie von Luckner et al. (2002) haben ergeben, dass die GWN im *Westfläming* deutlich höhere Werte annimmt. Dies lässt vermuten, dass die GWN durch WaSiM unterschätzt wird. Verglichen mit Literaturwerten scheinen die Werte der aET hingegen plausibel zu sein (Blüthgen & Weischet 1980, Meuser 1992, Wilhelm 1997).

Obwohl die Prozesse, die zur Abflussbildung beitragen, relativ gut am Pegel Strinum abgebildet werden, kann eine nahezu 100 %-ige Übereinstimmung zwischen dem simulierten Q_{ges} und den gemessenen Abflusswerten nicht erreicht werden. Dennoch werden die Tendenzen des Q_{ges} zuverlässig abgebildet. Dies gilt sowohl für den Kalibrierungs- als auch für den Validierungszeitraum.

Wird nur die Abflussganglinie am Pegel Strinum zur Beurteilung der Modellanpassung heran-

Tab. 3.17: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) modellierte Wasserbilanzen im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe. Die Berechnungen erfolgten auf einem $250 \text{ m} \times 250 \text{ m}$ Raster. In der Tabelle dargestellt sind die Gebietsmittelwerte des gesamten Einzugsgebietes. Spalte 2: gemessene Werte, Spalten 3–6: modellierte Werte. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Hydrologisches Jahr	Niederschlag [mm a^{-1}]	aET [mm a^{-1}]	Q_{ges} [mm a^{-1}]	GWN [mm a^{-1}]	aET + Q_{ges} + GWN (=Niederschlag) [mm a^{-1}]	Differenz zwischen Spalte 2 und 6 [mm a^{-1}]
1992	618	465	116	-6	575	43
1993	605	462	136	3	601	4
1994	773	444	242	31	716	57
1995	523	408	195	6	608	-86
1996	463	397	83	-14	466	-4
1997	447	396	108	0	504	-57
1998	631	440	113	6	559	73
1999	454	417	141	23	582	-127
2000	536	392	129	8	529	7
2001	627	447	126	8	580	46
2002	703	457	205	33	694	9
2003	488	359	187	12	558	-71
2004	498	412	116	0	527	-30
2005	581	442	113	2	556	25
2006	528	453	126	17	597	-69
2007	753	523	145	15	683	70
2008	630	465	179	23	666	-36
2009	525	430	128	4	562	-37
2010	745	430	221	32	684	61

gezogen, so kann festgehalten werden, dass die hydrologischen Bedingungen im EZG der Grimmer Nuthe ausreichend genau durch das Modell WaSiM abgebildet werden können. Dies sieht jedoch anders aus, wenn einzelne Wasserhaushaltskomponenten an weiteren Kontrollpunkten im EZG betrachtet werden. Hier liefert WaSiM teilweise Ergebnisse, die nicht plausibel sind.

3. Räumliche Verteilung ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten und ihre Bewertung

Für eine erfolgreiche Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe ist neben der möglichst genauen Abbildung der Abflussganglinie am Pegel Strinum auch die zeitlich und räumlich plausible Darstellung verschiedener hydrologischer Wasserhaushaltskomponenten wie Abfluss, Bodenfeuchte, GWST und GWN notwendig (Rupp et al. 2013), wodurch das Modell auch erst szenariofähig wird. Anhand von Ergebnissen des hydrologischen Jahres 1997 und langjähriger Mittelwerte der hydrologischen Jahre 1992–2010 wird die räumliche und zeitliche Verteilung ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten analysiert.

Abb. 3.38 zeigt beispielhaft die mit WaSiM simulierte räumliche Verteilung des Q_{ges} , der GWST und GWN für das hydrologische Jahr 1997, in welchem die beste Übereinstimmung zwischen Mess- und Modellierungswerten am Pegel Strinum vorlag ($NSE = 0.75$). Die Simulationsergebnisse zeigen, dass im hydrologischen Jahr 1997, unabhängig von der verwendeten Auflösung, die höchsten Q_{ges} mit Werten von bis zu mehr als 225 mm a^{-1} für den Bereich der Siedlungen berechnet werden (Abb. 3.38a/b). Ein Großteil des Q_{ges} entfällt dabei auf den Q_D , der in beiden verwendeten Auflösungen Werte von bis zu 163 mm a^{-1} annimmt. Damit tritt auf diesen Flächen der einzige nennenswerte Q_D auf. Dies ist nachvollziehbar, da nur auf versiegelten Flächen nach Niederschlagsereignissen Q_D auftreten kann. Die übrigen Flächen des EZG weisen aufgrund des überwiegend sandigen Bodensubstrates eine hohe Infiltrationskapazität auf, sodass hier im hydrologischen Jahr 1997 kein Q_D auftritt. Dies kann durch eigene Beobachtungen, die während der Feldarbeiten gemacht wurden, bestä-

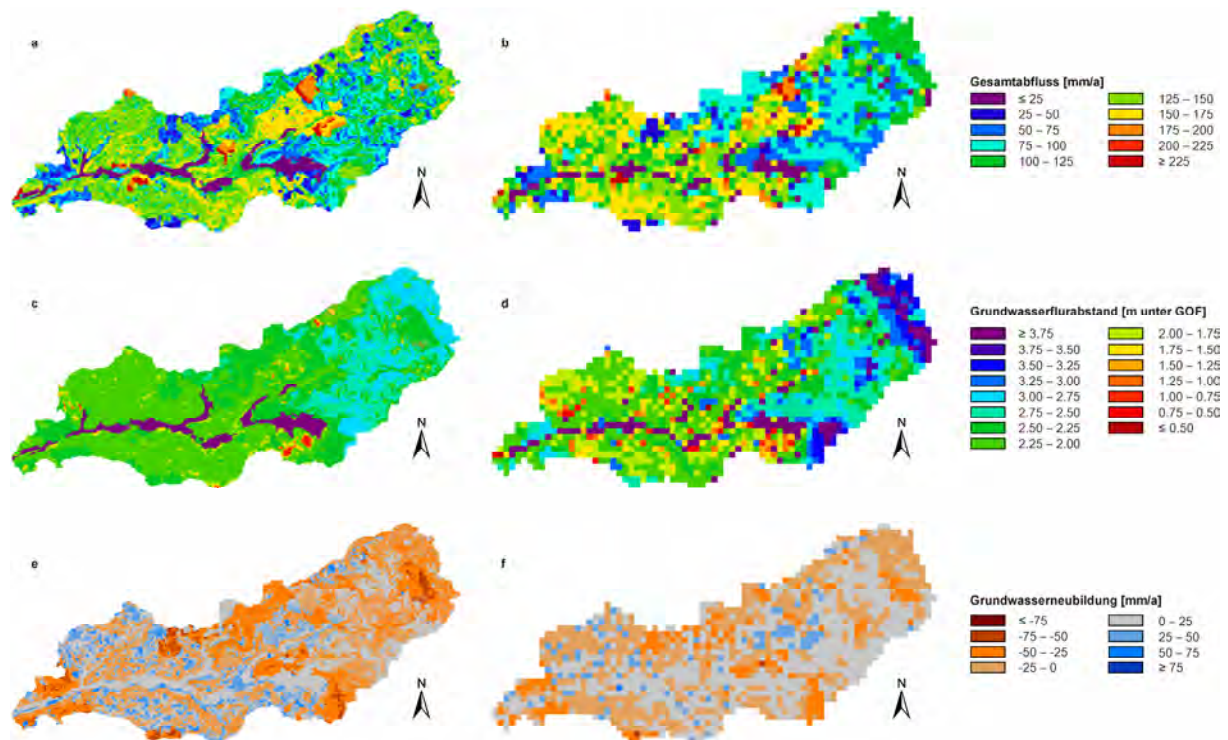


Abb. 3.38: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe simulierter Gesamtfluss, Grundwasserflurabstand und simulierte Grundwasserneubildung im hydrologischen Jahr 1997. a + c + e: 25 m x 25 m Auflösung, b + d + f: 250 m x 250 m Auflösung. Die Parametrisierung ist bei beiden Modellvarianten identisch. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

tigt werden. Ferner tritt unter den versiegelten Flächen Q_B in der Höhe von ca. 30 mm a^{-1} auf, der übrige Teil des Q_{ges} entfällt auf den Q_{ifi} .

Die niedrigsten Abflussmengen im EZG wurden in den als Weide und Wiese genutzten Flussauen, überwiegend auf Niedermoortorfen und fluviatilen Lehmsanden, berechnet (Abb. 3.39). Mit simulier-

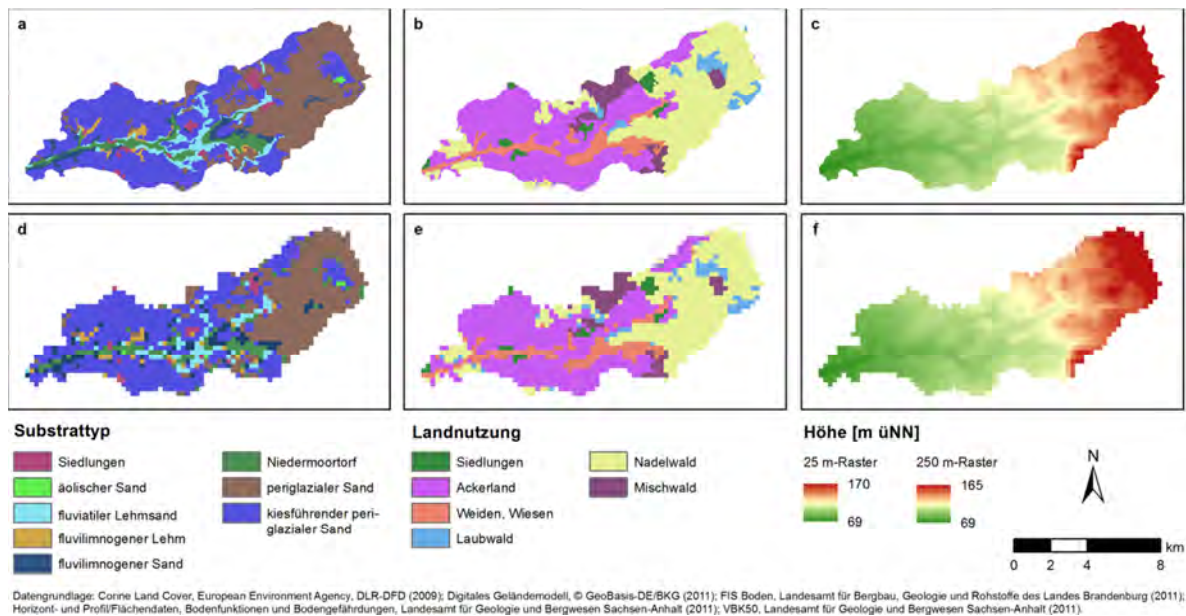


Abb. 3.39: Für die Simulation verwendete Substrattypen (a, d), Landnutzung (b, e) und Topographie (c, f) im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe. a–c: 25 m x 25 m Auflösung, d–f: 250 m x 250 m Auflösung. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

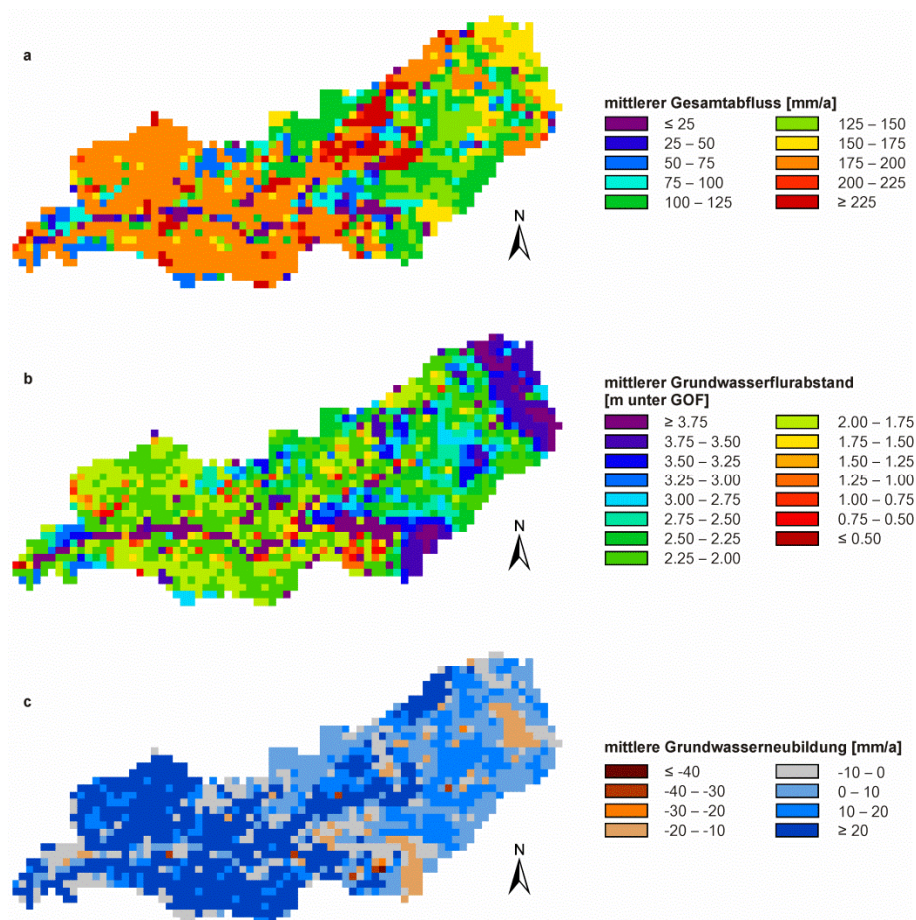


Abb. 3.40: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe simulierte Werte für den mittleren Gesamtabfluss (a), mittleren Grundwasserflurabstand (b) und mittlere Grundwasserneubildung (c) in den hydrologischen Jahren 1992–2010. Auflösung: 250 m x 250 m. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

ten Werten von meist 0 mm a^{-1} tritt im (Auen-)Bereich der Grimmer Nuthe quasi kein Abfluss auf. Somit sind die simulierten Werte für Q_{ges} , Q_D , Q_B und Q_{ifl} in diesem Bereich nicht nachvollziehbar.

Im übrigen EZG der Grimmer Nuthe liegen die simulierten Q_{ges} meist zwischen 50 und 175 mm a^{-1} . Insbesondere in der 25 m -Auflösung wird deutlich, dass die Topographie einen großen Einfluss auf die Höhe des Q_{ges} hat und somit das Abflussgeschehen durch kleinräumige Unterschiede im Relief modifiziert wird. An Stellen mit etwas größeren Hangneigungen nehmen die Abflussmengen zu, während diese auf ebenen Flächen geringer ausfallen. Der größte Teil des Q_{ges} entfällt auf den Q_{ifl} , wobei die höchsten Werte für Ackerflächen berechnet werden. Im *Hohen Fläming* sind die simulierten Werte für Laub- und Mischwald höher als für Nadelwald. Der Q_B liegt im gesamten EZG bei Werten zwischen 28 und 36 mm a^{-1} , wobei er im *Zerbster Ackerland* etwas höher als im *Hohen Fläming* ausfällt.

Verglichen mit den Werten des hydrologischen Jahres 1997 treten bei der räumlichen Differenzierung des Q_{ges} im langjährigen Mittel der hydrologischen Jahre 1992–2010 keine großen Unterschiede auf (Abb. 3.40a). Auch im langjährigen Mittel werden die höchsten Werte für das *Zerbster Ackerland* berechnet, jedoch sind diese mit Werten von meist 175 – 200 mm a^{-1} höher als 1997. Mit Werten von meist 100 – 175 mm a^{-1} fällt der Q_{ges} auch im langjährigen Mittel im *Zerbster Ackerland* geringer als im *Hohen Fläming* aus und ist etwas höher als 1997. Sehr niedrige Werte werden wie 1997 für die Auenbereiche der Grimmer Nuthe berechnet.

Insgesamt ist plausibel, dass die höchsten Abflusswerte im Siedlungsbereich auftreten. Nicht nachvollziehbar ist hingegen, dass im Auenbereich quasi kein Abfluss simuliert wird. Auch im übrigen EZG ist die räumliche Verteilung der Abflusskomponenten nicht überall plausibel.

Ein anderes Bild ergibt sich für die GWST (Abb. 3.38c/d). Hier sind deutliche Unterschiede zwischen den beiden verwendeten Auflösungen im hydrologischen Jahr 1997 vorhanden, die v. a. im *Hohen Fläming* sichtbar werden. Während in der 25 m -Auflösung die simulierten GWST z. B. im brandenburgischen Teil des *Hohen Fläming*s zwischen 2.00 und 3.00 m unter GOF liegen, liegen diese in der 250 m -Auflösung bei mehr als 3.00 m unter GOF. Im *Zerbster Ackerland* bestehen Unterschiede v. a. darin, dass für das 250 m -Raster mehr grundwassernahe Flächen berechnet werden. Während in der 25 m -Auflösung GWST von weniger als 1.75 m unter GOF nur vereinzelt auftreten, werden diese in der 250 m -Auflösung für deutlich mehr Stellen im EZG ausgewiesen. Diese grundwassernahen Flächen können keiner bestimmten Landnutzung und/oder keinem bestimmten Substrattyp zugeordnet werden. Auffallend ist auch, dass – unabhängig von der Auflösung – die niedrigsten GWST mit Werten von $\geq 3.75 \text{ m}$ unter GOF für die grünlandwirtschaftlich genutzten Auenbereiche (Niedermoor- toorfe, fluviatile Lehmsande) berechnet werden.

Der Vergleich der simulierten GWST des hydrologischen Jahres 1997 mit den langjährigen Mittelwerten zeigt, dass keine großen Unterschiede in der räumlichen Verteilung vorliegen (Abb. 3.40b). So liegen auch im langjährigen Mittel die höchsten simulierten Werte im Bereich der Grimmer Nuthe und die niedrigsten in Teilen des *Hohen Fläming*s.

Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den beiden verwendeten Auflösungen, die räumliche Verteilung und die Höhe der GWST nicht immer plausibel. So ist z. B. nicht nachvollziehbar, warum die höchsten GWST in den Auenbereichen und nicht wie zu erwarten im *Hohen Fläming* auftreten, da die Auenböden saisonal bis ganzjährig grundwasserbeeinflusst sind. Daraus folgt, dass die simulierten GWST in den Auenbereichen der Grimmer Nuthe deutlich höher sein müssten.

Ähnlich wie beim Q_{ges} besteht auch bei der GWN zwischen den beiden verwendeten Auflösungen eine hohe Übereinstimmung (Abb. 3.38e/f). Die niedrigsten GWN-Raten wurden unter Nadelwald über kiesführenden periglazialen Sanden berechnet. Auf diesen Flächen findet Grundwasserzehrung statt. Vergleichsweise hohe GWN-Raten wurden beispielsweise im Auenbereich unter fluviatilen Lehmsanden berechnet, die als Weide und Wiese genutzt werden. Jedoch ist diese räumliche Verteilung nicht plausibel, da z. B. in den Auenbereichen ganzjährig ausreichend Wasser zur Verfügung steht und es somit zur Grundwasserzehrung kommen müsste. Zudem müssten unter den Nadelwäldern über den kiesführenden periglazialen Sanden die GWN-Raten deutlich höher sein, da diese Bö-

den nur geringe Wassermengen speichern können. Zudem ist der *Hohe Fläming* ein wichtiges Grundwassergewinnungsgebiet, sodass hier auch Grundwasser gebildet werden muss, welches gefördert werden kann. Diesen Sachverhalt spiegelte die Simulation nicht hinreichend wider.

Auch die mittlere langjährige simulierte räumliche Verteilung der GWN weist keine deutlichen Unterschiede zum hydrologischen Jahr 1997 auf (Abb. 3.40c). Jedoch fällt die simulierte GWN im EZG der Grimmer Nuthe im langjährigen Mittel mit Werten meist zwischen 0 und 30 mm a⁻¹ deutlich geringer als 1997 aus. Ebenso ist die GWN mit im Mittel 11 mm a⁻¹ sehr gering. Wie im hydrologischen Jahr 1997 treten die höchsten GWN-Raten unter kiesführendem periglazialen Sand und Acker auf (GWN zwischen 20 und 30 mm a⁻¹). Während insgesamt die GWN im *Zerbster Ackerland* etwas niedriger ausfällt, tritt v. a. in den Auenbereichen der Grimmer Nuthe im langjährigen Mittel Grundwasserzehrung auf.

In Abb. 3.41 sind die mittleren monatlichen Werte der relativen Bodenfeuchte im Wurzelraum für das hydrologische Jahr 1997 dargestellt. Da die Ergebnisse zwischen den beiden verwendeten Auflösungen keine grundsätzlichen Unterschiede aufweisen, werden hier beispielhaft die Simulationsergebnisse der 25 m-Auflösung dargestellt. Die saisonale Variabilität der Bodenfeuchte wird zuverlässig durch das Modell abgebildet, indem die Wintermonate deutlich höhere Bodenfeuchtwerte als die Sommermonate aufweisen. Räumlich kann das EZG der Grimmer Nuthe grob in drei Bereiche eingeteilt werden, die eine durch unterschiedliche Bodensubstrate und Landnutzungen hervorgerufene Entwicklung der Bodenfeuchte im Jahresverlauf aufzeigen.

1. *Auenbereiche der Grimmer Nuthe.* Auf diesen grünlandwirtschaftlich genutzten Flächen, überwiegend auf Niedermoortorfen und fluviatilen Lehmsanden, werden mit Abstand die höchsten Bodenfeuchtwerte im EZG der Grimmer Nuthe simuliert. Während durch das Modell nahezu im gesamten Winterhalbjahr eine Sättigung des Bodens berechnet wird, wird im Sommerhalbjahr eine zunehmende Austrocknung dieser Böden simuliert. Dies ist nachvollziehbar, da im Sommer mit steigenden Lufttemperaturen die ET-Raten zunehmen. Auch die Messwerte am Pegel Strinum belegen, dass der Abfluss im Sommer in der Grimmer Nuthe deutlich geringer als im Winterhalbjahr ist. Ebenso bestätigen die im Feld gemachten Beobachtungen, dass die Wasserstände der Grimmer Nuthe im Sommer deutlich zurückgehen.
2. *Zerbster Ackerland ohne die Auenbereiche.* Die überwiegend ackerbaulich genutzten Flächen auf kiesführenden periglazialen Sanden weisen im Winter simulierte Bodenfeuchtwerte von 15–20 % auf. Diese gehen im Sommer auf Werte zwischen 5 und 10 % zurück. Die simulierte zunehmende Austrocknung des Bodens ab April ist plausibel, da mit Beginn der Vegetationsperiode und der damit einhergehenden Entwicklung der angebauten landwirtschaftlichen Kulturen die Transpiration zunimmt. Im Winter kann hingegen – aufgrund des meist nur dünn bewachsenen Bodens – das Niederschlagswasser in den Boden infiltrieren und erhöht somit die Bodenfeuchte. Die insgesamt niedrigen Bodenfeuchtwerte sind dabei auf den hohen Sandanteil des Bodens mit im Mittel 83 % (vgl. Anhang E, Tab. A.9) zurückzuführen.
3. *Hoher Fläming.* Die im Mittel geringsten simulierten Bodenfeuchtwerte im EZG der Grimmer Nuthe treten im *Hohen Fläming* auf, wobei hiervon v. a. Flächen mit Nadelwäldern auf periglazialen Sand betroffen sind. Während im Winter die simulierten relativen Bodenfeuchtwerte bei 5–10 % liegen, gehen diese im Sommer auf Werte unter 5 % zurück. Auch wenn die simulierten Bodenfeuchtwerte insgesamt etwas zu niedrig zu sein scheinen, ist es plausibel, dass die Bodenfeuchtwerte im *Hohen Fläming* niedriger als im übrigen EZG sind. Denn einerseits weisen die Böden aufgrund des hohen Sandanteils, der im Mittel bei 90 % liegt (vgl. Anhang E, Tab. A.9), eine geringe nFK auf, andererseits entziehen die Nadelbäume durch ihre ganzjährige Transpiration ständig dem Boden Wasser. Da die ET-Raten im Sommer höher als im Winter sind, ist auch die Bodenfeuchte im Sommer geringer als im Winter.

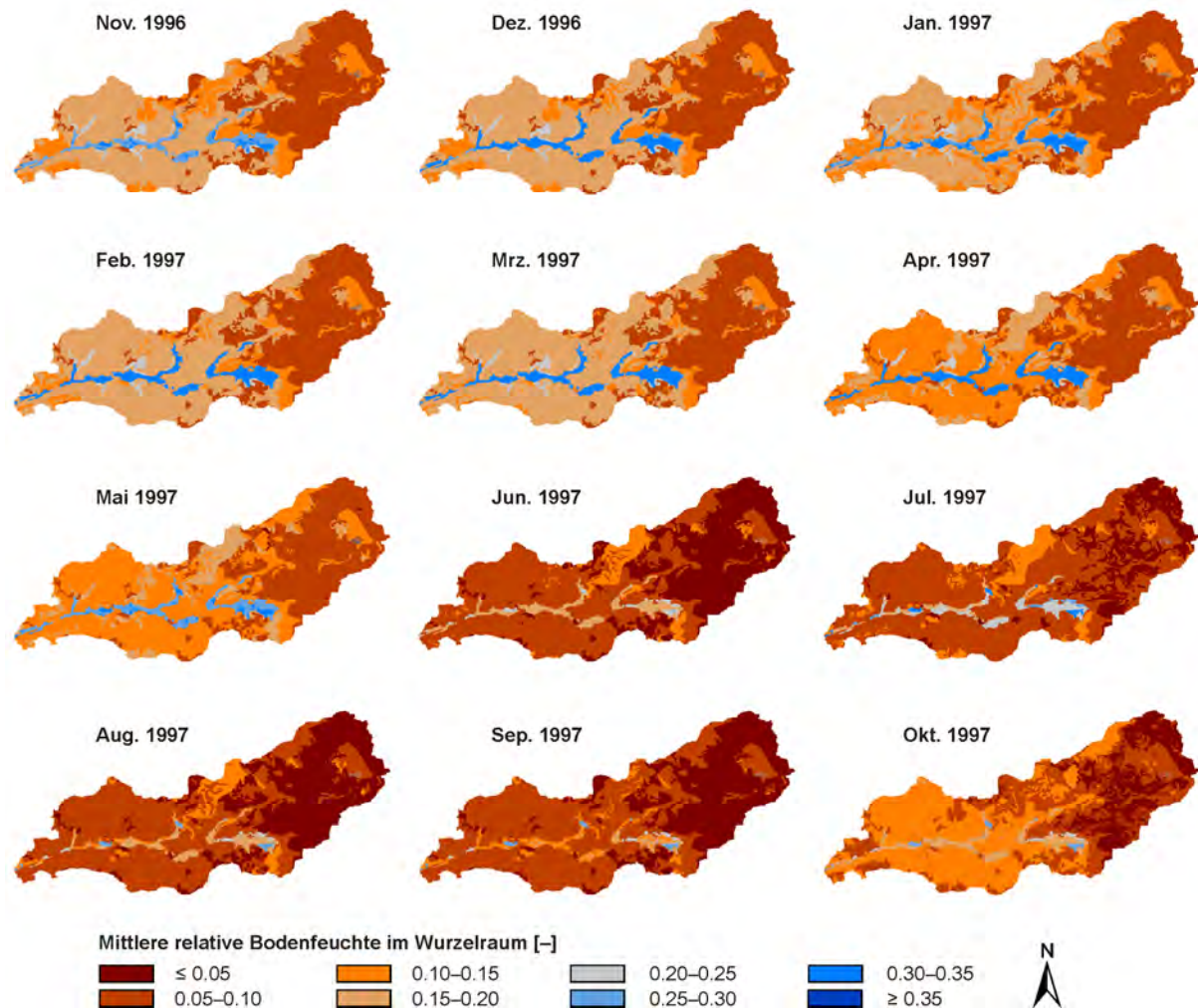


Abb. 3.41: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte mittlere monatliche relative Bodenfeuchte im Wurzelraum im hydrologischen Jahr 1997 (Auflösung: 25 m x 25 m). Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Auch der Vergleich der langjährigen Mittelwerte der simulierten relativen Bodenfeuchtwerte im Wurzelraum mit den Werten des hydrologischen Jahres 1997 zeigt, dass die räumliche Verteilung sehr ähnlich ist (Anhang J). Es liegt hier wiederum eine Dreiteilung des EZG vor. Jedoch weichen die langjährigen Mittelwerte leicht von denen des Jahres 1997 ab. So ist z. B. der Sommer im langjährigen Mittel etwas feuchter.

Im Allgemeinen ist die räumliche Verteilung der relativen Bodenfeuchtwerte im Wurzelraum plausibel, auch wenn die Werte insgesamt etwas zu niedrig sind. Ebenso wird die saisonale Dynamik mit einer hohen Genauigkeit durch das Modell abgebildet.

Abschließend ist festzustellen, dass das 25 m-Raster gegenüber dem 250 m-Raster ein deutlich differenzierteres räumliches Bild der Wasserhaushaltskomponenten aufweist. Dabei weichen die Ergebnisse des 25 m-Rasters leicht von denen des 250 m-Rasters ab. Auch wenn die Ergebnisse bei der Auflösung i. d. R. die gleichen Tendenzen aufweisen, treten teilweise auch Unterschiede wie beim GWST auf. Zudem sind die simulierten Werte nicht immer in ihrer räumlichen Verteilung plausibel.

Zusammenfassend werden folgende Punkte festgehalten, die bei der Modellierung mit WaSiM (ohne Grundwassermodell) im EZG der Grimmer Nuthe nicht zufriedenstellend waren:

- Meist werden der Trockenwetterabfluss unterschätzt und die Abflussspitzen überschätzt.
- Die zeitliche Dynamik im Abflussgeschehen wird nur teilweise richtig abgebildet.
- Die simulierten Abflusskomponenten (Q_D , Q_B , Q_i , Q_{ges}) am Pegel Strinum sind plausibel, jedoch fehlt i. d. R. der Q_B .

- Verschiedene Wasserhaushaltskomponenten werden an den Kontrollpunkten im EZG (Monitoringstandorte, Grundwassermessstellen) nicht immer nachvollziehbar abgebildet.
- Für das EZG der Grimmer Nuthe wird keine geschlossene Wasserbilanz simuliert.
- Die räumliche Verteilung der simulierten Wasserhaushaltskomponenten ist nur teilweise plausibel, bei manchen Komponenten ist auch nur die Höhe der Simulationswerte nicht plausibel.
- Große Ungenauigkeiten treten bei der Simulation der GWST – sowohl an einzelnen Standorten als auch in der räumlichen Verteilung – auf.
- Probleme treten insbesondere bei der Simulation an grundwassernahen Standorten auf.

In einem weiteren Schritt wird nun untersucht, ob eine Verbesserung der Modellierung mit WaSiM durch Einbeziehung des Grundwassermodells erzielt werden kann.

Modellierung mit Grundwassermodul

Für die Modellierung von WaSiM mit Grundwassermodell (WaSiM_mGW) wurde im Wesentlichen die Parametrisierung der zuvor beschriebenen Modellvariante WaSiM_oGW beibehalten. Jedoch mussten einzelne Parameter leicht angepasst werden. Zudem erfordert das Grundwassermodell weitere, flächendifferenzierte Inputdaten wie Speicherkoeffizienten oder die Mächtigkeit der Aquifere. Da hierzu für das EZG der Grimmer Nuthe in der Literatur nur wenige Informationen vorliegen (vgl. Anhang F), musste ein Teil der erforderlichen Werte geschätzt bzw. auf Erfahrungswerte seitens des Modellentwicklers zurückgegriffen werden (Schulla & Jasper 2007, Schulla 2012a, 2012b, 2013). Aufgrund der zur Verfügung stehenden Rechnerkapazitäten sowie extrem langer Rechenzeiten wurden die Berechnungen mit WaSiM_mGW nur auf dem 250 m-Raster durchgeführt.

1. Vergleich der simulierten Werte mit Messwerten am Pegel Strinum sowie ihre Bewertung

Auch bei der Modellierung mit WaSiM_mGW kann im EZG der Grimmer Nuthe sowohl im Kalibrierungs- als auch im Validierungszeitraum eine hohe Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Werten erreicht werden (Abb. 3.42). Die Güte der Abflusssimulation variiert jedoch stark von Jahr zu Jahr (Anhang K). Zudem sind die simulierten Werte des Q_{ges} am Pegel Strinum sowie die Güte des Modells von dem Modellierungszeitraum bzw. der Vorlaufzeit des Modells abhängig (Abb. 3.43, Tab. 3.18). Die in Tab. 3.18 aufgeführten statistischen Kenngrößen, die qualitative Beurteilung der Simulationsergebnisse am Pegel Strinum, den Monitoringstandorten und Grundwassermessstellen sowie die räumliche Verteilung der simulierten Wasserhaushaltskomponenten hat gezeigt, dass mit einer Vorlaufzeit von fünf Jahren die besten Simulationsergebnisse erzielt werden. Daher wird im Folgenden v. a. auf diese Ergebnisse eingegangen.

Die Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Werten fällt in den einzelnen Jahren unterschiedlich gut aus. Im Allgemeinen werden auch bei WaSiM_mGW meist die Abflussspitzen durch das Modell überschätzt sowie die Trockenwetterphasen unterschätzt. Ebenfalls treten in den Trockenwetterphasen die gleichen Tendenzen wie bei WaSiM_oGW auf; ein zu schneller und starker Abfall der simulierten Abflusskurve, eine deutliche Unterschätzung des Q_{ges} zum Ende der Trockenwetterphase sowie eine geringe Dynamik im Abflussgeschehen. Zudem entfällt wie bei WaSiM_oGW der größte Teil des Q_{ges} auf den Interflow (Anhang L). Der Q_B ist vernachlässigbar gering, der Q_D ist meist etwas höher als bei WaSiM_oGW und tritt nach Niederschlagsereignissen auf.

Die statistischen Analysen zeigen, dass der mittlere Q_{ges} im Kalibrierungszeitraum um ca. 2 % und im Validierungszeitraum um ca. 14 % überschätzt wird. Die Spannweite R der Abflusswerte unterscheidet sich zwischen Modell und Beobachtung sowohl im Kalibrierungs- als auch im Validierungszeitraum, wobei die Unterschiede im Kalibrierungszeitraum höher als im Validierungszeitraum ausfallen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Abflussspitzen und der Abfluss in den Trockenwetterphasen fehlerhaft durch das Modell wiedergegeben werden. Die Variabilität der Abflusswerte ist in der Simulation größer als in der Beobachtung (Abb. 3.44) sowie größer als in der Modellvariante

WaSiM_oGW. Die Gütemaße r , B , $RMSE$, RSR und NSE zeigen, dass durch Einbeziehung des Grundwassermodells bei der Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe im Kalibrierungszeitraum eine höhere Übereinstimmung als ohne Verwendung des Grundwassermodells erreicht wurde. Im Validierungszeitraum ist die Übereinstimmung jedoch in der Modellvariante WaSiM_mGW etwas geringer als in der Variante WaSiM_oGW.

2. Vergleich der simulierten Werte mit Messwerten an weiteren Kontrollpunkten im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe sowie ihre Bewertung

Die Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Werten der Grundwasserstände an ausgewählten Kontrollpunkten (Monitoringstandorte, Grundwassermessstellen) im EZG der Grimmer Nuthe fällt unterschiedlich gut aus. Abb. 3.45 zeigt beispielhaft die gemessenen und simulierten Werte an der in Polenzko liegenden Grundwassermessstelle 164OP (GWL II). Auffällig ist, dass die simulierten Grundwasserstände fast immer deutlich höher als die gemessenen Werte sind. Zudem wird die saisonale Dynamik nur unzureichend durch das Modell abgebildet. Während an dieser Messstelle

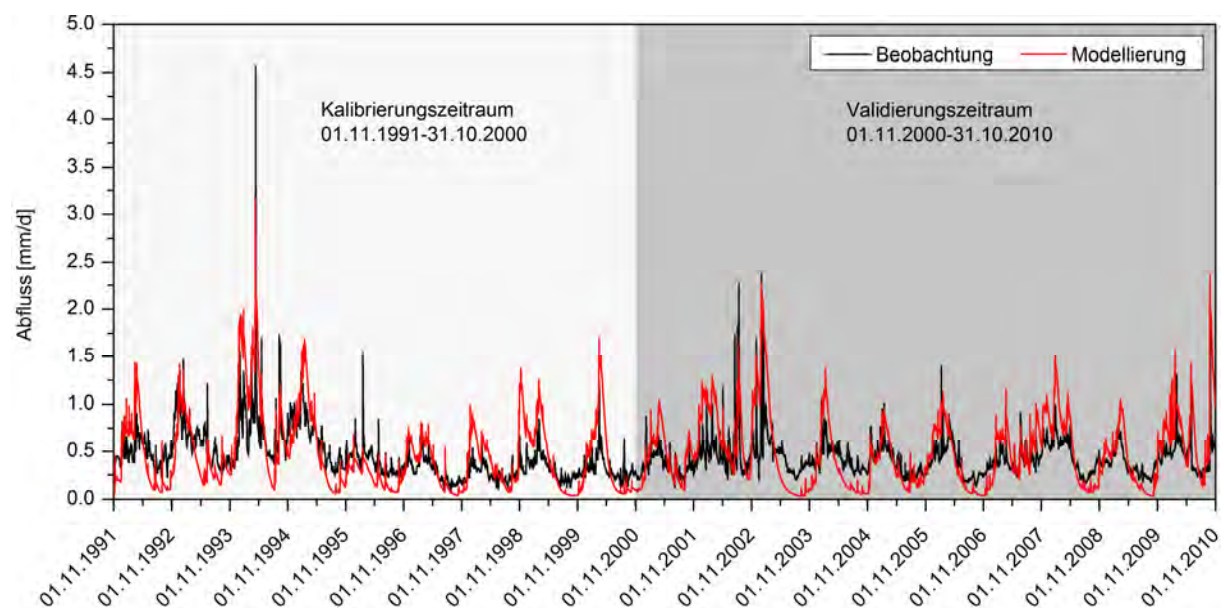


Abb. 3.42: Gemessener und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierter Abfluss am Pegel Strinum (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

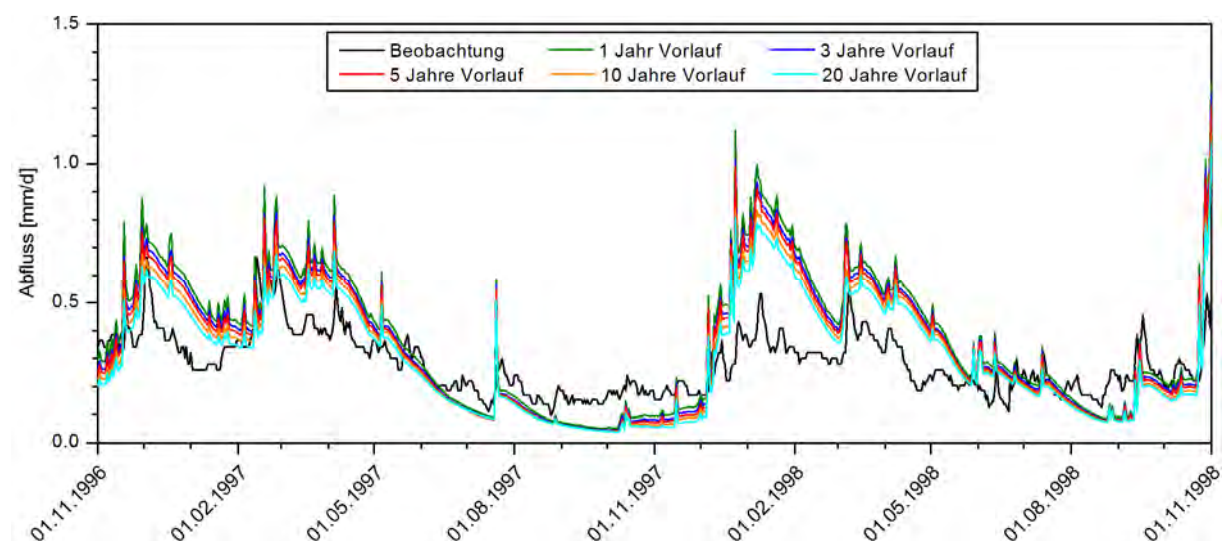


Abb. 3.43: Vergleich der mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierten Gesamtabflüsse am Pegel Strinum bei unterschiedlich langen Vorlaufzeiten (250 m-Raster). 1 Jahr Vorlauf = Modellierung ab 01.11.1990, 3 Jahre Vorlauf = Modellierung ab 01.11.1988 usw. Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

Tab. 3.18: Statistische Kenngrößen des beobachteten und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierten Abflusses am Pegel Strinum [mm d⁻¹]. Verwendete Auflösung: 250 m x 250 m, J. = Jahr(e). Für weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.43. Ergänzende statistische Analysen für die einzelnen hydrologischen Jahre sind in Anhang K zu finden. Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

	$\bar{x}$	μ	max	min	s	R	Var	VarK	r	B	RMSE	RSR	NSE
Kalibrierungszeitraum (01.11.1991–31.10.2000)													
Beobachtung	0.45	0.39	4.57	0.10	0.26	4.47	0.07	0.58	–	–	–	–	–
Modellierung (1 J. Vorlauf)	0.52	0.40	3.87	0.04	0.43	3.83	0.19	0.83	0.71	0.51	0.31	0.73	0.47
Modellierung (3 J. Vorlauf)	0.48	0.36	3.49	0.04	0.40	3.45	0.16	0.85	0.70	0.49	0.29	0.72	0.48
Modellierung (5 J. Vorlauf)	0.46	0.34	3.17	0.04	0.39	3.13	0.15	0.86	0.70	0.48	0.28	0.72	0.48
Modellierung (10 J. Vorlauf)	0.43	0.31	2.52	0.03	0.37	2.48	0.14	0.87	0.68	0.46	0.27	0.73	0.46
Modellierung (20 J. Vorlauf)	0.41	0.29	2.40	0.03	0.36	2.37	0.13	0.88	0.68	0.46	0.27	0.75	0.44
Validierungszeitraum (01.11.2000–31.10.2010)													
Beobachtung	0.42	0.39	2.38	0.12	0.19	2.25	0.35	0.44	0.71	0.50	0.28	0.75	0.44
Modellierung (5 J. Vorlauf)	0.48	0.42	2.36	0.04	0.37	2.33	0.13	0.77					

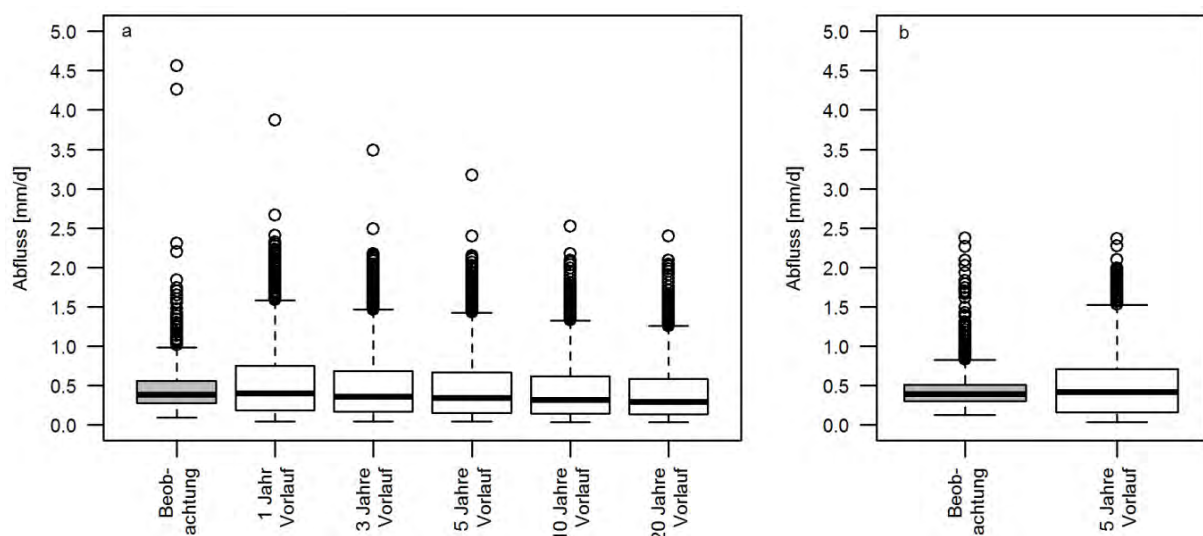


Abb. 3.44: Beobachteter und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierter Gesamtabfluss am Pegel Strinum. a: Kalibrierungszeitraum (01.11.1991–31.10.2000), modelliert mit unterschiedlich langen Vorlaufzeiten; b: Validierungszeitraum (01.11.2000–31.10.2010). Für weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.43. Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

zumindest die Tendenzen hinsichtlich Phasen mit höheren und niedrigeren Grundwasserständen durch das Modell erfasst werden, wiesen die simulierten Werte der Grundwassermessstellen 155, 156OP und 322 (Anhang M) deutlich geringe Übereinstimmungen zu den Messwerten auf. Auch hier liegen die simulierten Werte meist deutlich über den gemessenen. Zudem weisen die Messstellen 155 und 156OP einen kontinuierlichen Abfall der simulierten Werte auf, der jedoch nicht beobachtet wurde. Auch mit längeren oder kürzeren Vorlaufzeiten des Modells kann keine Verbesserung der Simulationsergebnisse erreicht werden.

Abb. 3.46 zeigt die simulierten GWST für die Monitoringstandorte *Kerchauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald*. In letzterem wird eine deutliche saisonale Dynamik der GWST berechnet: Die höchsten GWST treten im Frühling vor Beginn der Vegetationsperiode auf, die niedrigsten im Sommer. Vor dem Hintergrund, dass der Standort ganzjährig grundwasserbeeinflusst ist und auch eine

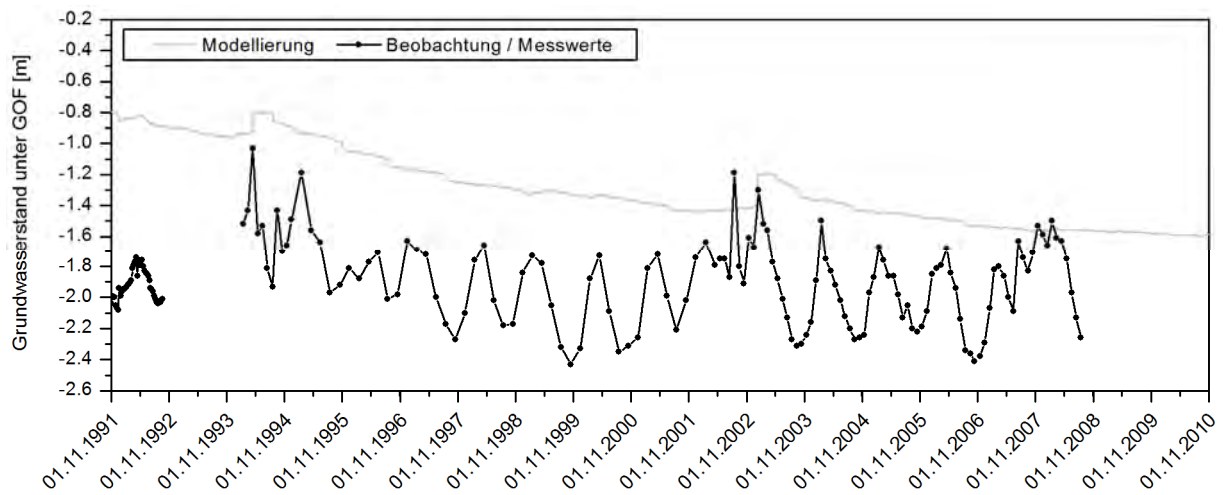


Abb. 3.45: Gemessene und mit WaSiM (mit Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an der Grundwassermessstelle 164OP (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Abb. 3.28, TWM (2013, 2014b).

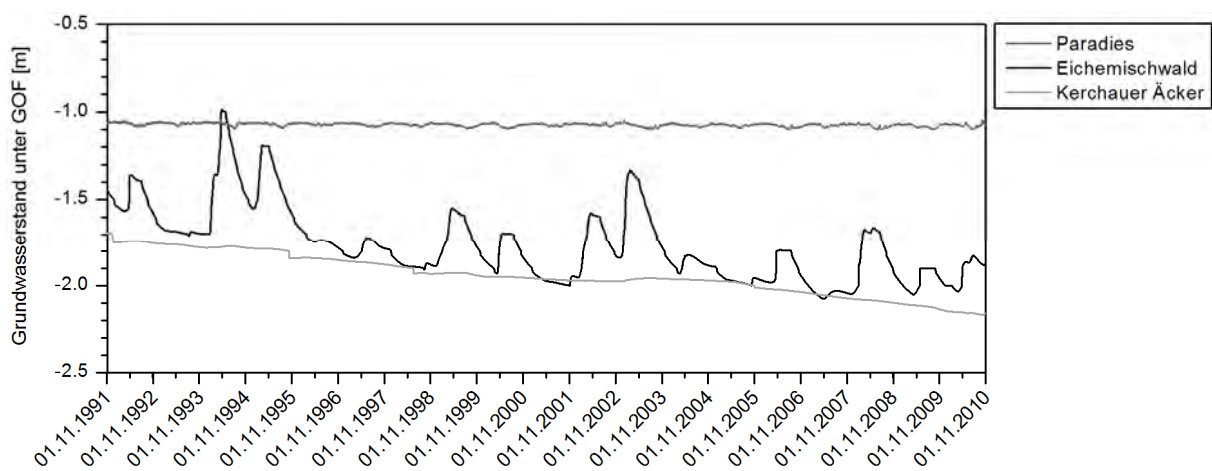


Abb. 3.46: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an den Standorten *Kerschauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

saisonale Dynamik während der Feldarbeiten beobachtet wurde, sind die simulierten GWST plausibel.

Die während des gesamten Untersuchungszeitraumes niedrigsten GWST, die zudem keine saisonale Dynamik aufweisen, wurden für den Standort *Kerschauer Äcker* berechnet. Hierbei weisen die GWST eine abnehmende Tendenz auf. Da jedoch die gemessenen GWST an der Grundwassermessstelle 322 in Kerchau bei Werten um 3.00 m unter GOF lagen (vgl. Anhang M, Abb. A.9), ist davon auszugehen, dass die simulierten GWST insgesamt zu hoch sind.

Die höchsten GWST im Untersuchungszeitraum, die zugleich die geringste saisonale Dynamik aufweisen, wurden für den Standort *Paradies* berechnet. Obwohl an diesem Standort eine ganzjährige Beeinflussung durch Grundwasser sowie eine saisonale Dynamik der GWST beobachtet wurde, werden die standörtlichen Grundwasserbedingungen unzureichend durch das Modell wiedergegeben.

Abb. 3.47 zeigt die simulierten mittleren Werte der relativen Bodenfeuchte im Wurzelraum an den drei Monitoringstandorten. Wie bei WaSiM_oGW wird auch in der Modellvariante mit Grundwassermodell gut die saisonale Dynamik durch das Modell wiedergegeben. Im Winter, wenn der Boden feucht bis gesättigt ist, sind die relativen Bodenfeuchtwerte deutlich höher als im Sommer. Demgegenüber verringert sich im Sommer durch höhere Lufttemperaturen und einer daraus resultierenden zunehmenden ET die relative Bodenfeuchte.

Die Simulationsergebnisse am Standort *Eichenmischwald* unterscheiden sich nur geringfügig von denen von WaSiM_oGW. Der größte Unterschied besteht darin, dass die maximalen Werte der relati-

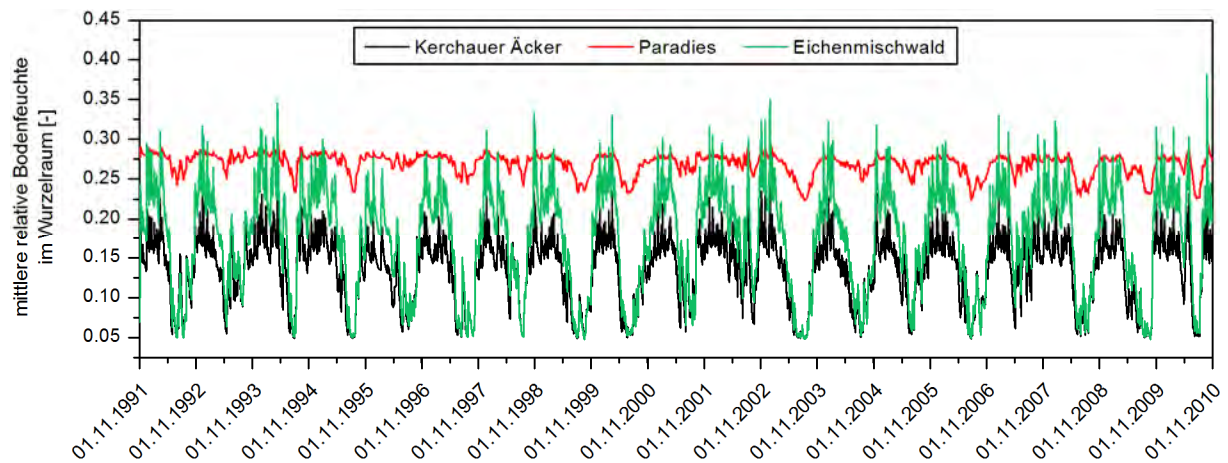


Abb. 3.47: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum an den Monitoringstandorten *Kerschauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

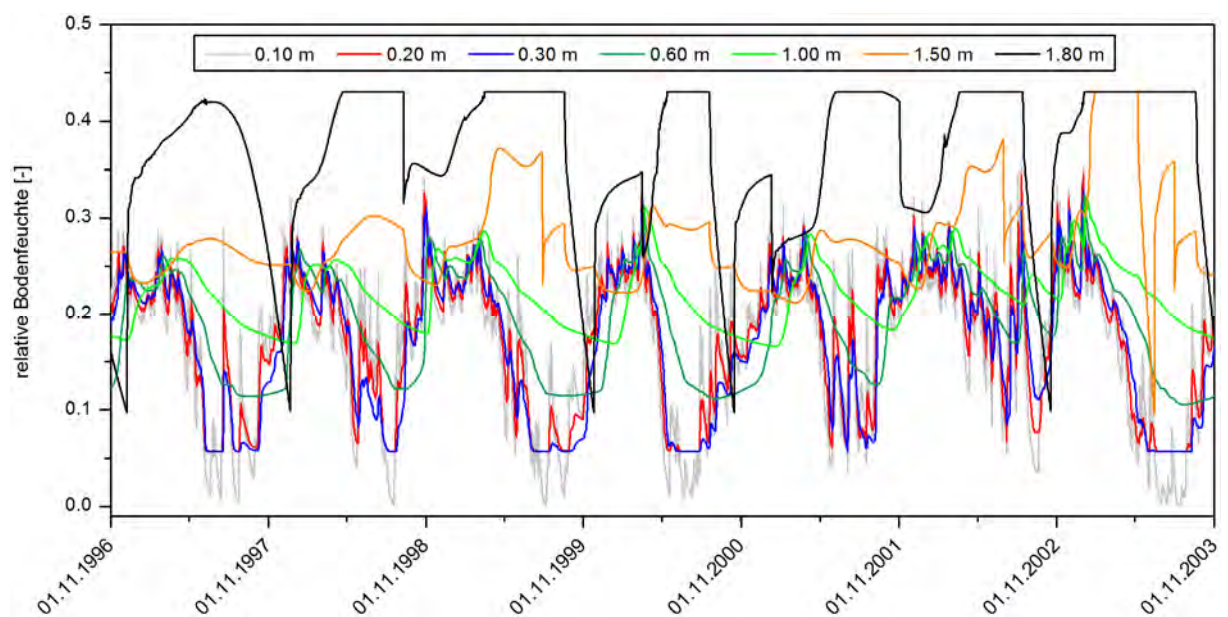


Abb. 3.48: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Eichenmischwald*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

ven Bodenfeuchte nun bei ca. 35 % und nicht mehr bei über 40 % liegen. Zudem gibt die Simulation nicht wieder, dass dieser Standort der feuchteste der drei untersuchten Monitoringstandorte ist. Insgesamt gilt auch für WaSiM_mGW, dass die ganzjährig feuchten Bedingungen des *Eichenmischwaldes* nur bedingt durch das Modell wiedergegeben werden und dass die Werte insbesondere im Sommer zu niedrig sind.

Abb. 3.48 zeigt die relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Eichenmischwald* für die hydrologischen Jahre 1997 bis 2002. Wie bei WaSiM_oGW wird für den Oberboden eine ausgeprägte saisonale Austrocknungsdynamik berechnet, die mit zunehmender Tiefe abnimmt. Dies ist plausibel, da der Einfluss von Witterung und Vegetation mit der Tiefe ab- und der Grundwassereinfluss zunimmt. Eine zeitweilige Sättigung des Bodens wird durch das Modell ab einer Tiefe von 1,00 m unter GOF (z. B. April 1994) berechnet, eine ganzjährige Sättigung ab 2,20 m unter GOF. Die Höhe der Bodenfeuchtwerte stimmt gut mit den im Feld gemachten Beobachtungen und Messungen überein. Nicht nachvollziehbar ist hingegen, warum in 1,80 m Tiefe in manchen Wintern eine plötzliche Austrocknung des Bodens simuliert wird. Zudem deuten die im Feld gemachten Beobachtungen darauf hin, dass eine ganzjährige Sättigung des Bodens schon oberhalb von 2,20 m unter GOF auftritt. Insgesamt ist die tiefendifferenzierte Darstellung der Bodenfeuchte jedoch weitestgehend plausibel, sowohl in der Werteamplitude als auch in ihrer zeitlichen Dynamik.

Während die mittleren relativen Bodenfeuchtwerte im Wurzelraum am Standort *Kerchauer Äcker* kaum Unterschiede zu den Ergebnissen von WaSiM_oGW aufweisen, werden die mittleren Bodenfeuchteverhältnisse im Wurzelraum am Standort *Paradies* deutlich besser als bei WaSiM_oGW abgebildet. Die ganzjährig feuchten Bedingungen dieses Standortes werden nun gut durch das Modell wiedergegeben. Jedoch wurde an diesem Standort während der Feldarbeiten beobachtet, dass der Oberboden im Sommer austrocknete. Demnach müssten die simulierten Bodenfeuchtwerte im Sommer etwas niedriger ausfallen.

Abb. 3.49 zeigt die relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Kerchauer Äcker*. Die Simulationsergebnisse weisen nur geringe Unterschiede zu denen von WaSiM_oGW auf. Auch bei WaSiM_mGW weisen die Bodenfeuchtwerte im Oberboden eine deutliche saisonale Dynamik auf, die mit der Tiefe abnimmt. Ebenso ist der Boden ab 2.20 m ganzjährig gesättigt. Im Unterboden treten nun jedoch etwas größere jahreszeitliche Schwankungen der Bodenfeuchte auf. Insgesamt sind die simulierten Bodenfeuchtwerte sowohl in ihrer Höhe als auch in ihrem jahreszeitlichen Verlauf plausibel.

Auch am Standort *Paradies* wird eine deutliche jahreszeitliche Dynamik der Bodenfeuchtwerte berechnet (Abb. 3.50). Auffallend ist, dass die Bodenfeuchtekurven aller Tiefen nahezu parallel ver-

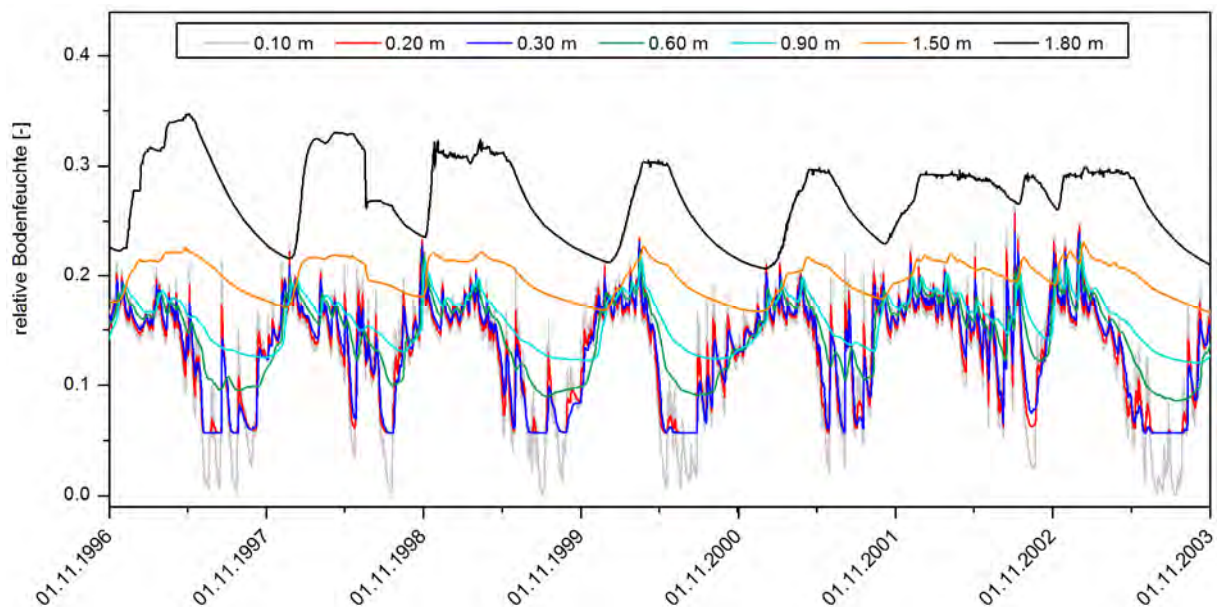


Abb. 3.49: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Kerchauer Äcker*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

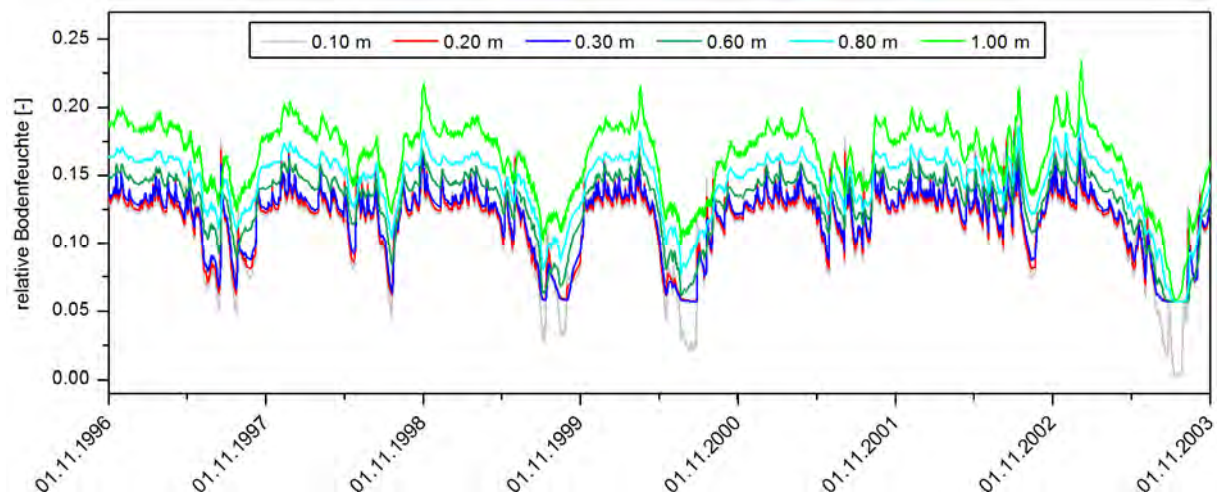


Abb. 3.50: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte relative Bodenfeuchte in ausgewählten Tiefen am Standort *Paradies*. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

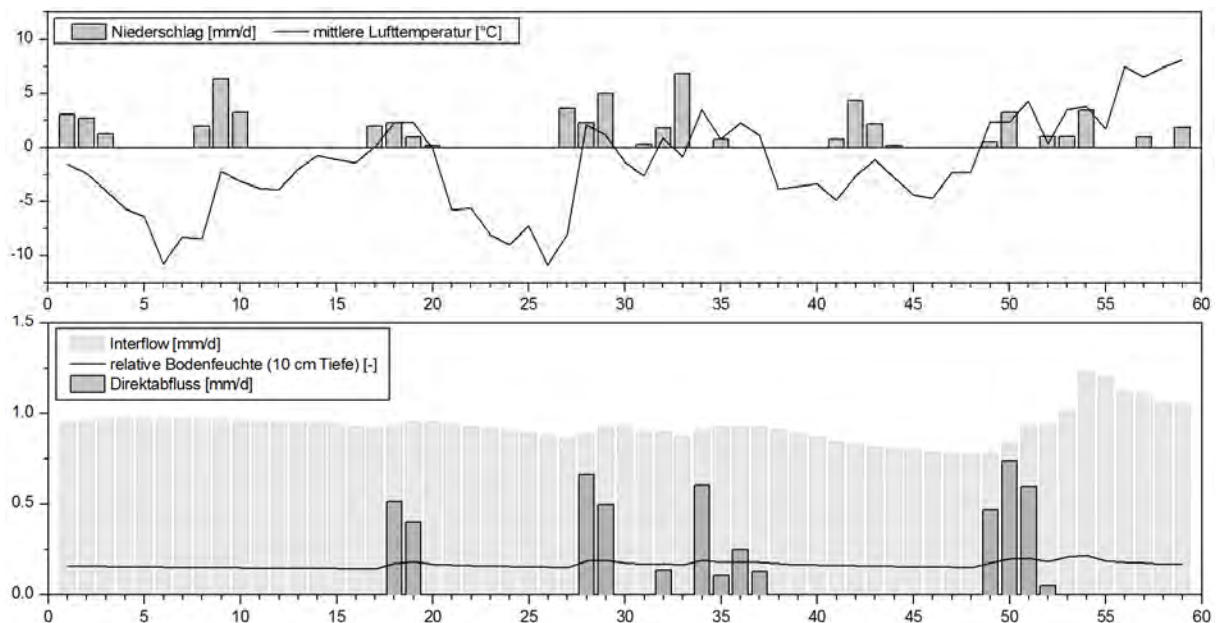


Abb. 3.51: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) für Januar und Februar 2010 simulierte meteorologische und hydrologische Größen am Standort *Kerchauer Äcker* (Auflösung 250 m x 250 m). x-Achse: Tag im Monat. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

laufen. Bis in eine Tiefe von 0.80 m unter GOF ist der Verlauf der Bodenfeuchte sehr ähnlich zu den Ergebnissen von WaSiM_oGW. Anders als bei WaSiM_oGW nimmt die Bodenfeuchte mit zunehmender Tiefe zu und ab einer Tiefe von 1.20 m unter GOF wird eine ganzjährige Sättigung des Bodens durch das Modell berechnet. Die Feldbeobachtungen haben jedoch gezeigt, dass auch oberhalb von 1.20 m unter GOF zeitweise noch eine Sättigung des Bodens vorliegt, die jedoch nicht durch das Modell wiedergegeben wird. Insgesamt sind somit die simulierten Bodenfeuchtwerte etwas zu niedrig und auch die tiefendifferenzierte Darstellung der relativen Bodenfeuchte ist nur bedingt plausibel.

Wie bei WaSiM_oGW ist der simulierte Q_B im gesamten Untersuchungszeitraum an allen drei untersuchten Monitoringstandorten mit Werten von knapp über 0 mm d^{-1} sehr gering und spielt kaum eine Rolle. Der Q_D , der Werte von weniger als 1 mm d^{-1} annimmt (Abb. 3.51), tritt an allen Standorten nur an wenigen Tagen im Jahr auf, wenn der Boden gefroren ist und Schneeschmelze eintritt oder wenn große Niederschlagsmengen fallen. Jedoch führen diese Bedingungen nicht immer zur Bildung von Q_D . Die simulierten Werte für den Q_{ifl} sind größtenteils plausibel, jedoch sind sie im *Eichenmischwald* insgesamt mit Werten von weniger als 0.30 mm d^{-1} sehr gering und im *Paradies* mit Werten von teilweise mehr als 10 mm d^{-1} sehr hoch.

Insgesamt ist die Simulation des Q_D und Q_{ifl} weitestgehend plausibel, der Q_B fehlt jedoch fast vollständig, was nicht nachvollziehbar ist, da sonst auch die Grimmer Nuthe – entgegen der gemachten Beobachtungen – in niederschlagsfreien Phasen im Sommer vollständig trocken fallen müsste.

Auch die simulierten meteorologischen und hydrologischen Werte sind nicht immer ganz nachvollziehbar (Tab. 3.19). So wird teilweise KA berechnet, obwohl Niederschlag fällt, treten KA, Sickerwasserbildung und Niederschlag gleichzeitig auf, findet Sickerwasserbildung in niederschlagsfreien Phasen statt oder die berechnete SWR ist deutlich höher als der Niederschlag. Zudem wird im *Paradies* fast immer eine Grundwasserzehrung bzw. ein KA von bis zu ca. 5 mm d^{-1} berechnet, sodass hier keine nennenswerte GWN sattfinden kann. Insgesamt sind die simulierten Werte für die SWR und den KA an den drei Monitoringstandorten nur teilweise nachvollziehbar.

Wie Tab. 3.20 zeigt, werden auch für WaSiM_mGW keine geschlossenen Wasserbilanzen für das EZG der Grimmer Nuthe simuliert. Während für die meisten Jahre ein Wassermangel simuliert wird, wird für einzelne Jahre (z. B. 1999) ein Wasserüberschuss simuliert. Die auftretenden Differenzen sind v. a. auf die simulierten Werte für die GWN zurückzuführen, die im gesamten Untersuchungs-

Tab. 3.19: Ausgewählte Simulationsergebnisse an den Standorten *Kerchauer Äcker*, *Paradies* und *Eichenmischwald* (WaSiM-ETH mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf). Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Standort	Datum	SWR [mm]	KA [mm]	N [mm]	rF [%]	pET [mm]	aET [mm]
<i>Kerchauer Äcker</i>	05.–08.12.2009	$3.6 \cdot 10^{-11}$	$3.6 \cdot 10^{-11}$	4.0	87.6	0.20	0.13
		$3.9 \cdot 10^{-11}$	$3.9 \cdot 10^{-11}$	7.2	93.0	0.13	0.09
		$2.0 \cdot 10^{-11}$	$2.0 \cdot 10^{-11}$	0.1	89.7	0.22	0.15
		$1.3 \cdot 10^{-11}$	$1.3 \cdot 10^{-11}$	8.4	95.0	0.09	0.06
<i>Paradies</i>	17.–20.07.2002	0	1.0	28.7	94.3	0.09	0.05
		$8.6 \cdot 10^{-11}$	0.4	6.2	93.7	0.08	0.05
		$3.6 \cdot 10^{-10}$	$3.6 \cdot 10^{-10}$	2.4	93.5	0.07	0.04
		$3.9 \cdot 10^{-14}$	0	0	78.8	0.30	0.17
<i>Eichenmischwald</i>	22.–24.11.1995	0	1.3	0.3	73.6	0.36	0.28
		0	1.8	0	92.2	0.13	0.10
		0	1.7	0	86.5	0.27	0.20
	22.–27.04.1992	1.1	0	0	54.0	1.39	0.87
		1.5	0	0	70.5	0.82	0.49
		2.0	0	0	64.4	1.42	0.83
		2.9	0	5.5	61.8	1.88	1.11
		6.9	0	2.5	67.1	1.57	1.01
		4.5	0	0.4	65.1	1.41	0.89

Tab. 3.20: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) modellierte (Gebiets-)Wasserbilanzen im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe. Die Berechnungen erfolgten auf einem 250 m x 250 m Raster. In der Tabelle dargestellt sind die Gebietsmittelwerte des gesamten Einzugsgebietes. Spalte 2: gemessene Werte, Spalten 2–6: modellierte Werte. Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

Hydrologisches Jahr	Niederschlag [mm a ⁻¹]	aET [mm a ⁻¹]	Q _{ges} [mm a ⁻¹]	GWN [mm a ⁻¹]	aET + Q _{ges} + GWN (=Niederschlag) [mm a ⁻¹]	Differenz zwischen Spalte 2 und 6 [mm a ⁻¹]
1992	618	481	153	-55	581	37
1993	605	460	174	-43	591	14
1994	773	440	326	-37	729	44
1995	523	401	209	-34	576	-53
1996	463	393	85	-33	445	18
1997	447	397	121	-33	485	-38
1998	631	440	129	-29	540	91
1999	454	418	171	-28	561	-107
2000	536	391	140	-26	505	31
2001	627	447	147	-22	572	55
2002	703	455	249	-17	687	16
2003	488	352	202	-18	536	-48
2004	498	409	122	-18	513	-15
2005	581	438	124	-18	544	37
2006	528	453	145	-20	578	-50
2007	753	519	166	-16	669	84
2008	630	461	203	-15	649	-19
2009	525	430	128	-15	543	-18
2010	745	429	258	-11	676	69

zeitraum eine Grundwasserzehrung ausweisen. Verglichen mit den Werten des TUB-BGR-Verfahrens (vgl. Kap. 3.4) und den von Luckner et al. (2002) ermittelten Werten müssten die Werte der GWN jedoch deutlich höher sein.

Der Vergleich von gemessenen mit modellierten Werten am Pegel Strinum, an den Grundwassermessstellen sowie an den Monitoringstandorten *Eichenmischwald*, *Kerchauer Äcker* und *Paradies* hat gezeigt, dass die simulierten Werte verschiedener Wasserhaushaltskomponenten nicht immer plausibel sind und nur bedingt zu den Messwerten passen. Zudem hat sich gezeigt, dass die Modellierungsergebnisse von der Vorlaufzeit des Modells abhängig sind. Selbst bei einer Vorlaufzeit von mehreren Jahren bis Jahrzehnten scheint sich das Modell noch nicht eingeschwungen zu haben, sodass Unterschiede in den Ergebnissen verschiedener Modellläufe auftreten.

3. Räumliche Verteilung ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten und ihre Bewertung

Wie bei WaSiM_oGW werden auch für WaSiM_mGW ausgewählte Simulationsergebnisse des hydrologischen Jahres 1997 sowie langjährige Mittelwerte der hydrologischen Jahre 1992–2010 in ihrer räumlichen Verteilung dargestellt. Dabei beschränkt sich die Darstellung der Ergebnisse – aus den bereits genannten Gründen – auf das 250 m-Raster.

Abb. 3.52a/b zeigt, dass die höchsten Q_{ges} -Werte sowohl im langjährigen Mittel als auch im hydrologischen Jahr 1997 im Bereich der Siedlungen sowie über fluviatilen Lehmsanden auftraten. Ein Großteil des Q_{ges} auf diesen Flächen ist auf den Q_D zurückzuführen, der lokal Werte von mehr als 200 mm a^{-1} annimmt. Damit tritt auf diesen Flächen der einzige nennenswerte Q_D im EZG auf. Vergleichsweise niedrige Q_{ges} -Werte von bis zu 100 mm a^{-1} treten lokal im gesamten EZG auf, so z. B. in Nadelwäldern über kiesführendem periglaziale Sand. Meist liegen die simulierten langjährigen Mittelwerte zwischen 100 und 215 mm a^{-1} . Die im hydrologischen Jahr 1997 insgesamt niedrigeren Abflusswerte sind darauf zurückzuführen, dass das Jahr überdurchschnittlich niederschlagsarm war.

Der größte Anteil des Q_{ges} entfällt auf den Q_{ifl} , der seine höchsten Werte in den Auenbereichen und unter Laubwäldern über periglaziale Sand aufweist. Die niedrigsten Werte treten hingegen im Bereich der Siedlungen auf. Der Q_B , der quasi Null beträgt, spielt im gesamten EZG keine Rolle.

Insgesamt ist plausibel, dass die höchsten Q_{ges} -Werte im Bereich der Siedlungen auftreten. Jedoch werden teilweise sehr hohe Werte für den Abfluss in einzelnen Zellen berechnet, die nicht nachvoll-

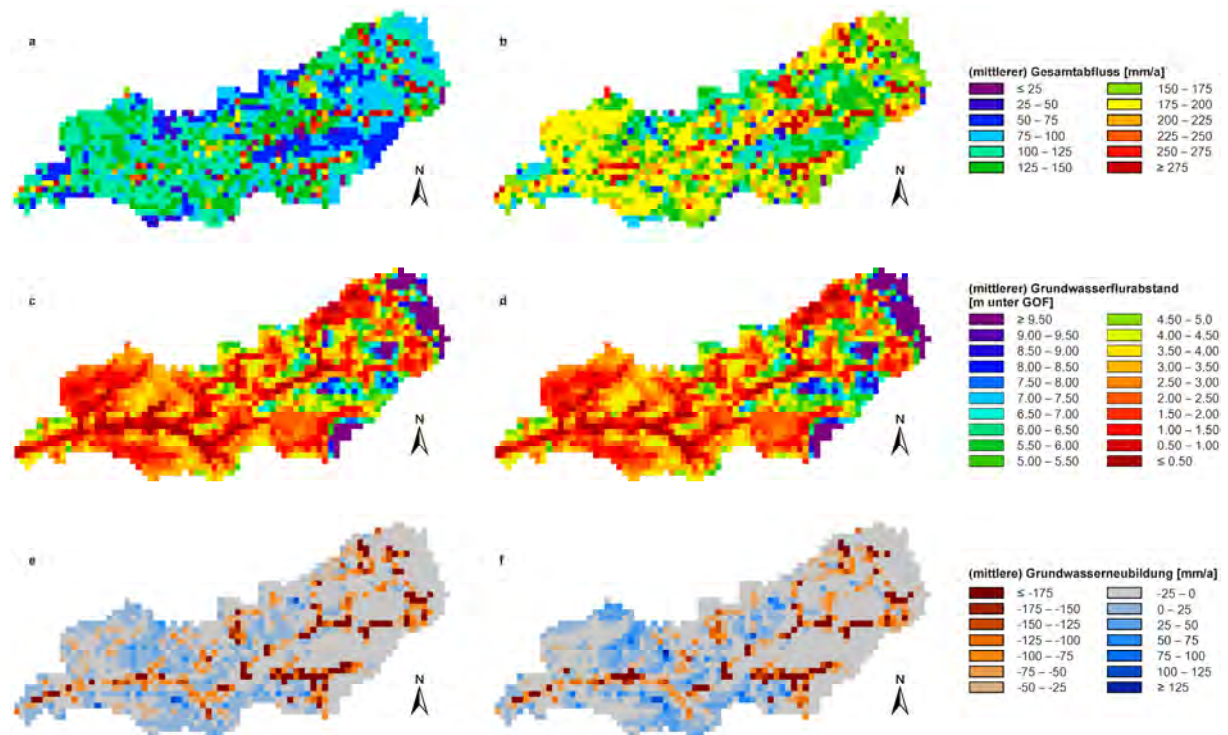


Abb. 3.52: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) für das EZG der Grimmer Nuthe simulierter Gesamtabfluss, Grundwasserflurabstand und simulierte Grundwasserneubildung für das hydrologische Jahr 1997 (a, c, e) und die Mittelwerte für die hydrologischen Jahre 1992–2010 (b, d, f). Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

ziehbar sind und teilweise die Jahresniederschlagsmenge übersteigen. Zudem ist die räumliche Verteilung plausibler als bei WaSiM_oGW.

Die räumliche Verteilung des GWST im hydrologischen Jahr 1997 sowie im langjährigen Mittel weist keine großen Unterschiede auf (Abb. 3.52c/d). Jedoch sind deutliche Unterschiede zu WaSiM_oGW vorhanden. Die höchsten GWST treten nun – wie zu erwarten – im Bereich der Grimmer Nuthe auf, sodass hier das Grundwasser knapp unter der GOF ansteht. Zudem ist die Werteamplitude viel größer als bei der Modellvariante WaSiM_oGW. Werte von mehr als 9.5 m unter GOF treten so z. B. im brandenburgischen Teil des *Hohen Fläming*s auf. Damit liegen die simulierten GWST in dem Wertebereich, der auch in der Literatur für den *Hohen Fläming* angegeben wird (bis zu ≥ 10 m unter GOF; Luckner et al. 2002). Die GWST im *Zerbster Ackerland* sind deutlich höher und auch im Vergleich mit den bei Luckner et al. (2002) angegebenen Werten plausibel. Insgesamt ist somit die räumliche Verteilung und die Höhe der GWST-Werte nachvollziehbarer als bei WaSiM_oGW.

Auch die Simulationsergebnisse der GWN (Abb. 3.52e/f) weisen Unterschiede zu denen von WaSiM_oGW auf. So ist die Werteamplitude bei WaiM_mGW deutlich größer. Die niedrigsten Werte wurden für den Bereich der Grimmer Nuthe berechnet. Dies ist plausibel, da hier angetrieben durch die ET Wasser verdunstet und somit Grundwasserzehrung vorliegt. Die höchsten Werte, die zugleich die einzigen simulierten positiven Werte sind, treten im *Zerbster Ackerland* über kiesführendem periglazialen Sand auf. Auch dies ist nachvollziehbar, da die FK der Böden gering und das Ackerland nur zeitweise vegetationsbedeckt ist. Nicht plausibel ist hingegen, warum in großen Teilen des EZG eine Grundwasserzehrung berechnet wird.

Insgesamt ist die räumliche Differenzierung der GWN logischer als bei WaSiM_oGW, jedoch ist die Höhe der simulierten Werte nicht im gesamten EZG plausibel. Während in den meisten Gebieten eine negative GWN simuliert wurde, wurden z. B. von der TWM positive GWN-Raten gemessen.

Wie bei WaSiM_oGW wird auch bei WaSiM_mGW gut die saisonale Variabilität der Bodenfeuchte wiedergegeben (Abb. 3.53). Auch die zuvor beschriebene Dreiteilung des EZG der Grimmer Nuthe in die Auenbereiche der Grimmer Nuthe, das *Zerbster Ackerland* ohne die Auenbereiche und den *Hohen Fläming* ist vorhanden. Diese drei Bereiche weisen eine ähnliche Entwicklung der Bodenfeuchte im Jahresverlauf auf wie bei WaSiM_oGW. Der Hauptunterschied zwischen beiden Modellvarianten besteht darin, dass bei WaSiM_mGW die Bodenfeuchtwerte insgesamt etwas höher sind und somit der Boden etwas weniger stark im Sommer austrocknet. Im Winter wird lokal eine Sättigung des Bodens im Bereich der Flussauen berechnet. Die Simulationsergebnisse für das hydrologische Jahr 1997 weisen die gleichen Tendenzen wie die langjährigen Mittelwerte auf, jedoch wird im Sommer eine stärkere Austrocknung des Bodens simuliert. Insgesamt ist die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte im Wurzelraum sowohl in ihrer räumlichen Verteilung als auch in der Höhe der Werte plausibel.

Trotz einer deutlichen Verbesserung der Modellierung mit WaSiM mit Einbeziehung des Grundwassermodelles gegenüber WaSiM_oGW können folgende Punkte festgehalten werden, die bei der Modellierung mit WaSiM_mGW im EZG der Grimmer Nuthe nicht vollkommen zufriedenstellend waren. Teilweise stimmen diese mit denen von WaSiM_oGW überein:

- Meist werden die Trockenwetterabflüsse unterschätzt und die Abflussspitzen überschätzt.
- Die zeitliche Dynamik im Abflussgeschehen wird nicht immer korrekt abgebildet.
- Die simulierten Werte für Q_D , Q_{ifl} und Q_{ges} am Pegel Strinum sowie an den Monitoringstandorten sind größtenteils plausibel, jedoch fehlt der Q_B fast vollständig.
- Verschiedene Wasserhaushaltskomponenten werden an den Kontrollpunkten im EZG (Monitoringstandorte, Grundwassermessstellen) teilweise fehlerhaft abgebildet.
- Für das EZG der Grimmer Nuthe wird keine geschlossene Wasserbilanz berechnet.
- Die räumliche Verteilung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten ist weitestgehend plausibel, jedoch nicht immer in der Höhe der simulierten Werte.

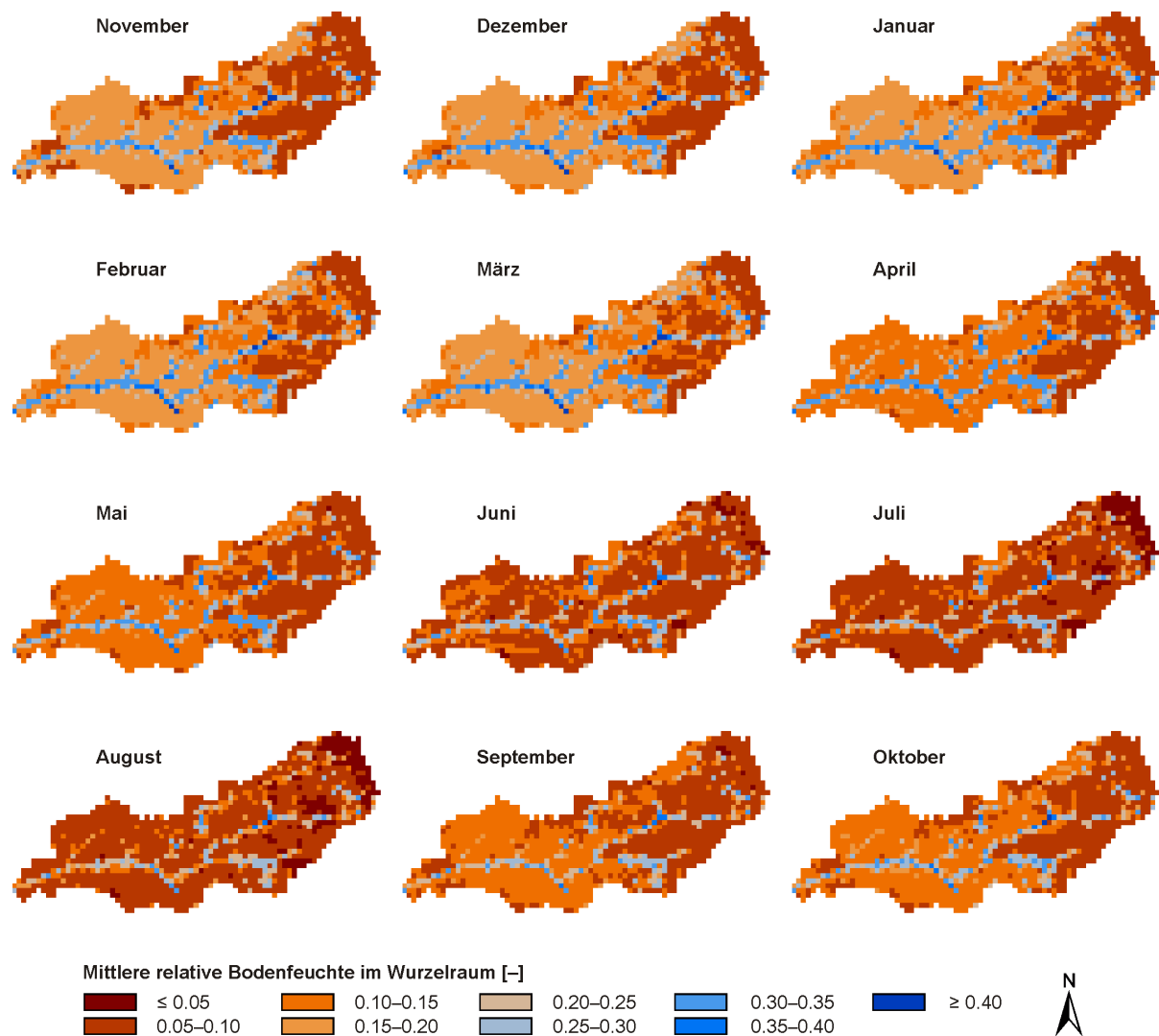


Abb. 3.53: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum in den hydrologischen Jahren 1992–2010 (Auflösung: 250 m x 250 m). Datengrundlage: siehe Abb. 3.28.

- Während die GWST in der räumlichen Verteilung gut durch das Modell widergegeben werden, treten bei den simulierten Werten an den Kontrollpunkten Probleme auf.
- Die simulierten Werte für den KA und die GWN an den Monitoringstandorten sind nur teilweise plausibel.

Insgesamt wurde durch die Einbeziehung des Grundwassermodells in WaSiM eine wesentliche Verbesserung der Modellierungsergebnisse gegenüber der Modellvariante ohne Grundwassermodell erzielt, insbesondere hinsichtlich der räumlichen plausiblen Verteilung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten. Dennoch wurde eine vollkommen zufriedenstellende Simulation des Boden- und Landschaftswasserhaushaltes im EZG der Grimmer Nuthe nicht erzielt. Diese ist jedoch notwendig, damit die Szenariofähigkeit von WaSiM gegeben ist. Hierbei müssen die simulierten Werte sowohl am Pegel als auch in der räumlichen Verteilung nachvollziehbar sein.

Diskussion

Um den in Kap. 1.5 beschriebenen Bottom-up-Ansatz erfolgreich für den *Westfläming* anwenden zu können, reicht es nicht aus, dass die hydrologischen Bedingungen lediglich am Pegel Strinum mit einer hohen Genauigkeit durch das Modell WaSiM abgebildet werden. Für den Bottom-up-Ansatz ist es zwingend erforderlich, dass auch die räumliche Differenzierung der Wasserhaushaltskomponenten im EZG der Grimmer Nuthe plausibel ist und die zeitliche Dynamik an den Monitoringstandorten möglichst genau durch das Modell abgebildet wird. Nur dann ist es möglich, die Mess- und Modellie-

rungsergebnisse der Mikro-, Meso- und Makroskala sinnvoll miteinander in Beziehung zu setzen und unterschiedliche Modellierungsansätze miteinander zu vergleichen. Vor diesem Hintergrund wurde bei der Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe besonderer Wert auf die plausible Darstellung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten in ihrer räumlichen Verteilung gelegt.

Die Ergebnisse haben gezeigt, dass im EZG der Grimmer Nuthe eine plausible Darstellung des Landschaftswasserhaushaltes in seiner räumlichen Verteilung mit dem Modell WaSiM nur teilweise gelingt. Auch in der Literatur ist hierfür kein erfolgreiches Beispiel zu finden. Vielmehr ist das Modell WaSiM darauf ausgelegt, die Abflussganglinie an einem Punktauslass eines EZG möglichst genau abzubilden (Schulla 1997). Hierfür sind in der Literatur zahlreiche erfolgreiche Beispiele zu finden (z. B. Fritsch & Katzenmeier 2001, Gurtz et al. 2003, Bormann & Elfert 2010, Singh et al. 2012, Anis & Rode 2014). Eine flächendifferenzierte Darstellung des mit WaSiM simulierten Wasserhaushaltes ist in der Literatur jedoch nur sehr vereinzelt und dann meist nur für einzelne Ereignisse bzw. Tage und Wasserhaushaltskomponenten abgebildet (z. B. Ollesch et al. 2006, Ollesch 2008, Anis 2013). Mehrjährige, mit WaSiM simulierte Mittelwerte sind lediglich bei Jasper et al. (2006) zu finden.

Insgesamt ist die räumlich differenzierte Darstellung von Wasserhaushaltskomponenten in der Literatur vergleichsweise selten (vgl. Tab. 1.3), auch wenn die Bereitstellung räumlich hoch aufgelöster Daten, die Einführung Geographischer Informationssysteme sowie eine vermehrte Nutzung von Fernerkundungsverfahren in den letzten Jahrzehnten zu einer besseren Flächendetaillierung hydrologischer Modelle beigetragen haben (Liebscher & Mendel 2010). Die Gründe für das Fehlen simulierter räumlicher Verteilungen verschiedener Wasserhaushaltskomponenten in der Literatur können unterschiedliche Ursachen haben. Ein möglicher Grund wäre, dass die Modellgüte in einem hydrologischen EZG meist nur danach beurteilt wird, ob die gemessene und modellierte Abflussganglinie eine hohe Übereinstimmung zeigen (Beven & Binley 1992). Dabei wird davon ausgegangen, dass alle wichtigen Prozesse durch das Modell berücksichtigt werden, wenn die Systemantwort durch das Modell richtig beschrieben wird (Spank & Bernhofer 2013). Zudem besteht in vielen Studien nur Interesse an simulierten Pegeldaten. Oft fehlen auch Daten, die eine Überprüfung der Modellierungsergebnisse in der Fläche ermöglichen würden. Hierbei spielt auch eine Rolle, dass oft auf Felduntersuchungen verzichtet wird, da diese zu zeitintensiv und teuer sind. Daher wird oft eine hydrologische Modellierung nur mit vorhandenen Daten (z. B. Pegeldaten) vorgenommen und weitestgehend auf eine Überprüfung der Modellierungsergebnisse im Feld verzichtet. Außerdem erlaubt die Modellstruktur vieler hydrologischer Modelle nicht immer eine räumlich differenzierte Darstellung der Modellierungsergebnisse. Hierzu zählen z. B. viele Black-Box-Modelle sowie halb-räumlich gegliederte Modelle, bei denen aufgrund von Teileinzugsgebieten oder Hydrotopbildung der Raumbezug verloren geht (Schulla 1997).

Seit Entwicklung des Modells WaSiM Ende der 1990er Jahre (Schulla 1997) sind insgesamt die Anforderungen an hydrologische Modelle gestiegen. Während Ende des letzten Jahrhunderts die erfolgreiche Modellierung der Abflussganglinie an einem Punktauslass im Vordergrund stand, gewinnt seit einigen Jahren die Forderung nach einer räumlich differenzierten Darstellung einzelner Wasserhaushaltskomponenten zunehmend an Bedeutung. So zählt beispielsweise die Messung und Simulation der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte zu den aktuellen Herausforderungen in der Hydrologie (Cornelissen et al. 2013), da diese u. a. bei der Hochwasserentstehung und -vorhersage eine bedeutende Rolle spielt (Fritsch & Katzenmeier 2001, Belz et al. 2013). Zudem existieren beispielsweise auch Forderungen nach einer besseren Beschreibung der unterirdischen Abflussbildung (Fritsch & Katzenmeier 2001). Des Weiteren sind noch nicht alle physikalischen Größen bekannt, die bei der Entstehung von Niedrigwasser eine Rolle spielen. Folglich werden in den heute verwendeten Modellen die niedrigwasserspezifischen Prozesse in der Modellstruktur wahrscheinlich unzureichend berücksichtigt (Meyer et al. 2011). Obwohl die Bedeutung von Makroporen bei der Abflussbildung vor vielen Jahren bereits erkannt wurde, wird die Makroporendynamik, da sie schwer zu bestimmen ist, nur in wenigen Modellen berücksichtigt (Fritsch & Katzenmeier 2001). Gegenwärtig scheinen somit die meist für andere Fragestellungen entwickelten, existierenden Modelle

noch nicht in der Lage zu sein, die im Allgemeinen gestiegenen Anforderungen an hydrologische Modelle vollends zu befriedigen.

Auch wenn weltweit in der Literatur ausführlich über erfolgreiche Modellierungen in verschiedenen EZG mit hydrologischen Modellen berichtet wird, kann nicht geleugnet werden, dass es kein allgemeingültiges Modell gibt, das alle Ansprüche befriedigt (Liebscher & Mendel 2010). Die Tatsache, dass sehr selten über das Versagen hydrologischer Modelle berichtet wird (Beven 2001, Andréassian et al. 2010), zeigt, dass durch Modellrechnungen eigentlich nur das belegt werden soll, wonach gesucht wird (Kirchner 2003). Jedoch können auch aus gescheiterten Modellanwendungen neue (wissenschaftliche) Erkenntnisse gewonnen werden, die zu einer Verbesserung existierender Modell beitragen könnten (Andréassian et al. 2010, Liebscher & Mendel 2010).

Das in dieser Arbeit verwendete Modell WaSiM erhebt für sich den Anspruch, den hydrologischen Wasserkreislauf in EZG mit einer Größe von weniger als 1 km² bis hin zu mehreren 10 000 km² modellieren sowie in verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalenbereichen eingesetzt werden zu können (Schulla 1997, 2015). Das Modell wurde für das Thur-EZG in der Schweiz (1 700 km²) entwickelt, das ein typisches voralpines bis alpines EZG darstellt. Jedoch ist das Modell auch unter anderen klimatischen und geomorphologischen Bedingungen anwendbar (Schulla 1997). In der Tat belegen zahlreiche Studien eine erfolgreiche Anwendung von WaSiM unter verschiedenen klimatischen und geomorphologischen Bedingungen, zumindest dann, wenn die Güte der Modellierung nur anhand gemessener und modellierter Abflussganglinien beurteilt wird. Die zuvor in diesem Kapitel beschriebenen Modellierungsergebnisse zeigen, dass die Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe nicht ganz zufriedenstellend ist, insbesondere dann nicht, wenn man den Anspruch erhebt, dass die Modellierungsergebnisse sowohl am Pegel als auch in der räumlichen Verteilung plausibel durch das Modell wiedergegeben werden. Wird nur Wert auf die korrekte Abbildung der Abflussganglinie durch WaSiM gelegt, so wird auch für das EZG der Grimmer Nuthe eine hohe Güte des Modells erzielt.

Beim Betrachten in der Literatur abgebildeter mit WaSiM simulierter Abflussganglinien und deren Vergleich mit Messwerten fällt auf, dass auch in anderen Studien einige der Probleme zu identifizieren sind, die auch im EZG der Grimmer Nuthe aufgetreten sind:

- Unterschätzung des Abflusses in Trockenwetterphasen (z. B. Gurtz et al. 2003, Bormann & Elfert 2010, Lünich et al. 2011, Gädeke et al. 2014),
- (teilweise) fehlende Dynamik im Abflussgeschehen in Trockenwetterphasen (z. B. Schulla 1997, Gurtz et al. 2003, Gerber 2008, Breuer et al. 2009, Bormann & Elfert 2010),
- (teilweise) zu schneller Abfall der Abflusskurve zu Beginn einer Trockenwetterphase (z. B. Gerber 2008, Bormann & Elfert 2010),
- zu niedrige Abflusswerte am Ende einer Trockenwetterphase (z. B. Gerber 2008, Bormann & Elfert 2010),
- Überschätzung der Abflussspitzen (z. B. Schulla 1997, Gurtz et al. 2003, Breuer et al. 2009, Bormann & Elfert 2010, Lünich et al. 2011),
- teilweise Werte von bis zu ca. 10 mm d⁻¹ für den kapillaren Aufstieg (z. B. Gurtz et al. 2003) und
- sehr geringe Werte für den Q₈ (z. B. Schulla 1997, Gurtz et al. 2003, Gerber 2008).

Die Tatsache, dass diese Problematik nicht nur im EZG der Grimmer Nuthe auftritt, deutet darauf hin, dass die aufgetretenen Probleme bei der hydrologischen Modellierung mit WaSiM im Wesentlichen auf die Modellstruktur und nicht auf die Parametrisierung des Modells zurückzuführen sind. Dennoch kann eine unterschiedliche Modellparametrisierung zu voneinander abweichenden Ergebnissen führen, da WaSiM mehr als 100 Modellparameter aufweist (Breuer et al. 2009). Eine Vielzahl möglicher Parameterkombinationen kann so zu ähnlichen Ergebnissen führen (Neumann 2005, Uhl 2005). Die in dieser Arbeit verwendete Methode zur Parametrisierung des Modells (Identifizierung sensibler Parameter, manuelle Kalibrierung) ist ein verbreitetes und gängiges Verfahren. Ob eine automatische Parameterschätzung zu besseren Simulationsergebnissen führen würde, wurde nicht untersucht.

Ein möglicher Grund für eine eingeschränkte Anwendbarkeit von WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe könnte sein, dass der *Westfläming* deutliche klimatische und geomorphologische Unterschiede zum Thur-EZG aufweist. So weist der sehr trockene *Westfläming* im Gegensatz zum durch Festgestein geprägten Thur-EZG einen Lockergesteinsuntergrund auf. Während der Q_B im Fläming eine bedeutende Rolle bei der Abflussbildung zukommt, spielt dieser im Gebirge als grundwasserbürtiger Abfluss hingegen nur eine untergeordnete Rolle. Hier wird die Abflussbildung stärker durch den Q_{ifl} geprägt (Peschke 2001). Die sehr geringen mit WaSiM simulierten Werte für den Q_B sind darin begründet, dass bei der Modellierung der Q_{ifl} eingeführt wird (Schulla 1997). Da bei dem in WaSiM implementierten Berechnungsverfahren für die GWN auch der Q_B einbezogen wird (vgl. Kap. 2.2.4), sind die simulierten Werte der GWN im EZG der Grimmer Nuthe sehr gering. Eventuell könnten durch Verwendung anderer Berechnungsverfahren für den Q_B und die GWN im EZG der Grimmer Nuthe noch bessere Ergebnisse erzielt werden.

Das Modell WaSiM verwendet sowohl physikalisch begründete als auch konzeptionelle Ansätze (Schulla 1997, Fritsch & Katzenmaier 2001, Pöhler 2006). Damit weist WaSiM auch eine empirische Komponente auf. Obwohl das Bodenmodell durch die Verwendung der Richards-Gleichung einen physikalischen Hintergrund aufweist, werden zudem Modellannahmen verwendet, die nicht physikalisch begründet sind (z. B. $k_{recession}$). Auch wenn das Bodenmodell meist zufriedenstellende Ergebnisse liefert (Schulla 1997), treten wie im EZG der Grimmer Nuthe ggf. Probleme bei der Modellierung auf. Eine Verbesserung der Modellierungsergebnisse könnte möglicherweise erreicht werden, wenn die pedologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten des EZG differenzierter im Modell berücksichtigt werden könnten. Durch die Verwendung gleichmächtiger Bodenschichten und Aquifere mit gleichen Eigenschaften werden die natürlichen Verhältnisse in WaSiM stark vereinfacht. Würden variable Horizontabfolgen sowie unterschiedliche Boden- und Aquifermächtigkeiten berücksichtigt werden (Gerber 2008), so könnten vielleicht bessere Modellierungsergebnisse erzielt werden, da die standörtlichen Bedingungen besser durch das Modell erfasst würden. So könnte z. B. im EZG der Grimmer Nuthe berücksichtigt werden, dass die Geschiebemergeldecke zwischen dem GWL I und GWL II lokal Lücken aufweist und so eine lokale Verkopplung der GWL vorliegt (Luckner et al. 2002).

Auch das in WaSiM implementierte Verfahren zur Berechnung des Abflusses basiert auf einem konzeptionellen Ansatz. Unter Berücksichtigung der Topographie erfolgt die Abflussbildung nach dem Konzept variabler Sättigungsflächen (Schulla 1997). Eventuell ist dieses implementierte Verfahren für das Abflussrouting für gebirgige EZG optimal, jedoch nicht für EZG, die keine großen topographischen Unterschiede aufweisen. Gleiches gilt für das Berechnungsverfahren des Q_{ifl} . Translation und Retention des Q_{ifl} im Gewässernetz werden dadurch erfasst, dass zunächst eine Speicherung des gebildeten Abflusses in der entsprechenden Rasterzelle stattfindet. Danach wird der Abfluss einem Einzellinearspeicher zugeführt (Fritsch & Katzenmaier 2001). Insgesamt ist es schwierig, die Höhe der einzelnen Abflusskomponenten zu quantifizieren, da der Q_{ges} die einzige Größe ist, die am Pegel direkt gemessen werden kann (Jankiewicz et al. 2005).

Abschließend ist festzustellen, dass es bei bestimmten Modellanwendungen durchaus sinnvoll sein kann, Modellerweiterungen – wie die Kopplung mit einem numerischen Grundwassermodell – oder weitere bestehende physikalisch basierte Modelle bei der Modellierung mit WaSiM zu nutzen (Schulla 1997), um bessere Ergebnisse zu erzielen.

3.3.4 Abschätzung möglicher Auswirkungen des Klimawandels auf den Boden- und Landschaftswasserhaushalt (2011–2070)

Um den Einfluss der für die Zukunft prognostizierten veränderten klimatischen Bedingungen auf das Abflussverhalten der Grimmer Nuthe abschätzen zu können, kann mit WaSiM eine hydrologische Modellierung mit Klimaszenariodaten durchgeführt werden. Um verlässliche Ergebnisse zu erhalten, ist es jedoch zwingend notwendig, dass der Landschaftswasserhaushalt bereits in der Vergangenheit möglichst realitätsnah abgebildet wird und somit das Modell prognosefähig ist (Blomenhofer et al.

2012). Die in Kap. 3.3.3 aufgezeigten Ergebnisse zeigen jedoch, dass der Boden- und Landschaftswasserhaushalt bereits in der Vergangenheit mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe nicht vollständig richtig abgebildet wird, sodass mit WaSiM – mit und ohne Grundwassermodell – keine belastbaren Prognosen für die Zukunft durchgeführt werden können. Aus diesem Grund wird an dieser Stelle auf Klimaszenariorechnungen mit WaSiM verzichtet. Jedoch können durch Überlegungen und den Vergleich mit in der Literatur existierenden Studien Entwicklungstendenzen abgeleitet werden, die wahrscheinlich im EZG der Grimmer Nuthe auftreten werden.

Aufgrund der für die Zukunft prognostizierten klimatischen Entwicklungen (vgl. Kap. 3.1) ist davon auszugehen, dass – wie in anderen europäischen Flussgebieten – auch bei der Grimmer Nuthe Änderungen im Abflussverhalten und Abflussregime auftreten werden. Eine Verringerung des Gebietsniederschlags, steigende Lufttemperaturen, eine Zunahme der Gebietsverdunstung und häufiger auftretende Dürren werden dazu führen, dass das Abflussvolumen der Grimmer Nuthe insgesamt abnehmen wird, sodass häufiger geringe Wasserstände erreicht werden. Bereits heute können in der Elbe und ihren Nebenflüssen Veränderungen im Abflussregime beobachtet werden, indem sich die Abflussspitzen ins zeitige Frühjahr verschoben haben und die Abflussmengen im Sommer zurückgegangen sind (Kropp et al. 2009). In Zukunft ist mit einer Verstärkung dieser Effekte zu rechnen. Im Winter ist in der Grimmer Nuthe wie bei Elbe, Saale und Bode tendenziell mit einer Abflusszunahme zu rechnen (Kropp et al. 2009), da die N_w leicht zunehmen werden (vgl. Kap. 3.1). Zudem wird es aufgrund wärmerer Temperaturen im Winterhalbjahr früher im Jahr zur Schneeschmelze kommen und so dazu führen, dass Hochwasserspitzen zeitiger im Jahr auftreten werden (EEA 2007, Hattermann 2009, Lüttger et al. 2011). Nach der Schneeschmelze und mit Beginn der Vegetationsperiode, die zeitiger eintreten wird, werden die Abflussmengen im Sommerhalbjahr zurückgehen, da aufgrund höherer Lufttemperaturen die Wasseraufnahmefähigkeit der Luft zunehmen (Hattermann 2009, Lüttger et al. 2011) und es verstärkt zur Verdunstung des Wassers kommen wird. Außerdem werden im Sommer ausgeprägtere und längere Trockenperioden auftreten, die zu einer Abnahme der Sommerabflüsse führen werden (Kropp et al. 2009, Lüttger et al. 2011). Die geringeren sommerlichen Wasserstände werden auch Auswirkungen auf die Gewässerökologie und den Nährstoffkreislauf aquatischer Ökosysteme haben (EEA 2007).

Des Weiteren ist davon auszugehen, dass aufgrund der veränderten klimatischen Bedingungen in Zukunft die GWN im EZG der Grimmer Nuthe stark abnehmen wird. Dieses prognostizieren z. B. auch Pfützner et al. (2013b) für den Fläming (ArcEgmo, WETTREG2010). Eine Folge abnehmender GWN werden sinkende GWST sein, die v. a. in niederschlagsärmeren Perioden deutlich zu spüren sein werden. Die sinkenden GWST werden wiederum zu einer weiteren Abnahme der Abflüsse in der Grimmer Nuthe (LAU 2014) sowie zu einem zeitweiligen Trockenfallen dieses Flusses führen. Eine Verminderung der Gewässerdichte ist eine Folge. Dies hat wiederum direkte Auswirkungen auf die Abflussdynamik, bei der der Q_b zukünftig eine bedeutendere Rolle spielen wird. Folglich werden hydrologische Modelle, die an einer beobachteten Abflussganglinie kalibriert wurden, nur noch eingeschränkt oder nicht mehr anwendbar sein (Meyer et al. 2011, Lischeid 2012).

Zudem bleibt abzuwarten, welchen Einfluss veränderte klimatische Bedingungen auf die zukünftige Landnutzung haben werden. So ist es möglich, dass demnächst vermehrt zwei Hauptkulturen innerhalb eines Jahres angebaut und geerntet werden könnten. Dies würde zu einem erhöhten Wasserbedarf der Pflanzen führen, sodass sie sommerlichen Abflüsse der Grimmer Nuthe noch weiter zurückgehen würden (Lüttger et al. 2011).

3.4 Abschätzung der jährlichen Sickerwasserraten im *Westfläming* mit dem TUB-BGR-Verfahren

3.4.1 Beispielgebiete für die Auswertung der jährlichen Sickerwasserraten im *Westfläming*

Die in der Vergangenheit beobachteten und die für die Zukunft prognostizierten klimatischen Bedingungen haben einen direkten Einfluss auf die quantitative Veränderung der Sickerwasserbildung. Für die Analyse der Entwicklung der jährlichen Sickerwasserraten (SWR_j) wurden einerseits der gesamte *Westfläming* und andererseits sechs Beispielgebiete (Abb. 3.54) innerhalb des *Westfläming*s mit einer Größe von jeweils 3000 m x 3000 m betrachtet. Als Beispielgebiete wurden fünf Gebiete ausgewählt, die überwiegend eine vorherrschende Landnutzung aufweisen (Acker-, Grünland, Laub-, Nadel- oder Mischwald), und ein Gebiet, in dem Areale dieser fünf Landnutzungsarten vertreten sind (Abb. 3.55). Die Böden unterscheiden sich in den sechs Beispielgebieten deutlich voneinander (Tab. 3.21). Im Gebiet *Ackerland* treten v. a. Gley-Braunerden und Braunerden mit im Durchschnitt mittel hohen nFKWe-Werten auf. Im Gebiet *Grünland* treten v. a. durch Grund- und Stauwasser

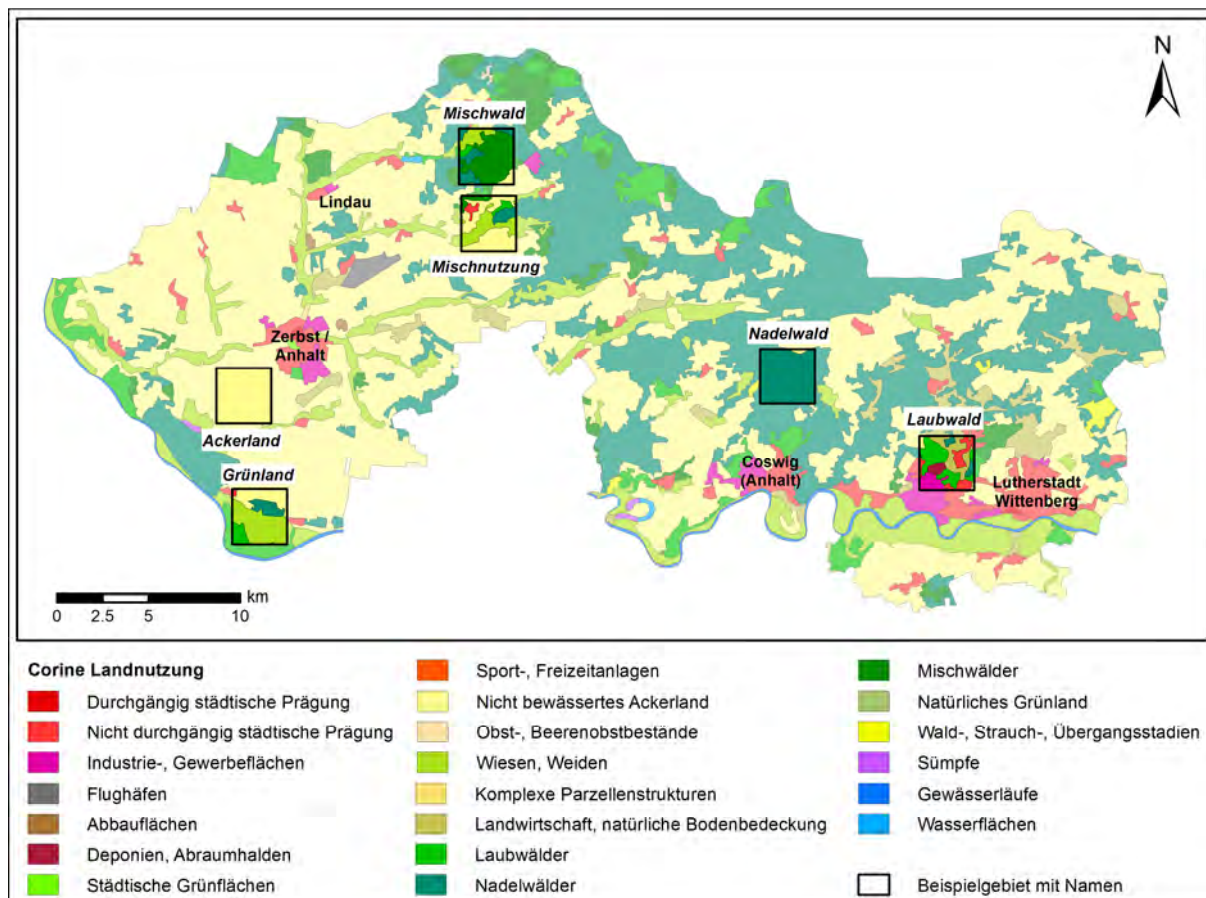


Abb. 3.54: Lage und Landnutzung der sechs Beispielgebiete im *Westfläming*. Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, European Environment Agency, DLR-DFD (2009); VG250; © GeoBasis-DE/BKG (2011). Geographisches Koordinatensystem: WGS84, Projektion: UTM 32N.

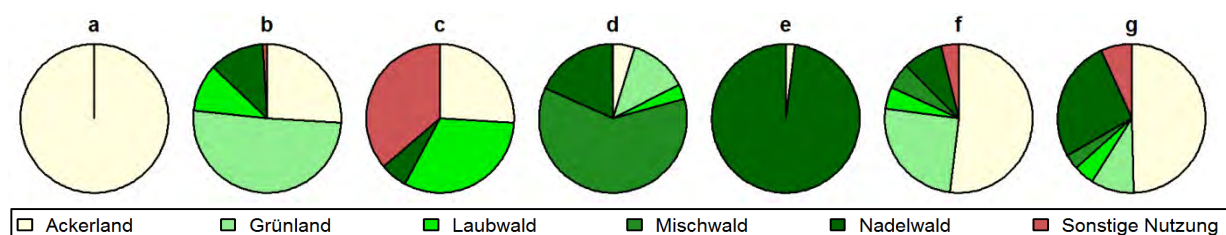


Abb. 3.55: Prozentuale Verteilung der Landnutzung in den sechs Beispielgebieten (a–f) und im *Westfläming* (g). a: *Ackerland*, b: *Grünland*, c: *Laubwald*, d: *Mischwald*, e: *Nadelwald*, f: *Mischnutzung*, g: *Westfläming*. Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, Federal Environment Agency DLR-DFD (2009). Geographisches Koordinatensystem: WGS84, Projektion: UTM 32N.

Tab. 3.21: Prozentuale Verteilung der Bodentypen und deren durchschnittliche nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum (nFKWe) in den sechs Beispielgebieten und im Westfläming. Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, Federal Environment Agency DLR-DFD (2009); VBK50 & Horizont- und Profil/Flächendaten, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011). Geographisches Koordinatensystem: WGS84, Projektion: UTM 32N.

	Ackerland		Grünland		Laubwald		Mischwald		Nadelwald		Mischnutzung		Westfläming	
	Fläche [%]	nFKWe [mm]	Fläche [%]	nFKWe [mm]	Fläche [%]	nFKWe [mm]	Fläche [%]	nFKWe [mm]	Fläche [%]	nFKWe [mm]	Fläche [%]	nFKWe [mm]	Fläche [%]	nFKWe [mm]
Anmoorgley	0.2	57.4	–	–	1.4	42.1	–	–	–	–	1.3	39.0	2.2	39.0
Braunerde	18.1	100.0	4.5	78.7	38.6	75.6	55.6	70.3	76.4	63.5	20.8	75.7	30.9	74.9
Braunerde-Fahlerde	4.1	119.4	2.7	117.0	–	–	11.3	112.4	0.6	119.2	18.5	118.6	9.4	121.4
Braunerde-Podsol	4.1	86.5	1.5	81.5	4.4	81.7	3.4	84.4	20.6	73.4	8.1	83.6	13.2	78.8
Erdnieder-moor	–	–	0.2	77.0	–	–	9.2	62.1	–	–	12.3	99.2	2.5	88.2
Fahlerde	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.1	132.3
Gley	1.2	80.1	1.7	49.4	3.8	73.8	–	–	–	–	5.6	90.7	6.3	66.9
Gley-Braun-erde	50.3	127.5	4.5	78.8	–	–	–	–	–	–	0.9	129.4	1.8	109.7
Gley-Podsol	–	–	0.3	49.4	0.8	83.8	1.0	80.7	–	–	0.4	83.0	1.4	82.5
Gley-Pseu-dogley	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.6	153.5
Gley-Vega	–	–	10.2	166.2	–	–	–	–	–	–	–	–	3.6	163.2
Humusgley	5.4	114.1	1.0	86.7	5.5	129.5	19.4	70.8	2.4	62.3	25.1	113.5	5.4	106.5
Humuspseu-dogley	14.3	136.3	7.3	130.6	–	–	–	–	–	–	–	–	2.5	137.6
Kolluvisol	–	–	–	–	1.3	69.5	–	–	–	–	–	–	0.1	93.0
Podsol	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.1	72.4
Podsol-Braunerde	–	–	–	–	12.5	75.0	–	–	–	–	–	–	0.8	75.8
Pseudogley	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.1	118.1
Pseudogley-Braunerde	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.8	121.1	6.9	119.2
Pseudogley-Vega	–	–	4.6	161.2	–	–	–	–	–	–	–	–	0.9	165.5
Regosol	–	–	9.6	71.0	–	–	–	–	–	–	–	–	0.3	71.5
Vega	–	–	49.4	149.0	–	–	–	–	–	–	–	–	3.4	149.5
NoData	2.4	110.2	2.6	121.0	31.7	85.5	–	–	–	–	6.3	98.8	7.6	98.6

Tab. 3.22: Mittlere Werte der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum und des mittleren Niedriggrundwasserstandes im gesamten Westfläming. Datengrundlage: VBK50 & Horizont- und Profil/Flächendaten, Landesamt für Geologie und Bergwesen, Sachsen-Anhalt (2011). Verändert nach Paul et al. (2014).

Landnutzung	mittlere nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum [mm]	mittlerer Niedriggrundwasserstand unter Geländeoberfläche [m]
Ackerland	102.6	2.43
Grünland	119.3	1.30
Laubwald	108.9	2.29
Mischwald	80.7	2.42
Nadelwald	72.1	2.68

episodisch bis ganzjährig beeinflusste Böden wie Vegen und Gley-Vegen mit hohen nFKWe-Werten auf. In den Gebieten *Laub-*, *Misch-* und *Nadelwald* dominieren Braunerden mit im Mittel geringen nFKWe-Werten. Ebenso sind im Gebiet *Mischnutzung* und im *Westfläming* Braunerden mit ihren unterschiedlichen Ausprägungen der dominante Bodentyp. Anhand der ausgewählten Beispiele können der Einfluss von Landnutzung, Bodeneigenschaften und Grundwasserstand auf die in Höhe der SWR_j untersucht und Trends aufgezeigt werden.

3.4.2 Ist-Zustand (1991–2010)

In der Referenzperiode 1991–2010 zeigte sich im *Westfläming* ein sehr differenziertes Bild mit sich lokal stark voneinander unterscheidenden mittleren jährlichen Sickerwasserraten ($mSWR_j$) (Abb. 3.56). Deutlich zu erkennen sind die Flüsse Elbe und Nuthe, in deren Auenbereichen die $mSWR_j$ mit Werten von bis zu 50 mm a^{-1} am niedrigsten ausfielen. Teilweise lagen die $mSWR_j$ im negativen Bereich. Dabei bedeuten negative Werte, dass keine GWN stattfindet, aufgrund hoher ET-Raten KA in die Wurzelzone eintritt und Grundwasserzehrung stattfindet.

In den meist als Grünland genutzten Auenbereichen der Flüsse liegt der Grundwasserspiegel nahe unter der GOF (Abb. 3.57). Gemittelt über alle Grünlandflächen im *Westfläming* liegt der MNGW bei 1.30 m unter GOF (Tab. 3.22). Somit kann, wenn das Sättigungsdefizit der Luft hoch ist, Wasser kapillar aus dem Grundwasser aufsteigen und zur Grundwasserzehrung beitragen. In den Waldgebieten des *Hohen Fläming*s kommen nur wenige grundwassernahe Standorte wie die Monitoringstandorte *Paradies* und *Eichenmischwald* vor. Auf den grundwasserfernen Standorten liegt der MNGW meist bei mehr als 2.50 m, sodass weder KA noch Grundwasserzehrung auftritt. Die meist sandigen Waldböden mit ihren geringen nFKWe-Werten (Abb. 3.58) begünstigen die Versickerung des Niederschlagswassers, da nur geringe Wassermengen gegen die Schwerkraft im Boden gehalten werden können. Die höchsten $mSWR_j$ wurden unter Ackerflächen erreicht, die meist grundwasserfern sind.

Mittlere jährliche Sickerwasserraten in den sechs Beispielgebieten

Wie Abb. 3.59 zeigt, fielen die $mSWR_j$ in den sechs Beispielgebieten in der Referenzperiode sehr unterschiedlich hoch aus. Ebenso war die Variabilität zwischen den einzelnen Jahren und Beispielgebieten unterschiedlich stark ausgeprägt. Die geringsten interannuellen Unterschiede – gemittelt über das gesamte betrachtete Gebiet – wies das Beispielgebiet *Nadelwald* auf. Dies ist darin begründet, dass das Gebiet zu 98 % von Nadelwald bedeckt ist und nur wenige Bodentypen vorkommen, die nur geringe Unterschiede in den nFKWe-Werten aufweisen. Betrachtet man die Werte der einzelnen Rasterzellen innerhalb des Gebietes, so wurden die höchsten $mSWR_j$ für die wenigen im Gebiet liegenden grundwasserfernen Ackerflächen ($MNGW \geq 2.00 \text{ m}$) und die niedrigsten Werte für die

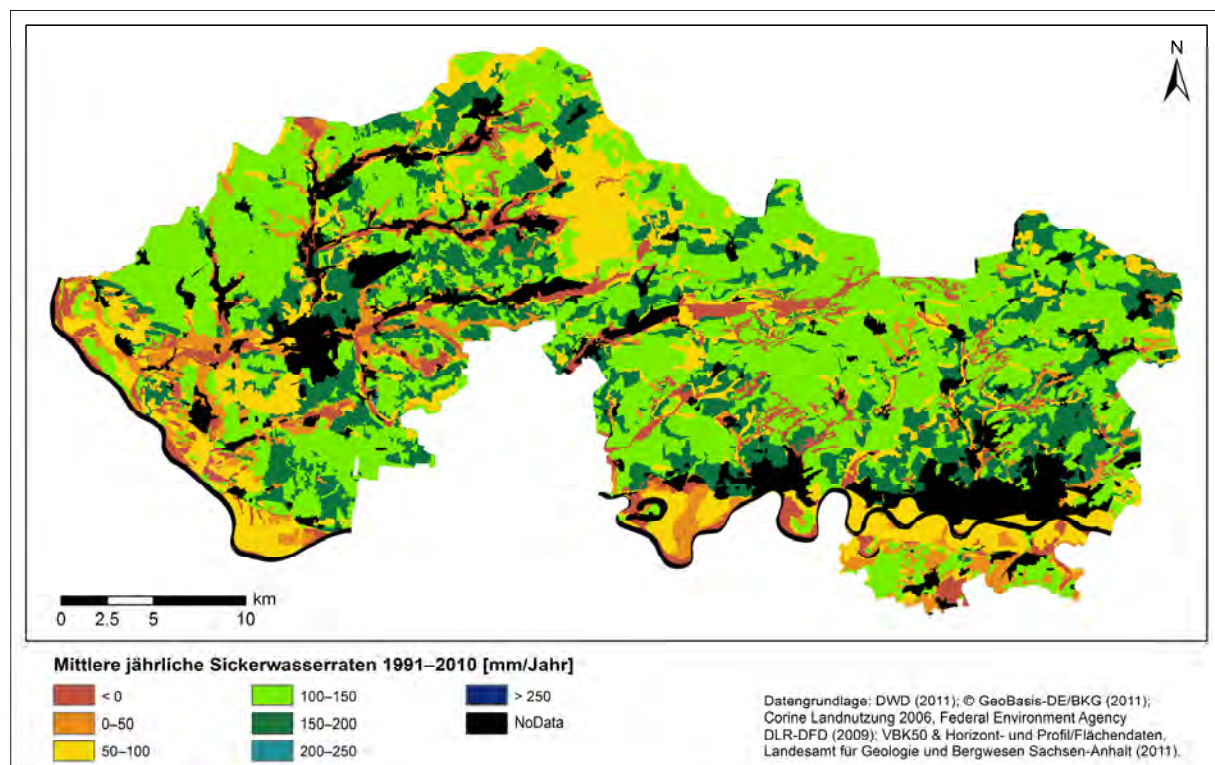


Abb. 3.56: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserraten 1991–2010 für den *Westfläming*. Geographisches Koordinatensystem: WGS84, Projektion: UTM 32N.

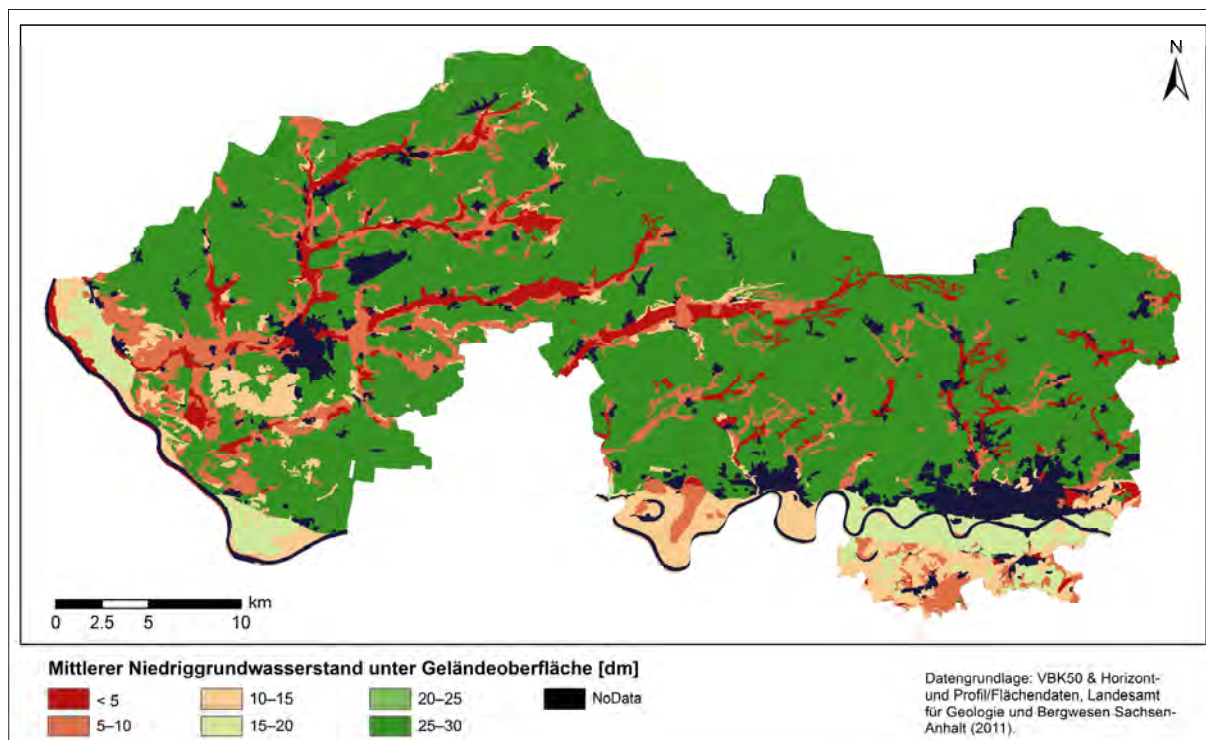


Abb. 3.57: Mittlerer Niedriggrundwasserstand im Westfläming. Geographisches Koordinatensystem: WGS84, Projektion: UTM 32N.

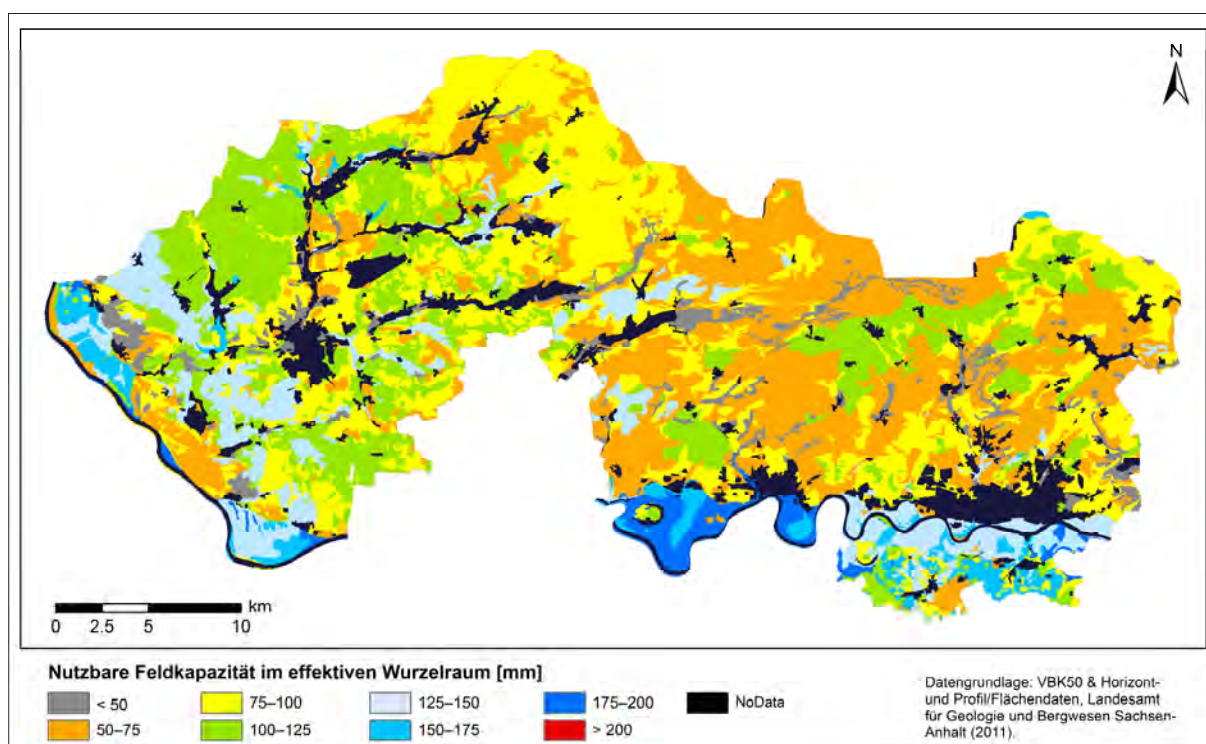


Abb. 3.58: Berechnete nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum für den Westfläming. Geographisches Koordinatensystem: WGS84, Projektion: UTM 32N.

grundwassernahen Nadelwaldstandorte ($MNGW = 0.80 \text{ m}$) berechnet.

Im Gebiet *Ackerland* wurden die niedrigsten $mSWR_j$ für Rasterzellen mit grundwassernahen Humusgleyen und Humuspseudogleyen berechnet. Hier lag im Mittel der Jahre 1991–2010 die GWN bei null und es fand Grundwasserzehrung statt. Die höchsten $mSWR_j$ wurden für Rasterzellen mit grundwasserfernen Braunerden und nFKWe-Werten um 75 mm berechnet. Da das Gebiet *Ackerland* aus-

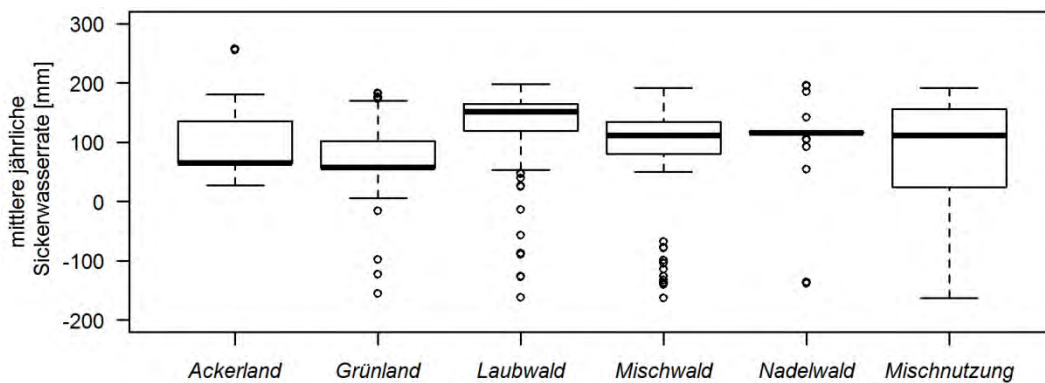


Abb. 3.59: Variabilität der mittleren jährlichen Sickerwasserraten in den sechs Beispielgebieten im Westfläming (1991–2010). Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, Federal Environment Agency DLR-DFD (2009); © GeoBasis-DE/BKG (2011); DWD (2011); PIK (2012); VBK50 & Horizont- und Profil/Flächendaten, Landesamt für Geologie und Bergwesen, Sachsen-Anhalt (2011).

schließlich ackerbaulich genutzt wird, war die interannuelle Variabilität der $mSWR_j$, gemittelt über das gesamte Gebiet, verglichen mit den anderen Beispielgebieten gering. Die Höhe der $mSWR_j$ war stark von den vorherrschenden klimatischen Bedingungen der einzelnen Jahre abhängig.

Innerhalb des Beispielgebietes *Grünland* lagen die $mSWR_j$ der Grünlandflächen fast alle im negativen Bereich oder knapp über null. Da der MNGW dieser Flächen bei maximal 1.80 m unter GOF liegt und die nFKWe-Werte mittel bis hoch sind, stellten die grünlandwirtschaftlich genutzten Standorte Grundwasserzehrgebiete dar. Somit wurde Grundwasser durch Pflanzen und Boden verdunstet und die GWN war folglich in diesen Rasterzellen null. Dennoch wurden für die innerhalb des Beispielgebietes liegenden Rasterzellen mit grundwasserfernen Acker- und Nadelwaldstandorten hohe $mSWR_j$ berechnet. Gemittelt über das gesamte Gebiet lagen die $mSWR_j$ bei etwa 50 mm a^{-1} . Somit wurden die $mSWR_j$ des Beispielgebietes *Grünland* maßgeblich durch den MNGW, die nFKWe-Werte und die Landnutzung bestimmt. Die in Abb. 3.59 dargestellte innerannuelle Variabilität wurde durch das vorherrschende Klima bestimmt.

Wie Abb. 3.59 zeigt, wies das Beispielgebiet *Laubwald* die größte interannuelle Variabilität der Gebietsmittel der $mSWR_j$ auf. An den innerhalb dieses Gebietes überwiegend als Grünland genutzten Anmoorgley-Standorten mit ihren sehr geringen nFKWe-Werten liegt der MNGW meist bei 0.20 m unter GOF. Ebenso sind an den meist als Grünland genutzten Humusgley-Standorten die Grundwasserstände mit einem MNGW von meist 0.80 m gering. Folglich kam es an den Anmoorgley- und Humusgley-Standorten zum KA und zur Grundwasserzehrung. Hingegen traten die höchsten $mSWR_j$ innerhalb des Beispielgebietes in Rasterzellen mit grundwasserfernen, ackerbaulich genutzten Braunerden und Braunerde-Podsolen auf. Diese Standorte haben nur geringe nFKWe-Werte, sodass wenig Wasser gegen die Schwerkraft im Boden gehalten werden kann und daher die $mSWR_j$ hoch waren. In den Laubwaldarealen des Gebietes herrschen Braunerden, Humusgleye und Anmoorgleye mit MNGW-Werten von maximal 0.80 m und im Mittel nFKWe-Werten von 129 mm vor. Auch diese Gebiete stellten Grundwasserzehrgebiete dar. Die grundwasserfernen Laubwaldareale werden von Braunerden, Braunerde-Podsolen und Kolluvisolen mit im Mittel nFKWe-Werten von 75 mm dominiert. Somit waren die $mSWR_j$ in diesen Arealen positiv.

Die innerhalb des Beispielgebietes *Mischwald* liegenden grundwassernahen Nadel- und Mischwaldflächen weisen durchschnittlich einen MNGW von 0.80 m auf, sodass es an diesen Braunerde- und Humusgleystandorten zur Grundwasserzehrung kam. Hohe $mSWR_j$ wurden hingegen für Rasterzellen mit grundwasserfernen Acker- und Grünlandstandorten berechnet. Wie im Beispielgebiet *Grünland* wurden auch in diesem Gebiet die Gebietsmittelwerte der $mSWR_j$ durch die Landnutzung, nFKWe-, MNGW-Werte und die vorherrschenden klimatischen Bedingungen bestimmt.

Das Beispielgebiet *Mischnutzung* spiegelte gut die mittleren Verhältnisse des *Westflämings* wieder: Die Variabilität der aufgetretenen $mSWR_j$ war hoch und hing stark von der Landnutzung, der $nFKWe$ und dem MNGW ab. Negative Werte wurden z. B. auf grundwassernahen Nadelwald-, Grünland- und Laubwaldstandorten erreicht. Hohe $mSWR_j$ traten jedoch v. a. auf ackerbaulich genutzten, grundwasserfernen Braunerde-Standorten mit geringen $nFKWe$ -Werten auf. Insgesamt deckt dieses Beispielgebiet einen Großteil der vorkommenden Bodentypen mit einem weiten Spektrum an $nFKWe$ - und MNGW-Werten ab, die für den *Westfläming* typisch sind.

In den sechs Beispielgebieten fiel die Höhe der $mSWR_j$ sehr unterschiedlich hoch und die interannuelle Variabilität sehr differenziert aus. Dabei spielten neben den vorherrschenden klimatischen Bedingungen die Landnutzung, die $nFKWe$ und der MNGW eine entscheidende Rolle. Vor allem in Arealen mit hohen Grundwasserständen bildeten sich Grundwasserzehrgebiete aus. Hingegen waren die $mSWR_j$ an grundwasserfernen Standorten mit geringen $nFKWe$ -Werten am höchsten. Da in den jeweiligen Beispielgebieten neben einer vorherrschenden Landnutzungsart auch Flächenareale anderer Landnutzungen vorkommen, ergab sich für die 9 km² großen Gebiete ein sehr differenziertes Bild.

3.4.3 Zukünftige Entwicklungen (2011–2070)

Im Folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der Berechnungen der $mSWR_j$ für den Zeitraum 2011–2070 dargestellt. Dabei wird angenommen, dass sich in Zukunft nur die klimatischen Bedingungen ändern werden. Alle anderen Inputdaten wie die Landnutzung und Bodendaten wurden als konstant angenommen.

Prognostizierte Entwicklungen der mittleren jährlichen Sickerwasserraten im *Westfläming*

Die für die Zukunft prognostizierten klimatischen Bedingungen haben einen direkten Einfluss auf die Höhe der $mSWR_j$. Im *Westfläming* werden die $mSWR_j$ unabhängig von der Landnutzung abnehmen (Paul et al. 2013b). Bereits im Zeitraum 2011–2030 werden die $mSWR_j$ deutlich niedriger als in der Referenzperiode sein. Besonders stark betroffen werden von diesen Abnahmen ackerbaulich und grünlandwirtschaftlich genutzte Flächen sein, insbesondere Standorte mit Braunerde-Fahlerden, Gley-Braunerden, Pseudogley-Braunerden, Humusgleyen, Gleyen, Anmoorgleyen und Gley-Vegen, die mittlere bis hohe $nFKWe$ -Werte aufweisen.

Aufgrund einer prognostizierten niederschlagsreichen Phase für die Jahre 2031–2050 wird es in diesem Zeitraum in Teilen des *Westflämings* zu einer leichten Erhöhung der $mSWR_j$ kommen. Vor allem werden hiervon Nadelwald- und Ackerflächen mit Braunerden und Braunerde-Podsolen sowie geringen $nFKWe$ -Werten im *Hohen Fläming* profitieren. Im übrigen *Westfläming*, insbesondere im *Zerbster Ackerland* und in den Auenbereichen von Elbe und Nuthe, werden die $mSWR_j$ – verglichen mit der Referenzperiode – abnehmen.

Abb. 3.60 zeigt die für den *Westfläming* berechneten $mSWR_j$ für den Zeitraum 2051–2070. Auffällig ist, dass die $mSWR_j$ im gesamten *Westfläming* – unabhängig von der Landnutzungsart – deutlich niedriger als in der Referenzperiode ausfallen werden. Somit werden im *Westfläming* die $mSWR_j$ und die GWN abnehmen. Während die Veränderungen im *Hohen Fläming* am geringsten ausfallen, werden die $mSWR_j$ in den Auenbereichen von Elbe und Nuthe besonders stark abnehmen. Im *Westfläming* werden sich die Grundwasserzehrgebiete stark ausbreiten; ihr prozentualer Flächenanteil wird von 7.5 % (1991–2010) auf 20.7 % (2051–2070) zunehmen. Dabei werden sich die Grundwasserzehrgebiete nicht mehr nur auf die Auenbereiche der Flüsse beschränken, sondern sich auch weiter ins Landesinnere ausweiten. Ebenso werden die $mSWR_j$ auf den ackerbaulich genutzten Flächen deutlich abnehmen; die $mSWR_j$ werden 2051–2070 im Mittel nur noch bei knapp 50 % der heutigen Werte liegen (Abb. 3.61). Insgesamt werden die Flächenanteile im *Westfläming*, auf denen durchschnittlich mehr als 150 mm a⁻¹ Wasser versickern werden, von 21.7 % (1991–2010) auf 2.4 % (2051–2070) abnehmen. Folglich werden die GWN-Raten im *Westfläming* gegenüber heute deutlich vermindert sein.

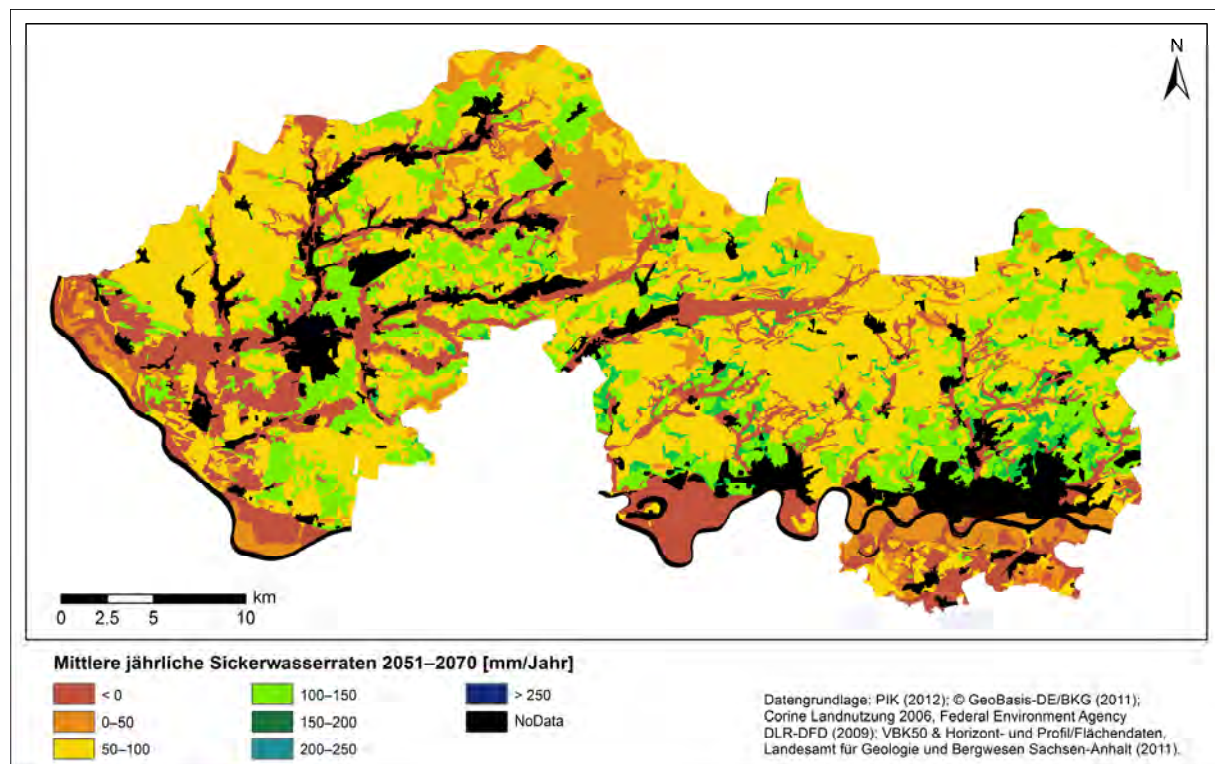


Abb. 3.60: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserraten 2051–2070 für den *Westfläming*. Geographisches Koordinatensystem: WGS84, Projektion: UTM 32N.

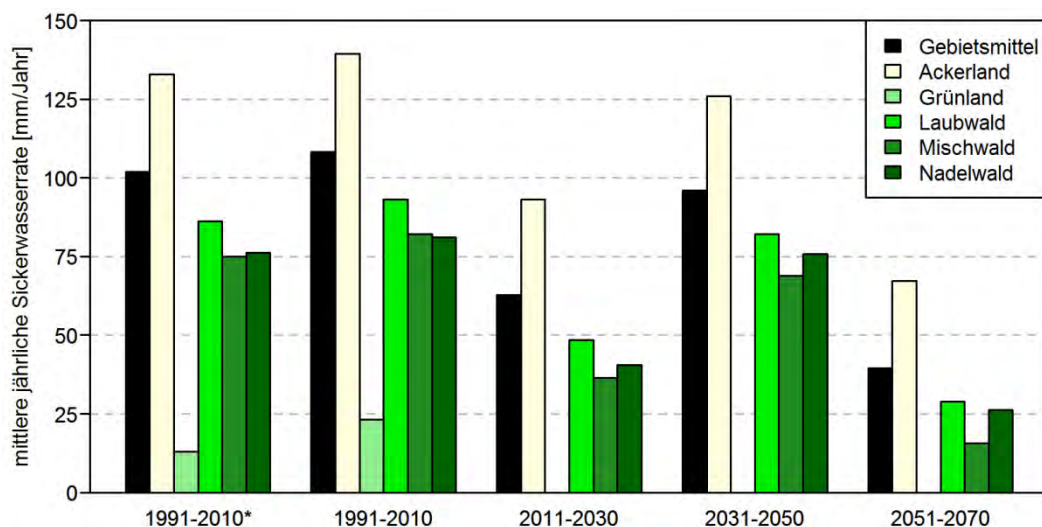


Abb. 3.61: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserrate für den *Westfläming*. Mit * gekennzeichnet sind die mittleren jährlichen Sickerwasserraten, die aus den Beobachtungsdaten berechnet wurden. Datengrundlage: siehe Abb. 3.59

In Abb. 3.61 sind die berechneten $mSWR_j$ für den *Westfläming* als Mittelwert über alle Landnutzungsarten und für die von Acker-, Grünland, Laub-, Misch- und Nadelwald bedeckten Flächen dargestellt. Es fällt auf, dass die $mSWR_j$ stark landnutzungsabhängig sind. Wie in der Referenzperiode werden auch in Zukunft die höchsten $mSWR_j$ unter Ackerland auftreten und über Laub-, Nadel- und Mischwald bis zum Grünland hin abnehmen. Dabei ist der Trend abnehmender $mSWR_j$ bei den fünf genannten Landnutzungsarten unterschiedlich stark ausgeprägt. Bereits in der Periode 2011–2030 muss – gemittelt über alle Landnutzungsarten – mit einer Abnahme der $mSWR_j$ von gut 40 % gerechnet werden. Die prozentual größten Veränderungen werden auf den Grünland- und Mischwaldflächen auftreten, die geringsten Veränderungen unter Ackerland. Im Mittel der Jahre 2031–2050 werden die $mSWR_j$ nur geringfügig unter den heutigen Werten liegen. Jedoch wird es wie auch schon 2011–2030 unter den Grünlandflächen nicht zur GWN kommen.

Gemittelt über die fünf Landnutzungsarten Acker-, Grünland, Laub-, Misch- und Nadelwald werden im *Westfläming* im Mittel der Jahre 2051–2070 die $mSWR_j$ um ca. 64 % gegenüber der Referenzperiode abnehmen. Die prozentual größten Veränderungen werden dabei erneut auf den Grünlandflächen auftreten, gefolgt von Misch-, Laub-, Nadel- und Ackerflächen (Paul et al. 2013b, 2014).

Die Variabilität zwischen den einzelnen Jahren wird bis 2070 deutlich zunehmen (Abb. 3.62). In sehr trockenen Jahren wird es kaum eine Sickerwasserbildung geben, in sehr feuchten Jahren hingegen wird sie über den Mittelwerten liegen oder sogar zunehmen. Dabei hängen die $mSWR_j$ stark von der KWB_j ab. Ist die KWB_j positiv, so fallen die SWR_j deutlich höher als in Jahren mit negativer KWB_j aus (Paul et al. 2014).

Mit dem Mann-Kendall-Trendtest und dem t-Test wurde geprüft, ob die aufgezeigten zukünftigen Entwicklungen der $mSWR_j$ einen Trend mit der Zeit t aufweisen und ob dieser signifikant ist. Zudem wurden die linearen Regressionsgleichungen ermittelt (Tab. 3.23). Es hat sich gezeigt, dass unabhängig von der Landnutzungsart die Entwicklung der $mSWR_j$ einen negativen Trend mit der Zeit t aufweist, welcher bei einem Signifikanzniveau von $\alpha = 0.05$ statistisch signifikant ist. Folglich muss mit einer Abnahme der $mSWR_j$ in Zukunft gerechnet werden. Jedoch fallen die Abnahmen bei den einzelnen Landnutzungsarten unterschiedlich stark aus.

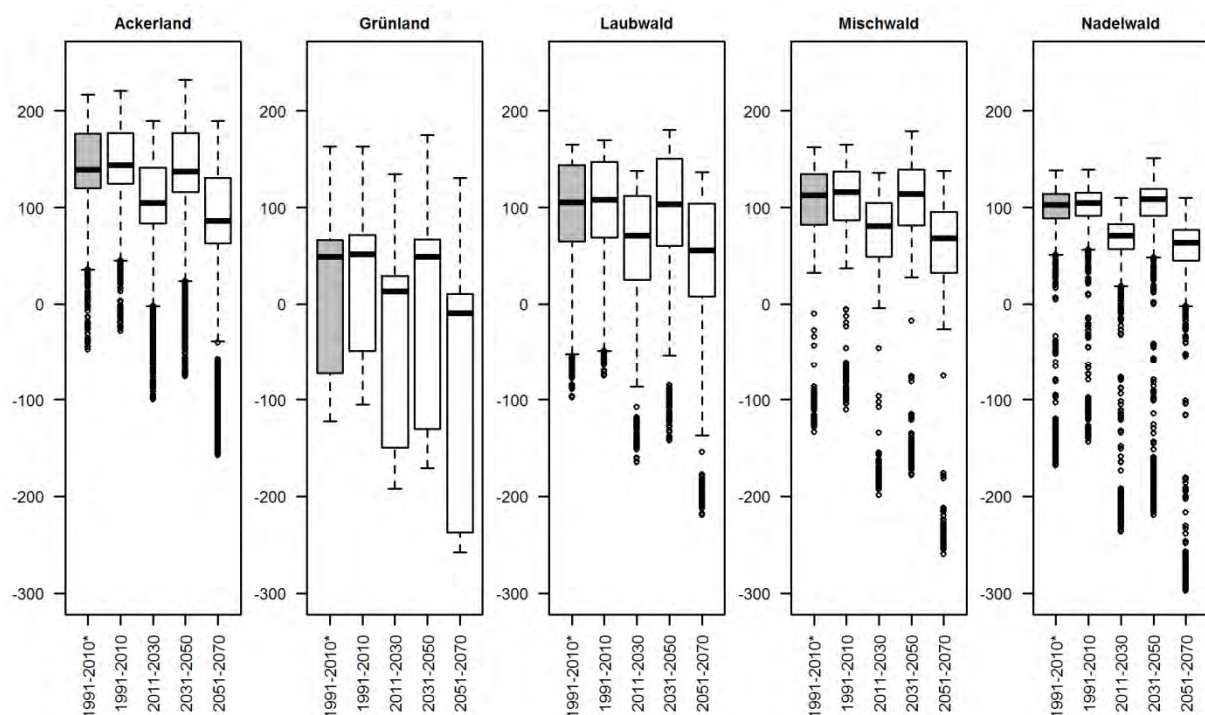


Abb. 3.62: Berechnete mittlere jährliche Sickerwasserraten in Abhängigkeit von der Landnutzung im gesamten *Westfläming* 1991–2070 (Gebietsmittelwerte). y-Achse: mittlere jährliche Sickerwasserrate in mm a^{-1} . Grau hinterlegt und mit * gekennzeichnet sind die mittleren jährlichen Sickerwasserraten, die aus den Beobachtungsdaten berechnet wurden. Datengrundlage: siehe Abb. 3.59. Verändert nach Paul et al. (2014).

Tab. 3.23: Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtests und der Regressionsanalyse (1991–2070). Dargestellt sind die Entwicklungen der mittleren jährlichen Sickerwasserraten (Gebietsmittelwerte) mit der Zeit t in Abhängigkeit von den Hauptlandnutzungsformen im *Westfläming*. Erläuterungen der Signifikanzniveaus siehe Tab. 3.3. Datengrundlage: siehe Abb. 3.59.

Landnutzung	Mann-Kendall-Trendtest			Regressionsanalyse		
	S	τ	p-Wert	lineare Regressionsgleichung	$r_{t,mSWR_j}$	p-Wert
Ackerland	-627	-0.198	0.009**	$SWR_j(t) = -0.97 t + 2074.83$	-0.30	0.006**
Grünland	-789	-0.250	0.001**	$SWR_j(t) = -1.42 t + 2861.26$	-0.36	0.001**
Laubwald	-613	-0.194	0.011*	$SWR_j(t) = -0.90 t + 1896.94$	-0.29	0.008**
Mischwald	-667	-0.211	0.006**	$SWR_j(t) = -0.95 t + 1973.39$	-0.31	0.005**
Nadelwald	-529	-0.167	0.028*	$SWR_j(t) = -0.72 t + 1514.00$	-0.25	0.026*

Prognostizierte Entwicklungen der mittleren jährlichen Sickerwasserraten in den Beispielgebieten

Abb. 3.63 zeigt die relativen Häufigkeiten der $mSWR_j$ sowie die Verteilung der $nFKWe$ und des MNGW im *Westfläming* und in den sechs Beispielgebieten. Wie in der Referenzperiode wird auch in Zukunft die Höhe der $mSWR_j$ in den sechs Beispielgebieten sehr unterschiedlich hoch ausfallen.

Im Gebiet *Ackerland* werden im Zeitraum 2011–2031 auf ca. 54 % der Fläche $mSWR_j$ von maximal 50 mm a^{-1} auftreten. An keinem Standort im Gebiet werden mehr als 150 mm a^{-1} Wasser versickern.

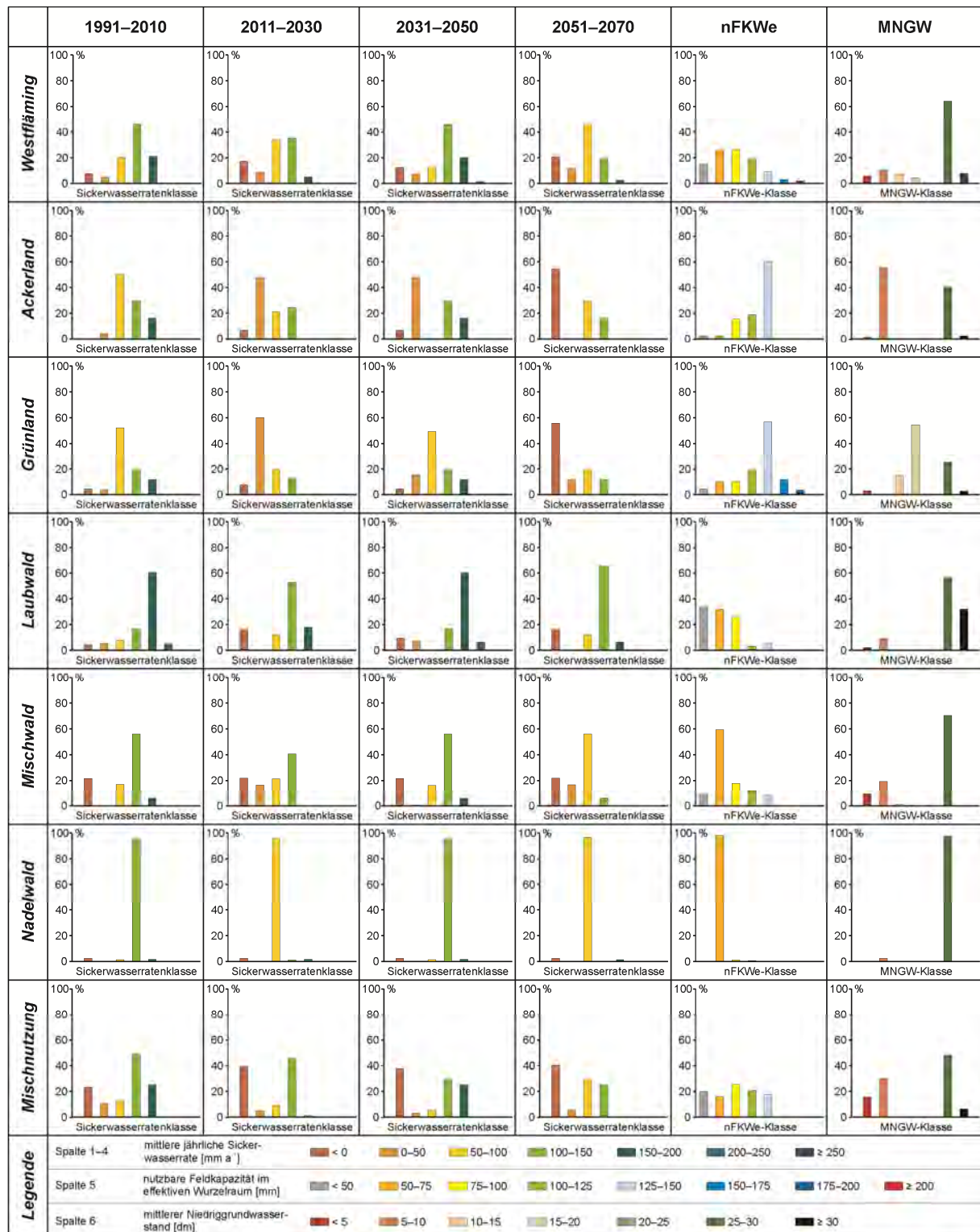


Abb. 3.63: Relative Häufigkeiten der mittleren jährlichen Sickerwasserraten (1991–2070), der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum ($nFKWe$) und des mittleren Niedriggrundwasserstandes (MNGW) im *Westfläming* und in den sechs Beispielgebieten. y-Achse: relative Häufigkeiten [%]. Datengrundlage: siehe Abb. 3.59.

Die $mSWR_j$ werden bis 2070 deutlich abnehmen, sodass 2051–2070 ca. 54 % der Fläche Grundwasserzehrgebiete sein werden. Nur auf 16 % der Fläche werden noch $mSWR_j$ von 100–150 mm a^{-1} auftreten. 57 % der Gebietsfläche weisen einen MNGW von maximal 1.00 m unter GOF auf, sodass es auf diesen Flächen zukünftig vermehrt v. a. im Sommer zum KA und zur Grundwasserzehrung kommen wird. Da die nFKWe-Werte überwiegend mittel bis hoch sind, wird ein Teil des infiltrierenden Wassers im Boden gehalten.

Die in Zukunft zu erwartenden Veränderungen der $mSWR_j$ im Gebiet *Grünland* ähneln denen im Gebiet *Ackerland*. Jedoch fällt der Anteil der Flächen mit $mSWR_j$ von maximal 50 mm a^{-1} im Zeitraum 2011–2031 mit ca. 68 % deutlich höher aus. An keinem Standort im Gebiet werden mehr als 150 mm Wasser im Jahr versickern. 2031–2050 werden auf etwa der halben Fläche die $mSWR_j$ zwischen 50 und 100 mm a^{-1} liegen. Der Anteil der Grundwasserzehrgebiete ist gering (4.3 %), jedoch werden sie sich stark ausbreiten, sodass 2051–2070 auf ca. 57 % der Fläche Grundwasserzehrung auftreten wird. Nur auf ca. 12 % der Fläche werden noch mehr als 100 mm Wasser im Jahr versickern. Damit werden die $mSWR_j$ verglichen mit der Referenzperiode deutlich abnehmen. Der MNGW liegt auf knapp 70 % der Gebietsfläche zwischen 1.00 und 2.00 m unter GOF, sodass hier zukünftig der KA eine größere Rolle spielen wird. Auch in diesem Beispielgebiet sind die nFKWe-Werte meist mittel bis hoch, sodass ein Teil des infiltrierenden Wassers im Boden gehalten wird und die Sickerwasserbildung mindert.

Die Entwicklung der $mSWR_j$ in den Beispielgebieten *Laub-*, *Misch-* und *Nadelwald* werden sich von den Entwicklungen in den Beispielgebieten *Ackerland* und *Grünland* unterscheiden. Aufgrund der überwiegend grundwasserfernen Lage der Waldgebiete spielt der KA nur eine untergeordnete Rolle. So nehmen Grundwasserzehrgebiete nur einen geringen Flächenanteil ein. Die meist sehr geringen bis mittelhohen nFKWe-Werte begünstigen die Sickerwasserratenbildung.

Im Gebiet *Laubwald* fällt – verglichen mit den anderen Beispielgebieten und dem *Westfläming* – der hohe Flächenanteil mit $mSWR_j$ von 150 mm a^{-1} und mehr auf. Dieser Anteil wird sich zukünftig verringern, jedoch wird er mit gut 6 % im Mittel der Jahre 2051–2070 noch immer vergleichsweise hoch sein. 2051–2070 werden auf ca. 65 % der Fläche die $mSWR_j$ weiterhin zwischen 100 und 150 mm a^{-1} liegen, sodass die $mSWR_j$ deutlich über denen der anderen Beispielgebiete liegen werden. Von Grundwasserzehrung werden nur ca. 16 % der Fläche betroffen sein.

Im Gebiet *Mischwald* bleibt der Flächenanteil der Grundwasserzehrgebiete mit ca. 22 % nahezu im gesamten Untersuchungszeitraum konstant. Auf den übrigen Flächenarealen wird jedoch die Höhe der $mSWR_j$ in Zukunft abnehmen. Während 2031–2050 der Flächenanteil, auf denen mindestens 100 mm a^{-1} versickern, bei 61.6 % liegen wird, wird dieser 2051–2070 auf 5.8 % abnehmen. Somit werden die prognostizierten klimatischen Veränderungen und die geringe Wasserspeicherfähigkeit der Böden einen entscheidenden Einfluss auf die Höhe der $mSWR_j$ haben.

Die regionalen Unterschiede der $mSWR_j$ im Gebiet *Nadelwald* sind sehr gering, da die Landnutzung wenig differenziert ist, wenige Bodentypen vorkommen und die Variabilität der nFKWe-Werte gering ist. Die Sickerwasserbildung wird durch die geringen nFKWe-Werte und die grundwasserferne Lage begünstigt. Dennoch werden auch in diesem Gebiet die $mSWR_j$ zukünftig leicht abnehmen. Grundwasserzehrung wird nur an den wenigen innerhalb des Gebietes liegenden Standorten mit MNGW-Werten zwischen 0.50 und 1.00 m unter GOF auftreten. Dabei bleibt der Anteil der Grundwasserzehrgebiete mit 2.3 % während des gesamten Untersuchungszeitraumes 1991–2070 konstant. Verglichen mit den anderen Beispielgebieten sowie mit dem *Westfläming* werden die $mSWR_j$ in diesem Gebiet mit verbreitet 75–100 mm a^{-1} auch in Zukunft vergleichsweise hoch ausfallen und somit einen positiven Beitrag zur Sickerwasserbildung leisten.

Auch im Gebiet *Mischnutzung* werden sich bis 2070 die Grundwasserzehrgebiete deutlich ausweiten. Der Flächenanteil, auf denen mehr als 100 mm a^{-1} versickern werden, wird sich halbieren. Somit wird es zukünftig große Veränderungen in der Höhe der $mSWR_j$ geben. Aufgrund einer differenzierten Struktur der nFKWe, MNGW und Bodentypen wird weiterhin eine räumliche Differenzierung der $mSWR_j$ auftreten, die auch von der Landnutzungsart abhängig ist. Zusammenfassend kann gesagt

werden, dass die Entwicklungen im Gebiet *Mischnutzung* eine hohe Übereinstimmung zu den Entwicklungen im *Westfläming* aufweisen werden.

Es hat sich gezeigt, dass die prognostizierten klimatischen Bedingungen einen starken Einfluss auf die $mSWR_j$ sowohl im *Westfläming* als auch in den sechs Beispielgebieten haben werden. Wie hoch die $mSWR_j$ ausfallen werden, hängt einerseits vom gewählten Beispielgebiet und andererseits von der Landnutzung, dem MNGW, der nFKWe und den Bodentypen im jeweiligen Gebiet ab. So ergibt sich aufgrund der naturräumlichen Ausstattung, z. B. für das Gebiet *Mischnutzung* ein viel differenzierteres Bild als für das Gebiet *Nadelwald*.

In allen Beispielgebieten werden in Zukunft im Mittel deutlich niedrigere $mSWR_j$ als heute auftreten. Während in der Referenzperiode noch in jedem der Beispielgebiete $mSWR_j$ von $\geq 150 \text{ mm a}^{-1}$ auftraten, werden zukünftig nur noch vereinzelt auf grundwasserfernen Standorten $mSWR_j$ dieser Größenordnung auftreten. Zudem werden sich die Grundwasserzehrgebiete bis 2070 erheblich ausweiten. Hiervon werden v. a. die Beispielgebiete *Ackerland* (+ 54.4 %) und *Grünland* (+ 52.8 %) betroffen sein, die einen hohen Anteil grundwassernaher Flächen (MNGW $\leq 2.00 \text{ m}$) aufweisen.

Insgesamt fällt auf, dass sich die Häufigkeitsverteilungen der Zeiträume 1991–2010 und 2031–2050 sehr ähneln. 2031–2050 werden somit die Veränderungen der $mSWR_j$ gegenüber der Referenzperiode im Gegensatz zu den Zeiträumen 2011–2030 und 2051–2070 nur gering sein. In allen Beispielgebieten treten zukünftig häufiger niedrigere $mSWR_j$ auf.

Wie Abb. 3.64 zeigt, wird in allen Beispielgebieten und dem *Westfläming* die Variabilität zwischen den Jahren zunehmen. Hohe $mSWR_j$ werden in Zukunft demnach seltener und niedrige $mSWR_j$ häufiger auftreten. Dies wird zu einer größeren Variabilität bei der GWN führen. Folglich werden vermehrt Jahre auftreten, in denen die GWN nur gering oder null ist.

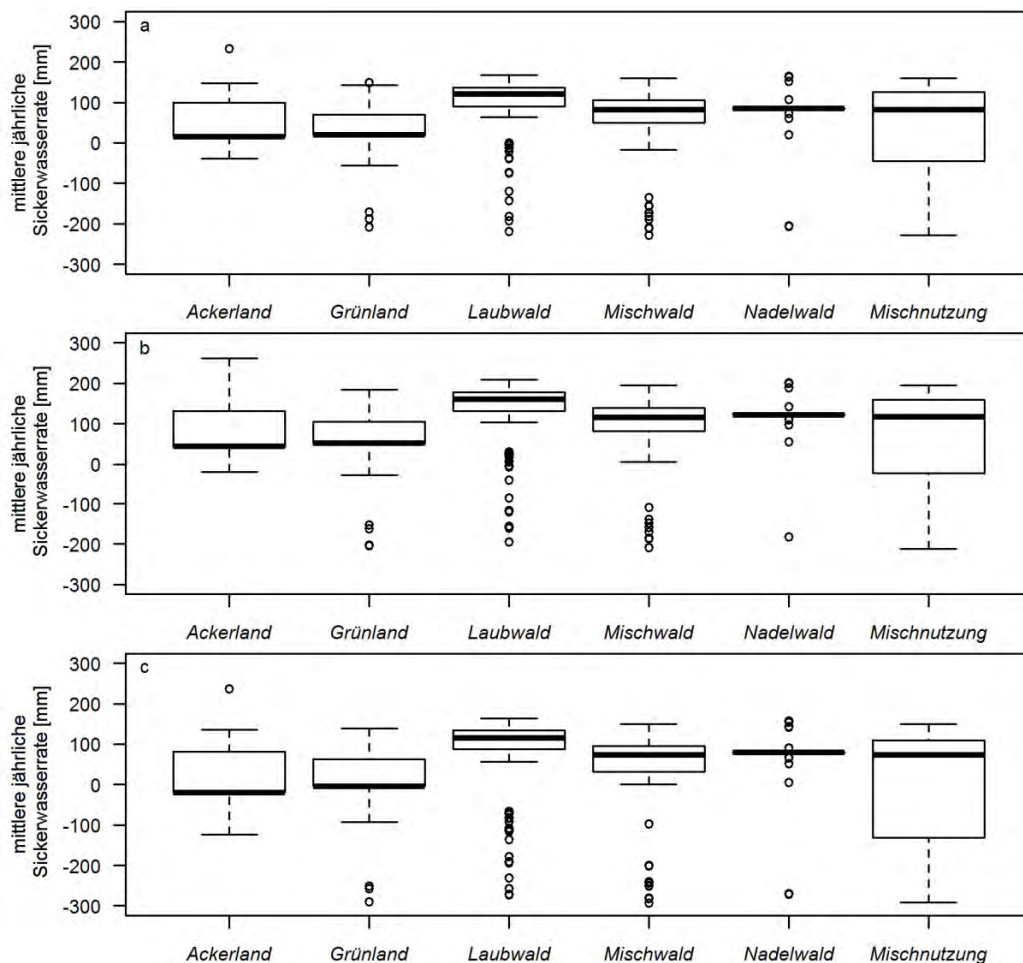


Abb. 3.64: Variabilität der mittleren jährlichen Sickerwasserraten in den sechs Beispielgebieten im *Westfläming* (2011–2070). a: 2011–2030, b: 2031–2050, c: 2051–2070. Datengrundlage: siehe Abb. 3.59.

Weitergehende Untersuchungen im Beispielgebiet *Mischnutzung*

Der Einfluss der für die Zukunft prognostizierten klimatischen Entwicklungen auf die Höhe der SWR_j wird im Folgenden anhand von zwei Fallbeispielen im Gebiet *Mischnutzung* dargestellt. Hierzu wurden alle innerhalb des Beispielgebietes liegende Flächenareale

a) mit Humusgleyen, einer nFKWe von 134.00 mm und einem MNGW von 0.80 m unter GOF und

b) mit Braunerden, einer nFKWe von 63.25 mm und einem MNGW von 3.00 m unter GOF

ausgewählt (Paul et al. 2013b). Damit werden für den *Westfläming* typische grundwassernahe und grundwasserferne Standorte erfasst. Im gesamten *Westfläming* weisen ca. 17 % der Fläche Grundwasserstände bis 0.80 m unter GOF und ca. 64 % Grundwasserstände von ≥ 2.00 m unter GOF auf.

Fallbeispiel a. Abb. 3.65b zeigt den Verlauf der SWR_j der Humusgley-Standorte anhand des arithmetischen Mittels. Es fällt auf, dass die fünf Kurvenverläufe der SWR_j nahezu parallel verlaufen. Die Höhe der SWR_j nimmt vom Ackerland über Laubwald, Grünland und Mischwald bis hin zum Nadelwald ab. Zukünftig werden in den meisten Jahren die SWR_j negative Werte annehmen und die Variabilität zwischen den einzelnen Jahren wird zunehmen.

Zukünftig wird unabhängig von der Landnutzung in fast allen Jahren auf diesen grundwassernahen Humusgley-Standorten Grundwasserzehrung auftreten. Diese wird unter Nadelwald am höchsten und unter Ackerland am niedrigsten sein. Die übrigen Landnutzungen liegen dazwischen. Die Höhe

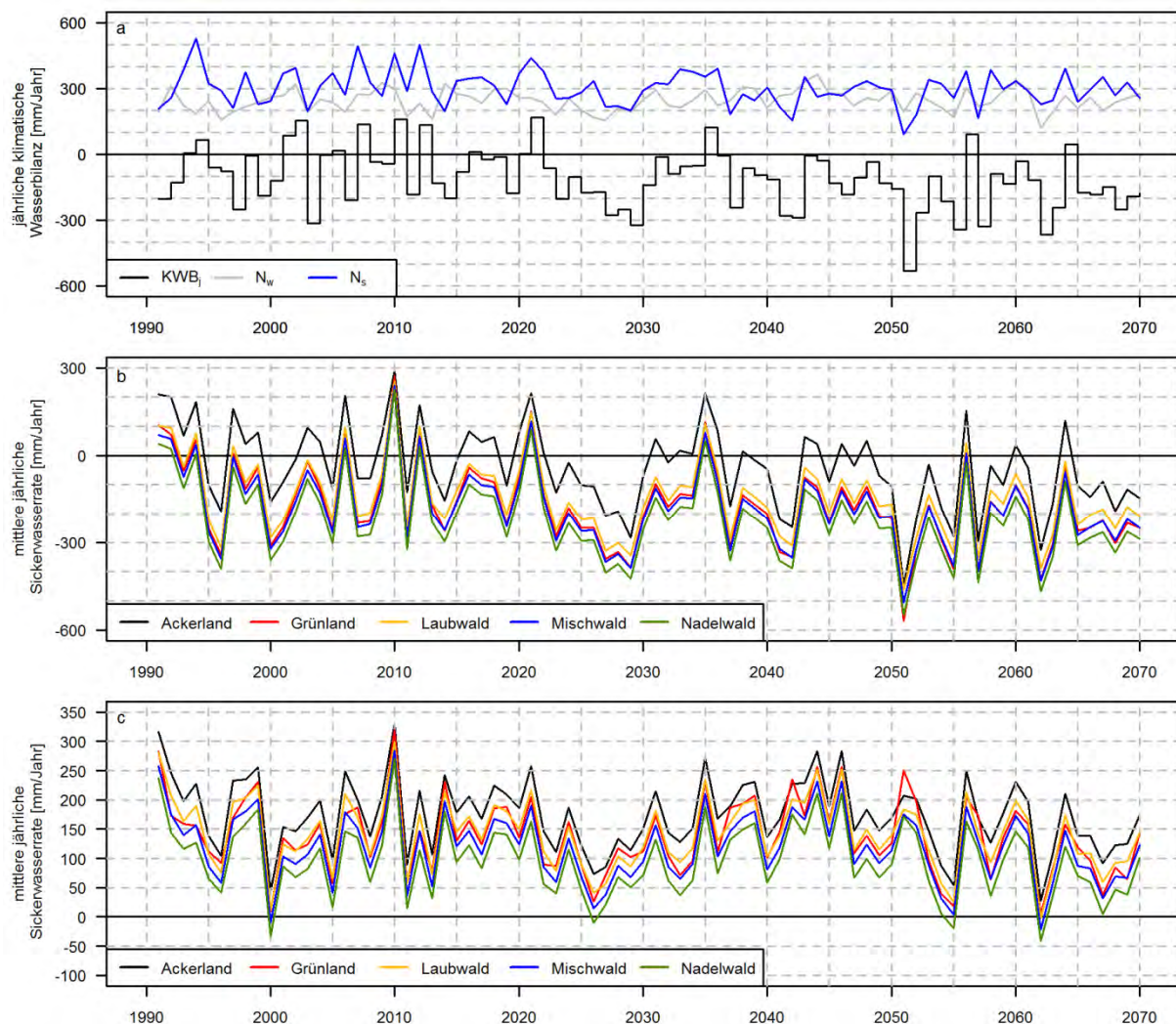


Abb. 3.65: Entwicklung der jährlichen klimatischen Wasserbilanz (KWB_j), des Sommer- (N_s) und Winterniederschlags (N_w) (a) sowie der berechneten mittleren jährlichen Sickerwasserraten im Beispielgebiet *Mischnutzung*. b: Fallbeispiel a (Humusgley, nFKWe = 134.00 mm, MNGW = 0.80 m unter GOF), c: Fallbeispiel b (Braunerde, nFKWe = 63.25 mm, MNGW = 3.00 m unter GOF). Dargestellt sind die arithmetischen Mittelwerte der jährlichen Sickerwasserraten. Datengrundlage: siehe Abb. 3.59.

Tab. 3.24: Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtests und der Regressionsanalyse für zwei Fallbeispiele im Beispielgebiet *Mischnutzung* (1991–2070). Erläuterungen der Signifikanzniveaus siehe Tab. 3.3. Datengrundlage: siehe Abb. 3.59.

Landnutzung	Mann-Kendall-Trendtest			Regressionsanalyse			
	S	τ	p-Wert	lineare Regressionsgleichung	r_{SWR_j, KWB_j}	r_{SWR_j, N_w}	p-Wert
<i>Fallbeispiel a: Humusgley, nFKWe = 134.00 mm, MNGW = 0.80 m unter GOF</i>							
Ackerland	-865	-0.274	<0.001***	$SWR_j(t) = -2.49 t + 5011.87$	0.70	0.31	<0.001***
Grünland	-761	-0.241	0.002**	$SWR_j(t) = -2.38 t + 4659.74$	0.67	0.31	<0.001***
Laubwald	-693	-0.219	0.004**	$SWR_j(t) = -2.09 t + 4063.44$	0.66	0.33	0.002**
Mischwald	-681	-0.216	0.005**	$SWR_j(t) = -2.02 t + 3961.25$	0.66	0.33	0.001**
Nadelwald	-709	-0.224	0.003**	$SWR_j(t) = -2.15 t + 4151.37$	0.66	0.32	0.001**
<i>Fallbeispiel b: Braunerde, nFKWe = 63.25 mm, MNGW = 3.00 m unter GOF</i>							
Ackerland	-407	-0.129	0.092 n. s.	$SWR_j(t) = -0.57 t + 1323.96$	0.35	0.58	0.057 n. s.
Grünland	-359	-0.114	0.137 n. s.	$SWR_j(t) = -0.50 t + 1153.33$	0.21	0.53	0.110 n. s.
Laubwald	-363	-0.115	0.133 n. s.	$SWR_j(t) = -0.50 t + 1130.39$	0.33	0.58	0.082 n. s.
Mischwald	-375	-0.119	0.120 n. s.	$SWR_j(t) = -0.51 t + 1184.76$	0.30	0.58	0.091 n. s.
Nadelwald	-353	-0.112	0.144 n. s.	$SWR_j(t) = -0.48 t + 1075.53$	0.26	0.57	0.108 n. s.

der SWR_j wird in entscheidender Weise durch die Höhe der KWB_j bestimmt. Je nach Landnutzungsart liegen die Korrelationskoeffizienten r_{SWR_j, KWB_j} zwischen 0.66 und 0.70 (Tab. 3.24). Somit werden positive SWR_j in Jahren positiver KWB_j oder bei KWB_j um etwa null Millimeter auftreten, negative SWR_j hingegen in Jahren mit negativen KWB_j . Für die Zukunft wird prognostiziert, dass im *Westflä-ming* Jahre mit positiven KWB_j seltener als solche mit negativen KWB_j auftreten werden (Abb. 3.65a). Daher wird es zukünftig in Jahren mit negativen KWB_j vermehrt auf grundwassernahen Flächen zum KA und somit zur Grundwasserzehrung kommen. Außerdem werden zunehmend längere Phasen negativer KWB_j auftreten, in denen dann die SWR_j vermindert sein werden oder die Sickerwasserbildung sogar zum Erliegen kommen wird.

Dass die Entwicklung der SWR_j mit der Zeit t einen negativen Trend aufweist, belegt der Mann-Kendall-Trendtest. Dieser Trend ist bei allen Landnutzungen statistisch sehr oder hoch signifikant.

Fallbeispiel b. Abb. 3.65c zeigt den Verlauf der SWR_j der Braunerde-Standorte anhand des arithmetischen Mittels. Wie auf den Humusgley-Standorten nimmt auch unter den Braunerden die Höhe der SWR_j vom Ackerland bis zum Nadelwald in gleicher Reihenfolge ab. Der markanteste Unterschied zu den Humusgleyen besteht darin, dass die SWR_j auch zukünftig in fast allen Jahren positive Werte annehmen werden (Paul et al. 2013b). Nur in einzelnen Jahren werden negative SWR_j und Grundwasserzehrung auftreten. In der Regel werden die höchsten SWR_j wie bei den Humusgley-Standorten in Jahren positiver KWB_j auftreten. Dennoch werden in einigen Jahren mit negativen KWB_j hohe SWR_j auftreten (z. B. 2044 oder 2051) und zwar dann, wenn die Höhe des Winterniederschlag (N_w) die Höhe des N_s übersteigen wird.

An den grundwassernahen Braunerde-Standorten wird somit die Höhe der SWR_j in entscheidender Weise durch die Höhe des N_w bestimmt. Die Korrelationskoeffizienten r_{SWR_j, N_w} liegen, abhängig von der Landnutzungsart, zwischen 0.53 und 0.58 (vgl. Tab. 3.24). Die niedrigen nFKWe-Werte begünstigen die Sickerwasserbildung. In Zukunft wird die Variabilität zwischen den einzelnen Jahren hoch sein, jedoch wird sie geringer als bei den Humusgley-Standorten ausfallen.

Mit dem Mann-Kendall-Trendtest wurde nachgewiesen, dass unter allen fünf Landnutzungsarten die SWR_j mit der Zeit t abnehmen werden, allerdings ist dieser Trend statistisch nicht signifikant.

Die beiden Fallbeispiele innerhalb des Beispielgebietes *Mischnutzung* zeigen, dass die Höhe der SWR_j neben den klimatischen Bedingungen von der Vegetation, dem Grundwasserstand und den Bodeneigenschaften beeinflusst wird. Bei gleichen klimatischen Bedingungen, Bodeneigenschaften und Grundwasserständen bestimmt die Vegetation über die Höhe der SWR_j . Je höher die Grundwasserstände sind, desto größer ist der KA, welcher die Höhe der SWR_j mindert. Auf grundwasserfernen

Standorten, auf denen der KA keine Rolle spielt, wird die Höhe der SWR_j maßgeblich durch die $nFKWe$ bestimmt. Je größer diese ist, desto geringer fallen die SWR_j aus.

3.4.4 Diskussion

Ist-Zustand (1991–2010)

Die Höhe der $mSWR_j$ ist von den klimatischen Bedingungen, der Landnutzung, der $nFKWe$ und dem MNGW abhängig. Dabei wird die Höhe der SWR_j v. a. durch die Höhe des N_j bestimmt. Erst danach spielen Landnutzung und Bodeneigenschaften eine Rolle. Wie aus dem *Hydrologischen Atlas von Deutschland* hervorgeht, spielen in Gebieten Deutschlands mit N_j von mehr als 800 mm die Bodeneigenschaften und der MNGW nur noch eine untergeordnete Rolle. Anders ist dies im *Westfläming*, der im Mittel der Jahre 1991–2010 einen N_j von 568 mm hatte. Hier wird die Höhe der SWR_j nicht nur durch die klimatischen Bedingungen, sondern auch durch Landnutzung, Bodeneigenschaften und Grundwasserbedingungen bestimmt.

Verglichen mit der $mSWR_j$ der Bundesrepublik Deutschland, die im Mittel der Jahre 1961–1990 bei 312 mm a^{-1} lag (Jankiewicz et al. 2005), fielen die $mSWR_j$ in diesem Zeitraum im *Westfläming* mit meist Werten zwischen 100 und 150 mm a^{-1} gering aus (BMU 2003). Im Mittel der Jahre 1991–2010 waren im *Westfläming* die $mSWR_j$ mit 102 mm a^{-1} sehr gering. Somit steht bereits unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen im *Westfläming* deutlich weniger Wasser für die Auffüllung der Grundwasserreserven als im bundesweiten Durchschnitt zur Verfügung. Dies liegt insbesondere an der Lage des *Westflämings* innerhalb des Ostdeutschen Trockengebietes, in dem die N_j nur gering sind (Müller-Westermeier et al. 2001). Gleichzeitig sind die ET_0 -Werte hoch (BMU 2003), sodass sich im Mittel für den *Westfläming* eine negative KWB_j ergibt. Folglich sind die $mSWR_j$ gering.

Die $mSWR_j$ fielen in Abhängigkeit von der Landnutzung im *Westfläming* unterschiedlich hoch aus. Die höchsten $mSWR_j$ wurden, gemittelt über den gesamten *Westfläming*, unter Ackerland erreicht. Die Höhe der $mSWR_j$ nahm über Laub-, Nadel- und Mischwald bis zum Grünland hin ab. Die Höhe der $mSWR_j$ fiel lokal sehr unterschiedlich hoch aus, sodass sich in der Referenzperiode 1991–2010 ein sehr differenziertes Bild für den *Westfläming* ergab. Auch die sechs Beispielgebiete spiegelten gut die räumliche Differenzierung wieder. Die lokalen Unterschiede in der Höhe der $mSWR_j$ sind dabei auf kleinräumig variierende Muster von Landnutzung, Bodeneigenschaften und Grundwasserbedingungen zurückzuführen. Durch hohe Grundwasserstände kann die Wasserversorgung der Böden durch den KA teilweise erheblich verbessert werden. Dabei spielt der Abstand zwischen der Grundwasseroberfläche und der Untergrenze des effektiven Wurzelraumes eine bedeutende Rolle. Je kleiner dieser Abstand ist, desto mehr Wasser kann kapillar in den Wurzelraum aufsteigen (Ad-hoc-AG Boden 2005) und steht somit den Pflanzen zur Deckung ihres Wasserbedarfs zusätzlich zur Verfügung. Auf den überwiegend sandigen Böden des Flämings tritt KA bis zu einem Abstand von etwa 1.00 m unter GOF auf (Ad-hoc-AG Boden 2005). Diese Bedingungen werden im *Westfläming* v. a. in den grünlandwirtschaftlich genutzten Auenbereichen der Flusssysteme Elbe und Nuthe erreicht. Hier steigen aufgrund der hohen Grundwasserstände – angetrieben durch die hohen ET-Raten – große Mengen Wasser kapillar aus dem Grundwasser in den Wurzelraum auf. In diesen Gebieten fallen bereits heute die $mSWR_j$ mit Werten von $\leq 50 \text{ mm a}^{-1}$ sehr gering aus. An den grundwasserfernen Standorten im *Westfläming*, an denen der KA keine Rolle spielt, wird die Höhe der $mSWR_j$ durch die Landnutzung und $nFKWe$ bestimmt. Wie Miller et al. (2007) zeigten, wird an grundwasserfernen Standorten die Höhe der $mSWR_j$ v. a. durch die Höhe des N_j sowie seine jahreszeitliche Verteilung bestimmt.

Gemittelt über die gesamte Fläche des *Westflämings* wurden die höchsten $mSWR_j$ für die Ackerflächen berechnet. Dies ist dadurch zu erklären, dass die agrarisch genutzten Flächen meist nur im Sommerhalbjahr von Vegetation bedeckt sind, die aktiv transpiriert. Zudem wird die Infiltration des Niederschlagswassers durch Interzeption verringert, sodass die Sickerwasserbildung gemindert wird. Nach der Ernte der angebauten Kulturen geht die Vegetationsdecke zurück und die GWN nimmt zu

(Paul et al. 2014). Vor allem im Winterhalbjahr kann der fallende Niederschlag nahezu ungehindert in den Boden infiltrieren und zur GWN beitragen.

Die niedrigsten $mSWR_j$ wurden im *Westfläming* für die Grünlandflächen berechnet, die fast nur an grundwassernahen Standorten entlang der Flusssysteme von Elbe und Nuthe vorkommen. Gemittelt über alle grünlandwirtschaftlich genutzten Flächen im *Westfläming* liegt der MNGW im Mittel bei 1.30 m. Somit stellte sich – angetrieben durch die ET – ein zur Bodenoberfläche gerichteter Wasserstrom ein. Dieser KA führte dazu, dass Grundwasser verdunstet und die Werte der SWR_j negativ wurden (Paul et al. 2014).

Mengenmäßig lagen die $mSWR_j$ der drei Waldtypen Laub-, Nadel- und Mischwald zwischen denen der Acker- und Grünlandflächen. Die höchsten $mSWR_j$ der Waldflächen traten dabei unter den Laubwäldern auf. Die im Vergleich zu Nadelwäldern höheren Werte waren durch den Blattabwurf der Laubbäume in den Herbst- bzw. Wintermonaten begründet. Somit erreichte in der blattlosen Phase mehr Niederschlagswasser den Boden, konnte dort infiltrieren und trug so zur GWN bei. Da Nadelwälder ganzjährig belaubt sind, übersteigen ihre jährlichen Transpirations- (Zimmermann et al. 2008, Stock & Lahmer 2011) und Interzeptionsraten (van Eimern & Häckel 1984) die des Laubwaldes. Beispielsweise zeigte Müller (2013), dass auf grundwasserfernen Standorten im nordostdeutschen Tiefland die Interzeptionsraten in einem alten Kiefernreinbestand bei 32 % und die in einem alten Buchenreinbestand bei 22 % lagen. Auch hier war die SWR_j des Buchenbestandes gegenüber dem Kiefernbestand deutlich erhöht. In einer anderen Studie zeigte Müller (2009), dass in einem jungen Kiefernbestand die Interzeption sogar bei 40 % des N_j lag. Diese großen Unterschiede in den jährlichen Interzeptionsraten haben somit einen direkten Einfluss auf die Höhe der SWR_j .

Die vergleichsweise niedrigen $mSWR_j$ unter Mischwäldern sind durch die – im Vergleich zu Nadelwäldern – im Mittel etwas höheren $nFKWe$ -Werte begründet. Somit kann mehr Wasser im Boden gespeichert werden, sodass weniger Wasser als Sickerwasser den Wurzelraum verlässt. Daher fiel die GWN unter Mischwäldern geringer aus als unter Nadelwäldern aus.

Bis auf wenige Ausnahmen liegen die MNGW der forstwirtschaftlich genutzten Flächen im Mittel bei mehr als zwei Metern unter GOF, sodass der KA keinen Einfluss hat. Daher wird die Höhe der SWR_j und GWN v. a. durch die Baumart (Laub- oder Nadelbaum) und Bodeneigenschaften bestimmt (Paul et al. 2014). Anhand der sechs Beispielgebiete wurde gezeigt, dass eine hohe interannuelle Variabilität in der Höhe der SWR_j besteht. Diese wurde durch die klimatischen Bedingungen der einzelnen Jahre hervorgerufen. Dabei fielen in feuchten Jahren die SWR_j höher als in trockenen Jahren aus.

Im Mittel der Jahre 1991–2010 fand auf ca. 8 % der Fläche des *Westflämings* Grundwasserzehrung statt. Hiervon waren v. a. Grünlandflächen betroffen. Aufgrund der hohen Grundwasserstände war in den Grundwasserzehrgebieten die Wasserversorgung der Pflanzen nahezu ganzjährig uneingeschränkt, sodass auf diesen Flächen die ET-Raten hoch waren. Wie auch schon Miller et al. (2007) gezeigt haben, wurden die SWR_j negativ, wenn die verdunstete Wassermenge die N_j überstieg.

In den sechs Beispielgebieten war der prozentuale Anteil der Grundwasserzehrgebiete unterschiedlich stark ausgeprägt. Mit mehr als 20 % fiel der Anteil in den Gebieten *Mischwald* und *Mischnutzung* überdurchschnittlich hoch aus. Im Gegensatz hierzu spielte Grundwasserzehrung im Gebiet *Ackerland* keine Rolle. Dies ist darin begründet, dass in den Gebieten *Mischwald* und *Mischnutzung* ein großer Teil der Fläche hohe Grundwasserstände von < 0.5 m unter GOF aufweist. Im Gebiet *Ackerland* hingegen kommen so hohe Grundwasserstände nur vereinzelt vor.

Auf 7 % der Gesamtfläche des *Westflämings* traten $mSWR_j$ zwischen 0 und 50 mm a^{-1} auf. Derart niedrige $mSWR_j$ werden nur in wenigen Gebieten Deutschlands wie der Magdeburger Börde, dem Thüringer Becken (BMU 2003), in Teilen Sachsens (Miller et al. 2007) oder Brandenburgs (Paul & Meißner 2013) erreicht. Dies zeigt, dass bereits heute im *Westfläming* das Wasserdargebot und die GWN sich auf einem sehr niedrigen Niveau befinden. Somit ist die wasserwirtschaftlich sensible Region gegenüber dem Klimawandel hoch vulnerabel, da aufgrund des sich ändernden Niederschlags-

regimes mit einer weiteren Abnahme der SWR_j zu rechnen ist. Insbesondere in den Sommermonaten könnte sich dies als ernst zu nehmendes Problem erweisen (Zebisch et al. 2005).

Bereits heute existieren im *Westfläming* Interessenskonflikte um die Ressource Wasser zwischen Land-, Forst-, Wasserwirtschaft und dem Naturschutz (Magdeburger Volksstimme 27.10.2011, Paul et al. 2013b, LAU 2014). Die seit den 1970er Jahren sinkenden Grundwasserstände können dabei auf verschiedene Ursachen bzw. deren Zusammenwirken zurückgeführt werden. Einerseits konnte beobachtet werden, dass die GWN seit den 1970er Jahren leicht zurückgegangen ist. Hiervon waren insbesondere die Hochflächen betroffen (Luckner et al. 2002, GCI GmbH 2011). Andererseits wurden v. a. in den 1970er und 1980er Jahren ausgedehnte Hydromeliorationsmaßnahmen im *Zerbster Ackerland* durchgeführt, die eine flächenhafte Absenkung der Grundwasserstände bewirkten. Diese Maßnahmen wirkten sich bis in die angrenzenden Wälder aus (Luckner et al. 2002). Schließlich wurde die Förderung des qualitativ hochwertigen Flämingwassers in den 1980er Jahren bis zur politischen Wende 1989 intensiviert (LAU 2014). Hinzu kamen noch konkurrierende Grundwasserentnahmen, z. B. durch Wasserentnahmen zur Eigenversorgung oder durch Brunnen für Beregnungszwecke in Höhe von ca. 2 Million $m^3 a^{-1}$, was etwa 20 % der geförderten Wassermenge entspricht (Luckner et al. 2002). Durch diese Maßnahmen und Aktivitäten sanken im *Westfläming* die Grundwasserspiegel. Damit verbunden waren u. a. Ertragseinbußen in der Land- und Forstwirtschaft. Zudem traten deutliche Schäden in den Wäldern auf. Bis heute konnte noch keine Lösung dieses Konfliktes zur Zufriedenheit aller Beteiligten gefunden werden (LAU 2014).

Die in den letzten Jahrzehnten gesunkenen Grundwasserstände hatten auch einen Einfluss auf die meist in Naturschutzgebieten (NSG) liegenden grundwasserabhängigen Lebensräume, die in der Vergangenheit trocken fielen und degradierten. Zudem nahmen die Abflüsse der Fließgewässer deutlich ab (LAU 2014). So wurden z. B. das im *Westfläming* liegende FFH-Schutzgebiet *Obere Nuthe-Läufe* (853 ha) und das NSG *Platzbruch* (22 ha) durch die Trinkwasserförderung im *Westfläming* beeinflusst. Im FFH-Gebiet *Obere Nuthe-Läufe* wirkte sich die Absenkung des Grundwasserspiegels bestandsbedrohend aus. Somit wird durch anthropogene Veränderungen des hydrologischen Regimes der Lebensraum zahlreicher gefährdeter Arten bedroht (Manderbach 2016, Luckner et al. 2002, LVA 2009). Auch im NSG *Platzbruch*, welches innerhalb des FFH-Gebietes und in unmittelbarer Nachbarschaft zur WF Dobritz II liegt, kam es durch die Trinkwassergewinnung im *Westfläming* zu einer starken Absenkung des Grundwasserspiegels. Dies führte dazu, dass typische Pflanzenarten verschwanden oder ihr Vorkommen stark zurückgegangen ist (Luckner et al. 2002, LVWA Sachsen-Anhalt 2014).

Ein weiterer Aspekt, der bedeutend für den *Westfläming* ist und große Auswirkungen auf dessen Landschaftshaushalt hat, ist der demographische Wandel. Durch den massiven Bevölkerungsrückgang seit 1990 hat die Wasserversorgung in Ostdeutschland tiefgreifende Veränderungen erfahren, da die abgesetzten Trinkwassermengen stark zurückgegangen sind (Michalik & Standfuß 2009). Während in Sachsen-Anhalt 1990 der tatsächliche Trinkwasserverbrauch pro Tag und Einwohner bei 330 l lag, ist er bis 2010 auf 136 l pro Tag und Einwohner gesunken (LAU & LVA 2012). Gleichzeitig verzeichnete die Region massive Bevölkerungsrückgänge (Statistische Ämter des Bundes und der Länder 2014), die zusätzlich den Wasserbedarf erheblich senkten. So führten die geringeren Wasserverbrauchsmengen je Einwohner und der Bevölkerungsrückgang zu einer Verminderung der geförderten Wassermengen im *Westfläming*. Die der TWM in den 1980er und 1990er Jahren erteilten Wassernutzungsrechte, die bis heute Bestand haben, werden daher zur Zeit nur zu einem Bruchteil ausgenutzt (Luckner et al. 2002, GCI GmbH 2011). Während die erneuerbaren Grundwasservorkommen im Fläming auf 160 000 $m^3 d^{-1}$ geschätzt werden, könnte die TWM nach den erteilten Wasserrechten ca. 50 000 $m^3 d^{-1}$ davon fördern (Luckner et al. 2002). Im Jahr 2000 wurde für die WF Lindau-Süd, Dobritz II und Nedlitz eine Fördermenge von insgesamt 22 530 $m^3 d^{-1}$ vereinbart. Die tatsächliche Fördermenge lag im Jahr 2012 mit ca. 20 500 $m^3 d^{-1}$ jedoch noch darunter (TWM 2014a). Obwohl an den WF Dobritz II und Nedlitz im Jahr 2012 ca. 7.5 Millionen m^3 Wasser gefördert wurden (TWM 2014a), findet im *Westfläming* eine nachhaltige Bewirtschaftung der Grundwasservorkommen statt.

So konnte in den letzten Jahren beobachtet werden, dass insbesondere im *Zerbster Ackerland* die Grundwasserdruckpotentiale im GWL I leicht angestiegen sind. Im *Hohen Fläming* nahmen sie hingegen leicht ab (GCI GmbH 2011).

Prognosen (2011–2070)

Die für die Zukunft prognostizierten Veränderungen der Niederschlags-, Temperatur- und ET-Regime werden einen Einfluss auf die Höhe der SWR_j , der GWN und des Grundwasserspiegels haben. Allerdings werden die Grundwasseraquifere deutlich langsamer als die Böden auf die klimatischen Veränderungen reagieren. Dennoch wird der Klimawandel direkt und indirekt einen Einfluss auf die Quantität und Qualität des Grundwassers haben (Scheidleder et al. 1999). Da das Grundwasser als Trink- und Beregnungswasser für die Landwirtschaft eine wichtige Rolle spielt (Bovolo et al. 2009, Heidt 2009, Suttmöller 2014), muss eine nachhaltige Bewirtschaftung der Grundwasserressourcen auch in Zukunft gewährleistet werden. Hinweise auf die Regenerationsfähigkeit der Grundwasserressourcen geben dabei die SWR und GWN-Raten (Jankiewicz et al. 2005). Eine langfristige Sicherung der Grundwasserressourcen ist nur dann gewährleistet, wenn die Grundwasserentnahme die langjährige GWN nicht übersteigt (Dyck & Peschke 1995, Krinner et al. 1999, Döll 2009). Auch wenn der Grundwasserkörper im *Westfläming* heute nachhaltig bewirtschaftet wird, kann es sinnvoll oder notwendig sein, die Wasserfördermengen in Zukunft zu verringern, da die GWN infolge klimatischer Veränderungen in Zukunft abnehmen wird (EEA 2007).

Die Analysen im *Westfläming* haben gezeigt, dass unter allen Landnutzungen die Höhe der $mSWR_j$ in Zukunft stark abnehmen wird. Die $mSWR_j$ werden, gemittelt über den gesamten *Westfläming* und alle Landnutzungen, im Mittel der Jahre 2051–2070 nur noch bei ca. 40 mm a^{-1} liegen, was ca. 36 % der Werte der Referenzperiode entspricht. Die im Zeitraum 2031–2050 vorübergehend höheren $mSWR_j$ sind auf eine prognostizierte niederschlagsreichere Phase zurückzuführen (Paul et al. 2014). Somit wird zukünftig im bereits heute trockenen *Westfläming* die GWN stark abnehmen und die Trockenheitsgefährdung weiter zunehmen. Zu gleichen Ergebnissen kommt auch Suttmöller (2014).

Die $mSWR_j$ werden in Abhängigkeit von der Landnutzung im *Westfläming* auch in Zukunft deutliche Unterschiede aufweisen. So werden die $mSWR_j$ gemittelt über den *Westfläming* vom Ackerland über Laub-, Nadel- und Mischwald bis zum Grünland hin abnehmen. Gegenüber der Referenzperiode werden zukünftig die prozentual größten Veränderungen in der Höhe der $mSWR_j$ auf den grundwassernahen Grünlandflächen auftreten. Hier wird es zukünftig im Mittel keine GWN geben, da bei negativen KWB_j Grundwasser kapillar aufsteigen und verdunsten wird. Da zukünftig die KWB_j häufiger negativ sein werden, werden die Grundwasserzehrung auf den in Flussnähe liegenden Flächen zunehmen und die SWR_j abnehmen. Zudem wird sich durch steigende Lufttemperaturen die Vegetationsperiode verlängern und die ET zunehmen. Somit wird es langfristig unter den Grünlandflächen zu sinkenden Grundwasserspiegeln kommen (Paul et al. 2013b, 2014), wovon die grundwassernahen Standorte und Feuchtbiotope betroffen sein werden (Gerstengarbe et al. 2003). Es ist zu erwarten, dass aufgrund eines veränderten Bodenwasserhaushaltes sich die Vegetationszusammensetzung in diesen Gebieten verändern wird, da die Pflanzen der Feuchtgebiete an das heutige Wasserhaushaltsregime und die heutigen klimatischen Bedingungen angepasst sind (Wattendorf et al. 2010).

Die geringsten prozentualen Veränderungen in der Höhe der $mSWR_j$ sind im *Westfläming* unter Ackerflächen zu erwarten. Unter diesen Flächen werden sich bis 2070 die $mSWR_j$ gegenüber der Referenzperiode in etwa halbieren. Da auf diesen Flächen heute im Mittel der MNGW bei 2.43 m unter GOF liegt, spielt der KA keine Rolle. Der Boden ist meist nur in der Vegetationsperiode von Pflanzen bedeckt, die aktiv transpirieren und die Infiltration von Niederschlagswasser aufgrund von Interzeption mindert. Im übrigen Jahr, v. a. im niederschlagsreichen Winter, kann ein Großteil des fallenden Niederschlags auf den Ackerflächen in den Boden infiltrieren und somit zur Auffüllung der Grundwasserspeicher beitragen (Paul et al. 2013b). Eine verlängerte Vegetationsperiode, steigende Temperaturen und ET-Raten sowie abnehmende N_s werden insgesamt zu geringeren SWR_j führen. Dies wird

sich v. a. im Sommerhalbjahr bemerkbar machen. So zeigten z. B. auch Gerstengarbe et al. (2003), dass in Brandenburg, für das ähnliche klimatische Entwicklungen wie für den *Westfläming* prognostiziert werden, bis 2055 mit einer deutlichen Abnahme der SWR im Sommer- und im Winterhalbjahr zu rechnen ist. Gründe sind die Zunahme der sommerlichen Transpirationsverluste und ein verändertes Niederschlagsregime. Trotz einer Zunahme der N_w werden die SWR im Winter abnehmen, da die milderen Winter die ET begünstigen. Auch für den *Westfläming* sind ähnliche Entwicklungen der SWR zu erwarten. Obwohl die SWR_j geringer als heute ausfallen werden, werden die N_w weiterhin einen bedeutenden Anteil an der Erneuerung der Grundwasserressourcen haben (Chmielewski 2011).

In den Wäldern liegen die prozentualen Veränderungen in der Höhe der $mSWR_j$ zwischen denen von Grün- und Ackerland. Dabei treten die größten Veränderungen in Mischwäldern auf, gefolgt von Laub- und Nadelwäldern. Da die Wälder überwiegend an grundwasserfernen Standorten vorkommen, spielt auch auf diesen Flächen der KA keine Rolle. Die Höhe der $mSWR_j$ wird hier durch die Landnutzung und $nFKWe$ bestimmt. In den Wäldern wird sich zudem eine verlängerte Vegetationsperiode deutlich bemerkbar machen, da dann Laubbäume bereits früher im Jahr austreiben und zu transpirieren beginnen werden. Zudem wird der Laubabwurf später im Jahr stattfinden (Menzel 2006). Auch die jährliche Transpirationsrate der Nadelbäume wird zunehmen, da die milderen Winter zu einer Zunahme der Transpiration führen wird (Paul et al. 2013b). Da ein Teil des fallenden Niederschlags zur Deckung des erhöhten Transpirationsbedarfs genutzt wird (Gerstengarbe et al. 2003), werden langfristig die Bodenfeuchte, SWR_j und GWN abnehmen. Trocknet der Boden im Sommer stark aus, so können die Transpirationsraten aufgrund einer unzureichenden Wasserversorgung bzw. verminderter Niederschlagsmengen reduziert sein (Zimmermann et al. 2008, Stock & Lahmer 2011). Dies führt zu abnehmenden SWR_j , da kein Wasser den Wurzelraum als Sickerwasser verlässt.

Die aufgezeigten prognostizierten Veränderungen der SWR_j spiegeln sich ebenfalls in den sechs Beispielgebieten wieder. Auch hier werden die klimatischen Veränderungen lokal unterschiedliche Auswirkungen auf die Sickerwasserbildung und GWN haben, sodass es so zu einem regionalspezifischen Wandel im Wasserhaushalt (Franke et al. 2006) kommen wird. Wie heute wird sich auch zukünftig für die Beispielgebiete ein sehr differenziertes Bild bzgl. der SWR_j ergeben, das durch kleinräumig variierende Muster von Landnutzung, Bodeneigenschaften und Grundwasserbedingungen bestimmt wird. Die interannuelle Variabilität der SWR_j wird zukünftig deutlich zunehmen und lokal unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Dabei wird die größere interannuelle Variabilität der SWR_j auf die unterschiedlichen klimatischen Bedingungen der einzelnen Jahre zurückzuführen sein. Bereits in der Vergangenheit wurde beobachtet, dass die Sickerwasserbildung großen interannuellen Schwankungen unterlag, die v. a. durch die mengenmäßige und zeitliche Verteilung des Niederschlags innerhalb eines Jahres bestimmt wurde (Schindler et al. 1997). Dies wird sich auch in Zukunft nicht ändern.

Die beiden Beispiele der grundwassernahen Humusgley- und grundwasserfernen Braunerde-Standorte innerhalb des Beispielgebietes *Mischnutzung* zeigen, dass die Höhe der SWR_j auf kleinstem Raum stark variieren kann. Dabei spielt u. a. der MNGW eine bedeutende Rolle. Auf den Humusgley-Standorten wird die Höhe der SWR_j v. a. durch die Höhe der KWB_j bestimmt. Während die Sickerwasserratenbildung in sehr feuchten Jahren zukünftig zunehmen wird, wird sie in sehr trockenen Jahren nur schwach ausgebildet sein (Paul et al. 2014) oder zum Erliegen kommen. Aufgrund einer nahezu ganzjährig uneingeschränkten Wasserversorgung der Humusgley-Standorte, wird die Höhe der jährlichen aktuellen ET nahezu die Werte der jährlichen pET erreichen. Folglich wird es dadurch an diesen Standorten zur Grundwasserzehrung kommen (Paul et al. 2013b). Insbesondere in den Nadelwäldern und im Grünland wird die jährliche ET stark zunehmen, da die Pflanzen ganzjährig transpirieren. Auch z. B. Stock & Lahmer (2011) zeigten für Brandenburg, dass grundwassernahe Flächen sehr sensibel auf den Klimawandel reagieren werden, da hier die Verdunstung deutlich zunehmen wird. Somit ist langfristig auf den grundwasserbeeinflussten Flächen im *Westfläming* mit sinkenden Grundwasserständen zu rechnen, zumal zukünftig fast jedes Jahr negative KWB_j auftreten werden (Paul et al. 2013b). Ein anderes Bild ergibt sich für die grundwasserfernen Braunerde-Standorte, auf denen die

SWR_j deutlich über denen der grundwassernahen Humusgley-Standorte liegen werden. Auf diesen Flächen wird infolge niedriger Grundwasserstände kein KA auftreten. Ein Großteil des in den Boden infiltrierenden Wassers wird wegen der geringen nFKWe-Werte den Wurzelraum als Sickerwasser verlassen und zur GWN beitragen. Wie an den Humusgley-Standorten werden auch an den Braunerde-Standorten die höchsten SWR_j in Jahren positiver KWB_j auftreten. Jedoch wird an den grundwasserfernen Braunerde-Standorten die Höhe der SWR_j auch maßgeblich durch die Höhe des N_w bestimmt. Damit hat die jahreszeitliche Verteilung des Niederschlages eine Schlüsselrolle bei der SWR-Bildung (EEA 2007, Germer et al. 2011b). Niederschläge werden somit v. a. in der vegetationslosen Zeit versickerungswirksam (Schindler et al. 1997). Aufgrund der für die Zukunft prognostizierten Zunahme der N_w werden die grundwasserfernen Standorte im *Westfläming* eine bedeutende Rolle bei der GWN haben (Paul et al. 2013b). Selbst in Jahren mit stark negativen KWB_j können hohe SWR_j auftreten. So wie Stock & Lahmer (2011) für Brandenburg zeigten, wird auch im *Westfläming* das Wasserdefizit im Sommerhalbjahr zunehmen. Die Verminderung der SWR wird im Sommerhalbjahr jedoch geringer als im Winterhalbjahr ausfallen, da die Niederschläge nur wenig abnehmen werden. Dennoch werden zukünftig sich auch auf den grundwasserfernen Braunerde-Standorten die SWR_j vermindern, sodass es hier langfristig ebenso zu einer Absenkung der Grundwasserstände kommen wird (Paul et al. 2013b). Dabei spielt zukünftig ebenso eine Rolle, dass die Periode der GWN kürzer sein und weniger Niederschlag als Schnee fallen wird (EEA 2007).

Die interannuelle Variabilität der SWR_j wird auch auf den grundwasserfernen Braunerde-Standorten vorhanden sein, jedoch wird sie schwächer als auf den grundwassernahen Humusgley-Standorten ausgeprägt sein. Dies liegt daran, dass die Höhe der SWR_j nicht nur von der Höhe der KWB_j abhängt, sondern auch durch die nFKWe bestimmt wird. Je höher diese ist, desto geringer werden die interannuellen Unterschiede eines Standortes ausfallen, da der Boden die Schwankungen abpuffert.

Im gesamten *Westfläming* werden sich in Zukunft die Grundwasserzehrgebiete stark ausbreiten, sodass im Mittel der Jahre 2051–2070 auf ca. 21 % der Fläche des *Westfläming*s Grundwasserzehrung stattfinden wird. Dabei werden nicht mehr nur die Auenbereiche der Flüsse betroffen sein, sondern die Grundwasserzehrgebiete werden sich ins Landesinnere ausbreiten. Zu ähnlichen Ergebnissen für Sachsen-Anhalt kamen auch Pfützner et al. (2013a, 2013b). Sie zeigten, dass z. B. auf Gley-Vegen der Elbauen die SWR_j und GWN bis 2070 stark zurückgehen werden. Davon sind Acker-, Grünland, Laubwald und Kiefernwald betroffen, wobei im Kiefernwald die Grundwasserzehrung Werte bis zu 300 mm a⁻¹ annehmen kann. Da an den grundwasserbeeinflussten Standorten zukünftig die aET stark zunehmen wird, wird es aufgrund von Grundwasserzehrung zu großflächig sinkenden Grundwasserständen kommen (Germer et al. 2011b, Pfützner et al. 2013b).

Pfützner et al. (2013a) zeigten, dass auf grundwassernahen Ackerflächen in Sachsen-Anhalt heute Grundwasserzehrung von April bis Oktober auftritt und dass diese zukünftig stärker als heute ausgeprägt sein wird. Zudem wird in Zukunft die GWN zwischen Dezember und März abnehmen. In grundwassernahen Kiefern- und Laubwäldern wird sich die Periode mit Grundwasserzehrung verlängern (April bis Januar) und sich die GWN-Phase verkürzen. Ähnliche Entwicklungen sind auch für die grundwassernahen Standorte im *Westfläming* zu erwarten, sodass es langfristig zu sinkenden Grundwasserständen kommen wird. Lokal können sinkende Grundwasserstände der heute grundwasserbeeinflussten Standorte jedoch auch zu verbesserten Standort- und Wachstumsbedingungen für die Pflanzen führen, da eine bessere Belüftung des Hauptwurzelraumes vorliegt (Blume et al. 2013).

Aus den aufgezeigten prognostizierten klimatischen Entwicklungen und deren Auswirkungen auf die Höhe der SWR und GWN kann abgeleitet werden, dass für eine langfristige Sicherung der Grundwasserressourcen im *Westfläming* eine ackerbauliche Nutzung der Flächen am sinnvollsten sein wird, da hier die zukünftige Entwicklung der Bodenwasserhaushaltssituation etwas günstiger als unter den übrigen Landnutzungen sein wird (Pfützner et al. 2013a). Zu gleichem Ergebnis kommen auch Schindler et al. (1997) für Nordostdeutschland. Sie zeigten außerdem, dass in der Vergangenheit Grünland sowie Fruchtarten mit langer Bodenbedeckung und ständiger ET zu geringen SWR und teilweise lang

anhaltenden versickerungsfreien Perioden führten. Diese Aussagen treffen auch auf den *Westfläming* zu, sodass von einer Ausweitung der Grünlandbewirtschaftung in Zukunft abzuraten ist. Zudem beeinflusst die angebaute Kultur die Höhe der SWR (Schindler et al. 1997, Chmielewski 2007, 2011), sodass z. B. durch angepasste Fruchtfolgen auf die veränderten Umweltbedingungen reagiert werden kann (Zebisch et al. 2005, Kropp et al. 2009, Lüttger et al. 2011, Pfützner et al. 2013a). Daher kann es z. B. sinnvoll sein, zukünftig vermehrt Wintergetreide anzubauen, da dieses einen Teil seiner Entwicklung im wasserbegünstigteren Winter durchläuft und weniger Wasser als die entsprechenden Sommergetreidesorten benötigt (Chmielewski 2007, 2011). In Wäldern beeinflusst die Baumart in entscheidender Weise die Höhe der SWR und GWN. So fallen diese unter Laubwäldern aufgrund geringerer Transpirations- und Interzeptionsraten außerhalb der Vegetationsperiode höher als unter Nadelwäldern aus. Bei zukünftig abnehmenden Niederschlägen weisen Laubwälder also eine günstigere Wasserbilanz auf (Gerstengarbe et al. 2003). Zudem ist davon abzuraten, auf grundwasserbeeinflussten Standorten neue Bäume zu pflanzen (Aufforstung), da diese hohe Transpirationsraten aufweisen und somit langfristig einen erheblichen Beitrag zu sinkenden Grundwasserspiegeln leisten würden.

Insgesamt ist im *Westfläming* mit einer negativen Entwicklung einiger den Landschaftswasserhaushalt bestimmenden Größen zum Negativen zu rechnen. Dies wird die ohnehin schon angespannte wasserwirtschaftliche Situation verschärfen (Gerstengarbe et al. 2003, Hattermann 2009). Insbesondere werden sich die aufgrund niedriger Niederschlagsmengen schon jetzt schwierigen pflanzenbaulichen Rahmenbedingungen und die geringe Wasserverfügbarkeit während der Vegetationsperiode weiter verschärfen (Eulenstein et al. 2006) und der Wasserstress zunehmen (Schröter et al. 2005). Des Weiteren wurden in der Vergangenheit Böden durch Hydromeliorationsmaßnahmen teilweise tiefgründig entwässert, sodass sich diese Veränderungen bzw. Verschlechterungen im Wasserhaushalt durch den Klimawandel verstärken werden (Germer et al. 2011b).

Weitere zukünftige Herausforderungen und Anpassungspotentiale für den *Westfläming*

Wie Gerstengarbe et al. (2003), Zebisch et al. (2005) und Schröter et al. (2006) zeigten, werden in Ostdeutschland die Sektoren Wasser-, Land- und Forstwirtschaft höchst vulnerabel gegenüber dem Klimawandel sein und sehr sensibel auf klimatische Veränderungen reagieren. Ein vermindertes Wasserdargebot, v. a. in den Sommermonaten, könnte zu Einschränkungen in diesen Sektoren führen. Damit werden sowohl die für die Zukunft prognostizierten klimatischen als auch die demographischen Veränderungen neue Anforderungen an das Wassermanagement im *Westfläming* mit sich bringen (Franke et al. 2006); insbesondere werden die Trinkwasserversorgung sowie die Land- und Forstwirtschaft betroffen sein. In Tab. 3.25 sind einige zukünftige Herausforderungen und mögliche Anpassungsmaßnahmen, die sich für die wasserwirtschaftlich sensible Region *Westfläming* in Zukunft ergeben werden, zusammengestellt. Auf ausgewählte Punkte wird im Folgenden kurz eingegangen.

Es ist davon auszugehen, dass aufgrund der prognostizierten klimatischen Veränderungen und den damit einhergehenden Veränderungen im Landschaftswasserhaushalt zukünftig eine Verschärfung der bestehenden Nutzungskonflikte um die Ressource Wasser im *Westfläming* eintreten wird (Krinner et al. 1999, Lahmer 2003, EEA 2007, Paul et al. 2013b, 2014). Dabei wird bedeutend sein, dass aufgrund abnehmender GWN das Wasserdargebot langfristig abnehmen und es zu sinkenden Grundwasserständen kommen wird. Zudem wird in Zukunft die Wahrscheinlichkeit steigen, dass mehrere heiße, trockene Sommer und milde Winter aufeinander folgen. Dies wird gravierende Auswirkungen auf den Landschaftswasserhaushalt haben, da es keine GWN geben wird und somit die Bodenwasserspeicher zu Beginn der Vegetationsperiode nicht vollständig gefüllt sein werden. Die Folge ist klimatisch bestimmter Trockenstress, der z. B. eine Bewässerung der landwirtschaftlichen Kulturen erfordert, um Ernteausfälle möglichst gering zu halten. Dies bringt jedoch große finanzielle Belastungen für die Landwirte mit sich (Chmielewski 2011, Zimmermann & Raspe 2011).

Tab. 3.25: Ausgewählte zukünftige Herausforderungen für Wasser-, Land-, Forstwirtschaft und Naturschutz im Westfläming und mögliche Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel. Zusammenstellung nach Gerstengarbe & Werner (1997), Gerstengarbe et al. (2003), Lahmer (2003), Zebisch et al. (2005), Franke et al. (2006), EEA (2007), Kölling (2007), Spellmann et al. (2007), Bates et al. (2008), Lahmer (2008), Sailer (2008), Schaller & Weigel (2008), Ammer (2009), EEA (2009), Hattermann (2009), Heidt (2009), Kropp et al. (2009), Simon (2009), Chmielewski (2011), Drasting et al. (2011), Estrela et al. (2011), Germer et al. (2011b), Lüttger et al. (2011), Stock & Lahmer (2011), Zimmermann (2011), Blomenhofer et al. (2012), Heidt & Müller (2012), Nothdurft et al. (2013), Paul et al. (2013b), Pfützner et al. (2013a, 2013b), LVWA Sachsen-Anhalt (2014), Paul & Meißner (2014), Paul et al. (2014), Volksstimme (26.02.2014).

Zukünftige Herausforderungen	Mögliche Anpassungsmaßnahmen
Klimawandel • veränderte Niederschlags-, Temperatur- und Evapotranspirationsregime • frühere Schneeschmelze • steigende Evapotranspirationsraten, v. a. im Winter und in Gebieten mit hohen Grundwasserständen • verlängerte thermische Vegetationsperiode • lang andauernde Trockenperioden und Dürren • zunehmende Trockenheitsgefährdung • zunehmende Austrocknung der Böden und geringere Bodenfeuchte • vermehrt Bodenwasserhaushaltsstress • Zunahme Dürre- und Hitzestress • abnehmende Sickerwasser- und Grundwasserneubildungsraten, v. a. im Winterhalbjahr Landwirtschaft • steigender Bewässerungsbedarf • standort- und klimaangepasste Sortenwahl • witterungsbedingte Ertragseinbußen • Zunahme konkurrierender Begleitpflanzen (Unkräuter) und Veränderung ihrer Zusammensetzung • Konkurrenzdruck zwischen landwirtschaftlichen Kulturen und Begleitpflanzen • Zunahme tierischer Schaderreger (z. B. Läuse, Schnecken) • Auswirkungen auf die Ausbreitung von Viren, Bakterien und Pilzen (z. B. Mehltau, Rost bei Getreide, Blattfleckkrankheit) Forstwirtschaft • standort- und klimaangepasste Baumartenwahl • lange Umtriebszeiten • verlängerte Vegetationsperiode; erhöhtes Spätfrostisiko • Zunahme des Trockenstresses • höhere Mortalität in langen Trockenphasen • steigende Waldbrandgefahr, v. a. im Frühling/Sommer • höhere Anfälligkeit der Wälder gegenüber Schadorganismen • vermehrtes Auftreten von Schadorganismen (z. B. Borkenkäfer, Buchdrucker) • vermehrtes Auftreten von Pilzkrankungen in warmen, feuchten Wintern • Massenvermehrung von Schadinsekten in trockenen Sommern • veränderte Konkurrenzbedingungen zwischen Arten Wasserwirtschaft • abnehmende Sickerwasserraten • abnehmende Grundwasserneubildung • sinkende Grundwasserstände • sinkende Wasserstände in Oberflächengewässern • Veränderungen im Abflussregime der Fließgewässer (z. B. Abnahme der Abflüsse) • zeitweiliges Trockenfallen von Flüssen, Bächen, Mooren und Feuchtgebieten • Zunahme der Wassertemperaturen	Landwirtschaft • Bewässerung landwirtschaftlicher Kulturen, Ausweitung der Beregnungsflächen • Anpassung vorhandener und Installation neuer Bewässerungssysteme • Nutzung effizienter Bewässerungssysteme • Anpassung der Sortenauswahl, Fruchtfolgen, Saattermine • Anpassung der Anbaustrukturen (z. B. Änderung von sommer- zu winterannuellen Kulturen, vermehrter Anbau von Wintergetreide) • Anbau mehrjähriger Pflanzen • Anbau eines breiteren Spektrums landwirtschaftlicher Kulturen • Optimierung der Fruchtfolgen inkl. Zwischenfruchtanbau • Anbau trockenheitstoleranter und hitzebeständiger landwirtschaftlicher Kulturen • standortangepasste, wasserschonende Bewirtschaftung der Felder • konservierende Bodenbearbeitung, Direkt-, Mulchsaat • Erhöhung des Humusanteil im Boden • Optimierung der Düngung und Düngetechnik Forstwirtschaft • Waldumbau hin zu naturnahen Mischwäldern • Umbau von Monokulturen • Diversifizierung der Baumartenzusammensetzung • horstweise Mischung von Baumarten • Nutzung von Naturverjüngungspotentialen • Anbau standort- und klimaangepasster Baumarten, Vermeidung risikoreicher Baumarten (z. B. Fichte, Kiefer) • Anbau trockenheitstoleranter (z. B. Douglasie, Esskastanie) und hitzebeständiger Baumarten • passive Anpassung: Bewusstes nicht-Eingreifen • Anpassung der Bestandsdichte • Schaffung von Beständen mit unterschiedlich alten Bäumen Wasserwirtschaft • Zurückhalten von Wasser in der Landschaft, Erhöhung des Gebietswasserrückhaltes • Erhalt von Feuchtflächen • Schaffung neuer Retentions-, Versickerungsflächen • Schaffung zusätzlicher Auenbereiche • Entsiegelung von Flächen • Wiedervernässung von Flächen • Speicherung von Überschusswasser (v. a. im Winter) und gezielte Wasserabgabe in Niedrigwasserperioden • Speicherung und Sammlung von Niederschlagswasser für Bewässerungszwecke • Konservieren von Bodenwasser • künstliche Erhöhung der Grundwasserneubildung (z. B. Versickerung von Regenwasser, geklärtem Abwasser) • Stauregulierung der Fließgewässer • Nutzung von Stauanlagen/Wehren für Bewässerung landwirtschaftlicher Flächen in Trockenperioden • Anpassung und Modifikation der Drainagen

Zukünftige Herausforderungen	Mögliche Anpassungsmaßnahmen
• Verschlechterung der Wasserqualität • Fischsterben • Abnahme von Feuchtgebietsflächen • steigende Kosten für Wasserbereitstellung • Wasserversorgung der Bevölkerung • Risiko der Grundwasserversalzung demographischer Wandel • Bevölkerungsrückgang • abnehmender Trinkwasserverbrauch	• Nutzung ehemaliger landwirtschaftlicher Kleinspeicher • Anpassung der Wasserinfrastruktur (z. B. Leitungen, Abwasserrohre) Politik • Neuregelung der Wassernutzungsrechte, Anpassung der Trinkwasserförderzonen • Bereitstellung von Fördermitteln (z. B. für Waldumbau) • disziplinübergreifendes Flussgebietsmanagement

Es ist wahrscheinlich, dass die für die Zukunft prognostizierten Veränderungen im Landschaftswasserhaushalt auch zu einer Abnahme der Abflüsse in den Fließgewässern führen wird (Gerstengarbe et al. 2003, Simon 2009, Blomenhofer et al. 2012, Pfützner et al. 2013b). Bereits in der Vergangenheit konnte im *Westfläming* beobachtet werden, dass durch gesunkene Grundwasserstände die Abflüsse abgenommen haben und Bäche sowie Gräben trocken fielen, die zuvor ganzjährig Wasser führten (Luckner et al. 2002, LAU 2014). Grundwasserabsenkungen und Veränderungen im Abflussregime der Fließgewässer werden somit unmittelbare Auswirkungen auf die Fließgewässerökologie und grundwasserabhängige Ökosysteme haben. Verändern oder verschwinden Feuchtbiotope, so hat dies unmittelbar Auswirkungen auf die an diesen Standorten vorkommende Flora und Fauna (Luckner et al. 2002, Wattendorf et al. 2010). Beispielsweise konnte im Zusammenhang mit den in der Vergangenheit im *Zerbster Ackerland* durchgeführten Hydromeliorationsmaßnahmen festgestellt werden, dass die Artenanzahl auf den Grünlandflächen durch die Entwässerungsmaßnahmen abgenommen hat. Ebenso konnte eine Degradation von Feuchtgebieten beobachtet werden, die in Zusammenhang mit den Grundwasserabsenkungen stand (LAU 2014). Wie Wattendorf et al. (2010) zeigten, hat sich die Nasswiesenvegetation eines NSG in Baden-Württemberg durch Veränderungen im Bodenwasserhaushalt verändert. Durch das zeitweilige Austrocknen des Bodens treten nun vermehrt hochwüchsige Pflanzen auf. Trocknet der Boden zukünftig häufiger aus, wird der Wurzelraum besser belüftet werden, sodass vermehrt nicht stauwassertolerante Arten auftreten werden. Es ist anzunehmen, dass auch im *Westfläming* durch zukünftig weiter sinkende Grundwasserstände weitere Feuchtgebiete degradiert werden und sich die Flora- und Faunazusammensetzung dieser Gebiete verändern wird. Zudem ist möglich, dass sich infolge einer veränderten Bodenwasserdynamik zukünftig auch ein stärker differenziertes Vegetationsmosaik ausbildet, indem z. B. vermehrt Stauden auf Grünflächen auftreten (Wattendorf et al. 2010). Um einen weiteren Rückgang typischer Pflanzenarten im NSG *Platzbruch* und FFH-Gebiet *Obere Nuthe-Läufe* zu verhindern, könnte z. B. durch Stauregulierung der Grundwasserspiegel in diesen Gebieten erhöht werden (LVWA Sachsen-Anhalt 2014).

Durch ein Absinken des Grundwasserspiegels wird zukünftig eine mächtigere ungesättigte Zone im Boden entstehen (Scheidleder et al. 1999), was vielfältige Auswirkungen auf den Boden haben wird. So treten z. B. Veränderungen im bodenchemischen Milieu und bei den damit verbundenen Redox- und Oxidationsprozessen auf (Norrström 1994, DeLaune & Reddy 2005, Rupp et al. 2010). Auf veränderte hydrologische und chemische Bedingungen reagieren insbesondere Feuchtgebiete sehr sensibel. Ebenso haben Veränderungen in Grundwasserquantität und -qualität große Auswirkungen auf die Ökologie und den Lebensraum von Flora und Fauna (Scheidleder et al. 1999). Durch die zukünftig häufigere Austrocknung und Belüftung der Feuchtgebietsböden, v. a. der Moorböden, kann eine stärkere Mineralisation des Bodens hervorgerufen werden, sodass Veränderungen im Wasser- und Stoffhaushalt auftreten werden. Zudem wird CO₂ freigesetzt (Wattendorf et al. 2010).

Mit einer häufigeren Austrocknung der oberen Bodenschichten wird auch die Waldbrandgefahr aufgrund geringer Bodenfeuchtwerte (Lüttger et al. 2011) und einer zunehmenden Verstrohung der Moos- und Krautschicht zunehmen. Besonders gefährdet werden Standorte mit geringen nFKWe-Werten sein. Bereits in den letzten Jahren wurde beobachtet, dass teilweise schon im Mai aufgrund ausgeprägter Frühjahrstrockenheit die Waldbrandgefahr hoch war (Reis 2014). Die für die Zukunft

prognostizierten Klimabedingungen deuten darauf hin, dass v. a. durch lang anhaltende Trockenperioden im Frühjahr und Sommer die klimatische Waldbrandgefahr zunehmen wird (Kropp et al. 2009).

Durch die zunehmende Ausschöpfung der Bodenwasserspeicher werden die Pflanzen vermehrt Trockenstress ausgesetzt sein, was zu Ertragseinbußen in der Landwirtschaft und Schäden in der Forstwirtschaft führen kann. Welche Folgen ausgeprägte Trockenperioden haben können, hat in weiten Teilen Europas der Hitzesommer 2003 gezeigt (z. B. Chmielewski 2007, Paul 2010). So wird z. B. durch geringe Bodenwassergehalte die aET gemindert, wodurch sich die Luft zusätzlich erwärmen wird. Folglich werden Pflanzen häufiger einem Hitze- und Dürrierisiko ausgesetzt sein (Franke et al. 2006). Zudem beeinflusst die Trockenheit die Nährstoffaufnahme der Pflanzen. Die in Zukunft häufiger und länger auftretenden Trockenperioden im Frühjahr und Sommer können zu einer Unterversorgung der Pflanzen mit Nährstoffen führen (Chmielewski 2011). Mangelerscheinungen, Schädigungen der Pflanzen, Ertragseinbußen, eine erhöhte Anfälligkeit der Pflanzen gegenüber Schadorganismen sowie der Einsatz anderer Dünger sind mögliche Folgen (Chmielewski 2007).

Eine quantitative Veränderung im Landschaftswasserhaushalt steht in direktem Zusammenhang mit der Wasserqualität (Franke et al. 2006), da die Nährstoffverfügbarkeit im Boden und der Austrag von Nähr- und Schadstoffen ins Grundwasser eng mit dem Bodenwasserhaushalt gekoppelt sind. Neben klimatischen Faktoren wie der Niederschlagshäufigkeit, -intensität oder ET hängen Grundwasserqualität und -quantität ebenso von der Landnutzung, der landwirtschaftlichen Praxis und Eingriffen des Menschen in den Wasserkreislauf ab (Scheidleder et al. 1999, Bullock 2005, Chmielewski 2011). In welcher Form die Grundwasserqualität in Zukunft durch den Klimawandel und das menschliche Handeln beeinflusst werden wird, bleibt abzuwarten.

Infolge des gesunkenen Wasserbedarfs seit der Wiedervereinigung und dem damit verbundenen Rückgang der Wasserförderung wurde Ende 2007 die Rohwasserförderung an der WF Lindau-Süd eingestellt. In diesem Zusammenhang konnte in den letzten Jahren ein leichter Anstieg der Grundwasserdruckpotentiale im *Zerbster Ackerland* beobachtet werden (GCI GmbH 2011). Nehmen Wasserbedarf und Rohwasserförderung zukünftig weiter ab, so könnte dies zu einem weiteren Anstieg der Grundwasserdruckpotentiale im *Westfläming* führen. Dies würde dem Trend sinkender Grundwasserstände aufgrund von geringeren GWN-Raten entgegenwirken.

Eine bedeutende Rolle auf die Höhe der geförderten Rohwassermenge wird die demographische Entwicklung im *Westfläming* und im Versorgungsgebiet der TWM spielen. Auch in den letzten Jahren setzte sich der seit den 1990er Jahren im *Westfläming* zu beobachtende Bevölkerungsrückgang weiter fort. So konnte z. B. im Landkreis Anhalt-Bitterfeld, in dem teilweise der *Westfläming* liegt, zwischen 2000 und 2012 ein Bevölkerungsrückgang von -19 % (= -38 751 Einwohner) registriert werden (Statistische Ämter des Bundes und der Länder 2014). Verschiedene Prognosen gehen davon aus, dass auch zukünftig die Bevölkerungszahlen im *Westfläming* weiter zurückgehen werden. So prognostizieren Ahlke et al. (2012), dass diese zwischen 2005 und 2025 um mehr als 20 % zurückgehen werden. Die TWM (2012) geht davon aus, dass die Bevölkerungszahlen in ihrem Versorgungsgebiet zwischen 2010 und 2025 um ca. 21 % und bis 2050 um ca. 43 % zurückgehen werden. Das BBR (2006) geht von einem Bevölkerungsrückgang im *Westfläming* zwischen 2002 und 2020 von mehr als 10 % aus. Somit ist es wahrscheinlich, dass die Anzahl der Haushalte, die Trinkwasser abnehmen, zukünftig weiter deutlich abnehmen wird. Damit beeinflusst der demographische Wandel direkt den Verbrauch, den Absatz und die Fördermenge von Trinkwasser. „Es bleibt abzuwarten, ob der demographische Wandel und die damit einhergehende Bevölkerungsabnahme, vor allem in ländlichen Gebieten, einen Beitrag zur Entschärfung der Nutzungskonflikte leisten kann“ (Paul et al. 2013b).

Zudem wird es zukünftig wahrscheinlicher, dass landwirtschaftlich genutzte Flächen bewässert werden müssen, um weiterhin eine effiziente und rentable Landwirtschaft betreiben zu können (Paul et al. 2013b). Bereits heute reicht auf den sandigen Böden Nord- und Ostdeutschlands das Niederschlagswasser nicht aus, um z. B. Getreide optimal mit Wasser zu versorgen. Auch wenn gegenwärtig der Anteil der Betriebe, die im Landkreis Anhalt-Bitterfeld beregnen können, gering ist (Blumöhr et al.

2011), wird dieser sowie die Nachfrage nach Bewässerungswasser zukünftig weiter zunehmen (Simon 2009, Drasting et al. 2011). Der Wasserbedarf für Bewässerungsmaßnahmen könnte u. a. aus dem Grundwasser gedeckt werden. Auch wenn die absoluten Grundwasserfördermengen und der prozentuale Anteil des Grundwassers an der Gesamtmenge des geförderten Wassers in Sachsen-Anhalt zwischen 2004 und 2010 leicht abgenommen haben, entstammten 2010 72 % des öffentlich geförderten Wassers aus dem Grundwasser. In der Flussgebietseinheit Elbe (Teilgebiet Mittelbe-Elde) lag der Anteil 2010 sogar bei 83.5 % (DESTATIS 2013). Damit ist Grundwasser mit Abstand die wichtigste Wasserressource in Sachsen-Anhalt. Durch die wenigen, wasserarmen Oberflächengewässer im *Westfläming* ist davon auszugehen, dass in Zukunft das Grundwasser eine bedeutende Rolle bei der Bewässerung spielen wird. Fraglich bleibt hingegen, ob das Grundwasser mengenmäßig ausreichen wird sowie ob es für Bewässerungszwecke durch die TWM gefördert und den Landwirten zur Verfügung gestellt werden wird. Dagegen spricht derzeit, dass keine einheitlichen Preisvorstellungen für das Wasser vorliegen. Dafür spricht, dass bestehende Leitungen genutzt werden könnten und das Leitungssystem aufrechterhalten werden könnte. Eine andere Möglichkeit wäre, dass Landwirte selbst vermehrt mit Brunnen Wasser fördern. Hierzu müssten jedoch die Wassernutzungsrechte im *Westfläming* neu vergeben werden. Ergänzend könnte überschüssiges Niederschlagswasser der Wintermonate für Bewässerungszwecke im Sommer gesammelt und gespeichert werden (Eulenstein et al. 2006, Lahmer 2008, Hattermann 2009, Simon 2009, Green et al. 2011, Lüttger et al. 2011). Hierfür könnten z. B. ehemalige, aus der DDR-Zeit noch vorhandene landwirtschaftliche Kleinspeicher genutzt werden (Simon 2009). Auch das Sammeln von Drainagewasser wäre denkbar.

Bereits heute ist der *Westfläming* anfällig gegenüber Trockenperioden und Dürren (EEA 2007), da die KWB oft negativ sind (Kropp et al. 2005) und die überwiegend sandigen Böden nur geringe Wassermengen speichern können. Für die Zukunft wird erwartet, dass Trockenperioden und Dürren zunehmen und extrem trockene Frühjahre häufiger auftreten werden. Dies erfordert, dass in Land- und Forstwirtschaft zukünftig trockenheitstolerante und hitzebeständigere Kulturen und Baumarten eingesetzt werden (Franke et al. 2006, EEA 2007, 2009, Drasting et al. 2011, Lüttger et al. 2011). So führte z. B. das außergewöhnlich trockene Frühjahr 2011 in Sachsen-Anhalt zu erheblichen Ertragseinbußen in der Landwirtschaft (Magdeburger Volksstimme 10.06.2011). Um diese zukünftig möglichst gering zu halten, sollten Fruchtfolgen optimal an die klimatischen Bedingungen des Standortes angepasst sein. Dabei müssen die Wasseransprüche der Pflanzen berücksichtigt werden. So wirkt sich z. B. bei Sommergetreide ein Wasserdefizit in den Monaten Mai und Juni negativ auf den Ertrag aus (Chmielewski 2011). Auch eine Verlängerung der Vegetationsperiode beeinflusst den Ertrag; so wirken sich höhere Temperaturen im Herbst oder zeitigen Frühjahr z. B. bei Wintergetreide positiv aus. Hohe Temperaturen im späten Frühjahr oder Sommer können jedoch ertragsmindernd wirken, wobei Wassermangel diesen Effekt zusätzlich verstärken kann. In Wäldern kann eine verlängerte Vegetationsperiode zu einem stärkeren jährlichem Holzwachstum führen, wenn sich die Wachstumsbedingungen innerhalb der Vegetationsperiode nicht deutlich verschlechtern (Chmielewski 2007).

Der landwirtschaftliche Wasserbedarf kann z. B. durch die Bestandsdichte, Direktsaat, konservierende Bodenbearbeitung, eine standortangepasste, wasserschonende Bewirtschaftung, den Einsatz effizienter Bewässerungstechniken oder die Wahl des Bewässerungszeitpunktes beeinflusst werden (Zebisch et al. 2005, Bates et al. 2008, EEA 2009, Kropp et al. 2009, Chmielewski 2011, Drasting et al. 2011). Um von klimatischen Veränderungen ausgehenden Risiken auf Wälder zu minimieren, sollten bevorzugt Mischbestände begründet werden (Spellmann et al. 2007, Nothdurft et al. 2013).

Die aufgezeigten möglichen Auswirkungen des prognostizierten Klimawandels und demographischen Wandels auf den Boden- und Landschaftswasserhaushalt im *Westfläming* weisen auf bestehende Risiken der Region hin. Dabei sind die Auswirkungen von dem gewählten Klimaszenario abhängig (Lahmer 2003). Um Auswirkungen zukünftiger Veränderungen positiv beeinflussen und negative Einflüsse in Zukunft möglichst gering halten zu können, müssen Anpassungsmaßnahmen identifiziert und entwickelt werden, die auf die ganze Bandbreite möglicher Auswirkungen reagieren. An-

passungspotentiale bestehen dabei sowohl bei der Landnutzung als auch beim Umgang mit der Ressource Wasser innerhalb der Landschaft (Schröter et al. 2006, EEA 2007, Stock & Lahmer 2011).

3.4.5 Validierung des TUB-BGR-Verfahrens für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe

Für die Validierung des TUB-BGR-Verfahrens wurde das etwa 85.7 km² große EZG der Grimmer Nuthe ausgewählt. Wie Wessolek et al. (2004a, 2008a) zeigten, kann die Güte des Verfahrens durch die Gegenüberstellung von berechneten SWR_j und den gemessenen Abflüssen eines Pegels – hier die des Pegels Strinum – beschrieben werden. Wären gemessene und modellierte Werte identisch, würden alle Werte auf der Winkelhalbierenden liegen.

Wie Abb. 3.66 zeigt, unterschätzt das TUB-BGR-Verfahren die SWR_j im EZG der Grimmer Nuthe in den meisten Jahren. Da der *Westfläming* ein wichtiges Trinkwassergewinnungsgebiet ist (Luckner et al. 2002, Borgmann 2012), hat die Rohwasserförderung einen direkten Einfluss auf die Höhe des Abflusses am Pegel Strinum. Im EZG der Grimmer Nuthe liegen die WF Lindau-Süd und Dobritz II, deren Fördergebiete nicht mit dem EZG-Grenzen der Grimmer Nuthe identisch sind. Daher ist es schwierig, die Fördermengen der einzelnen Jahre mit den SWR_j zu verrechnen. Berücksichtigt man die durchschnittliche Fördermenge im *Westfläming* von 19.78 mm a⁻¹ (Luckner et al. 2002), ist die Übereinstimmung modellierter und gemessener Werte besser. Jedoch unterscheiden sich die Fördermengen von Jahr zu Jahr deutlich voneinander (Abb. 3.67), sodass dieser Mittelwert nur eine grobe Schätzung darstellen kann. Zudem müsste auch der Einfluss möglicher Bewässerungsmaßnahmen berücksichtigt werden. Nach Ad-hoc-AG Boden (2003) beträgt der Einfluss der Bewässerung auf die Höhe der SWR im langjährigen Mittel in Deutschland ca. 20 mm a⁻¹.

Ad-hoc-AG Boden (2003), BMU (2003), Wessolek et al. (2004a), Jankiewicz et al. (2005) und Wessolek et al. (2008a) haben das TUB-BGR-Verfahren für 106 repräsentative EZG in Deutschland validiert. Dabei wiesen die EZG unterschiedliche Größen, Landnutzungen, Bodeneigenschaften sowie unterschiedliche geomorphologische und klimatische Bedingungen auf. Es hat sich gezeigt, dass die Streuung gemessener Abflusshöhen und berechneter mSWR_j im Mittel über diese 106 EZG bei weniger als 10 % lag, und dass tendenziell eine leichte Überschätzung der berechneten SWR_j gegenüber den gemessenen Abflüssen an den Pegeln vorlag. Im Mittel lagen die berechneten SWR_j bei etwa +8 %. Gründe für die leichte Überschätzung könnten anthropogenen Ursprungs, z. B. durch Wasserentnahme oder Beregnung, sein. Auch systematische Fehler in der Berechnung, Unsicherheiten bei der Regionalisierung der Niederschläge oder Fehler in den Abflussmessungen am Pegel könnten mögliche Ursachen der Abweichungen sein.

Obwohl bei den von Wessolek et al. (2004a, 2008a) untersuchten 106 EZG im Mittel die berechneten SWR_j tendenziell leicht überschätzt wurden, gab es auch EZG, in denen die berechneten SWR_j unterschätzt wurden. Hier reiht sich auch das EZG der Grimmer Nuthe ein. Die Unterschätzung der berechneten SWR_j im EZG der Grimmer Nuthe könnte – neben den bereits genannten Gründen – weitere Ursachen haben. Aufgrund der rasterbasierten Berechnung der SWR_j weichen die EZG-Grenzen des EZG der Grimmer Nuthe minimal vom Pegel-EZG ab. Zudem wurden für den in Brandenburg liegenden Teil des EZG der Grimmer Nuthe (ca. 4.1 km²) keine SWR_j berechnet. Ferner wurde der Oberflächenabfluss nicht gesondert berechnet, da er im EZG der Grimmer Nuthe keine nennenswerte Bedeutung hat. Auch könnten Unsicherheiten bei der Regionalisierung der meteorologischen Eingangsdaten vorliegen. Es findet eine intensive wasserwirtschaftliche Nutzung des EZG statt (Wasserentnahme, Drainage, Wehre), die nicht bei der Berechnung der SWR_j berücksichtigt wird. Vor diesem Hintergrund liefert das TUB-BGR-Verfahren für den *Westfläming* realistische Ergebnisse.

3.4.6 Grenzen des TUB-BGR-Verfahrens

Das angewandte TUB-BGR-Verfahren ist ein einfaches Verfahren, welches auf wenigen Inputdaten basiert, die aus Routinemessungen oder bestehenden Karten abgeleitet werden können (Wessolek et

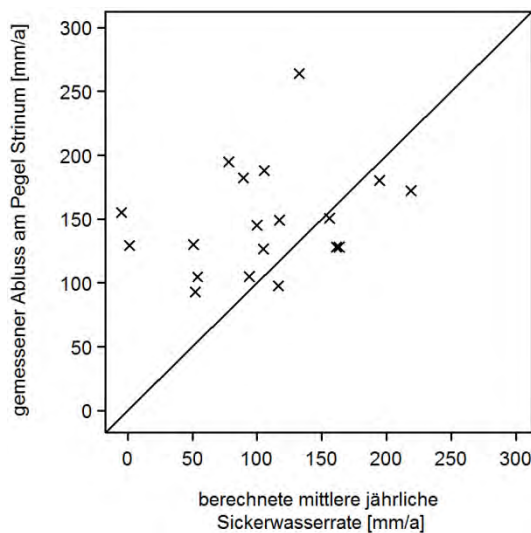


Abb. 3.66: Gegenüberstellung der gemessenen Abflüsse am Pegel Strinum und der mit dem TUB-BGR-Verfahren berechneten Sickerwasserraten für das Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe (1992–2010). Datengrundlage: DWD (2011); © GeoBasis-DE/BKG (2011); Corine Land Cover 2006, Federal Environment Agency DLR-DFD (2009); LHW (2013); PIK (2012); VBK50 & Horizont- und Profil/Flächendaten, Landesamt für Geologie und Bergwesen, Sachsen-Anhalt (2011).

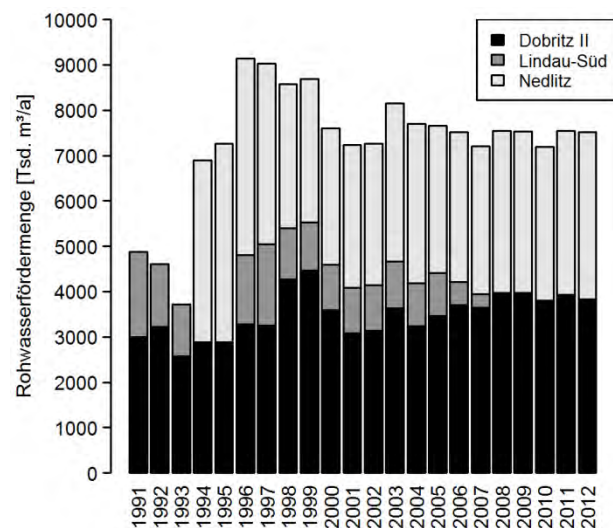


Abb. 3.67: Rohwasserfördermengen an den Wasserfassungen Dobritz II, Lindau-Süd und Nedlitz (1991–2012). Ende 2007 wurde die Rohwasserförderung an der Wasserfassung Lindau-Süd eingestellt. In den Jahren 1991–1993 sind die Daten an der Wasserfassung Nedlitz und von 1994–1995 an der Wasserfassung Lindau-Süd unvollständig und daher nicht aufgeführt. Datengrundlage: GCI GmbH (2011); TWM (2014a).

al. 2008a). Die meteorologischen Größen, die berücksichtigt werden, sind Halbjahres- und Jahreswerte von Niederschlag und Verdunstung. Aus ihnen werden Jahreswerte der SWR berechnet. Daher sind keine direkten Aussagen zum jahreszeitlichen Verlauf der Sickerwasserdynamik möglich. Hierfür wäre der Einsatz numerischer Modelle notwendig, die monatliche Werte berechnen können. Indirekt können jedoch Tendenzen aus dem jahreszeitlichen Verlauf der KWB abgeleitet werden.

Der jahreszeitliche Verlauf der KWB im *Westfläming* zeigt, dass die KWB sowohl gegenwärtig als auch in Zukunft – v. a. während der Hauptvegetationsperiode von April bis August – im Mittel negativ ist bzw. sein wird. Dies deutet darauf hin, dass die SWR-Raten im Sommerhalbjahr abnehmen werden. Im Winterhalbjahr, in dem die Grundwasserressourcen erneuert werden, werden auch zukünftig die KWB im Mittel positiv sein. Allerdings werden die monatlichen KWB aufgrund der prognostizierten Veränderungen von Verdunstung, Niederschlag und Temperatur in Zukunft abnehmen, sodass insgesamt weniger Wasser für die Erneuerung der Grundwasserspeicher zur Verfügung stehen wird.

Grundlage des TUB-BGR-Verfahrens sind Regressionsgleichungen, die auf Daten des Zeitraumes 1961–1990 basieren (Wessolek et al. 2004b). Bei den Berechnungen der SWR_i für den *Westfläming* wurde davon ausgegangen, dass die von Wessolek et al. (2008a) aufgestellten Gleichungen auch für den Zeitraum 1991–2070 gelten. Zudem wurde bei den Szenariorechnungen davon ausgegangen, dass sich zukünftig nur die klimatischen Bedingungen ändern werden; Landnutzung und Bodeneigenschaften wurden als konstant angenommen. Dies ist vertretbar, da Landnutzungsänderungen nur Auswirkungen auf die Höhe der SWR_i haben würden, wenn eine Umwandlung von z. B. Ackerland in Wald stattfinden würde. Ändert sich hingegen z. B. die Bewirtschaftungsform eines Ackerschlags, hat dies keine Auswirkungen auf die Höhe der SWR_i , da beim TUB-BGR-Verfahren die Landnutzung nur anhand der Corine-Land-Cover-Klassen vorgenommen wird. Auch die Bodeneigenschaften werden sich, wenn der Mensch nicht aktiv eingreift, bis 2070 nicht grundlegend ändern, da die Pedogenese sehr langsam abläuft (Bauer et al. 2005). Langfristig werden die veränderten Klimabedingungen jedoch Auswirkungen z. B. auf die Bodenstruktur, Infiltration, Fließwege im Boden, Bodenflora, -fauna sowie auf das Porensystem haben (Bullock 2005), die wiederum die Höhe der SWR_i beeinflussen werden. Treten in Zukunft die klimatischen Veränderungen so wie prognostiziert ein, sollten die Regressionsgleichungen überprüft und ggf. an die neuen klimatischen Bedingungen angepasst werden.

Kritischer zu sehen ist, dass das TUB-BGR-Verfahren von einem konstanten Wert des MNGW ausgeht. Eine dynamische Modellierung des Grundwasserstandes, wie bei numerischen Modellen üblich, findet somit nicht statt. Da bei den Szenariorechnungen von den heutigen Grundwasserständen ausgegangen wird, könnte es sein, dass die für die Zukunft berechneten SWR_j leicht unterschätzt werden. Denn es ist wahrscheinlich, dass es zukünftig zu einer Absenkung der Grundwasserstände kommen wird. Von einer Unterschätzung der SWR_j wären v. a. grundwassernahe Standorte betroffen, auf denen der KA eine wichtige Rolle spielt. Wird von zu hohen Grundwasserständen für die Zukunft ausgegangen, wird die Menge des KA überschätzt. Folglich fällt die berechnete SWR_j geringer aus.

Das TUB-BGR-Verfahren geht von den vier Hauptbodenbedeckungen Acker-, Grünland, Laub- und Nadelwald nach der Corine-Land-Cover aus. Sollen weitere Corine-Land-Cover-Klassen berücksichtigt werden, müssen diese durch prozentuale Anteile dieser Hauptbodenbedeckungen berechnet werden (BMU 2003). Dies vereinfacht die Handhabung des Verfahrens erheblich. Allerdings ist es hierdurch schwierig, z. B. bestimmte Fruchtfolgen bei den Berechnungen zu berücksichtigen. Zudem ist die prozentuale Verteilung der vier Hauptbodenbedeckungen auf die einzelnen Corine-Land-Cover-Klassen subjektiv, da die Parametrisierung der einzelnen Corine-Land-Cover-Klassen vom Bearbeiter festgelegt wird. Damit kann das TUB-BGR-Verfahren nur grobe Schätzwerte der SWR_j liefern.

Es ist fraglich, ob die Regressionsgleichungen auch verlässliche Ergebnisse liefern, wenn z. B. zukünftig zwei Kulturen in einem Jahr (Zweikulturnutzungssystem) angebaut werden. Denn dies wird Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt und die Sickerwasserbildung haben. Eine Überprüfung der Regressionsgleichungen für diesen Anwendungsbereich ebenso wie für den Fall einer stark ausgeprägten Kraut- und Moosschicht wäre wünschenswert und erforderlich.

Das TUB-BGR-Verfahren berücksichtigt nicht explizit meteorologische Extremereignisse wie Starkniederschläge. Diese werden nur über die Höhe der Halbjahres- und Jahresniederschläge berücksichtigt. Dennoch können Starkniederschlagsereignisse einen großen Einfluss auf die Sickerwasserbildung haben, da z. B. ein Großteil des Niederschlagswassers in Makroporen versickern kann. Weist der Oberboden hingegen geringe k_f -Werte auf, kann es zu Oberflächenabfluss kommen. Bei grobkörnigen Bodensubstraten mit hohen k_f -Werten – wie bei den Sandböden im Fläming – sind die Infiltrationsraten hoch, sodass innerhalb kurzer Zeit große Wassermengen in den Boden versickern können und die SWR kurzfristig stark erhöhen (Blume et al. 2013).

Anders als bei numerischen Grundwassermodellen wird beim TUB-BGR-Verfahren nicht der laterale Fluss berücksichtigt. Dieses kann v. a. in gebirgigem Gelände zu fehlerhaften Werten führen. Da die topographischen Unterschiede im *Westfläming* nur gering sind, dürfte dies keinen großen Einfluss auf die Güte der berechneten Werte haben.

Mit dem TUB-BGR-Verfahren ist es nicht möglich, anthropogene Einflüsse wie die Wasserentnahme oder Bewässerung zu berücksichtigen. Dies kann dazu führen, dass die berechneten SWR_j leicht überschätzt werden (Wessolek et al. 2008a). Für die Bilanzierung der SWR muss somit auch ggf. die Beregnung berücksichtigt werden (BMU 2003). Zudem ist es nicht möglich, bei Grundwasserzehrung die genauen Werte anzugeben, da die berechneten negativen Werte nicht die realen Werte angeben.

Die Güte der Ergebnisse hängt u. a. von der gewählten Rastergröße ab. Während bei einer Rastergröße von 1 km nur Aussagen zu großräumigen Trends gemacht werden können (Paul & Meißner 2014), sind bei einer Zellgröße von 25 m deutlich detailliertere Aussagen möglich. Beispielsweise werden bei einer 1 km-Auflösung die Flusssysteme von Elbe und Nuthe im *Westfläming* nur schemenhaft abgebildet (Paul & Meißner 2014), während in der 25 m-Auflösung die Flusssysteme und ihre Auenbereiche deutlich zu erkennen und detailliert dargestellt sind. Somit können unterschiedliche Auflösungen zu voneinander abweichenden Ergebnissen führen. Dennoch treten keine generellen Unterschiede bei den zu erwartenden Trends der $mSWR_j$ im UG auf. Die in dieser Arbeit gewählte Zellgröße von 25 m weist eine hohe Detailschärfe auf, die gut die kleinräumigen Heterogenitäten des UG wiedergibt.

3.4.7 Vergleich des TUB-BGR-Verfahrens mit anderen Methoden und Verfahren

Obwohl das TUB-BGR-Verfahren ein sehr einfaches Verfahren ist und vergleichsweise wenige Eingangsdaten benötigt, können bei den Ergebnissen hohe Übereinstimmungen mit anderen Verfahren erreicht werden (Tab. 3.26). So zeigten z. B. Jankiewicz et al. (2005) und Neumann (2005), dass das TUB-BGR-Verfahren und das deutlich komplexere BAGLUVA-Verfahren (Glugla et al. 2003) nahezu identische Werte für die Bundesrepublik Deutschland liefern. Luckner et al. (2002) ermittelten nach dem Verfahren nach Bagrov-Glugla für den Zeitraum 1971–2000 Werte der SWR für den *Westfläming*, welche vergleichbar mit den für *Westfläming* ermittelten SWR nach dem TUB-BGR-Verfahren sind. Die leicht voneinander abweichenden Werte können dabei auf die verschiedenen Betrachtungszeiträume zurückgeführt werden.

Die im Vergleich zum TUB-BGR-Verfahren höheren Werte des Verfahrens von Liebscher & Keller (1979) sind darauf zurückzuführen, dass nur der Niederschlag als Eingangsgröße berücksichtigt wird. Zudem wird als Verlustgröße nicht der gesamte Q_D , sondern nur der Oberflächenabfluss ausgewiesen. Kleinräumig variierende Standorteigenschaften werden nicht berücksichtigt (Neumann 2005).

Gute Übereinstimmungen der Ergebnisse des TUB-BGR-Verfahrens und des physikalisch basierten Modells SWAT konnten für verschiedene Landkreise und Flusseinzugsgebiete im Norddeutschen Tiefland ermittelt werden (Messal 2014, Paul & Meißner 2014).

Tab. 3.26: Ermittelte Höhen der Sickerwasserraten und Abflussspenden nach unterschiedlichen Ansätzen. Jeweils einheitlich farblich hinterlegt und dirket untereinander stehende Zeilen sind miteinander zu vergleichende Werte.

Verfahren / Modell	Untersuchungsgebiet	Sickerwasser- rate [mm a^{-1}]	Abflussspen- de [mm a^{-1}]	Zeitraum	Literaturquelle
TUB-BGR-Verfahren	Bundesrepublik Deutsch- land	312	319	1961–1990	Jankiewicz et al. (2005), Neumann (2005)
BAGLUVA-Verfahren	Bundesrepublik Deutsch- land	–	327	1961–1990	Jankiewicz et al. (2005), Neumann (2005)
Renger & Wessolek (1990, 1996)	Bundesrepublik Deutsch- land	–	339	1961–1990	Neumann (2005)
Liebscher & Keller (1979)	Bundesrepublik Deutsch- land	–	367	1961–1990	Neumann (2005)
TUB-BGR-Verfahren	<i>Westfläming</i>	102	–	1991–2010	eigene Berechnungen
Bagrov/Glugla (Be- rechnung mit ABIMO)	<i>Hoher Fläming</i> <i>Zerbster Ackerland</i>	– –	98 92	1971–2000	Luckner et al. (2002)
Bagrov/Glugla (Be- rechnung von LAU)	<i>Hoher Fläming</i> <i>Zerbster Ackerland</i>	– –	138 108	1971–2000	Luckner et al. (2002)
Grundwassermodell von GCI GmbH	<i>Hoher Fläming</i> <i>Zerbster Ackerland</i>	– –	141 131	1971–2000	Luckner et al. (2002)
TUB-BGR-Verfahren	Landkreis Diepholz Landkreis Uelzen	277 290	– –	1991–2010	Paul & Meißner (2014)
Modell SWAT	Landkreis Diepholz Landkreis Uelzen	266 279	– –	1991–2010	Messal (2014)
TUB-BGR-Verfahren	EZG Hache EZG Ilmenau EZG Nuthe EZG Demnitzer Mühlenfließ	232 290 100 103	– – – –	1991–2010	eigene Berechnungen
Modell SWAT	EZG Hache EZG Ilmenau EZG Nuthe EZG Demnitzer Mühlenfließ	251 270 65 111	– – – –	1991–2010	Messal (2014)
TUB-BGR-Verfahren	Standort <i>Kerchauer Äcker</i> Standort <i>Paradies</i>	140 75	– –	2012	Kriese (2014)
HYDRUS-1D	Standort <i>Kerchauer Äcker</i> Standort <i>Paradies</i>	196 60	– –	2012	Kriese (2014)
Renger & Wessolek	Südost-Holstein	224	–	1961–1990	Meyer & Tesmer (2000)
Bagrov/Glugla	Südost-Holstein	234	–	1961–1990	Meyer & Tesmer (2000)

4 BEWERTUNG DES BOTTOM-UP-ANSATZES

Die Ergebnisse der bodenhydrologischen Untersuchungen an den Monitoringstandorten, der Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe und mit dem TUB-BGR-Verfahren im *Westfläming* haben gezeigt, dass alle eingesetzten Verfahren gewisse Vor- und Nachteile aufweisen (Tab. 4.1). Da die drei angewandten Verfahren und Methoden jeweils nur für eine Skalenebene (Mikro-, Meso-, Makroskala) geeignet sind, stellte sich die Frage, ob durch die Kombination verschiedener Verfahren und Methoden eine Verbesserung der Modellierungsergebnisse erreicht werden kann. Dies ist insofern von Bedeutung, da es derzeit kein hydrologisches Modell gibt, das in allen Skalenbereichen und für alle Zeitschritte eingesetzt werden kann. Auch in absehbarer Zeit wird es solch ein Modell voraussichtlich nicht geben (Liebscher & Mendel 2010).

Tab. 4.1: Vor- und Nachteile der in dieser Arbeit eingesetzten Verfahren und Methoden zur Bestimmung verschiedener Parameter des Bodenwasser- und Landschaftswasserhaushaltes im *Westfläming*.

	MIKROSKALA	MESOSKALA	MAKROSKALA
	Saugspannungsmessung mit GMS (White-Box-Modell)	Modellierung mit WaSiM-ETH (Grey-Box-Modell)	TUB-BGR-Verfahren (Black-Box-Modell)
VORTEILE	• exakte Werte • Erfassung der realen Bodenfeuchtwerte (jede 15 Minuten ein Wert) • Abbildung von Tages- und Jahresdynamiken über Messwerte • Standortbedingungen spiegeln sich direkt in den Messwerten wider • beliebige zeitliche Auflösung möglich (ab einer Minute) • Werte können für die Kalibrierung und Validierung von Modellen (z. B. WaSiM) verwendet werden • deutschlandweit einsetzbar	• arbeitet tageswertbasiert • Modellierung beliebig langer Zeiträume, wenn notwendige Inputdaten vorhanden • Prognosen möglich • billiges Verfahren • physikalisch-mathematisch begründet • dynamische Modellierung • Berücksichtigung anthropogener Einflüsse, wie z. B. Bewässerung möglich • Berechnung von Jahresverläufen • Simulation des Bodenwasser- und Landschaftswasserhaushaltes (verschiedene Wasserhaushaltsgrößen) • Abbildung der Abflussganglinie am Pegel mit hoher Genauigkeit • deutschlandweit einsetzbar	• arbeitet jahreswertbasiert • Modellierung beliebig langer Zeiträume, wenn notwendige Inputdaten vorhanden • einfache, schnelle Berechnung • billiges Verfahren • übersichtlich • wenige Inputdaten notwendig • Berechnungen auf verschiedenen großen Skalen möglich (Mikro- bis Makroskala) • verschiedene räumliche Auflösungen möglich • deutschlandweit einsetzbar
NACHTEILE	• zeitaufwändig (Fahrten ins Messgelände, personalintensiv) • teuer (instrumentelle Ausstattung, personalintensiv) • standortbezogen; gemessene Werte gelten nur für spezifischen Messpunkt • Werte liegen nur für den Messzeitraum vor • keine Extrapolation der Messwerte möglich • keine Aussagen über zukünftige Entwicklungen möglich • anfällig gegenüber technisch bedingten Messausfällen • Ergebnisse abhängig von der Einbautechnik und der Wahl des Messstandortes	• zeitaufwändig • Erzeugung großer Datenmengen • viele, teils nur schwer bestimmbare Inputdaten (Überparametrisierung) • Es entsteht der Eindruck, dass die Natur vollständig abgebildet wird. • Modellparameter können u. U. so verändert werden, dass das Ergebnis den Erwartungen weitestgehend entspricht • nicht alle (kalibrierten) Modellparameterwerte müssen auch physikalisch sinnvoll sein • fehlerhafte Inputdaten haben ggf. große Auswirkungen auf Output • unterschiedlich lange Vorlaufzeiten führen zu voneinander abweichenden Ergebnissen (WaSiM_oGW) • unübersichtlich (v. a. Controlfile)	• grobe Abschätzung • nur eine Ausgabegröße (SWR_j) • empirisches Verfahren • nur in Deutschland anwendbar • keine Berücksichtigung dynamischer Entwicklungen (z. B. GWST) • keine Aussagen zu absoluten Mengen bei der Grundwasserzehrung möglich • keine direkte Berücksichtigung anthropogener Einflüsse möglich (z. B. Bewässerung) • keine explizite Berücksichtigung meteorologischer Extreme (z. B. Starkniederschläge), da nur Jahres- und Halbjahreswerte berücksichtigt werden • fehlerhafte Inputdaten haben ggf. große Auswirkungen auf Output
	↓	↓	↓
	für den <i>Westfläming</i> geeignet	für den <i>Westfläming</i> (eingeschränkt) geeignet	für den <i>Westfläming</i> geeignet

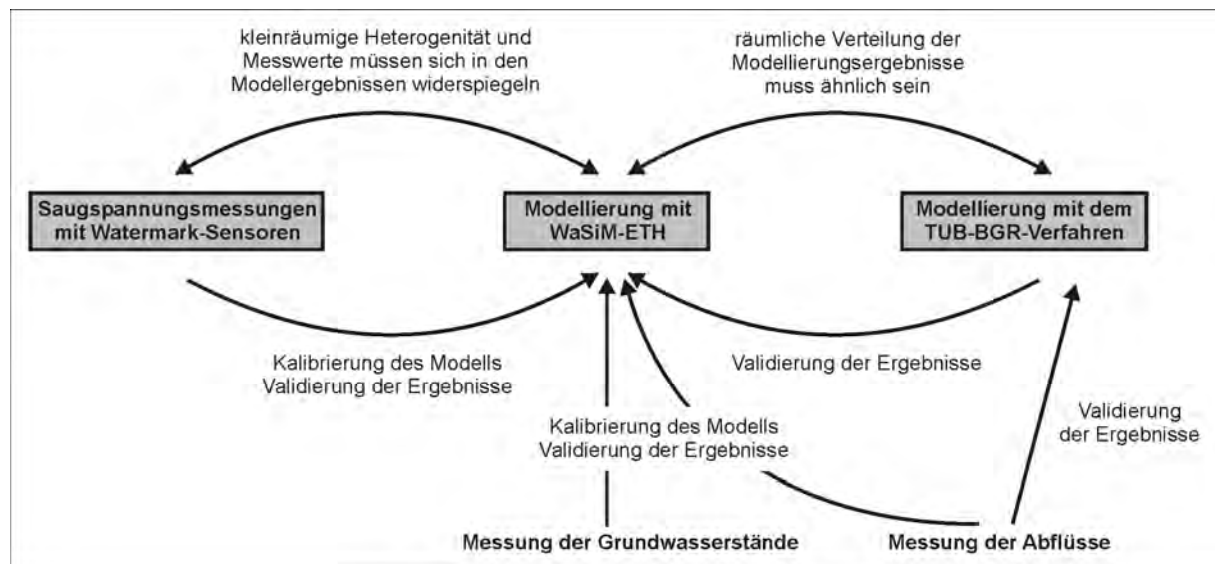


Abb. 4.1: Verknüpfungen und Datenflüsse im Rahmen des Bottom-up-Ansatzes.

Für die Untersuchungen im *Westfläming* wurden verschiedene Methoden (Messung, Modellierung) angewandt und unterschiedliche Modelltypen (Black-, Grey-, White-Box-Modell) verwendet. Durch die Kombination unterschiedlicher Methoden und Modelle (Abb. 4.1) konnte im *Westfläming* eine Verbesserung der Modellierungsergebnisse mit WaSiM erreicht werden, v. a. hinsichtlich der räumlichen Plausibilität der Ergebnisse. Ohne die bodenhydrologischen Messungen an den Monitoringstandorten und die Beobachtungen an den Grundwassermessstellen wäre eine weitestgehend erfolgreiche Modellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe nicht möglich gewesen. Erst die Einbeziehung der im EZG erhobenen Daten ermöglichte eine räumlich plausible Darstellung der meisten Elemente des Boden- und Landschaftswasserhaushaltes. Damit waren Messwerte für die Kalibrierung und Validierung von WaSiM unverzichtbar.

Eine nahezu 100 %-ige Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Werten wurde nicht erreicht und wird nie erreicht werden, da auch Messungen nur Stichproben im UG darstellen. Dennoch werden die Tendenzen der gemessenen Werte zufriedenstellend durch WaSiM abgebildet.

Die Analysen im EZG der Grimmer Nuthe haben gezeigt, dass (kleinräumige) Heterogenitäten, die im EZG vorliegen, umso besser in der Modellierung berücksichtigt werden können, je mehr Messungen der Bodenfeuchte im Gebiet vorliegen. Da kleinräumige Heterogenitäten einen nicht zu vernachlässigbaren Einfluss auf den Bodenwasserhaushalt und die -dynamik haben (Sharma & Luxmoore 1979, Wang et al. 2009), ist es wichtig, auch diese möglichst genau im Modell abzubilden. Hierfür sind Kenntnisse der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Bodenfeuchte und Grundwasserstände sowie weiterer Wasserhaushaltskomponenten im UG notwendig (Paul et al. 2013a), die im *Westfläming* durch Messungen gewonnen wurden. Auch die Verwendung der am Gebietsauslass in Strinum gemessenen Pegeldaten waren für die Kalibrierung und Validierung des Modells WaSiM notwendig. Allerdings ist ein alleiniger Bezug auf Pegeldatensätze nicht ausreichend (oder empfehlenswert), da hiermit das gesamte hydrologische System eines EZG nur unvollständig erfasst wird. Wie die Untersuchungen im *Westfläming* gezeigt haben, gelingt eine räumlich plausible Darstellung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten mit WaSiM erst dann, wenn neben den Pegeldaten weitere Messwerte in die Modellierung einbezogen werden (z. B. Saugspannungsmessungen, Grundwasserstände).

Der Vergleich der am Pegel Strinum gemessenen Abflüsse mit den modellierten Werten des TUB-BGR-Verfahrens hat gezeigt, dass eine hohe Übereinstimmung zwischen Messung und Modellierung besteht. Somit lieferte das TUB-BGR-Verfahren plausible Ergebnisse für den *Westfläming*. Die mit diesem Verfahren berechneten Werte wurden wiederum dafür verwendet, die Modellierungsergebnisse von WaSiM hinsichtlich ihrer räumlichen Plausibilität zu prüfen. Die räumliche plausible Darstel-

Tab. 4.2: Beispiele für die Verwendung von Bottom-up-Ansätzen in der Hydrologie.

Literatur	Untersuchungsgebiet	Mikroskala	Mesoskala	Makroskala
Gebel et al. (2014)	Miyun-Einzugsgebiet (China)	Lysimetermessungen	WaSiM-ETH/IWAN	STOFFBILANZ
Schmidt et al. (2003)	oberes Ems-Einzugsgebiet (Deutschland)	NASIM	ArcEGMO, SWAT	ABIMO, ArcEGMO, SWAT

Tab. 4.3: Ausgewählte hydrologische Modellvergleiche mit WaSiM-ETH. ¹ = distributed model (räumlich gegliedertes Modell), ² = semi-distributed model (halb-räumlich gegliedertes Modell), ³ = lumped model (Blockmodell).

Literatur	Untersuchungsgebiet	hydrologische Modelle
Breuer et al. (2009)	Dill-Einzugsgebiet (Deutschland)	DHSVM ¹ , HBV ² , IHACRES ³ , LASCAM ² , MIKE-SHE ¹ , PRMS ² , SLURP ² , SWAT ² , TOPLATS ¹ , WaSiM-ETH¹
Cornelissen et al. (2013)	Térou-Einzugsgebiet (Benin)	GR4J model ¹ , SWAT ² , UHP-HRU ¹ , WaSiM-ETH¹
Gädeke et al. (2014)	Spree-Einzugsgebiet (Deutschland)	HBV-light ² , WaSiM-ETH¹
Gurtz et al. (2003)	verschiedene Einzugsgebiete (Nordostschweiz)	PREVAH ² , WaSiM-ETH¹
Haberlandt et al. (2010)	oberes Leine-Einzugsgebiet (Deutschland)	HEC-HMS ¹ , SWAT ² , WaSiM-ETH¹
Lünich et al. (2011)	verschiedene Einzugsgebiete (Sachsen, Deutschland)	AKWA-M, ArcEGMO ¹ , MIKE-SHE ¹ , WaSiM-ETH¹

lung der hydrologischen Modellierungsergebnisse ist insofern bedeutend, da die Nachfrage nach der räumlichen Verteilung hydrologischer Komponenten im EZG, z. B. im Rahmen von Planungsmaßnahmen oder der Hochwasservorhersage, in den letzten Jahren stark zugenommen hat. Daher wird im Rahmen der hydrologischen Modellierung der Bottom-up-Ansatz zukünftig an Bedeutung gewinnen.

Die Untersuchungen im *Westfläming* haben gezeigt, dass der Bottom-up-Ansatz ein geeignetes Mittel ist, um die hydrologische Modellierung eines EZG, v. a. hinsichtlich der räumlich plausiblen Darstellung von Wasserhaushaltskomponenten, zu verbessern. Die Anwendung des Bottom-up-Ansatzes ist jedoch deutlich aufwendiger als herkömmliche Modellierungsansätze, allerdings steht diesem eine Verbesserung der Modellierungsergebnisse gegenüber. Durch die Einbeziehung von Messungen und Beobachtungen in die Modellierung kann die räumliche Genauigkeit erhöht werden. Da bisher keine allgemeingültigen Kriterien für die Bewertung räumlicher Modellaussagen vorliegen, wird meist nur eine Plausibilitätsprüfung durchgeführt (Ollesch 2008).

Bisher wurde in der Hydrologie der Bottom-up-Ansatz kaum angewandt (Tab. 4.2), und wenn, dann meist nur in Form einer Beschreibung der Vorgehensweise. Somit liegt eine Darstellung dieses Ansatzes bisher nicht bzw. nur unvollständig vor. Dennoch kamen auch Schmidt et al. (2003) und Gebel et al. (2014) zu einer positiven Bewertung dieses Ansatzes. Verbreitet sind in der Hydrologie hingegen Modellvergleiche verschiedener hydrologischer Modelle für einen Skalenbereich (Tab. 4.3). Diese Vergleiche haben gezeigt, dass unterschiedliche Modelle stets zu mehr oder weniger voneinander abweichenden Ergebnissen geführt haben (z. B. Jiang et al. 2007, Breuer et al. 2009, Haberlandt 2010, Lünich et al. 2011, Cornelissen et al. 2013). Die voneinander abweichenden Ergebnisse waren in den unterschiedlichen Modellstrukturen, der Anzahl der zu kalibrierenden Parameter, der Kalibrierung der Parameter selbst sowie in der Art und Anzahl der verwendeten Inputdaten begründet. Sogar bei denselben verwendeten Inputdaten kam es zu voneinander abweichenden Ergebnissen (z. B. Breuer et al. 2009). Zudem spielt es eine Rolle, dass die innerhalb eines Vergleichs verwendeten Modelle meist für spezifische Fragestellungen und Probleme entwickelt wurden (Reed et al. 2004, Liebscher & Mendel 2010). Die Verwendung der Ansätze außerhalb des eigentlichen Entwicklungsbereiches kann so zu Ungenauigkeiten bei der Modellierung führen. Somit haben alle Modelle ihre spezifische Berechtigung (Reed et al. 2004, Liebscher & Mendel 2010).

Insgesamt war es durch Einbeziehung der vorliegenden Mess- und Beobachtungsdaten möglich, das Modell WaSiM für das EZG der Grimmer Nuthe besser zu kalibrieren, zu validieren und kleinräumig variierende Bodenverhältnisse bei der Modellierung zur berücksichtigen. Dies wäre nicht möglich gewesen, wenn nur auf Daten des Pegel Strinums zurückgegriffen worden wäre. Insbesondere konn-

te eine räumlich plausible Verteilung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten erst durch Einbeziehung von Mess- und Beobachtungsdaten in die Modellierung erreicht werden.

In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass der Bottom-up-Ansatz ein geeignetes Mittel ist, um die hydrologische Modellierung im *Westfläming* zu verbessern. Dabei wurden hohe Übereinstimmungen zwischen den gemessenen und modellierten Werten auf der Mikro-, Meso- und Makroskala sowie zwischen verschiedenen Modellen und Methoden erreicht.

5 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

5.1 Zusammenfassung

Im *Westfläming*, einer wasserwirtschaftlich sensiblen Region im Osten Sachsen-Anhalts (Deutschland), existieren bereits unter gegenwärtigen klimatischen Bedingungen Konflikte um die Ressource Wasser. Daher werden in Zukunft unter sich ändernden Klimabedingungen Fragen des Wassermanagements an Bedeutung gewinnen. Um die vorhandenen Wasserressourcen nachhaltig bewirtschaften zu können, sind flächendeckende Informationen zum Boden- und Landschaftswasserhaushalt notwendig. Daher wurde in dieser Arbeit ein Bottom-up-Ansatz getestet, der Untersuchungen verschiedenen großer Skalen (Mikro-, Meso-, Makroskala) zueinander in Beziehung setzt und Punktmessungen sowie mehrere hydrologische Modelle miteinander koppelt. Hierfür wurden eigene Messungen durchgeführt sowie das Modell WaSiM-ETH und das TUB-BGR-Verfahren angewandt. Dabei war von zentraler Frage, wie gut die gemessenen und modellierten Werte auf den unterschiedlichen Skalenebenen zusammenpassen.

Um die Ergebnisse dieser Arbeit zusammenzufassen, greifen wir nun auf die in Kap. 1.2 gestellten Forschungsfragen zurück und beantworten diese.

Wie hat sich im *Westfläming* das Klima bis zur Gegenwart entwickelt und mit welchen Veränderungen ist zukünftig zu rechnen?

Im *Westfläming* wurden bereits in den letzten Jahrzehnten erste Auswirkungen der sich ändernden klimatischen Bedingungen spürbar. So haben sich z. B. der Anstieg der Lufttemperaturen auch zwischen 1991 und 2010 weiter fortgesetzt oder die klimatischen Entwicklungen zu Veränderungen im Niederschlagsverhalten geführt. Die KWB, die bereits gegenwärtig insbesondere im Sommer negativ sind, führten zeitweise zu Wasserknappheit.

Die klimatische Situation der Jahre 2011–2013 wurde anhand der Klimastation Wittenberg untersucht. Hier war das Jahr 2011 deutlich wärmer als im langjährigen Mittel, zudem war es durch einen sehr trockenen Frühling und plötzlich auftretende starke Temperaturunterschiede geprägt. Obwohl in der Jahressumme die Niederschlagsmenge im Bereich des langjährigen Mittels lag, trat ein nicht mehr bis zum Jahresende auszugleichendes Niederschlagsdefizit auf. In den Jahren 2012 und 2013 traten im Winter lange Frostperioden auf, denen ein kurzer, starker Temperaturanstieg folgte. Auch in diesen beiden Jahren trat eine sehr ungleichmäßige Niederschlagsverteilung auf. Während z. B. im November 2012 fast kein Niederschlag fiel, war 2013 das Frühjahr sehr trocken. Wie 2011 wurde das Niederschlagsdefizit auch 2012 nicht bis zum Jahresende ausgeglichen.

Die Klimaszenariodaten (STARS, RCP-Szenario 8.5) für die Jahre 2011–2070 weisen darauf hin, dass zukünftig mit deutlichen klimatischen Veränderungen zu rechnen sein wird. So werden sich z. B. das Niederschlagsregime im *Westfläming* weiter verändern, die ET und die Trockenheitsgefährdung weiter zunehmen. Die zu erwartenden klimatischen Veränderungen werden Auswirkungen auf die Land-, Forst- und Wasserwirtschaft im *Westfläming* haben. Daher ist es notwendig, dass bereits heute Anpassungsstrategien (z. B. Waldumbau, Anpassung der Fruchtfolgen, Festlegung von Wasserentnahmemengen) entwickelt werden, um mögliche negative Auswirkungen für den *Westfläming* in Zukunft so gering wie möglich zu halten.

Können kleinräumige Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und in der Bodenwasserdynamik mit Watermark-Sensoren (GMS) an verschiedenen Standorten im *Westfläming* erfasst werden?

Die Saugspannungsmessungen im *Westfläming* haben gezeigt, dass die eingesetzten GMS (Modell 200SS; Irrrometer Company 2010) trotz einiger technisch bedingter Ausfälle geeignet sind, um kleinräumige Heterogenitäten im Bodenwasserhaushalt und der -dynamik ackerbaulich und forstwirtschaftlich genutzter Böden automatisch und kontinuierlich zu erfassen. Dabei wiesen die sechs

untersuchten Monitoringstandorte eine sehr unterschiedliche Bodenfeuchtedynamik auf. Während an den grundwasserfernen Standorten der Bodenwasserhaushalt maßgeblich durch die Witterung bestimmt wurde, wurde dieser an den grundwassernahen Standorten stark durch den Grundwasserstand und den damit einhergehenden KA beeinflusst. Unterschiede in der standortspezifischen Bodenwasserdynamik wurden durch kleinräumige Heterogenitäten in den Bodeneigenschaften, durch die den Boden bedeckende Vegetation, die Höhe des Grundwasserstandes, kleinräumige topographische Unterschiede sowie die Nähe zu vorhandenen Bächen hervorgerufen.

An allen Monitoringstandorten nahm die Variabilität der gemessenen Saugspannungen mit zunehmender Tiefe ab, da die Bodenwasserdynamik im durchwurzelten Oberboden in entscheidender Weise durch die vorherrschende Witterung, den ständigen Wechsel von Infiltration, Sickerwasserfluss und KA sowie durch den Wasserentzug der Vegetation beeinflusst wurde. Diese Einflussfaktoren hatten mit zunehmender Tiefe eine langsamere und gedämpftere Wirkung. Aufgrund des im Winter wassergesättigten Bodens war die Wasserversorgung in dieser Zeit ausreichend. Hingegen trat v. a. an den grundwasserfernen Standorten im Sommer zeitweise Trockenstress auf, welcher sich in transpirationsbedingten Tag-Nacht-Rhythmen äußerte. Zudem wurde an einzelnen GMS mit Saugspannungswerten von ≥ 239 cbar mehrfach die obere Messgrenze der GMS erreicht.

An allen Monitoringstandorten reagierten die eingesetzten GMS zeitverzögert auf gefallene Niederschläge. Dabei war die Reaktionszeit der Sensoren von der Niederschlagsmenge, -intensität und Vorfeuchte des Bodens abhängig. Auch in längeren Trockenperioden reagierten die Sensoren auf die Austrocknung des Bodens. Mithilfe der eingesetzten Sensoren wurde nachgewiesen, dass selbst in längeren Trockenperioden teilweise noch GWN stattfand.

Können der Boden- und Landschaftswasserhaushalt des Einzugsgebiets (EZG) der Grimmer Nuthe mit dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH (WaSiM) modelliert werden? Werden dabei der Boden- und Landschaftswasserhaushalt sowohl an den Monitoringstandorten als auch in der Fläche richtig durch das Modell wiedergegeben?

Mit dem hydrologischen Modell WaSiM kann der Boden- und Landschaftswasserhaushalt im EZG der Grimmer Nuthe modelliert werden. Dabei wurden zwei verschiedene Modellvarianten untersucht, die zu voneinander abweichenden Ergebnissen geführt haben. Bei der Beurteilung der Modellierungsergebnisse wurden qualitative und quantitative Kriterien herangezogen und auf eine plausible Modellierung am Pegel Strinum sowie in der räumlichen Verteilung geachtet.

Die Modellvariante WaSiM_oGW ist nur eingeschränkt geeignet, um den Boden- und Landschaftswasserhaushalt im EZG der Grimmer Nuthe zu modellieren. Am Pegel Strinum wurde eine hohe Übereinstimmung zwischen den gemessenen und modellierten Abflusswerten erreicht, wobei die Anpassung in den einzelnen Jahren unterschiedlich gut ausfällt. Während Abflussspitzen i. d. R. überschätzt werden, wird der Abfluss in den Trockenwetterphasen meist unterschätzt. In diesen Trockenwetterphasen wird zudem die Dynamik des Abflussgeschehens nur schlecht abgebildet, da das Modell langsamer als das natürliche System auf Veränderungen im Abflussgeschehen reagiert.

Der Vergleich von gemessenen und modellierten Werten an verschiedenen Monitoringstandorten und Grundwassermessstellen der TWM im EZG der Grimmer Nuthe hat gezeigt, dass die simulierten standörtlichen Wasserhaushaltsbedingungen nur teilweise nachvollziehbar sind. Dies betrifft sowohl die Höhe der Werte als auch die jahreszeitliche Dynamik. Hierbei wurden der GWST, die mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum, die relative Bodenfeuchte in unterschiedlichen Tiefen, die GWN, der KA, Q_B , Q_D und Q_{ifl} untersucht. Zudem wurde keine geschlossene Wasserbilanz für das EZG der Grimmer Nuthe berechnet.

Auch in der räumlichen Verteilung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten traten Probleme bei der Modellierung bei WaSiM_oGW auf. Während die räumliche Verteilung der mittleren relativen Bodenfeuchte im Wurzelraum nachvollziehbar ist, werden der Q_{ges} , Q_B , Q_D , Q_{ifl} , die GWST und GWN nur teilweise plausibel durch das Modell wiedergegeben. Dabei hat die verwendete räumliche Auflö-

sung (25 m bzw. 250 m Raster) keinen Einfluss auf die Ergebnisse. Die räumliche Differenzierung und Detailliertheit ist in der 25 m-Auflösung jedoch deutlich höher. Insgesamt können ohne Verwendung des Grundwassermodells zufriedenstellende Ergebnisse am Pegel Strinum erreicht werden, jedoch sind für die Szenariofähigkeit von WaSiM auch plausible Darstellungen in der räumlichen Verteilung sowie an Kontrollpunkten im EZG notwendig.

Auch bei der Modellvariante WaSiM_mGW treten kleinere Probleme bei der Simulation des Q_{ges} am Pegel Strinum, der Simulation verschiedener Wasserhaushaltskomponenten an den Monitoringstandorten sowie bei den simulierten GWST an den Grundwassermessstellen auf, die größtenteils mit denen von WaSiM_oGW übereinstimmen. Eine deutliche Verbesserung dieser Modellvariante gegenüber WaSiM_oGW besteht darin, dass die räumliche Verteilung der Wasserhaushaltskomponenten plausibler ist. Dieses wird durch den Vergleich der Modellierungswerte mit den Messwerten an den Monitoringstationen und Grundwassermessstellen bestätigt. Hierdurch wird die Szenariofähigkeit des Modells deutlich erhöht.

Der Vergleich mit anderen WaSiM-Modellierungsstudien, in denen ähnliche Probleme bei der Simulation auftraten, lässt den Schluss zu, dass die aufgetretenen Probleme auf die Modellstruktur und nicht auf die Modellparametrisierung zurückzuführen sind. Eine weitere Verbesserung der Modellierungsergebnisse im EZG der Grimmer Nuthe könnte möglicherweise erreicht werden, wenn in WaSiM variable Mächtigkeiten für Boden und Aquifere berücksichtigt werden könnten oder das Modell erweitert würde (z. B. Kopplung mit einem externen Grundwassermodell).

Da die Szenariofähigkeit von WaSiM bereits in der Vergangenheit nur eingeschränkt gegeben war und somit der Landschaftswasserhaushalt im EZG der Grimmer Nuthe nicht zur vollsten Zufriedenheit abgebildet werden konnte, wurde auf Szenariorechnungen verzichtet. Der Vergleich mit anderen für Sachsen-Anhalt existierenden Klimafolgenstudien lässt jedoch vermuten, dass sich die wasserhaushaltliche Situation im *Westfläming* verschlechtern wird, sodass zukünftig z. B. mit sinkenden Grundwasserständen, einer Abnahme des Q_{ges} oder einem veränderten Abflussregime zu rechnen sein wird.

Sind die mit dem TUB-BGR-Verfahren ermittelten Werte der Sickerwasserraten für die administrative Einheit *Westfläming* plausibel? Welche Veränderungen sind für die Zukunft zu erwarten?

Mit dem TUB-BGR-Verfahren können räumlich differenzierte Aussagen zu den heute und in Zukunft zu erwartenden $mSWR_j$ im *Westfläming* gemacht werden. Die Höhe der $mSWR_j$ fällt lokal sowie von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich hoch aus und ist von den klimatischen Bedingungen, der Landnutzung, den Bodeneigenschaften und GWST abhängig. Gemittelt über das gesamte UG treten die höchsten $mSWR_j$ unter Ackerland auf und nehmen über Laub-, Nadel- und Mischwald bis zum Grünland ab.

Bereits im Zeitraum 1991–2010 wiesen die $mSWR_j$ im *Westfläming* mit im Mittel 102 mm a^{-1} ein sehr niedriges Niveau auf. Unabhängig von der Landnutzungsart werden die $mSWR_j$ im *Westfläming* zukünftig rückläufig sein. Dabei werden sie unter den einzelnen Landnutzungsarten unterschiedlich stark abnehmen. Die prozentual größten Veränderungen sind unter Grünland zu erwarten, gefolgt von Misch-, Laub-, Nadelwald und Ackerland. Insbesondere auf grundwassernahen Flächen wird die Grundwasserzehrung zunehmen, sodass hier langfristig der Grundwasserspiegel absinken wird. Somit ist wahrscheinlich, dass sich die bestehenden Interessenskonflikte in der wasserwirtschaftlich sensiblen Region *Westfläming* verschärfen werden.

Die für die Zukunft prognostizierten klimatischen Bedingungen werden deutliche Auswirkungen auf den Landschaftswasserhaushalt im *Westfläming* haben. Eine Umverteilung der Niederschläge, steigende Lufttemperaturen und ET-Raten werden dazu führen, dass die SWR_j in Zukunft abnehmen und weniger Wasser zum Auffüllen der Grundwasserspeicher zur Verfügung stehen wird. Langfristig wird dies zu sinkenden Grundwasserständen führen, sodass u. a. mit gravierenden Auswirkungen auf grundwassernahe Bilanzökosysteme und die Fließgewässerökologie zu rechnen ist.

Durch den massiven Bevölkerungsrückgang seit den 1990er Jahren sind die Rohwasserfördermengen im *Westfläming* stark gesunken. Es bleibt abzuwarten, ob ein weiterer Bevölkerungsrückgang im *Westfläming* die Tendenz abnehmender SWR_j und GWN-Raten ausgleichen kann und somit den sinkenden Grundwasserständen entgegenwirkt. Andererseits wird es wahrscheinlicher, dass zukünftig landwirtschaftliche Kulturen bewässert werden müssen, um (weiterhin) eine rentable Landwirtschaft zu gewährleisten.

Insgesamt konnten mit dem TUB-BGR-Verfahren sowohl für einen Standort als auch in der räumlichen Verteilung plausible Ergebnisse für die Höhe der SWR_j im *Westfläming* berechnet werden. Somit kann, wenn nur langjährige Mittelwerte für die SWR benötigt werden, im *Westfläming* das TUB-BGR-Verfahren angewandt werden.

Wie gut spiegeln sich die Messungen der Monitoringstandorte in der Modellierung auf verschiedenen Skalen (Meso-, Makroskala) wieder? Führt die Anwendung eines Bottom-up-Ansatzes im *Westfläming* zu sinnvollen Ergebnissen?

Da es derzeit kein hydrologisches Modell gibt, das alle Skalenbereiche (Mikro-, Meso-, Makroskala) und Untersuchungseinheiten (z. B. Standort, Fluss-EZG, administrative Einheiten) abdeckt, wurde untersucht, ob durch die Kombination verschiedener Methoden und Modelle eine Verbesserung der Wasserhaushaltsmodellierung mit WaSiM im EZG der Grimmer Nuthe erreicht werden kann. Dabei lag neben der möglichst genauen Abbildung der Abflussganglinie am Pegel Strinum der Fokus v. a. auf der räumlich plausiblen Darstellung der Modellierungsergebnisse.

Es wurde gezeigt, dass der Bottom-up-Ansatz ein geeignetes Mittel ist, um die hydrologische Modellierung im *Westfläming* zu verbessern. Dabei wurden hohe Übereinstimmungen zwischen den gemessenen und modellierten Werten auf der Mikro-, Meso- und Makroskala sowie zwischen den verschiedenen Modellen und Methoden erreicht. Durch die Kombination dieser konnte so eine deutliche Verbesserung der Modellierungsergebnisse mit WaSiM erreicht werden, v. a. in der räumlichen Plausibilität. Einen wesentlichen Beitrag leisteten hierbei die bodenhydrologischen Messungen an den Monitoringstationen sowie die Messungen an den Grundwassermessstellen. Durch Einbeziehung dieser Daten konnte WaSiM an verschiedenen Stellen im EZG der Grimmer Nuthe kalibriert und validiert werden, sodass hierdurch eine räumlich plausible Darstellung der meisten Elemente des Boden- und Landschaftswasserhaushaltes möglich war. Die räumlich plausible Darstellung verschiedener Wasserhaushaltskomponenten mit WaSiM war erst möglich, als neben den Pegeldaten weitere Messwerte in die Modellierung einbezogen wurden. Hierdurch ist der verwendete Bottom-up-Ansatz jedoch deutlich aufwendiger als herkömmliche Modellierungsansätze, die nur auf eine korrekte Abbildung der Abflussganglinie an einem Pegel abzielen. Vermutlich ist dies ein Grund dafür, dass der Bottom-up-Ansatz bisher in der Hydrologie nicht angewandt wurde.

5.2 Schlussfolgerungen und Ausblick

Klimatische Entwicklungen im *Westfläming*

Die sich zukünftig verändernden klimatischen Rahmenbedingungen werden – unter der Annahme des Klimamodells STARS und des RCP-Szenarios 8.5 – zu einer Verringerung der GWN sowie zu einer Abnahme der Wasserstände in den Fließ- und Standgewässern im *Westfläming* führen. Für die Abschätzung der in Zukunft zu erwartenden möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf die verschiedenen betroffenen Ökosysteme sind weiterführende wissenschaftliche Untersuchungen notwendig. Um die Bandbreite möglicher zukünftiger Entwicklungen abbilden und abschätzen zu können, sollten weitere Klimamodelle und -szenarien untersucht werden (Ensemblerechnungen). Die in dieser Arbeit aufgezeigten zukünftigen Entwicklungen stellen nur eine Möglichkeit von vielen dar.

Messtechnische Erfassung der Bodenwasserdynamik mit Watermark-Sensoren

Die Saugspannungsmessungen im *Westfläming* haben gezeigt, dass sich die eingesetzten GMS für das Monitoring der Bodenwasserdynamik unter verschiedenen Landnutzungen eignen und brauchbare Werte liefern. Damit stellen die Sensoren eine günstige Alternative zu anderen gängigen und deutlich teureren Bodenfeuchtemessmethoden dar, die einen verbreiteteren Einsatz der GMS in Praxis und Forschung ermöglichen und wünschenswert machen. Hilfreich wäre es, wenn die GMS dahingehend weiterentwickelt würden, dass sie schneller auf Veränderungen der Bodenfeuchte reagieren würden, und dass die Sensoren auch in sehr trockenen Böden (> 239 cbar) einsetzbar wären. Zudem wäre eine bessere Reaktion der GMS im gesättigten oder sehr feuchten Boden sowie auf partielle Wiederbefeuchtung wünschenswert.

Insgesamt ist bei Saugspannungsmessungen die Auswahl repräsentativer Standorte im UG von großer Bedeutung (Shock & Wang 2011, Shock et al. 2013).

Hydrologische Modellierung mit WaSiM

Es hat sich gezeigt, dass Abflussdaten am Pegel allein nicht ausreichen, um das hydrologische Geschehen im EZG der Grimmer Nuthe vollständig und korrekt abzubilden. Folglich sollte, um optimale Ergebnisse zu erhalten, die Güte von WaSiM nicht nur anhand von Pegeldaten beurteilt werden. Die Verwendung einer multi-kriteriellen Kalibrierung, die anzustreben ist, erhöht zudem die Verlässlichkeit der Modellparameter unter sich ändernden klimatischen Bedingungen (Meyer et al. 2011). Insgesamt kann jedoch jedes Modell die Wirklichkeit nur anhand wesentlicher Prozesseigenschaften abbilden und stellt somit immer eine Vereinfachung der natürlichen Verhältnisse dar (Dyck & Peschke 1995, Andréassian et al. 2010, Lüttger et al. 2011).

Im *Westfläming* konnte erst durch die Einbeziehung des modellinternen Grundwassermodells mit WaSiM eine größtenteils räumlich plausible Darstellung der Ergebnisse erzielt werden. Somit ist die Verwendung eines Grundwassermodells bei der hydrologischen Modellierung in überwiegend sandigen EZG notwendig. Möglicherweise kann durch die Kopplung von WaSiM mit einem externen 3D-Grundwassermodell und somit mit einer dynamischen Modellierung der Grundwasserstände eine weitere Verbesserung der hydrologischen Modellierung erreicht werden. Hierzu sind weiterführende Untersuchungen erforderlich.

Da das Modell WaSiM Ende der 1990er Jahre und ursprünglich nicht primär für die räumliche Modellierung entwickelt worden ist, müsste das Modell hinsichtlich der räumlichen Plausibilität weiterentwickelt werden. Hier wäre denkbar, dass statt des einfachen Grundwassermodells ein dynamisches Grundwassermodell in WaSiM integriert wird. Dies wird jedoch wohl dazu führen, dass das Modell noch komplexer und unübersichtlicher wird und die Laufzeiten, die erforderliche Rechnerleistungen und die Fehleranfälligkeit weiter steigen werden.

Sollen mit WaSiM Prognosen berechnet werden, so muss das Modell szenariofähig sein, d. h. das hydrologische Geschehen muss bereits für den Ist-Zustand sowohl am Pegel als auch in der Fläche richtig abgebildet werden. Nur dann ist eine Rechnung von Szenarien sinnvoll. Liegen an verschiedenen Stellen im UG Messungen z. B. der Bodenfeuchte vor, so können diese Werte für die Kalibrierung und Validierung von WaSiM genutzt werden. Damit können auch kleinräumige Heterogenitäten im EZG in der Modellierung berücksichtigt und somit eine Verbesserung der hydrologischen Modellierung erreicht werden.

Um konkrete Anpassungsstrategien für den *Westfläming* für die Zukunft auf Basis der WaSiM-Modellierung ableiten zu können, müssten Daten verschiedener Klimamodelle verwendet werden. Hierbei ist eine detaillierte hydrologische Modellierung mit verschiedenen Klimamodelldaten und -szenarien, z. B. in Form von Ensemblerechnungen, notwendig.

Berechnung der Sickerwasserraten mit dem TUB-BGR-Verfahren

Für den *Westfläming* liefert das TUB-BGR-Verfahren schnell brauchbare Ergebnisse. Um eine noch höhere Genauigkeit der Ergebnisse zu erreichen, wäre eine Weiterentwicklung des Verfahrens für weitere Landnutzungen (z. B. Siedlungen, Heide) wünschenswert. Derzeit ist die Parametrisierung der verschiedenen Landnutzungsarten teilweise sehr subjektiv. Zudem sollte untersucht werden, ob die Regressionsgleichungen, die auf Basis von Daten der Jahre 1961–1990 abgeleitet wurden, bei sich ändernden klimatischen Bedingungen auch in Zukunft weiterhin verlässliche Werte liefern. Denn beispielsweise eine Verlängerung der Vegetationsperiode oder sich ändernde Grundwasserstände werden Auswirkungen auf die ET haben. Demnach ist ggf. eine Anpassung der Regressionsgleichungen an die zukünftigen klimatischen Bedingungen Deutschlands notwendig.

Damit mögliche Auswirkungen des Klimawandels positiv beeinflusst und negative Effekte minimiert werden können, müssen frühzeitig Anpassungsmaßnahmen identifiziert und entwickelt werden, welche die ganze Bandbreite möglicher Auswirkungen abdeckt. Dabei bestehen z. B. bei der Landnutzung oder beim Umgang mit der Ressource Wasser innerhalb der Landschaft Anpassungspotentiale (Schröter et al. 2006, EEA 2007, Stock & Lahmer 2011). Hierzu sind weitergehende Untersuchungen notwendig.

Die Land-, Forst- und Wasserwirtschaft werden im *Westfläming* in Zukunft vor erheblichen Herausforderungen stehen. Hierzu zählen z. B. eine Verlängerung der Vegetationsperiode, zunehmende Trockenheitsgefährdung, längere Trockenperioden, Trockenstress für die Pflanzen, ein verringertes Wasserdargebot, eine zunehmende Waldbrandgefahr oder rückläufige Wasserabgabemengen. Dies erfordert in Zukunft z. B. den Anbau trockentoleranter Bäume und Kulturpflanzen, da noch weniger Wasser als gegenwärtig zur Verfügung stehen wird. Hierbei sollte u. a. auch auf die Wassereffizienz der Pflanzen geachtet werden, da das Wasser zukünftig zunehmend der limitierende Anbau- und Ertragsfaktor sein wird. In der Landwirtschaft sollte daher auch über eine wasserschonende, standortangepasste Bewirtschaftung (z. B. nicht wendende Bodenbearbeitung, Direktsaat, Einsatz von Strip-Till-Technik) oder über Bewässerungsmöglichkeiten nachgedacht werden, um weiterhin gute qualitative und quantitative Erträge erzielen zu können. In der Forstwirtschaft sollte z. B. für stabile Mischwaldbestände gesorgt werden, da diese robuster als Monokulturen auf klimatische Veränderungen reagieren und weniger anfällig gegenüber Schadorganismen sind. Die Wasserwirtschaft wird zukünftig nicht nur von einer Verringerung der GWN-Raten betroffen sein, sondern wird sich auch mit der Sicherstellung der öffentlichen Wasserversorgung im *Westfläming* auseinandersetzen müssen. Ein weiterer Bevölkerungsrückgang im ländlichen Raum könnte z. B. einen Rückbau des derzeit bestehenden Wasserversorgungssystems erfordern. Insgesamt ist es wahrscheinlich, dass sich in Zukunft neue Interessenskonflikte und Spannungsfelder zwischen Land-, Forst-, Wasserwirtschaft, Ökologie, Naturschutz und Politik im *Westfläming* ergeben werden.

Für eine optimale Anpassung an den Klimawandel im *Westfläming* ist eine enge Zusammenarbeit zwischen Land-, Forst-, Wasserwirtschaft und Naturschutz erforderlich. Ein gemeinsames Landmanagement ist notwendig, um die teilweise sehr unterschiedlichen Ziele der Akteure zusammenzubringen (Germer et al. 2011b). Damit die Landschaft in ihrer Vielfalt erhalten und zukünftige Probleme bei der Wassernutzung vermieden werden, müssen schon heute Landnutzungskonzepte entwickelt werden, die alle Wassernutzer in der Region berücksichtigen (Gerstengarbe et al. 2003, EEA 2007, Lüttger et al. 2011). So sollten Anpassungsmaßnahmen sektorübergreifend abgestimmt werden und Teil eines nachhaltigen Landmanagementkonzeptes sein (Lüttger et al. 2011). Für die Entwicklung und Umsetzung von Anpassungsmaßnahmen wird ein professionelles, unabhängiges Management notwendig sein.

Bottom-up-Ansatz

Soll für ein großes Gebiet wie dem *Westfläming* flächendeckend die GWN bzw. SWR abgeschätzt werden, sind einfache Ansätze wie das TUB-BGR-Verfahren zu bevorzugen. Die wenigen für die Berechnung erforderlichen Inputdaten können leicht aus vorhandenen Karten und Routinemessungen abgeleitet werden. Da für viele geowissenschaftliche Anwendungen nur langjährige Mittelwerte benötigt werden, kann hier problemlos das TUB-BGR-Verfahren verwendet werden, welches billig und vergleichsweise einfach durchzuführen ist. Eine detaillierte hydrologische Modellierung mit einem hydrologischen Modell wie WaSiM ist nur dann erforderlich, wenn zeitlich höher aufgelöste Werte (z. B. Tag, Monat, Quartal) oder weitere Wasserhaushaltskomponenten (z. B. Q_{ges} , Bodenfeuchte) benötigt werden. Bei langjährigen Mittelwerten bringt der erhöhte Arbeitsaufwand keinen Erkenntnisgewinn. Zudem ist bei WaSiM der Datenbedarf deutlich höher als beim TUB-BGR-Verfahren.

Erfordert die Fragestellung jedoch den Einsatz eines hydrologischen Modells, sollte die Modellkalibrierung nicht nur anhand von Pegeldaten vorgenommen werden, da auch die flächenhafte Darstellung der Wasserhaushaltskomponenten plausibel sein muss. Erst dann kann das hydrologische System eines EZG in seiner Gesamtheit abgebildet und das Modell als szenariofähig bezeichnet werden. Bei der Kalibrierung und Validierung des Modells spielen somit neben den Abflussdaten weitere Mess- und Beobachtungsdaten im EZG eine wichtige Rolle (multikriterielle Kalibrierung), da durch ihre Einbeziehung sowohl die räumliche Genauigkeit der Ergebnisse als auch die Verlässlichkeit der Modells deutlich erhöht werden kann. Eine verlässliche hydrologische Modellierung ist also nur möglich, wenn neben den Abflussdaten weitere Messwerte (z. B. Bodenfeuchte, Grundwasserstände) im UG vorliegen und verwendet werden.

Der in dieser Arbeit angewandte Bottom-up-Ansatz ist auch im Zusammenhang mit anderen hydrologischen, rasterbasiert arbeitenden Modellen, interessant, insbesondere dann, wenn flächenhafte Darstellungen der Ergebnisse notwendig sind. Somit sollte in weiteren Studien getestet werden, ob der Bottom-up-Ansatz auch in anderen EZG und ggf. in Kombination mit anderen hydrologischen Modellen zu sinnvollen Ergebnissen führt. Dabei ist der Bottom-up-Ansatz v. a. im Bereich der räumlich gegliedert arbeitenden Modelle (*distributed models*) interessant.

Zudem ermöglicht der Bottom-up-Ansatz, durch die Verwendung von Feldmessungen vorhandene kleinräumige Heterogenitäten im Boden- und Landschaftswasserhaushalt eines EZG bei der Modellierung zu berücksichtigen. Somit ist der Ansatz v. a. in stark strukturierten EZG interessant. In zukünftigen Studien sollte auch untersucht werden, an wie vielen Stellen im EZG Messungen notwendig sind, um den Bottom-up-Ansatz zielführend einsetzen zu können. Ebenso sollte untersucht werden, ob durch die Verwendung weiterer bodenhydrologischer Größen im EZG eine zusätzliche Verbesserung der Modellierung erreicht werden kann.

Da für die Bewertung der räumlichen Modellaussagen bisher keine allgemeingültigen Kriterien vorliegen, wird meist nur eine Plausibilitätsprüfung durchgeführt. Hierfür sind detaillierte Gebietskenntnisse und Messungen unabdingbar. Nur so kann geprüft werden, ob die Modellierungsergebnisse eine hohe Übereinstimmung mit der Realität aufweisen. Es ist wünschenswert, dass ein einheitliches, objektives Verfahren für die Prüfung räumlicher Modellierungsergebnisse entwickelt wird (z. B. statistisches Verfahren), um die Modellierungsergebnisse objektiv beurteilen zu können.

LITERATURVERZEICHNIS

- Ad-hoc-AG Boden (2010):** Neue Methoden und Aktualisierungen der Methodendokumentation Bodenkunde. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Hrsg.), Hannover. <http://www.bgr.bund.de> (Abruf: 10.04.2012).
- Ad-hoc-AG Boden (2005):** Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover.
- Ad-hoc-AG Boden (2003):** Verknüpfungsregel 4.6: Mittlere jährliche Sicherwasserrate aus dem Boden (SWR_j). In: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Hrsg.): Neue Methoden und Aktualisierungen der Methodendokumentation Bodenkunde. 5 Seiten. <http://www.bgr.bund.de> (Abruf: 18.02.2011).
- Ad-hoc-AG Boden (2000):** Methodendokumentation Bodenkunde. Auswertungsmethoden zur Beurteilung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. 2. Auflage. Schweizerbart, Stuttgart.
- Ahlke, B.; Beckmann, G.; Binot, R.; Bucher, H.; Burgdorf, M.; Buthe, B.; Dosch, F.; Einig, K.; Eltges, M.; Gatzweiler, H.-P.; Gebhardt, D.; Görmar, W.; Greiling, K.; Günthner, S.; Jakubowski, P.; Jonas, A.; Kawka, R.; Koch, A.; Korinke, E.; Krischausky, G.; Lackmann, G.; Lutter, H.; Maretzke, S.; Milbert, A.; Nielsen, J.; Nolte, N.; Perner, A.; Porsche, L.; Pütz, T.; Schlömer, C.; Schmidt-Seiwert, V.; Schön, P.; Schürt, A.; Spangenberg, M.; Strauß, J.; Sturm, G.; Wacker, A.; Waltersbacher, M.; Walther, A.; Wehmeier, T.; Zarth, M.; Zaspel, B. (2012):** Raumordnungsbericht 2011. Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (BBR), Bonn.
- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. (1998):** Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), Rom.
- Ammer, C. (2009):** Welche Baumarten trotzen dem Klimawandel? In: AgrarBündnis e.V. (Hrsg.): Der kritische Agrarbericht 2009. ABL Verlag, Hamm. S. 199–203.
- Andréassian, V.; Perrin, C.; Parent, E.; Bárdossy, A. (2010):** The court of miracles of hydrology: can failure stories contribute to hydrological science? *Hydrological Sciences Journal* 55(6), S. 849–856.
- Anis, M. R. (2013):** Climate change effects on overland flow. Dissertation. Universität Potsdam, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Potsdam.
- Anis, M. R.; Rode, M. (2014):** Effect of climate change on overland flow generation: a case study in central Germany. *Hydrological Processes* 29(11), S. 2478–2490.
- AK KLIWA (Arbeitskreis KLIWA, Hrsg.) (2006):** Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland. Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. KLIWA-Berichte Heft 9. Bruchsal.
- Bates, B. C.; Kundzewicz, Z. W.; Wu, S.; Palutikof, J. P. (Hrsg.) (2008):** Climate change and water. IPCC Technical Paper VI. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Genf, Schweiz.
- Bauer, J.; Englert, W.; Meier, U.; Morgeneyer, F.; Waldeck, W. (2005):** Physische Geographie kompakt. 4. Auflage. Elsevier, München.
- BBR (Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung, Hrsg.) (2006):** Raumordnungsprognose 2020/2050. Kurzfassung. Berichte 23. Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung, Bonn.
- Belz, J. U.; Böhm, T.; Brockmann, H.; Busch, N.; Gratzki, A.; Hatz, M.; Krahe, P.; Löpmeier, F.-J.; Maltitz, G.; Meißner, D.; Moser, H.; Mürlebach, M.; Riediger, U.; Rademacher, S.; Schmidt, T.; Supper-Nilges, D.; Wiechmann, W. (2013):** Das Juni-Hochwasser des Jahres 2013 in Deutschland. BfG-Bericht 1793. Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz.
- Berc, J.; Bruce, J.; Easterling, D.; Groisman, P. Y.; Hatfield, J.; Hughey, B.; Johnson, G.; Kellogg, B.; Lawford, R.; Mearns, L.; Moss, R.; Nearing, M.; O'Neal, M.; Spaeth, K. (2003):** Conservation implications of climate change: soil erosion and runoff from cropland. Soil and Water Conservation Society (SWCS), Ankeny, Iowa.

- Bernhardt, W.; Feldmann, M.-A.; Golla, T.; Görisch, W.; Grimm, F.; Hartmann, J.; Haeckel, K.; Kämmerer, D.; Meise, B.; Oerter, T.; Strömmer, H.; Wolf, M.; Zeisberger, V. (2008):** Handbuch Altlasten. Bd. 3, Teil 7. Arbeitshilfe zur Sanierung von Grundwasserverunreinigungen. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), Wiesbaden.
- Bernhofer, C.; Goldberg, V.; Franke, J.; Surke, M.; Adam, J. (2008):** Regionale Klimadiagnose Sachsen-Anhalt. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt „REKLI – Sachsen-Anhalt II“. Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt Sonderheft 5. Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (LAU), Halle/Saale.
- Bertolino, A. V. F. A.; Souza, A. P.; Fernandes, N. F.; Rangel, A. M.; de Campos, T. M. P.; Shock, C. C. (2002):** Monitoring the field soil matrix potential using mercury tensiometer and granular matrix sensors. Proceedings of the 3rd International Conference on Unsaturated Soils (UNSAT 2002), Unsaturated soils. 10.–13. März 2002, Recife, Brasilien. S. 335–338. <http://www.irrometer.com/>
- Beven, K. (2001):** How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences* 5(1), S. 1–12.
- Beven, K.; Binley, A. (1992):** The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* 6(3), S. 279–298.
- BfN (Bundesamt für Naturschutz, Hrsg.) (2010):** Landschaften in Deutschland. <http://www.bfn.de/geoinfo/landschaften> (Abruf: 12.10.2011).
- Bigiarini, M. Z. (2014):** Goodness-of-fit functions for comparison of simulated and observed hydrological time series. R-Package 'hydroGOF'. <http://cran.r-project.org/> (Abruf: 15.01.2015).
- Blomenhofer, A.; Gudera, T.; Neumann, J.; Schwebler, W.; Sprenger, W.; Wingerling, M. (2012):** Auswirkungen des Klimawandels auf Bodenwasserhaushalt und Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz. Untersuchungen auf Grundlage von WETTREG2003- und WETTREG2006-Klimaszenarien. KLIWA-Berichte 17. Karlsruhe.
- Blomenhofer, A.; Gudera, T.; Neumann, J.; Schwebler, W.; Sprenger, W.; Wingerling, M. (2011):** Langzeitverhalten von Grundwasserständen, Quellschüttungen und grundwasserbürtigen Abflüssen in Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz. KLIWA-Berichte 16. Karlsruhe.
- Blume, H.-P.; Brümmer, G. W.; Horn, R.; Kandeler, E.; Kögel-Knabner, I.; Kretzschmar, R.; Stahr, K.; Wilke, B.-M.; Thiele-Bruhn, S.; Welp, G. (2013):** Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. 16. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Blumöhr, T.; Brandl, M.; Breitenfeld, J.; Dahl, S.; Führer, J.; Gabka, D.; Haffmans, C.; Heinze, S.; Kraft, M.; Schaber, J.; Seitz, R.; Troegel, T. (2011):** Agrarstrukturen in Deutschland. Einheit in Vielfalt. Regionale Ergebnisse der Landwirtschaftszählung 2010. Statistische Ämter des Bundes und der Länder (DESTATIS), Stuttgart.
- Blüthgen, J.; Weischet, W. (1980):** Allgemeine Klimageographie. 3. Auflage. de Gruyter, Berlin, New York.
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Hrsg.) (2009):** Dem Klimawandel begegnen. Die Deutsche Anpassungsstrategie. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Niestetal.
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Hrsg.) (2003):** Hydrologischer Atlas von Deutschland. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Bonn.
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Hrsg.) (2001):** Hydrologischer Atlas von Deutschland. CD-ROM. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Bonn, Berlin.
- Böhme, M.; Böttcher, F.; Lefebvre, C.; Löpmeier, F.-J.; Müller-Westermeier, G.; Pietzsch, S.; Riecke, W.; Schmitt, H.-H. (2012):** Die Witterung in Deutschland 2011. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2011. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 18–47.

- Booß, A.; Löpmeier, F.-J.; Schmitt, H. H.; Wegener, M. (2015):** Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2013. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2013. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 30–43.
- Borgmann, I. (2012):** Trinkwassergewinnung im Westfläming. Private schriftliche Korrespondenz.
- Bormann, H.; Elfert, S. (2010):** Application of WaSiM-ETH model to Northern German lowland catchments: model performance in relation to catchment characteristics and sensitivity to land use change. *Advances in Geosciences* 27, S. 1–10.
- Bovolo, C. I.; Parkin, G.; Sophocleous, M. (2009):** Groundwater resources, climate and vulnerability. *Environmental Research Letters* 4(3), 4 Seiten.
- Braun, L. N. (1985):** Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften, Bd. 21. ETH Zürich, Zürich.
- Breuer, L.; Frede, H.-G. (2003):** PlaPaDa – an online plant parameter data drill for eco-hydrological modelling approaches. <http://www.uni-giessen.de/~gh1461/plapada/plapada.html> (Abruf: 20.02.2015).
- Breuer, L.; Huisman, J. A.; Willems, P.; Bormann, H.; Bronstert, A.; Croke, B. F. W.; Frede, H. G.; Gräff, T.; Hubrechts, L.; Jakeman, A. J.; Kite, G.; Lanini, J.; Leavesley, G.; Lettenmaier, D. P.; Lindström, G.; Seibert, J.; Sivapalan, M.; Viney, N. R. (2009):** Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM). I: Model intercomparison with current land use. *Advances in Water Resources* 32(2), S. 129–146.
- Breuer, L.; Eckhardt, K.; Frede, H.-G. (2003):** Plant parameter values for models in temperate climates. *Ecological Modelling* 169(2–3), S. 237–293.
- Brunner, H. (1962):** Fläming. In: Meynen, E. (Hrsg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, Bd. 2. Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesberg. S. 1166–1177.
- Bullock, P. (2005):** Climate change impacts. In: Hillel, D. (Hrsg.): Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier, Oxford. S. 254–262.
- Bülow, K.; Hennemuth, B.; Hoffmann, P.; Keup-Thiel, E.; Kochanowski, A.; Krüger, O.; Rademacher, C.; Schoetter, R. (2012):** Statistische Verfahren zur Auswertung von Klimamodell- und Impaktmodelldaten, eingesetzt in KLIMZUG und anderen Projekten sowie Institutionen, die sich mit Klimafolgen befassen. Climate Service Center, Hamburg.
- Carpenter, T. M.; Georgakakos, K. P. (2004):** Continuous streamflow simulation with the HRCDHM distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology* 298(1–4), S. 61–79.
- Chard, J. (2005):** Watermark soil moisture sensors: characteristics and operating instructions. 8 Seiten. http://www.usu.edu/cpl/research_environmentalcontrol.htm (Abruf: 21.11.2012).
- Chávez, J. L.; Varble, J. L.; Andales, A. A. (2011):** Performance evaluation of selected soil moisture sensors. 23. Annual Central Plains Irrigation Conference. 22.–23. Februar 2011, Burlington, Colorado, USA. S. 29–38. <http://www.ksre.ksu.edu/irrigate/OOW/P11/Chavez11.pdf> (Abruf: 22.04.2013).
- Chmielewski, F.-M. (2011):** Wasserbedarf in der Landwirtschaft. In: Lozán, J. L.; Graßl, H.; Karbe, L.; Hupfer, P.; Schönwiese, C.-D. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? S. 149–156. http://www.climate-service-center.de/012389/index_0012389.html.de.
- Chmielewski, F.-M. (2007):** Folgen des Klimawandels für Land- und Forstwirtschaft. In: Endlicher, W.; Gerstengarbe, F.-W. (Hrsg.): Der Klimawandel. Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. G & S Druck und Medien, Berlin, Potsdam. S. 75–85.
- Chow, L.; Xing, Z.; Rees, H. W.; Meng, F.; Monteith, J.; Stevens, L. (2009):** Field performance of nine soil water content sensors on a sandy loam soil in new brunswick, maritime region, Canada. *Sensors* 9(11), S. 9398–9413.

- Combe, J. (1998):** Managing Swiss forests: when climate intervenes. In: Beniston, M.; Innes, J. L. (Hrsg.): The impacts of climate variability on forests. Lecture notes in earth sciences, Bd. 74. Springer, Berlin, Heidelberg. S. 209–219.
- Cornelissen, T.; Diekkrüger, B.; Bogen, H. (2013):** Einfluss der räumlichen Auflösung auf die Simulation der Bodenfeuchtevariabilität in einem Waldeinzugsgebiet mit HydroGeoSphere. In: Weingartner, R.; Schädler, B. (Hrsg.): Wasserressourcen im globalen Wandel. Hydrologische Grundlagen – von der Messung zur Anwendung. Beiträge zum Tag der Hydrologie. 4.–6. April 2013, Universität Bern, Schweiz. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 32.13, S. 65–75.
- Crawley, M. J. (2007):** The R book. Wiley, Chichester, England.
- Cullmann, J.; Mishra, V.; Peters, R. (2006):** Flow analysis with WaSiM-ETH – model parameter sensitivity at different scales. *Advances in Geosciences* 9, S. 73–77.
- DeBano, L. F. (2000):** Water repellency in soils: a historical overview. *Journal of Hydrology* 231–232, S. 4–32.
- DeBano, L. F. (1981):** Water repellent soils: a state-of-the-art. General Technical Report PSW-46. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, United States Department of Agriculture, Berkeley, California.
- Dekker, L. W.; Ritsema, C. J. (1994):** How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency. *Water Resources Research* 30(9), S. 2507–2517.
- de Lange, N. (2013):** Geoinformatik in Theorie und Praxis. 3. Auflage. Springer, Berlin, Heidelberg.
- DeLaune, R. D.; Reddy, K. R. (2005):** Redox potential. In: Hillel, D. (Hrsg.): Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier, Oxford. S. 366–371.
- Demuth, N.; Hiltbold, A. (1993):** “Preferential flow”: Eine Übersicht über den heutigen Kenntnisstand. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 156(6), S. 479–484.
- DESTATIS (Statistisches Bundesamt, Hrsg.) (2013):** Öffentliche Wasserversorgung und öffentliche Abwasserentsorgung – Öffentliche Wasserversorgung. Fachserie 19 Reihe 2.1.1 – 2010. Statistisches Bundesamt, Wiesbaden.
- Deutschländer, T.; Imbery, F.; Plagemann, S.; Namyslo, J.; Früh, B.; Becker, P. (2009):** Zum Umgang mit Klimaprojektionen in der Klima- und Klimafolgenforschung. 5 Seiten. <https://www.dwd.de> (Abruf: 12.02.2014).
- Doerr, S. H.; Shakesby, R. A.; Walsh, R. P. D. (2000):** Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews* 51(1–4), S. 33–65.
- Döll, P. (2009):** Vulnerability to the impact of climate change on renewable groundwater resources: a global-scale assessment. *Environmental Research Letters* 4(3), 12 Seiten.
- Dörhöfer, G.; Josopait, V. (1997):** Grundwasserneubildung und ihre Ermittlung. Eine Anmerkung zum Beitrag von Hölting: Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. *Grundwasser* 2(2), S. 77–80.
- Dörhöfer, G.; Josopait, V. (1981):** Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. In: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Hrsg.): Geologisches Jahrbuch Reihe C, Band C27. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. S. 45–65.
- Döring, S.; Döring, J.; Borg, H.; Böttcher, F. (2011):** Vergleich von Trockenheitsindizes zur Nutzung in der Landwirtschaft unter den klimatischen Bedingungen Mitteldeutschlands. *N. F. Hercynia* 44(2), S. 145–168.
- Drasting, K.; Prochnow, A.; Baumecker, M.; Berg, W.; Brunsch, R. (2011):** Agricultural water management in Brandenburg. *Die Erde* 142(1–2), S. 119–140.
- Duijnisveld, W. H. M.; Engeser, B.; Feldhaus, D.; Hermsdorf, A.; Mundthal, H.; Pluquet, E.; Schöbel, T.; Stoecker, K.; Taug, R.; Vorderbrügge, T.; Wagner, B.; Weinzierl, W. (2008):** Empfehlungen für die Charakterisierung und Parametrisierung des Transportpfades Boden – Grundwasser als Grundlage für die Sickerwasserprognose. Hannover.
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2014):** Wetterlexikon. <https://www.dwd.de> (Abruf: 22.10.2014).

- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2013):** DWD Analyse-Archiv. Standard-Bodenanalysen des Jahres 2013. <http://www1.wetter3.de/fax.html> (Abruf: 20.06.2014).
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2012a):** DWD Analyse-Archiv. Standard-Bodenanalysen des Jahres 2012. <http://www1.wetter3.de/fax.html> (Abruf: 20.06.2014).
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2012b):** Ein feucht-warmer Winterbeginn 2011/2012. 3 Seiten. <http://www.dwd.de> (Abruf: 29.02.2012).
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2011a):** Der außergewöhnlich trockene Frühling 2011. 5 Seiten. <http://www.dwd.de> (Abruf: 29.02.2012).
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2011b):** Der Herbst 2011 ging trocken zu Ende. 6 Seiten. <http://www.dwd.de> (Abruf: 29.02.2012).
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2011c):** Die anhaltende milde Witterung im Herbst 2011. 3 Seiten. <http://www.dwd.de> (Abruf: 29.02.2012).
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2011d):** DWD Analyse-Archiv. Standard-Bodenanalysen des Jahres 2011. <http://www1.wetter3.de/fax.html> (Abruf: 20.06.2014).
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Hrsg.) (2011e):** Ein verregneter Sommer 2011. 5 Seiten. <http://www.dwd.de> (Abruf: 29.02.2012).
- Dyck, S.; Peschke, G. (1995):** Grundlagen der Hydrologie. 3. Auflage. Verlag für Bauwesen, Berlin.
- EEA (European Environment Agency, Hrsg.) (2009):** Water resources across Europe – confronting water scarcity and drought. EEA Report 2. European Environment Agency, Kopenhagen.
- EEA (European Environment Agency, Hrsg.) (2007):** Climate change and water adaptation issues. EEA Technical report 2. European Environment Agency, Kopenhagen.
- El Marazky, M. S. A.; Mohammad, F. S.; Al-Ghobari, H. M. (2011):** Evaluation of soil moisture sensors under intelligent irrigation systems for economical crops in arid regions. *American Journal of Agricultural and Biological Sciences* 6(2), S. 287–300.
- Enciso, J. M.; Porter, D.; Périès, X. (2007):** Irrigation monitoring with soil water sensors. 12 Seiten. <http://www.extension.org/mediawiki/files/d/db/SoilWaterSensors.pdf> (Abruf: 13.01.2014).
- Ernstberger, H. (1992):** Der Landschaftswasserhaushalt und seine Komponenten – Verdunstung. In: Wohlrab, B. (Hrsg.): Landschaftswasserhaushalt – Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum, Veränderungen durch Bodennutzung, Wasserbau und Kulturtechnik. Verlag Paul Parey, Hamburg, Berlin. S. 57–81.
- Estrela, T.; Menéndez, M.; Dimas, M.; Marcuello, C.; Rees, G.; Cole, G.; Weber, K.; Grath, J.; Leonard, J.; Ovesen, N. B.; Fehér, J.; Consult, V. (2001):** Sustainable water use in Europe. Part 3: Extreme hydrological events: floods and droughts. Environmental issue report 21. European Environment Agency (EEA), Kopenhagen.
- ETH Zürich (o. J.):** Glossar Hydrologie. Englisch – Deutsch. https://www.ethz.ch/content/dam/ethz/special-interest/baug/ifu/hydrology-dam/documents/lectures/hydrologie/lectures/ifu-hydro-Glossar_hydrologie.pdf (Abruf: 20.05.2016)
- Eulenstein, F.; Olejnik, J.; Willms, M.; Schindler, U.; Chojnicki, B.; Meißner, R. (2006):** Mögliche Auswirkungen der Klimaveränderungen auf den Wasserhaushalt von Agrarlandschaften in Nord-Mitteleuropa. *WasserWirtschaft* 96(9), S. 32–36.
- Fleck, S.; Meesenburg, H. (2015):** Klimawandel und Nachhaltiges Landmanagement im norddeutschen Tiefland. In: Nordwestdeutsche Forstliche Versuchsanstalt (Hrsg.): Waldzustandsbericht 2015 für Sachsen-Anhalt. Nordwestdeutsche Forstliche Versuchsanstalt (NW-FVA), Göttingen. S. 40–42.
- Flemmig, G. (1994):** Wald – Wetter – Klima. Einführung in die Forstmeteorologie. 3. Auflage. Deutscher Landwirtschaftsverlag, Berlin.
- Franke, J.; Goldberg, V.; Mellentin, U.; Bernhofer, C. (2006):** Risiken des regionalen Klimawandels in Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität Dresden* 55(3–4), S. 97–104.

- Friedrich, K.; Riecke, W.; Deutschländer, T. (2013):** Die Witterung in Deutschland 2012. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2012. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 5–16.
- Fritsch, U.; Katzenmaier, D. (2001):** Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK), Potsdam.
- Fritz, H.; Ollesch, G.; Weigert, A.; Schmidt, J. (2007):** Methodenvergleich der Bodenfeuchtebestimmung und Messung der Infiltration in teilweise gefrorene Böden. *N. F. Hercynia* 40(1), S. 19–31.
- Fürst, J. (2004):** GIS in Hydrologie und Wasserwirtschaft. Wichmann, Heidelberg.
- Gädeke, A.; Hölzel, H.; Koch, H.; Pohle, I.; Grünewald, U. (2014):** Analysis of uncertainties in the hydrological response of a model-based climate change impact assessment in a subcatchment of the Spree River, Germany. *Hydrological Processes* 28(12), S. 3978–3998.
- Gattke, C. (2006):** Modellvergleiche zur Untersuchung struktureller Unsicherheiten – Anwendung objektorientierter Methoden in der hydrologischen Modellierung. Dissertation. Ruhr-Universität Bochum, Fakultät für Bauingenieurwesen, Bochum.
- GCI GmbH (Grundwasser Consulting Ingenieurgesellschaft, Hrsg.) (2011):** Hydrogeologischer Jahresbericht 2010. Wasserwerk Lindau. Grundwasser Consulting Ingenieurgesellschaft, Königs Wusterhausen. Unveröffentlichte Präsentation.
- Gebel, M.; Meissner, R.; Halbfass, S.; Hagenau, J.; Duan, S. (2014):** Web GIS-based simulation of water fluxes in the Miyun catchment area. *iForest – Biogeosciences and Forestry* 7, S. 363–371.
- Geißler, G. (1988):** Pflanzenbau. Ein Lehrbuch - Biologische Grundlagen und Technik der Pflanzenproduktion. 2. Auflage. Verlag Paul Parey, Berlin, Hamburg.
- Gerber, S. (2008):** Anwendung von multifunktionaler Landschaftsbewertung und hydrologischer Modellierung zur Bewertung der Einflüsse einer geänderten Landnutzung auf den Wasserhaushalt im Mittelgebirge. Dissertation. Technische Universität Dresden, Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften, Dresden.
- Gerding, G. (2015):** Calculate sunrise and sunset times for any location. <http://www.sunrise-set.com> (Abruf: 07.05.2015).
- Germer, S.; Bens, O.; F. Hüttel, R. (2011a):** Global change: challenges for regional water resources. *Die Erde* 142(1–2), S. 1–2.
- Germer, S.; Kaiser, K.; Bens, O.; F. Hüttel, R. (2011b):** Water balance changes and responses of ecosystems and society in the Berlin-Brandenburg region – a review. *Die Erde* 142(1–2), S. 65–95.
- Gerstengarbe, F.-W.; Badeck, F.; Hattermann, F.; Krysanova, V.; Lahmer, W.; Lasch, P.; Stock, M.; Suckow, F.; Wechsung, F.; Werner, P. C. (2003):** Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, die Forst- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven. PIK Report 83. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK), Potsdam.
- Gerstengarbe, F. W.; Orlowsky, B. (2012):** Regionale Klimamodelle – STARS. <http://www.klimanavigator.de> (Abruf: 14.10.2015).
- Gerstengarbe, F. W.; Werner, P. C. (2012):** Die Klimaentwicklung in Deutschland. Beiträge der Konferenz Klimafolgen für Deutschland. 24. September 2012, Humboldt-Universität Berlin. S. 8–11. <http://www.klimafolgenonline.com>
- Gerstengarbe, F.-W.; Werner, P. C. (1997):** Waldbrandentwicklung im Land Brandenburg. *AFZ-Der Wald* 52(7), S. 392–394.
- Giorgetta, M. A.; Roeckner, E.; Mauritsen, T.; Bader, J.; Crueger, T.; Esch, M.; Rast, S.; Kornblueh, L.; Schmidt, H.; Kinne, S.; Hohenegger, C.; Möbis, B.; Krismer, T.; Wieners, K.-H.; Stevens, B. (2013):** The atmospheric general circulation model ECHAM6. Model description. Berichte zur Erdsystemforschung 135/2013. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.

- Glugla, G.; Jankiewicz, P.; Rachimow, C.; Lojek, K.; Richter, K.; Fürtig, G.; Krahe, P. (2003):** Wasserhaushaltsverfahren zur Berechnung vieljähriger Mittelwerte der tatsächlichen Verdunstung und des Gesamtabflusses. BfG-Bericht 1342. Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz.
- Gottschalk, P. (2014):** Auszug aus der Schlagkarte. Interne Datenlieferung.
- Green, W. H.; Ampt, G. A. (1911):** Studies on soil physics: I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences* 4(1), S. 1–24.
- Green, T. R.; Taniguchi, M.; Kooi, H.; Gurdak, J. J.; Allen, D. M.; Hiscock, K. M.; Treidel, H.; Aureli, A. (2011):** Beneath the surface of global change: impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology* 405(3–4), S. 532–560.
- Greiffenhagen, A.; Wessolek, G.; Facklam, M.; Renger, M.; Stoffregen, H. (2006):** Hydraulic functions and water repellency of forest floor horizons on sandy soils. *Geoderma* 132(1–2), S. 182–195.
- Grünewald, U. (2012):** Wasserbezogene Anpassungsmaßnahmen an den Landschafts- und Klimawandel in Deutschland – eine Einführung. In: Grünewald, U.; Bens, O.; Fischer, H.; Hüttel, R. F. J.; Kaiser, K.; Knierim, A. (Hrsg.): Wasserbezogene Anpassungsmaßnahmen an den Landschafts- und Klimawandel. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. S. 2–12.
- Gudera, T.; Morhard, A. (2015):** Hoch aufgelöste Modellierung des Bodenwasserhaushalts und der Grundwasserneubildung mit GWN-BW. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 59(5), S. 205–216.
- Gurtz, J.; Zappa, M.; Jasper, K.; Lang, H.; Verbunt, M.; Badoux, A.; Vitvar, T. (2003):** A comparative study in modelling runoff and its components in two mountainous catchments. *Hydrological Processes* 17(2), S. 297–311.
- Haas, S. (2004):** Vergleich zweier Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildung am Beispiel eines Gebietes im südwestlichen Schleswig-Holstein. Diplomarbeit. Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, Hamburg.
- Haberlandt, U. (2010):** From hydrological modelling to decision support. *Advances in Geosciences* 27, S. 11–19.
- Häckel, H. (1999):** Meteorologie. 4. Auflage. Ulmer, Stuttgart.
- Hamed, K. H. (2008):** Trend detection in hydrologic data: the Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology* 349(3–4), S. 350–363.
- Hamann, B. (2008):** Wasser – eine global unterschiedlich verfügbare Ressource. *Praxis Geographie* 38(11), S. 4–11.
- Hanson, B. R.; Orloff, S.; Peters, D. (2000a):** Monitoring soil moisture helps refine irrigation management. *California Agriculture* 54(3), S. 38–42.
- Hanson, B.; Peters, D.; Orloff, S. (2000b):** Effectiveness of tensiometer and electrical resistance sensors varies with soil conditions. *California Agriculture* 54(3), S. 47–50.
- Hartong, H.; Schmid, C.; Kärgel, C.; Kornack, I.; Schwarz, R. (2010):** Landkreis Teltow-Fläming. Landschaftsrahmenplan. Bd. 2: Bestand und Bewertung. Büro für Umwelt- und Landschaftsplanung, Luckenwalde.
- Hattermann, F. F. (2009):** Wasserverfügbarkeit – auch in Deutschland ein Problem? *LandInForm* 2(4), S. 14–15.
- Hawkins, A. J. (2010):** Sensor for sensing moisture in soils. United States Patent. Patentnummer: 7,705,616 B2. Datum des Patents: 27. April 2010.
- Hawkins, A. J. (1993):** Electrical sensor for sensing moisture in soils. United States Patent. Patentnummer: 5,179,347. Datum des Patents: 12. Januar 1993.
- Hedderich, J.; Sachs, L. (2012):** Angewandte Statistik. 14. Auflage. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Hiedt, L. (2009):** Auswirkungen des Klimawandels auf die potenzielle Beregnungsbedürftigkeit Nordost-Niedersachsens. GeoBerichte 13. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.

- Heidt, L.; Müller, U. (2012):** Veränderung der Beregnungsbedürftigkeit in Niedersachsen als Folge des Klimawandels. *WasserWirtschaft* 102(1–2), S. 80–84.
- Hendl, M. (2002):** Klima. In: Liedtke, H.; Marcinek, J. (Hrsg.): *Physische Geographie Deutschlands*. Klett-Perthes, Gotha, Stuttgart. S. 17–126.
- Hennemuth, B.; Bender, S.; Bülow, K.; Dreier, N.; Keup-Thiel, E.; Krüger, O.; Mudersbach, C.; Radermacher, C.; Schoetter, R. (2013):** Statistische Verfahren zur Auswertung von Klimadaten aus Modell und Beobachtung, eingesetzt in Projekten und Institutionen, die sich mit Klimafolgen und Anpassung befassen. CSC Report 13. Climate Service Center, Hamburg.
- Hipel, K. W.; McLeod, A. I. (2005):** Time series modelling of water resources and environmental systems. Elsevier, Amsterdam.
- Huang, Q.; Akinremi, O. O.; Sri Rajan, R.; Bullock, P. (2004):** Laboratory and field evaluation of five soil water sensors. *Canadian Journal of Soil Science* 84(4), S. 431–438.
- Huxol, S. (2007):** Trendanalyse von Zeitreihen der Komponenten des Wasserkreislaufes im Einzugsgebiet der Dreisam zur prozessorientierten Beurteilung hydrologischer Klimafolgen. Diplomarbeit. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., Institut für Hydrologie, Freiburg i. Br.
- IKSE (Internationale Kommission zum Schutz der Elbe, Hrsg.) (2005):** Die Elbe und ihr Einzugsgebiet. Ein geographisch-hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Überblick. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (IKSE), Magdeburg.
- Intrigliolo, D. S.; Castel, J. R. (2004):** Continuous measurement of plant and soil water status for irrigation scheduling in plum. *Irrigation Science* 23(2), S. 93–102.
- IPCC (2014):** Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge (UK), New York (USA).
- IPCC (2013):** Climate Change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge (UK), New York (USA).
- IPCC (2007a):** Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge (UK), New York (USA).
- IPCC (2007b):** Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- Irmak, S.; Haman, D. Z. (2001):** Performance of the watermark granular matrix sensor in sandy soils. *Applied Engineering in Agriculture* 17(6), S. 787–795.
- Irmak, S.; Payero, J. O.; Eisenhauer, D. E.; Kranz, W. L.; Martin, D. L.; Zoubek, G. L.; Rees, J. M.; VanDeWalle, B.; Christiansen, A. P.; Leininger, D. (2006):** Watermark granular matrix sensor to measure soil matric potential for irrigation management. *EC 783*, S. 1–7.
- Irrrometer Company (Hrsg.) (o. J.):** Irrrometer/watermark Sensor FAQ's. <http://www.irrometer.com/faq.html> (Abruf: 14.10.2015).
- Irrrometer Company (Hrsg.) (2010):** Watermark soil moisture sensor – model 200SS. 2 Seiten. <http://www.irrometer.com> (Abruf: 05.12.2011).
- Irrrometer Company (Hrsg.) (2009):** Installation and operating instructions. Watermark model 900M – Monitor. 6 Seiten. <http://www.irrometer.com> (Abruf: 10.04.2013).
- Jackson, R. D. (1973):** Diurnal changes in soil water content during drying. S. 37–55. <http://naldc.nal.usda.gov/download/55270/PDF> (Abruf: 21.01.2014).
- James, G.; Witten, D.; Hastie, T.; Tibshirani, R. (2013):** An introduction to statistical learning with applications in R. Springer, New York.

- Jankiewicz, P.; Neumann, J.; Duijnisveld, W. H. M.; Wessolek, G.; Wycisk, P.; Hennings, V. (2005):** Abflusshöhe – Sickerwasserrate – Grundwasserneubildung – Drei Themen im Hydrologischen Atlas von Deutschland. *Hydrologie und Wasserwirtschaft* 49(1), S. 2–13.
- Jasper, K.; Calanca, P.; Fuhrer, J. (2006):** Changes in summertime soil water patterns in complex terrain due to climatic change. *Journal of Hydrology* 327(3–4), S. 550–563.
- Jetten, V.; Govers, G.; Hessel, R. (2003):** Erosion models: quality of spatial predictions. *Hydrological Processes* 17(5), S. 887–900.
- Jiang, S.; Jomaa, S.; Rode, M. (2014):** Modelling inorganic nitrogen leaching in nested mesoscale catchments in central Germany. *Ecohydrology* 7(5), S. 1345–1362.
- Jiang, T.; Chen, Y. D.; Xu, C.-y.; Chen, X.; Chen, X.; Singh, V. P. (2007):** Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of Hydrology* 336(3–4), S. 316–333.
- Johnson, M. S.; Lehmann, J.; Steenhuis, T. S.; de Oliveira, L. V.; Fernandes, E. C. M. (2005):** Spatial and temporal variability of soil water repellency of Amazonian pastures. *Australian Journal of Soil Research* 43(3), S. 319–326.
- Kille, K. (1970):** Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Sonderheft Hydrogeologie und Hydrogeochemie*, S. 89–95.
- Kirchner, J. W. (2003):** A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes* 17(4), S. 871–874.
- Kölling, C. (2007):** Klimahüllen für 27 Waldbaumarten. *AFZ-DerWald* 62(23), S. 1242–1245.
- Kölling, C.; Ammer, C. (2006):** Waldumbau unter den Vorzeichen des Klimawandels. *AFZ-DerWald* 61(20), S. 1086–1089.
- Krause, P.; Boyle, D. P.; Bäse, F. (2005):** Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences* 5, S. 89–97.
- Krinner, W.; Lallana, C.; Estrela, T.; Nixon, S.; Zabel, T.; Laffon, L.; Rees, G.; Cole, G. (1999):** Sustainable water use in Europe. Part 1: sectoral use of water. Environmental assessment report 1. Copenhagen.
- Kriese, T. (2014):** Simulation des Bodenwasserhaushaltes an ausgewählten Standorten im Fläming mit HYDRUS-1D und Vergleich mit den Ergebnissen des TUB-BGR-Verfahrens. Masterarbeit. Hochschule Magdeburg-Stendal, Fachbereich Wasser- und Kreislaufwirtschaft, Magdeburg.
- Kriese, T.; Paul, G.; Reinstorf, F.; Meißner, R. (2015):** Simulation des Bodenwasserhaushaltes an ausgewählten Standorten in Fläming. 16. Gumpensteiner Lysimetertagung, Lysimeter: Forschung im System Boden – Pflanze – Atmosphäre. 21.–22. April 2015, Irdning, Österreich. S. 147–152. <http://www.raumberg-gumpenstein.at>
- Kropp, J.; Roithmeier, O.; Hattermann, F.; Rachimow, C.; Lüttger, A.; Wechsung, F.; Lasch, P.; Christiansen, E. S.; Reyer, C.; Suckow, F.; Gutsch, M.; Holsten, A.; Kartschall, T.; Wodinski, M.; Hauf, Y.; Conradt, T.; Österle, H.; Walther, C.; Lissner, T.; Lux, N.; Tekken, V.; Ritchie, S.; Kossak, J.; Klaus, M.; Costa, L.; Vetter, T.; Klose, M. (2009):** Klimawandel in Sachsen-Anhalt. Verletzlichkeiten gegenüber den Folgen des Klimawandels. Endbericht. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK), Potsdam.
- Kuntze, H.; Blankenburg, J. (2006):** Meleorative Bodenbearbeitung. In: Lüttke Entrup, N.; Oehmichen, J. (Hrsg.): Lehrbuch des Pflanzenbaues. Bd. 1: Grundlagen. AgrarConcept, Bonn. S. 239–258
- Kutschera, L.; Lichtenegger, E. (2002):** Wurzelatlas mitteleuropäischer Waldbäume und Sträucher. Stocker, Graz.
- Kutschera, L.; Lichtenegger, E. (1960):** Wurzelatlas mitteleuropäischer Ackerunkräuter und Kulturpflanzen. DLG-Verlag, Frankfurt am Main.

- Lahmer, W. (2008):** Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt im Projektgebiet No Regret in Anlehnung an Erfahrungen in Brandenburg. In: Landwirtschaftskammer Niedersachsen, Bezirksstelle Uelzen (Hrsg.): No Regret – Genug Wasser für die Landwirtschaft?! Projektbericht. Landwirtschaftskammer Niedersachsen, Uelzen. S. 139–156.
- Lahmer, W. (2003):** Trend analysis of percolation in the state of Brandenburg and possible impacts of the climate change. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 51(3), S. 196–209.
- Lahmer, W.; Dannowski, R.; Steidl, J.; Pfützner, B. (2000):** Flächendeckende Modellierung von Wasserhaushaltsgrößen für das Land Brandenburg. Studien und Tagungsberichte 27. Potsdam.
- Latif, M. (2009):** Klimawandel und Klimadynamik. 1. Auflage. Ulmer, Stuttgart.
- Larson, G. F. (1985):** Electrical sensor for measuring moisture in landscape and agricultural soils. United States Patent. Patentnummer: 4,531,087. Datum des Patents: 23. Juli 1985.
- LAU (Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt, Hrsg.) (2014):** Schutzgebiete in Sachsen-Anhalt. Landschaftsschutzgebiete. 6 Seiten. <http://www.lau.sachsen-anhalt.de> (Abruf: 20.08.2014).
- LAU & LAV (Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt & Landesamt für Verbraucherschutz Sachsen-Anhalt, Hrsg.) (2012):** Bericht zur öffentlichen Wasserversorgung in Sachsen-Anhalt für das Jahr 2010. Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt und Landesamt für Verbraucherschutz Sachsen-Anhalt, Halle/Saale, Magdeburg.
- Laustela, M.; Steger, M. (2005):** Wann ist der Boden trocken genug für die Bearbeitung? *Umweltpraxis* 42, S. 37–40.
- Legates, D. R.; McCabe, G. J. (1999):** Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35(1), S. 233–241.
- Leib, B. G.; Jabro, J. D.; Matthews, G. R. (2003):** Field evaluation and performance comparison of soil moisture sensors. *Soil Science* 168(6), S. 396–408.
- Lemke, D.; Elbracht, J. (2008):** Grundwasserneubildung in Niedersachsen. Ein Vergleich der Methoden Dörhöfer & Josopait und GROWA06V2. GeoBerichte 10. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- Leser, H.; Haas, H.-D.; Meier, S.; Mosimann, T.; Paesler, R. (2005):** Diercke Wörterbuch Allgemeine Geographie. 13. Auflage. Deutscher Taschenbuch Verlag und Westermann Schulbuchverlag, München, Braunschweig.
- Letey, J. (2005):** Water-repellent soils. In: Hillel, D. (Hrsg.): Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier, Oxford. S. 301–306.
- Liebscher, H.-J.; Keller, R. (1979):** Abfluss. In: Keller, R. (Hrsg.): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Textband. Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), Boppard. S. 90–159.
- Liebscher, H.-J.; Mendel, H. G. (2010):** Vom empirischen Modellansatz zum komplexen hydrologischen Flussgebietsmodell – Rückblick und Perspektiven. Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz.
- Liedtke, H. (1981):** Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. 2. Auflage. Zentralaussschuß für deutsche Landeskunde, Trier.
- Liedtke, H.; Marcinek, J. (2002):** Das Norddeutsche Tiefland. In: Liedtke, H.; Marcinek, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. Klett-Perthes, Gotha, Stuttgart. S. 385–462.
- Light, J. E.; Mitchell, A. R.; Barnum, J. M.; Shock, C. C. (1993):** Granular matrix sensors for irrigation management. *Central Oregon Agricultural Research Center Annual Reports 1990–1992, Special Report 992*, S. 37–42.
- Lischeid (2012):** Globaler Wandel und Adaption: Effekte, Wirkungen und Nebenwirkungen auf den Landschaftswasser- und Stoffhaushalt. In: Grünewald, U.; Bens, O.; Fischer, H.; Hüttel, R. F. J.; Kaiser, K.; Knierim, A. (Hrsg.): Wasserbezogene Anpassungsmaßnahmen an den Landschafts- und Klimawandel. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. S. 28–32.

- Löpmeier, F.-J.; Pietzsch, S. (2013):** Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2012. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2012. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 31–39.
- Luckner, L.; Börner, F.; Tiemer, K.; Beyer, C. (2002):** Grundwasserressourcen im Westfläming. Langfristige Nutzung des Wasserdargebots im Westfläming. Gutachten. Druckerei & Verlag Christoph Hille, Dresden.
- LUGV (Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz des Landes Brandenburg, Hrsg.) (2015):** Moorzerstörung. <http://www.lugv.brandenburg.de/> (Abruf: 22.11.2015).
- Lünich, K.; Steinl, C.; Schwarze, R. (2011):** KliWES – Abschätzung der für Sachsen prognostizierten Klimaänderungen auf den Wasser- und Stoffhaushalt in den Einzugsgebieten sächsischer Gewässer. Teil I: Wasserhaushalt, Kernkomponente. Schriftenreihe des LfULG Heft 44/2011. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG), Dresden.
- Lüttger, A.; Gerstengarbe, F.-W.; Gutsch, M.; Hattermann, F.; Lasch, P.; Murawski, A.; Petraschek, J.; Suckow, F.; Werner, P. C. (2011):** Klimawandel in der Region Havelland-Fläming. PIK Report 121. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- LVWA Sachsen-Anhalt (Landesverwaltungsamt Sachsen-Anhalt, Hrsg.) (2014):** Naturschutzgebiete in Sachsen-Anhalt. <http://www.lvwa-natur.sachsen-anhalt.de> (Abruf: 25.09.2014).
- LWK NRW (Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen, Hrsg.) (2015):** Ratgeber Pflanzenbau und Pflanzenschutz, Ausgabe 2015. 20. Auflage. Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen, Münster.
- Magdeburger Volksstimme (27.10.2011):** Messreihen gegen Nutzungskonflikte. Fünf-Jahres-Projekt untersucht Möglichkeiten zur nachhaltigen Landnutzung der Zukunft.
- Magdeburger Volksstimme (10.06.2011):** Für einige Ackerkulturen kommt der Regen zu spät.
- Manderbach, R. (2016):** Fauna-Flora-Habitatrichtlinie und Vogelschutzrichtlinie – Gebiete und Arten in Deutschland. <http://www.ffh-gebiete.de> (Abruf: 06.11.2016).
- Marcinek, J.; Schmidt, K.-H. (2002):** Gewässer und Grundwasser. In: Liedtke, H.; Marcinek, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. Klett-Perthes, Gotha, Stuttgart. S. 157–182.
- Martin, C.; Eiblmaier, M.; Kreutzwald, L.; Bischof, N. (Red.) (2001a):** Lexikon der Geowissenschaften, Bd. 4. Spektrum, Heidelberg, Berlin.
- Martin, C.; Eiblmaier, M.; Kreutzwald, L.; Bischof, N.; Pretsch, H. (Red.) (2001b):** Lexikon der Geowissenschaften, Bd. 3. Spektrum, Heidelberg, Berlin.
- Martin, C.; Drews, I.; Eiblmaier, M.; Pretsch, H. (Red.) (2000a):** Lexikon der Geowissenschaften, Bd. 1. Spektrum, Heidelberg, Berlin.
- Martin, C.; Eiblmaier, M.; Kreutzwald, L.; Bischof, N.; Pretsch, H. (Red.) (2000b):** Lexikon der Geowissenschaften, Bd. 2. Spektrum, Heidelberg, Berlin.
- Mastel, K. (2002):** Beregnung und Bewässerung landwirtschaftlicher und gärtnerischer Kulturen. Merkblätter für die Umweltgerechte Landbewirtschaftung 24. Landesanstalt für Pflanzenbau (LAP), Forchheim.
- Mauser, W. (2007):** Wie lange reicht die Ressource Wasser? Vom Umgang mit dem blauen Gold. Fischer Taschenbuch Verlag, Frankfurt am Main.
- McCann, I. R.; Kincaid, D. C.; Wang, D. (1992):** Operational characteristics of the watermak model 200 soil water potential sensor for irrigation management. *Applied Engineering in Agriculture* 8(5), S. 603–609.
- Meinshausen, M.; Smith, S. J.; Calvin, K.; Daniel, J. S.; Kainuma, M. L. T.; Lamarque, J.-F.; Matsumoto, K.; Montzka, S. A.; Raper, S. C. B.; Riahi, K.; Thomson, A.; Velders, G. J. M.; Vuuren, D. P. (2011):** The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change* 109(1–2), S. 213–241.

- Menzel, A. (2006):** Zeitliche Verschiebungen von Austrieb, Blüte, Fruchtreife und Blattverfärbung im Zuge der rezenten Klimaerwärmung. *Forum für Wissen* 2006, S. 47–53.
- Messal, H. (2014):** Ergebnisse der Modellierung mit SWAT. Private schriftliche Korrespondenz.
- Meßer, J. (2008):** Ein vereinfachtes Verfahren zur Berechnung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung in Mitteleuropa. Lippe Wassertechnik. Essen.
- Meßer, J. (1997):** Auswirkungen der Urbanisierung auf die Grundwasser-Neubildung im Ruhrgebiet unter besonderer Berücksichtigung der Castroper Hochfläche und des Stadtgebietes Herne. Dissertation. DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung 58. Technische Universität Clausthal, Bochum.
- Meuser, A. (1992):** Der Landschaftswasserhaushalt und seine Komponenten – Hydrologische Modelle und Bilanzierung. In: Wohlrab, B. (Hrsg.): *Landschaftswasserhaushalt – Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum, Veränderungen durch Bodennutzung, Wasserbau und Kulturtechnik*. Verlag Paul Parey, Hamburg, Berlin. S. 111–125.
- Meyer, T.; Tesmer, M. (2000):** Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren unter Verwendung eines Geoinformationssystems. Inauguraldissertation. Freie Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, Berlin.
- Meyer, R.; Schädler, B.; Vivioli, D.; Weingartner, R. (2011):** Die Rolle des Basisabflusses bei der Modellierung von Niedrigwasserprozessen in Klimaimpaktstudien. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 55(5), S. 244–257.
- Michalik, P.; Standfuß, M. (2009):** Die demografische Entwicklung und ihre Folgen für die Wasserversorgung. *Energie Wasser-Praxis* 60(9), S. 96–101.
- Miegel, K.; Bohne, K.; Wessolek, G. (2013):** Vorhersage der regionalen, langjährigen bodenbürtigen Grundwasserneubildung mit hydrologischen Pedotransferfunktionen. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 57(6), S. 279–288.
- Miller, R.; Peter, M.; Harrach, T.; Rosche, O.; Symmangk, R. (2007):** Bodenatlas des Freistaates Sachsen. Teil 4: Auswertungskarten zum Bodenschutz. Erläuterungsheft. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG), Dresden.
- MUBW & LUBW (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg & Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Hrsg.) (2012):** Klimawandel in Baden-Württemberg. Fakten – Folgen – Perspektiven. Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Stuttgart.
- Moriasi, D. N.; Arnold, J. G.; van Liew, M. W.; Bingner, R. L.; Harmel, R. D.; Veith, T. L. (2007):** Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* 50(3), S. 885–900.
- Mosimann, T; Fraeck, K.; Herbst, P.; Paul, G.; Schauer, R. & M. Schutt (2009):** Waldböden des Kantons Basel-Landschaft, Bd. 3. Bodenprofile im Gebiet des Birs- und Rheintales, im Homburgertal und im oberen Ergolzgebiet. Geosynthesis Sonderband 4. Institut für Physische Geographie und Landschaftsökologie der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover, Hannover.
- Mößmer, E.-M. (2008):** Wald im Klimastress. Fakten – Folgen – Strategien. Stiftung Wald in Not, Köln.
- Moss, R. H.; Edmonds, J. A.; Hibbard, K. A.; Manning, M. R.; Rose, S. K.; van Vuuren, D. P.; Carter, T. R.; Emori, S.; Kainuma, M.; Kram, T.; Meehl, G. A.; Mitchell, J. F. B.; Nakicenovic, N.; Riahi, K.; Smith, S. J.; Stouffer, R. J.; Thomson, A. M.; Weyant, J. P.; Wilbanks, T. J. (2010):** The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* 463(7282), S. 747–756.
- Müller, J. (2013):** Die Bedeutung der Baumarten für den Landschaftswasserhaushalt. 15. Gumpensteiner Lysimetertagung, Lysimeterforschung als Bestandteil der Entscheidungsfindung 16.–17. April 2013, Irdning, Österreich. S. 49–56. <http://www.raumberg-gumpenstein.at>.

- Müller, J. (2011):** Veränderung wachstumsrelevanter hydroökologischer Parameter im Prozess des Waldumbaus von Kiefernforsten zu Buchenwäldern auf grundwasserfernen Sandstandorten. 14. Gumpensteiner Lysimetertagung, Lysimeter in der Klimafolgenforschung und Wasserwirtschaft. 3.–4. Mai 2011, Irdning, Österreich. S. 111–118. <http://www.raumberg-gumpenstein.at>
- Müller, J. (2009):** Forestry and water budget of the lowlands in northeast Germany — consequences for the choice of tree species and for forest management. *Journal of Water and Land Development* 1(13a), S. 133–148.
- Müller, U.; Engel, N.; Heidt, L.; Schäfer, W.; Kunkel, R.; Wendland, F.; Röhm, H.; Elbracht, J. (2012):** Klimawandel und Bodenwasserhaushalt. GeoBerichte 20. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- Müller, J.; Jörn, P.; Schumann, A.; Schellin, H. (2002):** Evapotranspirations- und Versickerungsverhalten sowie Häufigkeit von Bodendürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berücksichtigung von Substrat und Bewuchs. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2001. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 258–267.
- Müller-Westermeier, G.; Kreis, A.; Dittmann, E. (2001):** Klimaatlas der Bundesrepublik Deutschland, Teil 2. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main.
- Muñoz-Carpena, R.; Dukes, M. D.; Li, Y. C.; Klassen, W. (2005):** Field comparison of tensiometer and granular matrix sensor automatic drip irrigation on tomato. *HortTechnology* 15(3), S. 584–590.
- Nash, J. E.; Sutcliffe, J. V. (1970):** River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3), S. 282–290.
- NCEP (NOAA/National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, Hrsg.) (2014):** Archiv der Reanalysis-Übersichtskarten – NCEP Reanalysis. <http://www.wetterzentrale.de> (Abruf: 20.06.2014).
- Neitsch, S. L.; Arnold, J. G.; Kiniry, J. R.; Williams, J. R. (2011):** Soil and water assessment tool. Theoretical documentation. Version 2009. Texas Water Resources Institute Technical Report 406. Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Agricultural Research Service; Backland Research Center, Texas A&M University, College Station, Texas, USA.
- Neukum, C.; Azzam, R. (2012):** Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany. *Hydrogeology Journal* 20(3), S. 547–560.
- Neumann, J. (2005):** Flächendifferenzierte Grundwasserneubildung von Deutschland. Entwicklung und Anwendung des makroskaligen Verfahrens HAD-GWNeu. Dissertation. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Halle/Saale.
- Norrström, A.-C. (1994):** Field-measured redox potentials in soils at the groundwater-surface-water interface. *European Journal of Soil Science* 45(1), S. 31–36.
- Nothdurft, A.; Cullmann, D.; Michiels, H.-G.; Puhlmann, H.; Yue, C.; Kohnle, U.; Kändler, G.; von Wilpert, K. (2013):** Forstliche Forschung zur Entwicklung von Anpassungsstrategien an den Klimawandel. *Promet* 38(1/2), S. 101–111.
- NW-FVA (Nordwestdeutsche Forstliche Versuchsanstalt, Hrsg.) (2015):** Nachhaltiges Landmanagement im Norddeutschen Tiefland. <http://www.nalama-nt.de/> (Abruf: 22.08.2015).
- Oleskog, G.; Löf, M. (2005):** Ökologische und waldbauliche Grundlagen für Buchenvorabau unter Fichtenschirm. S. 1–10. <http://bfw.ac.at> (Abruf: 28.03.2011).
- Ollesch, G. (2008):** Erfassung und Modellierung der Schneeschmelzerosion am Beispiel der Kleinschäftal (Deutschland) und Lubazhinka (Russland). Habilitation. TU Bergakademie Freiberg, Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau, Freiberg.
- Ollesch, G.; Kistner, I.; Meissner, R.; Lindenschmidt, K.-E. (2006):** Modelling of snowmelt erosion and sediment yield in a small low-mountain catchment in Germany. *Catena* 68(2–3), S. 161–176.
- Orlowsky, B.; Gerstengarbe, F.-W.; Werner, P. C. (2008):** A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. *Theoretical and Applied Climatology* 92(3–4), S. 209–223.

- Ott Hydrometrie (1995):** PLUVIO Niederschlagsmesser. Bedienungsanleitung. Kempten.
- Paul, G. (2010):** Wasserversorgung der Waldböden in der Nordwestschweiz. Abschätzung der standörtlichen Wasserversorgung unter dem Einfluss der Wasserspeicherung im Boden sowie den aktuellen und zukünftigen Klimabedingungen. Diplomarbeit. Institut für Physische Geographie und Landschaftsökologie, Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover, Hannover.
- Paul, G.; Meißner, R. (2014):** Prognostizierte Entwicklungen der Grundwasserneubildung im Fläming (1991–2070). Unveröffentlichter Bericht für die Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM). Magdeburg. 5 Seiten.
- Paul, G.; Meißner, R. (2013):** Entwicklung hydrologischer Anpassungsstrategien infolge des globalen Wandels für das Norddeutsche Tiefland durch Modellanwendung – Wasser- und Stoffflüsse. Fachlicher Zwischenbericht (Förderkennzeichen: 033L029J), Berichtszeitraum 01.07.2013 bis 31.12.2013. Unveröffentlichter Bericht. Magdeburg, Falkenberg, 22 Seiten.
- Paul, G.; Meißner, R.; Ollesch, G. (2014):** Abschätzung von Auswirkungen des Klimawandels auf den Landschaftswasserhaushalt im Fläming. *WasserWirtschaft* 104(10), S. 23–28.
- Paul, G.; Meißner, R.; Ollesch, G. (2013a):** Erfassung kleinräumiger Heterogenitäten der Bodenwasserndynamik im Fläming (Deutschland). 15. Gumpensteiner Lysimetertagung, Lysimeterforschung als Bestandteil der Entscheidungsfindung. 16.–17. April 2013, Irdning, Österreich. S. 185–190. <http://www.raumberg-gumpenstein.at>
- Paul, G.; Meißner, R.; Ollesch, G. (2013b):** Einfluss prognostizierter Klimaveränderungen auf die Grundwasserneubildung in einem wasserwirtschaftlich sensiblen Teileinzugsgebiet der Elbe. In: Weingartner, R.; Schädler, B. (Hrsg.): Wasserressourcen im globalen Wandel. Hydrologische Grundlagen – von der Messung zur Anwendung, Beiträge zum Tag der Hydrologie. 4.–6. April 2013, Bern, Schweiz. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 32.13, S. 133–143.
- Paul, G.; Meissner, R.; Ollesch, G. (2013c):** Soil-hydrological measuring strategy to estimate water balances in the Flaeming region, Germany. Final conference of COST action 869 – Mitigation options for nutrient reduction in surface and ground waters. Proceedings of International Conference on Realistic Expectations for Improving European Waters. 12.–14. Oktober 2011, Keszthely, Ungarn. S. 91–102. <https://www.aton.hu>
- Paul, G.; Ollesch, G.; Meissner, R. (2012):** Assessment of water balance vulnerability – past development and future trends in the Flaeming, Elbe River catchment, Germany. Abstracts of COMLAND Meeting and Field Trip, Land Degradation in Mediterranean Environments: Causes, Processes and Management. 13.–19. Oktober 2012, Calvi, Sardinien, Italien. S. 18.
- Peck, A. K. (2004):** Hydrometeorologische und mikroklimatische Kennzeichen von Buchenwäldern. Dissertation. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften, Freiburg i. Br.
- Perea, H.; Enciso, J.; Jifon, J.; Nelson, S.; Fernandez, C. (2013):** On-farm performance of tensiometer and granular matrix soil moisture sensors in irrigated light, medium, and heavy textured soils. *Subtropical Plant Science* 65, S. 1–7.
- Périès, X.; Enciso, J. M. (2009):** Interpretation of watermark sensor readings in specific soil types. *Subtropical Plant Science* 61, S. 6–14.
- Pertoll, G. (2008):** Bodenfeuchtheitsmessung – Grundlage für die Bewässerung im Weinbau. *Obstbau Weinbau* 45(5), S. 145–149.
- Peschke, G. (2001):** Bodenwasserhaushalt und Abflussbildung. *Geographische Rundschau* 53(5), S. 18–23.
- Peschke, G. (1987):** Soil moisture and runoff components from a physically founded approach. *Acta hydrophysica* 31(3–4), S. 191–205.
- Peschke, G. (1977):** Ein zweistufiges Modell der Infiltration von Regen in geschichtete Böden. *Acta hydrophysica* 22(1), S. 39–48.

- Pfützner, B.; Klöcking, B.; Schumann, A.; Hesse, P.; Röper, C.; Unglaube, M. (2013a):** Klimafolgenstudie 2012a: Wasser, Bericht. Heft 4/2013 (Band 1). Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (LAU), Halle/Saale.
- Pfützner, B.; Mährlein, M.; Schumann, A.; Hesse, P.; Hoffmann, T.; Thiele, V.; Kreßner, L. (2013b):** Klimafolgenstudie 2012b: Wasser, Folgenuntersuchungen. Heft 5/2013 (Band 2). Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (LAU), Halle/Saale.
- Pfützner, B.; Klöcking, B.; Halbing, F. (2008):** Modellgestützte Ermittlung von Abflusskomponenten für das Land Sachsen-Anhalt. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 52(2), S. 48–55.
- Pietschmann, G. (2008):** Zur Geschichte des Reviers Bärenthoren mit Schwerpunkt 1920 bis 1945. Wald in Sachsen-Anhalt 17. Ministerium für Landwirtschaft und Umwelt des Landes Sachsen-Anhalt, Magdeburg.
- Pietschmann, G. (2002):** Forstgeschichte und Waldentwicklung im Staatlichen Forstamt Nedlitz. Wald in Sachsen-Anhalt 12. Gernrode.
- Pietschmann, G. (2001):** Zur Geschichte des Reviers Bärenthoren. Wald in Sachsen-Anhalt 01/97. Gernrode.
- Pöhler, H. A. (2006):** Anpassung von WaSiM-ETH und die Erstellung und Berechnung von Landnutzungs- und Klimaszenarien für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung am Beispiel des Osterzgebirges. Dissertation. Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau, Freiberg.
- Rapp, J. (2002):** Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2001. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 175–184.
- Reed, S.; Koren, V.; Smith, M.; Zhang, Z.; Moreda, F.; Seo, D.-J.; Participants, D. (2004):** Overall distributed model intercomparison project results. *Journal of Hydrology* 298(1–4), S. 27–60.
- Reis, T. (2014):** Aufgetretene Waldbrandgefahrenstufen im Landkreis Anhalt-Bitterfeld in den Jahren 2012 und 2013. Interne Datenlieferung.
- Reis, T. (2013):** Ausgewählte Daten aus dem "Wirtschaftsbuch des Reviers Hoher Fläming mit Stichtag 01.01.2010 erstellt im Auftrag des Forstbetriebs Anhalt". Private schriftliche Korrespondenz.
- Renger, M.; Strebel, O. (1980):** Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. *Wasser und Boden* 32(8), S. 362–366.
- Renger, M.; Wessolek, G. (1996):** Jährliche Grundwassereubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften – Berechnung der Verdunstungsjahressummen einzelner Jahre. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Nr. 238, S. 47–48.
- Renger, M.; Wessolek, G. (1990):** Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. Mitteilungen des Instituts für Wasserwesen, Universität der Bundeswehr München, Heft 386. München. S. 295–307.
- Riahi, K.; Rao, S.; Krey, V.; Cho, C.; Chirkov, V.; Fischer, G.; Kindermann, G.; Nakicenovic, N.; Rafaj, P. (2011):** RCP 8.5 – a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change* 109(1), S. 33–57.
- Richter, D. (1995):** Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main.
- Richter, F.; Döring, C.; Jansen, M. (2013):** Tagesgänge in Tensiometermessungen – Signal oder Artefakt? Messung, Monitoring und Modellierung von Prozessen im System Boden – Pflanze – Atmosphäre. 16.–17. November 2012, Leipzig. 4 Seiten. <http://eprints.dbges.de>
- Ritsema, C. J.; Dekker, L. W. (2000):** Preferential flow in water repellent sandy soils: principles and modeling implications. *Journal of Hydrology* 231–232, S. 308–319.
- Ritsema, C. J.; Dekker, L. W. (1994):** How water moves in a water repellent sandy soil: 2. dynamics of fingered flow. *Water Resources Research* 30(9), S. 2519–2531.

- Ritsema, C. J.; Steenhuis, T. S.; Parlange, J. Y.; Dekker, L. W. (1996):** Predicted and observed finger diameters in field soils. *Geoderma* 70(2–4), S. 185–196.
- Rocznik, K. (1995):** Wetter und Klima in Deutschland. 3. Auflage. Hirzel, Stuttgart.
- Rosenkranz, H.; Durner, W.; He, W.; Knoblauch, C.; Meurer, K. H. E. (2013):** Ringversuch zum Praxisvergleich von 13 Sensor-Typen zur Wassergehalts- und Wasserspannungsbestimmung in Böden. 15. Gumpensteiner Lysimetertagung, Lysimeterforschung als Bestandteil der Entscheidungsfindung. 16.–17. April 2013, Irdning, Österreich. S. 93–102. <http://www.raumberg-gumpenstein.at>
- Rowell, D. L. (1997):** Bodenkunde. Untersuchungsmethoden und ihre Anwendungen. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Rudolf, B.; Rapp, J. (2003):** Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2002. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 172–187.
- Rupp, H.; Paul, G.; Meißner, R.; Ollesch, G. (2013):** Unterschiede und Gemeinsamkeiten in der Bodenwasserndynamik unterschiedlicher Wald- und Ackerstandorte. Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (DBG), Böden – Lebensgrundlage und Verantwortung, 7.–12. September 2013, Rostock, Deutschland. 4 Seiten. <http://www.dbges.de>
- Rupp, H.; Rinklebe, J.; Bolze, S.; Meissner, R. (2010):** A scale-dependent approach to study pollution control processes in wetland soils using three different techniques. *Ecological Engineering* 36(10), S. 1439–1447.
- Rust, I. (2006):** Aktualisierung der Bodenschätzung unter Berücksichtigung klimatischer Bedingungen. Dissertation. Fakultät für Agrarwissenschaften, Georg-August-Universität Göttingen, Göttingen.
- Rutter, A. J.; Morton, A. J. (1977):** A predictive model of rainfall interception in forests. III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology* 14(2), S. 567–588.
- Sailer, W. (2008):** Klimawandel – Folgen und Möglichkeiten der Forstwirtschaft. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg.): Beiträge zum Symposium Klimawandel – Was kann die Wasserwirtschaft tun? 24.–25. Juni 2008, Nürnberg. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 24.08, S. 215–220.
- Sauer, S.; Haußmann, W.; Harrach, T. (2002):** Effektive Durchwurzelungstiefe, Sickerwasserbildung und Nitratverlagerung in tiefgründigen Lößböden eines Trockengebietes. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 165(3), S. 269–273.
- Schär, C.; Fischer, E. M. (2008):** Der Einfluss des Klimawandels auf Hitzewellen und das Sommerklima Europas. In: Lozán, J. L.; Graßl, H.; Jendritzky, G.; Karbe, L.; Riese, K. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Gesundheitsrisiken. Gefahren für Menschen, Tiere und Pflanzen. Wissenschaftliche Fakten. Druckerei & Verlag Steinmeier, Nordlingen. S. 50–55.
- Schaller, M.; Weigel, H.-J. (2008):** Auswirkungen von Erwärmung und Niederschlagsveränderungen auf die Landwirtschaft und Möglichkeiten der Anpassung. In: Lozán, J. L.; Graßl, H.; Jendritzky, G.; Karbe, L.; Riese, K. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Gesundheitsrisiken. Gefahren für Menschen, Tiere und Pflanzen. Wissenschaftliche Fakten. Druckerei & Verlag Steinmeier, Nordlingen. S. 278–281.
- Scheffer, F.; Schachtschabel, P.; Blume, H.-P.; Hartge, K. H.; Schwertmann, K. (1976):** Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. 9. Auflage. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart
- Scheidleder, A.; Grath, J.; Winkler, G.; Stärk, U.; Koreimann, C.; Gmeiner, C.; Nixon, S.; Casillas, J.; Gravesen, P.; Leonard, J.; Elvira, M. (1999):** Groundwater quality and quantity in Europe. Kopenhagen.
- Scherzer, J.; Grigoryan, G.; Schultze, B.; Stadelbacher, V.; Niederberger, J.; Pöhler, H.; Disse, M.; Jacoby, C.; Heinisch, T. (2010):** WASKlim. Entwicklung eines übertragbaren Konzeptes zur Bestimmung der Anpassungsfähigkeit sensibler Sektoren an den Klimawandel am Beispiel der Wasserwirtschaft. Texte 47/2010. Umweltbundesamt (UBA), Dessau-Roßlau.

- Schindler, U.; Müller, L. (2005a):** Evaluierung einer Feldmethode zur Sickerwasserabschätzung aus bodenhydrologischen Messungen. 11. Gumpensteiner Lysimetertagung, Lysimeter in der Klimafolgenforschung und Wasserwirtschaft. 5.–6. April 2005, Irdning, Österreich. S. 203–204.
- Schindler, U.; Müller, L. (2005b):** Sickerwasserabschätzung aus bodenhydrologischen Messungen im Vergleich zu Lysimeterergebnissen. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 106, 51–52.
- Schindler, U.; Müller, L. (1998):** Calculating deep seepage from water content and tension measurements in the vadose zone at sandy and loamy soils in North-East Germany. *Archives of Agronomy and Soil Science* 43(3), S. 233–243.
- Schindler, U.; Fank, J.; Müller, L. (2009):** Quantifizierung der Grundwasserneubildung aus bodenhydrologischen Messungen in situ: Methode-Ergebnisse-Trends. In: Fohrer, N.; Schmalz, B.; Hörmann, G.; Bieger, K. (Hrsg.): Hydrologische Systeme im Wandel. Beiträge zum Tag der Hydrologie. 26.–27. März 2009, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Deutschland. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 26.09, S. 45–50.
- Schindler, U.; Müller, L.; Thiere, J.; Steidl, J. (2004):** Bodenhydrologische Untersuchungen im Nordostdeutschen Tiefland als Grundlage des vorsorgenden Bodenschutzes. *Archives of Agronomy and Soil Science* 50(3), S. 273–288.
- Schindler, U.; Meissner, R.; Müller, L. (1997):** Dynamik der Grundwasserneubildung auf pleistozänen Sandstandorten des Oder- und Elbe-Einzugsgebietes. 7. Gumpensteiner Lysimetertagung, Lysimeter und nachhaltige Landnutzung. 7.–9. April 1997, Irdning, Österreich. S. 81–84.
- Schlittgen, R.; Streitberg, B. H. J. (1994):** Zeitreihenanalyse. 5. Auflage. Oldenbourg, München, Wien.
- Schmidt, G.; Gretzschel, O.; Volk, M.; Uhl, M. (2003):** Konzept zur skalenspezifischen Modellierung des Wasser- und Stoffhaushaltes im Projekt FLUMAGIS. 6. Workshop zur großskaligen Modellierung in der Hydrologie, Flussgebietsmanagement. 28.–29. November 2002, Magdeburg, Deutschland. S. 7–20.
- Schneider, M.; Mentemeier, S. (2010):** Zeitreihenanalyse mit R. 51 Seiten. <http://wwwmath.uni-muenster.de/statistik/lehre/SS10/BlockprakZeit/Zeitreihenanalyse.pdf> (Abruf: 24.06.2013).
- Schönwiese, C.-D. (2006):** Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 4. Auflage. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Schönwiese, C.-D. (2003):** Klimatologie. 2. Auflage. Ulmer, Stuttgart.
- Schroeder, M.; Wyrwich, D. (1990):** Eine in Nordrhein-Westfalen angewendete Methode der flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 34(1/2), S. 12–16.
- Schröter, D.; Zebisch, M.; Grothmann, T. (2006):** Climate change in Germany – vulnerability and adaptation of climate-sensitive sectors. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2005. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 44–56.
- Schröter, D.; Cramer, W.; Leemans, R.; Prentice, I. C.; Araújo, M. B.; Arnell, N. W.; Bondeau, A.; Bugmann, H.; Carter, T. R.; Gracia, C. A.; de la Vega-Leinert, A. C.; Erhard, M.; Ewert, F.; Glendinning, M.; House, J. I.; Kankaanpää, S.; Klein, R. J. T.; Lavorel, S.; Lindner, M.; Metzger, M. J.; Meyer, J.; Mitchell, T. D.; Reginster, I.; Rounsevell, M.; Sabaté, S.; Sitch, S.; Smith, B.; Smith, J.; Smith, P.; Sykes, M. T.; Thonicke, K.; Thuiller, W.; Tuck, G.; Zaehle, S.; Zierl, B. (2005):** Ecosystem service supply and vulnerability to global change in Europe. *Science* 310(5752), S. 1333–1337.
- Schulla, J. (2015):** Das hydrologische Modellsystem WaSiM-ETH. <http://www.wasim.ch> (Abruf: 29.04.2015).
- Schulla, J. (2014):** The hydrological model system WaSiM-ETH. <http://www.wasim.ch> (Abruf: 17.11.2014).
- Schulla, J. (2013):** Model description WaSiM (water balance simulation model). Completely revised version of 2012 with 2013 extensions. Hydrology Software Consulting, Zürich.

- Schulla, J. (2012a):** Model description WaSiM (water balance simulation model). Version 2012 (01. Mai 2012). Hydrology Software Consulting, Zürich.
- Schulla, J. (2012b):** Model description WaSiM (water balance simulation model). Version 2012 (19. Juni 2012). Hydrology Software Consulting, Zürich.
- Schulla, J. (1997):** Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Dissertation. ETH Zürich, Zürich.
- Schulla, J.; Jasper, K. (2007):** Model description WaSiM-ETH (water balance simulation model ETH). Zürich, Stallikon.
- Schulla, J.; Jasper, K. (1998):** Modellbeschreibung WaSiM-ETH (Wasserhaushalts-Simulations-Modell ETH). Zürich, Stallikon.
- Schwarze, R; Dröge, W. (2011):** DIFferenzenGanglinienAnalyse. DIFGA – Analyse von Abflusskomponenten und Berechnung des Wasserhaushaltes. <http://141.30.240.113/lenya/difga/live/index/Impressum.html> (Abruf: 24.08.2015).
- Sharma, M. L.; Luxmoore, R. J. (1979):** Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance. *Water Resources Research* 15(6), S. 1567–1573.
- Shock, C. C. (2003):** Soil water potential measurement by granular matrix sensors. In: Stewart, B. A.; Howell, T. A. (Hrsg.): The encyclopedia of water science. Marcel Dekker, S. 899–903.
- Shock, C. C.; Wang, F.-X. (2011):** Soil water tension, a powerful measurement for productivity and stewardship. *HortScience* 46(2), S. 178–185.
- Shock, C. C.; Pereira, A. B.; Feibert, E. B. G.; Shock, C. A.; Akin, A. I.; Unlenen, L. A. (2016):** Field comparison of soil moisture sensing using neutron thermalization, frequency domain, tensiometer, and granular matrix sensor devices: relevance to precision irrigation. *Journal of Water Resource and Protection* 8(2), S. 154–167.
- Shock, C. C.; Wang, F. X.; Flock, R.; Feibert, E.; Shock, C. A.; Pereira, A. (2013):** Irrigation monitoring using soil water tension. *EM 8900*, 9 Seiten. <https://catalog.extension.oregonstate.edu/em8900> (Abruf: 13.01.2014).
- Shock, C. C.; Feibert, E.; Jensen, L.; Klauzer, J. (2010):** Successful onion irrigation scheduling. *SR 1097*, 10 Seiten.
- Shock, C. C.; Barnum, J. M.; Seddigh, M. (1998):** Calibration of watermark soil moisture sensors for irrigation management. International Irrigation Show. San Diego, California, USA. S. 139–146. <http://www.cropinfo.net/ClintonShock1998Paper.pdf>
- Silva, J.; Ribeiro, C.; Guedes, R. (2007):** Roughness length classification of corine land cover classes. European Wind Energy conference and Exhibition (EWEC2007). 12. Mai 2007, Mailand, Italien. 10 Seiten. http://www.megajoule.pt/img_upload/Publications/545_Ewec2007fullpaper1.pdf (Abruf: 03.07.2012).
- Simon, M. (2009):** Die landwirtschaftliche Bewässerung in Ostdeutschland seit 1949. Eine historische Analyse vor dem Hintergrund des Klimawandels. PIK Report 114. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- Šimůnek, J.; Šejna, M.; Saito, H.; Sakai, M.; van Genuchten, T. (2013):** The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.16. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California.
- Singh, S. K.; Liang, J.; Bárdossy, A. (2012):** Improving the calibration strategy of the physically-based model WaSiM-ETH using critical events. *Hydrological Sciences Journal* 57(8), S. 1487–1505.
- Sourell, H. (2000):** Beregnung. In: Lütke Entrup, N.; Oehmichen, J. (Hrsg.): Lehrbuch des Pflanzenbaus. Bd. 1: Grundlagen. Verlag Th. Mann, Gelsenkirchen. S. 678–688.
- Spaans, E. J. A.; Baker, J. M. (1992):** Calibration of watermark soil moisture sensors for soil matrix potential and temperature. *Plant and Soil* 143(2), S. 213–217.

- Spank, U.; Bernhofer, C. (2013):** Beschreibung, Messung und Modellierung von Wasserhaushalt und Wasserhaushaltskomponenten von Wäldern. *Promet* 38(1/2), S. 80–91.
- Spellmann, H.; Suttmöller, J.; Meesenburg, H. (2007):** Risikovorwarnung im Zeichen des Klimawandels. *AFZ-DerWald* 62(23), S. 1246–1249.
- Statistische Ämter des Bundes und der Länder (Hrsg.) (2014):** Regionaldatenbank Deutschland. <https://www.regionalstatistik.de> (Abruf: 01.10.2014).
- Statistische Ämter des Bundes und der Länder (2013):** Umwelt - Öffentliche Wassergewinnung. <http://www.statistik-portal.de> (Abruf: 11.07.2013).
- Statistisches Landesamt Sachsen-Anhalt (Hrsg.) (2015):** Bevölkerung – regionale Gliederung. <http://www.statistik.sachsen-anhalt.de> (Abruf: 13.05.2015).
- Stock, M.; Lahmer, W. (2011):** Brandenburg: eine Region im Klimawandel – Seenreichtum und drohender Wassermangel. In: Lozán, J. L.; Graßl, H.; Karbe, L.; Hupfer, P.; Schönwiese, C.-D. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? S. 330–337. http://www.climate-service-center.de/012389/index_0012389.html.de
- Suttmöller, J. (2014):** Grundwasserneubildungsraten unter BZE-Punkten. In: Nordwestdeutsche Forstliche Versuchsanstalt; Ministerium für Landwirtschaft und Umwelt Sachsen-Anhalt (NW-FVA; MLU) (Hrsg.): Waldzustandsbericht 2014. Göttingen. S. 33–35.
- Taber, H. G.; Smith, B. C.; Lawson, V. (2000):** Tensiometers or watermarks for scheduling irrigation. Annual vegetable progress report, year 2000. 5 Seiten. <http://www.public.iastate.edu/~taber/Extension/Progress%20Rpt%2000/tensvswm.pdf> (Abruf: 30.05.2013).
- Täumer, K.; Stoffregen, H.; Wessolek, G. (2005):** Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. *Geoderma* 125(1–2), S. 107–115.
- Tesch, S. (2008):** Modellierung der Dynamik des Wasserhaushaltes eines Braunerde-Standortes aus Löss im Einzugsgebiet des Schäferbach (östlicher Unterharz). Diplomarbeit. Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik, Bergbau der Technischen Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg.
- Thomson, S. J.; Ross, B. B. (1996):** Model-based irrigation management using a dynamic parameter adjustment method. *Computers and Electronics in Agriculture* 14(4), S. 269–290.
- Thompson, R. B.; Gallardo, M.; Agüera, T.; Valdez, L. C.; Fernandez, M. D. (2006):** Evaluation of the watermark sensor for use with drip irrigated vegetable crops. *Irrigation Science* 24(3), S. 185–202.
- Tokunaga, T. K. (2005):** Tensiometry. In: Hillel, D. (Hrsg.): Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier, Oxford. S. 131–134.
- TWM (Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH, Hrsg.) (2014a):** Rohwasserförderungsmengen an den Wasserfassungen Lindau-Süd, Nedlitz und Dobritz II (1991–2012). Interne Datenlieferung.
- TWM (Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH, Hrsg.) (2014b):** Stammdaten, Brunnendaten. Interne Datenlieferung.
- TWM (Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH, Hrsg.) (2013):** Grundwasserpegeldaten (1991–2010). Interne Datenlieferung.
- TWM (Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH, Hrsg.) (2012):** Stabilisierung der Infrastruktur im Bereich Trinkwasserversorgung. Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM), Magdeburg. Unveröffentlichte Foliensammlung. 13 Seiten.
- TWM (Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH, Hrsg.) (2011):** Brunnenausbau (geologische Bohrprofile). Unveröffentlicht.
- Uhl, M. (2005):** Grundlagen der Kalibrierung. <http://www2.hydrotec.de> (Abruf: 20.02.2015).
- UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Hrsg.) (2012):** Managing water under uncertainty and risk. The United Nations World Water Development Report 4. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Paris.
- Valdez, F. (2014):** Watermark soil moisture sensors model 200SS. Calculation of soil moisture tension values using measured electrical resistances. Private schriftliche Korrespondenz.

- van Eimern, J.; Häckel, H. (1984):** Wetter- und Klimakunde. Ein Lehrbuch der Agrarmeteorologie. 4. Auflage. Eugen Ulmer, Stuttgart.
- van Genuchten, M. T. (1976):** A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sciences Society of American Journal* 44(5), S. 892–898.
- van Genuchten, M. T.; Leij, F. J.; Yates, S. R. (1991):** The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Riverside, California.
- van Vuuren, D.; Stehfest, E.; den Elzen, M.; Kram, T.; van Vliet, J.; Deetman, S.; Isaac, M.; Klein Goldewijk, K.; Hof, A.; Mendoza Beltran, A.; Oostenrijk, R.; van Ruijven, B. (2011):** RCP2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2 °C. *Climatic Change* 109(1), S. 95–116.
- Vieux, B. E.; Cui, Z.; Gaur, A. (2004):** Evaluation of a physics-based distributed hydrologic model for flood forecasting. *Journal of Hydrology* 298(1–4), S. 155–177.
- Vogel, G.; Angermann, H. (1967):** dtv-Atlas zur Biologie, Bd. 1. Deutscher Taschenbuch Verlag, München.
- Volgnandt, T. (2014):** Blitzdatenarchiv. <http://www.lightningmaps.org> (Abruf: 20.06.2014).
- Volksstimme (26.02.2014):** Trockenheit stellt Bauern in Zukunft vor Herausforderung.
- Wang, K.; Zhang, R.; Hiroshi, Y. (2009):** Characterizing heterogeneous soil water flow and solute transport using information measures. *Journal of Hydrology* 370(1–4), S. 109–121.
- Wattendorf, P.; Niederberger, J.; Ehrmann, O.; Konold, W. (2010):** Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt von Niedermooren in Baden-Württemberg. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 54(5), S. 293–303.
- Werner, P. C.; Gerstengarbe, F.-W.; Österle, H. (2002):** Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2001. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main. S. 185–194.
- Wernike, N.; Hofer, G.; Habendorf, K.; Alband, M.; Böhme, V.; Schickhoff, N. (2014):** Gewässerentwicklungskonzept Nuthe. IHU Geologie und Analytik Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH. Stendal.
- Wessolek, G.; Bohne, K.; Duijnisveld, W.; Trinks, S. (2011):** Development of hydro-pedotransfer functions to predict capillary rise and actual evapotranspiration for grassland sites. *Journal of Hydrology* 400(3–4), S. 429–437.
- Wessolek, G.; Stoffregen, H.; Täumer, K. (2009):** Persistency of flow patterns in a water repellent sandy soil – conclusions of TDR readings and a time-delayed double tracer experiment. *Journal of Hydrology* 375(3–4), S. 524–535.
- Wessolek, G.; Duijnisveld, W. H. M.; Trinks, S. (2008a):** Hydro-pedotransfer functions (HPTFs) for predicting annual percolation rate on a regional scale. *Journal of Hydrology* 356(1–2), S. 17–27.
- Wessolek, G.; Schwärzel, K.; Greiffenhagen, A.; Stoffregen, H. (2008b):** Percolation characteristics of a water-repellent sandy forest soil. *European Journal of Soil Science* 59(1), S. 14–23.
- Wessolek, G.; Duijnisveld, W. H. M.; Trinks, S. (2004a):** Ein neues Verfahren zur Berechnung der Sickerwasserrate aus dem Boden: das TUB-BGR-Verfahren. In: Bronstert, A.; Thieken, A.; Merz, B.; Rohde, M.; Menzel, L. (Hrsg.): Wasser- und Stofftransport in heterogenen Einzugsgebieten. Beiträge zum Tag der Hydrologie, Bd. 1. 22.–23. März 2004, Potsdam, Deutschland. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 05.04, S. 135–143.
- Wessolek, G.; Trinks, S.; Duijnisveld, W. H. M. (2004b):** Entwicklung von boden- und nutzungsspezifischen Regressionsgleichungen zur Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden: das TUB-BGR-Verfahren. Technische Universität Berlin, Institut für Ökologie, FG Standortkunde und Bodenschutz und Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Berlin, Hannover.
- Wilhelm, F. (1997):** Hydrogeographie. 3. Auflage. Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig.
- Wittenberg, H. (1999):** Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes* 13(5), S. 715–726.

- Wriedt, G.; Rode, M. (2006):** Investigation of parameter uncertainty and identifiability of the hydrological model WaSiM-ETH. *Advances in Geosciences* 9, S. 145–150.
- Wundt, W. (1958):** Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. In: Grahmann, R. (Hrsg.): Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung, Forschung deutsche Landeskunde, Bd. 104. Remagen. S. 47–54.
- Zazueta, F. S.; Xin, J. (1994):** Soil moisture sensors. Florida Cooperative Extension Service, Institute of Food and Agricultural Sciences, University of Florida, *Bulletin* 292, 11 Seiten.
- Zebisch, M.; Grothmann, T.; Schröter, D.; Hasse, C.; Fritsch, U.; Cramer, W. (2005):** Klimawandel in Deutschland. Vulnerabilität und Anpassungsstrategien klimasensitiver Systeme. Climate Change 08/2005. Umweltbundesamt, Dessau.
- Zimmermann, L. (2011):** Wenn Wälder auf dem Trockenen sitzen. Leistungsfähige Rechenmodelle beschreiben zukünftige Wasserhaushaltssituation. *LWF aktuell* 18(1), S. 36–37.
- Zimmermann, L.; Raspe, S. (2011):** Witterungsextreme – heute und morgen. Wie sich extreme Witterungsperioden auf den Wasserhaushalt von Wäldern auswirken. *LWF aktuell* 18(3), S. 19–22.
- Zimmermann, L.; Raspe, S.; Schulz, C.; Grimmeisen, W. (2008):** Wasserverbrauch von Wäldern. Bäume und Bestände verdunsten unterschiedlich stark. *LWF aktuell* 15(5), S. 16–20.

ANHANG

Anhang A:	Bodenchemische Analysen der Monitoringstandorte	171
Anhang B:	Vegetationszusammensetzung der Monitoringstandorte im Wald	173
Anhang C:	Ausgewählte Daten zu den Monitoringstandorten <i>degradiertes Niedermoor</i> und <i>Kerchauer Äcker</i>	174
Anhang D:	Berechnung der jährlichen Sickerwasserraten aus dem Boden mit dem TUB-BGR-Verfahren	175
Anhang E:	Parametrisierung der Bodenklassen bei der Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe	176
Anhang F:	Parametrisierung von WaSiM-ETH	177
Anhang G:	Simulierte Grundwasserstände mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell)	178
Anhang H:	Wasserhaushaltssimulation mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe	179
Anhang I:	Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulation mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) am Monitoringstandort <i>Paradies</i>	180
Anhang J:	Simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum (1992–2010)	181
Anhang K:	Wasserhaushaltssimulation mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell) im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe	182
Anhang L:	Simulierte Abflusskomponenten am Pegel Strinum (WaSiM-ETH mit Grundwassermodell)	183
Anhang M:	Simulierte Grundwasserstände mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell)	184

Tab. A. 1: Bodenchemische Analysen des Standortes *Degradiertes Niedermoor*. Analysen durch das Steinbeis-Transferzentrum Soil Biotechnology, Huckstorf.

Horizont	Tiefe [cm] (von ... bis)	pH ¹	N ² [%]	C _{org} ³ [%]	S ⁴ [%]	Ca ⁵ [mg/kg]	K ⁶ [mg/kg]	Mg ⁷ [mg/kg]	Na ⁸ [mg/kg]	P ⁹ [mg/kg]	Al _{ox} ¹⁰ [mg/kg]	Fe _{ox} ¹¹ [mg/kg]	KAK ¹² [cmol/kg]
1	0–25	5.1	1.45	18.88	0.28	16948.64	625.38	831.9	129.7	2114.8	5085.71	24285.08	37.1
2	25–30	5.4	1.08	17.88	0.23	23255.46	441.72	976.8	10.8	3478.7	4558.52	28452.39	38.0
3	30–40	5.8	0.68	12.24	0.28	12585.62	716.53	1588.9	202.4	5335.1	80780.71	12200.91	34.6
4	40–50	5.4	0.95	17.66	0.40	12012.86	2012.56	2019.7	93.4	666.4	2820.37	18401.24	35.3
5	50–80	5.9	0.03	0.21	0.03	526.95	341.59	259.1	69.6	26.9	–	652.55	1.0

¹ DIN ISO 10390:2005. Bestimmung des pH-Wertes.

² DIN ISO 13878:1998-11. Bodenbeschaffenheit – Bestimmung des Gesamt-Stickstoffs durch trockene Verbrennung (Elementaranalyse) (ISO 13878:1998).

³ DIN ISO 10694:1996-08. Bodenbeschaffenheit – Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff nach trockener Verbrennung (Elementaranalyse) (ISO 10694:1995).

⁴ DIN ISO 15178:2001-02. Bodenbeschaffenheit – Bestimmung des Gesamtschwefels nach trockener Verbrennung (ISO 15178:2000).

^{5–9} DIN EN 16174, November 2012. Schlamm, behandelter Bioabfall und Boden – Aufschluss von mit Königswasser löslichen Anteilen von Elementen; Deutsche Fassung EN 16174:2012.

^{10,11} DIN EN ISO 12782-3:2012-09. Titel (deutsch): Bodenbeschaffenheit – Parameter zur geochemischen Modellierung der Elution und Speziation von Bestandteilen in Böden und Materialien – Teil 3: Extraktion von Aluminiumoxiden und -hydroxiden mittels Ammoniumoxalat/Oxalsäure (ISO 12782-3:2012); Deutsche Fassung EN ISO 12782-3:2012.

¹² DIN ISO 13536:1997-04. Bestimmung der potentiellen Kationenaustauschkapazität und der austauschbaren Kationen unter Verwendung einer bei pH = 8.1 gepufferten Bariumchloridlösung.

Tab. A.2: Bodenchemische Analysen des Standortes *Kerchauer Äcker*. Analysen durch das Steinbeis-Transferzentrum Soil Biotechnology, Huckstorf. Erläuterungen siehe Tab. A.1.

Horizont	Tiefe [cm] (von ... bis)	pH	N [%]	C _{org} [%]	S [%]	Ca [mg/kg]	K [mg/kg]	Mg [mg/kg]	Na [mg/kg]	P [mg/kg]	Al _{ox} [mg/kg]	Fe _{ox} [mg/kg]	KAK [cmol/kg]
1	0–10	5.02	0.122	1.17	0.018	1160.5	266.6	541.6	98.2	486.4	1.02	0.72	13.3
2	10–25	5.87	0.066	0.58	0.026	1059.2	272.9	518.0	106.7	410.8	2.10	0.73	10.3
3	25–40	5.95	0.039	0.29	0.009	645.0	248.4	358.1	93.9	205.2	2.01	0.33	6.7
4	40–80	5.88	0.013	0.04	0.004	232.2	177.1	144.8	84.6	28.0	0.20	–	7.9
5	80–110	6.02	0.009	0.03	0.005	321.3	256.6	160.9	100.2	13.1	0.15	–	1.4

Tab. A. 3: Bodenchemische Analysen der Standorte *Kiefernreinbestand* und *Buchenvoranbau*. Analysen durch das Steinbeis-Transferzentrum Soil Biotechnology, Huckstorf. Erläuterungen siehe Tab. A.1.

Horizont	Tiefe [cm] (von ... bis)	pH	N [%]	C _{org} [%]	S [%]	Ca [mg/kg]	K [mg/kg]	Mg [mg/kg]	Na [mg/kg]	P [mg/kg]	Alox [mg/kg]	Feox [mg/kg]	KAK [cmol/kg]
1	0–20	4.2	0.072	1.064	0.017	201.1	198.1	464.3	27.5	135.5	3.20	0.89	5.6
2	0–40	4.1	0.103	1.937	0.019	231.5	211.0	495.5	45.5	136.3	1.93	1.11	9.8
3	40–70	4.5	0.020	0.035	0.009	213.8	214.9	323.7	57.0	37.5	0.39	0.18	0.3
4	70–100	4.7	0.018	0.034	0.010	334.5	168.8	297.7	99.7	36.3	0.39	0.17	0.6
5	70–100	4.7	0.017	0.034	0.008	272.2	169.8	481.1	82.7	52.2	0.41	0.21	0.7
6	100–125	4.5	0.017	0.025	0.006	243.8	192.9	250.0	124.7	25.3	0.28	0.15	0.5

Tab. A.4: Bodenchemische Analysen des Standortes *Paradies*. Analysen durch das Steinbeis-Transferzentrum Soil Biotechnology, Huckstorf. Erläuterungen siehe Tab. A.1.

Horizont	Tiefe [cm] (von ... bis)	pH	N [%]	C _{org} [%]	S [%]	Ca [mg/kg]	K [mg/kg]	Mg [mg/kg]	Na [mg/kg]	P [mg/kg]	Alox [mg/kg]	Feox [mg/kg]	KAK [cmol/kg]
1	0–25	3.2	0.550	8.262	0.156	553.3	686.4	747.4	20.2	486.3	2.19	5.00	16.8
2	25–50	3.8	0.028	0.102	0.026	309.7	119.0	277.7	69.7	19.4	0.29	0.49	0.9
3	50–70	3.9	0.023	0.067	0.015	435.3	252.0	292.6	136.5	17.5	0.39	0.35	1.1
4	70–115	5.9	0.022	0.051	0.014	837.1	545.6	499.8	101.3	38.0	0.44	0.80	2.6

Tab. A.5: Bodenchemische Analysen des Standortes *Eichenmischwald*. Analysen durch das Steinbeis-Transferzentrum Soil Biotechnology, Huckstorf. Erläuterungen siehe Tab. A.1.

Horizont	Tiefe [cm] (von ... bis)	pH	N [%]	C _{org} [%]	S [%]	Ca [mg/kg]	K [mg/kg]	Mg [mg/kg]	Na [mg/kg]	P [mg/kg]	Alox [mg/kg]	Feox [mg/kg]	KAK [cmol/kg]
1	0–20	5.04	0.648	7.90	0.116	7140.2	308.9	604.6	81.0	492.2	0.89	6.99	111.6
2	20–35	5.45	0.409	5.11	0.133	6044.8	270.0	500.5	76.6	316.8	0.58	6.87	95.1
3	35–55	6.43	0.038	0.39	0.046	1596.3	158.6	343.1	73.7	42.8	0.17	1.46	21.8
4	55–77	6.20	0.029	0.28	0.015	1007.1	246.4	280.4	94.7	44.2	0.13	0.15	10.1
5	77–95	5.99	0.146	3.18	0.076	4125.6	705.6	811.0	74.0	79.0	0.21	1.29	59.7
6	95–145	5.97	0.018	0.15	0.010	641.0	228.1	216.0	89.8	11.7	0.04	–	8.4

Anhang B: Vegetationszusammensetzung der Monitoringstandorte im Wald

Tab. A.6: Vegetationszusammensetzung der Monitoringstandorte im Wald. Die Pflanzen sind alphabetisch und nicht nach ihrer Häufigkeit sortiert. * = nicht näher bestimmt, Jw. = Jungwuchs

	Kiefernreinbestand	Buchenvoranbau	Paradies	Eichenmischwald
Baumschicht	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Fagus sylvatica</i> <i>Pinus sylvestris</i>	<i>Betula pendula</i> <i>Fagus sylvatica</i> <i>Pinus sylvestris</i> <i>Quercus robur</i> <i>Sorbus aucuparia</i>	<i>Acer pseudoplatanus</i> <i>Cornus sanguinea</i> <i>Fagus sylvatica</i> <i>Tilia cordata</i> <i>Quercus robur</i>
Strauchschicht	–	<i>Fagus sylvatica</i> <i>Quercus robur</i> (vereinzelt)	<i>Salix fragilis</i>	<i>Corylus avellana</i>
Krautschicht	<i>Digitalis purpurea</i> <i>Digitalis purpurea alba</i> <i>Farn*</i> <i>Gräser*</i> <i>Moos*</i>	<i>Digitalis purpurea</i> (vereinzelt) <i>Gräser*</i>	<i>Acer pseudoplatanus</i> (Jw.) <i>Carpinus betulus</i> (Jw.) <i>Digitalis purpurea</i> (vereinzelt) <i>Fagus sylvatica</i> (Jw.) <i>Fraxinus excelsior</i> (Jw.) <i>Imaptiens parviflora</i> <i>Oxalis acetosella</i> <i>Rubus fruticosus</i> <i>Salix fragilis</i> (Jw.) <i>Farne*</i>	<i>Acer platanoides</i> (Jw.) <i>Acer pseudoplatanus</i> (Jw.) <i>Alliaria petiolata</i> <i>Circaea lutetiana</i> <i>Fraxinus excelsior</i> (Jw.) <i>Galium aparine</i> <i>Galium odoratum</i> <i>Geranium robertianum</i> <i>Geum urbanum</i> <i>Glechoma hederacea</i> <i>Imaptiens parviflora</i> <i>Oxalis acetosella</i> <i>Prunus avium</i> (Jw.) <i>Ranunculus ficaria</i> <i>Ranunculus repens</i> <i>Urtica dioica</i> <i>Viola reichenbachiana</i> <i>Gräser*</i> <i>Farn*</i> <i>Lippenblütler*</i> <i>Doldenblütler*</i>

Anhang C: Ausgewählte Daten zu den Monitoringstandorten *degradiertes Niedermoor* und *Kerchauer Äcker*.

Tab. A.7: Ausgewählte Daten zum Monitoringstandort *degradiertes Niedermoor*. Datengrundlage: Gottschalk (2014).

Jahr	Hauptkultur	Sorte	Aussaat	Erntetermin
2011	Silomais	Torres	21.04.2011	24.09.2011
2012	Winterroggen	Palazzo	30.09.2011	10.08.2012
2013	Raps	Avatar	28.08.2012	21.08.2013
2014	Winterroggen	Guttino	19.09.2013	

Tab A.8: Ausgewählte Daten zum Monitoringstandort *Kerchauer Äcker*. Datengrundlage: Gottschalk (2014).

Jahr	Hauptkultur	Sorte	Aussaat	Erntetermin
2011	Raps	Visby, Xenon	29.08.2010	12.07.2011
2012	Winterroggen	Guttino	17.09.2011	02.08.2012
2013	Winterroggen	Guttino	17.09.2012	24.08.2013
2014	Winterroggen	Brasetto	19.09.2013	

Anhang D: Berechnung der jährlichen Sickerwasserraten aus dem Boden mit dem TUB-BGR-Verfahren

nach Wessolek et al. (2008a)

Unabhängig von der Landnutzung gilt:

$$WV = nFKWe + KA_j + N_s \quad (\text{Gl. A.1})$$

mit WV	Wasserverfügbarkeit [mm]
$nFKWe$	nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum [mm]
KA_j	jährlicher kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser [mm a ⁻¹]
N_s	Sommerniederschlag (April bis September) [mm]

Unter *Grünland* gilt für die jährlichen Sickerwasserraten (SWR_j) [mm a⁻¹]:

$$WV > 650 \text{ mm: } SWR_j = N_j - 1.2 ET_{0,j} \left(0.53 \log \left(\frac{1}{ET_{0,j}} \right) + 2.43 \right) \quad (\text{Gl. A.2})$$

$WV \leq 650 \text{ mm:}$

$$SWR_j = N_j - ET_{0,j} (1.79 \log(WV) - 3.89) \left(0.53 \log \left(\frac{1}{ET_{0,j}} \right) + 2.43 \right) \quad (\text{Gl. A.3})$$

mit SWR_j	jährliche Sickerwasserrate [mm a ⁻¹]
N_j	Jahresniederschlag [mm a ⁻¹]
$ET_{0,j}$	jährliche FAO-Grasreferenzverdunstung [mm a ⁻¹]

Unter *Laubwald* gilt:

$$WV > 700 \text{ mm: } SWR_j = N_j - 1.17 ET_{0,j} \left(0.865 \log \left(\frac{1}{ET_{0,j}} \right) + 3.36 \right) \quad (\text{Gl. A.4})$$

$WV \leq 700 \text{ mm:}$

$$SWR_j = N_j - 0.90 ET_{0,j} (1.68 \log(WV) - 3.53) \left(0.865 \log \left(\frac{1}{ET_{0,j}} \right) + 3.36 \right) \quad (\text{Gl. A.5})$$

Unter *Nadelwald* gilt:

$$WV > 700 \text{ mm: } SWR_j = N_j - 1.3 ET_{0,j} \left(0.865 \log \left(\frac{1}{ET_{0,j}} \right) + 3.36 \right) \quad (\text{Gl. A.6})$$

$WV \leq 700 \text{ mm:}$

$$SWR_j = N_j - ET_{0,j} (1.68 \log(WV) - 3.53) \left(0.865 \log \left(\frac{1}{ET_{0,j}} \right) + 3.36 \right) \quad (\text{Gl. A.7})$$

Unter *Mischwald* gilt:

$$WV > 700 \text{ mm: } SWR_j = 0.5 \cdot SWR_j(\text{Laubwald}) + 0.5 \cdot SWR_j(\text{Nadelwald}) \quad (\text{Gl. A.8})$$

$$WV \leq 700 \text{ mm: } SWR_j = 0.5 \cdot SWR_j(\text{Laubwald}) + 0.5 \cdot SWR_j(\text{Nadelwald}) \quad (\text{Gl. A.9})$$

Anhang E: Parametrisierung der Bodenklassen bei der Modellierung mit WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe

Tab. A.9: Mittlere Korngrößenverteilung der für die Modellierung mit WaSiM-ETH verwendeten Bodenklassen. Gemittelt wurden die Sand-, Schluff- und Tongehalte über alle Flächen mit derselben Bodenklasse. Datengrundlage: FIS Boden, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (2011); Horizont- und Profil/Flächendaten, Bodenfunktionen und Bodengefährdungen, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011); VBK50, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011).

ID	Bodenklassen in WaSiM-ETH	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Steine [%]	Bodenart
1	Siedlungen, bebaute Flächen	–	–	–	–	–
2	äolischer Sand (Flugsand)	91	5	1	3	Ss
3	fluviatiler Lehmsand	71	12	5	11	SI2
4	fluvilimnogener Lehm	47.5	31.5	18	3	Ls3
5	fluvilimnogener Sand	89	5	2	4	Ss
6	kiesführender, periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	83	4	2	11	Ss
7	Niedermoortorf	9	70	19	2	Ut4
8	periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	90	6	2.5	1.5	Ss

Tab. A.10: Prozentuale Verteilung der Bodentypen auf die bei der Modellierung mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) verwendeten Bodenklassen. Datengrundlage: FIS Boden, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (2011); Horizont- und Profil/Flächendaten, Bodenfunktionen und Bodengefährdungen, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011); VBK50, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011).

ID	Bodenklassen in WaSiM-ETH		prozentualer Anteil der Bodentypen an der jeweiligen Bodenklassen [%]													
		prozentualer Anteil der Bodenklasse an der Gesamtfläche	Anmoorgley	Braunerde	Braunerde-Fahlerde	Braunerde-Podsol	Erdniedermoor	Gley	Gley-Braunerde	Gley-Podsol	Humusgley	Humuspseudogley	Podsol	Podsol-Braunerde	Pseudogley-Braunerde	Regosol
1	Siedlungen, bebaute Flächen	2.5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	äolischer Sand (Flugsand)	0.2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.0
3	fluviatiler Lehmsand	6.6	0.9	–	–	–	–	28.3	–	–	70.8	–	–	–	–	–
4	fluvilimnogener Lehm	1.6	12.1	–	–	–	–	62.1	–	–	25.8	–	–	–	–	–
5	fluvilimnogener Sand	4.1	18.3	–	–	–	–	19.6	–	–	62.1	–	–	–	–	–
6	kiesführender, periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	48.4	–	49.7	41.0	4.4	–	–	1.3	–	–	0.1	2.2	–	1.5	–
7	Niedermoortorf	5.9	–	–	–	–	100.0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
8	periglazialer Sand (Geschiebedecksand)	30.6	–	12.1	–	84.0	–	–	–	3.8	–	–	–	0.1	–	–

Anhang F: Parametrisierung von WaSiM-ETH

Tab. A. 11: Übersicht über die verwendeten Literaturquellen für die Parametrisierung von Landnutzung und Boden im Einzugsgebiet der Grimmer Nuth. Die Parametrisierung der einzelnen Parameter erfolgte in Anlehnung an Schulla (2012a, 2012b, 2013) und Schulla & Jasper (2007) sowie weiterer, in der Tabelle aufgeführter Literatur- und Datenquellen. Die van Genuchten Parameter wurden mit dem Programm RETC aus der Korngrößenverteilung abgeleitet. Grau hinterlegt sind die Größen, die nur bei der Modellierung mit Grundwassermodell benötigt werden. Hierbei ist für jeden Aquifer ein Grid notwendig.

Kürzel	Beschreibung Landnutzungsparameter	Literatur/ Datenquellen	Kürzel	Beschreibung Bodenparameter	Literatur/ Datenquellen
InterceptCap	Interzeptionskapazität	Rutter & Morton (1977), Breuer & Frede (2003), Breuer et al. (2003)	GrainSizeDist	Korngrößenverteilung (Anteile Sand, Schluff, Ton, Steine)	eigene Laboranalysen, Luckner et al. (2002), FIS Boden (2011), TWM (2011), VBK50 & Horizont- und Profil/Flächendaten (2011), TWM (2014b),
Albedo	Albedo	Häckel (1999), Breuer & Frede (2003), Breuer et al. (2003), Schönwiese (2003)	horizon	ID für jeden Horizont (Horizontanzahl)	FIS Boden (2011), VBK50 & Horizont- und Profil/Flächendaten (2011)
rsc	Oberflächenwiderstand [s m^{-1}]	–	ksat	gesättigte Wasserleitfähigkeit [m s^{-1}]	van Genuchten et al. (1991), Luckner et al. (2002), Ad-hoc-AG Boden (2005)
rs_interception	Interzeptionsoberflächenwiderstand	–	k_recession	Abnahme der ksat-Werte mit der Tiefe	–
rs_evaporation	Bodenoberflächenwiderstand (nur für Evapotranspiration)	–	theta_sat	Wassergehalt bei Sättigung	van Genuchten et al. (1991), Miegel et al. (2013)
LAI	Blattflächenindex	Rutter & Morton (1977), Fritsch & Katzenmaier (2001), Breuer & Frede (2003), Breuer et al. (2003)	theta_res	Restwassergehalt (Wassergehalt, der durch Transpiration nicht unterschritten werden kann)	van Genuchten et al. (1991), Miegel et al. (2013)
z ₀	aerodynamische Rauigkeitslänge [m]	Silva et al. (2007)	alpha	van Genuchten Parameter Alpha	van Genuchten et al. (1991), Miegel et al. (2013)
VCF	Bedeckungsgrad	Fritsch & Katzenmaier (2001)	Par_n	van Genuchten Parameter n	van Genuchten et al. (1991), Miegel et al. (2013)
RootDepth	Durchwurzelungstiefe [m]	Kutschera & Lichtenegger (2002), Breuer et al. (2003)	tickness	Dicke jeder numerischen Schicht [m]	–
			layers	Anzahl der numerischen Schichten je Horizont	–
			kx, ky	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (x- bzw. y-Richtung)	Luckner et al. (2002), TWM (2014b)
			S0	Spezifischer Speicherkoeffizient	Bernhardt et al. (2008)
			GK	Leakage Faktoren	TANALYS
			BQ	Randzuflüsse	–
			BH	konstante Druckhöhen	–
			AQ	Aquifermächtigkeit	Luckner et al. (2002), TWM (2014b)

Anhang G: Simulierte Grundwasserstände mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell)

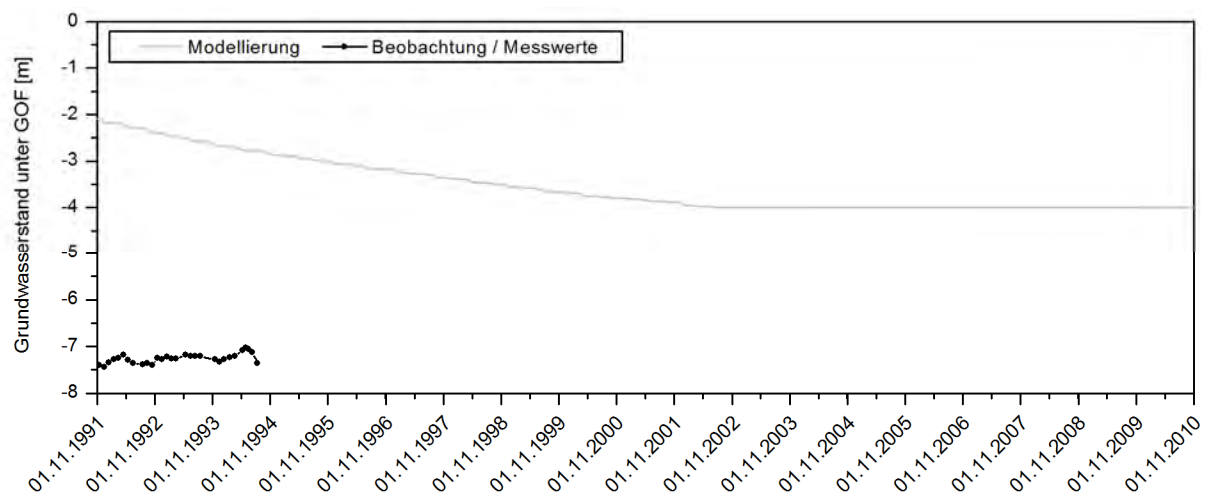


Abb. A.1: Gemessene und mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an der Grundwasserstation 155 (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14, TWM (2013, 2014b).

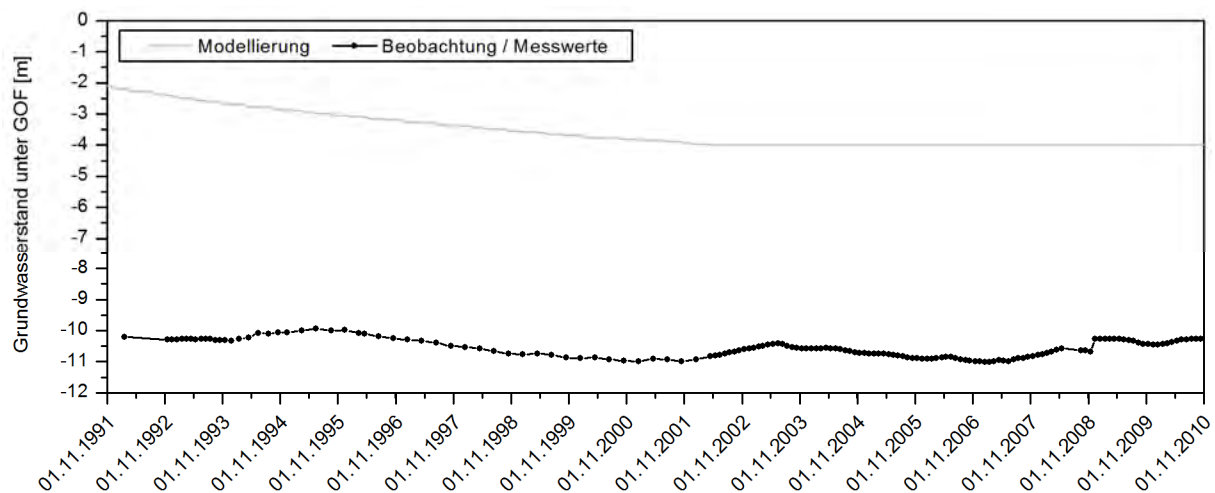


Abb. A.2: Gemessene und mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an der Grundwasserstation 156OP in Polenzko (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14, TWM (2013, 2014b).

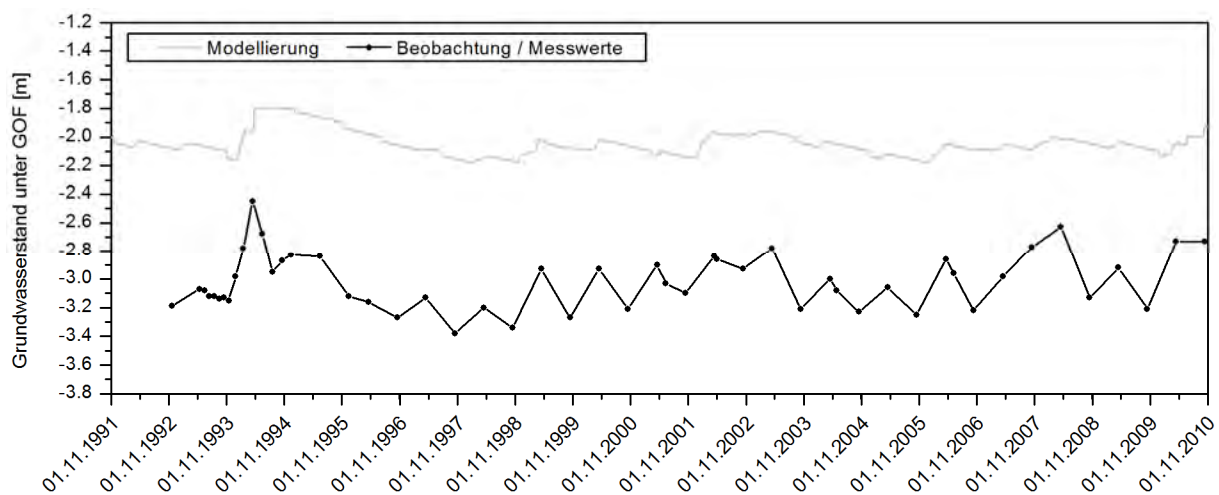


Abb. A.3: Gemessene und mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte Grundwasserstände an der Grundwasserstation 322 in Kerchau (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14, TWM (2013, 2014b).

Anhang H: Wasserhaushaltssimulation mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe

Tab. A.12: Statistische Kenngrößen zur Bewertung der Modellgüte zwischen beobachtetem und simuliertem Gesamtabfluss am Pegel Strinum (WaSiM-ETH ohne Grundwassermodell; 250 m x 250 m Auflösung) [mm d⁻¹]. Die jeweils beste Anpassung ist grau hinterlegt. Datengrundlage: Tab. 3.14.

	hydrologisches Jahr	<i>r</i>	<i>B</i>	<i>RMSE</i>	<i>RSR</i>	<i>NSE</i>
Kalibrierungszeitraum	1992	0.65	0.43	0.21	1.20	-0.45
	1993	0.65	0.42	0.30	1.78	-2.19
	1994	0.72	0.51	0.31	0.77	0.40
	1995	0.83	0.68	0.25	0.65	0.58
	1996	0.69	0.48	0.20	2.72	-6.43
	1997	0.87	0.75	0.07	0.50	0.75
	1998	0.79	0.62	0.10	0.71	0.49
	1999	0.79	0.63	0.17	0.71	0.49
	2000	0.80	0.64	0.20	0.71	0.49
Validierungszeitraum	2001	0.73	0.53	0.11	0.69	0.53
	2002	0.48	0.23	0.26	1.10	-0.21
	2003	0.70	0.49	0.35	0.74	0.46
	2004	0.80	0.65	0.19	0.79	0.38
	2005	0.84	0.71	0.12	0.74	0.45
	2006	0.80	0.63	0.13	0.67	0.55
	2007	0.56	0.31	0.15	0.83	0.31
	2008	0.90	0.81	0.16	0.53	0.72
	2009	0.89	0.80	0.12	0.54	0.70
	2010	0.68	0.47	0.29	0.83	0.31

Anhang I: Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulation mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) am Monitoringstandort *Paradies*

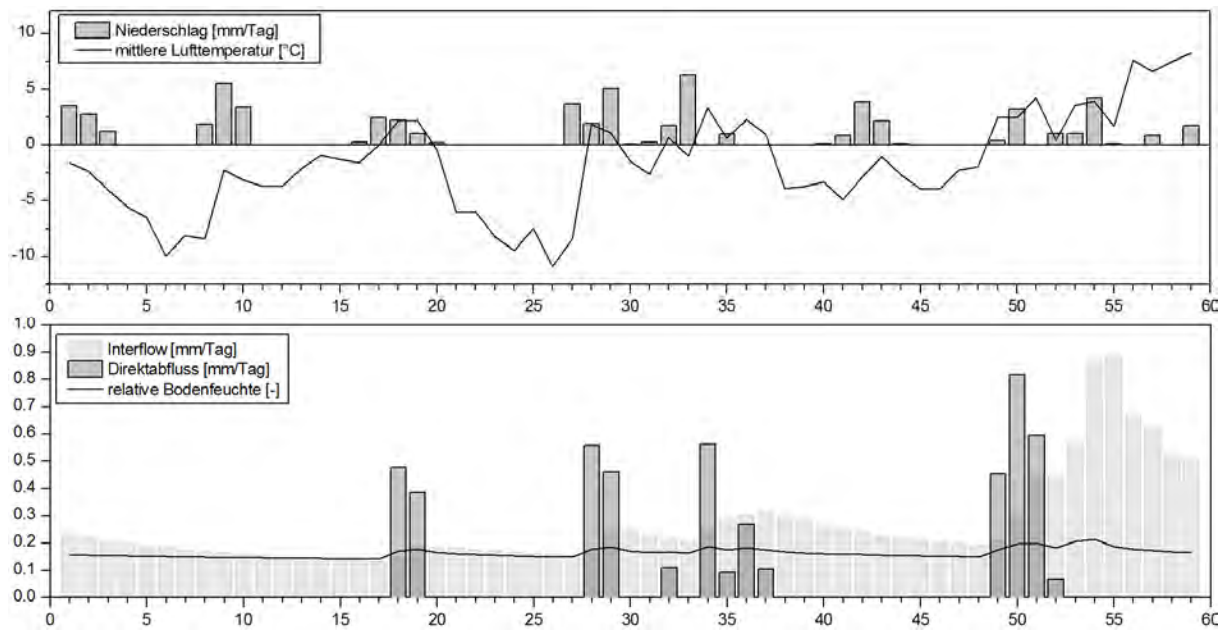


Abb. A.4: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell) simulierte meteorologische und hydrologische Größen am Monitoringstandort *Paradies* im Januar und Februar 2010 (Auflösung: 250 m x 250 m). x-Achse: Tage im Jahr. Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

Anhang J: Simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum (1992–2010)

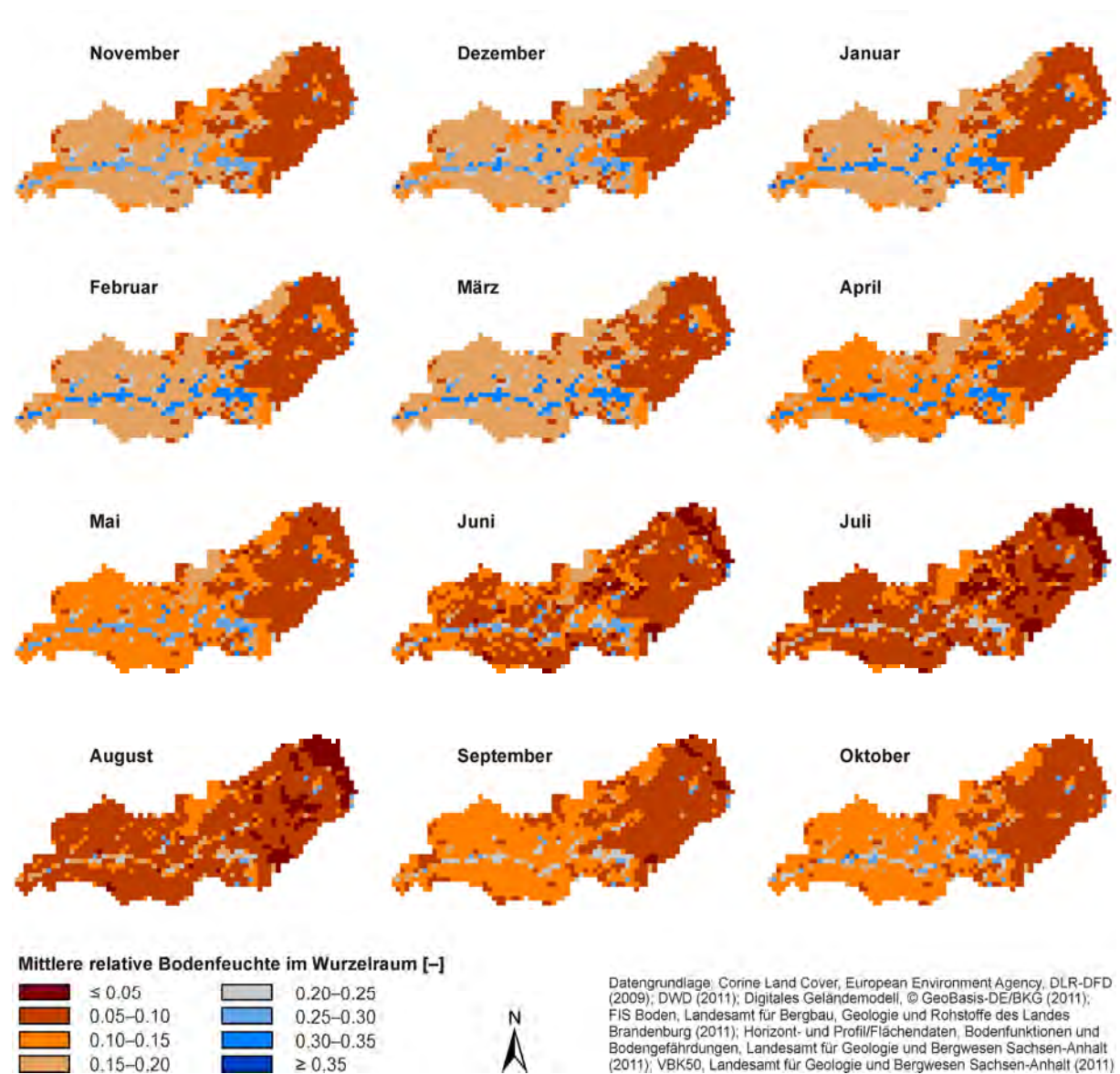


Abb. A. 5: Mit WaSiM-ETH (ohne Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) simulierte mittlere relative Bodenfeuchte im Wurzelraum in den hydrologischen Jahren 1992–2010 (Auflösung: 250 m x 250 m).

Tab. A.13: Statistische Kenngrößen zur Bewertung der Modellgüte zwischen beobachtetem und simuliertem Gesamtabfluss am Pegel Strinum (WaSiM-ETH mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf; 250 m Raster) [mm d⁻¹]. Aufgeführt sind die Werte für den Kalibrierungszeitraum für unterschiedliche Vorlaufzeiten des Modells. Die jeweils beste Anpassung ist grau hinterlegt. Datengrundlage: siehe Tab. 3.14.

	Hydrologisches Jahr	01.11.1990–31.10.2000 (1 Jahr Vorlauf)					01.11.1988–31.10.2000 (3 Jahre Vorlauf)					01.11.1986–31.10.2000 (5 Jahre Vorlauf)				
		<i>r</i>	<i>B</i>	<i>RMSE</i>	<i>RSR</i>	<i>NSE</i>	<i>r</i>	<i>B</i>	<i>RMSE</i>	<i>RSR</i>	<i>NSE</i>	<i>r</i>	<i>B</i>	<i>RMSE</i>	<i>RSR</i>	<i>NSE</i>
Kalibrierungszeitraum	1992	0.61	0.37	0.36	0.87	0.24	0.63	0.39	0.29	0.82	0.32	0.64	0.40	0.28	0.83	0.31
	1993	0.65	0.42	0.26	0.77	0.41	0.64	0.40	0.26	0.86	0.26	0.63	0.40	0.27	0.92	0.15
	1994	0.65	0.43	0.54	0.87	0.23	0.66	0.43	0.49	0.84	0.30	0.66	0.43	0.47	0.82	0.33
	1995	0.86	0.74	0.28	0.61	0.63	0.85	0.73	0.27	0.61	0.63	0.85	0.73	0.27	0.61	0.62
	1996	0.69	0.47	0.16	1.31	-0.72	0.69	0.48	0.18	1.56	-1.43	0.69	0.48	0.19	1.73	-1.99
	1997	0.87	0.75	0.16	0.66	0.56	0.87	0.75	0.14	0.62	0.61	0.87	0.75	0.13	0.60	0.64
	1998	0.77	0.59	0.22	0.91	0.17	0.77	0.59	0.20	0.86	0.25	0.77	0.59	0.19	0.84	0.29
	1999	0.78	0.61	0.35	0.88	0.22	0.78	0.61	0.33	0.86	0.25	0.78	0.61	0.32	0.85	0.27
	2000	0.78	0.61	0.32	0.81	0.35	0.78	0.61	0.31	0.80	0.36	0.78	0.61	0.30	0.79	0.37

	Hydrologisches Jahr	01.11.1981–31.10.2000 (10 Jahre Vorlauf)					01.11.1971–31.10.2000 (20 Jahre Vorlauf)				
		<i>r</i>	<i>B</i>	<i>RMSE</i>	<i>RSR</i>	<i>NSE</i>	<i>r</i>	<i>B</i>	<i>RMSE</i>	<i>RSR</i>	<i>NSE</i>
Kalibrierungszeitraum	1992	0.64	0.41	0.27	0.89	0.21	0.64	0.41	0.26	0.94	0.11
	1993	0.62	0.39	0.28	1.08	-0.18	0.62	0.38	0.30	1.21	-0.46
	1994	0.65	0.42	0.43	0.80	0.36	0.65	0.42	0.41	0.79	0.37
	1995	0.84	0.71	0.26	0.63	0.60	0.84	0.70	0.26	0.65	0.58
	1996	0.69	0.47	0.21	2.04	-3.18	0.69	0.47	0.23	2.39	-4.74
	1997	0.86	0.74	0.11	0.57	0.67	0.86	0.74	0.11	0.56	0.69
	1998	0.77	0.59	0.17	0.80	0.35	0.77	0.59	0.16	0.77	0.40
	1999	0.78	0.61	0.30	0.84	0.30	0.79	0.62	0.29	0.82	0.33
	2000	0.77	0.60	0.29	0.78	0.39	0.77	0.60	0.28	0.77	0.40

Anhang L: Simulierte Abflusskomponenten am Pegel Strinum (WaSiM-ETH mit Grundwassermodell)

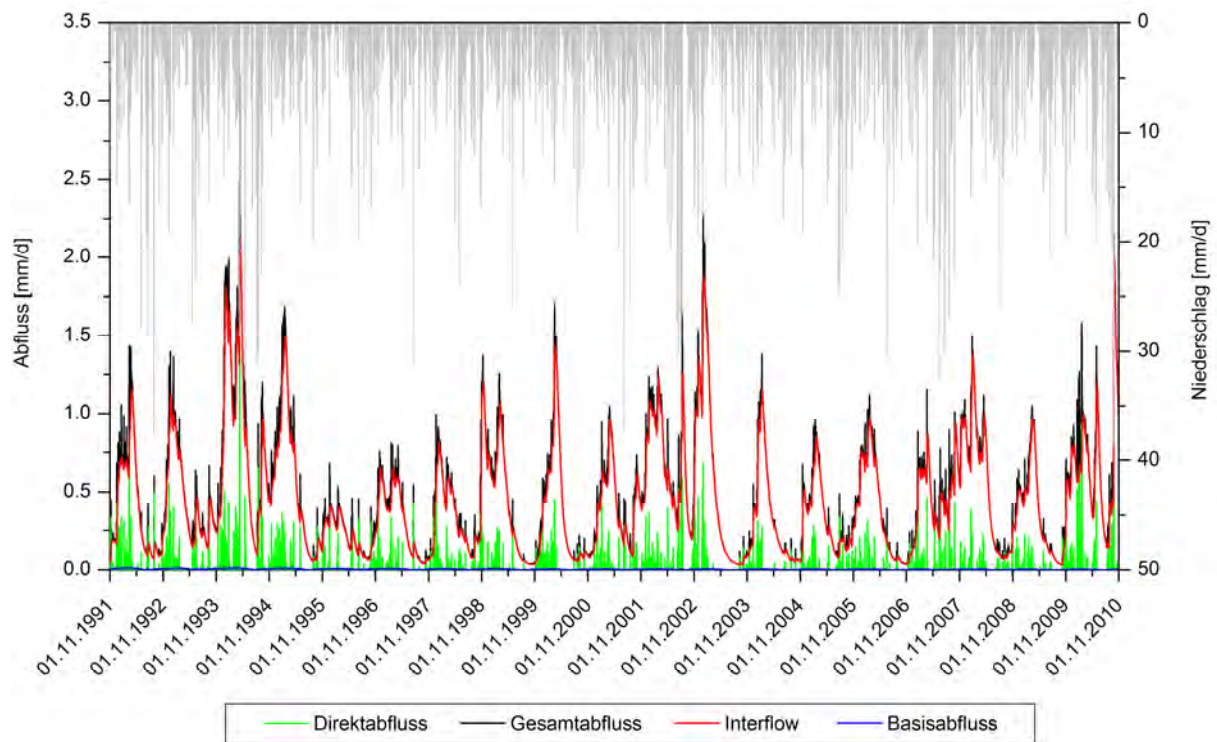


Abb. A.6: Mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) im Einzugsgebiet der Grimmer Nuthe simulierte Abflusskomponenten und Niederschlagsmengen (250 m-Raster). Datengrundlage: Corine Land Cover 2006, European Environment Agency DLR-DFD (2009); Digitales Geländemodell, © GeoBasis-DE/BKG (2011); DWD (2011); FIS Boden, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (2011); Horizont- und Profil/Flächendaten, Bodenfunktionen und Bodengefährdungen, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011); LHW (2011); VBK50, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2011); LHW (2013).

Anhang M: Simulierte Grundwasserstände mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell)

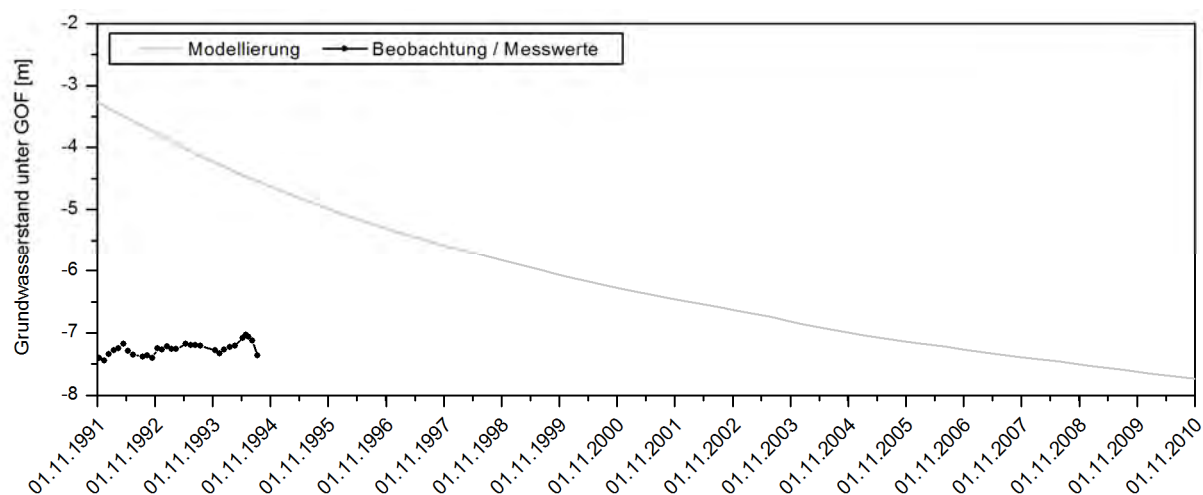


Abb. A.7: Gemessene und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) simulierte Grundwasserstände an der Grundwassermessstelle 155 (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14, TWM (2013, 2014b).

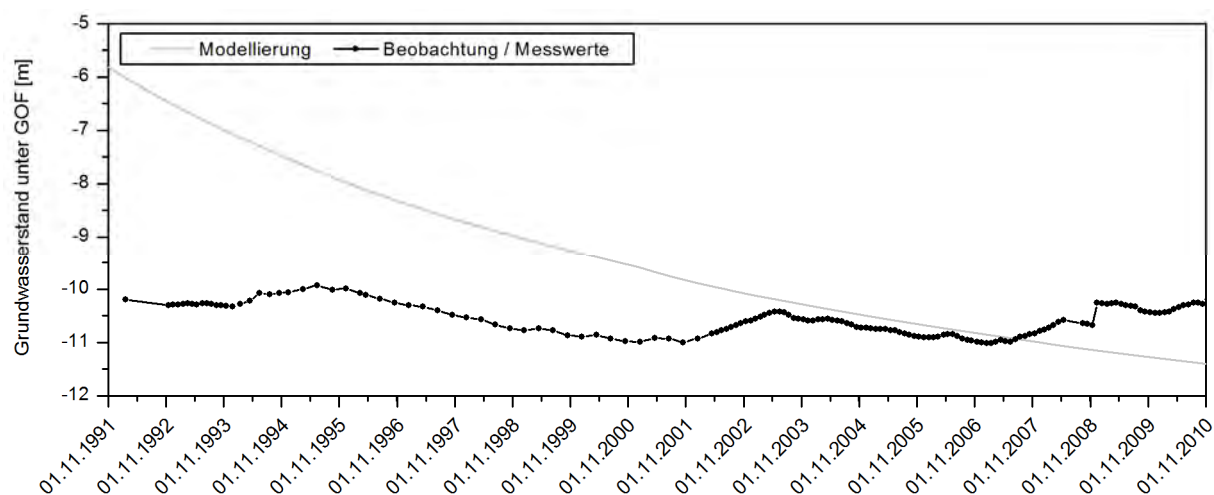


Abb. A.8: Gemessene und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) simulierte Grundwasserstände an der Grundwassermessstelle 156OP in Polenzko (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14, TWM (2013, 2014b).

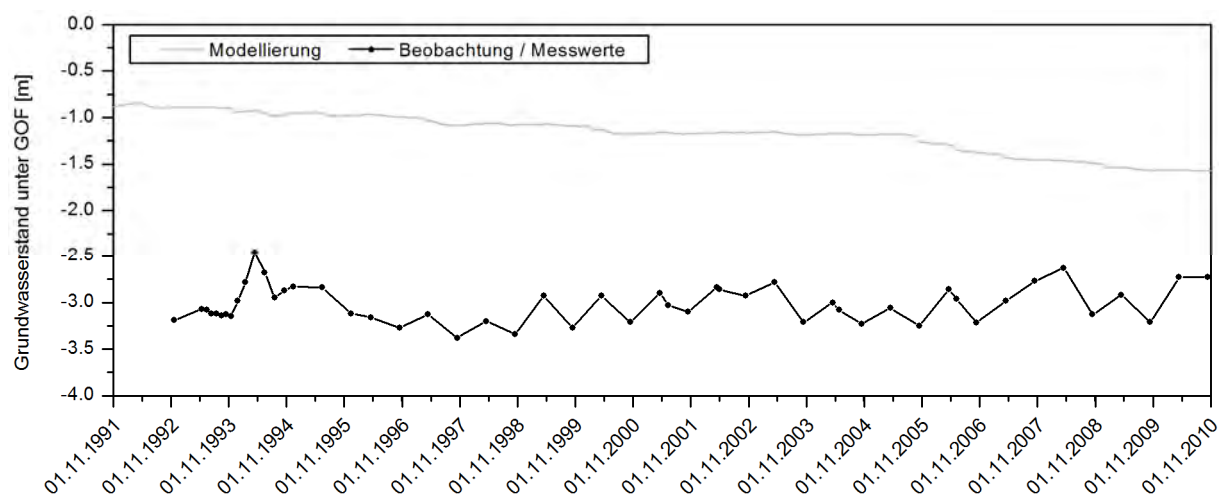


Abb. A.9: Gemessene und mit WaSiM-ETH (mit Grundwassermodell; 5 Jahre Vorlauf) simulierte Grundwasserstände an der Grundwassermessstelle 322 in Kerchau (250 m-Raster). Datengrundlage: siehe Tab. 3.14, TWM (2013, 2014b).

LEBENS LAUF

Persönliche Daten

Akadem. Grad, Vor- und Nachname	Dipl.-Geographin Gundula Heike Haunert, geb. Paul
Geburtsdatum und -ort	11. Oktober 1985, Wuppertal
Geschlecht	weiblich
Fachgebiet Promotion	Geographie

wissenschaftlicher Werdegang

2005–2010	Studium der Geographie an der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover, abgeschlossen mit dem Diplom (<i>Dipl.-Geogr.</i>) Schwerpunkt: Physische Geographie Nebenfächer: Meteorologie, Hydrologie/Wasserwirtschaft, Landespflege (Ökologie und Umweltschutz) Diplomarbeit: <i>Wasserversorgung der Waldböden in der Nordwestschweiz. Abschätzung der standörtlichen Wasserversorgung unter dem Einfluss der Wasserspeicherung im Boden sowie den aktuellen und zukünftigen Klimabedingungen</i>
2008–2009	Studentische Hilfskraft am Institut für Physische Geographie und Landschaftsökologie der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover
2011–2015	Doktorandin, wissenschaftliche Mitarbeiterin und Gastwissenschaftlerin am Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung – UFZ, Department Bodenphysik, Standort Magdeburg
2015–2016	Beraterin für die landwirtschaftliche Produktion in Wasserschutzgebieten (Kooperativer Gewässerschutz), Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen, Kreisstelle Minden-Lübbecke/Herford-Bielefeld, Standort Lübbecke
seit 2016	Wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Referat M3 – Grundwasser, Geologie, Gewässermorphologie, Standort Koblenz

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG / DECLARATION UNDER OATH

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

I declare under penalty of perjury that this thesis is my own work entirely and has been written without any help from other people. I used only the sources mentioned and included all the citations correctly both in word or content.

25.11.2016

Datum / Date

Gundula Haindt

Unterschrift des Antragstellers / Signature of the applicant

DANKSAGUNG

In den letzten Jahren haben mich während der Arbeit an meiner Dissertation zahlreiche Kollegen und Kolleginnen sowie meine Familie und Freunde unterstützt und begleitet, denen ich hierfür herzlich danke. Einige von ihnen möchte ich an dieser Stelle persönlich nennen.

Mein Dank gilt Prof. Dr. Ralph Meißner und PD Dr. Gregor Ollesch, die mir die Möglichkeit gegeben haben, zu promovieren, und die nie daran gezweifelt haben, dass die Arbeit – trotz meiner beruflichen Tätigkeit neben der Promotion – noch einmal fertig wird. Beide standen mir stets mit Rat und Tat zur Seite und haben durch ihre Gespräche, Diskussionen und Anregungen zum Entstehen dieser Arbeit beigetragen. Zudem danke ich Prof. Dr. Jürgen Schmidt für die Übernahme der Funktion als Gutachter und Zweitprüfer dieser Arbeit.

Herzlich bedanke ich mich bei dem Revierförster des Forstreviers *Hoher Fläming* Toren Reis sowie den Landwirten Peter Gottschalk und Hans-Joachim Wuttig von der *AgriCo Lindauer Naturprodukte AG* für ihre stetige Hilfe, ihre Unterstützung bei der Auswahl geeigneter Plätze für das Monitoringprogramm und die Bereitstellung von Flächen, ohne die eine experimentelle Untersuchung zum Bodenwasserhaushalt im Westfläming nicht möglich gewesen wäre. Ebenfalls gilt mein Dank der Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM) für die Bereitstellung von Daten und die ausführlichen Diskussionen zum Wassermanagement im Westfläming sowie dem Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (LHW) für die Bereitstellung von Abflussdaten.

Danke sage ich meinem Kollegen Dr. Jens Hagenau für die Unterstützung bei der Feldarbeit, ebenso wie meinen studentischen Hilfskräften Stefanie Kramer und Thomas Kriese sowie allen Kollegen und Kolleginnen sowie Praktikantinnen des Helmholtz-Zentrums für Umweltforschung (UFZ), die mir beim Aufbau der Messplätze geholfen sowie mich bei der Feldarbeit und bei anderen Arbeiten im Zusammenhang mit meiner Promotion unterstützt haben.

Bedanken möchte ich mich auch bei Prof. Dr.-Ing. Jörg Rinklebe (Bergische Universität Wuppertal) und Albrecht Deppe (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen) für die Unterstützung bei der korrekten Ansprache der Bodentypen der Monitoringstandorte. Zudem danke ich Dr. Jörg Schulla (Hydrology Software Consulting, Zürich) für die stets schnelle und kompetente Hilfe bei der Behebung aufgetretener Probleme im Zusammenhang mit der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH.

Schließlich bedanke ich mich herzlich bei meinen Projektpartnern des Verbundprojektes. Danke für die angenehme Arbeitsatmosphäre, den interdisziplinären Austausch und die vielen interessanten Diskussionen im Rahmen der Projekttreffen. An dieser Stelle möchte ich insbesondere Robert Nuske (Nordwestdeutsche Forstliche Versuchsanstalt) danken, der eine Vielzahl der für diese Arbeit benötigten Geodaten besorgt hat, sowie Prof. Dr. Peter Christian Werner (Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung) für die Unterstützung bei der Berechnung der FAO-Grasreferenzverdunstung für die Klimastation Wittenberg.

Ein besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mir mein Geographiestudium ermöglicht und mich bei meinen beruflichen Zielen stets unterstützt haben. Zudem gilt ein großer Dank meinem Mann, der mich erst auf die Idee gebracht hat zu promovieren und der mir stets geduldig und unterstützend zur Seite stand. Von Herzen bedanke ich mich bei meiner Familie und meinen Freunden, die mich während der letzten Jahre begleitet und mich immer wieder motiviert haben, die Arbeit noch zu Ende zu schreiben.

Die vorliegende Arbeit wurde durch Finanzmittel aus dem vom Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) geförderten Forschungsvorhaben „Nachhaltiges Landmanagement im Norddeutschen Tiefland unter sich ändernden ökologischen, ökonomischen und gesellschaftlichen Rahmenbedingungen“ (NaLaMa-nT; Förderkennzeichen: 033L029J) ermöglicht.